

題名	作／譯者	卷期號	頁碼	出版年
冬季台北盆地低層大氣結構與天氣現象之研究	萬寶康	16/01	1	1970.03
台灣定量降水預報之簡單統計法（譯）	洪理強	16/01	21	1970.03
天氣預報事用價值之檢討與改進芻議	陳毓雷	16/01	31	1970.03
民國五十八年颱風調查報告第三號颱風歐拉	研究室	16/01	40	1970.03
民國五十八年颱風調查報告颱風芙勞西	研究室	16/01	54	1970.03
-----	-----	-----	-----	-----
艾爾西及芙勞西颱風農業災害之研究	張月娥	16/02	1	1970.06
台灣區域冬半年連續三至六天惡劣天氣型研究	王時鼎	16/02	18	1970.06
熱帶氣象現況簡介	徐明同	16/02	32	1970.06
民國五十八年北太平洋西部颱風概述	研究室	16/02	39	1970.06
-----	-----	-----	-----	-----
台灣夏季雨量與颱風關係之研究	魏元恆	16/03	1	1970.09
台灣山地氣溫度之特徵	戚啓勳	16/03	18	1970.09
台灣地區有感地震次數與震度之關係	徐明同	16/03	24	1970.09
台灣地區低溫度預報之研究	徐晉淮	16/03	29	1970.09
廈門市氣候	張月娥	16/03	36	1970.09
淡水港高潮之研究	周玉璋	16/03	46	1970.09
應用雷達測定雨量之近似預估（譯）	王世英	16/03	53	1970.09
-----	-----	-----	-----	-----
亞洲地區噴射氣流之特性及其對於台灣天氣變化之影響	萬寶康	16/04	1	1970.12
天氣幅度擾亂與高空風分析	徐明同 謝信良 林民生	16/04	22	1970.12
民國五十九年颱風調查報告第一號颱風芙安	研究室	16/04	48	1970.12

氣象學報

季刊

第十六卷 第一期

目次

論著

冬季臺北盆地低層大氣結構與天氣現象之研究……………萬寶康……(1)

臺灣定量降水預報之簡單統計法……………H.Bogin著 洪理強譯……(21)

天氣預報使用價值之檢討與改進芻議……………陳毓雷……(31)

報告

民國五十八年颱風調查報告第三號颱風艾爾西……………研究室……(40)

民國五十八年颱風調查報告颱風芙勞西……………研究室……(54)

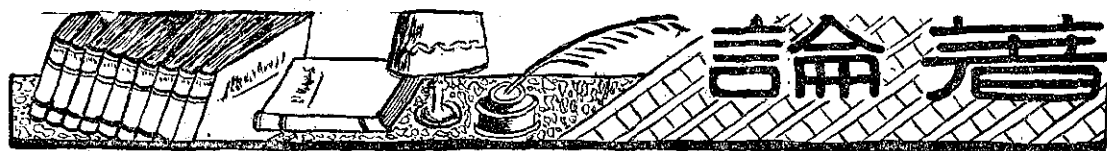
氣象學報

(季刊)

第十六卷 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：三三四七二四

中華民國五十九年三月出版



冬季臺北盆地低層大氣結構與天氣現象之研究

萬 寶 康

An Investigation of the Structure of the Lower Atmosphere and the Weather Phenomena over Taipei Basin in Winter

Pao-Kang Wan

Abstract

The Taipei Basin is situated at the northern end of the Island of Taiwan. It is bounded by hills mostly below 1,000 meters. The Taipei City is located at $25^{\circ} 02'$ and $121^{\circ} 31'$ in the central region of the basin. The average elevation of the city is 7 meters above the mean sea level.

The summer season of the Taipei Basin is a hot period with abundant precipitation while the winter season is a cold period with much less precipitation. The summer precipitation is generated mostly by the heat thunderstorms which are of a local nature with short duration. The winter precipitation comes mostly from the frequent frontal passages. Although the amount of the winter precipitation is not much but it is associated with a widespread cloud cover as well as low fog within a period of several days. It becomes very hazardous to the air activities over the basin.

The prevailing weather in the winter season is subjected to the winter monsoon. It is originated from the source region in Siberia and Northern China in the form of polar outbreaks. These polar outbreaks may be classified into two categories according to Pagava's School. The Normal Polar Axis is oriented NW-SE and the Ultra Polar Axis is oriented N-S. The latter is much stronger than the former in intensity. The polar outbreak or the so-called cold wave is leading by a cold front. The monsoon stratum extends from the ground up to the base of the frontal inversion.

The winter monsoon is a modified polar continental air mass in nature. The surface inversion of the original air mass in the source region has been destroyed completely before reaching the Taiwan area. The degree of modification depends upon its trajectories over the land or sea. These modified polar continental air mass are named accordingly the Land NPc, the Cold sea NPc and the Warm sea NPc. The weather condition resulted by these air masses differs

significantly from each other over the basin. Another inversion over the frontal surface may be found due to subsidence of the upper prevailing westerlies.

From the day-to-day analysis of the RAOB data of the Taipei City of the three winter months from December 1965 to February 1966, the thermal structure of the lower atmosphere may be classified into 6 different types. The type 1 occurs during a intense polar outbreak with very cloudy sky and frequently precipitation in the form of dizzles to rain. The type 2 appears during a weaker polar outbreak with considerable amount of low clouds. The types 3 and 4 are associated with the diminishing polar outbreaks with heavy fog and occasional little low clouds. The type 5 exists in the transitional period between two polar outbreaks; no distinct discontinuity in thermal structure and moisture content can be found in this type. The type 6 is a situation with two layers of clouds which always appears before the type 1. The lower layer of clouds in type 6 is of the low cloud forms while the upper layer is of the medium cloud forms.

Statistical studies are given to the observational data of each type including the cloud base, the cloud top, the cloud thickness, the inversion base, the inversion top, the inversion thickness and the inversion magnitude. The vertical temperature distribution and moisture content in the unsaturated or saturated layer near the earth's surface, the cloud layer and the inversion layer are also studied. From the successive sequence of these types, the duration of each polar outbreak can be determined. Therefore, the days of persistence of each type can also be determined. These results may be used as an aid to the weather forecasting in order to promote the flying safety.

一、前言

臺北盆地位於臺灣本島之北端，臺北市則位於盆地之中央。其地不僅為環島交通幹道之樞紐，亦且為東亞與西太平洋空中航路之要衝。臺北盆地之全年天氣變化甚大。夏季多熱雷雨，但存在時間短暫且侷限於一隅，故對於航空之阻擾尚不十分嚴重。而冬季則多持久性之低雲，且其掩蔽範圍甚廣，有時即使無低雲存在，晨間地面附近亦常有濃霧對於航空均可構成極大之威脅。本文之目的即在研究冬季臺北盆地有低雲或濃霧出現時之低層大氣結構形態，進而尋求一種預測此等天氣現象變化之著手方法，藉以促進飛行之安全。

本文所根據之研究資料以五十四年十二月至五十

五年二月冬季三個月臺北市地面與高空氣象觀測報告為主。因五十四年至五十五年介於五十三年太陽寧靜年與五十八年太陽活動年之間，大致可以代表平均之一般大氣環流狀況，不受太陽輻射極端變化之影響。且五十四年與五十五年臺北市地面與高空氣象觀測報告均經國際地球物理合作組織中國委員會整理出版，資料內容尚稱完整。在五十四年十二月至五十五年二月冬季三個月中，僅五十四年十二月六日缺報一次。

臺灣省氣象局於光復後即開始利用日人遺留之無線電探空器材，在臺北市從事高空氣象之觀測，惟結果並不甚理想。自四十二年十月起改用日製 CMO S50L 電碼式無線電探空儀後，效率始大為增進。四十四年起每日於格林威治標準時 0300 觀測一次。四十六年四月起改為格林威治標準時 0000，並偶於

0600, 1200 及 1800 增加觀測。國際地球物理合作組織中國委員會所編印之五十四年及五十五年臺北市地面與高空氣象觀測報告，其中包括逐日格林威治標準時 0000 之地面氣壓、溫度、濕度、風向、風速、雲狀、雲高、天氣、氣壓變差與趨勢，以及高空各主要層與特性層之氣壓、高度、溫度、濕度、風向、風速等。惜其中之高空風向與風速資料常告缺失，嚴重影響此項研究工作之進行，誠有美中不足之感。1200 之各項記錄則因觀測次數過少，無法配合運用，不得予以捨棄。

臺北市之高空氣象觀測報告中之高度單位係以重力位公尺 (Gpm) 表示之。所謂重力位 (Geopotential) 即單位質量在一點因重力而產生之位能，在數值方面則與單位質量由海平面抬高至某一高度而反抗重力所作之功相同。在臺灣地區內，5,000 重力位公尺相當於 5,010 幾何高度公尺。換言之，二者相差甚微，尚不超過目前無線電探空高度計算之精確度。本文係以低層大氣為研究對象，其重力位高度之範圍在

5,000 公尺以內，故可逕以幾何高度公尺代之，而不至發生嚴重之誤差。

二、臺北盆地之地理環境與氣候特徵

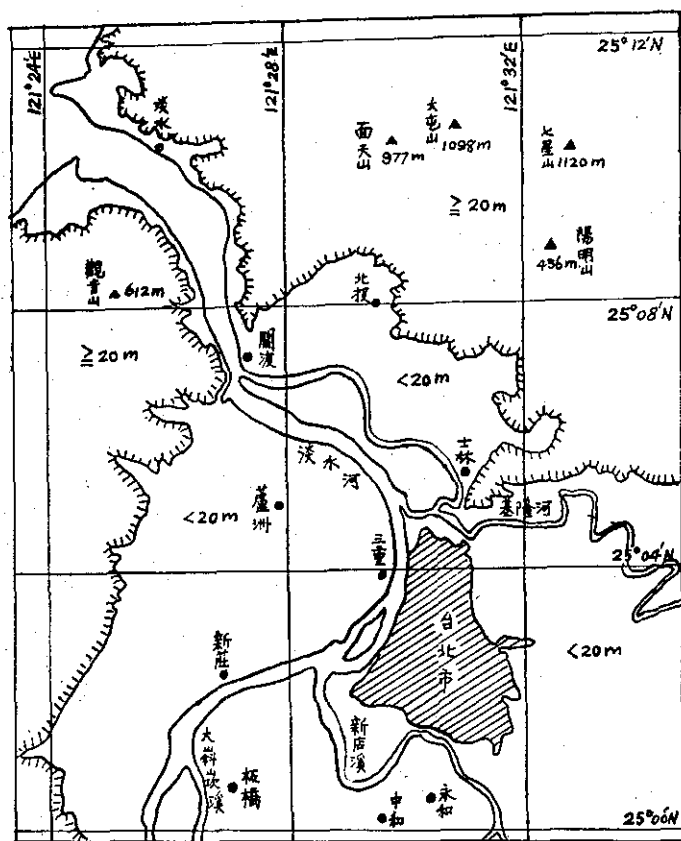
臺灣本島南起於北緯 $21^{\circ}58'48''$ ，北止於北緯 $25^{\circ}18'05''$ ，西起於東經 $120^{\circ}03'$ ，東止於東經 $121^{\circ}59'$ 。北回歸線橫過本島之中部。南北長約 380 公里，東西寬約 140 公里。雄峙於我國大陸東南之淺海中，隔海峽與福建相望。中央山脈縱貫南北，將本島分為不對稱之東西兩半。西半較寬，東半較窄。全島在 100 公尺高度以下之平原約佔總面積之 31%，100 至 1,000 公尺之臺地與丘陵地約佔 37%，高度在 1,000 公尺以上之山地與山嶺約佔 32%，後二者之和超過全島總面積之三分之二，故臺灣本島可稱為一副熱帶之多山大島。

臺北盆地位於臺灣本島之北部 (圖一)，由大屯火山群、觀音山與中央山脈北端邊緣之丘陵地包圍而成，在地質上為一陷落盆地。盆地之三面為斷層線所阻絕，略呈三角形。盆地地勢低平，自東南略向西北

傾斜。東南方面之平均高度約為 10 公尺，西北方面之平均高度則在 5 公尺以下。

大屯火山群位於臺北盆地之北方，包括數十座之圓錐形火山，係由海底經間歇性之爆發上升而成，其最高峰為七星山，高度為 1,120 公尺。其他有竹子山 (1,103 公尺)，大屯山 (1,098 公尺)，面天山 (977 公尺)，紗帽山 (643 公尺) 及陽明山 (456 公尺) 等。沿七星山西側之硫氣孔活動至今仍甚旺盛。觀音山位於盆地之西北，高度 612 公尺，為一死火山。其熔岩與大屯山之熔岩分流至關渡，交扼成一隘口，寬度僅 380 公尺，淡水河即由此處流出盆地。中央山脈北端邊緣諸丘陵，如熊空山 (977 公尺)，獅頭山 (857 公尺) 及鷺鷥山 (779 公尺) 等，由盆地之東南連亘走向西南，高度均在 1,000 公尺以下。

臺北盆地中之河流有三，淡水河發源於中央山脈之大霸尖山 (3,111 公尺)，其上游為大嵙崁溪，由南向北經大溪、三峽，流入臺北盆地，再經關渡隘口，在淡水注入臺灣海峽。新店溪發源於臺北盆地之南方山地，向北流，由新店轉向西北流入盆地，於江子翠與淡水河相匯合。基隆



圖一 臺北盆地形勢

河發源於臺北盆地之東北方山地，在端芳附近轉向西流入盆地，再於關渡隘口匯合淡水河流出盆地。故淡水河下游實匯合新店溪與基隆河二水而成。淡水河河牀斜度甚小，水流緩慢，泥沙沿途沉積，漲潮時且有海水倒灌現象。

臺北市位於北緯 $25^{\circ} 02'$ ，及東經 $121^{\circ} 31'$ ，適在盆地之中央，瀕臨淡水河東岸，為介於新店溪與基隆河間之一片平原。平均高度約為 7 公尺。

就氣候而言，臺灣之四季並不能予以明顯之劃分。全年中除偶有氣旋波與颱風之騷擾外，十月至三月之六個月中，全島係受冬季季風之控制，屬於溫帶型之天氣變化。四月至九月之六個月中，則為夏季季風所支配，屬於熱帶型之天氣變化。其中十二月至二月之冬季三個月為冬季季風之旺盛時期，六月至八月之夏季三個月為夏季季風之旺盛時期。其他各月則為冬夏季風之變換時期，故臺灣附近為全球各地冬夏季風交替現象最顯著之區域，亦為最具有代表性之季風氣候。

臺北盆地因其周圍為群山所環繞，故其氣候亦深受地形之影響。一月大屯山（1,098 公尺）之平均溫度為 8.2°C ，鞍部（836 公尺）為 9.8°C ，竹子湖（600 公尺）為 11.8°C ，臺北市（8 公尺）為 15.1°C 。大屯山至鞍部之溫度直減率為每百公尺 0.61°C ，鞍部至竹子湖為每百公尺 0.64°C ，竹子湖至臺北市為每百公尺 0.64°C 。大屯山至臺北市平均每百公尺為 0.63°C ，極接近於對流層中之平均溫度直減率每百公尺 0.65°C 。

表一 臺北盆地一月及七月之平均溫度

月 份	大 屯 山 (1098m)	鞍 部 (836m)	竹 子 湖 (600m)	臺 北 市 (8m)
一 月	8.2	9.8	11.3	15.1°C
七 月	22.9	23.1	24.4	28.5°C

七月大屯山之平均溫度為 22.9°C ，鞍部為 23.1°C ，竹子湖為 24.4°C ，臺北市為 28.5°C 。大屯山至鞍部之溫度直減率每百公尺為 0.08°C ，鞍部至竹子湖

為每百公尺 0.55°C ，竹子湖至臺北市每百公尺為 0.51°C 。大屯山至臺北市平均每百公尺為 0.51°C ，極接近於通常所採用海面之平均溫度直減率每百公尺 0.56°C 。

表二 臺北盆地一月及七月溫度直減率

月 份	大 屯 山 至 鞍 部 (262m)	鞍 部 至 竹 子 湖 (236m)	竹 子 湖 至 臺 北 市 (592m)	大屯山至 臺北市 (1090m)
一 月	0.61	0.64	0.64	$0.63^{\circ}\text{C}/100\text{m}$
七 月	0.08	0.55	0.81	$0.51^{\circ}\text{C}/100\text{m}$

由此可見，無論一月或七月，由臺北市至竹子湖，鞍部，再至大屯山，其平均溫度及濕度直減率均係自下而上逐層減少，表示上層之穩定度較下層為大。就一月與七月大屯山至臺北市整層之溫度直減率而言，雖然一月之每百公尺 0.63°C 較七月之每百公尺 0.51°C 為大，表示一月之穩定度較七月為小，但竹子湖至臺北市之最低一層內，則一月之每百公尺 0.64°C 較七月之每百公尺 0.81°C 為小，表示一月之穩定度較七月為大。此係就月平均值計算而得，實際之個別情況當較此為強烈。

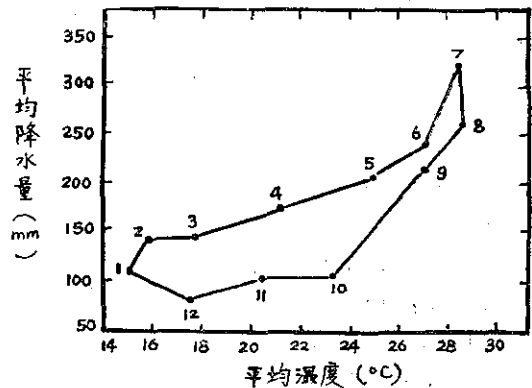
臺北盆地與四周山地降水量之比較，同時受到高度與風向之影響。一般言之，高處多於低處，迎風面多於背風面，充分具有地形性降水之特性。一月大屯山之降水量為 273.0mm，鞍部為 320.8mm，竹子湖為 309.2mm，臺北市為 107.6mm。七月大屯山之降水量為 304.3 mm，鞍部為 305.9 mm，竹子湖為 315.7mm，臺北市為 321.5mm，均以鞍部為最多。大屯山測站位於大屯山山嶺，為盆地附近最高之測站。鞍部測站位於大屯山東側，即大屯山與小觀音山間之彎形地區，高度較低，但由於地形之約束，故鞍部一月與七月之降水量均較大屯山為多。竹子湖測站位於七星山西南山腰，雖其東方正為高聳之七星山所阻擋，但全年仍以東北風為頻仍。據亢玉瑾（1967）之解釋，認為該地之東北風實由七星山兩側迴繞再行匯合所致。但在臺北盆地附近之雨水，實際以基隆河流域之火燒寮（880 公尺）為最多，其極端最大之年降水量高達 8,408mm。

第三表 臺北市各月及年平均溫度及降水量

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年平均
平均溫度 $^{\circ}\text{C}$	15.1	15.8	17.8	21.3	24.8	27.1	28.1	28.5	27.0	23.3	20.5	17.5	22.3
降水量 mm	107.6	144.3	148.2	173.0	207.8	235.8	321.5	257.7	213.5	103.7	103.3	81.5	2102.7

表三爲臺北市各月及全年平均溫度及降水量。如吾人將表中各月平均溫度爲橫座標，各月平均降水量爲縱座標，繪製一週年氣候循環圖如圖二，即可由圖顯示臺北市十二月至二月之冬季三個月爲一低溫少雨時期，全季降水量僅佔年降水量之 15.9%，六月至八月之夏季三個月爲一高溫多雨時期，全季降水量約佔年降水量之 38.8%。夏季三個月之降水量多係得自局部之熱雷雨與偶然過境之颱風，故雷雨日數較多，密雲日數較少。反之，冬季三個月之降水量多係得自持續性之低雲雲層，故雷雨日數絕少，而密雲日數則較多，又臺北市爲一人口稠密，工廠林立之現代工業化都市，空氣污濁，吸濕性之凝結核充斥。全年各月，每值夜間地面輻射增，風力減弱，即常因盆地中之水汽氤氳，而極易於地面附近發生低霧。此種情形尤以冬季之三個月爲甚。故冬季三個月之低雲與濃霧，足以對航空構成最嚴重之威脅，而影響飛行之安全，需要吾人加以深入研究。表四示臺北市全年各月

之雷雨日數，密雲日數及有霧日數，可作爲上述說明之佐證。



圖二 臺北市週年氣候循環

表四 臺北市各月及年平均雷雨日數、密雲日數及有霧日數

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年平均
雷雨日數	0.1	0.5	0.8	2.3	3.6	6.0	9.4	6.2	3.9	0.4	0.1	0.1	33.4
密雲日數	17.6	16.2	18.6	15.1	13.7	11.0	5.4	6.4	8.1	11.9	15.2	15.8	155.0
有霧日數	10.4	12.3	14.5	14.8	13.1	12.1	10.9	10.9	8.5	6.2	7.2	9.0	129.6

三、冬季季風之特性及其對於 臺北盆地之影響

冬季西伯利亞及我國北部一帶常有強烈而廣大之冷高壓，每間隔數日可產生一極端寒冷與乾燥之極地大陸氣團。此種氣團在源地之地面溫度每低至 -50°C 以下，較之北美之同類氣團尤低約二十度。此種氣團在源地時，由於強烈之輻射冷卻作用，恒有一深厚之地面逆溫層 (Surface inversion)，其厚度約在 1,500 至 2,000 公尺之間。溫度之增加不超過攝氏 20 度。其水汽含量甚低，通常尚不及 1g/kg ，然以溫度過低，其地面附近之相對濕度仍可達 90 % 左右。其位溫與相當位溫均向上增加，整個氣層呈穩定狀態。

此種極地大陸氣團南移後，沿途不斷吸收地面之熱量與水分，溫度與水汽含量均相繼增加，三、四日間可到達沿海，其源地之地面逆溫層已告破壞無餘，但由於其上層西風之下沉作用，使其整層之溫度升高，而在冷鋒鋒面之上方另產生一下沉逆溫層

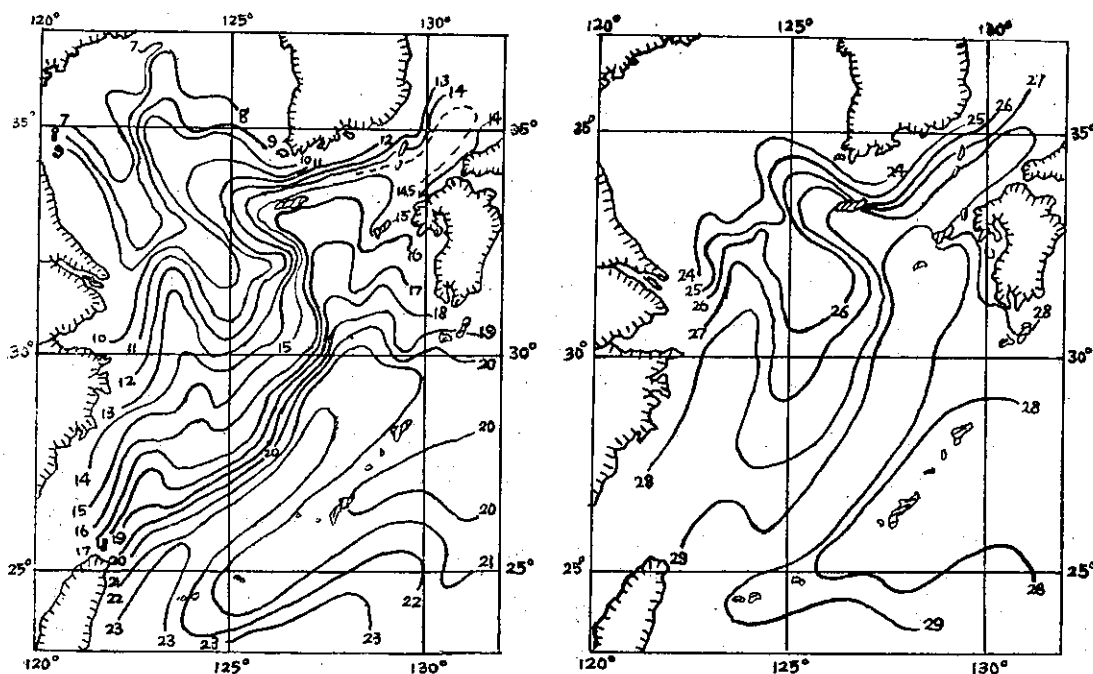
(Subsidence inversion)，其底部通常約在 1,500 至 3,500 公尺之間。在下沉逆溫層下方之氣層內，由於水汽含量之增加，位溫雖向上增加，但相當位溫則向上減少，而呈對流性不穩定狀態。此種情形在氣團經過海面時，海水蒸發作用強盛，其變性程度尤甚。最後更因在臺灣登陸後所受陸上機械性與熱性之複雜渦動，使其充分混合，而產生接近於乾絕熱之溫度直減率，其水汽混合比亦逐漸趨於上下一致。此種氣團之地面氣流如因地形之抬高而達到凝結面時，即可產生濃厚之低雲雲層，時或降落綿密之雨水。

惟極地大陸氣團之移動與滯留係受大規模大氣環流形態之控制，亦即由高空導流之方向與強度決定之。二者方向相同，則氣團移動急速，否則移動緩慢，或竟滯留不動。根據 Pagava 學派之理論，可比照歐洲之情況，將東亞與西太平洋之寒潮 (Cold wave) 軸向分爲以下兩類：一種爲經常發生之西北至東南軸向，可稱之爲正常極軸類 (Normal polar axis)。另一種爲特強之北至南軸向，可稱之爲超常

極軸類 (Ultra polar axis)。當一西伯利亞及我國北部之冷高壓循此等極軸方向移動時，乃挾携其極地大陸氣團離開其溫地，並依其反氣旋風系向南方宣洩。此種現象謂之寒潮爆發，因而形成東亞與西太平洋之冬季季風 (Winter monsoon)。

(一) 正常極軸類寒潮爆發時之冬季季風，變性之極地大陸氣團隨盛行之反氣旋風系由我國大陸經黃海與東海而抵達臺灣。因其軌跡所經為遼闊之海面，故溫濕之增加甚大。惟冬季東海海面之水温因受黑潮之影響，其等溫線均作西南至東北之走向。靠近大陸沿岸，其溫度可由 10°C 至 20°C ，靠近琉球列島附近，其溫度則可由 20°C 至 28°C ，不似夏季海面水温分佈之均勻 (圖三)。故冬季到達臺灣此種變性

極地大陸氣團又可按其所經海面軌跡之不同分為兩種：其軌跡之靠近大陸沿岸者，底層溫度與所經之海面水温相若，到達臺灣北端時，約在 14°C 左右，通稱為冷海變性極地大陸氣團 (Cold sea NPc or ScNPc)。其軌跡之靠近琉球列島者，底層溫度亦與所經之海面水温接近，到達臺灣北端時，約在 19°C 左右，較前者約高出五度，通稱為暖海變性極地大陸氣團 (Warm sea NPc or SwNPc)。此兩種變性極地大陸氣團之相對濕度均甚大，常接近飽和狀態，風向在西北北東至東北之間，到達臺灣北端時，以東北為主，風力較弱，可以彭佳嶼之風向與風力為標準。進入臺北盆地時，則因受地形之限制，乃迂迴由基隆河谷到達臺北市而為東風。



圖三 東海表面水温分佈

(二) 超常極軸類寒潮爆發之冬季季風：當此類寒潮爆發時，其經向流速遠較正常極軸類為強。在到達臺灣之前，其軌跡所經大部份為我國大陸沿岸之寒冷陸地，小部份經過由渤海灣沿海岸南流之黃海冷水及來自長江排水南流之沿岸冷水。雖然此等黃海冷水與長江口以南之沿岸冷水，目前尚無完整之記錄可稽，但此種變性極地大陸氣團到達臺灣北端時，其底層溫度均在 10°C 以下，較之冷海變性之極地大陸氣團更低約五度，通稱為陸地變性極地大陸氣團 Land NPc

or LNPc)。其相對濕度較低，偶有低至 60% 者。風向在西北北西至東北之間，到達臺灣北端時，以西北北為主，風力勁強，其吹向大致與中央山脈之走向相平行，不受地形之阻擋，全島均在其侵襲之下。

此等變性極地大陸氣團到達臺灣時之特性曾經沈傳節 (1949) 及劉衍淮 (1961) 先後予以研究，已有明確之認識。又根據王時鼎 (1955) 之研究，顯示臺灣在冷海變性極地大陸氣團控制下，其氣流走向與中央山脈作 20° 至 60° 之交角，北部多雲，間有微雨

。西南部為背風面，氣流越山下降，產生絕熱增溫作用，常有持續性之晴朗天氣。東南部首當其衝，風力勁強，多雲。在暖海變性極地大陸氣團控制之下，則東部多雲，西部多霧。當陸地變性極地大陸氣團控制之時，則整個臺灣成爲一個天氣區，天氣多雲有雨，風力勁強。

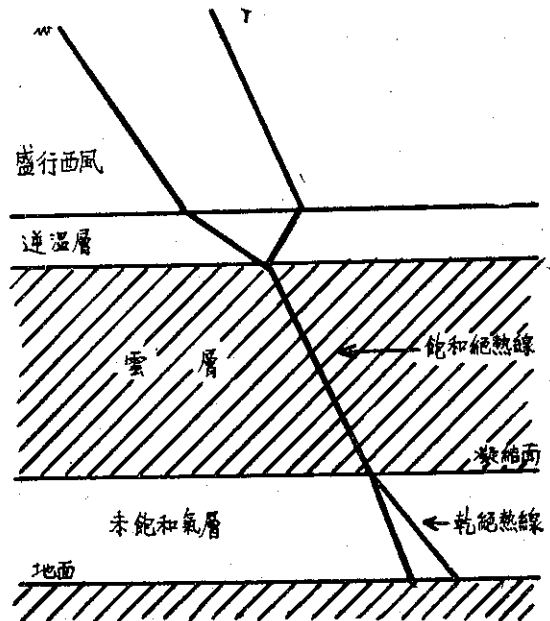
每次新鮮之冬季季風到達臺灣時，風起雲湧，氣溫陡降，故一般人稱此極地空氣爆發爲寒潮爆發。寒潮之爆發以一冷鋒爲其前導。此一冷鋒通常係由東北延至西南，並由西北向東南方向移動。高空之主槽隨之東移加深，而停滯於亞洲東海岸之外。蓋大規模寒潮爆發時，由於低層空氣之向外輻散，必然導致高空氣流入急劇輻合，因而使此高空主槽滯留不動，並在臺灣北端形成持續性之惡劣天氣。但有時因高空主槽後方較小波動繼續向前推進之影響，槽深隨之起伏變化，引起近地寒潮之間歇激盪，發生臺灣附近冬季季風之湧動 (Surge)，天氣狀況亦隨之微有變化。

寒潮停留日久，氣團變性程度加深，整個氣層溫度升高，相對濕度降低，低雲雲層消散，天氣立趨晴朗。近地氣流擴散衰弱，高空主槽乃加速東移，冷鋒隨之前進，並因鋒面前後氣團不連續性之削弱而瓦解。此時原有之極地冷高壓亦擴大爲一副熱常之暖高壓。中心氣壓強度大爲降低，有時並發生分裂而迅速移出，以迄另一次寒潮之來臨。在兩次寒潮之過渡時間內，臺灣各區天氣普遍轉晴。換言之，東亞與西太平洋冬季之天氣，在一次寒潮爆發之後，逐漸由低指數之環流形態變爲高指數，然後再於另一次寒潮爆發之後，逐漸由高指數環流形態變爲低指數，如此循環變化不已。

四、冬季臺北盆地低層大氣之結構模式與天氣現象

由前節所述，可知由西伯利亞及我國北部源地到達臺灣北端之變性極地大陸氣團，大約經過三、四日之跋涉。同時由於所經不同之軌跡，會各有一段或多或少之海面歷程。但因沿途對於熱量與水分之不斷掙拾，其源地所有之地面逆溫層業已破壞無餘，但因其上層盛行西風之下沉作用，而另在其冷鋒之上方產生一鋒面逆溫層 (Frontal inversion)。故吾人可將此一鋒面逆溫層之底部視爲季風之上限，並將其離地之高度視爲季風層 (Monsoon stratum) 之厚度。此一逆溫層之存在與否可作爲寒潮盛衰之表徵，而季風層之厚度則欲視寒潮之強度而定。

根據五十四年十二月至五十五年二月冬季三個月臺北市逐日地面與高空氣象觀測報告之分析與統計，可將其低層大氣結構形態歸納爲以下六種不同之模式。茲將此六種模式之結構形態及其天氣特徵分述如下：



圖四 第一類結構模式
T爲溫度線
W爲露點溫度線 (以下同)

(一)第一類：此爲冬季臺北盆地有強烈寒潮存在時之典型結構模式。此種變性極地大陸氣團由於地形之抬高與渦動之助長，而在 1,000 至 1,500 公尺處構成一凝結面，並在凝結面之上方產生一層廣泛之低雲，其雲狀或爲層雲，或爲層積雲。惟雲底之下方常有檻襍之碎層雲存在，並降落綿密之細雨，故實測之雲底高度恒較理論所得之凝結面高度爲低。

凝結面之下方爲一未飽和之潮濕氣層。由於機械性與熱性渦動之充分混合作用，其溫度之垂直變化應趨於中性之乾絕熱溫度直減率。其水汽混合比亦應上下大致趨於一致，但因溫度之下降，相對濕度乃逐漸向上增加，直至凝結面而達到飽和狀態。惟凝結面下方之溫度直減率常因潮濕空氣中水汽凝結潛熱之逐漸釋出，及觀測時間之遲早，故多小於乾絕熱溫度直減率。本文所採用資料之觀測時間爲格林威治標準時 0000，相當於東經 120° 標準時之 0800，是時未飽

和之濕潮氣層內之渦動混合作用正方興未艾，直至午後二時左右各高度溫度均達到最高值後始臻於其極限。此點曾經林紹豪（1965）及亢玉瑾（1967）先後指出。由此可瞭解未飽和氣層內溫度直減率與觀測時間早晚之關係。本文假定未飽和氣層內具有乾絕熱溫度直減率係以其充分混合後之最大極限值為標準。

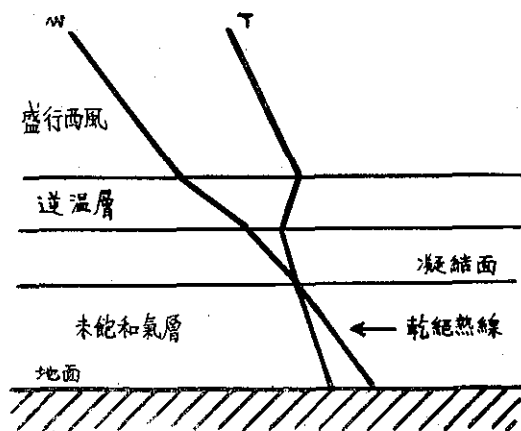
雲層之中，由於水汽凝結潛熱之大量釋出，溫度隨高度之低降減緩，而趨於飽和絕熱溫度直減率。其相對濕度大多數在 95 % 至 100 % 之間。亦偶有低 80 % 至者。根據美國加州大學洛杉磯分校氣象系 Neiberger (1944) 對於洛杉磯盆地層度之研究結果，發現層雲中之相對濕度大多數在 90 % 以上，但亦有低至 75 % 左右者，惟出現機會不多，此點與上述情形相合。彼等又認為雲層中之相對濕度與觀測時間有關。在雲層發展極盛時，其相對濕度較大，在雲層初現及消散時，則相對濕度較小。臺北市與洛杉磯兩地均為大規模之工業化都市，到處工廠林立，時時將大量之吸濕性凝結核擴散於空氣中，以致地面附近之水汽易於發生凝結，勿須待其達到飽和狀態。臺北市地面附近冬季經常易於發生低霧之原因亦由於此。

雲層之發展受制於其上方之鋒面逆溫層，故雲頂之高度可以此一逆溫層底部之高度表示之。惟無線電探空儀之溫度與濕度觀測因儀器本身靈敏度之限制，在氣球迅速上升途中不能立即反應，且由於溫度與濕度觀測之交互變換，均稍有落後現象。在 1944 年美國加州大學洛杉磯分校氣象系對於洛杉磯盆地層雲之研究中，曾將 31 次無線電探空儀之觀測結果與飛機觀測之結果加以比較，證明無線電探空儀所測得之逆溫層底部之位置，其中僅有 2 次較雲頂之高度低達 180 公尺之多，但 29 次之誤差均在 50 公尺以內，且 15 次之兩種觀測結果完全相合。芝加哥大學氣象系為此曾經設計有一種由無線電探空儀改造而成之雲層探測儀 (Cloudsonde)，其中僅裝置電阻濕度片以連續觀測濕度，可測出濕度之迅速變化。加州大學洛杉磯分校氣象系亦曾使用此種儀器於層雲之研究，證明由此種儀器所測得之雲頂高度與同時無線電探空儀所測得之逆溫層底部高度極為符合，僅有些微之誤差，可能仍係由於反應時間上之落後現象所致。

季風層以上之高空盛行西風中，空氣乾燥而穩定，與下方之季風層形成一顯著之不連續面。逆溫層底部之高度視季風之強弱而定，而逆溫層之強度 (Magnitude) 則視高空盛行西風之下沉作用之強弱而定。但雲頂之溫度因夜間輻射而散熱冷却，且高空盛行

西風中之水汽含量甚低，不足以遏阻此種長波輻射之損失，故雲頂附近之雲層溫度下降，促使其部份餘留之水汽繼續凝結，增大雲點之大小並降落至雲底。雲底附近之部份餘留水汽再上升至雲頂附近而發生凝結。如此進行不已，遂使雲頂之密度逐漸增大，雲底亦逐漸下垂而呈襤褸狀態，甚至促成雲中水點之增長而降落為綿密之細雨。故臺北盆地冬季每遇有雲層存在時，由傍晚以至於翌日之清晨，不僅雲幕低垂，且時有雨水降落，即由於此。反之，日間則因雲頂大量吸收日射增熱，水分逐漸蒸發而使雲層密度減小。且地面溫度增加，空氣溫度增強，使雲下空氣充分混合增熱，雲底附近水分蒸發，雲幕升高，除非雲層深厚，大量阻斷日射之穿透而到達地面，否則日間大都較少降水。

當此種模式存在時，天空多有 9/10 以上乃至 10/10 之密雲，其雲狀為雲層或層積雲，雲層之下方有大量之襤褸碎層雲。其目測之雲底高度恒較應有雲之底高度為低。晨間地面附近有低霧。

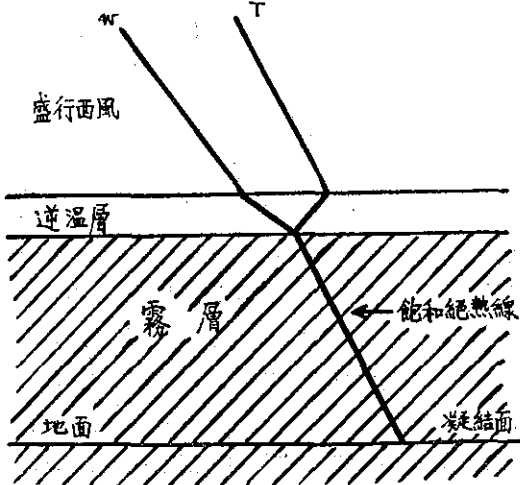


圖五 第二類結構模式

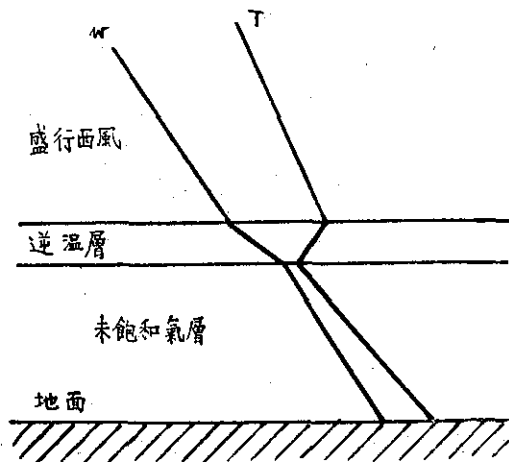
(二)第二類：此種模式與第一類甚為近似，惟凝結面以上之相對濕度急降由 100 % 直降至 70 % 以下，以迄逆溫層底部為止。天空之雲量多寡不一，視凝結面以上相對濕度之垂直分佈而定。相對濕度較大者，雲量較多，反之，則較少。晨間仍有低霧。此種模式出現之次數甚少，全季三個月中僅有六次。常出現於第一種模式之前後，有時亦可單獨出現。

(三)第三類：此為冬季臺北盆地有薄弱寒潮存在時之典型結構模式，惟全季三個月僅有一次，出現於五十五年三月五日。該日由地面至 1,900 公尺之季風層

全均呈飽和狀態，充滿深厚之霧層。逆溫層位於霧層之上方。惟無線電探空儀中之電阻濕度片因長時間通過濃霧濡濕，致逆溫層底部以上之濕度觀測大為失真，而紀錄過大之相對濕度。



圖六 第三類結構模式

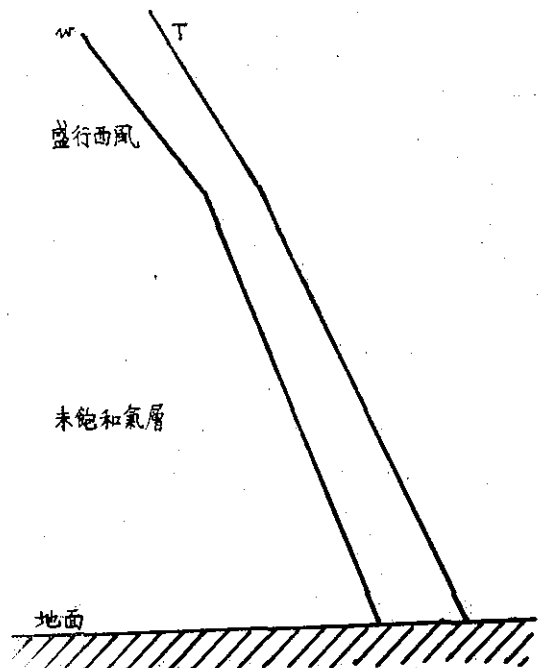


圖七 第四類結構模式

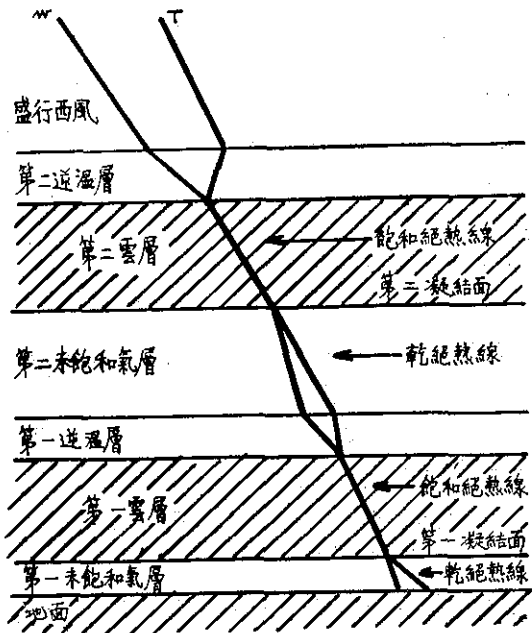
第四類：此種模式與第三類甚為近似，惟逆溫層下方之相對濕度常在 100 % 以下，甚至低至 70 % 左右。天氣狀況以晴天為多。偶亦有相當雲量，其多寡欲視逆溫層下方相對濕度之垂直分佈而定。相對濕度較大者，雲量較多，反之則較少。其雲狀為積雲或層積雲。晨間有低霧。

第五類：此為冷鋒過境後，深度變性極大地陸氣團控制下之一種模式，亦為兩次寒潮爆發過渡期間

之結構形態，較第三、四類兩種模式變性尤深。整個氣層溫度升高，鋒面逆溫層已不復存在。天氣晴朗，或偶有少量之低雲，其雲狀為積雲或層積雲。



圖八 第五類結構模式



圖九 第六類結構模式

內第六類：此為天空有兩層雲層存在時之一種模式。其下層為層雲或層積雲，上層則為高層雲或高積雲。其出現機會不多，全季三個月中僅有七次。此種模式有上下兩個凝結面。第一個凝結面係位於季風層中，乃因地形迫舉及空氣渦動兩種合併作用而產生。第二個凝結面係位於第一雲層之上方，亦係位於季風層之上方，乃因鋒面迫舉作用而產生。蓋新鮮之強烈變性極地大陸氣團楔入於變性已深之衰老極地大陸氣團之下方。迫使其沿鋒面上升而產生第二個凝結面。此即兩個雲層存在之原因，並應以地面至第二逆溫層底部之高度為季風層之厚度。惟每當下層低雲瀰漫天空時，上層中雲即不復得見。故有此種結構模式出生時，必係低雲較淺薄且有裂隙，始可自裂隙間窺見中雲，但其雲量多寡則仍難於確定。此種結構模式常先於第一類結構模式出現。換言之，應為強烈寒潮入侵時之一種形態，僅見於冷鋒際地帶，冷鋒過境之後，隨則變為第一類結構模式。

五、各種結構形態之分層高度分析與統計

欲從事冬季臺北盆地低層大氣結構形態之研究，

必先從事於季風層厚度之決定。惟臺北市逐日之高空氣象觀測報告係以無線電探空儀之觀測得之，多缺乏同時間之高空風觀測紀錄。故本文不得不著重於著重於無線電探空觀測報告之分析，並以其鋒面逆溫層底部之高度以表示季風層之厚度。然後參考其少數之高空風觀測報告，或同時間鄰近桃園之高空風觀測報告，由垂直方向風之不連續性以驗證季風層頂部之確定位置。至於季風層中凝結面之位置則可完全利用無線電探空觀測報告之分析決定之。其中以垂直方向相對濕度之分佈為量重要。如將凝結面高度視為雲層底部之高度，逆溫層底部之高度視為雲層頂部之高度，則由凝結面至逆溫層底部之高度較差即為雲層之厚度。逆溫層頂部之高度可由逐溫層中之垂直溫度變化形態決定之。惟有時為逆溫，有時為等溫，有時則僅有溫度直減率之改變，即減緩其溫度直減率。如遇有最後一種情形發生時，即無從決定其逆溫層之強度，而不得不予以捨棄，不納入資料之統計。

茲根據此項原則將前述各種模式之分層高度資料分別予以分析並加統計於後：

表五 第一類結構形態分層高度統計

月 份	表 飽 和 氣 層			雲 層			逆 溫 層				觀 測 次 數
	地面高度 m.	凝結面高度 m.	厚 度 m.	雲底高度 m.	雲頂高度 m.	厚 度 m.	層底高度 m.	層頂高度 m.	厚 度 m.	強 度 °C	
十二月	9	1375	1366	1375	3441	1986	3441	4010	517	1.9	16
一 月	9	1178	1169	1178	3613	2436	3613	4103	625	1.2	14
二 月	9	1167	1158	1167	3569	2448	3569	3838	428	1.5	11
全 季	9	1240	1231	1240	3541	2290	3541	3983	523	1.5	41

第五表為冬季三個月第一類結構形態 41 次分層高度資料之統計結果。在全季三個月中，雲底高度以一月之 1,375 公尺最高，二月之 1,167 公尺最低。雲頂高度以一月之 3,613 公尺最高，十二月之 3,441 公尺最低。雲層厚度以二月之 2,448 公尺最大，十二月之 1,986 公尺最小。表示冬季三個月中，第一類之季風以一月最強，十二月最弱。二月之雲層低而厚，十二月之雲層度而薄。全季平均雲底高度為 1,240 公尺，平均雲頂高度為 3,541 公尺，平均雲層厚度為 2,290 公尺。此處所指雲頂高度即季風層厚度。在全季中，此項季風層無論其最大厚度或平均厚度均為六

類中之最大者，亦即顯示此類季風為六類中之最強者。

冬季三個月中，第一類雲上逆溫層之厚度以一月之 625 公尺最大，二月之 428 公尺最小，其強度則以十二月之 1.9°C 最大，一月之 1.2°C 最小。顯示雲上逆溫層雖以一月為最厚，但以十二月為最強。全季三個月平均逆溫層厚度為 523 公尺，平均強度為 1.5°C。

在第一類 41 次觀測紀錄中，計有 34 次為密雲，6 次為裂雲，其中 25 次有毛雨至中雨之降水。16 次有低霧，且有 1 次因霧濃而難辨天空狀況。

表六 第二類結構形態分層高度統計

日期	未飽和氣層			雲層			逆溫層				雲量
	地面高度 m.	凝結面高度 m.	厚度 m.	雲底高度 m.	雲頂高度 m.	厚度 m.	層底高度 m.	層頂高度 m.	厚度 m.	強度 m.	
1/1	9	1060	1051	1060	1900	840	1900	2330	430	1	≤ 1/10
2/1	9	1560	1551	1560	1990	430	1990	2420	430	1	≤ 1/10
25/1	9	1130	1121	1130	1544	414	1544	2042	498	0	< 9/10
1/2	9	1220	1211	1220	1513	293	1513	1640	127	1	10/10
2/2	9	1300	1291	1300	1730	430	1730	—	—	—	4/10
全季	9	1254	1245	1254	1735	481	1735	2108	371	0.7	—

表六為冬季三個月第二類結構形態5次分層高度資料之統計結果。此類結構形態與第一類相近。其平均雲底高度 1,254 公尺與第一類之 1,240 公尺相近，但其平均雲頂高度 1,735 公尺則遠較第一類之 3,541 公尺為小。其平均雲層厚度 481 公尺亦遠較第一類之 2,290 公尺為小，尚不及第一類之四分之一。以雲量論之，第一類大多數為 9/10 以上至 10/10 之密雲，而第二類則由 1/10 以下至 10/10 不等。此等結果顯示第二類之季風層遠較第一類為薄弱，其平均厚度尚

不及第一類之半數。

雲上逆溫層之平均厚度、第二類為 371 公尺，第一類則為 523 公尺。其平均強度，第二類為 0.7°C，第一類則為 1.5°C。顯示第二類之季風層上方之下沉作用已較第一類為衰弱，致其逆溫層之平均厚度與平均強度均較第一類為小。

在第二類 5 次觀測紀錄中，計有 2 次為碧空，1 次為疏雲，2 次為密雲。每次清晨地面附近均有低霧。

表七 第三類結構形態分層高度紀錄

日期	霧層			逆溫層			
	地面高度 m.	霧頂高度 m.	厚度 m.	層底高度 m.	層頂高度 m.	厚度 m.	強度 °C
5/2	9	1900	1891	1900	2100	200	2.0

第七表為冬季三箇月中第三類結構形態僅有一次之觀測紀錄。可知由地面至 1,900 公尺間之整個季風層內因水汽飽和而充滿濃霧。霧層上方之逆溫層，其

厚度為 200 公尺，強度為 2.0°C。此類結構形態為臺北盆地冬季發生濃霧之典型模式。惟因僅有一次紀錄，尚不能完全具有代表性。

表八 第四類結構形態分層高度統計

月份	未飽和氣層			逆溫層				觀測次數
	地面高度 m.	層頂高度 m.	厚度 m.	層底高度 m.	層頂高度 m.	厚度 m.	強度 m.	
十二月	9	1551	1542	1551	1939	388	1.5	9
一月	9	1366	1357	1366	1725	359	1.5	6
二月	9	1651	1642	1651	1812	424	0.5	6
全季	9	1523	1514	1523	1825	390	1.2	21

表八爲冬季三個月第四類結構形態 20 次分層高度資料之統計結果。此種結構形態與第三類相近，但整個季風層爲一未飽和氣層。此項未飽和氣層之平均厚度以二月之 1,642 公尺最大，一月之 1,357 公尺最小。顯示冬季三個月中，第四類之季風以二月爲最強，一月爲最弱。全季三個月未飽和氣層之平均厚度爲 1,514 公尺，不及第三類霧層之厚度 1,891 公尺。顯示第三類之季風可能較第四類爲強。

第四類未飽和氣層上方逆溫層之平均厚度亦以二月之 424 公尺最大，一月之 359 公尺最小。其平均強度則以十二月及一月之 1.5°C 較大，二月之 0.5°C 較小。顯示二月之雲上逆溫層。其厚度雖最大但強度則最小，一月之厚度雖最小但強度則最大。全季三個月未飽和氣層上方逆溫層之平均厚度爲 390 公尺，較第三類霧層上方逆溫層之厚度 200 公尺爲大，但其平均強度爲 1.2°C ，則較第三類霧層上方逆溫層之強度 2.0°C 爲小。

在第四類 21 次觀測紀錄中，計有 11 爲碧空，

3 次爲疏雲，3 次爲裂雲，每次地面附近的有低霧，且有 4 次因霧濃而不辨天空狀況。

第五類爲兩次寒潮過渡期間之結構形態，係在深度變性極地大陸氣團控制之下。在此一形態中，冷鋒已行瓦解，鋒面逆溫層亦不復存在。雲霧稀少，且甚淺薄。上下層空氣因對流與渦動之充分混合，已無明顯之特性層可尋。在第五類 14 次觀測紀錄中，計有 5 次爲碧空，2 次爲疏雲。每次清晨地面附近均有低霧，且其中有 7 次因霧濃而不辨天空狀況。

表九爲冬季三個月第六類結構形態 7 次分層高度資料之統計結果。此爲兩個雲層之複合結構模式。

第一雲層之平均雲底高度爲 238 公尺，平均雲頂高度爲 1,175 公尺，平均雲層厚度爲 934 公尺。此一雲層屬於低雲類，其雲狀爲層雲或層積雲。第二雲層之平均雲底高度爲 2,606 公尺，平均雲頂高度爲 3,669 公尺，平均雲層厚度爲 1,063 公尺。此一雲層屬於中雲類，其雲狀爲高層雲或高積雲。兩個雲層之平均厚度相差無幾。

表九 第六類結構形態分層高度統計

日期	第一未飽和氣層			第一雲層			第一逆增層			
	地面高度 m.	凝結面高度 m.	厚度 m.	雲底高度 m.	雲頂高度 m.	厚度 m.	層底高度 m.	層頂高度 m.	厚度 m.	強度 m.
10/12	9	161	152	161	720	559	720	1120	400	0
5/1	9	179	170	179	1040	861	1040	1240	200	0
6/1	9	167	158	167	790	623	790	1010	200	—
7/1	9	230	221	230	1528	1298	1528	1670	142	0
22/1	9	217	208	217	560	343	560	1557	997	—
23/1	9	215	206	215	1760	1545	1760	2170	410	1
10/2	9	500	491	500	1810	1310	1810	2035	225	0
全季	9	238	229	238	1175	934	1175	1543	368	0

日期	第二未飽和氣層			第二雲層			第二逆溫層			
	層底高度 m.	凝結面高度 m.	厚度 m.	雲底高度 m.	雲頂高度 m.	厚度 m.	層底高度 m.	層頂高度 m.	厚度 m.	強度 $^{\circ}\text{C}$
10/12	1120	1537	417	1537	2160	623	2160	—	—	—
5/1	1240	2500	1250	2500	3400	900	3400	3850	450	4
6/1	1010	2070	1060	2070	3098	1028	3098	—	—	—
7/1	1670	2350	680	2350	3116	766	3116	—	—	—
22/1	1577	3155	1578	3155	5060	1905	5060	5300	240	2
23/1	2170	3750	1580	3750	5080	1330	5080	—	—	—
10/2	2035	2880	845	2880	3770	890	3770	4510	740	1
全季	1543	2606	1060	2606	3669	1063	3669	4553	477	2.3

第一雲層上方逆溫層之平均厚度為 368 公尺，幾呈等溫形態。第二雲層上方逆溫層之平均厚度為 477 公尺，平均強度為 2.8°C 。二者之中，以後者為較顯著。

第六類為觀測次數較少之結構形態。蓋有兩個雲層同時出現時，下方之第一雲層常滿佈天空，致位於上方之第二雲層難於自地面窺見。在第六類 7 次觀測紀錄中，第一雲層雲量多寡不一，其中計有 1 次無低雲，3 次為疏雲，2 次為裂雲，1 次為密雲，雲狀均為層積雲。第二雲層之雲量不明，雲狀有 5 次為高積雲，2 次為高層雲。在地面附近，5 次有低霧。有密雲之 1 次並有毛雨。

六、各種結構形態之分層溫濕分析與統計

在前節中，作者曾就冬季臺北盆地低層大氣各種結構形態之分層高度資料分別予以統計，可知各種結構模式出現時，其各層構造界限及其天氣現象均有明顯之特徵。茲再就各種結構形態之分層溫濕資料分別

予以分析，以決定各層之溫濕狀況。

表十為冬季三個月第一類結構形態 41 次分層溫濕資料之統計結果。在全季三個月中，其平均地面溫度，以十二月之 15.6°C 最高，二月之 14.7°C 最低。全季三個月之平均地面溫度為 15.2°C ，其中包括三種變性極地大陸氣團侵入臺北盆地之綜合狀況，故其個別地面溫度可由 9°C 以至 19°C ，此處未再予明顯劃分。平均地面水汽混合比以十二月與一月之 10.4 g/kg 較高，二月之 10.0 g/kg 較低。平均地面相對濕度則以一月之 94% 最高，十二月之 90% 最低。顯示二月活動氣團之溫濕常較十二月為低，當為陸地變性極地大陸氣團較為盛行之影響所致。全季三個月之平均地面溫度為 15.2°C ，平均地面水汽混合比為 10.3 g/kg ，平均地面相對濕度為 92%。此一未飽和氣層內之溫度直減率，以一月之 $0.75^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最大，二月之 $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最小。全季三個月平均溫度直減率為 $0.69^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ，與對流層中之平均溫度直減率 $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 相近。

表十 第一類結構形態分層溫濕統計第

月 份	未飽和氣層				雲層				逆溫層				觀測次數
	地面溫度 $^{\circ}\text{C}$	凝結溫度 $^{\circ}\text{C}$	溫度直減率 $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$	地面濕度 W g/kg (R.H.%)	雲底溫度 $^{\circ}\text{C}$	雲頂溫度 $^{\circ}\text{C}$	溫度直減率 $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$	最大濕度 R. H. %	層底溫度 $^{\circ}\text{C}$	層頂溫度 $^{\circ}\text{C}$	溫度直減率 $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$	最小濕度 R. H. %	
十二月	15.6	6.5	0.66	10.4 (90)	6.5	-2.6	0.41	99	-2.6	-0.9	-0.40	56	16
一月	15.3	7.4	0.75	10.4 (94)	7.4	-3.1	0.43	100	-3.1	-1.3	-0.53	52	14
二月	14.7	7.6	0.65	10.0 (93)	7.6	-2.3	0.36	100	-2.3	1.2	-0.33	62	11
全季	15.2	7.2	0.69	10.3 (92)	7.2	-2.7	0.40	100	-2.7	-0.3	-0.42	56	41

第一類平均雲底溫度以二月之 7.6°C 最高，十二月之 6.5°C 最低。平均雲頂溫度亦以二月之 -2.6°C 最高，一月之 -3.1°C 最低。雲層平均溫度直減率則以一月之 $0.43^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最大，二月之 $0.36^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最小。顯示二月之雲層厚度不僅較十二月及一月為大，且整個雲層低垂，故其溫度亦較十二月及一月為高，雲層內溫度之垂直分佈亦較十二月及一月為均勻。平均雲層最大相對濕度各月均為飽和狀態。全季三個月平均雲底溫度為 7.2°C ，平均雲頂溫度為 -2.7°C ，平均雲層溫度直減率為 $0.40^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ，平均雲層最大相對濕度則為 100%。

第一類逆溫層內之平均溫度直減率以一月之

$-0.53^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最大，二月之 $-0.33^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最小。（此處所有之負值，表示溫度在垂直方向係向上增加）。逆溫層之平均最小相對濕度以二月之 62% 最大，一月之 52% 最小。顯示二月之逆溫層內，溫度隨高度之增加較一月為緩，但相對濕度則較大。全季三個月平均逆溫層溫度直減率 $-0.42^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ，平均最小相對濕度為 56%。

表十一為冬季三個月第二類結構形態 5 次分層溫濕資料之統計結果。可見第二類之平均地面溫度 15.0°C 稍較第一類之 15.2°C 為低，平均地面水汽混合比 9.9 g/kg 稍較第一類之 10.3 g/kg 為小，平均地面相對濕度 91% 稍較第一類之 92% 為小。未

飽和氣層內之平均溫度直減率 $0.60^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 亦較第一類之 $0.69^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 為小。

第二類之平均雲底溫度 7.4°C 雖稍較第一類之 7.2°C 為高，但其平均雲頂溫度 6.8°C 則遠較 -2.7°C 為高。顯示第二類雲層之平均雲底高度與第一類相差

無幾，但其平均厚度則遠遜於第一類。第二類雲層內之平均溫度直減率 $0.09^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 亦較第一類之 $0.40^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 為小，顯示第二類雲層內溫度隨高度之減少較第一類為緩。兩類雲層內之平均最大相對濕度均為 100 %。

表十一 第二類結構形態分層溫濕統計

日期	未飽和氣層				雲層				逆溫層			
	地面溫度 $^{\circ}\text{C}$	凝結面溫度 $^{\circ}\text{C}$	溫度直減率 $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$	地面濕度 W g/kg (R.H. %)	雲底溫度 $^{\circ}\text{C}$	雲頂溫度 $^{\circ}\text{C}$	溫度直減率 $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$	最大濕度 R.H. %	層底溫度 $^{\circ}\text{C}$	層頂溫度 $^{\circ}\text{C}$	溫度直減率 $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$	最小濕度 R.H. %
1/1	9	3	0.57	6.9 (90)	3	1	0.24	100	1	2	-0.23	25
2/1	14	2	0.77	7.6 (76)	2	1	0.23	100	1	2	-0.23	28
25/1	16	7	0.80	10.4 (90)	7	7	0	100	7	—	—	—
1/2	17	13	0.33	11.4 (93)	13	13	0	100	13	14	-0.79	66
2/2	19	12	0.54	13.1 (94)	12	12	0	100	12	—	—	—
全季	15.0	7.4	0.60	9.9 (91)	7.4	6.8	0.09	100	6.8	6.0	-0.41	39

第二類逆溫層內之溫度直減率 $-0.41^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 與 41% 則較第一類之 56% 為小。
第一類之 $-0.42^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 相若，其平均最小相對濕度

表十二 第三類結構形態分層溫濕紀錄

日期	霧層				逆溫層			
	地面溫度 $^{\circ}\text{C}$	霧頂溫度 $^{\circ}\text{C}$	溫度直減率 $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$	地面濕度 W g/kg (R.H. %)	層底溫度 $^{\circ}\text{C}$	層頂溫度 $^{\circ}\text{C}$	溫度直減率 $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$	最小濕度 R.H. %
5/2	11	2	0.49	8.3 (100)	2	4	-1.0	—

表十二為第三類結構形態僅有之 1 次分層溫濕觀測紀錄。其地面溫度為 11°C ，地面水汽混合比為 8.3g/kg ，地面相對濕度為 100%。霧層內之溫度直減率為 $0.49^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。霧層上方逆溫層之層底溫度為 2°C ，層頂溫度為 4°C ，溫度直減率為 $-1.0^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。其相對濕度則因無線電探空儀中之電阻濕度片因通過霧層後全部濡濕，致在逆溫層仍繼續紀錄 100%，而不能對逆溫層內之水汽含量發生迅速反應而紀錄其應有之正確相對濕度。

表十三為冬季三個月第四類結構形態 20 次分層溫濕資料之統計結果。其地面溫度以十二月及一月 15.7°C 較高，二月之 15.5°C 較低。地面水汽混合

比以一月之 10.8g/kg 最大，十二月之 9.6g/kg 最小。地面相對濕度以一月之 95% 最大，十二月之 84% 最小。未飽和氣層內之溫度直減率以十二月之 $0.50^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最大，一月之 $0.46^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最小。顯示一月地面溫濕較十二月為大，但未飽和氣層內溫度隨高度之減少則一月較十二月為緩。全季三個月平均地面溫度為 15.6°C ，平均地面水汽混合比為 10.1g/kg ，平均地面相對濕度為 89%，未飽和氣層內平均溫度直減率為 $0.48^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。

第四類未飽和氣層上方之逆溫層，其層底溫度以一月之 9.5°C 最高，十二月之 7.5°C 最低。層頂溫度亦以一月之 11.0°C 較高，十二月及二月之 9.0°C

表十三 第四類結構形態分層溫濕統計

月 份	未飽和氣層				逆溫層				觀測次數
	地面溫度 °C	層頂溫度 °C	溫度直減率 °C/100m	地面濕度 W g/kg (R. H. %)	層底溫度 °C	層頂溫度 °C	溫度直減率 °C/100m	最小濕度 R. H. %	
十二月	15.7	7.9	0.50	9.6 (84)	7.9	9.0	-0.26	44	9
一 月	15.7	9.5	0.46	10.8 (95)	9.5	11.0	-0.39	50	6
二 月	15.5	7.5	0.49	10.0 (90)	7.5	9.0	-0.12	36	6
全 季	15.6	8.3	0.48	10.1 (89)	8.3	9.7	-0.28	43	21

較低。逆溫層內之溫度直減率以一月之 $-0.39^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最大，二月之 $-0.12^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最小。最小相對濕度則以一月之 50% 最大，二月之 36% 最小。顯示一月之逆溫層較二月為薄，整層之溫度較二月為高。且逆溫層內一月溫度隨高度之增加亦較二月為速。

表十四為第五類結構形態 14 次分層溫濕資料之統計結果。此種結構形態雖無明顯之特性層可尋，但吾人在 700mb 以下之低層大氣中，可按各主要層之溫濕觀測紀錄分為地面至 1,000mb，1,000mb 至 850mb，850mb 至 700mb 等三層分別予以分析。

表十四 第五類結構形態低層溫濕統計

日 期	溫 度 °C				溫度直減率 °C/100m			水汽混合比 g/kg				相 對 濕 度 %			
	地面	地面至 1000mb	1000mb至 850mb	850mb至 700mb	地面至 1000mb	1000mb至 850mb	850mb至 700mb	地面	地面至 1000mb	1000mb至 850mb	850mb至 700mb	地面	地面至 1000mb	1000mb至 850mb	850mb至 700mb
9/12	19	18.0	9.0	6.5	1.12	0.61	0.45	11.8	11.2	9.9	7.3	85	86	90	90
20/12	18	16.0	12.5	6.5	1.41	0.36	0.43	12.6	10.7	9.4	7.9	97	93	95	99
21/12	17	18.0	11.5	11.0	0	0.22	0.49	11.6	12.6	11.2	8.6	95	97	86	79
23/12	19	18.5	15.0	8.5	0.88	0.43	0.44	13.6	12.4	10.9	7.7	98	92	92	83
13/1	16	16.0	15.5	9.5	0	0.09	0.68	10.5	10.5	8.8	5.6	92	92	74	56
26/1	15	14.0	11.0	5.5	1.10	0.29	0.44	9.8	9.2	7.6	5.9	91	90	85	80
31/1	16	16.0	14.5	8.0	0	0.21	0.65	9.4	9.3	8.7	6.5	82	81	78	73
8/2	15	14.5	10.5	3.5	0.56	0.52	0.44	9.8	8.9	6.7	4.4	91	85	76	72
9/2	14	14.0	11.0	5.5	0	0.44	0.31	9.8	9.4	7.4	4.2	97	93	84	54
16/2	16	15.5	13.5	7.0	0.77	0.22	0.63	10.1	9.7	8.7	6.7	88	87	82	80
19/2	19	18.5	14.0	6.5	0.76	0.59	0.44	12.1	11.7	9.8	6.5	87	87	89	80
20/2	18	18.0	15.0	7.5	0	0.43	0.56	12.7	12.4	10.6	7.5	97	95	90	87
21/2	18	18.0	16.5	10.5	0	0.22	0.56	11.7	11.7	9.9	7.0	90	90	77	67
22/2	22	21.5	18.0	10.5	0.83	0.43	0.56	14.6	14.4	12.3	8.7	87	88	86	85
全 季	17.3	16.9	13.4	7.6	0.52	0.36	0.51	11.4	11.0	9.4	6.8	91	90	84	77

在溫度方面，冬季三個月地面之平均溫度為 17.3°C 。地面至 1,000mb 之平均溫度為 16.9°C ，1,000mb 至 850mb 為 13.4°C ，850mb 至 700mb 為 7.6°C ，均由下向上逐層減小。溫度直減率以地面

至 1,000mb 之 $0.52^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最大，1,000mb 至 850mb 之 $0.36^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 最小。

在濕度方面，冬季三個月地面之平均水汽混合比為 11.4g/kg 。地面至 1,000mb 之平均水汽混合比為

11.0g/kg, 1,000mb 至 850mb 爲 9.4g/kg, 850mb 至 700mb 爲 6.8g/kg, 均由下向上逐層減小。地面之平均相對濕度爲 91%。地面至 1,000mb 之平均相濕度爲 90%, 1,000mb 至 850mb 爲 84%, 850mb 至 700mb 爲 77%, 亦均由下向上逐層減小。

由上述結果顯示第五類各層之溫濕均具有明顯之連續性, 且其平均地面溫度與平均地面水汽混合比均爲各類中之最高者。但其平均地面相對濕度亦甚高, 故易於地面附近發生低霧。

表十五 第六類結構形態分層溫濕統計

日 期	第一未飽和氣層				第一雲層				第一逆溫層			
	地面 溫度 °C	凝結 面溫度 °C	溫度 直減率 °C/100m	濕度 W g/kg (R.H.%)	雲底 溫度 °C	雲頂 溫度 °C	溫度 直減率 °C/100m	最大 濕度 R. H. %	層底 溫度 °C	層頂 溫度 °C	溫度 直減率 °C/100m	最小 濕度 R. H. %
10/12	18	17	0.66	12.2 (94)	17	14	0.56	100	14	14	0	86
5/1	13	12	0.59	7.3 (78)	12	6	0.58	83	6	6	0	72
6/1	12	12	0	8.6 (97)	12	10	0.32	95	10	—	—	81
7/1	14	15	-0.45	9.9 (98)	15	8	0.54	99	8	8	0	96
22/1	16	13	1.44	16.6 (92)	13	12	0.30	99	12	—	—	85
23/1	16	16	0	10.5 (92)	16	5	0.71	100	5	6	-0.23	90
10/2	16	16	0	10.9 (95)	16	10	0.46	96	10	10	0	96
全季	15.0	14.5	0.35	10.0 (92)	14.5	9.3	0.50	96	9.3	8.8	-0.05	87

日 期	第二未飽和氣層				第二雲層				第二逆溫層			
	層底 溫度 °C	凝結 面溫度 °C	溫度 直減率 °C/100m	濕度 W g/kg (R.H.%)	雲底 溫度 °C	雲頂 溫度 °C	溫度 直減率 °C/100m	最大 濕度 R. H. %	層底 溫度 °C	層頂 溫度 °C	溫度 直減率 °C/100m	最小 濕度 R. H. %
10/12	14	12	0.48	9.7 (86)	12	9	0.50	89	9	—	—	—
5/1	6	-1	0.56	4.7 (72)	-1	-6	0.56	98	-6	-2	-0.89	37
6/1	9	2	0.66	6.5 (81)	2	0	0.20	100	0	—	—	—
7/1	8	6	0.29	7.8 (96)	6	1	0.67	100	1	—	—	—
22/1	8	-1	0.57	6.8 (85)	-1	-13	0.63	100	-13	-11	-0.83	65
23/1	6	0	0.38	5.9 (100)	0	-7	0.53	100	-7	—	—	—
10/2	10	3	0.83	6.5 (99)	3	-3	0.67	99	-3	-2	-0.14	20
全季	8.7	3.0	0.54	6.8 (88)	3.0	-2.7	0.54	100	-2.7	-5.0	-0.35	41

表十五爲冬季三個月第六類結構形態分層溫濕資料之統計結果。

第一未飽和氣層之平均地面溫度爲 15.0°C, 較第二未飽和氣層之平均層底溫度 8.7°C 爲高。第一

未飽和氣層之平均地面水汽混合比為 10.0g/kg ，平均地面相對濕度為 92% ，第二未飽和氣層之平均層底水汽混合比為 6.8g/kg ，平均層底相對濕度為 88% ，前者均較後者為大。

第一雲層之平均雲底溫度為 14.5°C ，較第二雲層之平均雲底溫度 3.0°C 為高。第一雲層之平均雲濕溫度為 9.3°C ，亦較第二雲層之平均雲頂溫度 -2.7°C 為高。第一雲層內之平均溫度直減率為 $0.50^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ，較第二雲層內之平均溫度直減率 $0.54^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 為小。第一雲層之平均最大相對濕度為 96% ，較第二雲層之最大相對濕度 100% 為小。蓋第一雲層整層溫度較高，且其溫度直減率較小，故其平均最大相對濕度反較第二雲層為小。

第一逆溫層內之平均溫度直減率 $-0.05^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 較第二逆溫層內之平均溫度直減率 $-0.35^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 為小。第一逆溫層內之平均最小相對濕度 87% 則較第二逆溫層內之平均最小相對濕度 41% 為大。顯示第二逆溫層內因水汽含量銳減，雖其平均溫度直減率較第一逆溫層為大，但平均最小相對濕度仍較第一逆溫層為小。

七、各種結構形態之發生頻率及其出現順序

茲根據五十四年十二月至五十五年二月臺北市逐日地面與高空氣象觀測報告之分析結果，將此冬季三個月臺北盆地低層大氣各類結構形態之觀測次數與發生頻率合併統計如下表：

表十六 各類結構形態觀測次數及發生頻率

形態種類	十二月	一月	二月	全季	發生頻率
1	16	14	11	41	46.1%
2	—	3	2	5	5.6
3	—	—	1	1	1.1
4	9	6	6	21	23.6
5	4	3	7	14	15.7
6	1	5	1	7	7.9
合計	30	31	28	89	100

由表十六可見冬季三個月中，各月均以第一類之觀測次數為最多，在全季中，其觀測次數為 41 次，發生頻率高達 46.1% ，幾近半數之多。其次為第四類，觀測次數為 21 次，其發生頻率為 23.6% ，約佔四分之一弱。再次為第五類，觀測次數為 14 次，其發生頻率為 15.7% ，約佔八分之一強。三者合計之觀測次數為 76 次，其合計之發生頻率為 85.4% 。其餘第二、三、六各類之出現機會均甚少，合計之觀測次數為 13 次，合計之發生頻率為 14.6% 。故第一、四、五合類為冬季三個月中山臺北盆地低層大氣三種最重要之結構形態。

吾人可再將此冬季三個月中臺北盆地低層大氣逐日出現之結構形態及其伴生之天氣現象依次排列如下表：

由表十七可見此冬季三個月中共有 13 次寒潮經過臺北盆地，平均每月約為 4.3 次。根據魏元恆 (1968) 之研究，得出八年 (1957-1965) 冬季三個月寒

潮侵襲臺灣之頻率，平均每年冬季為 14 次，即每月平均為 4.7 次。兩者甚為相近。惟前者係利用低層大氣結構形態之出現順序以判斷寒潮之經過次數，而後者則係利用冷鋒過境次數之傳統方法以表示寒潮之經過次數，可能其中包括少數寒潮之湧動現象，故其平均數字較前者稍多。蓋寒潮之湧動可能增加冷鋒過境之次數，而不一定能變化低層大氣之結構形態，故後者之計算方法可能稍多於前者。又魏元恆於同一研究中亦指出冬季寒潮侵襲臺灣次數與太陽輻射之變化有關。發現四十七年冬季三個月（係指四十六年十二月至四十七年二月之冬季三個月）寒潮侵襲臺灣共達 19 次，約為 5 日即有一次寒潮，超出八年平均值約 5 次，蓋是年為國際地球物理年，亦即太陽輻射具有空前強烈變化之一個太陽活動年也。故前述較大之年均寒潮侵襲臺灣頻率可能亦與包括此一太陽活動年及其相近幾個年份之統計數字有關。

至於每一次寒潮經過臺北盆地所持續日數，亦可

表十七 臺北盆地冬季三個月逐日結構形態出現順序

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
十二月	4	4	4	1	1	M	1	1	5	6	1	4	4	4	1	1	1	4	4	5	5	4	5	1	1	1	1	1	1	1	1
	○	○	○	⊕	⊕		⊕	⊕	○	⊕	⊕	○	○	○	⊗	⊕	⊕	○	⊕	⊗	⊗	⊗	○	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕
	=	=	=	=	=		.	.		=	=	=	=	=	=	,	=	=	=	=	=	=	=	.	..	=	.	=	.	.	=
										Ac																					
一月	2	2	1	4	6	6	6	1	4	4	4	4	5	4	1	1	1	1	1	1	1	6	6	1	2	5	1	1	1	1	5
	○	○	⊕	○	○	○	⊕	⊕	⊕	○	⊗	○	⊗	○	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	○
	=	=	,	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=
					Ac	Ac	As																Ac	As							
二月	2	2	4	4	3	4	4	5	5	6	1	1	1	1	4	5	1	1	5	5	5	5	1	1	1	1	1	1	4		
	⊕	⊕	⊕	⊕	⊗	⊗	⊕	⊗	⊗	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	⊕	○	
	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=	=
										Ac																					

(表中M表示紀錄缺失，粗橫線表示寒潮持續日數)

在表十七 中由低層大氣各種結構形態之出現順序決定之。其中持續時間最長者可達八日，最短者則僅有二日。凡第一類結構形態持續較長者為強烈之寒潮，第二及第六類單獨出現之持續較長，或第二及第六類與第一類混合出現之持續較長者均為較薄弱之寒潮。由此可以決定其中較強烈之寒潮約為8次，較薄弱之寒潮則約為5次。其餘第三、四、五各類結構形態均顯然為兩次寒潮過渡期間之各種結構形態。在第一、二、六類之後，可能單獨出現第四類或第五類，或混合出現第四類與第五類。第三類為第四類之一種特殊情形，其出現之機會極少。

由表十七可見在第一類較強烈寒潮存在時，臺北盆地大都為密雲，雲狀為層雲或層積雲。在其每一持續期間內，有1次至5次之降水紀錄，其降水種類可由毛雨至中雨。即使有裂雲出現時，其低雲量亦在7/10至8/10之間。無降水時則地面附近恆有低霧。第二類可單獨出現於較薄弱寒潮過境時，亦可隨同出現於第一類之前後，為一種與第一類相似而發展而不甚成熟之結構形態，或為第一類之連續部份。雲量多寡不一，可由碧空以至密雲不等，雲狀為層雲或層積雲。第三類為地面附近充滿深厚濃霧之一種結構形態。第四類為與第三類相似，但多有少量之低雲，雲狀為積雲或層積雲。地面附近仍有低霧。第三類與第四類均為寒潮衰落之初期象徵，原有之廣泛雲層已不復存在。如寒潮繼續衰落，則低層大氣之結構形態即轉

變第五類。第五類大都為碧空，或偶有少量低雲者，雲狀為積雲或層積雲，為臺北盆地冬季三個月較為難得之晴好天氣，僅清晨地面附近有低霧。如由第一類或第二類直接轉變為第五類時，則天氣之好轉較為迅速。第六類為具有低雲及中雲兩個雲層之一種複合結構形態，常隨同第一類出現，換言之，僅於較強烈寒潮過境時有之。六類之中僅第一類有降水之紀錄。

總之，由臺北盆地冬季三個月逐日低層大氣出現各種結構形態之排列順序，吾人亦可大致決定寒潮爆發之次數與強度，以及其持續之時間與變化，可知其間確有相當之規律可尋，可用以推測逐日天氣之持續性及其變化。如吾人對於各種結構模式分類適當，且能正確運用，則直接由每日地面與高空氣象觀測報告之分析，再決定其低層大氣之結構形態，亦為從事當地天氣預報之一種着手方法。在本研究計劃中，因受所使用資料之限制，每日僅有格林威治標準時0000一次資料之分析，且其中又常缺乏同時間之高空風向與風速觀測紀錄，如每日經常有格林威治標準時0000與1200兩次資料，並有同時間完整之高空風向與風速觀測紀錄，則對於低層大氣各種結構形態之判別，與冬季風層強度與特性之鑑定，當能有更清楚之認識。又本研究計劃係一種試驗性之構想，如再能有多個冬季之完整資料，並以逐日之地面及近地700mb與500mb各層高空天氣圖為佐助，以作進一步之研究，則其結果當可更為圓滿。

八、結 論

根據以上各節之研究，吾人大致可獲致以下數項結果：

(一)臺北盆地十二月至二月之冬季三個月為一低溫少雨時期，但低層大氣中多雲霧，可嚴重影響飛行之安全。

(二)侵入臺北盆地之變性極地大陸氣團，因所歷路程之不同，可分為陸地變性，冷海變性經暖海變性等三種。陸地變性之極地大陸氣團出現於超常極軸類之寒潮爆發狀況。冷海變性經暖海變性之極地大陸氣團則出現由於正常極軸類之寒潮爆發狀況。此等變性極地大陸氣團之盛行，產生東亞與西太平洋之冬季季風。其溫濕性質視其所經陸地或海面之特性受其時間之久暫而定。且因變性程度之不同，故侵入臺北盆地時，更因四周地形之限制與抬高，呈現不同之天氣現象。

(三)臺北盆地冬季三個月中之低層大氣結構形態可歸納為六種模式。第一類為較強烈寒潮爆發時之狀況，低層大氣內有深厚雲之層，雲狀為層雲或層積雲，並時常降落綿密之雨水。第二類為較薄弱寒潮爆發時之狀況，低層大氣內雲量不定，且較稀薄，雲狀亦為層雲或層積雲。第三、第四類為寒潮衰落時之狀況。第三類低層大氣內有深厚之濃霧，第四類則雲量不定，但雲狀為積雲或層積雲。第五類為兩次寒潮過渡期間之狀況，一般天氣晴朗，偶有少量之低雲，雲狀為積雲或層積雲。第六類則為有低雲及中雲兩個雲層存在之狀況，低雲為層雲或層積雲，中雲為高層雲或高積雲，常於強烈寒潮入侵之時先於第一類出現，但出現機會不多。各類結構形態除第一類及第六類有降水發生情形外，清晨地面附近恒有低霧。

(四)第一類之平均雲層厚度為 2,290 公尺，第二類為 481 公尺，尚不及第一類之四分之一。第三、四類已無雲層存在。第三類之霧層厚度為 1,891 公尺。第四類未飽和氣層之平均厚度為 1,504 公尺，第五類無顯著之特性層。第六類第一雲層之平均厚度為 934 公尺，第二雲層之平均厚度為 1,063 公尺。

(五)第一類之平均地面溫度 15.2°C 較第二類之 15.0°C 為高。第一類之平均地面水汽混合比 10.3g/kg 較第二類之 9.9g/kg 為大。第一類之平均地面相對濕度 92% 較第二類之 91% 為大。顯示第一類變性極地大陸氣團之地面溫濕均較第二類為大。第一類之平均雲底溫度 7.2°C 較第二類之 7.4°C 為低。第一類之平均雲頂溫度 -2.7°C 較第二類之 6.8°C 為低。顯

示第一類之整個雲層較第二類為高，故平均雲底與雲頂高度均較低。兩類雲層內之平均最大相對濕度均為 100%。

第三類之地面溫度 11.0°C 較第四類之 15.6°C 為低。第三類之地面水汽混合比 8.3g/kg 較第四類之 10.1g/kg 為小。第三類之地面相對濕度 100% 較第四類之 89% 為大，顯示第三類之地面溫濕均較第四類為小。第三類霧層之層頂溫度為 2°C ，第四類未飽和氣層之層頂溫度為 8.3°C 。

第五類之平均地面溫度為 17.3°C ，平均地面水汽混合比為 11.4g/kg ，均為各類中之最大者。平均地面相對濕度亦達 91%。地面以上之低層大氣內，溫濕均由下向上遞減。第六類之平均地面溫度為 15.0°C ，平均地面水汽混合比為 10.0g/kg ，平均地面相對濕度為 92%。第一雲層之平均雲底溫度為 14.5°C ，平均雲頂溫度為 9.3°C 。第二雲層之平均雲底溫度為 3.0°C ，平均雲頂溫度為 -2.7°C 。兩個雲層之平均最大相對濕度均為 100%。

(六)各類結構形態在冷季三個月中之發生頻率以第一類之 46.1% 為最多，其次為第四類之 23.6%、再次為第五類之 15.7%，其餘各類之發生頻率均較少。各類結構形態之持續時間長短不一，長者可達八日，短者僅有二日，視寒潮之強度及其移動之速度而定。逐日之天氣變化可由其各種結構形態之持續性預測之。此種持續性可由寒潮爆發之極軸方向及冷高壓之中心強度以及地面冷鋒與高空槽線移動之速度等予以決定。如此等結構形態之久暫及其演變可以判斷，則其未來之天氣現象自亦不難預測。

參 考 文 獻

1. Petterssen, S.: Weather Analysis and Forecasting, 2nd ed., 2 vols. McGraw-Hill, 1956
2. Neiberger, M., C. G. P. Beer & L. B. Leopold, The California Stratus Investigation of 1944, U. S. WB., 1945
3. 張月娥：臺北市氣候，氣象學報七卷三期，五十年九月。
4. 鄭子政：臺北盆地之氣候，氣象學報十四卷三期，五十七年九月。
5. 亢玉瑾：陽明山區氣候之分析研究，臺大地理系研究報告第四期，五十六年六月。
6. 林紹豪：彰化澎湖蘭嶼季風特性之研究，臺大

地理系研究報告第四期，五十六年六月。

7. 沈傳節：臺灣之氣團，氣象通訊第七、八、九期，三十八年。
8. 劉衍淮：臺灣氣團之性質，氣象學報七卷四期，五十年十二月。
9. 朱祖佑：中國東海及臺灣附近海流之研究，氣象學報七卷四期，五十年十二月。
10. 王時鼎：臺灣冬季季風天氣及其預報，氣象學報一卷一期，四十四年三月。
11. 徐應璦、王時鼎：寒潮預報有關問題之討論，氣象學報四卷三期，四十七年九月。
12. 王時鼎：中國區域強烈寒潮分析，氣象學報四卷四期，四十七年十二月。
13. 林鞠情：臺灣地形影響冷鋒之初步檢討，氣象學報四卷二期，四十七年六月。
14. 魏元恒：臺灣雨量與極地寒流爆發關係之研究，氣象學報十四卷四期，五十七年十二月。
15. 臺灣省氣象局：臺灣累年氣象報告續編，五十三年。

臺灣定量降水預報之簡單統計法

A Simple Statistical Approach to QPF for Taiwan

H. Bogm* 著 洪理強 譯

Abstract

The tracks of 16 recent typhoons were examined closely in order to ascertain relationships between the latitude at which a storm approaches Taiwan and the accumulated percentage characteristics of total storm precipitation that occurs at a north Taiwan Station.

The premise of the study is that for a given longitudinal typhoon position, the accumulated precipitation at a north Taiwan station increases with increasing latitude.

Only storms approaching Taiwan from the east and moving westward or northwestward were considered. Some of the typhoons studied crossed the northern half of Taiwan and some passed over the sea north of Taiwan. The latitude parameter was taken to be the latitude at which the typhoon crossed 123° East longitude (Crossing Latitude). The typhoons studied show crossing latitudes that ranged from 22.1°N to 27.4°N .

Hourly precipitation records at Anpu, Keelung and Taipei were utilized in connection with the crossing latitudes of storm tracks in order to ascertain the percentage of total storm precipitation which had accumulated by the time the storm center reached various meridians. It was found that storms may be categorized into 3 general types, i.e., those crossing 123° Longitude between 22 and 24.4° , 24.5 and 26° , and 26° and 28° . Mean cumulative percentage precipitation curves were drawn for each type, for the three stations, and are presented.

A slightly different approach is also illustrated, wherein the cumulative percentage of total storm precipitation (when the storm center reaches 123° E. Long.) is related to crossing latitude.

Statistical analysis indicates that the data correlates very well with the premise made. The correlation coefficient, relating the accumulated percentage precipitation by 123° longitude as a function of crossing latitude, for Anpu is 0.8553, for Taipei 0.80 and for Keelung 0.85. Standard deviations are 12%, 15% and 12% respectively.

Sample QPF and verifications are presented.

The second approach verifies better and is promising enough to warrant inclusion in the the TWB/Project Typhoon Program. The technique may be tested under operational conditions during the 1969 typhoon season.

* 聯合國「防颱防洪示範計劃」計劃經理。

第一部份

根據省氣象局原始天氣圖，以來自臺灣東面之最近十六個颱風，依其位置畫成颱風路徑圖。圖 1 為其中之一例取半緯度見方之大小，將地圖劃分為許多相等之方格。用內插法計算颱風中心通過經線之時間。同時，審查颱風中心到達已知方格時，鞍部、基隆及臺北相當時候之逐時降水紀錄。再將其換算為總雨量百分比。

如圖 1 所示，歐珀颱風在 8 月 5 日格林威治時間 6 點不久之前通過東經 123 度。從 0 點到 6 點（即颱風中心在 124 度與 122.7 度間），鞍部已降下 17.6 公厘之雨量。當其位置在 123.5 到 123 度時，鞍部有 7.6 公厘之雨量，但歐珀颱風帶給鞍部之總降水量為 295.1 公厘。因此，當颱風中心到達東經 123 度時，鞍部之降水累積百分比為 $7.6/295.1 = 2.58\%$ ，再加上前一段之 9.78% ，其累積百分比則變為 12.36% 。對於颱風到達其他經線時，其降水累積百分比也可應用相同辦法獲得。第一表為鞍部受歐珀颱風影響之逐時降水量及所計算之百分比。

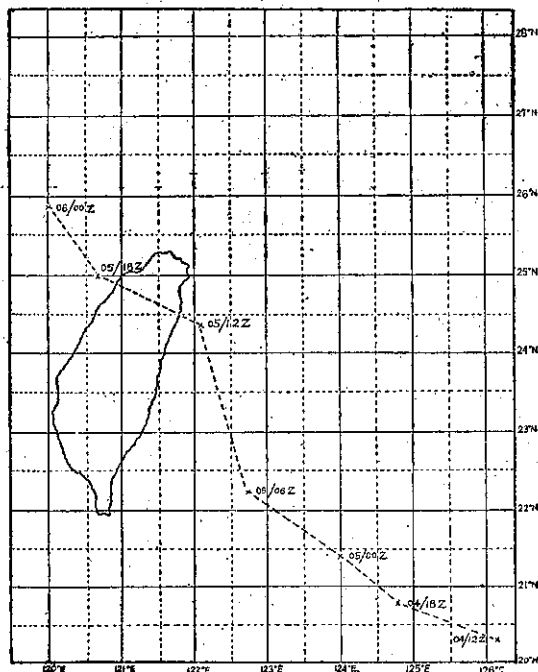


圖 1 歐珀颱風路徑圖

Fig 1. The track of Typhoon "Opal"

用方格紙，以降水累積百分比為 Y 軸，颱風到達之經線為 X 軸，將降水變化繪於圖 2。

對每一個颱風，三個測站都重複地進行過相同步驟之計算試驗，前後共達 46 次之多。（因吉達颱風對基隆及臺北兩地，未產生有意義之降水，故略而不計）。

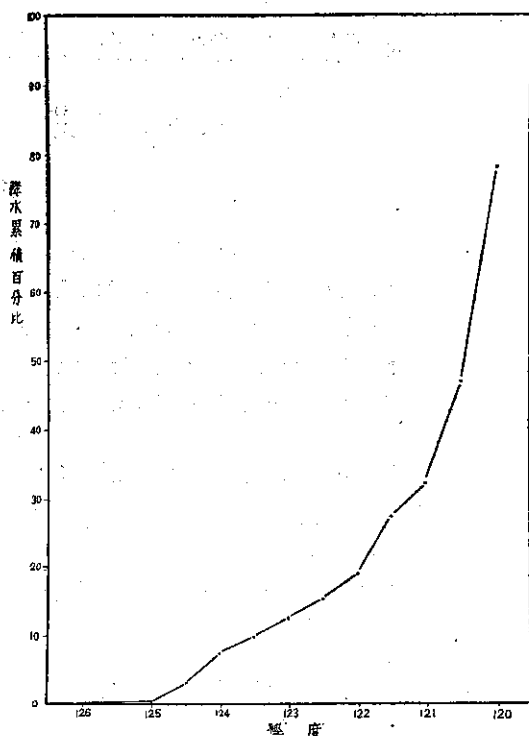


圖 2 歐珀颱風對鞍部測站之降水累積百分比
(第三類路徑，颱風中心穿過北緯
22.1 ~ 24.4 度)

Fig 2. Sample curve Type III (crosses
123°E between 22.1 ~ 24.4°N)

風對基隆及臺北兩地，未產生有意義之降水，故略而不計）。

在圖 3 主要方格內所列數字，為鞍部之暴雨平均值。

由觀察，所繪曲線均有升高之趨勢，且緯度愈高之颱風，其百分比增大得愈早。於是通過東經 123 度之颱風，根據其通過之緯度大致分為三類：第一類通過北緯 28 至 26 度之間，第二類通過北緯 26.0 至 24.5 度，第三類通過北緯 24.4 至 22.0 度。

將每一測站各類颱風之降水情形，分別繪於 4a, 4b, 4c 圖內。其中以第二類颱風之變動最大，顯然為其他兩類之過渡型。每一測站，各類颱風之平均曲線也繪於 5a, 5b 及 5c 三圖之內。

至於目前之降水資料，是否適用於實際之定量預報，仍為問題之關鍵。因此對未來之颱風，其實測之降水量應以颱風通過經線為準。

按照颱風所歸之類型，其降水百分比之數值，可

以認為是颱風到達某一固定經線時之降水量，因此定量降水預報就變成一個簡單之計算步驟。

例如，接近臺灣之某一西進颱風，其位置在北緯 23 度，東經 124 度，預測向 270 度進行，即將通過

北緯 23 度，東經 123 度，因此歸入第三類颱風。

再根據 5a, 5b 及 5c 三圖，當颱風到達東經 124 度時，臺北之總降水百分比為 3%，基隆為 2%，鞍部為 4.2%。

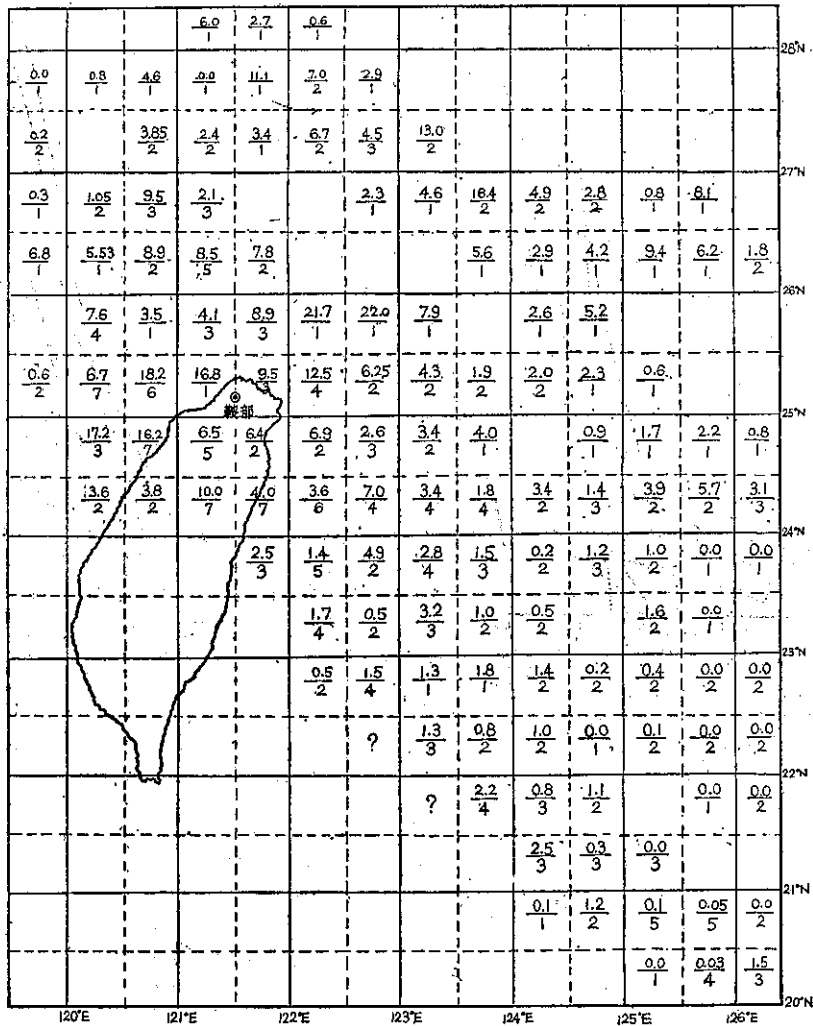


圖 3 颱風中心在不同位置上帶給鞍部測站之平均降水累積百分比圖
(格子裡橫線上方之數字為平均降水累積百分比，下方之數字為第三表所列之 16 個颱風中經過該方格之次數，其中變動過大之方格不予平均)

Fig 3. Average Percentage of Storm Precipitation (Figure above) and Number of Occurrences (Figure below) of Anpu. (Highly variable squares not averaged)

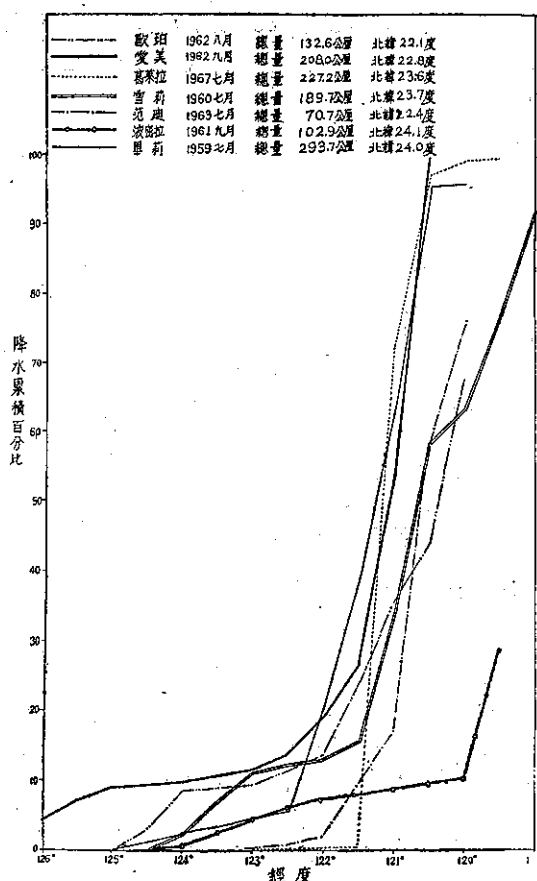


圖 4a. 第三類颱風路徑 (22.0-24.4°N) 對臺北測站之降水累積百分比

Fig 4a Taipei-Type III-22.0-24.4°N

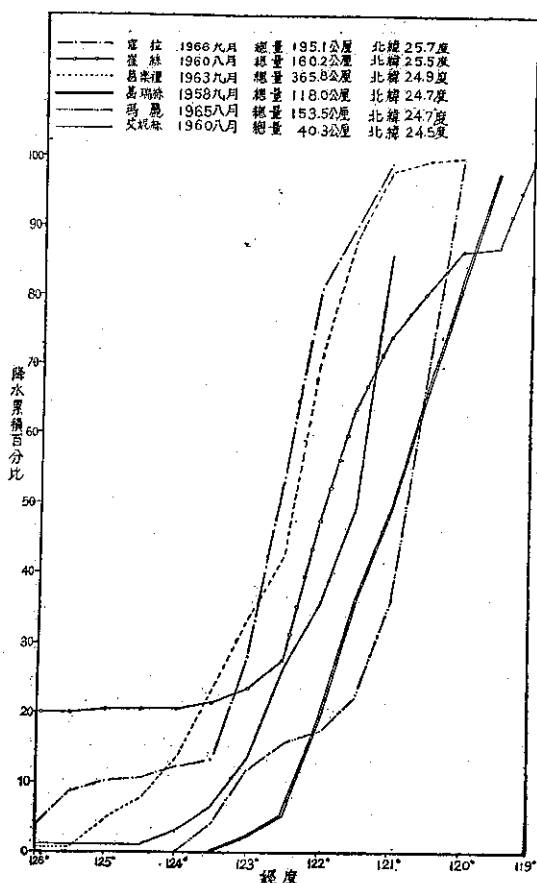


圖 4b 第二類颱風路徑 (24.5-26.0°N) 對基隆測站之降水累積百分比

Fig 4b Keelung-Type II-24.5°-26°N

假設臺北及基隆均已降下 6 公厘之雨量，鞍部下過 8.4 公厘，令 X 為該測站之定量預報值，則：

臺北之預報值：6 公厘 = $.08X$ ， $X=200$ 公厘

基隆之預報值：6 公厘 = $.02X$ ， $X=300$ 公厘

鞍部之預報值：8.4 公厘 = $.042X$ ， $X=200$ 公厘

選最近發生之葛萊拉，寇拉及吉達三颱風作範例，以校驗各類颱風之預報成效。結果，吉達颱風對臺北及基隆兩地，未產生顯著之降水，故將吉達颱風對臺北及基隆之降水資料剔除。

第四表是說明，用於東經 123 度之類型平均曲線法對上述三颱風作模擬定量降水預報之所得結果。

在多數例子當中，寇拉颱風之降水預報，以臺北成績最劣。定量預報值為 471 公厘，但實際則為 223.9 公厘，因此，應用本方法估計之雨量，其所得數字偏

高。

就一般洪水警報構想而言，這種預報技術似可獲得多方讚譽。

在達成洪水判斷之效益方面，對於預報法之能力應事先作初步估價。就是說，由一因素之兩三倍所釀成之錯誤，未必就是失敗之預報。

葛萊拉颱風來臨時，預測臺北及基隆之降水量均為 0 公厘，但經實際校驗，臺北為 27.2，基隆為 7.8 公厘。就數學眼光，這是個龐大之誤差。但就實用方面着眼，顯然是非常成功之預報。同理，4000 公厘之暴雨量，定量預報值為 2000 公厘，也該算是相當成功之預報。由於大洪水與空前未有之洪水，在一般老百姓及政府當局之觀念中，只不過微小之差別而已。

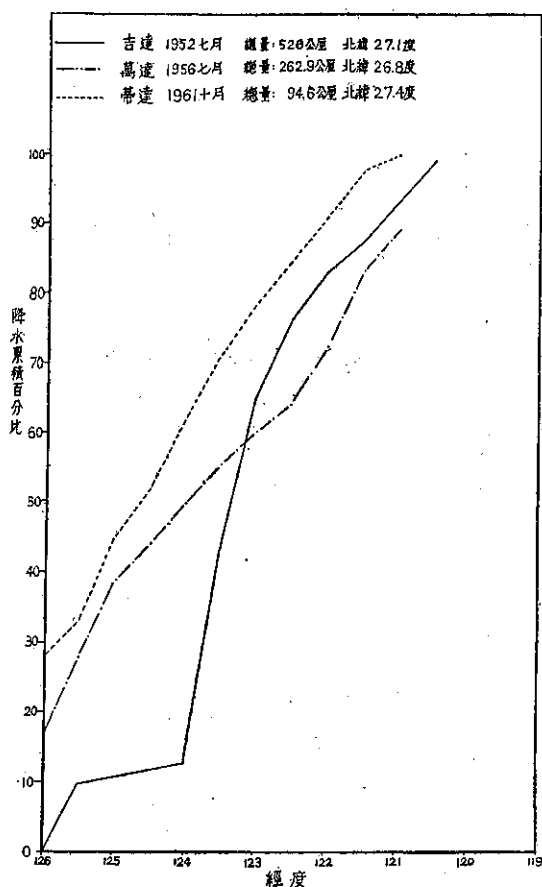


圖 4c 第一類颱風路徑 (26.0-28.0°N) 對鞍部測站之降水累積百分比

Fig 4c Anpu-Type I -26.0°-28.0°N

第二部份

現在採用與上述方法略不相同之步驟，以尋求一種可行之定量降水預報技術。

以颱風到達東經 123 度時所通過之緯度為 X ，測站之降水累積百分比為 Y 。

將運算所需之數據列於第二表。經分析結果，其成績相當驚人。以 Y 為 X 之函數時，三測站之相關係數由 0.8 到 0.855，其中以臺北之相關係數較差。

由早先之觀察，及將颱風歸類之結果，均可獲致數學性之印證。

參閱第三表，由颱風中心經過之緯度及總降水量欄，可以看出第一類颱風，其中心直接朝向 22.1 至 24.1 度間進行，第二類移向 24.5 至 25.7 度間，其餘路徑似可歸於另一類型。

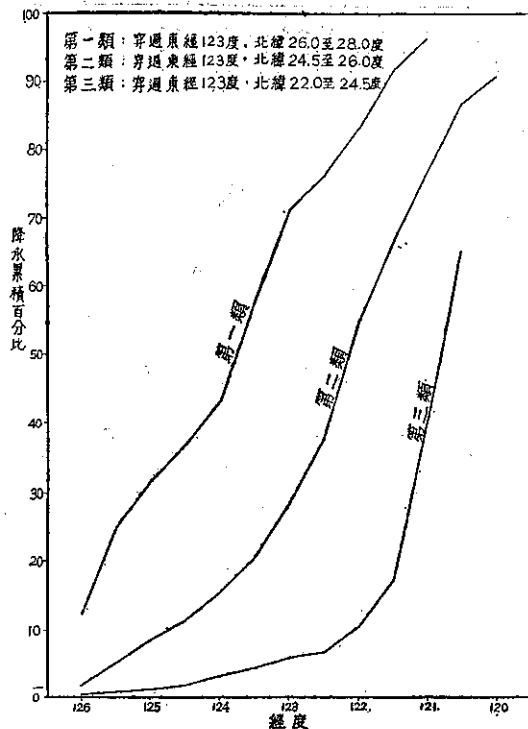


圖 5a 臺北測站之降水平均曲線
Fig 5a Final mean curve-Taipei

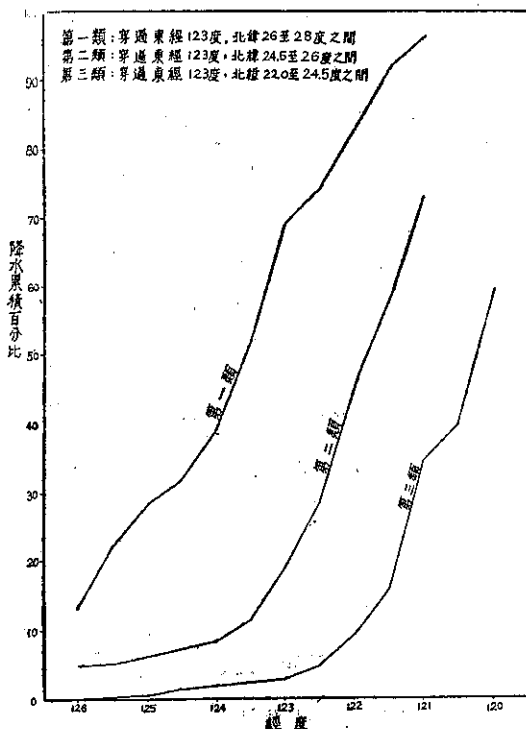


圖 5b 基隆測站之降水平均曲線
Fig 5b Final mean curve-Keelung

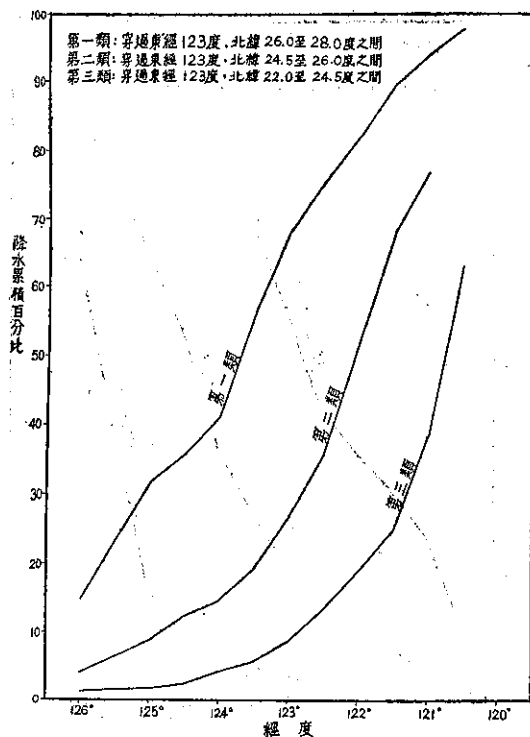


圖 5c 鞍部測站之降水平均曲線
Fig 5c Final mean curve-Anpu

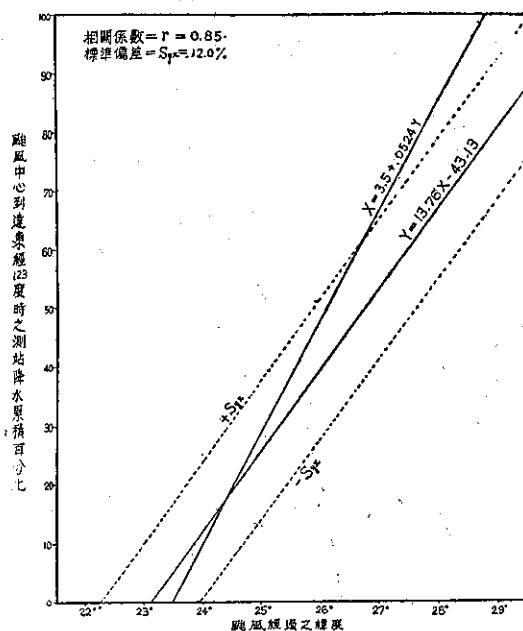


圖 6b 基隆測站之散佈圖
Fig 6b Scatter Diagram-Keelung

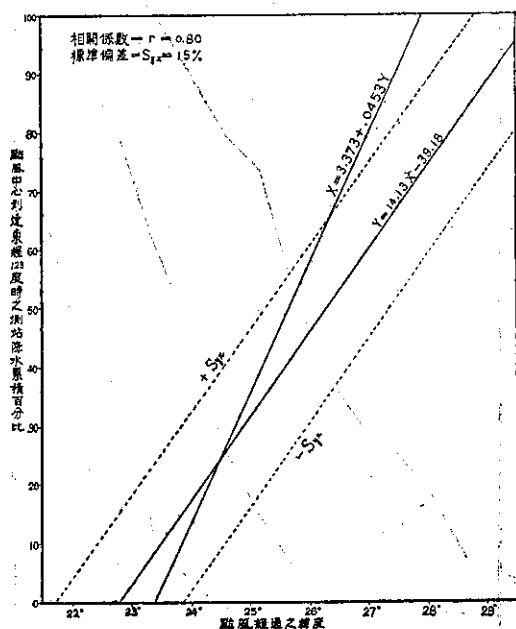


圖 6a 臺北測站之散佈圖
Fig 6a Scatter Diagram-Taipei

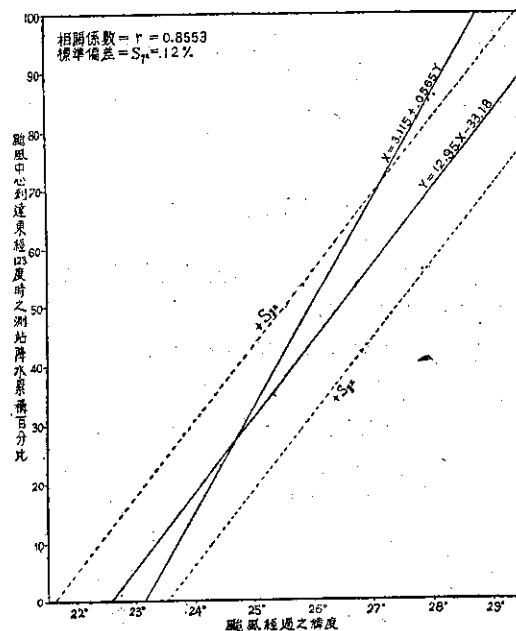


圖 6c 鞍部測站之散佈圖
Fig 6c Scatter Diagram-Anpu

6a, 6b 及 6c 三圖分別為三測站之散佈圖，除用 Y 為 X 之函數外，並以 X 為 Y 之函數，加繪曲線於圖中。比較此二曲線，清晰地顯示出資料之間具有密切之線性相關。

以颱風到達東經 123 度，求基隆之降水累積百分比，其迴歸方程式為 $Y\% = 13.76X - 43.13$ ，標準偏差為 12%，在此標準偏差以內之例子，其或然率高達 68%。

或然率之「法則」無形中給氣象人員在技術上提供了很大之信心。

參閱第四表，可以瞭解這種技術之成效。其預報值略有低估之傾向（兩個高估，五個低估）。

由圖 7 顯示，預報之錯誤率只有 1/4。

其中以寇拉颱風預報所造成之錯誤最為嚴重，例如，預測鞍部之雨量為 308 公厘，實際為 410 公厘。但同一颱風，臺北之預報值為 273 公厘，實際校驗竟為 224 公厘。因此，若根據本定量降水預報技術以發佈洪水警報，理應奏效。

1966 年 9 月發生之寇拉颱風，其侵襲臺灣之路徑與 1963 年 9 月發生之葛樂禮颱風極為相似，加以發生之時間相同，因此顧慮寇拉颱風是否會類似葛樂禮颱風帶來同樣豐沛之雨量。根據上述方法所得之總雨量預報值為：

	臺 北	基 隆	鞍 部
定 量 預 報 值	273 公厘*	155 公厘*	308 公厘*
實 際 校 驗	223.9	191.5	409.6
與葛樂禮颱風比較	481.5	365	741.7

為了校驗本技術之成效，特將 1969 年 8 月之貝蒂颱風及同年 9 月之愛爾西颱風之降水預報數值值列於第五表，並將其結果填入圖 7。

假設過去之條件及連續降水時間與現在相似，根據上述之比較，預期類似葛樂禮颱風所造成之大洪水不會再度發生。可是 1966 年 9 月初，在氣象局之預報人員中，無人能與上述預報獲致相同之結論。此為本預報法之價值所在。

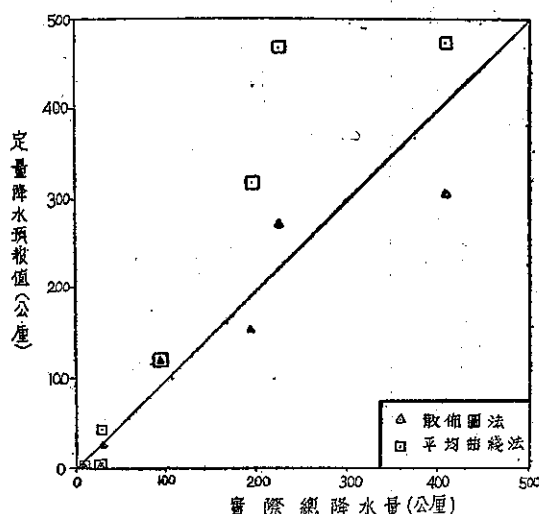


圖 7 定量降水預報校驗圖

Fig 7 Verification Graph-Control Typhoon

結 語

上述兩種預報技術，至少可以在颱風侵襲前九小時，以定量降水之預報數值提供給氣象局之預報中心使用。

本技術僅以降水累積百分比特性作為颱風中心位置之直接函數。至於颱風之強度，移動之速率，濕氣與溫度之特徵，及其他颱風變數等，皆已含括於預報方程式中之實際降水參數內。例如，一個大颱風，當其通過 123 度時預計會帶來更多之累積降水，因此會自動調整其定量降水預報值，使其大於其他小颱風之降水量。

可見以一固定時間，一已知測站之總雨量百分比作為位置函數，此種前述之假定，其正確性當致信無疑。

誌 謝

本報告之大部份數據，承蒙趙世騰及任立渝二位之協助，趙任二君甫自省氣象局及本計劃合辦之電子訓練班結業，對其辛勤計算，在此謹致萬分謝意。

* 散佈圖中之資料，已包括寇拉颱風在內。若將此一颱風之資料刪除，其成效更佳。嚴格說，也應將寇拉颱風列入才對。無論如何，其差別非常微小。

第一表 鞍部測站受歐珀颱風影響之逐時降水量及所計算之百分比
Table 1: Hourly Precipitation & Calculated percentages for Opal

歐 珀 Opal	鞍 部 Anpu			降 水 百 分 比 之 經 向 分 佈 Percentage Longitudinal Distribution Typhoon PCPN		
	日 期 Date			經 度 Longitude	百 分 比 %	累 積 百 分 比 Cum. %
	0 4	0 5	0 6			
格林威治時間 Time GCT						
00		2.0	25.5	To 126° E	0.04	0.04
01		4.0	9.0			
02		4.6	3.1	126° - 125.5°	0.10	0.14
03		1.8	0.3			
04		2.2	0.2	125.5° - 125°	0.12	0.26
05		3.0	0.6			
06		2.5	9.5	125° - 124.5°	2.81	3.07
07		3.6	9.0			
08		2.1	2.2	124.5° - 124°	4.28	7.35
09		0.3	3.5			
10		4.0	0.1	124° - 123.5°	2.43	9.78
11		2.0	T			
12		14.8		123.5° - 123°	2.58	12.36
13		1.8				
14		2.0		123° - 122.5°	2.95	15.31
15		5.5				
16	0.1	15.0		122.5° - 122°	3.72	19.03
17	0.8	14.4				
18	0	5.3		122° - 121.5°	6.46	25.49
19	0	11.2				
20	4.6	18.2		121.5° - 121°	6.89	32.38
21	7.8	34.0				
22	5.0	23.0		121° - 120.5°	14.60	46.98
23	3.5	33.0				
總計 Total	21.8	210.3	63.0	120.5° - 120°	31.39	78.37

第二表 X 與 Y 之 相 關 係 數
Table 2: Correlation Coefficients between X & Y

經過之緯度 減 20° Crossing Lat. minus 20° X				在東經123度上之降水累積百分比 Cum. % at 123°			X ²	XY ₁	XY ₂	XY ₃	Y ₁ ²	Y ₂ ²	Y ₃ ²
鞍 部 Anpu Y ₁	基 隆 Keelung Y ₂	臺 北 Taipei Y ₃											
2.1	12.4	6.5	9.0	4.41	26.0	13.65	18.9	153.8	42.25	81			
2.4	5.5	0	0.3	5.76	13.2	0	.72	30.25	0	.09			
2.8	11.5	3.0	11.5	7.84	32.2	8.40	32.2	132.25	9.0	132.25			
3.6	11.5	0	0	12.96	41.4	0.00	0	132.25	0	0			
3.7	7.0	2.0	11.0	13.70	25.90	7.40	40.7	49.0	4.0	121			
4.0	11.8	5.5	4.5	16.00	47.2	22.00	18.0	139.24	30.25	20.25			
4.1	2.5	1.3	4.0	16.81	10.25	5.33	16.4	6.25	1.69	16			
4.5	34.0	13.5	42.5	20.20	153.00	60.75	191.25	1,156.0	182.25	1,806.25			
4.7	4.8	2.5	2.5	22.10	22.56	11.75	11.75	23.04	6.25	6.25			
4.7	14.5	11.6	11.5	22.10	68.15	54.52	54.05	210.25	134.56	132.25			
4.9	45.0	33.5	46.5	24.0	220.50	164.15	227.85	2,025.0	1,122.25	2,162.25			
5.5	33.0	23.5	17.0	30.24	181.50	129.25	93.50	1,089.0	552.25	289			
5.7	30.5	28.04	50.4	32.50	173.85	159.83	287.28	930.25	786.20	2,540.16			
6.8	60.0	61.6	66.7	46.20	408.0	418.88	453.6	3,600.0	3,794.6	4,448.9			
7.1	64.8	77.0	76.0	50.40	460.08	546.70	539.6	4,199.04	5,929.00	5,776			
7.4	78.7	—	—	54.85	582.40	—	—	6,193.7	—	—			
總 計 EX=	EY ₁ =	EY ₂ =	EY ₃ =	EX ² =	EXY ₁ =	EXY ₂ =	EXY ₃ =	EY ₁ ² =	EY ₂ ² =	EY ₃ ² =			
Total 74.0	427.5	269.54	353.4	380.02	2,466.2	1,602.6	1,985.8	20,069.13	12,594.5	17,531.7			
鞍 部 Anpu	EY = a ₀ N + a ₁ EX EXY = a ₀ EX + a ₁ EX ² EX = b ₀ N + b ₁ EY EXY = b ₀ EY + b ₁ EY ²			a ₁ = 12.95 a ₀ = -33.18 b ₁ = .0565 b ₀ = 3.115	Y = a ₀ + a ₁ X Y = -33.18 + 12.95X X = b ₀ + b ₁ Y X = 3.115 + .0565Y	a ₁ b ₁ = r ² (12.95) (.0565) = r ² 0.73167 = r ² 0.8553 = r	S ² _{Y.X} = $\frac{EY^2 - a_0EY - a_1EXY}{N}$ = 144.75 S _{Y.X} = 12%						
臺 北 Taipei	EY = a ₀ N + a ₁ EX EXY = a ₀ EX + a ₁ EX ² EX = b ₀ N + b ₁ EY EXY = b ₀ EY + b ₁ EY ²			a ₁ = 14.13 a ₀ = -39.18 b ₁ = .0453 b ₀ = 3.373	Y = a ₀ + a ₁ X Y = -39.18 + 14.13X X = b ₀ + b ₁ Y X = 3.373 + .0453Y	a ₁ b ₁ = r ² (14.13) (.0453) = r ² 0.6400 = r ² 0.80 = r	S ² _{Y.X} = $\frac{EY^2 - a_0EY - a_1EXY}{N}$ = 144.75 S _{Y.X} = 15%						
基 隆 Keelung	EY = a ₀ N + a ₁ EX EXY = a ₀ EX + a ₁ EX ² EX = b ₀ N + b ₁ EY EXY = b ₀ EY + b ₁ EY ²			a ₁ = 13.76 a ₀ = -43.13 b ₁ = .0524 b ₀ = 3.50	Y = a ₀ + a ₁ X Y = -43.13 + 13.76X X = b ₀ + b ₁ Y X = 3.5 + .0524Y	a ₁ b ₁ = r ² (13.76) (.0524) = r ² 0.721024 = r ² 0.85 = r	S ² _{Y.X} = $\frac{EY^2 - a_0EY - a_1EXY}{N}$ = 144.75 S _{Y.X} = 12%						

第三表 十六個颱風及其對北部測站之總降水量
Table 3: Total Storm PCPN Cause by 16 Typhoons

颱風名稱 Typhoons	日期 Date	在東經 123 度上，颱風中心經過之緯度 Crossing lat at 123°E	總 降 水 量 (公厘) Total Storm PCPN (mm)		
			鞍 部 Anpu	基 隆 Keelung	臺 北 Taipei
歐 珀 Opal	8/62	22.1°	295.1	144.6	132.6
范 迪 Wendy	7/63	22.4°	104.2	48.5	70.7
愛 美 Amy	9/62	22.8°	292.8	295.1	208.0
葛 拉 Clara	7/67	23.6°	29.4	7.8	27.2
雪 莉 Shirley	7/60	23.7°	395.0	292.9	189.7
畢 莉 Billie	7/59	24.0°	335.4	161.4	293.7
波 密 Pamela	9/61	24.1°	146.5	151.2	102.9
艾 妮 Agnes	8/60	24.5°	191.5	40.3	54.1
葛 絲 Grace	9/58	24.7°	214.6	118	122.4
瑪 麗 Mary	9/65	24.7°	237.2	153.5	145.3
葛 禮 Gloria	9/63	24.9°	741.7	365.8	481.5
崔 絲 Trix	8/60	25.5°	252.1	160.2	174.2
崔 拉 Cora	9/66	25.7°	409.6	195.1	223.9
達 達 Wanda	7/56	26.8°	262.9	179.4	298.0
達 達 Gilda	7/52	27.1°	526.0	209.1	170.8
達 達 Tilda	10/61	27.4°	94.6	—	—

第四表 定量降水預報之範例
Table 4: QPF For Control Typhoons

測 站 Station	鞍 部 Anpu	鞍 部 Anpu	鞍 部 Anpu	基 隆 Keelung	臺 北 Taipei	臺 北 Taipei	基 隆 Keelung
示 範 颱 風 Control Typhoon	葛 拉 Clara July 1967	寇 拉 Cora Sept. 1966	蒂 達 Tilda Oct. 1961	寇 拉 Cora Sept. 1966	寇 拉 Cora Sept. 1966	葛 拉 Clara July 1967	葛 拉 Clara July 1967
經 過 之 緯 度 Crossing lat.	23.6	25.7	27.4	25.7	25.7	23.6	23.6
颱 風 類 型 Storm Type	III	II	I	II	II	III	III
平均曲線之資料 Moan Curve Data	6 typhoons 104-395 mm 1959-63	5 typhoons 191-742 mm 1958-1965	2 typhoons 263-526 mm 1952-1956	5 typhoons 40-366 mm 1958-1965	5 typhoons 54-481 mm 1958-1965	6 typhoons 71-294 mm 1959-1963	6 typhoons 48-295 mm 1959-1963
截至 123 度時之降水量 Control PCPN to 123°	3.4 mm	124.9 mm	74.4 mm	54.7 mm	113 mm	0 mm	0 mm
由平均曲線所得之 降水累積百分比 Cum. % at 123° from mean curve (excluding control)	8.5 %	26.2 %	62.4 %	17 %	24 %	6.7 %	3.1 %
用平均曲線法之定量 降水預報值 Forecast QPF (from mean curve)	40 mm	477 mm	120 mm	321 mm	471 mm	0 mm	0 mm
由散佈圖所得之 降水累積百分比 Cum. % from Scatter Diagram	13.5 %	40.5 %	62.5 %	35.3 %	41.5 %	11.5 %	7 %
用散佈圖法之定量 降水預報值 Forecast QPF from Scatter Diagram	25.2 mm	308 mm	120 mm	155 mm	273 mm	0 mm	0 mm
實際總降水量 Actual Total Precipitation	29.4 mm	409.6 mm	94.6 mm	195.1 mm	223.9 mm	27.2 mm	7.8 mm
平均曲線法之誤差 % Error Mean Curve ($\frac{QPF-A}{A}$)	+ 40%	+ 16%	26%	65%	110%	-	-
散佈圖法 之誤差 % Error Scatter Diagram	-14%	-25%	26%	-21 %	22%	-	-

第五表 貝蒂颱風及愛爾西颱風之定量降水預報

Table 5: QPF for Betty & Elsie

預 報 時 間	颱風名稱	發 生 時 間	(1)	(2)	(3)			
			颱風中心到達 東經 123 度時 所通過之緯度	颱風中心到達 東經 123 度之 時間	颱風中心到達東經 123 度時之總降水量 (公厘)			
					臺 北	基 隆	鞍 部	
8 月 8 日 4 時 (中原標準時間) (平均曲線法第二類)	貝 蒂 Betty	1969年 8 月 8 日	24.5	05:50 (中原標準時間)	19.1	10	58	
9 月 26 日 21 時 (中原標準時間) (散佈圖法)	愛爾西 Elsie	1969年 9 月 26 日	24.1	20:00 (中原標準時間)	56.6	22.3	84.2	
(4)			(5)			(6)		
由 相 關 圖 所 得 之 降 水 累 積 百 分 比			總降水量÷降水累積百分比 = 定量降水預報值 (公厘)			實 際 總 降 水 量 (公厘)		
臺 北	基 隆	鞍 部	臺 北	基 隆	鞍 部	臺 北	基 隆	鞍 部
平均 24%	18.5%	25%	80	54	232	128.9 (由當地時間 7 日 17 時至 8 日 17 時 32 分止)	61.4 (由當地時間 7 日 9 時 45 分至 8 日 20 時 12 分止)	241.2 (由當地時間 7 日 17 時至 8 日 14 時止)
最大 9%	7%	12.5%	235	143	464			
最小 39%	30%	37%	50	33	160			
平均 18.5%	13.5%	20%	306	164	421	190 (由當地時間 26 日 3 時至 27 日 16 時止)	167 (由當地時間 26 日 4 時至 27 日 17 時止)	309.2 (由當地時間 26 日 2 時 30 分至 27 日 21 時 30 分止)
最大 3.5%	1.5%	8%	1760	1480	1055			
最小 33.5%	25.5%	32%	171	90	263			

註：(1)，(2)欄之數值係由花蓮雷達觀測獲得。

(3)欄之數值係由臺灣省氣象局所屬測候所電話報告。

(4)欄之數值係由圖 5a, 5b 及 5c 或圖 6a, 6b 及 6c 獲得。

(5)欄之數值=(3)欄之數值÷(4)欄之數值。

(6)欄之數值係由測候所之降水報告獲得。

天氣預報使用價值之檢討與改進芻議

——兼論機率預報及決策理論——

陳 毓 雷

Promotion of Weather Forecasts Utility Based on the Union of Probability Forecasting and Decision Theory

Yulei Chen

Abstract

Weather forecasts can be more effectively utilized without the "escalation" of forecasting theory and skill in itself. However, it could be accomplished only through the cooperation between the forecaster and the user the former providing probability forecasting instead of the traditional categorical forecasting, while the latter making his own operation decision based on the information.

The deficiency in categorical weather forecasts has long been pointed out by many meteorologists, Jack Thompson in particular. But few actions were taken because the public (user of weather forecasts) fell short of the modern decision making theory. The situation has been improving greatly with the increasing popularity of management sciences recently. This article is therefore aimed not only at the "know how" about probability forecasting and decision making, but also at educating purpose so as to make way for the future improvement in more effective weather service.

All probability forecasting methods have been cited, described and illustrated with examples. As for decision theory, the author laid emphasis on matrix, expectation values and game theory. Linear programming, which can hardly be introduced in limited words, was omitted in this study, but strongly recommended because of its applicability and computerizability.

一、緒 論

氣象科學主要是一種實用科學。它的目標廣義地說是造福人羣，狹義地說就是供應預報。所以天氣預報當然不是預報員的自娛性工作。預報的使用者間接涉及每一國民，而如軍事、交通、工程、農林、觀光等事業更是對天氣特別敏感，所以他們的成敗可說是直接和天氣預報息息相關的。那麼天氣預報的準確性，也就是它的使用價值如何呢？這答案縱非否定的，

至少也是不令人滿意的。從純學理角度來看這一缺失的原因，當然不外原始資料不足和部份大氣物理程序尚有未盡瞭解這兩點。現在世界氣象組織所領導的「三W計劃」、「GARP」等大規模國際合作資料蒐集運動，以及理論氣象學家分別所作的努力就是針對此一缺失而來的。這是屬於積極性、原則性的改進，但不是本文要討論的範圍。

現在的問題是：有沒有一種方法或技術可使我們在現階段天氣預報作業能力之下改進它的使用價值？

換言之，一種貨物或一項勞務，它的本質並未改善，但是仍可設法增加它的利用價值，不讓它本已具有的能力徒因使用不當而有所浪費。就天氣預報這一種服務而言，如果雙方面能配合改進的話，還是大有可為的。具體地說，在預報員方面應利用機率預報 (probability forecasting)，而使用者方面則應運用決策理論 (decision theory)。

我們先檢討一下天氣預報現行作業情形。如所周知，氣象人員的預報發佈方式都是對某一天氣要素作一「範疇式」的 (categorical statement) 敘述。例如「雨後晴」，「晴時雲轉陰」，表面上雖然是肯定的，其實預報員心內並非如此。他根據天氣圖和各種資料覺得明天轉晴與否都有其可能性，也有學術上的理由。但放晴的機會多些 (機率超過50%)，因此就發佈明日晴天了。對於使用者而言，他祇聽到了明日晴天，無形中損失了他本來應該可以獲知的寶貴資料不少。因為晴天機率之為95%或51%對某一類事業會有極大差別的。所以除非預報員自告奮勇，或使用者為了切身利益攸關而主動追問之外，那一部份資料通常都被犧牲掉了。

反過來說，即使氣象人員把預報機率都發佈出來而使用者不知如何利用的話，仍屬枉然。對於常見的一些標語式警句，例如「氣象是農業增產的生力軍」，「氣象是飛行安全的樞紐」之類；原則固善，却對實際無補。怎樣利用機率來選擇一個最佳決策才是使用者方面應該追求的具體目標。所以決策理論乃是不可或缺的智識。

至此，我們瞭解了天氣預報的現況，並且知道了它的使用價值在技巧上尚有改進餘地的這一事實。下節內再用一個實例來強調說明兩者配合之下可能產生的經濟價值。

二、實例闡釋

下面的例子雖非實事，但其內容都是可能發生的，所以非但不失其實實性，而且很具代表意義。

一位工廠主人，每年冬天都要為了部份怕凍的室外器材化錢又費事地去保護它們。他覺得冬季內溫度也不是每天都在零下，何不根據氣象臺預報來決定行止，可以節省一點成本呢？於是他開始行動。先向主計室要來保護措施的費用，平均每天得化 300 元。同時業務主管估計出不加保護而可能遭受損失器材的折價是 2,000 元。然後他由氣象臺索取上年度冬季三月內的每日最低氣溫預報和實測紀錄，製成表 1。表內

「所採行動」指根據預報而後採取的決定。預報氣溫將達零下，則採保護措施；反之則否。

表 1. 根據範疇預報採取行動之結果

Table 1. Action based on categorical forecast about freezing weather

		所採行動 (預報氣溫)		小計
		保護 <0°C	不保護 >0°C	
實際 氣溫	<0°C	51	6	57
	>0°C	6	27	33
小計		57	33	90

計算下來，完全信賴預報所需費用如下：

$$57 \times 300 \text{ 元} + 6 \times 2,000 \text{ 元} = 29,100 \text{ 元}$$

如果完全不理預報，90天內所需保護措施費用也不過

$$90 \times 300 \text{ 元} = 27,000 \text{ 元}$$

顯然預報對他工廠毫無好處，反而會增加成本。

其實，他應該針對這個問題的性質先計算一下零下氣溫出現的機率作為一種預報機率以作決策根據。他可以藉過去二年資料統計得到下列結果，如表 2。

表 2. 零下氣溫出現之機率

Table 2. Probabilities of freezing weather from forecast verification data.

預報氣溫範圍 °C	預報日數 (a)	實際出現零下 氣溫日數 (b)	零下氣溫出現 之 機 率 ($\frac{b}{a}$)
≤-10	5	5	100%
-9~-7	12	12	100
-6~-4	24	23	96
-3~-1	36	31	86
0~2	44	28	64
3~5	23	10	44
6~8	20	3	15
9~11	12	1	8
≥12	5	0	0

至於採用保護措施與否的決策，在這個問題來說，應視下式成立與否而定。

$$P > \frac{C}{L} \dots\dots\dots \textcircled{1}$$

P 為零下氣溫出現之機率，C 為採取保護措施之費用，L 為不保護而零下氣溫出現因而遭受之損失。在本

例中， $C/L=300/2000$ 即15%。換言之，當預報氣溫在6-8°C這一等級以上時， $P<0.15$ ，就可不必保護行動了（實際作業時可依7°C為準）。照此決策準繩而採取行動的結果可以表3說明。

表 3. 根據機率預報採取行動之結果

Table 3. Action based on probability forecast about freezing weather.

		所採行動 (預報氣溫)		小計
		保護 <0°C	不保護 >0°C	
實際氣溫	<0°C	56	1	57
	>0°C	22	11	33
小計		78	12	90

這樣計算下來的冬防成本應為，

$$78 \times 300 \text{ 元} + 1 \times 2,000 \text{ 元} = 25,400 \text{ 元}$$

比較不理預報，每天保護共需27,000元來，節省1,600元。比直接採用每日預報而行動的計算，則節省3,700元。機率預報和決策理論的運用是否有助於經濟價值，不言而喻。

上例內的機率，實際上是由預報驗證 (verification) 而得的準確率百分比。如果用其他直接的方法來預測零下氣溫出現的機率，所獲利益必然更豐。

三、預報方面的改進——採用機率預報

(一) 尚未廣泛採用的理由

肯定的預報發佈對使用者有時非但無益，反而有損，已見上例所述。若改用機率預報發佈則絕對有利無弊。這樣說來，採用機率預報應該是必然的趨勢。何以世界各國軍、民氣象機構很少見諸實施呢？下面列有四項原因。

1. 若干預報目標 (predictand) 尚未建立機率預報的方法。
2. 明知其優點而囿於習慣，不欲改進。就像英、美之仍用華氏單位一樣。
3. 認為採用機率預報係暴露預報員之缺乏信心，足以影響氣象機構之信譽。
4. 深知使用者不知如何利用此項額外服務，徒增麻煩。

關於第一點，純粹是學術、技術或功夫不到的問題，解決起來，應無大困難。（見(二)分節）。第二點

主要是惰性使然，需要適當的訓練和宣傳來改變實際從事氣象工作人員的觀念，尤其是主管階層。第三點也是一種不正確觀念。但外界確實有此想法，所以有待使用者的合作大家合力來扭轉觀念。第四點在目前亦確有此種現象。但近年來管理科學 (management sciences) 日受重視，俟其精神在行政、軍事、企業界逐漸生根後，此種現象當可自然消失。

(二) 機率預報的種類

是否所有天氣預報都可以採用機率方式發佈呢？答案是肯定的。但機率產生的方法却不盡相同。基本上可以分為三類，分別敘述於下。

1. 由氣候學平均而來：

從過去大量資料統計所得的相對頻率，先天上就是一種經驗機率 (empirical probability)。它又可分為三種情形。

(1) 祇需用預報目標本身這一參數加以分級或稱分組 (stratification or classification)，不需用其他參數作為預報因子 (predictors)。

例如要預報颱風進行方向，可將過去同一位置上颱風實際進行各方向的相對頻率用百分比統計出來，即可直接據此來預報當前颱風的動向和機率，以圖表示更為清晰，如圖1。

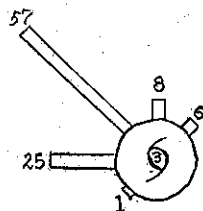


圖 1. 颱風進行方向相對頻率圖

Figure 1. Relative frequencies of typhoon motion.

實在說來這祇是氣候學平均而已。從預報理論看是沒有甚麼技術可言的。上例更是特別簡化。在實際預報工作言，如果能考慮一些天氣學、季節、地理區域方面的因素，加以較精細的區分，效果定可增加。

(2) 需要其他參數作為預報因子。每一參數均各予以分級或分組。從過去資料統計出預報目標隨某些預因之後出現的經驗機率若何。

例如我們以氣壓趨勢（下降1mb），氣團（mE），風向（SW）三項參數聯合起來作為預因，認為它們與降水（預報目標）很有關係。

於是把過去天氣紀錄中合於上述聯合因子的日子都挑出來，一共有25日。然後就25日內隨後發生降水的日子再挑出來，共有16日。所以16/25或64%就是在那種聯合情況下的降水機率預報。

這種所謂「層分法」(stratification Method)當然較上述那種內容要複雜得多，由Irving I. Gringorten 所創立⁽¹⁾。但其基本性質仍未脫離氣候學平均的意義。

(3)統計預報法中應用最廣的一種「圖解法」(graphical methods)是運用散佈圖(scatter diagram)的原則，根據過去資料把某一預報目標(例如霧)發生與否分別用圓點及叉號表示點入圖內相當位置。所謂相當位置就是兩種預報因子在縱軸、橫軸上構成的坐標位置。然後劃分出霧「發生」與「不發生」的範圍，成為他日預報根據的一張圖。這裏用有名的Taylor 氏霧之發生與否預報圖為例⁽²⁾說明。

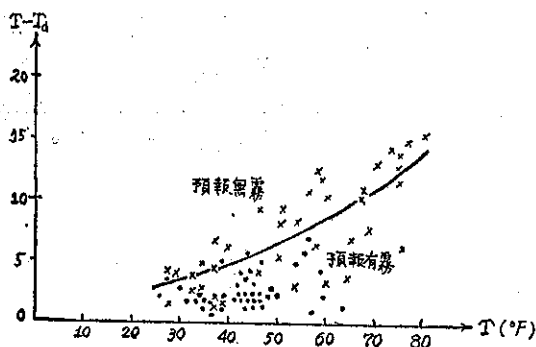


圖 2. Taylor 氏霧之預報圖

Figure 2. Taylor's diagram forecasting the occurrence of fog.

圖中橫軸及縱軸分別為當時氣溫，露點降差兩個預報因子。就實際五年之資料分析得如圖2之結果。這種圖解法仍屬範疇預報。但我們可以利用「區域平均法」⁽³⁾(block means analysis)把上圖劃分為很多小方塊，各自計算霧發生在該方塊內之相對頻率。然後分析等頻率線如圖3，就成為機率預報了。

2. 由預報驗證而來：

凡是用肯定的量或發生與否表示預報結果的，不論其為主觀方法、客觀方法或數值方法，都可以利用過去所作預報之驗證求得其準確率(或誤差率)。也可以說是某一種預報方法所得(預報

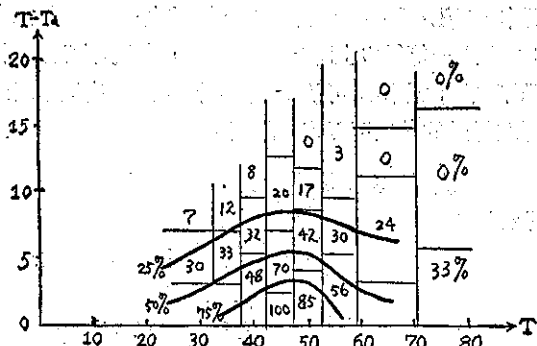


圖 3. 霧之預報圖重新用「區域平均法」分析，成為機率預報

Figure 3. Fig. 2 re-analyzed by "block means analysis"

結果的可靠程度。與1相比，這兩種機率是有其性質上的根本差異的。但對本文題旨言，則目的相同，效果也無殊。

第二節內實例闡釋所用的機率就是這種性質。因為它所代表的是可信程度，所以預報方法本身若有實質上的改善時，準確率當然也會增加，這種機率就有重新加以修正的必要。

3. 由主觀信心而來：

常可聽到預報員答覆詢問時說，「明天可能下雨。」「多半會下雨。」等。除非他的水準太差，對自己的預報確實缺乏信心而加以此類副詞來掩飾他的模稜兩可。否則那種副詞也就是機率預報的文字形式。「有可能」代表30%，「很可能」代表60%，「多半會」代表90%。這樣的機率預報似乎最不能令人心折。但根據 Philip Williams, Jr. 的研究⁽⁴⁾，凡是够水準的預報員確實都有估計自己預報可信程度的能力。

Williams 氏選出鹽湖城資深預報員八位為實驗對象。要求他們每次作降水預報後加上「信心因素」(confidence factor) 6、8、10分別表示自行估計的準確率。在總計1,095次預報驗證結果顯示如表4。

事前估計的信心因素與事後驗證結果的準確率極為接近。可知各預報員確有自知之明，因此也證明了這種附加的機率，來源雖然極為主觀，但有客觀的統計數字證明它的可行性。

最後，我們倒換次序，以大家熟悉的預報方法為主，分別註明應以何種機率預報製作方式出之，以為本節結尾。

表 4. 事先之信心與事後之準確率驗證比較

Table 4. Comparison between forecaster's confidence factor and later verification.

信心因素	預報準確 次 數	預報失誤 次 數	合計預報 次 數	準 確 率 百 分 比
6	172	122	294	59
8	215	77	292	74
10	493	16	509	97
平均 8.4	總計 880	215	1,095	平均 80

表 5. 製作機率預報之適當方式

Table 5. Proper way to establish probability forecasts.

預 報 方 法		機率預報製作方式
主 觀 預 報 (傳 統)		2, 3
客 觀 預 報	氣 候 學 法 (統 計)	1
	圖 解 法	1, 2
	迴 歸 法	2
	層 分 法	1

至於數值預報方法，如果其對象為環流型態，則實際上與主觀預報無殊；如果對象是某一特定目標，則可能是客觀預報中的某法。所以未經列入上表。

四、使用方面的改進——運用決策理論

第二節實例中的④式未說明為 C/L 何可以作為一個決策的標準 (decision criterion)。實在 C/L 應該是「臨界機率」，(critical probability) p_c 在該簡例中之值為 15%。它的計算方法可用表 6 說明：

符號意義均如前述，但這裏的 p 却不是①式中 p (預報機率)，而是實際天氣中氣溫達零下的相對頻率，亦即經驗機率。(1-p) 則為氣溫在零度以上的機率。

若求兩種預報情況下的損益結果，可用下式計算其期望值 (expectation) E ：

$$E(\text{採保護措施}) = pC + (1-p)C = C \dots\dots\dots ②$$

$$E(\text{不採措施}) = (1-p)0 + pL = pL \dots\dots\dots ③$$

採取保護措施與否都不影響損益時候的 p 就是臨

表 6. 各種損益情況分配表

Table 6. Contingency table for economical outcomes.

		預 報	
		保 護 <0°C	不 保 護 >0°C
實 際 (1-P)	P	C	L
	>0°C	C	O

界機率，所以我們給 p 加上腳註而成為 P_c 。它的求法祇須令②=③，解 p 即得。在本例中，

$$P_c = \frac{C}{L} \dots\dots\dots ④$$

故當預報機率 p 大於 p_c 時，廠方應該採取行動來保護室外怕凍的器材。否則反是。綜合起來，

$$p \begin{cases} > \\ = \\ < \end{cases} \begin{cases} \text{保 護} \\ \frac{C}{L} \text{無 所 謂} \\ \text{不必保護} \end{cases} \dots\dots\dots ⑤$$

以上自然是專屬該例或類似情況下的一種算法。決策的標準決不會一成不變，也不能都像這樣簡單。就理論言，問題複雜，則數學模型 (mathematical models) 必然也跟着繁複。到了最廣義的決策理論，它的界說也就包括管理科學的全領域了。

從前的將軍運籌帷幄，以求決勝疆場。這就是作決策的意思。可是古時名將不管他是諸葛亮或是拿破崙，用的是以直覺經驗為主的舊模型。今日的決策者則無論對方案、計劃，參謀研究乃至戰術、戰略，無不納入一種數學模型來處理。因為時代已經從直覺管理進步到科學管理，更進步到今日管理科學的時代了。而管理科學的主要手段在於數學，不過他們之間的共通點倒是一成不變的，就是尋求「最利答案」(optimal solution) 以為決策之依循。

由此看來，天氣預報比之施政方案，戰略等雖可謂之小道，但是在今天的時代裏凡與氣象有關企業的決策者確實應該利用預報員所供給的資料來作合理的，而不是天才式的決心了。所謂合理的就是數學模型的。它可以是前例一樣最簡單的代數，或是較複雜的極大、極小問題，也可以是矩陣、機率論、競局論 (theory of games) 或線型調配 (linear programming) 等一般人平日不常接觸的數學科目。

本文限於篇幅，對上列數學工具自無法一一予以介紹，因為每一項都自成爲獨立的一門數學支科，各有其完整的理論體系和運算法則，實在不是本節所能

容納的。其中尤以線型調配是選擇最利答案的一項有力工具，因為它最適合於計算機程式。任何問題列出線型調配公式後，就可以交計算機作業員納入現成的程式求取結果了。可是它的理論雖不難懂（有代數的基礎即可瞭解），而步驟則十分繁複，非三言兩語所能該述。祇有割愛或留待讀者自行研讀了⁽⁵⁾。

以下就如何利用矩陣，期望值和競局論來選擇最利答案來闡述並例證對氣象具有敏感性的決策問題，以見一般。

(一) 術語、符號解釋

令 X 為某種天氣，並分為 k 個等級。注意分級時須嚴守不重疊，不遺漏的原則。令 D_i 為 m 個可行方案（均受天氣所影響）中之某一決策。 A_{ij} 為採取 D_i 決策後，實際天氣出而為 X_j 級時之損益情況。所謂損益當指經濟利益為主，但亦可將心理愛憎，聲譽隆替等主觀因素所產影響折合為經濟價值計算在內。 a_{ij} 亦可解釋為重覆多次 D_i 決策後之平均損益情況。

p_j'' 和 p_j' 則分別代表出現某等級天氣 X_j 之相對頻率的上、下限。換言之， X_j 出現的機率必在兩者之間，且

$$1 \geq (p_j'' - p_j') \geq 0 \quad \text{⑥}$$

這種上、下限的值不管是用甚麼方法定出來，祇要合理就可以。

圖 4 是以各種決策為列，各種天氣等級為行所排成的一個 $(m \times k)$ 矩陣，將用以介紹兩種決策方法 A 與 B 如下。

	天 氣		
	X_1	X_j	X_k
D_1	a_{11}	a_{1j}	a_{1k}
D_i	a_{i1}	a_{ij}	a_{ik}
D_m	a_{m1}	a_{mj}	a_{mk}
p_j''			
p_j'			

圖 4. 決策與天氣等級配合排成之矩陣形式

Figure 4. Matrix composed of various decisions D_i and weather classes X_j .

(二) A 法

A 法除利用上述矩陣的形式外，祇涉及簡單的機

率和期望值原理。僅需兩個步驟就可得到結論。

1. 求每一 D_i 決策下的 E_i 。 E_i 為以經濟價值衡量之最小期望值，算式如下：

$$E_i = \sum_{j=1}^k a_{ij} p_{ij} \quad \text{⑦}$$

p_{ij} 指 X_j 級天氣出現的某一定值機率，當然仍介乎 p_j'' 和 p_j' 之間，但選擇的準則是： a_{ij} 在 i 列內最大時則用最小的 p_j' ； a_{ij} 最小時才用最大的 p_j'' 。（以下實例較易瞭解）。

2. 比較各 E_i 值中最大的一個稱為 E' ，相當該列的 D_i 就是應該採取的決策。

茲舉一實例如下。某老農對明夏究應種植何種作物尚待決定， C_1 、 C_2 、 C_3 抑 C_4 ？依序前面的是旱作物，後面的則需豐沛雨量。他對當地夏季的氣候也很熟悉。用本節所述術語翻譯過來如下表。

表 7. A 法實例中之天氣等級及其相對頻率

Table 7. Climatic conditions and their relative frequencies in the example for Method A

天 氣	等 級	意 義	出 現 相 對 頻 率	上、下 限 圍
X	X_1	乾 旱	0	00-12
	X_2	適 宜	27	12-46
	X_3	多 雨	60	40-77
	X_4	積 水	13	4-31

他決定種那種作物 C_i 現在就成為作何 D_i 的決策問題了。明夏天氣乾旱程度到底如何與種植何種作物是有密切關係的。他身為老農，對各種 D_i 和 X_j 配合時的結果 A_{ij} 如何，也有很準確的估價。表 4 列出的 a_{ij} 是用金錢表示的，正指收益，負指損失。

表 8. A 法實例中之各種情況

Table 8. A substantial example for Method A.

	天 氣				E_i
	X_1	X_2	X_3	X_4	
D_1	500	0	-100	-200	-119
D_2	200	300	100	-100	62
D_3	-400	100	500	-100	138
D_4	-100	0	100	100	32
p_j''	0.12	0.46	0.77	0.31	E'
p_j'	0	0.12	0.40	0.04	138

現在祇計算一列 D_3 的期望值 E_3 為例，見表 8。

表 9. 最小期望值 E_3 之計算步驟

Table 9. Procedure for computing p_{3j} and E_3 in the example.

	天 氣					
	X_1	X_2	X_3	X_4		
D_3	-400	100	500	-100		
$p_{j'} - p_j$	0.12	0.34	0.37	0.27	$\sum P_{3j}$	$1 - \sum P_{3j}$
$p_{j'}$	0	0.12	0.40	0.04	0.56	0.44
I	+ 0.12				0.68	0.32
II			+ 0.27		0.95	0.05
III		+ 0.05			1.00	0
p_{3j}	0.12	0.17	0.04	0.31		

詳細步驟是這樣的。根據定義 E_i 是最小期望值，所以開始時一律暫用 $p_{j'}$ 。在此 D_3 列內，最小的收益（當然就是最大的損失）是 X_1 出現時的 -400 元，所以第 I 步修正就是把 X_1 行下的 p_{31} 儘量提高，即 $p_{1'}$ 或 0.12。但 p_{3j} 的總和祇有 0.68，應該湊足 1.00 才對。於是再看次大損失是 X_4 出現時的 -100 元，所以第 II 步移向 X_4 行下將它的 p_{34} 也提高到最大值 0.31。再算此時的 p_{3j} 總和仍未滿 1.00，還差 0.05，應該加到哪一行上去呢？第二行 (X_2 , $a_{32}=100$)，還是第三行 (X_3 , $a_{33}=500$)？當然是加到第二行才可使 E_3 較小。所以第 III 步令 p_{32} 加到 0.17。這樣就結束了 p_{3j} 的定值步驟。總數

$$\begin{aligned} \sum p_{3j} &= 1.00, \text{ 而 } E_3 = a_{31}p_{1'} + a_{32}p_{32} + a_{33}p_{3'} + \\ &\quad a_{34}p_{4'} \\ &= (-400 \times 0.12) + (100 \times 0.17) \\ &\quad + (500 \times 0.40) + (-100 \times 0.31) \\ &= 188 \text{ 元} \dots\dots\dots \textcircled{8} \end{aligned}$$

$E_3=188$ 元確實是第三列的最小期望值了。表 8 內最後一行 E_i 的值都是類此步驟計算出來的。現在老農一望而知 $E_3 (=E')$ 是所有四個期望值中最高金額，所以他當然選擇 D_3 為決策，播下 C_3 的種子了。

(三) B 法

B 法是採用競局論的原理。競局論早在 1921 年由法國數學家 Emile Borel 提出，逐漸發展成完整的理論。它的詳細內容和運算法則仍請參考專書⁽⁵⁾。我們在此先說明它的基本性質。

既稱「競局」，必有對手。譬如奕棋、押寶、戰爭等都有敵我雙方。就氣象決策問題而言，這局「棋」的雙方是「人」「天」之競，而這局棋的賽法對人

來說就是求一個最利的決策 D_i ，對天來說則是「走」某一個天氣等級 X_j 出來贏人。事前雙方都不知道對方將走哪一步棋。損益情況 a_{ij} 如果對人有利就是對天有損，反之亦然。

又、根據競局理論，雙方都起碼有一步屬於他最好的棋可走（即「最利策略」），使他獲益最大。但若雙方都採取各自那步好棋，則這局棋會有一個不變的「局值」（game value） V 。所以「人」如能找到而走那步好棋，他的利益至少可維持在局值上；而「天」一旦放棄他那步好棋，則人的利益當不止此。反過來當然一樣。所幸「天」究竟宅心仁厚，事實上是會存心「整」我們人的。因此在這裏所述是比較特殊的一種競局，「人」稍佔便宜。一般競局理論則假定雙方都很聰明，都儘量走最好的棋路，各不相讓。

所謂最利策略（optimal strategy），在數學意義上就是雙方各對可行方案 (D_i 或 X_j) 配賦一個勝算比數 (odds)，以保證不論對方如何聰明，自己照此勝算比數行事至少能維持 V 的局值利益。茲令人的勝算比數為 Q_i ，意即 D_1 、 D_2 、 D_3 、 D_4 各有 Q_1 、 Q_2 、 Q_3 、 Q_4 。 Q_i 可認為是一次競局中單獨各該 D_i 的比重 (weight)，也可認為是連續多次類似競局中，採取各該 D_i 的相對頻率。

天的勝算比數名之為 R_j ，亦各配賦於相當的 X_j 上。關於如何決定這些 Q 和 R 是根據競局論中的「鞍點」(saddle points) 法則，可參考前述同書⁽⁵⁾ 或任何競局論專文⁽⁶⁾。

局值求法公式如下，(R_j 不能為零)

$$V = \frac{\sum_{i=1}^m Q_i a_{ij}}{\sum_{i=1}^m Q_i} \dots\dots\dots \textcircled{9}$$

同樣可由⑩式求得 (Q_i 不能為零) V 值。兩者所得結果一定相等，可以互相核對。

$$V = \frac{\sum_{j=1}^n R_j a_{ij}}{\sum_{j=1}^n R_j} \dots\dots\dots \textcircled{10}$$

有了 V 值，就可把 B 法的步驟列出來了。

1. 求出勝算比數 Q_i 和 R_j 。
 2. 用⑨或⑩式計算局值 V 。
 3. 若 V 大於 A 法中之 E' ，則採 Q_i 作決策方針，因為可以保證收益至少在 V 以上。
- 用實例來說明 B 法的意義和步驟也許更清楚一些

。假定有某小販想乘金龍少年棒球隊決賽那天在體育場內賺一筆錢。於是他湊集若干小資金，不知道販賣雪糕好，還是廉價塑膠雨衣好？兩種貨品都不能退，一旦選錯，明天就會大蝕其老本。他考慮了四種方案：

1. D_1 祇賣雪糕。
2. D_2 兩樣都賣。
3. D_3 祇賣雨衣。
4. D_4 乾脆在家睡覺，不冒這個風險。

他又去找了一位氣象界朋友，供給他一份明日天氣的機率預報如下：

1. X_1 ，晴無雨，53%。
2. X_2 ，晴偶雨，13%。
3. X_3 ，整日下雨，34%。

此外還告訴他這些機率的上、下限 p_j'' 和 p_j' 列如表 10 最下方。小販自己對各種天氣下的營業情況很有經驗，所以他估計好每一種情況下的損益金額 (a_{ij}) 如表 10 左上方所示。負值指賠錢，以百元為單位。

表 10. B 法舉例中各種情況及與 A 法之比較
Table 10. Another example illustrating Method B, and the comparison of results by Methods A & B.

	天 氣			Q_i	E_i
	X_1	X_2	X_3		
決 策					
D_1	4	1	-2	4	-0.44
D_2	1	2	0	0	0.32
D_3	-1	2	3	6	-0.440
D_4	0	0	0	0	0
R_j	5	0	5	$V = 1.00$	
p_j''	0.84	0.49	0.69	$E = E_2 = 0.32$	
p_j'	0.21	0.01	0.08		

他先用 A 法，結果顯示應採 D_2 決策，也就是兼賣雪糕和雨衣，可以賺至少 32 元。

再用 B 法試之。他就按前述步驟，第一求出 Q_i 和 R_j 值（見表 10）。這結果指示他如果用四成機會賣雪糕，用六成機會賣雨衣；那麼他的利益可以保證在局值 V ，即 100 元之上。

例如，小販用他的最利策略 Q_i ，遇到天氣假定是 X_1 ，由⑨式計算，

$$V = \frac{Q_1 a_{11} + Q_2 a_{21} + Q_3 a_{31} + Q_4 a_{41}}{Q_1 + Q_2 + Q_3 + Q_4} \\ = \frac{4 \times 4 + 0 \times 1 + 6 \times (-1) + 0 \times 0}{4 + 0 + 6 + 0} = 1 \dots \textcircled{9}$$

假定天氣是 X_3 ，計算結果一樣。但如果天氣不懂競局論而偏偏笨到來個晴偶雨 (X_2) 的話，那小販就會賺到 160 元之多了。所以小販祇要按本法決策，不管甚麼天氣來都可以穩賺一百元。

以競局論觀點看天氣方面的最利策略（如果天不憫人，真要和人競賽一番的話。）則是對 X_1, X_2, X_3 三種天氣依序以 50%、0%、50% 的相對頻率出現。這樣「天」就可以保證不會被小販賺過 100 元以上去。局值是不變的，這裏可用⑩式核對如下：

假定小販採 D_1 方案，

$$V = \frac{R_1 a_{11} + R_2 a_{12} + R_3 a_{13}}{R_1 + R_2 + R_3} \\ = \frac{5 \times 4 + 0 \times 1 + 5 \times (-2)}{5 + 0 + 5} = 1 \dots \textcircled{10}$$

小販如採 D_3 ，計算出來還是一樣。但 D_2 或 D_4 則不能用於⑩式計算，因為 $Q_2 = Q_4 = 0$ 。

像本例是屬於不公平的競局，即使雙方都聰明絕頂，某一方注定要吃虧的。本例中的「天」總歸還是要讓「人」賺了 100 元回去。

須要特別說明的一點是關於所謂四成機會賣雪糕和六成機會賣雨衣的最利策略，其意義絕非進貨 4/10 的雪糕和 6/10 的雨衣，同時叫賣。如果這樣，就變成 D_2 方案，祇能賺 32 元了。正確的解釋是：祇賣雪糕，或祇賣雨衣。兩者的機會是 4 : 6。所以小販最後應該用十張牌，內四張黑桃代表 D_1 ，雪糕，六張紅心代表 D_3 雨衣；然後閉起眼睛任抽一張出來決定究竟專賣哪一樣東西好。

(四) 聯合 A、B 兩法

同一問題，決策時究應採用 A 法或 B 法，當然以「人」方獲益較大的一種為準。A 法是最大的一個「最小期望值」 E' ，B 法是局值 V 。所以比較一下就可以知道何所取捨了。

1. $E' \geq V$ 時，用 A 法。
2. $E' < V$ 時，用 B 法。

兩種方法中（尤以 B 法為然）最好能用在會重複發生的同性質決策問題上。以前例言，少年棒球賽如果連續舉行十天，則小販就不必抽籤了。他可以隨意賣四天雪糕，六天雨衣。平均每天應可穩賺一百元。

當然由所舉兩個例子看，兩種方法也都適用於祇須要決策一次的問題上。譬如工程設計問題等，尤其像諾曼第登陸一類的決策問題，根本就不可能時時重複發生！

五、結 語

本文的緣起和邏輯是以孫子兵法所謂「多算勝，少算不勝。」為指導原則的。天氣預報發佈方式囿於傳統習慣，僅報一結果而不把關於此一結果的「公算」（就是機率）也一起報出來，因此正犯了「少算不勝」的缺點。另一方面，使用預報的人如果不善利用決策理論，仍舊不能達到「多算勝」的利益。兩方面如能配合：預報者採用機率預報發佈，使用者運用決策理論行動；則氣象科學本身即使停頓在現階段的智識水準上不進，天氣預報的使用價值還是可以產生實質上改善的效果。而且這種做法在技術上已經沒有甚麼多大困難存在，同時管理科學在公私機構之日被重視，也為這問題培養了極為有利的環境。所以未能廣為推行的原因恐怕反而在觀念方面。作者不揣謏陋，效野叟曝曬之義，獻此芻蕘，尚祈各界賢達，氣象先進有以指正。

參 考 文 獻

1. I.I. Gringorten, (1950), "Forecasting by Statistical Inferences," J. of Meteor., Vol. 7, pp. 388-394
2. G.I. Taylor, (1917), "The Formation of Fog and Mist," Quart. J. of Roy. Meteor. Soc., Vol. 43, pp. 241-268
3. 陳毓雷, (1966), 「氣象統計學」空軍訓練司令部出版 pp. 69-71
4. Philip Williams. Jr., (1951), "The Use of Confidence Factors in Forecasting," BAMS, Vol. 32 No. 8, pp. 279-281
5. Abraham Glicksman, (1968), "An Introduction to Linear Programming and the Theory of Games," John Wiley & Sons Inc, pp. 58-78, 84-97
6. T. A. Gleeson, (1960), "A Prediction and Decision Method for Applied Meteorology and Climatology, Based Partly on the Theory of Games," J. of Meteor., Vol. 17, pp. 116-121



民國五十八年颱風調查報告

研 究 室

第三號颱風艾爾西

Report on Typhoon "Elsie"

Abstract

Typhoon Elsie struck Taiwan with gusts in excess of 50 meters per second and rainfall more than 1,000 millimeters in places. As a result, she completely spoiled the Moon Festival this year.

Prior to its invasion, heavy rains had continued for couple weeks over the whole island caused by one or two quasi-stationary tropical depressions hovering over this area. until 17th September Damage in north and east portions was already reported on 13th and 14th.

Elsie first appeared on the weather maps of 20th September as a tropical storm nearly 500 kilometers to the west of Wake Island, and was upgraded to a typhoon eighteen hours later with winds of 40 meters per second near the center. The storm was traveling slightly due west at about 30 kilometers an hour.

By 8 a. m., 23th September, Elsie passed nearby Marianas and became a severe typhoon. A reconnaissance aircraft reported maximum wind of 60 meters per second. Intensification continued on the 23th. Maximum intensity was reached when the central pressure dropped to 890 mb and winds increased to 70 meter per second at 8 a. m. 24 th. The first Land Typhoon Warning being issued at 10 p. m. 25 th by Taiwan Provincial Weather Bureau.

Later on, Elsie was pinpointed at 23.4°N, 125.9°E, or 400 kilometers east of Hualien at 8 a. m. 26 th. The Hualien Weather Radar contributed very valuable information. The storm was still heading westnorthwest at 22 kilometers an hour, packing a center wind of 65 meters per second and churning towards Taiwan. Its destructive power encompasses the whole island.

Fortunately, Elsie's center began to filling up as she approaching this island. The storm landed on the eastern coast just north of Hualien at midnight of 26th. Highest sustained winds reported on east and northeast coast were 30 meters per second at Keelung and Ilien with gusts to 50 meters per second at Keelung and 45 meters per second at Taipei. The lowest pressure of 946.5 mb occurred at Hualien on 26th. Total rainfall (25~27th) amounted to over 1,000 millimeters in Taiwushan region, and over 600 millimeters in Alishan, Tahsuehshan, Tayuanshan and Yangminshan region. A rainfall station located at Fawan (upstream of Kaoping River)

was recorded to 654.4 mm on 26th and 1,029.6 mm within the whole period. Torrential rains accompanying the typhoon were mainly concentrated on 26th. Hence the water damage was extensive. Many sections of the Taipei Basin were covered by water.

72 people are known dead and 18 missing throughout the island. In addition, 316 persons were injured.

Typhoon Elsie also destroyed 13,573 houses and partially damaged 22,470 others. 51 boats sank and 19 were destroyed. The typhoon damaged to the power supply system was severe. A blown-down power line in Taitung started a fire in which a tribal village of some 100 houses were almost completely gutted. Central Taiwan was the hardest hit by typhoon Elsie, with 90 percent of its banana plantation lost. Most property damage was inflicted on crops. Damage to the transportation system was comparatively light but the communications network was hard hit.

Estimate of overall damage are not available, but it appeared likely to run into hundred millions of NT dollars.

一、前 言

本年(民國五十八年)九月，臺灣一帶之天氣極不正常，由於上旬至中旬熱帶性低壓之異常活躍，且滯留臺灣附近。乃致東北部地區連續豪雨，造成坍方積水，縱貫線鐵路交通受阻，宜蘭福德堤防沖潰，農田淹沒，公路多處受損，因山崩而中斷，臺北市則積水成災。大約在17日以後，天氣局勢始見好轉。但未幾即在馬紹爾羣島北方誕生艾爾西(Elsie)颱風，以雷霆萬鈞之勢向西北西進行，27日子夜，中心在花連附近登陸。所幸登陸之前，中心氣壓已激升，中心最大風速則亟降，且路徑稍偏南，而並非如葛樂禮之中心掠過北海岸，故災情並不如預期之嚴重。話雖如此，由於受災區甚廣，幾乎遍及全省，總計損失亦相當慘重，尤以交通及輸電系統損失最重，臺東卑南鄉更因風災而帶來一場大火，臺北市低窪地區積水相當嚴重。一般而論，以中南部災情較慘，房屋倒塌亦多。

茲將九月上中旬熱帶低壓活動情形，艾爾西颱風發生經過，以及侵襲時各地氣象情況分述如下：

二、九月上中旬熱帶低壓活動情形

本月熱帶性紛擾之活動情形非常特殊，大約在9月4日，雅浦島之北方首先出現一熱帶性低壓，隨後，菲列賓之東北方及呂宋島之西南方先後出現熱帶低壓。其時，鄂霍次克海有一潛深低壓，鋒系向西南伸至長江流域。至6日，局勢仍少變動。從南海至巴士

海峽，熱帶性紛擾極為活躍，鋒系末端東移，已抵達巴士海峽。

兩日後，巴士海峽前後之兩個熱帶低壓趨於加深，附近雨區擴展，此時，中緯度有一高壓單元入海，而臺灣南端之熱帶低壓繼續加深，且滯留不進，此種形勢以往殊為少見。自南海至菲列賓羣島東方海上之低壓區擴展，臺灣全島淫雨連綿。

9月10日，琉球羣島附近新生一氣旋波，冷鋒指向臺灣，使形勢格外惡劣，蓋變性大陸冷氣團下掃在濡濕之西南季風氣團下面，不斷抬高，北部及東北部地區乃致連續豪雨。此時，熱帶低壓停留在臺灣，大陸上高壓則中心在外蒙一帶。此種形勢一直維持到12日，臺灣豪雨成災。

13日，熱帶低壓稍離臺灣，移向東方，但相距仍近，故本區淫雨仍不止。翌日，低壓再度進據臺灣，與黃海之波型氣旋相連，直到15日，由於熱帶低壓之活動消滅，故本區天氣暫時轉佳，但隨後又受冷鋒影響，再度轉劣，17日以後，局勢始趨穩定。由此可見九月上旬至中旬臺灣地區連續豪雨成災，主要由於熱帶性紛擾異常活躍，小型低壓滯留臺灣，加以冷鋒之切入，將濡濕之西南季風氣流不斷抬高，乃致沛然豪雨連續不斷。

三、艾爾西颱風之發生與經過

9月19日之地面天氣圖上，西北太平洋上有三個潛深低壓，我國本部則為若干高壓單元所盤據，外蒙

爲一低壓區，中央亞細亞有一強大之高氣壓。遠在馬紹爾羣島東北方之熱帶低壓向西北西移行甚速。20日8時，加深爲輕度颱風，中心在 17.5°N , 161.7°E 。最大風速大致在 20m/s 。24小時後，中心抵達 16.6°N , 157.2°E ，中心氣壓測得爲 970mb ，中心附近最大風速已增加到 32m/s ，6小時後即到達中度颱風強度，繼續向西進行。

此後，艾爾西颱風之中心氣壓降低甚速。22日8時，美軍飛機測得中心在 16.5°N , 151.6°E ，中心最大風速爲 45m/s ，中心氣壓降至 940mb 。自此以後，走向漸北偏。23日8時，中心掠過塞班島之北方。此時已發展爲強烈颱風，中心最大風速高達 60m/s ，以每小時 32公里 之速度走向西北西。

24日8時，艾爾西之中心到達 19.9°N , 138.0°E ，中心氣壓 896mb ，最大風速更增加到 70m/s ；6小時後，中心氣壓降至 890mb ，此爲極盛時代。 15m/s 之暴風半徑廣達 500公里 。此種形勢對臺灣實爲極大之

威脅，以其與民國52年之葛樂禮颱風極爲相似。25日20時，中心到達 23.0°N , 129.0°E ，以每小時 22公里 之速度走向西北西，中心附近之最大風速保持在 65m/s 上下。中心氣壓稍升，經測得爲 918mb 。

其時，艾爾西侵襲臺灣已成定局，問題在於中心登陸宜蘭附近，抑或掠過北海岸。所幸中心已有填充跡象。26日8時，中心逼近宮古島，中心氣壓已回升至 930mb 。當天20時，中心越過石垣島，中心最大風速經測得爲 60m/s 。暴風半徑稍見縮小。大約在午夜，中心在宜蘭花蓮間登陸，翌日8時，中心見於臺灣西岸附近，中心氣壓已回升至 960mb ，最大風速則減爲 45m/s 。

6小時後，艾爾西在福建沿海登陸。27日20時，已轉爲熱帶風暴，28日8時，艾爾西在閩贛邊境轉變爲熱帶低壓。

艾爾西颱風自誕生至消滅之最佳路徑見圖1。

艾爾西颱風之侵臺，本局於9月25日16時發出第

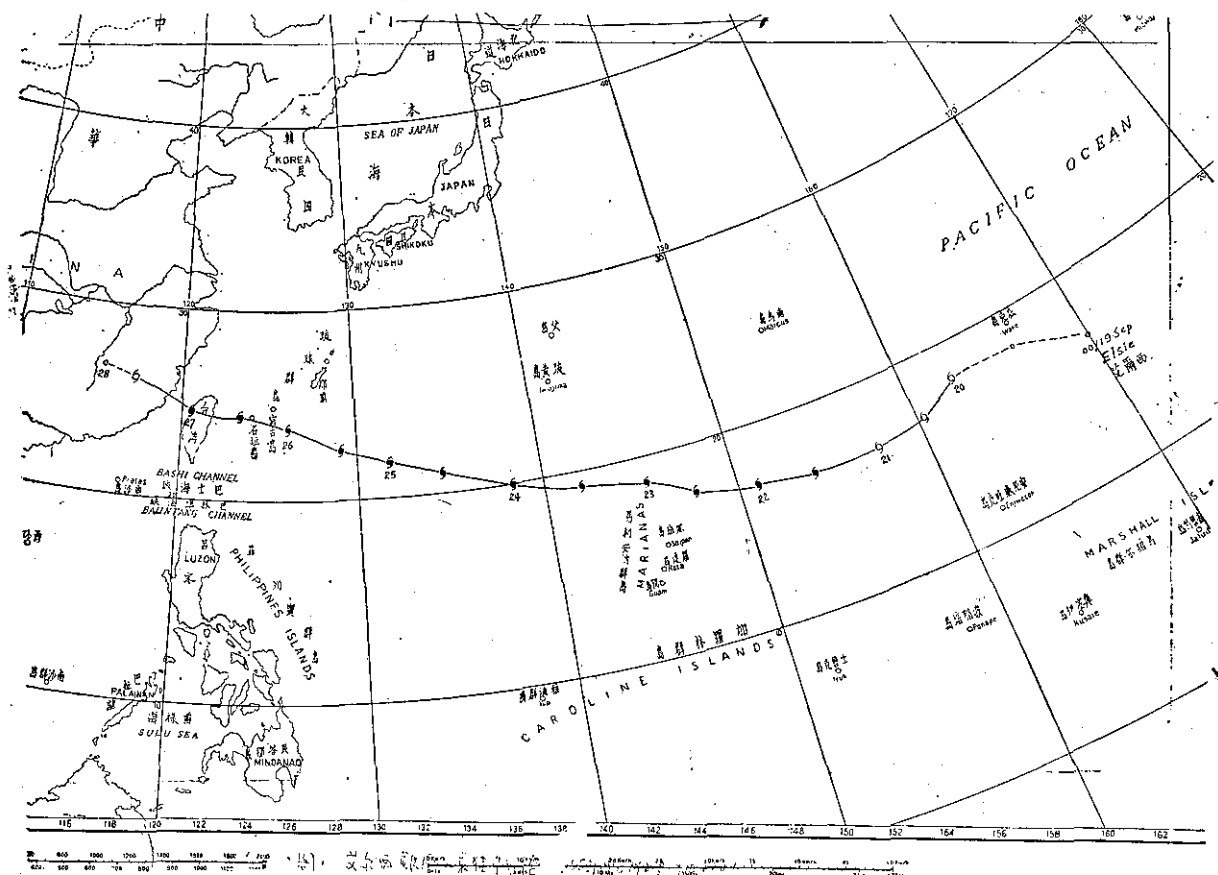


圖1. 艾爾西颱風之最佳路徑 (58年9月19日至9月28日)

Fig 1. The best track of typhoon Elsie, 19-28 Sep. 1969

5次第1號海上颱風警報，當時中心位置在花蓮東方約900公里之海面上。同日22時即改發海上陸上颱風警報。本島10m/s風開始時刻，基隆、宜蘭均為26日12時；與陸上警報相隔為14時。17m/s風開始時刻以基隆較早，為當天15時，與警報相隔為17時，至於第一次陸上警報與中心登陸相隔時間則為25小時。解除警報則在27日15時40分發佈。

四、艾爾西颱風之路徑與天氣圖形勢

艾爾西颱風從發生到消滅，大致為一弧形之路徑，向南方凸出，尤以24日前之初期為明顯。至於24日以後則近似直線行進。僅在侵襲臺灣之前，曾一度稍偏向為正西，隨後再折回西北西，因而避免中心掠過東北海岸與直趨花蓮之兩種可能性，此種輕微之改向，究係受臺灣地形所致，抑或受大幅度之綜觀天氣系統所控制，頗難獲得論證。大致而論，此為一西進颱風之範例，茲論述造成此種局勢之原因如下：

艾爾西颱風生成之初，在其北方有一潛深低壓，

外蒙及中央亞細亞為一高壓系，印度北部到西藏則為一廣大之低壓。此種局勢，艾爾西原可北進。惟在高空圖上，北緯30度附近為一完整之高壓帶，軸線以南，東風佔優勢，日本東方之主槽僅到達30°N以北，乃使艾爾西自東向西移出原地。

21日之地面天氣圖上，此種形勢非常明顯，大約在30°N，高壓形成一帶，其間有若干單元，軸線大致從東北東伸展至西南西。在其南方，等壓線近似平行之直線，故而艾爾西走向西方。隨後，高空圖上，日本北方之噴射氣流更增強，馬緯度之高壓帶非常深厚。

23日子夜之地面天氣圖上，較高緯度之高壓系統從西伯利亞西部到我國東北，再至日本海和日本東方，有若干高壓單元，構成一條從西北到東南的軸線。艾爾西之西北方則為一氣壓較低帶，故其路徑逐漸順轉為西北西，300mb圖上，高壓軸線仍在30°N附近。

24日8時之地面圖上，歐亞接境為一勢力雄厚之

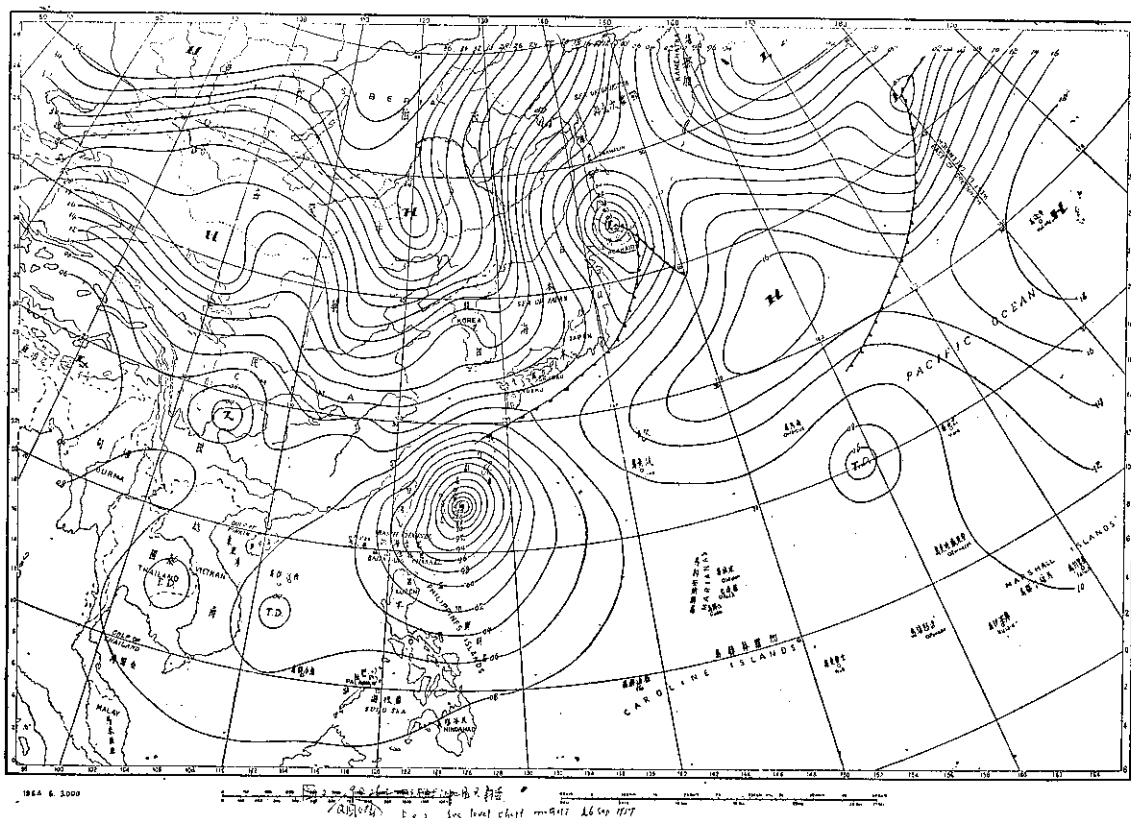


圖 2. 民國58年9月26日8時之地面天氣圖

Fig 2. Sea level chart, 0000 EMT, 26, Sep. 1969

高壓，西藏高原爲一極深之低壓，太平洋高壓之楔形部份仍在 30°N 附近，向西伸出，此種局勢使艾爾西沿此高壓楔趨向西藏低壓。

25日，艾爾西颱風西方之低槽更加明顯，高壓帶仍自歐亞接境處伸至日本東方海上。高空圖上之局勢仍不變，馬緯度之高壓帶向上一一直伸展至 30°N 附近，日本北部之噴射氣流很強。

艾爾西颱風侵臺當天之晨間，地面圖上之綜觀天氣形勢已較單純。主中心在歐亞接境處之高壓，其楔形部份伸展至我國東北，北海道附近有一低壓，印度東北部之低壓似與四川之小型低壓遙接。8時之地面圖見圖2。500mb圖上，北緯30度爲一高壓帶，華南有一高度較高區，自日本海北部向南伸展之槽線僅能到達韓國。見圖3。300mb上，高壓帶仍在 30°N ，故艾爾西勢必繼續西進。

27日，局勢大致不變，僅四川之低壓漸趨消失。此後，系統更爲單純化。高壓中心在 75°E ， 55°N ，楔形伸向我國東北地區。低壓在阿留申羣島之西部，西太平洋上北緯度附近熱帶低壓又趨活躍。高壓則遠在 175°W ， 30°N 左右。高空圖上 30°N 仍爲高壓帶

。中緯度之環流，波長甚長而波幅則甚淺。

自對流層上部選擇高度噴射氣流之位置及其移動情形看，艾爾西颱風之不得不西進更爲明顯。9月28日，噴射氣流之軸心從蒙古南方向東，穿越朝鮮半島之北端，再經過日本本州和北海道之間，最大風速中心一在海參威上空，超過 80m/s ，另一在蒙古南方，超過 70m/s 。呂宋島上空則有一東風噴射氣流，最大風速 40m/s 。見圖4。

24日20時，高緯度噴射氣流軸線之位置大致不變，惟蒙古南方之中心向東北東移至熱河上空，且增強至超過 80m/s ，北海道以東則高達 85m/s ，值得注意者爲琉球島東方出現較強之東北風，到達 135°E 後轉爲東風，再穿過呂宋島之北部，中心風速 30m/s 以上。由此可見：艾爾西颱風受此兩股噴射氣流影響，勢必西進。見圖4所示。25日8時，艾爾西颱風之上空又出現東南風。26日8時，轉爲東南東風，艾爾西颱風直趨臺灣之形勢極爲明顯。北方之西風噴射氣流軸心位置仍不變。我人認爲，噴射氣流之位置對於預測颱風移行極有助益。

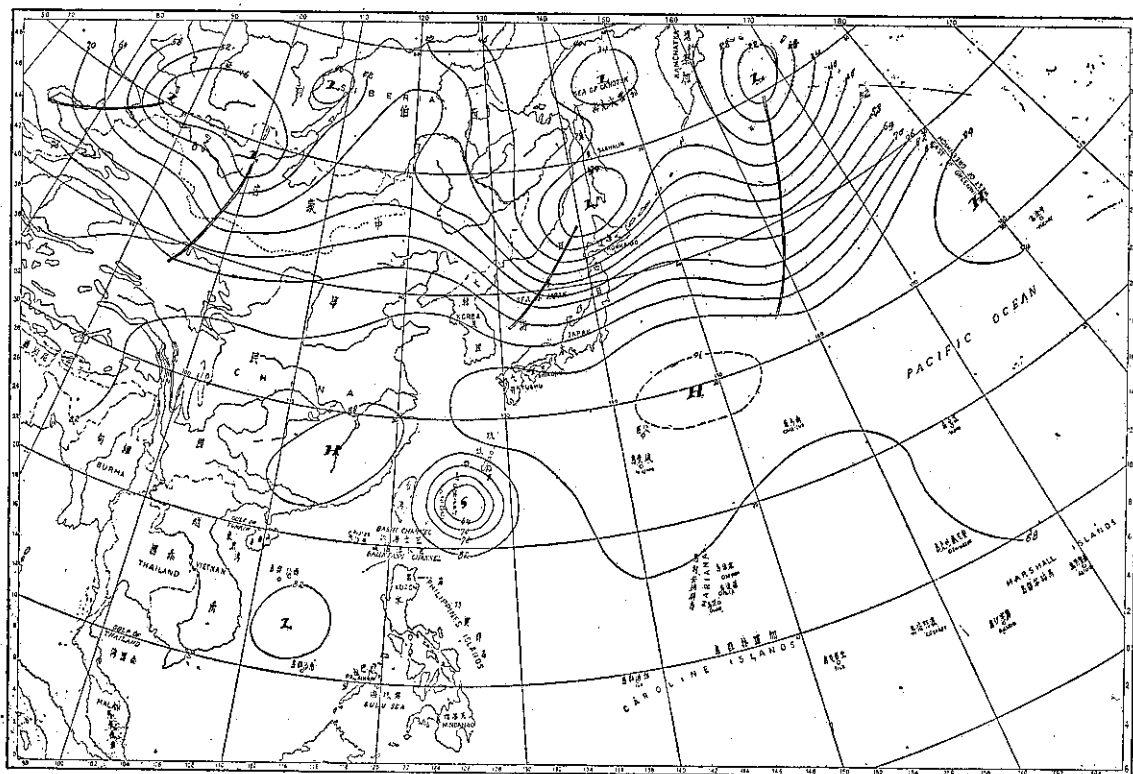


圖 3. 民國58年9月26日8時之500毫巴圖

Fig 3. 500mb chart, 0000 GMT, 26, Sep. 1969

五、艾爾西颱風侵臺期間氣象情況

艾爾西颱風侵臺期間，臺灣各地出現之風雨，分佈頗為均勻。外島彭佳嶼及蘭嶼風速十分鐘最大均超過 40m/s，本島除鞍部及竹子湖均因儀器損壞，無法測得最大風速外，其餘如宜蘭及基隆均達 30m/s，其餘大都在 20m/s 以上，但遠較預期為低，以其侵臺前，中心氣壓已在填塞之中。降水量則以阿里山最多，兩天之內幾達 700 公厘。陽明山一帶則在 300 公厘之譜。由此可見，艾爾西颱風經過期間所造成之災害，風和雨應屬相等之效果。幸為時甚暫，約自 26 日中午至 27 日晚。茲將艾爾西颱風侵襲期間之各種氣象要素演變情形分述於後：

(一) 氣 壓

艾爾西颱風生成後，中心氣壓不絕加深，計 20 日 (20 日 8 時至 21 日 8 時，以下同)，降 25mb；21 日降 30mb，22 日降 37mb，23 日降 7mb，24 日則降

6mb 後又回升 26mb。25 日回升 14mb，26 日回升 30mb，27 日再回升 30mb，可見其加深與填塞，在時間上大致相稱。加深以 22 日最快，23 日起已迅速減緩。24 日中午前後達於極盛，此後即填充，見圖 5 所示。26 日晚間侵臺正好在艾爾西填塞期間，故勢力銳減。按艾爾西之中心最低氣壓遠較 52 年之葛樂禮為低，後者為 920mb，但葛樂禮侵臺為其極盛時期，再因中心過北海岸，受地形影響，故災情遠較艾爾西為重。艾爾西之最低中心氣壓，實際上已很少更低者。

試比較宜蘭與花蓮兩測候所記錄所得之中心最低氣壓，可見中心登陸地點離花蓮遠較宜蘭為近，蓋前者為 946.5mb，後者為 973mb。第一方面，亦可見與艾爾西颱風本身中心氣壓之填塞相當符合。

花蓮測候所記錄所得之氣壓變遷曲線如圖 6 所示，圖中可見從 25 日晚間開始，花蓮氣壓已逐漸低降，26 日午夜下降最急，子夜以後即激升。一般而論，花蓮氣壓之下降相當和緩而均勻，此亦為災情較預期為小之另一因素。

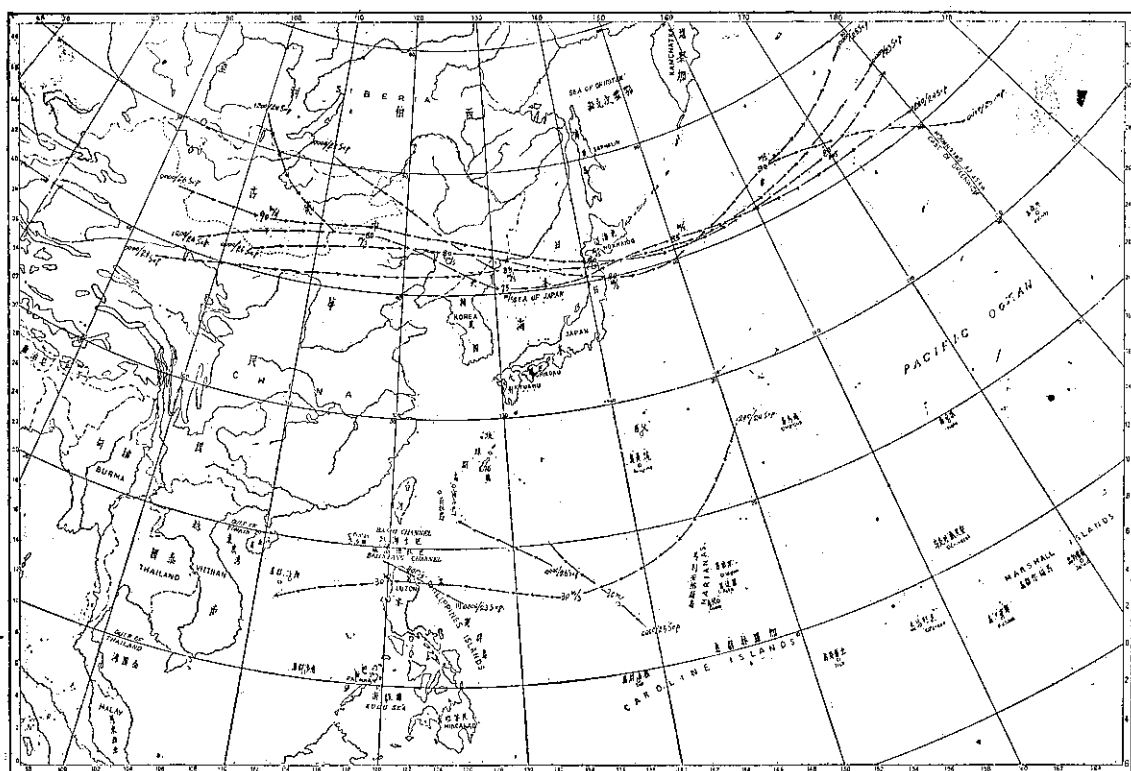


圖 4. 艾爾西颱風侵臺前高緯度西風噴射氣流及低緯度東風噴射氣流之軸線 (選擇高度)
(民國 58 年 9 月 23 日至 26 日)

Fig 4. The daily position of the axes of westerly jet stream in middle latitude and the easterly jet stream in low latitude during 23-26 Sep. 1969
(Selected height)

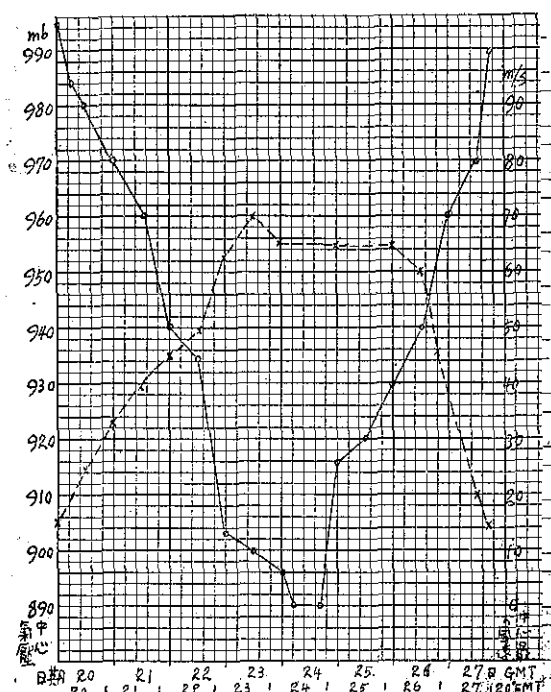


圖 5. 艾爾西颱風中心氣壓及中心最大風速演變圖
(實線—氣壓、虛線—風速)

Fig 5. The variation of the central pressure and maximum wind velocity of typhoon Elsie (Solid line—pressure, broken line—wind velocity)

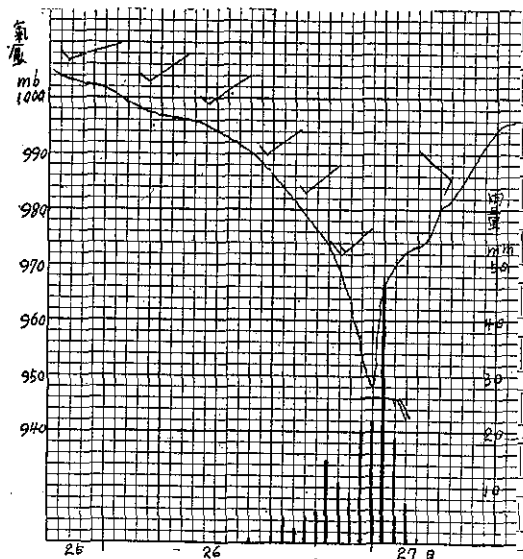


圖 6. 艾爾西颱風經花蓮時，該站測得之氣壓、風向風速及每時雨量

Fig 6. The sequence of pressure, wind direction and speed, and hourly rainfall which was observed at Hualien during typhoon Elsie's passage.

從臺灣各地所出現之最低氣壓等值線來看（見圖 7），中心南部之氣壓較北部為低，亦即氣流之旋渦中心與低壓中心並不配合，表示軸心指向西南方，暖空氣之來向，與理論相吻合。同時線分析亦可見其勻致而合理。花蓮及宜蘭出現最低氣壓最早，在 26 日午夜以前。自此向西延緩，至高雄、臺南已在翌日清晨三、四時前後，東北海岸則出現最遲，已在 6 時以後。圖中尚可看出，由於中央山脈之影響，最低氣壓顯然分為兩個區域，顯示中心有跳過中央山脈之跡象。

(二) 風

圖 5 中可見，艾爾西颱風中心附近最大風速發展至最強係在 23 日，曾到達 70 m/s，24、25 兩日保持在 65 m/s 上下，26 日已在迅速減退中，故中心登陸花蓮附近，花蓮測候所記錄所得之十分鐘內平均最大風速僅不過南風 23.7 m/s，實際上當時風向在逆轉中，自西南至東南。宜蘭、基隆之風反而較強，均為 30 m/s，外島則彭佳嶼及蘭嶼均超過 40 m/s。後者且達

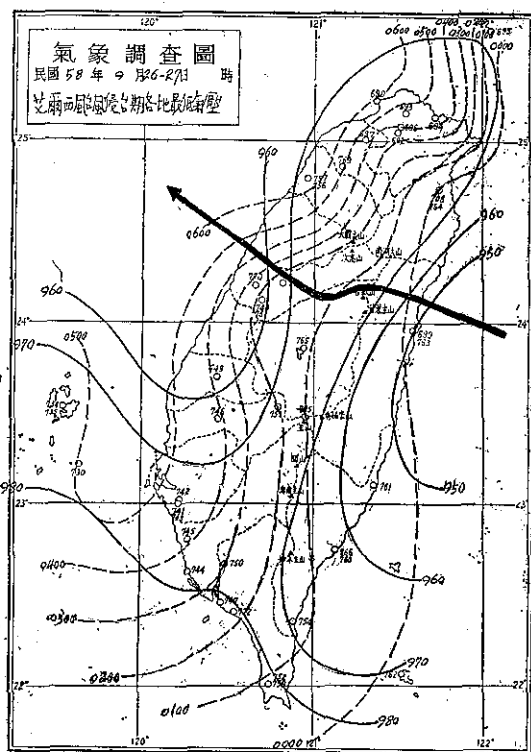


圖 7. 艾爾西颱風經過臺灣時各地出現之最低氣壓及其同時線分析

Fig 7. The distribution of lowest pressure and its isotimic analysis in Taiwan during Elsie's passage.

表一 艾爾西颱風侵臺期間本局所屬各測站颱風紀錄綱要

Table 1. The meteorological summaries of TWB weather stations during Elsie's passage

58年9月25-27日

測站地名	最低氣壓 (mb)	起 時			最大風速 及 風 向 (m/s)	起 時			瞬 間 最 大 風 速					雨 量 總 計 (mm)	起止時間			風力6級 以上之 時間 (10m/s)
		日	時	分		日	時	分	風速	風向	氣壓	氣溫	濕度		時間	日	時	
彭佳嶼	969.3	26	23	45	41.7 ESE	27	16	20	54.0	E	984.3	26.0	92	27 03 45	188.1	26 11 35 27 16 20	25 21 00 28 09 00	
基 隆	979.4	27	04	00	30.0 N	26	19	30	50.0	SE	988.3	27.6	81	27 09 40	166.7	26 01 00 27 19 30	26 10 30 27 24 00	
鞍 部	884.0*	26	23	44					—	—	—	—	—	—	304.5	26 02 30 —	26 01 00 27 16 00	
淡 水	977.1	27	06	00	18.5 ESE	27	09	00	37.1	ESE	978.0	26.8	81	27 07 10	187.6	26 03 25 27 09 00	26 14 30 27 14 10	
竹子湖	970.3	26	23	25					—	—	—	—	—	—	293.0	26 03 10 27 09 45	—	
臺 北	976.0	27	00	32	20.3 ENE	26	23	00	44.9	NE	977.3	24.8	97	26 22 53	189.5	26 03 02 27 15 40	26 13 00 27 11 00	
新 竹	970.9	27	06	30	26.7 NNE	26	23	30	36.3	NNE	976.2	24.3	100	26 23 22	112.5	26 05 20 27 15 40	26 16 00 27 06 00	
臺 中	959.0	27	01	30	21.7NNW	27	01	20	39.0	NNW	996.0	24.7	94	27 00 18	82.0	26 10 50 27 14 20	26 15 00 27 12 00	
日月潭	854.1*	27	01	20	10.7 SW	27	08	00	—	—	—	—	—	—	125.6	26 12 50 27 22 30	26 19 30 27 09 10	
澎 湖	975.5	27	04	30	23.3NNW	27	04	00	34.3	NNW	976.1	24.6	99	27 04 03	148.7	26 21 10 27 15 10	26 05 15 27 15 40	
嘉 義	963.9	27	04	00	27.0 NW	27	02	20	36.3	NW	981.7	24.8	97	26 04 00	104.6	26 10 06 27 16 30	26 10 20 27 14 10	
阿里山	277.2**	27	02	30	18.3 SSE	27	05	30	27.5	NNW	287.6*	14.4	100	26 20 45	684.2	26 13 15 27 22 30	26 18 30 27 07 40	
玉 山	2753.3**	27	01	00	26.3 SW	27	08	00	—	—	—	—	—	—	276.9	26 13 53 27 16 00	26 17 00 27 17 50	
永 康	976.0	27	04	20	17.0WSW	27	06	20	25.2	WSW	978.7	23.3	100	27 06 12	193.2	26 15 25 27 16 10	26 11 20 27 10 10	
臺 南	975.1	27	04	32	19.0 W	27	04	20	34.7	NW	987.5	25.2	88	26 22 30	208.0	26 15 02 27 23 08	26 11 40 27 10 20	
高 雄	977.3	27	03	35	27.5 W	27	03	00	44.6	W	978.5	24.0	100	27 02 57	46.8	26 12 20 27 22 26	26 17 20 27 10 30	
東吉島	976.0	27	05	35	33.2 WNW	27	03	00	41.0	NW	978.5	23.2	99	27 02 40	148.7	26 22 04 27 13 11	25 23 35 27 16 00	
恆 春	982.0	27	00	40	23.0 WNW	26	23	20	32.6	WNW	983.0	25.8	93	27 01 04	157.2	26 12 30 27 17 00	26 15 00 27 08 00	
蘭 嶼	971.3	26	24	00	48.5 SW	27	00	20	59.1	SW	971.5	25.6	86	27 00 15	5.8	26 21 50 27 10 25	25 11 00 27 22 00	
大 武	968.6	27	01	15	14.0 SW	27	07	00	32.0	SW	977.4	23.6	97	27 04 55	160.4	26 16 26 —	26 22 30 27 07 00	
臺 東	963.4	27	00	44	13.7 SSW	27	05	30	19.2	SSW	985.2	27.0	77	27 07 42	88.9	26 16 40 28 01 45	27 00 30 27 10 40	
新 港	958.2	27	00	25	22.5 SW	27	06	50	29.4	SW	981.7	26.8	86	27 06 47	90.5	26 13 45 27 21 20	26 21 30 27 19 40	
花 蓮	946.5	26	23	44	23.7 S	27	09	50	25.3	ESE	966.8	25.8	100	27 01 03	287.9	26 11 50 27 23 18	26 21 00 27 16 00	
宜 蘭	973.0	26	23	00	30.0 NNE	26	22	50	35.4	N	978.2	24.3	99	26 21 50	183.2	26 03 50 27 20 25	26 12 00 27 14 00	

* 仍沿用測站氣壓 mb 數 ** 已換算為 700mb 面高度重力公尺數

48.5m/s，瞬間最大為西南風 59.1m/s。本島之瞬間最大風速，基隆亦達 50m/s，風向為東南。

此外，除日月潭因羣山圍繞，最大風速僅 10.7m/s 而外，其餘大都超過 20m/s，臺東、大武風較弱，僅 14m/s 左右。

艾爾西侵臺期間，基隆之風在 26 日 12 時起超過 10m/s，15 時起到達 17m/s，18 時起到達 20m/s 以上，午夜後驟減，從 28.8m/s 降為 4.2m/s。宜蘭亦在 26 日中午到達 10m/s，17 時達 17m/s，但至 22 時始超過 20m/s，午夜後雖亦減低，但遠較基隆為緩和，延至 27 日下午始降至 10m/s 以下。花蓮之風遠較宜蘭及基隆為弱，26 日 21 時起始有超過 10m/s 之風出現。我人似不可能僅以地形影響解釋此種現象，是否中心以北之風遠較中心以南之風強，因乏詳細資料，未可定論。惟颱風各象限內風雨之威力迥異，已為近世氣象學者公認之事實。艾爾西經過期間本局所屬各測站所得氣象綱要見表一。

(三) 降 水

前經分析，由於熱帶性低壓之影響，9 月份臺灣各地連續降水，最早從 3 日開始，最遲延至 20 日以後始轉霽。因此，一般而論，都延續到半個月以上。見

表二所示。表內可見各地雨量大致都有兩個高峯，第一次在 9 日至 11 日，其中以東部及南部出現最早，恒春則早在 7 日已出現第一次最大，新港、臺東、大武、花蓮都是在 9 日雨量最多，新港多達 273.4 公厘。蓋其時巴士海峽前後兩熱帶低壓均趨於加深，臺灣南端之熱帶低壓更加顯著。次日，琉球羣島新生一氣旋波，冷鋒指向臺灣，此日宜蘭之雨量多達 295.9 公厘，基隆亦出現第一次高峯，得 199.3 公厘。鞍部、臺北、淡水則延至 11 日始出現第一高峯，鞍部記錄得 388 公厘。

第二次雨量高峯不及第一次，大約從 12 日至 14 日，北部較早，南部較遲，恒春 14 日雨量 96.1 公厘，為各地之冠。此外，新港 16 日又出現第三次最大，得 111.2 公厘。考查地面天氣圖，14 日熱帶低壓再度進據臺灣，乃產生第二次雨量高潮。

總計 9 月 4 日至 16 日之雨量，本局所屬各所記錄所得，以鞍部最多，計 944 公厘，新港居其次，得 871.2；宜蘭再次之，得 721.5 公厘。至於基隆、淡水及臺北，則在 500 公厘上下，花蓮超過 600 公厘。中部地區雨量最少，臺中、嘉義均不足 100 公厘。可見大概言之，此半個多月之淫雨，主要仍在東部及東北部。故受災亦以宜蘭縣為最重。

表二 9 月上中旬臺灣各地日雨量及總雨量

Table 2. Rainfall of selected stations during the period of 4-16 Sept. 1969

站名	9月4日	9月5日	9月6日	9月7日	9月8日	9月9日	9月10日	9月11日	9月12日	9月13日	9月14日	9月15日	9月16日	合計
基隆	3.2	2.1	1.3	—	11.2	54.5	199.3	89.2	130.8	46.5	4.5	12.9	1.1	556.6
淡水	—	—	—	0.6	6.8	8.2	66.3	187.3	56.3	159.0	8.4	7.5	0.5	500.9
臺北	0.1	—	3.5	4.9	20.3	19.1	94.6	227.3	18.3	91.6	9.9	7.2	0.3	497.1
宜蘭	20.0	7.9	3.4	99.6	25.5	51.2	295.9	105.0	7.8	75.6	15.2	9.6	4.8	721.5
花蓮	2.1	6.7	—	97.0	64.3	207.0	104.8	26.3	0.8	46.8	37.0	2.0	25.2	619.5
新竹	—	—	—	1.6	0.2	2.2	32.0	91.5	21.9	110.2	3.9	6.7	1.0	277.2
陽明山鞍部	8.8	1.8	2.6	3.7	14.5	57.4	191.2	388.0	105.5	139.7	18.7	6.3	5.8	944.0
日月潭	—	—	—	1.9	2.2	20.7	37.7	3.6	0.5	7.8	16.4	16.6	18.4	125.8
臺中	—	—	—	0.3	—	12.5	21.2	5.4	—	3.8	13.8	14.6	9.2	80.8
嘉義	4.5	—	—	0.3	1.5	7.5	10.4	6.3	—	7.0	24.5	17.8	4.2	84.0
阿里山	—	—	—	2.9	5.7	21.8	54.6	6.4	3.2	21.0	56.5	53.8	21.5	247.4
玉山	0.2	1.8	—	11.6	15.7	44.5	40.0	15.0	0.3	37.2	38.0	41.2	33.9	279.4
臺南	—	—	—	1.2	3.4	37.0	101.5	10.7	—	10.1	40.7	6.4	2.9	213.9
高雄	—	0.6	—	3.5	8.6	48.0	18.6	7.9	—	9.7	27.3	0.3	5.1	86.4
恆春	2.8	10.3	—	49.4	33.6	23.9	4.7	1.6	1.6	50.2	96.1	2.2	28.9	305.3
新港	1.9	12.1	—	150.0	107.8	273.4	60.0	14.6	0.1	80.9	35.1	24.1	111.2	871.2
臺東	3.1	10.1	—	75.2	69.8	173.9	22.6	0.2	0.2	64.4	49.9	1.6	44.5	515.5
大武	0.9	8.7	0.1	36.7	35.8	93.7	15.2	1.0	0.2	37.6	34.1	—	66.5	330.5

艾爾西颱風經過期間臺灣各地之雨量，主要集中在26日，全部降水時間約自25日至27日。試比較圖8及圖9，前者為26日一天內雨量之等雨量線圖，後者為25~27日三天內之總雨量等值線。圖中可見26日（即艾爾西颱風登陸之日，注意大部份測站將26日9時至27日9時之雨量作為26日之雨量）雨量集中在大雪山區及大武山區，均超過600公厘，中央山脈北端之大元山區亦超過500公厘。阿里山和太魯閣大山不過300多公厘，陽明山區和臺南附近均超出200公厘，而25日至27日之三天總雨量則大武山區增加至100公厘以上，阿里山區亦增至600公厘以上，至於大雪山區則並無增加，大元山區亦不過增加約1,000公厘。足見颱風中心過中央山脈以後，西南氣流沿中央山脈之西側北上，水份幾全部在大武山及阿里山析出。

各流域25、26、27三日之雨量及其合計，選定若干測站列如表三。表內可以看出：25日之降水主要在淡水河流域，但為量不大，26日則傾盆大雨，以致臺北盆地洪水泛濫。27日之雨量主要集中在高屏溪，若

干地區均接近400公厘。此三天內之總雨量以高屏溪上游之筏灣最大，得1029.6公厘。

上述雨量分佈，我人自艾爾西中心登陸前花蓮氣象雷達站觀測所得雷達幕上雨帶回波之分佈情形亦可得到解釋。圖10a為26日11時16分攝得。中心尚在150哩以外，回波則限於150哩以內，足見中心以西雲層較厚；中心以東因雲層較薄，由於雷達波之向上斜射，無法得到回波。至於APT攝得之照片則無法顯示此種特性，雲型分佈較為對稱。10b為16時58分花蓮雷達攝得，中心在花蓮東方約120哩，因距離較近，故中心以東之雲帶亦漸顯示。但雨帶仍集中西部及西南部。10c為18時46分攝得。中心距花蓮已不足100哩；中心以西之雲帶更明顯，但因而亦可見東南象限內雲雨最少。10d為20時33分攝得，除20度至200度因地形限制，無法得到回波外，其餘部份之雲雨帶回波非常完整。可見東北部及西南部之雨量均多。中心附近及其東南方則預期雨量不大。

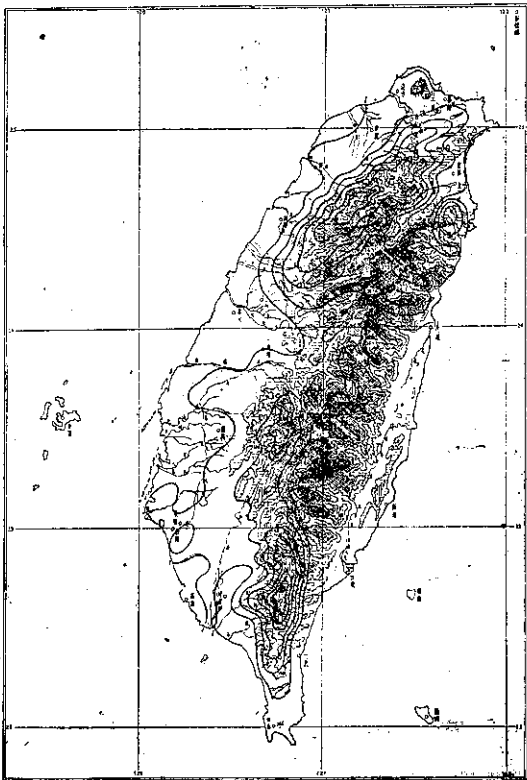


圖 8. 9月26日臺灣本島之等雨量線圖

Fig 8. The rainfall distribution in Taiwan on 26 Sep. 1969

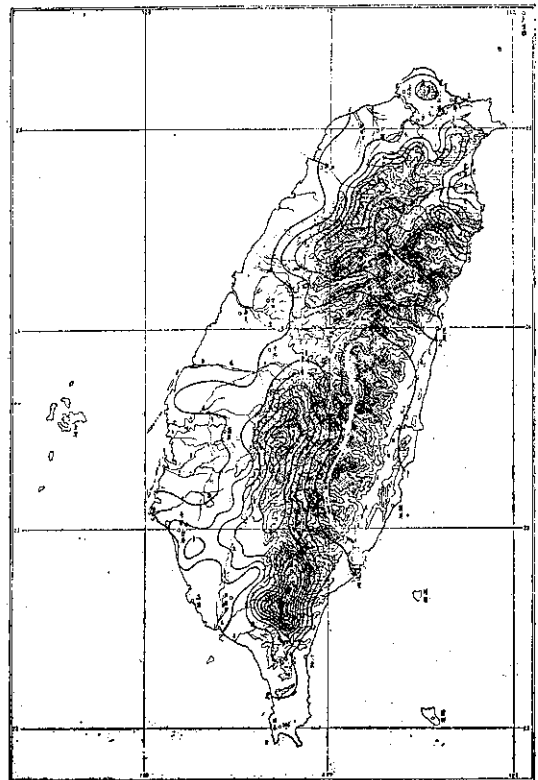


圖 9. 9月25至27日三天臺灣本島之合計等雨量線圖

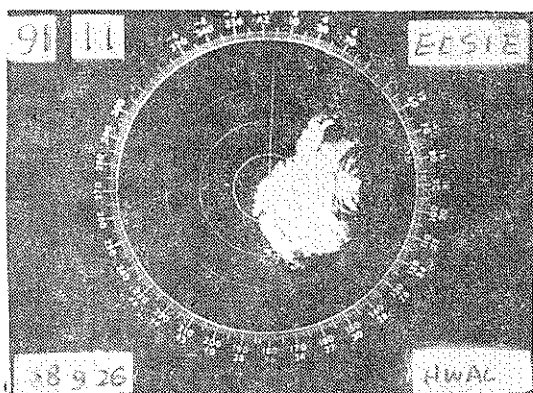
Fig 9. The total rainfall distribution in Taiwan within the period of 25~27 Sep. 1969

表三 艾爾西貽風經過期間各流域選定雨量站所得 9 月 25、26、27 三天降水量及合計
Table 3 Rainfall of selected station during the typhoon Elsie's passage (25-27 Sept. 1969)

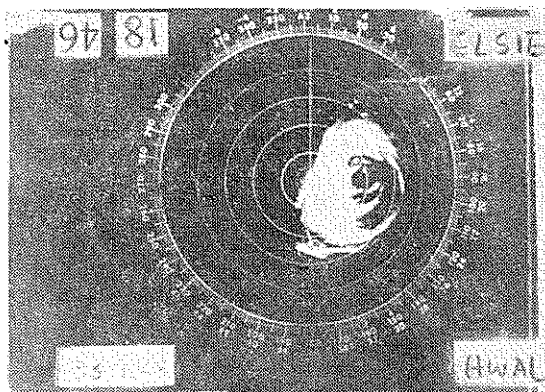
流 域	地 名	25	26	27	合 計	流 域	地 名	25	26	27	合 計
沿 海	基隆	0.3	157.0	9.4	166.7	南 澳 溪	桃 園 德	7.8	152.1	0	159.9
	貴 角 山	0	95.0	3.5	98.5		八 德	0	167.3	6.3	173.6
	金 山	0	83.4	4.0	87.4	南 澳 溪	金 雞 湖	5.7	193.8	1.5	201.0
	大 油 礦	1.5	186.0	4.5	192.0		大 園	0	97.5	6.2	103.7
	志 梅 寮	0	95.3	3.8	99.1	老 街 溪	龍 潭	0	192.0	7.6	199.6
	鹽 寮	0	190.0	5.0	195.0		中 壢	0	145.0	6.0	151.0
淡 水 河	鎮 西 堡	0	470.3	6.2	476.5	社 子 溪	楊 梅 屋	0	172.2	6.0	178.2
	白 鞍 部	3.3	576.6	12.8	592.7		新 屋	0	107.5	8.5	116.0
	秀 樹 峯	5.3	496.6	6.6	508.8	鳳 山 溪	湖 口 西	3.2	112.0	0	115.2
	玉 峯 光	5.5	470.1	5.5	481.1		關 西	4.5	245.8	6.6	256.9
	三 巴 峻	6.0	499.1	3.0	508.1	頭 前 溪	新 竹 花 南	0	89.0	26.0	115.0
	高 義 興	7.0	511.5	3.7	522.2		梅 大 閣	0.5	612.4	0	612.9
	復 興 門	11.6	624.0	2.9	638.5	中 港 溪	竹 南 埔 庄	3.5	49.9	6.0	59.4
	石 大 溪	7.2	539.6	2.1	548.9		大 南 埔 庄	0	34.3	2.3	36.6
	大 大 豹	16.6	244.8	6.8	268.4	後 龍 溪	橫 龍 山 湖	0	512.8	0	512.8
	三 大 峽	8.5	177.5	7.5	193.5		大 苗 後 龍	0	284.0	0.5	284.5
	大 樹 寮	2.4	197.6	36.0	236.0	大 安 溪	苑 雪 見 狗 蘭	1.4	69.0	0	70.4
	板 橋 山	2.5	204.7	13.8	221.0		天 卓 大 安	0.3	58.5	0	58.8
	福 阿 羅	3.9	287.0	18.4	309.3	大 甲 溪	雙 崎 甲 眉	0	355.5	9.3	364.8
	板 橋 山	0.7	149.7	3.5	253.9		大 月	2.0	43.0	0	45.0
	福 阿 羅	0	275.5	3.7	279.2	烏 溪	翠 清 埔 土 名	0	62.5	0	62.5
	福 阿 羅	2.0	453.1	6.7	461.8		南 草 臺 大	0	207.0	16.4	223.4
	小 粗 坑	5.0	499.5	6.4	510.9	烏 溪	南 草 臺 大	0	153.7	6.4	160.1
	新 淡 臺	18.8	503.5	3.8	512.1		南 草 臺 大	0	151.0	0	151.0
	火 燒 寮	1.2	402.5	4.6	408.3	烏 溪	南 草 臺 大	0	124.2	0	124.2
	瑞 芳 湖	5.3	245.0	6.0	256.3		南 草 臺 大	0	103.5	0	113.1
	竹 子 湖	20.2	428.5	43.8	492.5	烏 溪	南 草 臺 大	0	108.8	3.1	111.9
	雙 峻 頭	0	120.0	12.9	132.9		南 草 臺 大	0	86.1	3.4	89.5
	嘎 拉 賀	2.7	237.0	3.7	243.4	烏 溪	南 草 臺 大	0	51.0	31.0	82.0
	池 端	2.5	185.1	0	187.6		南 草 臺 大	0	51.7	5.9	57.6
	七 石 五	1.0	188.2	0.3	189.5						
		2.5	300.0	87.5	390.0						
		0.9	198.4	15.7	215.0						
		9.5	294.7	0.3	304.5						
		2.8	272.8	4.0	279.6						
		11.2	514.8	6.8	532.8						
		2.2	543.6	8.4	554.2						
		0	85.7	6.0	91.7						
		6.5	406.5	22.0	435.0						
		1.7	229.0	19.2	249.9						

烏濁溪	二溪	林州	0	75.7	5.6	81.3	高雄	岡燕	山巢	0	139.8	28.0	167.8
	永員	湖靖	0	80.0	10.2	90.2	川	高	雄	0	146.1	40.7	186.8
	鹿秀	林港	0	130.0	10.0	140.0				0	4.0	38.0	42.0
	彰翠	水化	0	85.5	9.5	95.0	高屏溪	新古	來夏	0.5	249.8	179.5	429.8
		峰	0	75.5	13.1	88.6		甲旗	仙山	1.2	172.5	214.8	388.5
			0	79.0	5.5	84.5		後地	灣門	0	372.5	110.5	483.0
			0	44.0	8.0	52.0		三屏	東濃	0	250.7	54.0	304.7
			0	73.0	11.0	84.0		美小	關山	0	654.4	375.2	1029.6
			0	184.0	8.4	192.4		表馬	湖山	0	160.5	274.5	435.0
			0					阿里	山禮	0	120.0	86.2	206.3
濁水溪	玉日	山潭	0	116.0	147.0	263.0	東港溪	佳潮	佐州	0	95.9	193.5	289.4
	集鹿	集谷	0	0	40.0	40.0		東		0	88.4	186.2	274.6
	竹阿	山埔	0	131.4	2.7	134.1		溪		0	118.9	120.2	239.1
	東望	鄉化	0	135.8	12.2	148.0	林邊溪	泰來	武義	0	485.0	478.0	963.0
	開草	嶺興	0	81.1	14.8	95.9		南枋	和寮	0	109.0	282.4	391.4
	萬		0	359.0	325.0	684.0				0	107.0	260.0	367.0
			0	290.0	20.6	310.6				0	18.0	105.0	123.0
北港溪	林梅	內林	0	110.0	14.0	124.0	四重溪	牡石	丹門	0	153.2	106.0	259.2
	斗古	六坑	0	105.7	18.6	124.3		車	城	0	143.5	65.2	208.7
	大大	林港	0	143.0	14.0	157.0				0	78.6	67.1	145.7
	北大	埔南	0	113.5	44.5	158.0	保力溪	恆春		0	115.0	37.0	152.0
	斗		0	86.1	12.1	98.2		蘭陽	四土	0	361.2	13.0	374.2
			0	58.6	26.1	84.7			梵梵	2.5	173.5	3.9	179.9
			0	132.8	10.3	143.1	冬山溪		圓山	18.1	613.0	6.0	637.1
朴子溪	嘉樟	義寮	0	21.0	90.0	111.0		天宜	送蘭	0.8	338.0	6.5	345.3
	沙	坑	0	105.0	23.0	128.0				0	195.0	5.5	200.5
			0	105.0	23.0	128.0				0	27.2	6.8	34.0
急水溪	北六	寮溪	0	198.0	0	198.0	南澳溪	大山	元山	9.0	456.0	156.4	621.4
	東	原	0	68.0	0	68.0			脚	0	515.0	39.9	554.9
			0	189.0	51.0	240.0		美崙	花蓮	0	97.0	191.0	288.0
鹽溪	臺南		0	11.0	196.0	207.0	二仙溪	樟新	原港	0	33.0	163.0	196.0
			0	11.0	196.0	207.0				0	13.0	78.0	91.0
			0	11.0	196.0	207.0				0	13.0	78.0	91.0
二仁溪	木古	棚坑	0	237.0	235.6	472.6	阿公店溪	金竹	山脚	0	131.1	36.8	167.9
	田阿	寮蓮	0	165.5	55.4	220.9		雨雨	港庫	0	146.1	40.7	186.8
			0	111.4	44.5	155.9		阿公	店水	0	95.7	20.5	116.2
			0	124.8	23.9	148.4		店水	庫	0	146.1	40.7	186.8

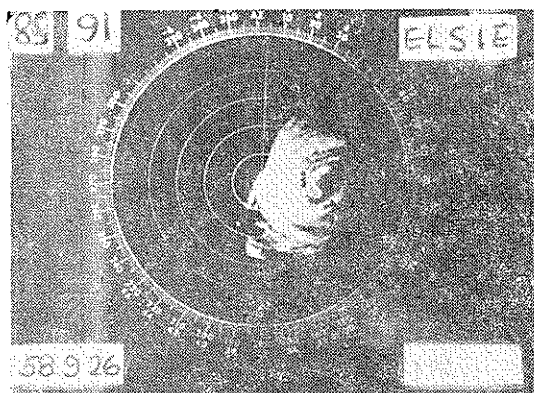
卑	霧	鹿	0	13.9	29.8	43.7	知本溪	知	木	0	9.5	60.0	69.5
南	紅	葉	0	2.5	54.0	56.5							
溪	臺	東	0	3.0	97.0	90.0	大武溪	大	武	0	12.0	160.0	172.0
	鹿	鳴	0	8.0	42.0	50.0							



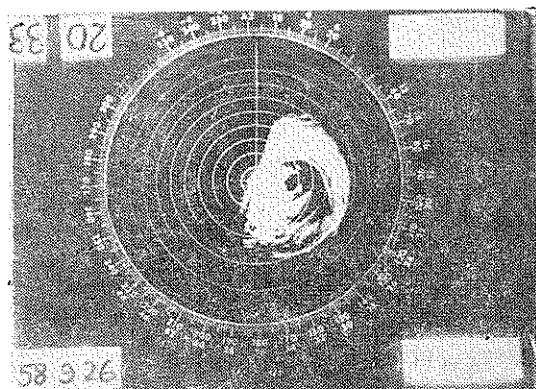
a. 26日11時16分



c. 26日18時46分



b. 26日16時58分



d. 26日20時33分

圖10. 艾爾西颱風中心登陸前花蓮氣象雷達站所攝得之回波

Fig 10 The radar echo which observed in Hualien on 26 Sept. 1969

六、災 情

約自9月4日開始，本省受熱帶性低氣壓之影響，各地連續豪雨，尤以東部及東北部為重，時間上以9日至14日雨勢最大，故在13日及14日北部及東北部均有災情傳出，桃園、鶯歌間發生山崩，使鐵路縱貫線交通受阻。北烏公路末段亦發生山崩，因而交通中斷。蘇花公路坍方多處，橫貫公路亦因坍方面中斷，海岸公路受災也相當嚴重，據公路局13日發表公路受損情形計：蘇花公路坍方一萬六千餘方，路基缺口約

200公尺；花東公路沿線溪底便道漲水，路基沖失900公尺；橫貫公路主線坍方一萬六千方；北部橫貫公路坍方共二千方；宜蘭支線坍方三千八百方；光復豐濱線坍方四千方。

由於連續豪雨，石門水庫於13日晚以每秒600公尺洩洪。

此次熱帶性低壓造成之災害，據警務處發表（見9月13日新生報）：

死亡2人（花蓮1人，宜蘭1人）

輕傷1人（宜蘭）

房屋全倒12間（花蓮8間，宜蘭3間，基隆1間）

一般災情：花蓮玉里鎮樂何派出所前堤防冲毀80公尺；花蓮鳳林中興埔積水1公尺多；宜蘭冬山堤防冲毀；宜蘭五結鄉農田被淹七百甲，水深7臺尺。臺北市低窪地區均積水，其中尤以宜蘭頭城福德溪堤防被洪水冲潰最爲嚴重，經駐軍搶救後，挽回六千餘人生命及千百萬元財產。

※ ※ ※

艾爾西颱風過境，臺灣各地所受之災情根據警務處10月16日編印之報告，計：

死亡72人

失蹤18人

不明屍體 2 人

重傷62人

輕傷 256 人

房屋全倒 13,573 間（內彰化縣 3,627 間，雲林縣 1,445 間，臺中縣 1,186 間，高雄縣 1,057 間）

半倒 22,470 間（內彰化縣 3,576 間，臺中縣 2,768 間）

堤防受損：190處 43,081公尺

船舶：沉沒51艘，損壞19艘。

此外，因艾爾西之過境，使臺東卑南鄉大南村帶來一場火警，焚毀房屋 156 戶，36 人被燒死，55 人受傷。

農業方面之受損以香蕉之損失較嚴重，其次爲蔬菜。

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。

（請參閱補充稿約）

保 密 防 諜 · 人 人 有 責

匪 諜 自 首 · 既 往 不 究

民國五十八年颱風報告

研究室

第四號颱風芙勞西

Report on Typhoon "Flossie"

Abstract

The Greater Taipei City, drainage basin of Tamsui River and Keelung River, experienced a tremendous inundation during typhoon Flossie's passage. Parts of Taipei submerged, roads rendered impassible, transportation system in northern and eastern Taiwan were seriously disrupted by landslides and floodings brought along by the incessant rains. Some one-story houses have almost entirely submerged with only the roofs visible. In Taipei country some 200,000 people in several townships were completely surrounded by water. Over 14,000 Taipei residents living in low-lying areas had been evacuated to safety.

On the 28th September, typhoon Elsie passed through Taiwan and caused considerable damage. Three days later, tropical storm Flossie formed over the eastern sea of Philippine Islands. Reconnaissance aircraft found its center near 15.7°N , 128.8°E at 8 a. m. 30th September. Six hours later, Flossie was upgraded to a typhoon, with 30m/s maximum wind near the center. The storm moved toward the northwest. By 8 a.m. 1 October, its center reached the vicinity of Batan Islands, she began to slow down and change course to the north. As a result of continental high moving southward Flossie was traveling very slowly in a north-northeastly direction. Its track was nearly parallel to the coast and skirted the eastern Taiwan coastline with outer fringes affecting the coastal area of this island. As a matter of fact, the continuously heavy rain over the northern Taiwan mountain region was chiefly due to the cold air uplifting the warm damp air which was bring in by the storm. The long duration of this synoptic situation produced unusually rainfall amount over the Yangmingshan and other mountain area until two days after the storm weakened to a tropical depression with its center near Miyaka on 6th October. Anpu station reported that 2678.1mm fell within the period of 1-8 October, 2-4 October was the period of heaviest rainfall. Highest sustained winds were recorded to 47.5 m/s with gust to 59 m/s at Lanyu.

Afterward, Taiwan Police Department reported altogether 2,004 houses were completely destroyed and another 1,820 houses partly damaged, 59 persons were killed, 26 missing, and 24 injured during the onslaught of the typhoon Flossie.

1日8時，中心到達 19.6°N , 123.0°E ，亦即巴林坦海峽之西口，中心氣壓降為 970mb 。此後速度轉緩，並開始轉向，當天20時，中心僅抵達 20.5°N , 121.6°E ，亦即恒春東南方約190公里之海面上。翌日2時，中心在巴士古島附近，14時到達臺東東方約70公里之海面上，每小時之進行速度不足15公里。中心附近之最大風速保持每秒33公尺。20時，中心抵達 22.9°N , 121.7°E 。

10月3日8時，芙勞西之威力已減弱，經測得中心最大風速僅每秒20公尺，故已減為輕度颱風，中心氣壓升高至 985mb 。中心在 23.8°N , 122.8°E ，亦即花蓮東方約80公里之海面上。此時芙勞西已走入極鋒區內，大陸上有勢力強大之高氣壓，軸線近似南北向，自貝加爾湖向南南東伸展。故當天20時，芙勞西即轉變成熱帶低壓，但此後，該熱帶低壓並未消失，似停留在宜蘭東方之海上，範圍更為局狹，極鋒滯留不進。直至5日20時始見向東稍移，6日8時，中心在宮古島附近，午後始轉成溫帶低氣壓。芙勞西之最佳路徑見圖1。

三、芙勞西颱風之路徑與天氣圖形勢

芙勞西顯然為一轉向颱風，但其轉向之位置在巴士海峽之巴士古羣島附近則極為少見，綜觀芙勞西颱風從生成至消滅，其路徑可劃分為三個階段：

- (1)自9月30日8時至20時，即自發展成熱帶風暴至增強為颱風強度，走向為西北。
- (2)自9月30日20時至10月2日8時，即轉向之前，走向自西北西再逐漸轉為西北，此為保持颱風強度之時期。
- (3)自10月2日8時起至6月8日時完全消失熱帶風暴特性為止，行動遲緩，勢力衰減，走向近似北北東。

茲檢討何以形成此種路徑如下：

9月30日8時，芙勞西發展成輕度颱風，地面天氣圖上在其北北西方有一倒槽。大陸高壓之主體位於西伯利亞之西部，有兩個單元均在貝加爾湖以西，另有一楔形部份伸展至日本海。在500mb圖上，臺灣海峽上空為一高度較低區，另一較小之高壓單元位於贛

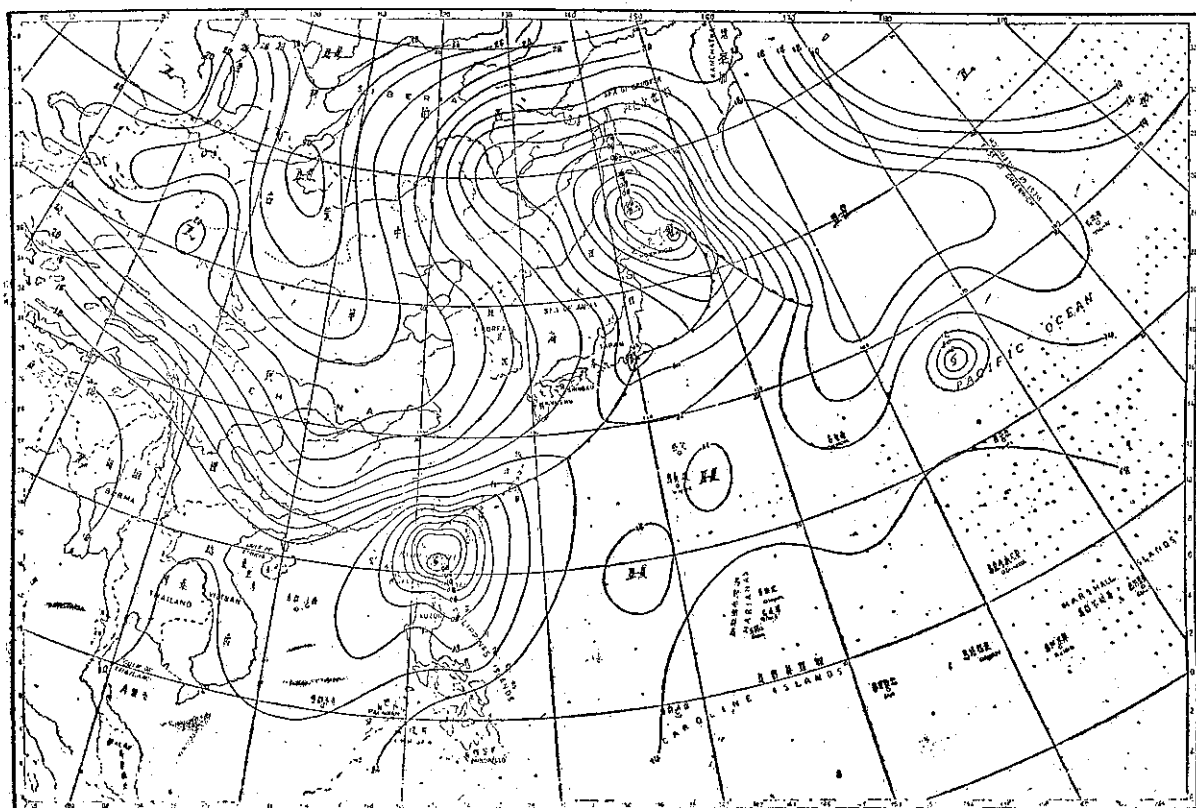


圖 2. 民國58年10月2日8時之地面天氣圖

Fig 2. Sea level chart, 0000 GMT, 2 Oct, 1969.

南上空。外蒙上空有一低壓，槽線自此伸向西南。因此，芙勞西向西北進行，此為第一階段。

12小時以後，低槽已推進至芙勞西之北方，但另一低槽則在其西北西方，亦即走向直指印度北部之季風低壓。至此，芙勞西唯有自向北轉向或走向西北西兩種途徑中擇取其一。在500mb圖上，我人可以看出：北緯30度以北，西風噴射氣流甚強，且在上游之河套一帶上空猶較日本上空為強；20-25°N間則東風佔優勢，由於高空無優勢之南分風，故芙勞西選擇之走向以西北西為有利。

10月2日8時，地面天氣圖上西伯利亞高壓漸向東南伸展，其阻止芙勞西前進之形勢非常明顯。此時，印度季風低壓大為減弱，而北海道附近之溫帶氣旋則顯著加深，已發展至囚錮階段，見圖2。

同日20時之700mb圖上，長江流域風之順轉非常明顯，日本南方為氣流輻合區，在500mb面上，25-30°N之125°E附近雖然槽線非常明顯，但30°N以北則西風仍強。因此，芙勞西轉向已成定局，惟移行甚緩。

隨後，由於大陸上之阻塞高氣壓形成一連串單元，最前面一個高壓在山東半島，與琉球島附近之高壓楔遙接。中間之低槽甚淺，高空則噴射氣流甚強，阻止其向北推進。此種形勢甚少改變，直至4日8時，大陸高壓有楔形自日本海向東伸出。日本南方有一鋒系，中間有新生之氣旋，最後因冷空氣之來源切斷，滯留鋒減弱，熱帶低壓始消失。

四、芙勞西颱風侵台期間各地氣象情況

芙勞西颱風臨近巴士海峽，踟躕不進，折向北而東北，臺灣北部連續豪雨，陽明山鞍部從10月1日至8日共降2678.1公厘的雨量，竹子湖為2353.9公厘。本島風力則以新港最大，曾達每秒30公尺之北風。一般而論，雨量主要集中在陽明山及大屯山區，其次為基隆河及淡水河之上游以及大屯山區，再次為東海岸，西部及南部則雨量極微，但風速則分佈遠較均勻。

茲將芙勞西颱風侵襲臺灣期間各種氣象要素之演變情形分述如下：

(一) 氣 壓

芙勞西颱風中心氣壓低降之幅度並不大，從9月29日初生時之略低於1,000mb，到2日晨間發展最盛時之氣象偵察機測得為946mb，總共不過降低54mb，降低最快係在1日20時至2日8時間，降約24mb

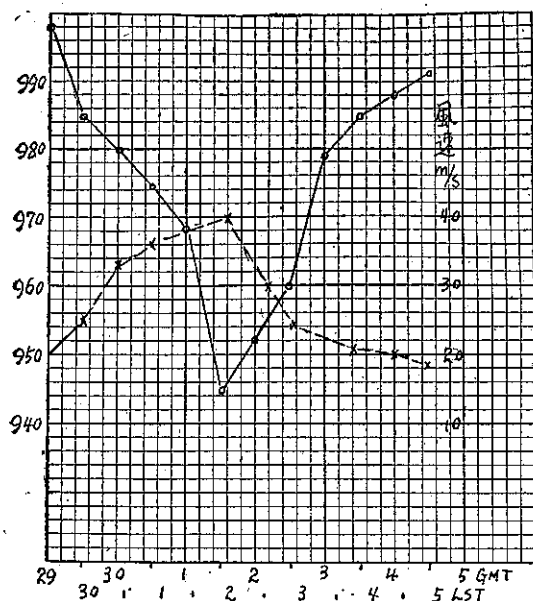


圖 3. 芙勞西颱風中心氣壓及中心最大風速演變圖 (實線氣壓，虛線風速)

Fig 3. The variation of the central pressure and maximum wind velocity of typhoon Flossie (Solid line-pressure, Broken line-wind velocity)

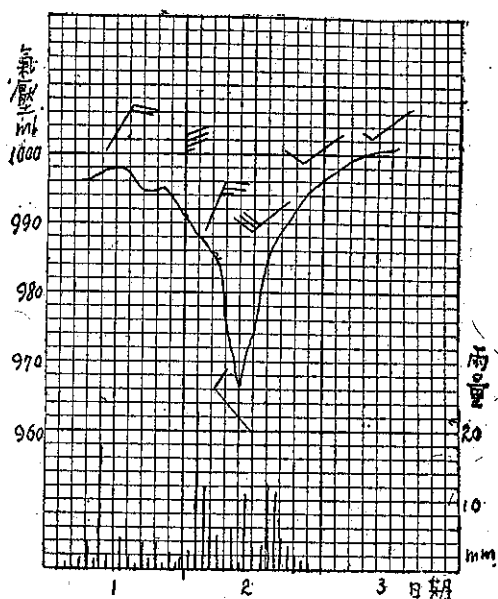


圖 4. 芙勞西颱風經蘭嶼時該站測得之氣壓，風向風速及每時雨量

Fig 4. The sequence of pressure, wind direction and speed, and hourly rainfall which were observed at Lanyu during typhoon Flossie's passage.

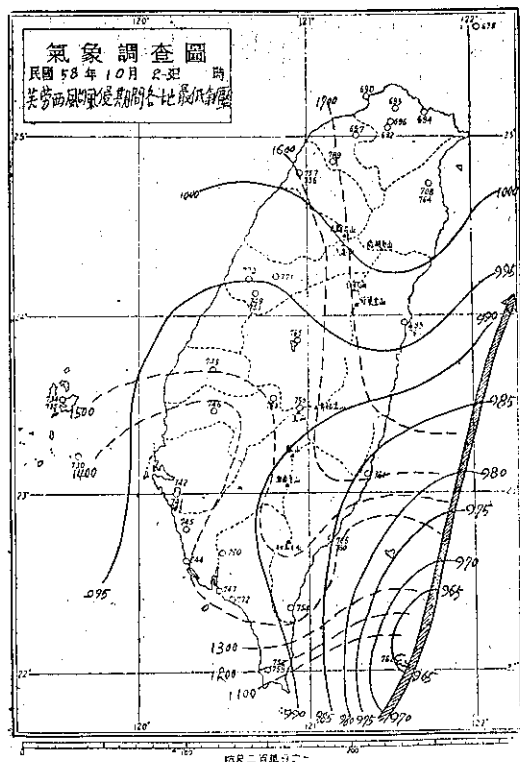


圖 5. 芙勞西颱風經過臺灣時各地出現之最低氣壓及其同時線分析

Fig 5. The distribution of lowest pressure and its isotimic analysis in Taiwan during Flossie's passage.

；填充則以 3 日 8 時至 20 時間最快，上升約 20mb。隨後則填充甚緩，故臺灣北部雨勢能延續。中心氣壓變遷見圖 3。

臺灣各地出現之最低氣壓，顯然以蘭嶼最低，2 日 9 時 17 分曾降至 965.1mb，按飛機偵察所得之中心最低氣壓而言，適在中心降至最低以後經過蘭嶼附近，故蘭嶼測候所測得之最低氣壓與 10 時 50 分飛機測得中心氣壓 963mb 相差甚微。該所記載之氣壓變遷曲線見圖 4。

根據本局所屬各測候所在芙勞西颱風經過期間，觀測所得之最低氣壓及其出現之時刻加以分析，我人可見芙勞西颱風北上期間，一方面雖逐漸填塞，另一方面亦逐漸遠離臺灣北部，亦即中心離北部殊遠，陽明山及大屯山區之連日大雨必另有原因存在。見圖 5。

又最低氣壓出現之時刻，蘭嶼早在 2 日 9 時 17 分出現，恒春 11 時出現，臺東則較大武及新港為早，與高雄相同，臺南又較高雄為早，可見因臺灣地形而產

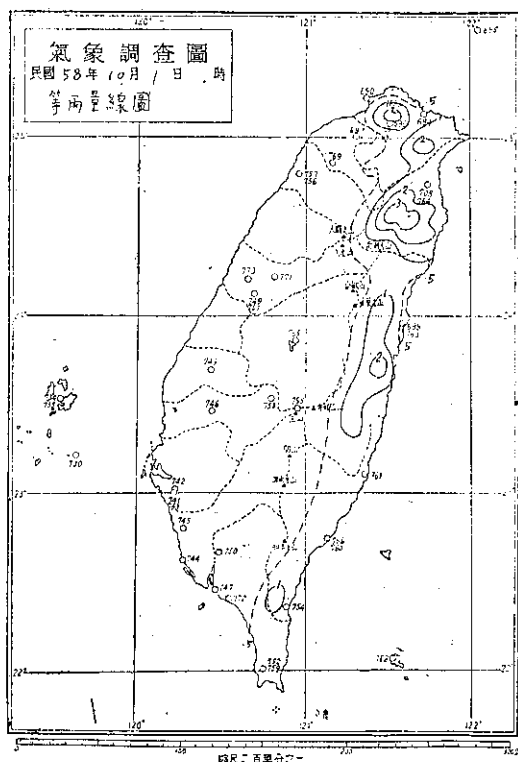


圖 6. 58 年 10 月 1 日之臺灣等雨量線圖

Fig 6. The rainfall distribution of Taiwan on 1 Oct. 1969.

生氣壓波甚為明顯。見圖 5 所示。各地最低氣壓及其他網要表見表一。

(二) 風

芙勞西颱風侵襲臺灣，以其本身之威力而論，原不足以使臺灣大部地區產生堅勁之風力，惟以正當大陸高壓南下，以臺灣作前鋒，攔阻芙勞西走向西北，乃致臺灣東西兩邊形成峻急之氣壓梯度，故各地均有強風出現。外島自以蘭嶼首當其衝，2 日 9 時 18 分出現每秒 47.5 公尺之 10 分鐘內平均最大風速，瞬間最大風速則達每秒 59 公尺，均來自北北東。按芙勞西之中心最大風速，飛機測得 2 日 8 時最大，不過每秒 40 公尺而已（見圖 3），蘭嶼之所以超過此數，顯然為地形與海拔高度之影響。圖 4 中可見芙勞西經過期間，蘭嶼之風隨時間而逆轉，中心經過前為北北東風，經過後即吹西南風，可見中心正好穿過該島。

彭佳嶼之風速較蘭嶼為低，10 分鐘平均最大不過每秒 26.3 公尺，東吉島反而到達每秒 33 公尺。本島以新港之風最大，高達每秒 30 公尺，本局所屬各所除日月潭外，最大風速均超過每秒 10 公尺，臺東為每秒

表一：芙勞西颱風侵臺時本局所屬各測站紀錄網要

Table 1: The meteorological summaries of TWB weather stations during typhoon Flossie's passage

58年10月1~3日

地 點	最 低 壓 (mb)	起 時			最大風速 及 風 向 (m/s)	起 時			瞬 間 最 大 風 速					雨 量 總計 (mm)	期 間			風 力 級 (10m/s) 以 上 之 間
		日	時	分		日	時	分	風速	風向	氣壓	氣溫	濕度		時間	日	時	
彭佳嶼	1004.0	2	13	35	26.3 NE	2	22	00	36.7	NNE	1007.9	20.3	100	00 12	227.4	1 14 50 4 11 00	1 11 00 —	
基 隆	1004.3	2	15 00 16 00		19.0 N	3	08	10	32.0	N	1006.0	21.8	96	15 00	335.3	1 12 10 4 23 15	1 22 50 5 23 00	
鞍 部	910.9*	3	02	00	23.3NNW	4	02	20	—	—	—	—	—	—	2142.1	1 04 30 —	1 24 00 4 22 00	
淡 水	1003.0	2	17	50	14.3NNE	3	14	00	25.6	NNE	1003.9	21.2	96	16 55	618.4	1 04 45 3 23 00	1 18 00 3 22 00	
竹子湖	1001.4	2	17	50	10.3 E	3	13	00	—	—	—	—	—	—	1226.7	1 20 00 3 20 00	—	
臺 北	1004.2	2	16 00 24 00		10.5ENE	1	20	50	21.4	E	1006.0	23.0	89	04 13	140.6	1 05 30 3 17 00	1 20 50 2 08 00	
新 竹	1004.5	2	16	00	13.7 NE	2	21	10	18.7	NE	1006.9	20.6	96	21 08	152.0	1 12 05 3 23 00	2 21 10 2 21 40	
臺 中	995.0	2	13	35	15.0 N	2	17	00	26.0	N	998.6	21.4	89	20 12	9.0	2 00 45 3 10 22	2 09 00 4 01 00	
日月潭	885.6*	2	15	00	5.6 NE	2	14	40	—	—	—	—	—	—	24.7	1 22 30 3 24 00	—	
澎 湖	998.6	2	15	25	21.7NNE	2	18	00	30.5	NNE	998.7	23.9	78	15 30	T	2 18 20 3 08 00	1 06 15 —	
嘉 義	993.1	2	13	27	18.5NNW	2	19	30	22.6	NNW	996.2	20.8	90	18 40	6.6	1 23 30 3 09 00	2 06 00 3 23 00	
阿里山	2986.6**	2	15	45	11.0ENE	2	03	00	18.9	ENE	3044.5*	13.4	90	02 50	24.6	1 15 40 3 09 30	2 01 50 2 08 00	
玉 山	2989.5**	2	15	30	16.7 E	1	18	30	—	—	—	—	—	—	146.2	1 09 55 3 14 00	1 08 00 1 19 00	
永 康	994.4	2	15	00	15.3 N	2	15	25	35.0	N	994.7	22.3	87	15 30	13.4	1 22 50 3 11 30	2 10 40 4 00 45	
臺 南	993.9	2	13	15	14.3 N	2	20	00	31.3	N	995.7	22.6	87	16 55	13.9	1 22 44 3 12 40	2 09 40 3 15 10	
高 雄	992.2	2	14	00	12.5NNW	2	19	00	23.5	NNW	996.2	22.5	87	19 00	12.6	1 14 50 3 12 30	2 10 00 4 08 00	
東吉島	996.3	2	14	03	33.0NNE	2	13	00	42.0	NNE	996.7	24.2	81	12 46	0.0	—	1 06 00 3 23 00	
恆 春	993.5	2	11	00	14.0 NE	1	16	50	24.5	NE	999.8	22.6	77	20 10	87.5	1 10 12 3 11 30	1 17 00 3 16 00	
蘭 嶼	965.1	2	09	17	47.5NNE	2	09	18	59.0	NNE	970.0	24.1	100	09 20	188.5	1 04 05 3 22 50	30/10 20 00 2/10 24 00	
大 武	986.7	2	16	20	14.8NNE	1	24	00	24.0	NNE	997.2	24.7	88	01 32	110.3	1 09 04 3 16 38	1 11 00 2 09 00	
臺 東	985.6	2	14	00	19.7NNW	2	14	00	25.8	N	985.8	25.0	82	13 52	115.6	1 10 42 3 02 40	1 09 50 2 19 40	
新 港	983.4	2	16	35	30.0 N	2	15	50	39.0	N	986.6	23.1	99	14 42	497.7	1 10 40 3 19 30	1 05 15 3 01 40	
花 蓮	997.9	3	04	00	14.0NNE	2	09	00	21.7	NNE	1003.5	22.5	93	09 15	352.4	1 10 51 4 08 35	1 10 00 3 04 00	
宜 蘭	1002.4	3	03	00	17.3NNE	2	18	00	18.8	NNE	1003.0	21.8	100	18 09	420.3	1 06 10 3 24 00	1 20 00 2 20 00	

* 仍沿用測站氣壓 m.b 數 ** 已換算為 700mb 面高度重力公尺數

19.7 公尺，基隆19公尺，嘉義亦達每秒 18.5公尺，由此可見臺灣西部之強風實由於峻急之氣壓梯度加強季風效應所致。

(三) 降 水

美勞西在臺灣東海岸外過經期間，陽明山及大屯山區從10月1日起至8日止連續下雨，其間尤以2、3

、4 三天雨最大，每天都超過 500 公厘，鞍部及竹子湖兩測站 1-8 日之每天雨量見表二。

表內可見鞍部的雨以 3 日最大，4 日後顯然減少，但美勞西在 6 日已成爲熱帶低壓，且遠在琉球羣島以東，鞍部之雨量竟仍有 162.9 公厘之多，可見此次陽明山及大屯山淫雨延續之久殊爲少見，有詳加分析之必要。

表二、陽明山鞍部及竹子湖10月1-8日每雨量及總量

Table 2 The daily rainfall and total rainfall of Anpu and Chuzhu during of 1-10 October

	10月1日	10月2日	10月3日	10月4日	10月5日	10月6日	10月7日	10月8日	合 計
鞍 部	208.1	551.5	749.5	636.7	224.4	136.7	162.9	3.3	2,673.1
竹 子 湖	277.3	614.3	604.6	536.3	175.4	89.2	55.1	1.7	2,353.9

10月1日8時之地面天氣圖上，美勞西之中心在呂宋島之東北方大約 200 公里之海面上，大陸上之阻塞高壓中心在貝加爾湖之西南，軸線自此向東南伸展，溫帶氣旋一在日本海南部，一在蘇俄海濱省與我國東北之間，彼此疊置，冷鋒自日本四國伸至臺灣附近。另一因錫低壓在阿留申羣島，其間（即日本東方）

爲一高壓。此種形勢爲典型之低指數情況，冷空氣自大陸吹出，臺灣以北，北風及東北風盛行。

在700mb圖上，冷中心在我國之東北部，我國西南部有一冷空氣楔，冷氣平流在華北華東一帶非常明顯，西北風到達長江上，而臺灣北部之高空則東風盛行，其間氣流輻合之形勢極爲明顯，500mb以上，臺

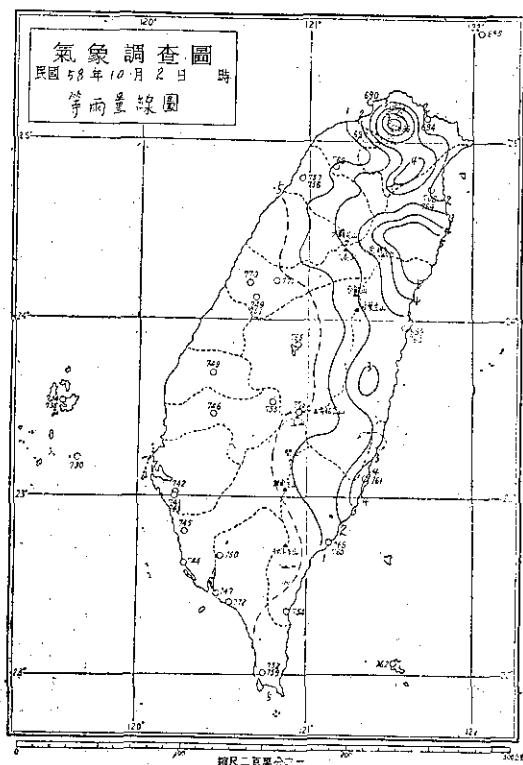


圖 7. 58年10月2日之臺灣等雨量線圖

Fig 7. The rainfall distribution of Taiwan on 2 Oct. 1969.

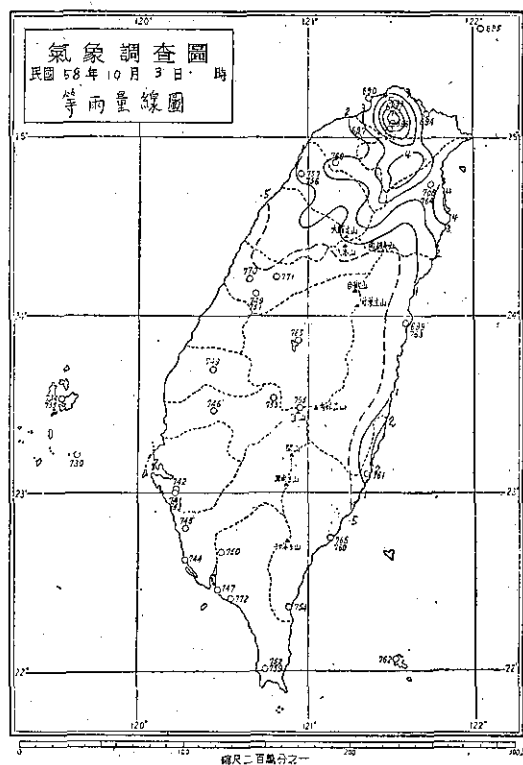


圖 8. 58年10月3日之臺灣等雨量線圖

Fig 8. The rainfall distribution of Taiwan on 3 Oct. 1969

灣上空西南氣流盛行，奔向日本北方之冷渦，可見臺灣北部之降水實由於滯留鋒上暖濕空氣滑行，下面則冷空氣源源供應，加以臺灣地形之影響，北端氣流輻合，加深其上升效應。是日大屯山陽明山及基隆河上游之丘陵區獲得200~300公厘之雨量。宜蘭濁水溪之迎風山坡則超過300公厘；花蓮溪亦在100~200公厘之譜。見圖6。

2日20時，地面天氣圖上美勞西之中心已越過蘭嶼，滯留鋒經琉球羣島伸入此颱風中心。阻塞高壓分出一中心在山東半島附近。當時之700mb圖上，琉球羣島一帶之西南風普遍增強，華北與長江下游則冷平流更加顯著，在美軍發佈之噴射氣流分析圖上，西風噴射氣流軸線從1日8時之在渤海灣，24小時後南移約緯度2度，山東河北交界處之上空，核心之最大風速約75m/s，北海道上空則超過100m/s，巴士海峽以東，即北緯20度附近出現一股大約40m/s之東風噴射氣流，700mb之主槽從對馬海峽向西南延伸至臺灣海峽，因此臺灣北部正好在地面滯留鋒之後方與700mb主槽之前方，而美勞西則帶來深厚之暖濕氣流，我人

在圖7中可見臺灣之東部及北部雨量普遍增加，陽明山區超過600公厘，基隆河上游超過400公厘，大元山區超過500公厘，新港亦達400公厘。

3日8時之地面圖上，滯留鋒受暖氣流增強之影響反向推進，阻塞高壓之軸線已顯見東移。在700mb面上，華北華中之冷平流仍屬顯著，臺灣海峽之東北風更強，因此在3日之等雨量線圖（圖8）上我人可見雨量更局限於臺灣北部一小區域內。陽明山及大屯山一日中超過700公厘，基隆河上游超過400公厘。東岸已大為減少。

4日之情形大致和8日相似，惟高壓軸線已東移至118-119°E，滯留鋒大致保持原來位置，美勞西之中心在石垣島附近，700mb圖上，冷平流之範圍已縮小，臺灣海峽上空東北風亦已減弱，琉球羣島上空之西南風已轉為南風，風力稍減，高空噴射氣流之軸線在大陸沿海有北跳之趨勢，從山東半島以南即北緯約35度處北移，5日8時已至40度。顯示冷氣流之來源已減弱，故在4日等雨量線圖（圖9）上，臺灣北部雨區更小，僅陽明山及大屯山超過600公厘，基隆河上游約300公厘。

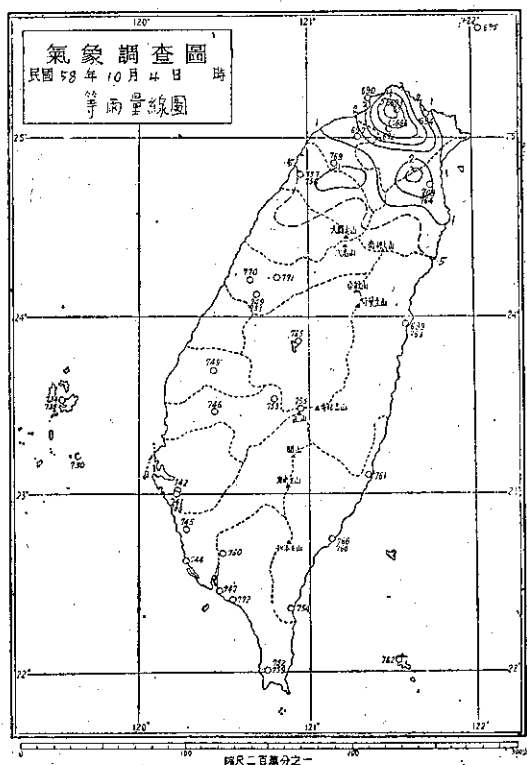


圖 9. 58年10月4日之臺灣雨量線圖

Fig 9. The rainfall distribution of Taiwan on 4 Oct. 1969

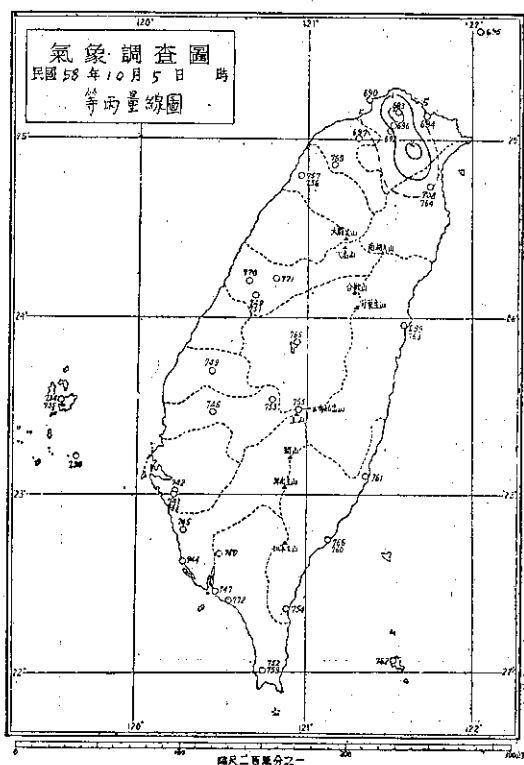


圖10. 58年10月5日之臺灣等雨量線圖

Fig 10. The rainfall distribution of Taiwan on 5 Oct. 1969

5日之地面天氣圖上形勢已完全改觀，阻塞高壓已衰退，西藏高原上空之倒槽已向東移出，產生一氣旋正加速發展中，移向蒙古地區，冷空氣來源被切斷。故5日之等雨量線圖（圖10）上只有陽明山、大屯山及基隆河之有限地區雨量超過200公厘。隨後兩天由於美勞西衰退而成之熱低壓仍在宮古島附近，東北風尚能到達臺灣北端，以致該地區降水又延續兩天。

由此可見：美勞西颱風導致臺灣北部地區之嚴重水災，分析其原因如下：

1. 美勞西颱風使臺灣北部及東部連續豪雨，主要集中在陽明山及大屯山區，其次為基隆河上游，與葛樂禮颱風之以淡水河上游雨量最多截然不同。主要因為美勞西颱風範圍小，勢力弱，深度又淺，其作用無非在將滯濕之西南氣流攜帶北上，滑行為滯留鋒之上，大陸阻塞高壓則將冷空氣源源供應，而並非美勞西本身挾有豪雨，蘭嶼所得雨量甚少可以證見。
2. 高壓使美勞西無法前進，高緯度西風噴射氣流甚強，低緯度又有東風噴射氣流出現，臺灣上空形

成一風切地帶。冷空氣在臺灣北部迎風面不斷將西南氣流抬高，為連續豪雨之主要原因，再受颱風環流之影響，臺灣北端東風與東北風輻合，使氣流加速上升，雨勢更大。

3. 基隆河上游之雨水，必須經由關渡出口，該處隣近之陽明山及大屯山區，雨量更大，乃致無法排瀉，使大臺北區釀成空前水患。
4. 水患之加深實由於時間之延長，通常一次颱風經過，暴雨集中僅不過一天，最多為兩天，而此次美勞西之豪雨，大屯山區竟延續至7-8天之久，因而使淹水格外嚴重，又艾爾西經過不久，地下水份已達飽和亦為助長水患之一原因。

圖11為1-5日之總雨量等值線圖，我人可以看出的，大屯山鞍部超過2,200公厘，基隆河上游坪林一帶則大約1,300公厘。鞍部與坪林兩測站（後者為自動雨量站）之雨量累積曲線見圖12所示。可見鞍部雨勢尤較坪林為猛，坪林之雨量以2日2330-2400時及3日0030-0100時最大，半小時內均為20公厘，以一小时計則3日0000-0100時最多，達37公厘。鞍部一小时內最大雨量為3日1420-1520分之47.8公厘，1分鐘內最大雨量為3日1450-3日1500之10.8公厘。

相形之下，淡水河上游遠不及基隆河上游，只不



圖11. 58年10月1-5日之臺灣等雨量線圖

Fig 11. The total rainfall distribution of Taiwan on 1-5 Oct. 1969

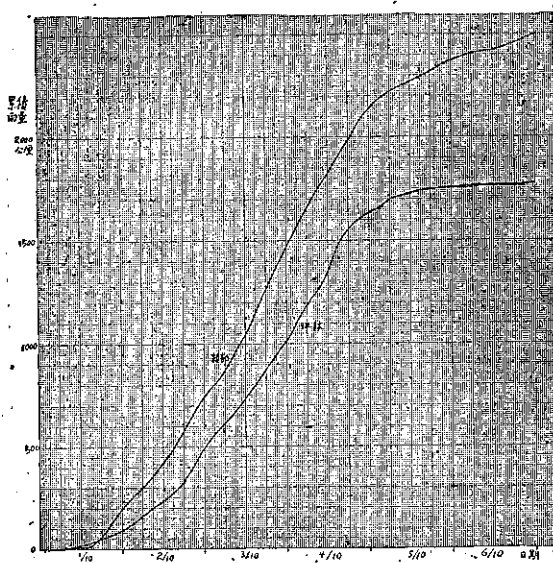


圖12. 58年10月1-5日陽明山鞍部及坪林兩測站之累積雨量曲線

Fig 12. The accumulated rainfall of Anpu and Pinglin during the period of 1-5 Oct. 1969

過 700 公厘，大元山區亦不過 1,100 公厘。東海岸僅 400-500 公厘，中央山系以西則雨量微不足道。

圖13為10月1日至6日每天20時之地面天氣圖上東亞地區之高低氣壓中心及其鋒系位置，包括芙勞西之中心位置，圖中可以看出5日6日外蒙古發展低壓系統，始將冷空氣之來源切斷，圖中虛線表示700mb圖上逐日20時之風切線。可見2-5日，風切線均在臺灣北端，2、3兩日山東均分出一高壓中心，顯見冷源與熱源極為接近，芙勞西顯然為供應熱空氣之主源。5日6日高壓主中心已東移至120°E以東，故而臺灣北端雨勢衰減。

五、災 情

由於芙勞西侵襲，臺北市幾乎大部份地區均有積水，其中積水一公尺以上的地區計有：迪化街、環河南街、民生東路、長安東路、長安西路、通化街、嘉興街、八德路、和平東路三段、敦化路、基隆路一段、四四東村、民生東路、保安街、西園路二段、東園街、士林、芝山岩、民權東路等19處，積水一公尺半以上造成災害地區有：西寧北路、南京西路、南京東路五段、五常街、新生北路、濱江街、忠存路、空軍總醫院、上塔悠派出所附近，中正路553巷51弄，延平北路臺北大橋附近，東園街66、280巷、大理街，內

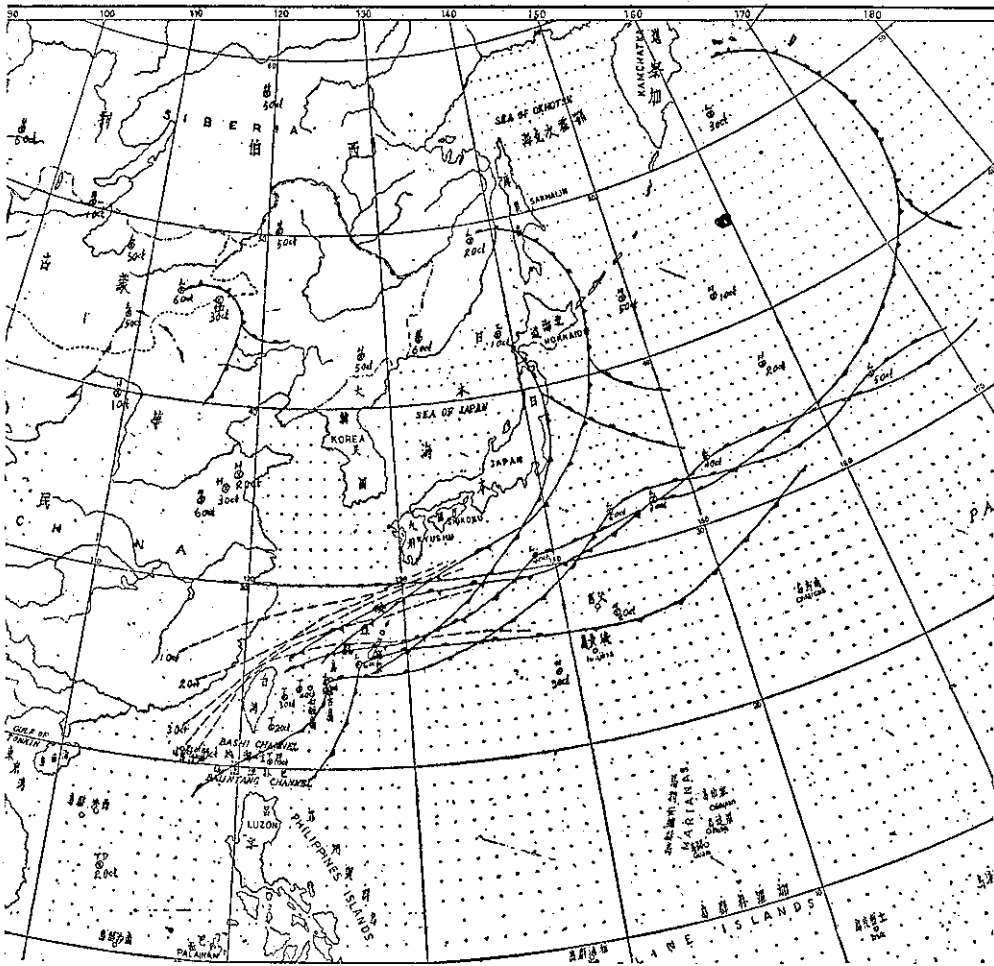


圖12. 民國58年10月1日至6日地面天氣圖上之芙勞西颱風中心位置高低壓中心位置及鋒系，以及700mb面上風切線之位置，時間均為20時，風切線用虛線表示

Fig 13. The center positions of Flossie, Highs and Lows with its front system on surface chart, 2000 LST and wind shear line on 700mb surface during the period of 1-6 Oct. 1969

湖陸軍眷村一帶，南港東新里、北港里，光華新村，製鋼廠附近等19處，全市收容難民超過一萬四千人。新竹縣、桃園縣、臺北縣三地，造成了三處山崩，因而活埋死亡者34人，重傷2人。

美勞西颱風造成之災害，根據臺灣省警務處58年10月16日發佈之災情報告，計死亡59人，失蹤26人，不明屍體5人，重傷8人，輕傷16人，房屋全倒2,004間，半倒1,820間，堤防受損37處，船舶沉沒二艘，流失一艘，觸礁二艘。

據財政廳58年12月31日財四 107,913 號函復本局：艾爾西及美勞西各項公共設施及救濟金須由政府籌措經費修復部份已奉省府核定，計 603,891,032 元，民間損失 2,725,829,336 元，總計 3,329,220,368 元，另災害影響稅收估計 354,970,000 元。省府核定之修復款中，計：

交	通	129,926,470 元
水	利	192,415,070 元

教	育	65,664,603 元				
公	有	廳	舍	29,109,200 元		
農	林	54,919,591 元				
糧	食	局	物	資	36,146,595 元	
警	察	電	訊	3,500,000 元		
公	營	事	業	13,370,900 元		
土	資	會	6,846,000 元			
山	地	公	共	工	程	9,617,000 元
救	濟	金	60,875,000 元			
災	農	復	耕	計	劃	1,000,000 元
合	計	603,891,032 元				

另據12年12月29日新生報發佈省府資料：艾爾西及美勞西連續侵襲本省，農作物被害面積為 86,409 公頃，損失 1,968,600,000 元，其中以香蕉之損失為最大；漁業方面損失 185,900,000 元；畜產損失 20,800,000 元；稻田損失換算為 550,400,000 元。

(戚啓勳)

Volume 16, Number 1

March 1970

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

- An Investigation of the Structure of the Lower Atmosphere
and the Weather Phenomena over Taipei Basin in Winter
..... PAO-KANG WAN (1)
- A Simple Statistical Approach to QPF for
Taiwan H. BOGIN (21)
- Promotion of Weather Forecasts Utility Based on the Union of
Probability and Decision Theory YULEI CHEN (31)

Reports

- Report on Typhoon "Elsie" RESEARCH SECTION (40)
- Report on Typhoon "Flossie" RESEARCH SECTION (54)

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road Taipei,

Taiwan, China

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

第十六卷 第二期

目次

論著

- 艾爾西及芙勞西颱風農業災害之研究.....張月娥.....(1)
- 臺灣區域冬半年連續三至六天惡劣天氣型研究.....王時鼎.....(18)
- 熱帶氣象學現況簡介.....徐明同.....(32)

報告

- 民國五十八年北太平洋西部颱風概述.....研究室.....(39)

- 索引.....(52)

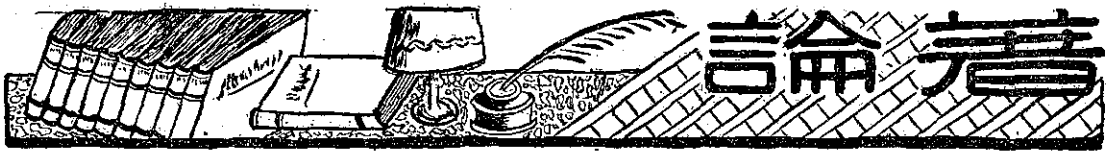
氣象學報

(季刊)

第十六卷 第二期

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：三三四七二四

中華民國五十九年六月出版



艾爾西及芙勞西颱風農業災害之研究

張 月 娥

A Study on Severe Agricultural Damage during the Passage of Typhoon "Elsie" and "Flossie"

Yeuch-ngo Chang

Abstract

Typhoon "Elsie" landed between Yilan and Hualien at midnight of 26. Sept 1969 then traversed across the central portion of this Island.

Although the mean maximum wind velocity in ten minite was recorded at Taichung only 21.7m/s, yet the instantaneous wind velocity had reached 39.0m/s, and it had reached 44.6m/s at Kaohsiung.

The strong wind velocity and heavy rainfall made a great agricultural damage in all lands, especially in the central and southern parts of Taiwan.

During the Four days typhoon "Flossie" moving along the east coast of Taiwan slowly, and continuously heavy rainfall was recorded 1,937mm at Anpu on 2-4 Oct. and caused flood over Northeast part of Taiwan.

Both "Elsie" and "Flossie" made a heavy damage to agriculture, which costed to more than NT\$ 4,919,337,000 in total: Paddy rice at more than NT\$ 2217653000; Banana at NT\$ 1062,498000; Fruittrees at TN\$ 600644000; Sugar cane at NT\$ 442,678000; Vegetable at more than NT\$ 346821000, and miscellaneous Food at more than NT\$ 249043000.

一、前 言

正當人們慶幸本島颱風旺月（八月）已逝，眼見高屏地區稻穗黃熟、嘉南地區稻花飄香、中部地區抽穗整齊、北部地區水稻生育旺盛、豐收可卜之時，巨型強烈之艾爾西（Elsie）颱風突於九月廿六日侵襲本省，暴風豪雨遍及全省各地，釀成近年來最嚴重之農業災害。時隔五天，在呂宋島東方海面之芙勞西（Flossie）颱風西進至巴士海峽後，突然轉北向，沿本省東部海面緩慢北進，使本省東部及北部地區豪雨五、六天，致發生嚴重之水災。彙計各縣市提供之「農作物氣象災害調查表」及「災害報告表」之結果，艾爾西颱風農業災害損失，估計損失金額達四十億元

，僅水稻田之損失即達十七億元。芙勞西颱風農業災害損失金額亦達八億元。兩次颱風農業災害，合計損失金額達四十九億元（註一）。全省農作物受害最大者為水稻田，計流失、埋沒、浸水、風雨害及倒伏之農田面積共達五十三萬餘公頃，由於損害的成數不等，折合實害面積，達十四萬九千九百餘公頃（其中有一萬四千三百八十三公頃，遭受海水倒灌，全無收穫）。其次香蕉損失亦極嚴重，僅南投縣香蕉園實害面積達八千四百餘公頃，估計損失金額二億五千餘萬元。屏東縣香蕉園實害面積六千七百餘公頃，估計損失金額二億七千餘萬元。高雄縣香蕉園實害面積五千公頃，估計損失金額亦達二億餘萬元。風害之烈，為數十年來所罕見，茲分別敘述於下：

註(一)：估計損失金額，係各縣市依颱風當時農作物損失情況及時價估計。至於經「風災善後措施」如沖洗、復耕、扶植或轉作等，農田損失減輕情形，則不在本文討論之內，以下相同。

二、艾爾西颱風農業災害之研究

強烈颱風艾爾西（暴風半徑 400 公里，颱風中心最大風速每秒 60 公尺），於五十八年九月廿六日 23 時在宜蘭與花蓮之間登陸，於廿七日 5 時由新竹與臺中之間進入臺灣海峽，故全省均在其暴風雨範圍之內。茲將在本省之風力分佈與降水分佈，分析於下：

（一）風力分佈

本次颱風，全省各地之風力均甚強，且強風之時間亦長久。茲將本局各測候所之風向風速紀錄，標誌於地圖上（圖 1），並統計之，列表（表一）於下：

由上圖表顯示，可知在本颱風期間，本省各地之瞬間最大風速，除外島蘭嶼之 59.1m/s（每秒／公尺）及彭佳嶼 54.0m/s 外，以基隆之 50.0m/s 為最大，臺北市之 44.9m/s 次之，高雄市之 44.6m/s 又次之，以臺東為最小，只有 19.2m/s。

各地十分鐘平均最大風速，除外島蘭嶼之 48.5m/s 及彭佳嶼之 41.7m/s 外，以本省東北部為最大：基隆與宜蘭均為 30.0m/s，新竹與竹子湖均為 26.7m/s，花蓮 23.7m/s，臺北 20.3m/s，淡水因地形關係，只有 16.7m/s。其次為中南部，因艾爾西颱風出海後，其南部風向與西南季風同向，增加季風強度故高雄最大風速高達 27.5m/s，嘉義 27.0m/s，恒春 23.0m/s，臺中 21.7m/s，臺南 19.0m/s，日月潭因地形關係

最小，只有 10.7m/s。東南部則較小，新港 22.9m/s，大武 14.0m/s，臺東 13.7m/s。

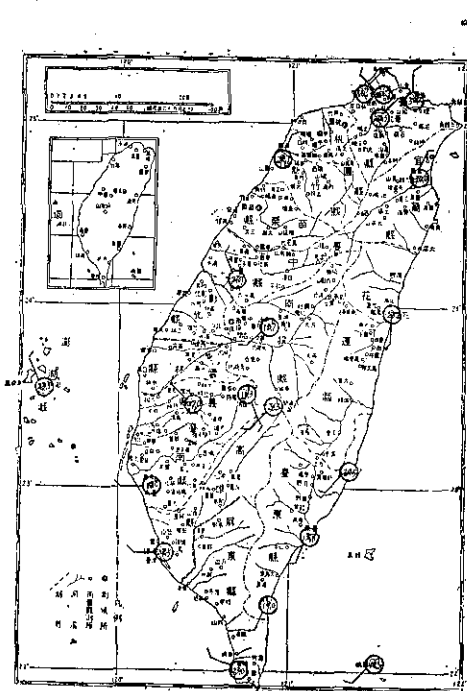


圖 1：艾爾西颱風各地最大風向風速圖

表(一) 民國五十八年九月廿六日艾爾西颱風各地之風速風向表

站 名	海 拔 (公尺)	瞬間風向風速		最大風向風速				平均風速每秒 ≥ 10 公尺之時間								備 註
		風 速 m/s	風 向	風 速 m/s	風 向	蒲福 風級	名稱	日	時	風 向	至	日	時	風 向	合計	
彭佳嶼	99.0	54.0	E	41.7	ESE	14	颶風	25	21	NNE	—	28	9	SE	61小時	風向風速表吹毀
鞍 部	836.2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
竹子湖	600.0	—	—	26.7	NW	10	狂風	26	19	NW	—	27	5	NW	11小時	
淡 水	19.0	31.4	NE	16.7	N	7	疾風	26	17	NNW	—	27	14	SE	22小時	一無每時紀錄
基 隆	3.4	50.0	SE	30.0	N	11	暴風	26	12	NNW	—	27	16	SE	29小時	
臺 北	8.0	44.9	NE	20.3	NE	8	大風	26	13	N	—	27	11	SE	21小時	
文 山	24.4	—	—	37.6	E	13	颶風	—	—	—	—	—	—	—	—	
宜 蘭	7.4	35.4	N	30.0	NNE	11	暴風	26	14	NNW	—	27	11	ESE	22小時	
金六結	9.5	35.6	NNE	29.5	NNE	11	暴風	26	21	N	—	27	14	SE	18小時	
新 竹	32.8	36.3	NNE	26.7	NNE	10	狂風	26	15	NNE	—	27	5	NNE	14小時	
臺 中	83.8	39.0	NNW	21.7	NNW	9	烈風	26	15	N	—	27	2	N	12小時	
日月潭	1014.8	—	—	10.7	SW	5	清風	27	8	SW	—	—	—	—	1小時	
嘉 義	26.8	36.3	NW	27.0	NW	10	狂風	26	11	NNW	—	27	14	ESE	27小時	
阿里山	2406.1	27.5	NNW	18.3	SSW	8	大風	26	19	N	—	27	7	SSE	13小時	
玉 山	3850.0	—	—	26.3	SW	10	狂風	26	17	N	—	27	12	SW	17小時	
臺 南	12.7	34.7	NW	19.0	W	8	大風	26	12	N	—	27	10	SW	23小時	

永 康	11.0	25.2	WSW	17.0	WSW	7	疾風	26	14	N	—	27	9	WSW	20小時
高 雄	29.1	44.6	W	27.5	W	10	狂風	26	21	NNW	—	27	10	WSW	14小時
澎 湖	9.4	34.3	NNW	23.3	NNW	9	烈風	26	8	NNE	—	27	15	SSW	32小時
東吉島	45.5	41.0	NW	33.2	WNW	12	颶風	26	2	NNE	—	28	11	NNE	59小時
恆 春	22.3	32.6	WNW	23.0	WNW	9	烈風	27	15	NNW	—	27	5	WSW	15小時
大 武	7.6	32.0	SSW	14.0	SSW	7	疾風	27	3	SSW	—	27	7	SSW	5小時
臺 東	8.9	19.2	SSW	13.7	SSW	6	強風	27	2	SSW	—	27	10	S	9小時
蘭 峙	323.3	59.1	SW	48.5	SW	16	颶風	26	8	WSW	—	27	21	S	38小時
新 港	36.5	29.4	SW	22.5	SW	9	烈風	27	4	SW	—	27	13	SSW	10小時
花 蓮	17.6	25.3	ESE	23.7	S	9	烈風	27	1	E	—	27	12	S	8小時

以最大風速之風向而言，北部風向偏北，且發生於九月廿六日夜間，宜蘭吹北北東（NNE）風，基隆吹北風，臺北為東北風，新竹為北北東風，竹子湖因地形關係吹西北風。西部風向偏西，且發生於廿七日清晨，臺中吹北北西（NNW）風，嘉義市吹西北風，臺南及高雄市均吹西風，日月潭及玉山均吹西南風，恆春為西北西（WNW）風。東部風向偏南，亦發生於廿七日清晨，花蓮為南風，臺東及大武均為南南西（SSW）風，新港及蘭嶼均為西南風。

通常風力每秒超過十公尺（ $\geq 10\text{m/s}$ ）時，作物即發生機械之害。由上表可知全省各地籠罩在強風（ $\geq 10\text{m/s}$ ）吹襲時間甚長、基隆達29小時，淡水及宜蘭均為22小時，嘉義27小時臺南23小時，臺北21小時，新竹與高雄均為14小時，而高雄估計損失金額遠超新竹二倍有餘，因時適值高雄之水稻及香蕉成熟收穫期、稻穗低垂，香蕉果軸重，故易倒伏折損。臺中市只有12小時，適值水稻抽穗開花期，是以彰化、雲林、臺中三縣之損失為全省第一。故風力之大小，及吹襲時間之長短，影響農作物之豐歉至大。

二 雨量分佈

艾爾西颱風所挾帶之豪雨，遍及全省。茲將本局各測候所及各民用氣象站九月廿六、廿七兩日之雨量紀錄、整理、統計、列表（表二）並繪製雨量圖（圖2）如下：

由上圖表顯示，本颱風期間降水之分佈，(1)降水量集中於山區，尤其集中於雪山山脈及中央山脈。高義廿六日降水 624 公厘，而廿七日只有 2.9 公厘，阿里山廿六、廿七兩日共降水 648 公厘，中央山脈南部之茂林，降水461公厘，大屯山區鞍部降水309公厘。(2)西

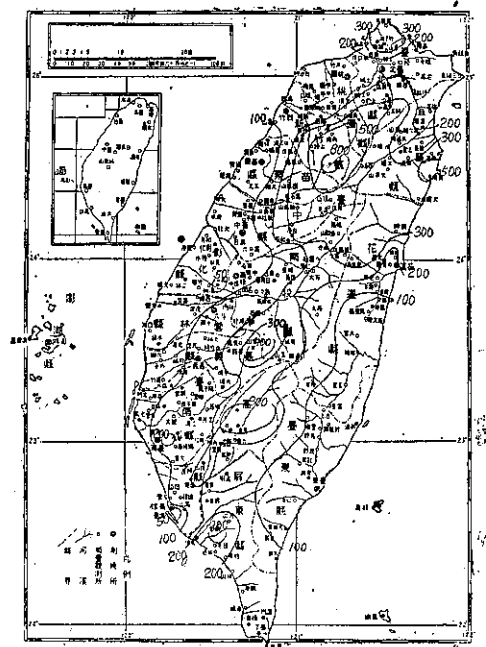


圖 2：艾爾西颱風雨量分佈圖

部平原及臺東縱谷以東之沿海地帶降水較少，兩日之降水量均在100公厘以下。(3)臺南降水224公厘、屏東平原降水在200-300公厘之間，花蓮降水287公厘。(4)北部降水量廿六日多於廿七日。南部則相反，廿七日多於廿六日，此乃為艾爾西颱風誘發西南氣流內侵之結果。本颱風「降水一時間超過10公厘」之時間，阿里山18小時，竹子湖13小時，鞍部11小時，玉山及花蓮為10小時，臺北 9 小時，宜蘭 8 小時，西部沿海平原則均無此項紀錄。

表二：民國五十八年九月廿六日艾爾西颱風各地之降水紀錄

地名	海拔 (公尺)	降水量(公厘)			一時間最大降水量			一時間降水超過十公厘之時間		
		26日	27日	合計	公厘	日	時	起	至	止 合計 (小時)
*彭佳嶼	99.0	62.2	125.0	187.2	58.6	27	001	26日19時	—27日7時	5
*鞍部	836.2	228.5	80.7	309.2	39.0	26	20.00-21.00	26日17時	—27日3時	11
*竹子湖	600.0	201.0	99.7	300.7	45.9	26	22.00-23.00	26日16時	—27日4時	13
*淡水	19.0	121.9	71.4	230.9	36.0	26	22.05-23.05	26日20時	—27日3時	8
*基隆	3.4	121.1	45.6	166.7	43.0	26	22.30-23.30	26日19時	—26日24時	6
*臺北	8.0	135.3	58.0	193.3	28.0	26	23.00-24.00	26日19時	—27日3時	9
*文山	24.4	216.2	3.6	219.3						
新龜山	72.0	245.0	6.0	251.0						
新店	250.0	234.9	56.4	291.3						
烏來	204.4	402.5	4.6	407.1						
宜蘭	7.4	145.5	38.7	184.2	17.6	26	22.00-23.00	26日16時	—27日01時	8
金六結	9.5	184.7	33.3	218.0	28.9	26	17.30-18.20	26日6時	—27日7時	9
三星	140.0	272.0	6.8	278.8						
蘇澳	55.0	384.6	176.8	561.4						
平鎮	17.3	68.3	122.3	139.6						
新竹	32.8	89.2	25.5	114.7	17.2	26	19.40-20.40	26日20時	—27日1時	4
新瀟雅	32.8	102.4	1.0	103.4						
五峰	100.0	326.4	6.8	333.2						
五峰	850.0	499.0	6.0	505.0						
竹南	5.0	1.5	75.0	76.5						
關西	245.0	185.8	7.9	193.7						
泰安	550.0	512.8	2.9	515.7						
苗栗	48.0	69.0	—	69.0						
石岡	320.0	86.0	—	86.0						
*臺中	83.8	51.3	30.9	82.2	10.0	26	21.10-22.10	—	—	—
梧棲	6.0	68.5	4.0	72.5						
新社	470.0	185.0	1.6	186.6						
八仙山	630.0	299.0	10.0	309.0						
霧峰	90.0	62.4	22.2	84.6						
彰化	15.8	73.0	11.0	84.0						
溪州	33.5	51.0	5.1	56.7						
北斗	32.7	29.8	14.0	43.8						
二林	18.5	68.6	6.5	75.1						
二水	11.1	87.6	5.2	92.8						
斗南	33.3	109.6	15.4	125.0						
*日月潭	1014.8	85.3	40.3	125.6	18.0	27	18.00-19.00	26日11時	—27日3時	6
仁武	20.3	117.0	25.5	142.5						
秀峰	520.0	194.0	36.0	230.0						
麥寮	7.5	87.2	3.2	90.4						
崙背	16.4	77.1	4.2	81.3						
和信	660.0	170.0	8.7	178.7						
信義	987.0	210.0	27.0	237.0						

林	內	121.0	110.0	14.0	124.0								
四	湖	7.2	99.2	9.3	108.5								
大	埠	25.2	86.1	12.1	98.2								
*嘉	義	26.8	20.7	90.7	110.2	24.9	27	1.50-2.50	27日2時—27日4時	3			
*阿	山	2406.1	359.1	325.1	684.2	65.4	27	00-1.00	26日17時—27日15時	18			
*玉	山	3850.0	149.5	148.5	297.0	33.4	26	20.00-21.00	26日18時—27日12時	10			
麻	豆	11.9	80.6	23.2	103.8								
湖	內	3.5	288.5	27.0	315.5								
水	上	18.0	61.1	48.0	109.1								
水	林	6.6	79.6	9.4	89.0								
新	港	13.4	70.5	11.2	81.7								
蒜	頭	10.0	56.0	7.1	63.1								
朴	子	8.5	82.5	16.5	99.0								
番	路	40.9	150.0	115.0	265.0								
布	袋	2.0	55.0	18.4	73.4								
鹽	水	8.4	62.6	24.6	87.2								
*臺	南	12.7	11.1	212.9	224.0	35.8	27	2.50-3.50	27日2時—27日7時	6			
*永	康	11.0	8.2	184.9	193.1	35.0	27	2.50-3.50	27日3時—27日7時	5			
官	田	9.3	83.5	24.6	108.1								
白	河	44.3	93.0	34.9	127.9								
永	靖	30.2	88.5	9.5	98.0								
安	定	12.0	102.2	21.5	123.7								
善	化	12.3	91.0	23.0	114.0								
二	溪	—	138.5	42.8	181.3								
北	門	2.0	62.2	31.9	94.1								
七	股	1.4	126.4	15.4	141.8								
新	化	23.1	144.6	29.0	173.6								
左	鎮	12.0	181.5	25.3	206.8								
北	寮	—	166.5	46.2	212.7								
照	興	—	176.0	28.2	204.2								
楠	西	92.0	258.2	34.8	293.0								
楠	井	54.3	152.5	45.6	198.1								
*高	雄	29.1	3.7	43.1	46.8	8.3	27	14.00-15.00	— — — —				
六	龜	250.0	192.0	52.0	244.0								
茂	林	250.0	182.0	176.7	358.7								
茂	林	1300.0	150.5	310.8	461.3								
旗	山	100.0	128.6	96.8	225.4								
桃	源	1500.0	115.0	20.0	135.0								
阿	蓮	17.0	105.0	29.5	134.5								
岡	山	9.3	101.0	29.5	130.5								
橋	頭	13.0	125.0	31.7	156.7								
鳳	山	9.5	115.0	42.0	157.0								
田	寮	6.0	162.0	47.5	209.5								
美	濃	456.0	84.1	90.5	174.6								
大	寮	9.2	85.4	63.2	148.6								
小	港	3.6	77.0	68.0	145.0								

燕	巢	18.5	93.2	32.7	125.9						
*澎	湖	9.4	10.0	138.8	148.8	26.2	27	6.17-7.17	27日3時——27日12時	6	
*東	吉	45.5	3.8	144.9	148.7	20.3	27	9.30-10.30	27日4時——27日12時	6	
屏	島	2.4	96.4	87.0	193.4						
高	邇	7.6	71.5	107.0	178.5						
寮	州	14.0	88.4	186.2	274.6						
南	州	7.0	102.5	203.0	305.5						
東	港	3.5	118.9	120.2	739.1						
*恆	春	22.3	1.7	158.8	160.5	46.0	27	6.00-7.00	27日7時——27日9時	3	
壟	丁	20.0	98.0	72.0	170.0						
*臺	東	8.9	1.4	87.3	88.7	33.1	27	18.00-19.00	27日17時——27日19時	3	
*大	武	7.6	11.5	160.2	171.7	34.0	27	4.50-5.50	27日5時——27日16時	5	
*蘭	峙	323.3	0.2	5.6	5.8	2.5	27	4.00-5.00	—— ———	—	
卑	南	160.0	62.0	96.6	158.0						
*新	港	36.5	13.3	78.2	91.5	35.6	27	17.10-18.10	27日18時——	1	
太	里	90.0	17.0	54.0	81.2						
*花	蓮	17.6	96.8	191.1	287.9	47.3	27	00-1.00	26日20時——27日20時	10	
光	復	18.0	38.8	30.0	68.8						
點	穗	12.1	28.0	30.0	58.0						
鳳	林	—	37.5	29.5	67.1						
壽	豐	14.0	68.1	45.5	113.6						
秀	林	—	273.6	43.9	317.5						
石	門	170.0	244.8	6.8	251.6						
霞	雲	—	484.4	1.8	486.2						
高	義	650.0	624.0	2.9	626.9						
巴	稜	1220.0	470.1	3.7	473.8						
玉	峰	770.0	551.5	5.0	556.5						

(三) 災害分佈

由以上分析，艾爾西颱風所以釀成本省近年來最嚴重之農業災害，即由於降水之多，風力之猛遍及全省，且值中南部水稻抽穗、開花及成熟收穫期，香蕉開花，成熟期及柑橘結果期。茲將各縣市提供之農作物氣象災害調查表及艾爾西災害報告表，彙計列表（表三）於下：

由上表觀之，本次颱風災害，全省農作物受害面積最大者為水稻田，計流失埋沒、浸水及風雨害之水稻田共三十二萬餘公頃，折實害面積十一萬餘公頃，其中三萬九千餘公頃農田，完全無收穫（註二），估計損失金額新臺幣十七億餘萬元。全省受害程度最嚴重者為香蕉，平均受害率74.7%，以臺中縣最為嚴重，被害率達100%。苗栗、彰化、臺中市、嘉義及臺南縣之被害率，均在90%以上。高雄76.9%，屏東72%。

以地區言，本省東北部雖在豪雨狂風籠罩下，除

宜蘭稻田流失與埋沒十五公頃，浸水一千零五十公頃，損失較嚴重外，其他如臺北縣、桃園及新竹縣遠較中南部為輕，因水稻尚在分蘗終期或幼穗形成期，稻株茂盛而低矮，阻風力小，水災一退或風雨停止，稍加扶植即恢復生育，故水稻損失較輕，而柑桔等已結果實之果樹因暴風吹襲，發生嚴重落果折枝情形。

中部地區：包括苗栗、臺中、彰化、雲林及南投等縣，風力雖較東北部為輕（臺中市瞬間風速每秒達39.0公尺，最大風速每秒21.7公尺），降水量亦較東北部為少（沿海平原降水量在100公厘以下，近山麓地帶在200公厘以下），但適值水稻抽穗開花期，稻株伸高，阻風力大，易被風吹倒或折損，稻花吹落，致不能受精稔實，使稻穗變為白穗或黑穗。通常水稻在出穗前或出穗後十日內，風速每秒若達20公尺，水稻被害率即達90%以上（註三）。且苗栗、臺中、彰化沿海堤岸部份損毀，致海水倒灌、稻田流失、

註(一)、中央日報中興新村一日電，中央日報五十九年三月二日。

註(二)張月娥：氣象對水稻生育之影響，聯合氣象預報研究中心專題研究報告第32號。

表三、民國五十八年九月廿六日艾爾西颱風農業災害損失表

地 點	作物別 被 害 程 度	水 稻				甘 蔗				其 他 作 物 △				香 蕉			
		被 害 面 積 (公 頃)	被 害 程 度 %	換 算 面 積 (公 頃)	估 計 損 失 金 額 (元)	被 害 面 積 (公 頃)	被 害 程 度 %	換 算 面 積 (公 頃)	估 計 損 失 金 額 (元)	被 害 面 積 (公 頃)	被 害 程 度 %	換 算 面 積 (公 頃)	估 計 損 失 金 額 (元)	被 害 面 積 (公 頃)	被 害 程 度 %	換 算 面 積 (公 頃)	估 計 損 失 金 額 (元)
臺 北 縣		7,191.58	29.2	2,099.92	23,561,102	—	—	—	—	—	—	—	—	65.90	65.6	43.20	518,400
陽 明 山		1,527.00	22.1	338.00	4,354,140	—	—	—	—	166.00	18.0	30.00	691,700	—	—	—	—
基 隆 市		71.00	29.2	20.75	90,199	—	—	—	—	—	—	—	—	2.90	60.0	1.74	96,660
宜 蘭 縣		15,250.00	51.2	7,808.25	93,699,000	—	—	—	—	1,022.80	24.8	253.81	1,553,905	—	—	—	—
桃 園 縣		30,204.20	10.8	3,279.85	41,129,319	—	—	—	—	—	—	—	—	256.20	72.5	135.64	3,712,800
新 竹 縣		5,145.00	15.0	773.00	11,440,400	624.00	25.0	156.00	1,248,000	102.00	63.7	65.00	679,200	917.00	80.0	734.00	11,744,000
苗 栗 縣		17,329.98	40.2	6,411.22	92,914,496	47.35	47.5	22.47	785,990	7,512.54	33.1	2,489.74	25,595,254	1,404.00	96.6	1,356.35	30,902,200
臺 中 縣		23,777.20	40.9	9,745.00	152,801,600	2,963.00	19.6	580.90	13,843,780	2,823.72	29.9	843.39	12,614,230	4,418.72	100.0	4,418.22	108,700,512
臺 中 市		5,978.71	36.5	2,181.26	38,957,303	907.00	20.0	181.40	5,447,000	250.00	50.0	125.00	2,250,000	703.20	95.0	668.00	48,096,000
彰 化 縣		53,355.00	51.7	27,587.10	392,398,910	4,518.81	22.4	1,012.12	34,071,374	5,214.17	56.6	2,955.08	28,594,668	809.94	93.0	753.24	33,142,560
雲 林 縣		50,411.00	38.8	19,586.44	320,042,429	8,904.00	17.6	1,564.64	47,204,520	17,059.00	24.2	4,135.05	33,223,583	501.00	89.9	450.40	10,809,600
南 投 縣		9,275.60	28.0	2,637.70	40,620,580	655.00	30.0	212.00	10,388,000	4,680.00	38.7	1,811.85	16,775,950	13,761.00	61.0	8,433.80	253,014,000
嘉 義 縣		28,238.00	42.8	12,084.79	197,465,468	11,922.22	19.9	2,374.47	71,064,873	6,249.89	27.3	1,711.75	27,230,965	1,131.56	90.3	1,027.96	26,726,960
臺 南 縣		29,590.00	30.3	8,968.20	157,840,320	3,952.00	11.9	2,503.44	125,172,000	6,816.30	19.0	1,297.62	16,804,672	1,376.98	94.0	1,294.36	34,300,540
臺 南 市		2,605.00	22.3	581.00	9,296,000	1,149.00	18.9	217.10	8,283,920	—	—	—	—	—	—	—	—
高 雄 市		2,867.00	11.9	341.64	4,111,680	226.00	15.2	49.70	1,842,000	18.00	40.0	7.20	60,480	11.00	55.0	6.05	157,300
高 雄 縣		8,460.00	10.9	921.40	10,801,112	7,925.00	10.9	866.00	25,531,762	1,380.00	31.0	428.00	7,233,628	1,760.00	74.0	1,303.00	64,961,065
屏 東 縣		26,459.79	27.0	7,144.22	102,900,328	12,914.00	13.5	1,746.34	45,903,840	9,155.72	23.2	2,131.48	6,107,107	9,365.05	72.0	6,744.99	278,230,825
臺 東 縣		3,068.83	25.7	788.11	12,578,236	—	—	—	—	321.30	28.1	90.37	1,228,100	390.91	54.2	212.21	7,878,465
花 蓮 縣		3,138.42	34.0	1,074.80	14,531,296	68.00	15.0	10.20	297,780	439.50	27.6	121.45	688,065	335.20	47.0	158.78	5,073,021
合 計		322,680.81	35.4	114,372.65	1,721,533,918	55,885.38	20.5	11,496.78	391,079,839	63,210.64	29.2	18,496.79	18,121,507	37,210.56	74.7	27,792.44	918,064,908

資料來源：各縣市提供之「農作物氣象災害調查表」及「災害報告表」。

註△：包括甘藷、落花生、樹薯、玉米、大豆、棉、麻、茶、竹筍、香水草等雜作及特種作物。

*：包括荔枝、龍眼、木瓜、蕃石榴、西瓜、鳳梨等青果。

表三、民國五十八年九月廿六日艾爾西颱風農業災害損失表 (續)

作物別 被 害 程 度 地 點	柑				橘				其 他 青 果 *				蔬				菜		估 計 損 失 額 (元)
	被害面積 (公頃)	被害程度%	滲算面積 (公頃)	估計損失 金額(元)	被害面積 (公頃)	被害程度%	換算面積 (公頃)	估計損失 金額(元)	被害面積 (公頃)	被害程度%	換算面積 (公頃)	估計損失 金額(元)	被害面積 (公頃)	被害程度%	換算面積 (公頃)	估計損失 金額(元)			
臺 北 縣	1,985.50	12.7	251.63	4,529,340	348.90	14.9	51.98	779,700	712.40	65.6	467.64	9,352,800	38,741,342						
陽 明 山	539.00	39.0	210.00	6,174,000	6.00	30.0	2.00	28,000	238.00	91.0	217.00	6,045,300	17,293,140						
基 隆 市	89.13	35.0	31.55	1,034,220	32.70	9.0	2.94	67,991	15.00	30.0	4.50	133,875	1,422,945						
宜 蘭 縣	1,195.50	24.4	292.30	8,649,500	114.40	48.0	55.02	636,810	252.50	49.6	125.35	1,880,250	106,419,465						
桃 園 縣	659.50	18.2	119.90	2,356,200	32.90	44.3	14.57	218,550	503.00	56.4	283.70	6,241,400	53,658,269						
新 竹 縣	2,543.00	30.0	763.00	22,890,000	106.00	30.2	32.00	768,000	387.00	74.1	287.00	688,800	49,458,400						
苗 架 縣	1,204.35	53.4	642.76	13,225,667	1,511.20	63.3	957.04	32,589,980	489.00	53.7	262.70	2,986,035	198,989,622						
臺 中 縣	1,804.57	43.0	775.70	38,009,300	2,545.00	40.1	1,023.00	81,498,036	478.57	30.0	143.57	6,317,080	413,784,538						
臺 中 市	67.95	75.0	51.64	8,520,600	303.47	82.3	250.00	20,000,000	327.59	80.0	260.89	5,814,065	129,079,968						
彰 化 縣	673.28	62.0	417.43	22,958,650	5,892.38	26.5	1,566.87	45,449,280	4,646.58	54.6	2,537.77	130,255,920	686,871,362						
雲 林 縣	238.00	44.0	104.72	7,330,400	—	—	—	—	1,896.00	75.3	1,427.50	28,550,000	447,160,532						
南 投 縣	281.00	33.0	94.00	3,760,000	3,269.00	44.4	1,452.00	151,328,000	184.00	51.6	95.00	1,710,000	477,596,530						
嘉 義 縣	2,129.18	35.1	747.14	43,707,690	1,068.70	12.5	133.78	13,467,680	2,033.65	43.9	875.99	11,459,220	391,122,856						
臺 南 縣	1,093.28	33.9	371.47	10,029,690	684.62	45.5	311.95	11,230,200	2,812.92	83.3	2,345.31	24,625,755	380,003,177						
臺 南 市	—	—	—	—	—	—	—	—	209.00	58.6	122.60	4,116,000	21,696,020						
高 雄 市	7.00	15.0	1.05	30,135	7.00	15.0	1.05	21,462	137.00	29.0	39.80	1,023,400	7,246,457						
高 雄 縣	96.00	22.9	22.00	1,335,312	213.00	30.5	65.00	2,892,635	712.00	51.8	369.00	7,683,728	120,439,242						
屏 東 縣	64.95	38.0	24.60	1,107,000	303.10	33.9	102.91	4,439,760	1,152.75	80.4	927.66	23,729,400	462,418,260						
臺 東 縣	1,400.00	17.5	245.00	5,880,000	223.00	27.7	61.80	2,141,100	97.00	40.0	38.80	814,800	30,520,701						
花 蓮 縣	120.70	24.0	29.24	1,035,096	11.58	36.0	4.18	144,582	216.90	46.0	99.98	1,985,604	23,755,444						
合 計	16,191.69	32.0	5,195.13	202,562,800	15,732.95	38.6	6,088.09	367,701,766	18,821.38	58.0	10,931.76	275,413,432	4,057,678,170						

埋沒或浸鹽水，海淹之農田，勢將全無收穫且困難復耕。據報載，全省海水倒灌之農田計一萬餘公頃，苗栗縣竹南鎮之港墘和海口里，農田千頃發生海水倒灌（註四）。僅彰化縣伸港鄉被海水倒灌之農田達六百五十公頃，佔全鄉耕地總面積45%（註二）。故全省水稻田被害程度最嚴重者為彰化縣之51.7%，實際受災之面積達二萬七千五百餘公頃，估計損失金額達三億九千二百餘萬元。雲林縣被害率只有38.8%，但實害面積，達一萬九千五百餘公頃，估計損失金額達三億二千餘萬元。臺中縣被害程度40.9%，實害面積九千七百餘公頃，估計損失金額一億五千二百餘萬元。中部六縣市水稻實害面積達六萬八千一百餘公頃，佔全省水稻田實害面積之59.3%；估計損失金額達十億三千七百餘萬元，佔全省水稻損失金額之60.2%。中部香蕉損失亦極大，被害程度除南投因地形關係（日月潭最大風速每秒只有10.7公尺）只有61.0%外，臺中縣被害程度100%、苗栗96.6%、臺中市95.0%、彰化縣93.0%、雲林縣89.9%，蕉園實受害面積共達一萬六千餘公頃，佔全省蕉園實害面積之57.8%，估計損失金額達四億八千四百餘萬元，佔全省香蕉損失金額之52.7%。其他農作物及柑橘等青果損失亦極嚴重。以六縣市之農作物總損失金額而言，彰化縣損失金額估計六億八千六百餘萬元；雲林縣四億四千七百餘萬元；南投四億七千七百餘萬元；臺中縣四億一千三百餘萬元，苗栗縣一億九千八百餘萬元，臺中市一億二千九百餘萬元，總共二十三億五千三百餘萬元，佔全省估計損失總額之58%。故艾爾西之災害以中部最為嚴重。

臺南地區：本颱風在嘉義造成之農業災害亦極大，因風速屬於狂風(27.0m/s)，且強風時間(≥10m/s)達27小時，又適值水稻抽穗開花之期，故估計水稻損失金額達一億九千七百餘萬元、甘蔗損失七千一百餘萬元、柑橘損失四千三百餘萬元、香蕉損失二千六百餘萬元，其他作物、青果、蔬菜等損失亦以千萬元計。全縣損失總額達三億九千一百餘萬元。臺南市最大風速雖僅有19.0m/s，但瞬間風速亦達34.7m/s，且強風時間達23小時，故臺南縣與臺南市之水稻實害面積達九千五百餘公頃，估計損失金額達一億六千二百餘萬元，甘蔗損失達一億三千三百萬餘元，為本省甘蔗損失最嚴重之縣市。香蕉損失三千四百萬餘元、其他柑橘等青果及蔬菜之損失，亦均在千萬元以上，臺南縣估計損失總額達四億零一百餘萬元。

高屏地區：艾爾西颱風在本區造成嚴重之風災，高雄市瞬間風速每秒達44.6公尺(m/s)，最大風速達27.5m/s，屏東雖然無風速紀錄，但恒春之瞬間風速為32.6m/s，最大風速為23.0m/s，且風速每秒超過10公尺之強風時間甚長，高雄強風時間14小時，恒春強風時間15小時，狂風暴雨，使農業遭受嚴重之災害，尤其屏東縣之香蕉園，實害面積達六千七百餘公頃，估計損失金額達二億七千八百餘萬元，居全省第一。其他如水稻損失一億零二百萬元，甘蔗損失四千五百餘萬元，蔬菜損失二千三百萬餘元，全縣估計損失總額達四億六千二百萬餘元，僅次於彰化與南投縣，居全省第三位。高雄縣之農業災害，亦以香蕉及甘蔗最為嚴重，香蕉園實害面積達一千三百餘公頃（註五），估計損失金額六千四百九十餘萬元，甘蔗損失金額達二千五百五十餘萬元，全縣估計損失金額達一億二千餘萬元，居全省農業損失第十位。

東部地區：艾爾西颱風對東部各縣之農業災害，遠較西部為輕。臺東之瞬間風速只有19.2m/s，最大風速為13.7m/s；花蓮之瞬間風速只有25.3m/s，最大風速為23.7m/s，且強風時間亦短，臺東只有9小時、花蓮只有8小時。臺東降水量兩天只有88公厘、花蓮有287公厘。東部之農業災害亦以水稻最為嚴重，臺東水稻實害面積為七百八十八餘公頃，花蓮為一千零七十四餘公頃，估計損失金額，臺東為一千二百餘萬元，花蓮為一千四百餘萬元；以上估計損失全部總額，臺東為三千零五十二萬元，花蓮為二千三千三百七十五萬餘元。

綜上分析，艾爾西橫掃本省中部，受災地區以本省中南部各縣市為最嚴重；受害面積最大之農作物為水稻田；受害程度最高為香蕉園；估計損失金額，以水稻之十七億二千一百餘萬元為最多；其次為香蕉，全省損失達九億一千八百餘萬元；再次為甘蔗，全省損失三億九千一百餘萬元；柑橘損失亦達二億零二百餘萬元，其他青果、蔬菜、雜作等損失亦均在一億元以上，全省共計損失四十億五千七百餘萬元，對本省經濟之打擊，至為重大。

三、芙勞西颱風農業災害之研究

艾爾西颱風遺留之災情未復，而中度颱風芙勞西（暴風半徑200公里，中心最大風速每秒33公尺）已於九月卅日跟蹤至恒春東南方約730公里之海面上，向西北(NW)進行；十月一日8時已在恒春350公里

註四：中央日報竹南訊：中央日報五十八年九月卅日。

註(五)：59年度收穫香蕉（被害數目）四千三百公頃，未報在內。

之海面上，向西北西（WNW）進行，本局發出海上陸上颱風警報；一日23時逐漸進入本省南部海面後，近似滯留；二日8時颱風中心在恒春東南方160公里之海面上，進行方向轉為北向；二日14時經蘭嶼附近海面，繼續向北，沿本省東部海面緩慢進行；三日2時颱風中心在臺東東北方約80公里海面，向北北東進行，威力減弱，已成為輕度颱風，下午20時，威力再減弱，已成為熱帶性低氣壓，警報解除。本颱風威力雖不及艾爾西，颱風中心亦未登陸，但本省東部因極近颱風中心，故風雨甚強，且因其滯留本省海面時間過久，所以本省東部及北部地區，普遍發生風災或水災。茲將其在本省之風力分佈及降水分佈，分析如下：

（一）風力分佈

本次颱風，以蘭嶼之風力為最大，其次新港。謹將本局各測候所之風向風速紀錄，標誌於地圖之上（圖3），並統計、列表（表四）於下：

表由上圖表，得知本颱風期間，本省各地之最大風速，以蘭嶼之每秒47.5公尺（m/s）為最大，為陸上絕少見之15級颶風；新港之30.0m/s次之，其次彭佳嶼26.3m/s，澎湖21.7m/s，臺東19.7m/s，基隆19.2m/s，嘉義18.5m/s，宜蘭17.3m/s，玉山16.7m/s，臺中16.3m/s，新竹及臺南均為14.3m/s，花蓮及恒春均為14.0m/s。其他各地均在每秒12公尺以下之風速，尤其日月潭，因地形關係，只有5.7m/s，屬於和緩之4級風。

以最大風速之風向而言，全省風向均偏北。東部為東北風或北北東（NNE）風；西部為北風或北北西

表四：民國五十八年十月二日美勞西颱風各地之風速風向表

站名	海拔 (公尺)	瞬間風向風速		最大風向風速				平均風速每秒≥10公尺之時間								備註
		風速 m/s	風向	風速 m/s	風向	蒲福 風級	名稱	日	時	風向	至	日	時	風向	合計	
彭佳嶼	99.0	36.7	NNE	26.3	NE	10	狂風	1	1	ENE	—	7	14	N	小時 158	風向風速表吹毀
鞍部	836.2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
竹子湖	600.0	—	—	12.0	NE	6	強風	2	17	NE	—	3	13	E	2	
淡水	19.0	25.8	NNE	14.3	NNE	7	疾風	2	17	NNE	—	3	9	NNE	17	無每時觀測紀錄
基隆	3.4	32.0	N	19.2	N	8	大風	2	2	NE	—	4	20	N	14	
臺北	8.0	21.4	E	10.3	ENE	6	強風	2	4	ENE	—	2	8	ENE	2	
文山	24.4	—	—	12.8	NE	6	強風	—	—	—	—	—	—	—	—	
宜蘭	7.4	18.8	NNE	17.3	NNE	8	大風	2	5	NNE	—	3	3	NNE	11	
金六結	9.5	13.8	NNE	10.2	NNE	6	強風	2	5	NNE	—	—	—	—	1	
新竹	32.8	18.7	NE	13.7	NE	6	強風	2	5	NE	—	—	—	—	1	
臺中	83.8	26.0	N	16.7	N	7	疾風	2	15	N	—	3	3	N	13	
日月潭	1014.8	—	—	5.7	NE	4	和風	—	—	—	—	—	—	—	—	
嘉義	26.8	26.6	NNW	18.5	NNW	8	大風	2	6	NNW	—	4	11	N	43	
阿里山	2406.1	18.9	ENE	11.0	ENE	6	強風	2	2	ENE	—	2	3	ENE	2	
玉山	3850.0	—	—	16.7	E	7	疾風	1	18	E	—	—	—	—	1	
臺南	12.7	31.3	N	14.3	N	7	疾風	2	12	N	—	3	15	N	17	
永康	11.0	25.0	N	15.3	N	7	疾風	2	14	N	—	2	21	N	8	
高雄	29.1	29.1	NNW	11.7	NNW	6	強風	2	16	N	—	3	1	N	8	
澎湖	9.4	30.5	NNE	21.7	NNE	9	烈風	1	7	NNE	—	6	17	NE	98	
東吉島	45.5	42.0	NNE	33.8	NNE	12	颶風	1	8	NNE	—	12	2	NE	259	
恒春	22.3	24.5	NE	14.0	NE	7	疾風	1	17	NE	—	3	15	NE	18	
大武	7.6	24.0	NNE	13.8	NNE	6	強風	1	11	NNE	—	2	9	NNE	17	
臺東	8.9	25.8	N	19.7	NNW	8	大風	2	10	NNE	—	2	16	NNW	7	
蘭嶼	323.3	59.0	NNE	47.5	NNE	15	颶風	1	5	NNE	—	2	24	SW	44	
新港	36.5	39.0	N	30.0	N	11	暴風	1	16	NNE	—	3	2	N	34	
花蓮	17.6	21.7	NNE	14.0	NNE	7	疾風	1	24	NNE	—	2	22	NNE	15	

(NNW)風；蘭嶼與澎湖亦為北北東風。由其風向分布，可知颱風中心未近本島。

風速每秒若超10公尺時，大樹枝搖動，為6級之強風，植物遇之即發生損害。本颱風各地平均風速每秒超過10公尺之時間，除外島外，以嘉義之43小時為最久，新港之34小時次之。淡水、臺南及大武均有17小時，恒春18小時，基隆14小時、臺中13小時、宜蘭11小時、高雄8小時、臺東7小時、臺北及阿里山只有2小時，風城新竹及阿里山各只有一小時，日月潭因地形關係，最大風速亦只有5.7m/s。

(二) 雨量分布

本颱風雖屬中度颱風，但所挾帶之雨量甚多，且因一直在本省海面滯留，東北部降水時間長達五、六天之久，而每小時降水超過十公厘之豪雨時間，鞍部有84小時，竹子湖86小時。茲將本局各測候所及民用氣象站十月二日至四日之雨量紀錄、整理、統計列表(表五)，並繪製雨量圖(圖4)如下：

由下圖表顯示，本颱風降水量分布之特點：(1)東北部豪雨區，尤其大屯山區。鞍部三日之間，降水達1,938公厘，豪雨時間(一小時降水超過10公厘之時間)達84小時；竹子湖降水1,755公厘，豪雨時間86

小時；淡水，降水達798公厘，豪雨時間34小時；盆地之臺北，降水391公厘，豪雨時間12小時；其次宜蘭濁水溪上游、及宜蘭平原，三天之降水量均超過600公厘，豪雨時間，宜蘭25小時，金六結30小時，蘇澳降水量達1,123公厘。(2)東部多雨，花蓮市327公厘，光復鄉352公厘；新港426公厘，豪雨時間，花蓮11小時，新港17小時。(3)中南部少雨。自臺中以南，東港以北、信義及阿里山以西各地之降水量，均在25公厘以下。臺中9公厘，嘉義6公厘，臺南13公厘，高雄12公厘。

(三) 災害分布

由上分析，中度颱風芙勞西滯留本省海面之結果，造成本省東北部嚴重之水災。茲將各縣市提供之「農作物氣象災害調查表」及「芙勞西災害報告表」，彙計列表(表六)如下：

由下表觀之，本颱風中心雖未登陸，但因停留在本省沿海達四十餘小時之久，且因艾爾西颱風災害嚴重，善後工作未完成，故災上加災，增加農作物之受害程度，有些縣份，兩個颱風災害調查，不能分開。茲分區敘述於下：

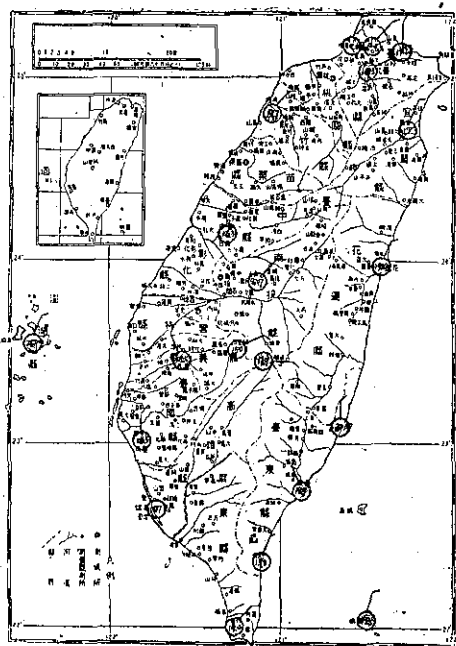


圖3：芙勞西颱風各地最大風向風速圖

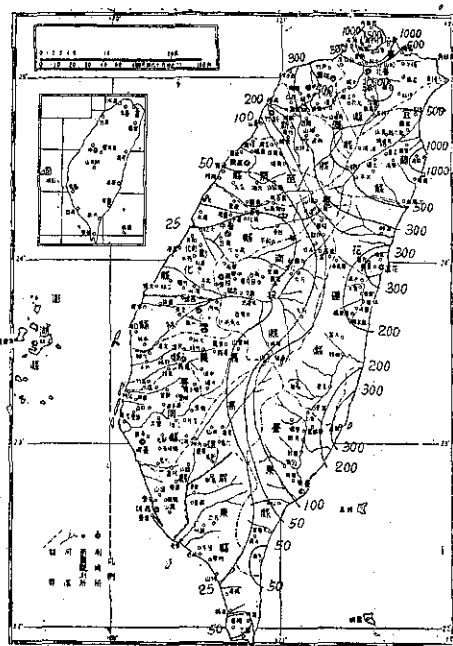


圖4：芙勞西颱風雨量分布圖

表五：民國五十八年十月二日美勞西颱風各地之降水紀錄

地名	海拔 (公尺)	降水量(公厘)				一時間最大降水量			一時間降水超過十公厘之時間		
		2日	3日	4日	合計	公厘	日	時	起	至	止 合計小時
*彭佳嶼	99.0	107.4	88.4	37.3	233.1	18.3	2	8.30-9.30	2日10時	2日13時	3
*鞍部	836.2	551.5	749.5	636.7	1937.7	47.8	2	14.00-15.00	1日17時	5日4時	84
*竹子湖	600.0	614.3	604.6	536.3	1755.2	43.5	2	14.00-15.00	1日15時	5日5時	86
*淡水	19.0	220.1	328.1	242.5	790.7	22.2	3	11.00-12.00	2日1時	4日22時	34
*基隆	3.4	138.7	118.2	60.5	317.3	14.8	2	9.00-10.00	2日9時	4日3時	5
*臺北	8.0	55.3	161.1	174.5	390.9	18.2	3	22.00-23.00	3日10時	4日19時	12
*文山	24.4	155.6	317.4	120.3	593.3	21.7	3	22.45-23.45			
新店	250.0	240.0	321.7	211.2	772.9						
龜山	72.0	165.0	170.0	160.0	495.0						
粗坑	257.0	137.0	269.0	122.0	528.0						
烏來	204.4	165.0	170.0	160.0	495.0						
金山	300.0	340.0	320.0	380.0	1040.0						
石門	170.0	172.7	212.4	99.0	484.1						
*宜蘭	7.4	179.0	227.3	258.5	664.8	23.4	3	23.00-24.00	2日1時	4日18時	25
*金六結	9.5	216.8	259.5	204.2	680.5	22.4	3	13.00-14.00	2日9時	4日19時	30
三星	140.0	314.0	545.0	—	859.0						
蘇澳	55.0	384.6	176.8	561.4	1122.8						
平鎮	17.3	111.0	244.0	198.0	553.0						
*新竹	32.8	49.2	101.1	76.4	226.7	7.6	3	8.08-9.08	—	—	—
新瀟	32.8	71.6	95.2	25.6	192.4						
玉峰	850.1	108.0	139.5	28.0	275.5						
五峰	100.0	138.5	148.0	24.0	310.5						
關西	245.0	152.8	178.6	75.2	406.6						
苗栗	48.0	28.1	37.5	11.3	76.9						
臺中	83.8	4.6	4.4	—	9.0	1.1	3	3.50-4.50	—	—	—
梧棲	6.0	17.5	23.0	—	40.5						
新社	470.0	0.5	—	—	0.5						
雙崎	660.0	0.5	0.5	0.8	1.8						
八仙	630.0	15.5	2.5	—	18.0						
彰化	15.8	6.6	6.3	—	12.9						
和美	8.4	10.0	4.8	—	14.8						
溪州	33.5	2.0	—	—	2.0						
永靖	30.2	3.3	—	—	3.3						
斗南	33.3	2.1	—	—	2.1						
*日月潭	1014.8	9.8	14.0	0.6	24.4	2.0	3	5.00-6.00	—	—	—
萬大	1200.0	32.0	7.0	—	39.0						
林內	121.0	2.7	—	—	2.7						
和水	987.0	27.6	1.7	—	29.3						
嘉義	407.0	9.3	—	1.4	10.7						
*嘉里	26.8	5.3	1.1	—	6.4	1.7	2	5.50-6.50	—	—	—
*阿大	2406.1	21.0	3.4	2.3	26.7	3.4	2	8.00-9.00	—	—	—
林	—	4.0	—	—	4.0						

大 麻 里	90.0	31.0	6.0	8.2	45.2						
*花 蓮	17.6	267.8	57.5	2.4	327.7	28.5	2	15.00-16.00	2 日 7 時——3 日 4 時	11	
溪 口	14.0	240.2	12.0	—	252.2						
鳳 林	—	204.5	10.8	—	215.3						
光 復	19.0	346.6	5.6	—	352.4						
瑞 穗	12.1	173.0	2.5	—	175.5						
大 南	160.0	28.0	—	0.9	28.9						
龍 溪	1265.0	190.7	2.0	—	192.7						
玉 山	3850.0	115.5	15.0	5.2	136.3	9.7	2	14.00-15.00			
澎 湖	9.4	T	T	—	T						
高 義	650.0	250.1	168.1	52.3	470.9						
巴 稜	1220.0	327.5	221.4	82.5	631.4						
玉 峯	770.0	148.4	82.7	22.8	253.9						
霞 雲	—	184.6	188.6	75.1	448.5						

東北部地區：在長時間暴風雨侵襲之下，臺北盆地及宜蘭平原發生嚴重之水災。受害最嚴重為水稻，臺北縣水稻田流失與埋沒達二百三十五公頃，折實害面積二百二十四公頃；浸水稻田達二千七百八十三公頃，實害面積為四百八十三公頃；受風雨害面積，為九千八百零八公頃，實害面積為一千四百六十六公頃，合計實害面積達二千一百七十四公頃，估計損失金額二千四百三十九萬餘元。陽明山管理局水稻田流失與埋沒達一百五十八公頃，浸水面積為一千零四十二公頃，實害面積為六百六十三公頃，估計損失九百餘萬元。宜蘭水稻田流失與埋沒雖只有八十五公頃，但淹水、浸水面積極大，估計損失金額達七千餘萬元。桃園與苗栗亦有流失與埋沒之水稻田，故損失亦嚴重。新竹損失較輕。其次蔬菜園因浸水及流失、損失相當嚴重。柑橘因受狂風久雨影響，落果折枝情形極嚴重，尤其陽明山柑橘損失金額達七百五十五萬元。

中南部地區：本颱風期間，中南部風力除嘉義達八級風外，其他各地在七級風以下，且雨水亦少，按常理不致有嚴重災害。但因受艾爾西颱風影響，農作物生活力未恢復，且值水稻開花、成熟期，故仍以水稻田受害面積最大，香蕉受害程度最高。

東部地區：本颱風期間，本島最大風速以新港之 30m/s 為最大，臺東之 19.7m/s 次之；降水量則較中南部為多，較東北部為少，故本區風災大於水災。農作物災害面積，因適值水稻抽穗開花期，仍以水稻田最為嚴重，臺東實害稻田面積，達一千一百餘公頃，

估計損失金額達一千八百餘萬元；花蓮實害面積為八百餘公頃，估計損失金額亦達一千餘萬元。

四、結 論

本省在一週之內，先遭受強烈颱風艾爾西之侵襲，繼受中度颱風美勞西之困擾，使東北部發生嚴重之水災；中南部發生嚴重之風雨災害；東部亦風雨為災。綜上統計，兩次颱風帶給本省之農業災害，共達四十九億一千九百三十三萬餘元。災害作物別：以水稻最為嚴重，估計損失 221,765 萬餘元；其次香蕉，估計損失 106,250 萬餘元；再次柑橘等青果，估計損失共達 60,064 萬餘元；甘蔗估計損失 44,268 萬餘元；蔬菜估計損失 34,682 萬餘元；其他雜作損失亦達 24,904 萬餘元。以受災縣市別而言，則以中南部損失最為嚴重。雲林估計損失 69,439 萬餘元，彰化估計損失 68,687 萬餘元，臺中（包括臺中市）估計損失 54,821 萬餘元，臺南（包括臺南市）估計損失 48,660 萬餘元，南投估計損失 47,759 萬餘元，屏東估計損失 46,241 萬餘元，嘉義估計損失 45,353 萬餘元，高雄（包括高雄市）估計損失 28,418 萬餘元，苗栗估計損失 23,347 萬餘元。其次東北部之水災及北部之風災。宜蘭估計損失 18,599 萬餘元，桃園估計損失 13,087 萬餘元，臺北估計損失 7,200 萬餘元，新竹估計損失 6,137 萬餘元，陽明山估計損失 4,202 萬餘元，基隆市損失 1,434 萬餘元。再次東部之臺東，估計損失金額為 6,007 萬餘元，花蓮估計損失 3,824 萬餘元（註六）。其影響國計民生及外匯收入至鉅。究其原因：（一）強烈颱風艾爾西橫穿本

註（六）：以上估計損失數字，係根據各縣市提供之「艾爾西及美勞西颱風災害報告表」統計而得，未經勘查，特此聲明。

表六：民國五十八年十月二日美勞西颱風農業災害損失表

作物別 被 害 程 度 地 點	水 稻				甘 蔗				其 他 作 物 △				香 蕉			
	被害面積 (公頃)	被害程度%	換算面積 (公頃)	估計損失 金額(元)	被害面積 (公頃)	被害程度%	換算面積 (公頃)	估計損失 金額(元)	被害面積 (公頃)	被害程度%	換算面積 (公頃)	估計損失 金額(元)	被害面積 (公頃)	被害程度%	換算面積 (公頃)	估計損失 金額(元)
臺 北 縣	12,627.70	17.2	2,174.26	24,395,197	—	—	—	—	497.60	44.6	163.64	2,377,200	—	—	—	—
陽 明 山	1,527.00	50.4	770.00	9,499,140	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
基 隆 市	4.80	5.5	2.62	11,390	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
宜 蘭 縣	19,587.60	35.1	6,869.90	70,438,800	—	—	—	—	1,144.70	46.0	345.45	2,214,400	—	—	—	—
桃 園 縣	27,050.70	20.6	5,586.80	73,745,760	—	—	—	—	5.60	100.0	5.60	84,000	—	—	—	—
新 竹 縣	3,810.00	21.1	805.00	11,914,000	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
苗 栗 縣	11,325.60	16.9	1,917.88	24,058,115	4.50	57.8	2.60	81,740	1,463.00	26.4	387.40	3,493,284	357.00	7.2	25.60	462,600
臺 中 縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
臺 中 市	2,998.00	10.0	299.80	5,354,428	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
彰 化 縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
雲 林 縣	50,411.00	17.2	8,674.89	141,747,703	8,904.00	3.9	349.15	10,369,755	17,159.70	38.2	6,559.59	51,277,080	—	—	—	—
南 投 縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
嘉 義 縣	30,513.00	12.5	3,819.61	62,412,427	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
臺 南 縣	30,651.00	6.2	1,903.90	33,508,640	20,952.00	3.6	754.27	37,713,500	5,316.00	5.2	278.25	3,887,280	—	—	—	—
臺 南 市	2,605.00	2.4	65.00	1,040,000	1,149.00	20.6	19.90	827,080	30.00	80.0	24.00	165,600	—	—	—	—
高 雄 市	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
高 雄 縣	7,469.00	9.6	710.01	8,952,989	176.60	19.8	34.94	2,548,733	—	—	—	—	4,720.00	80.0	3,775.92	139,709,040
屏 東 縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
臺 東 縣	5,621.95	20.2	1,133.51	18,090,820	—	—	—	—	1,159.00	26.2	340.77	2,753,775	222.90	38.1	85.02	3,443,063
花 蓮 縣	3,641.50	22.2	809.86	10,949,308	1.20	100.0	1.20	57,600	459.80	41.8	192.29	1,469,318	50.00	51.0	25.60	817,920
合 計	209,843.85	16.9	35,549.04	496,118,717	31,187.30	3.7	1,162.06	51,558,408	27,235.40	30.4	8,297.18	67,721,937	5,349.90	73.1	3,912.14	144,432,623

資料來源：各縣市提供之「農作物災害調查表」及「災害報告表」

註△：包括甘藷、落花生、樹薯、玉米、大豆、棉、麻、茶、竹筴、香水草等雜作及特種作物。

*：包括荔枝、龍眼、木瓜、蕃石榴、西瓜、鳳梨、桃、李等青果。

表六：民國五十八年十月二日美勞西颱風農業災害損失表（續）

地 點	柑 橘				其 他 青 果 *				蔬 菜				估 計 損 失 總 額 (元)
	被 害 面 積 (公頃)	被 害 程 度 %	換 算 面 積 (公頃)	估 計 損 失 金 額 (元)	被 害 面 積 (公頃)	被 害 程 度 %	換 算 面 積 (公頃)	估 計 損 失 金 額 (元)	被 害 面 積 (公頃)	被 害 程 度 %	換 算 面 積 (公頃)	估 計 損 失 金 額 (元)	
臺 北 縣	17.78	59.4	11.90	249,900	—	—	—	—	629.30	48.6	311.83	6,236,600	33,258,897
陽 明 山	539.00	47.6	257.00	7,555,800	—	—	—	—	255.00	100.0	255.00	7,681,500	24,736,440
基 隆 市	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11,390
宜 蘭 縣	1,200.30	14.0	107.30	4,837,000	81.10	13.7	11.10	205,200	250.50	49.9	125.15	1,877,250	79,572,650
桃 園 縣	—	—	—	—	—	—	—	—	308.30	50.0	154.15	3,391,300	77,221,060
新 竹 縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11,914,000
苗 栗 縣	752.30	7.9	60.26	1,935,012	350.00	14.4	50.50	716,500	451.00	46.6	210.30	3,738,274	34,485,525
臺 中 縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	災害輕微、受害數字併於艾爾西災害表中
臺 中 市	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5,354,428
彰 化 縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	兩次颱風合併調查
雲 林 縣	238.00	8.0	19.04	1,332,800	—	—	—	—	2,829.00	36.1	1,022.48	42,508,122	247,235,460
南 投 縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	未被波及
嘉 義 縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	62,412,427
臺 南 縣	1,093.00	15.0	163.95	4,426,650	684.00	10.0	68.40	2,462,400	—	—	—	—	81,998,470
臺 南 市	—	—	—	—	—	—	—	—	209.00	14.2	29.80	878,000	2,910,680
高 雄 市	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	兩次颱風合併調查
高 雄 縣	79.40	19.3	15.30	928,648	301.50	19.6	59.30	1,828,530	316.00	28.1	88.72	2,536,239	156,504,179
屏 東 縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	本颱風未造成災害
臺 東 縣	641.40	17.1	109.86	2,636,640	181.50	13.3	31.00	845,100	209.60	40.6	85.10	1,787,100	29,556,498
花 蓮 縣	68.90	23.0	15.67	369,812	2.00	100.0	2.00	50,000	117.70	33.0	38.92	772,950	14,486,908
合 計	4,630.08	16.4	760.28	24,272,262	1,600.10	13.8	222.30	6,107,730	5,574.80	41.6	2,321.46	71,407,335	861,659,012

省中部出海，全省均籠罩在其暴風雨圈內，地面水冲毀河堤，氾濫成災，地下水已達飽和狀態。(二)中度颱風芙勞西中心雖未登陸，但停留在本省海面太久，東北部豪雨將近一週，兼之地下已飽滿，不能滲透，遂造成嚴重水災。(三)颱風侵襲時，適值中南部水稻抽穗開花，風吹雨打，影響稔實率；香蕉亦在開花成熟期

，蕉身高、蕉穗大、果軸重，阻風力大，故易倒伏。(四)艾爾西災害未恢復，冲毀之防波堤及河堤尚未整修，芙勞西接踵而至，故災上加災，增加災害程度。(五)本省地勢特殊，坡度陡峻，河短流急，河床污積，一旦山洪暴發，即造成水災。

臺灣區域冬半年連續三至六天惡劣天氣型研究*

王 時 鼎

On the Synoptic Features Associated with Three to Six Consecutive Rainy Days in Taiwan during Cold Season

Shih-ting Wang

Abstract

This paper concerns itself with the extended forecast method specifically designed for Taiwan and the nature of extensive rainy weather as well. In treating these problems, at first, all the cases of rainy weather lasted for 3 to 6 days, totalling 67 cases, were collected in the periods from October to April, 1956-1969. Then, the upper and surface synoptic charts corresponding to these 67 cases, which have 288 days in total, are used for investigation with an attempt to identify the specific features governing rainy weather of 3 to 6 days in Taiwan. The synoptic features of more than 6 consecutive rainy days have already been investigated by the author. In addition, daily atmospheric soundings, daily sequences of the meteorological parameters for standard pressure levels, and composite time cross section, at Taoyuan in Northern Taiwan are also used as an aid for this study.

After detailed analysis of these 67 cases, it is found that five fundamental categories of synoptic patterns can be classified. They are listed as follows: (1) polar high-typhoon combination category, (2) frontal activity category, (3) air mass category, (4) Taiwan low category, (5) waves occurring south of 35°N other than Taiwan low. Furthermore these 5 categories can also be subdivided into 24 types based on the different synoptic sequences shown in these cases, which can be used as a guide to practical extended forecast purposes. In addition, it is found that each category of synoptic patterns has an obvious monthly distribution in frequency and has different regional distribution in weather condition. And some other related statistics are also brought out.

From the individual study of these 67 cases, we have found that there are certain important broad synoptic features associated with the persistent rainy weather in Taiwan. Among them, notable are as follows: (1) passage of the extremely broad pressure waves in the upper troposphere, (2) passage of the very stable upper troughs in the southern belt

*本研究之完成得國家科學委員會之補助

of westerlies, that even can be tracked back to the west of Tibet plateau, (3) Taiwan low usually developing in the south of the polar high in middle latitudes, (4) the specific synoptic situations favorable for non-frontal extensive rainy weather in Taiwan, and (5) E-W oriented convergence zone in the lower atmosphere south of 35°N latitude in relation to the persistent rainy weather in this area. Certain examples for these features are also discussed.

一、前言

本文係發展臺灣區域長期預報方法及其對長期天氣變化本質瞭解的一項嘗試與努力。係繼筆者所寫「臺灣區域冬半年長期惡劣與良好天氣型」一文之第二篇研究。臺灣區域由於下述事實：(1)地處中低緯度之衝，在冬半年，中高緯度及低緯度之氣壓系統均可同時影響臺灣；(2)境接最大海洋與陸地邊緣，氣溫及水汽含量均可發生顯著變化，並呈明顯對比；(3)全島為山脈縱貫，(4)冷暖洋流毗鄰流經此間，而使影響天氣變化之因子特為複雜與顯著。實際上，冬半年臺灣地區，較諸我國其他區域更易出現持續性之惡劣天氣型，亦為經驗之事實。本文擬就空軍氣象中心所保有極其完整之各種氣象資料，就最近十四年來連續三至六天之惡劣天氣型及其造成持久天氣之原因，作一有系統性之研究與分析。

二、研究方法說明

首先必需說明，本文所稱之冬半年係指十月至翌年四月內之期間而言。因該時期，臺灣區域在低層主要均屬源於極地高壓之東北季風控制，在高層則屬「高空極地西風」之範圍，自成一完整體系，故統稱為冬半年。另外此處之研究特以指定三至六天之期限而言，此主要係屬「展期預報」之範圍。且為期逾六天者，已在上所引述之文中，列作研究對象。此為本文採用三至六天期限之原因。

本文研究重點與上所引述之文中最為顯著之不同處在，為期達七天以上之連續惡劣天氣係着重與高層大規模環流型式特徵，諸如：環流指標變化，西風帶南北位移，環流極 (Circulation pole) 位置、強度、與偏心情形 (Eccentric)，阻塞，長波型態等現象之關聯。藉明較長時間天氣現象預報之可能性。而本文則着重對低層氣壓系統間關係之研究，及何以造成惡劣天氣直接原因之分析，俾對展期預報問題及其本質有更佳之瞭解，並作實際預報之應用。所用資料時間包括自民45年1月開始至58年4月止指定之冬半

年各月。資料項目甚多均專為本中心發展長期預報目的而作者，其中包括：

(一)歷年臺灣各地逐時天氣一覽圖——係專設計用作天氣預報研究者，因單純利用逐日降雨，而非逐時降雨資料並不能指示降雨係屬連續與否。例如，某地紀錄指示某一月份逐日均有降雨，但此並不即指示該月全月均屬連續降雨。故對本研究目的言，需有逐時降雨資料。

(二)歷年桃園、東港、馬公三地之逐日探空屬性曲線分析圖，中並附小天氣圖及臺北雨量——因此項資料最能表明與降雨之直接關係。

(三)上述三地自 1000 mb 至 200 mb (民57年後並延伸至 10 mb 層) 各氣壓層高度 (H) 及溫度 (T) 逐日連續曲線圖——藉本項資料可獲知惡劣天氣期間，行經臺灣上空氣壓系統動態、強度、垂直結構，及異常現象等。

(四)上述三探空站歷年逐日高空風 (民57年之前為自地面至60,000呎高度，該年以後至100,000呎高度) 及各等壓面層高度變化時間剖面圖——藉此可獲知經過臺灣上空地面與高空系統三度空間之詳細變化，風場變化，輻散，輻合型式，及與降雨之「定量」關係等。

(五)歷年高低氣壓及颱風路徑圖。

(六)歷年逐日天氣類型圖，中含地面及 700mb 圖型式，桃園探空及臺北天氣。

(七)空軍及日本氣象廳為各種目的所作各式地面與高空天氣圖。後者印行之 500mb 圖並為半球性者。

研究方法及過程係為自民45年1月起 (因該時以後，可收到大陸氣象資料，大陸區域之天氣圖能準確繪出) 至58年4月止之冬半年各月，臺灣各地逐時天氣一覽圖中，擷取合乎條件之全部例證，而後配合上所引述之該時期內各種資料圖表，以求出三至六天連續降雨之諸天氣圖形式，分別加以歸類，並分析各類天氣型之降雨原因，及其他有關現象，予以檢討，並求得其結論。

表一、臺灣區域冬半年連續三至六天惡劣天氣資料表 (民45.1—58.4)

編號	起 始 時 間			持續日數	天氣圖特徵 (代 號)	日 雨 平 均 量 (mm)	日 雨 最 多 量 (mm)	日 雨 最 少 量 (mm)	降及區連域分佈性(代號)	備 註
	年	月	日							
1	45	1	1	3	(P _B) F _C →CG	13.3	20.0	3.0	Ⅲ	L. I (低指標)
2		1	6	4	F _C →F _S	3.3	7.0	T	V	L. I ⁺ →H. I (低轉高指標)
3		1	11	5	cPw	5.5	18.0	T	V	双槽 (10, 12日) (U.T)
4		3	8	4	双 C. G	13.1	48.4	0.7	Ⅳ	L. I ⁺
5		10	3	3	F+T. D.	(24.5)	(37.8)	(15.5)	V	有高空槽 (U. T)
6	46	3	4	4	F _C →C. G	9.0	14.3	1.6	Ⅲ	双 U. T.
7		10	16	3	F _C (L. I)	30.9	56.4	1.3	Ⅲ	鋒前有強西南風
8		11	11	6	F→E _s	1.2	4.6	T	V	颱風 KIT
9		11	24	3	C. G	10.0	16.8	5.1	V	
10		12	28	4	F _C →F _S	1.2	1.8	0.5	V	L. I→H. I
11	47	1	14	6	F _C →F _S	7.3	12.2	T	V	L. I
12		1	29	5	F _C →C. G	5.0	11.7	T	Ⅲ	L. I→H. I, 双 U. T
13		2	16	4	C. G	19.3	42.2	0.7	Ⅲ	
14		3	26	3	P _Y →F _C	11.0	25.7	3.6	I	H. I→L. I
15		11	5	4	cPw	5.3	13.8	T	V	H. I 及 U. T
16		11	18	5	cPk	2.8	3.8	1.4	V	L. I
17		12	12	4	C. G	20.4	62.7	T	Ⅱ	高緯度 L. I
18		12	27	4	F _C →F _S	6.8	11.9	0.5	Ⅲ	
19	48	2	6	4	P _Y →F _C	7.8	13.6	0.5	V	
20		3	12	4	F _C →C. G	10.9	26.8	0.9	Ⅱ	双 U. T
21		4	24	5	P _F →F _C	19.9	67.6	0.2	I	南部天氣特劣
22		10	12	5	cPk+E _s	22.0	60.8	T	Ⅲ	有強風, 颱風 Charlotte
23		11	9	5	F _C →E _s	9.0	19.8	1.1	Ⅳ	有強風, 颱風 Emma
24		11	17	3	E _s →F _C	27.2	67.1	1.8	Ⅱ	颱風 Freda
25	49	3	31	5	(P _Y) F _C →C. G	12.4	16.1	5.5	I	H. I→L. I→H. I 及双 U. T
26		4	27	5	P _F	9.7	22.0	3.2	Ⅱ	H. I, 高空西風偏南
27		10	6	4	cPk+E _s (非)	5.2	10.2	1.5	V	颱風 KIT
28	50	10	1	3	cPk+E ₁	6.6	11.6	3.4	V	颱風 Tilda
29		12	30	3	C. G	33.0	47.6	8.7	Ⅱ	L. I
30	51	1	6	4	C. G	10.1	19.6	1.0	Ⅱ	L. I
31		2	11	4	(P _Y) F _C →F _S	4.8	6.8	3.4	V	L. I, 双 U. T
32		2	24	6	(P _F) F _C →C. G	8.4	22.8	T	I	H. I→L. I, 双 U. T
33		3	20	5	(P _Y) F _C →C. G	25.1	35.4	6.6	I	Wu 偏南, H. I
34		10	1	6	E _s →F	6.4	19.2	T	Ⅱ	Wu 突入 Eu 之例, 颱風 Dinah
35		11	8	4	F _C →F _S	5.5	16.0	1.5	Ⅱ	L. I→H. I, Wu 降低
36		11	21	4	(P _Y) F _C	2.1	5.1	0.2	V	L. I, 200mb 層僅小槽
37		11	26	6	(P _B) F _C →F _S	3.5	5.5	T	Ⅲ	L. I→H. I, 高空巨槽
38		12	15	3	C. G	1.4	2.6	T	V	C. G 不發展
39	52	2	8	5	F _C →C. G	2.6	7.3	0.1	V	双 U. T
40		11	29	6	F _C →C. G	6.9	20.7	0.6	Ⅱ	H. I
41	53	1	1	3	F _C (H. I)	6.6	17.5	T	V	

42		1	13	3	F _C (L. I)	22.3	38.6	13.5	V	高緯 L. I, 鋒前西南風
43		10	8	4	F+E ₃ (非)	19.1	30.0	10.2	II	颱風 DOT
44		12	25	4	cPw	3.0	5.6	0.4	IV	太平洋高緯「阻塞」
45	54	1	2	6	雙 C. G	20.6	46.8	3.9	II	Wu 遠偏南, L. I++
46		10	4	3	P _F →F _C	19.6	36.7	T	V	主要為鋒前雨
47		11	20	3	F _C (H. I)	7.9	14.8	0.6	V	
48	55	2	11	3	F _C (L. I)	4.7	9.6	T	V	
49		2	22	6	F _C →C. G	11.5	30.7	0.5	II	L. I→H. I
50		3	25	5	南 海 波	8.1	19.1	0.8	V	高緯阻塞
51	56	1	23	3	cPw	1.6	3.8	0.3	V	南海地面槽北伸
52		1	29	6	F _C →C. G	8.0	22.9	2.7	II	強 SW 風上滑 NE 風之上
53		2	24	6	F _C →F _S	8.7	35.1	0.5	V→II	850 mb 有輻合區
54		3	21	3	F _C (L. I)	14.9	26.0	1.4	V→III	" " "
55	56	4	1	5	P _F →F _C	16.4	55.1	T	V→II	850 mb 層有輻合區
56		10	3	4	cPw+T. D	6.6	16.0	0.7	III	季風逆溫不顯
57		10	24	4	cPk+E ₃	10.2	29.4	T	V	颱風 Dinah 在東方轉向
58		11	3	5	cPk+E ₃ (非)	7.5	16.2	0.2	V→II	Emma 過菲島西行
59		11	15	4	cPk+E ₃	23.7	54.9	T	V→IV	Gilda 過臺灣中部
60		12	2	3	cPk	4.9	7.6	T	V	L. I 並 U. T 過境輻合
61	57	4	11	3	F _C (L. I)	7.0	16.2	T	V	
62		4	19	3	C. G	8.9	21.0	T	II	南支槽可追溯到阿富汗
63	58	1	1	6	F _C →C. G	2.3	5.4	T	III	中亞阻塞, Wu 偏心
64		1	11	6	F _C →C. G	3.9	10.3	0.2	III	L. I, Wu 偏南巨槽型
65		3	6	6	雙 C. G	14.8	47.2	0.2	V	850 mb 有低壓 11日 CG 加深
66		3	29	3	F _C (H. I)	3.0	6.8	0.3	II	Wu 寬並偏南
67		4	13	5	P _F →F _C	0.7	1.7	0.3	V	

說明：(一)天氣圖特徵：P_E—東海波，P_F—長江波，P_F—華南波，F—寒潮之冷鋒，F_C—冷鋒，F_S—駐留鋒，
(代 號) C. G—新生臺灣波，cPk, cPw 冷(暖)海迴歸冷氣團，T. D—熱帶低壓，E₃ 巴士海峽及以
南西行颱風，E₆ 臺東方海上北行颱風，E₁ 臺北方海上西行颱風 E₃ 在恒春以南轉東北颱風，
H. I (L. I) High (Low) Index. E₃ 穿過臺灣中部西行之颱風

(二)降雨連續性
及分佈代號：I—北，中，南部均有連續降雨，II—全區有雨持續性稍次，III—北部連續雨，中南部間有雨，
IV—僅北部有連續雨，V—降雨主要在北部，且多屬非連續雨為主。

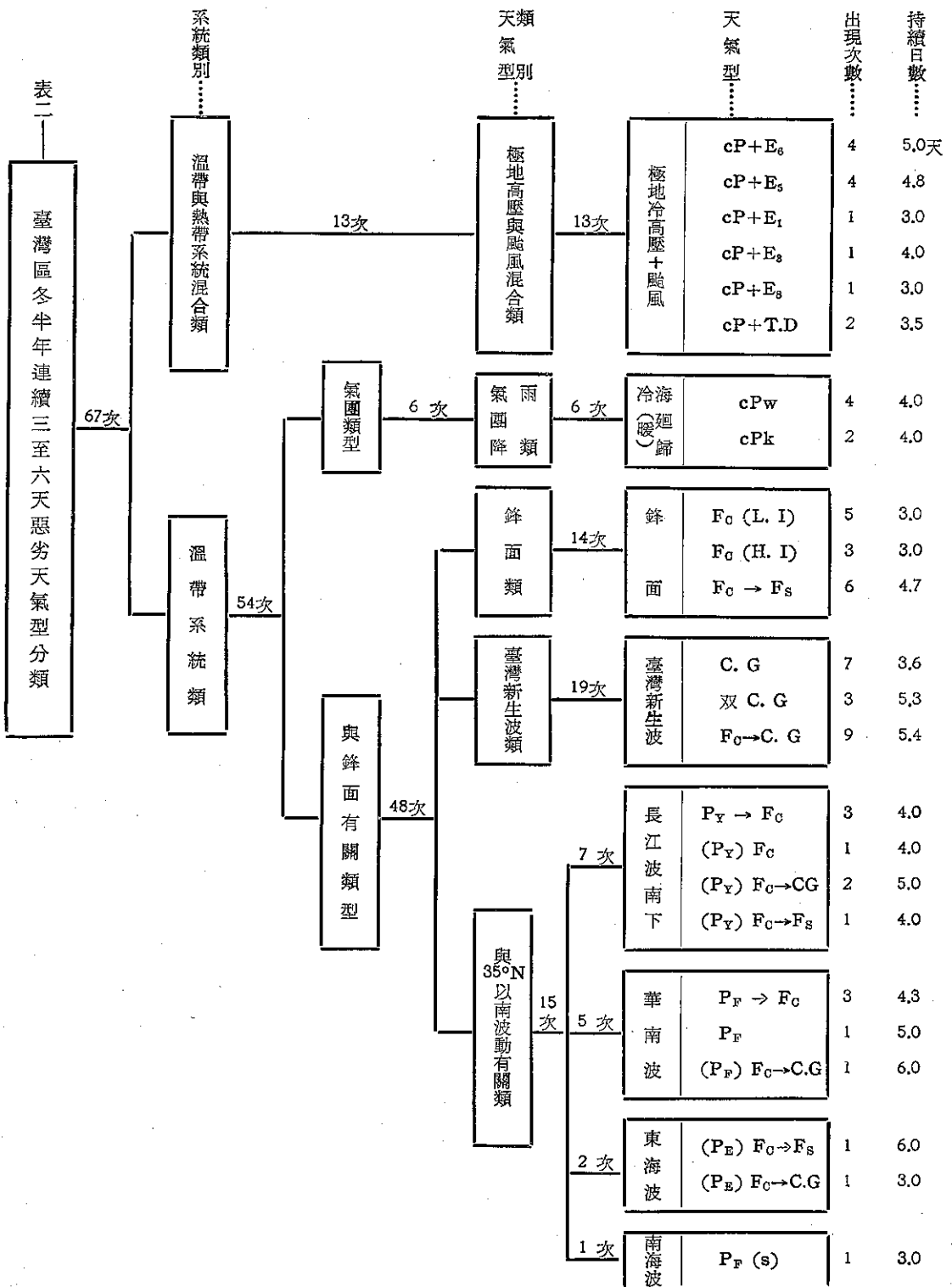
(三)其 他：U. T=Upper Trough, Wu=Upper Westerlies. Eu=Upper Easterlies

附括號之雨量為大漢溪平均雨量，其他均為臺北松山機場者，資料時間十月至翌年四月止。

三、過去十四年中連續三至六天惡劣 天氣型統計分類

在過去十四年中(民45年1月至58年4月)計連續出現惡劣天氣在三至六天以內者凡67次，合共288天。有關該67次個例之資料，按其出現先後，例如表一。表中項目包括出現次序編號，發生年、月、日，持續日數，天氣圖特徵，實際雨量，及降雨區域分佈等。至有關同時期之高空天氣圖特徵則列於「備註欄」中。另外在最初統計時，並作有各該時日之探空屬性型式，各重要等壓面層溫度、高度逐日變化曲線

，及高空風與各等壓面層高度變化時間剖面圖等，藉供各天氣圖型式與降雨關係之探討。因製作不便，故予略去。惟在後各節中仍將摘要討論之。藉表一，可略見影響臺灣區域連續三至六天惡劣天氣之實際天氣圖型式。計在67次之例中，大別之可分為兩類，即：
(一)熱帶系統與溫帶系統複合類，此主要為颱風與極地冷高壓之複合；(二)溫帶系統類。其中溫帶系統又可分為四類，即：(a) 氣團降雨類，(b) 鋒面類，(c) 臺灣新生波類，及 (d) 與 35°N 以南波動有關類。以下再細分為各種天氣型。計67次之例中，共可分為24



註：各天氣型代號見表一之「說明」部份。

種型式。該各型式名稱，及其出現次數與持續日數等詳列如表二。有關各天氣型之討論，則另見下述。

四、冬半年連續三至六天惡劣天氣型討論

上述24類天氣型中，計又可歸併為五大類（參見表二「天氣型類別」欄）。大體言，該五大類在天氣圖型式及天氣之區域分佈上，均各有其個別特徵。本節避其繁瑣，而僅以該五大類之討論為主。

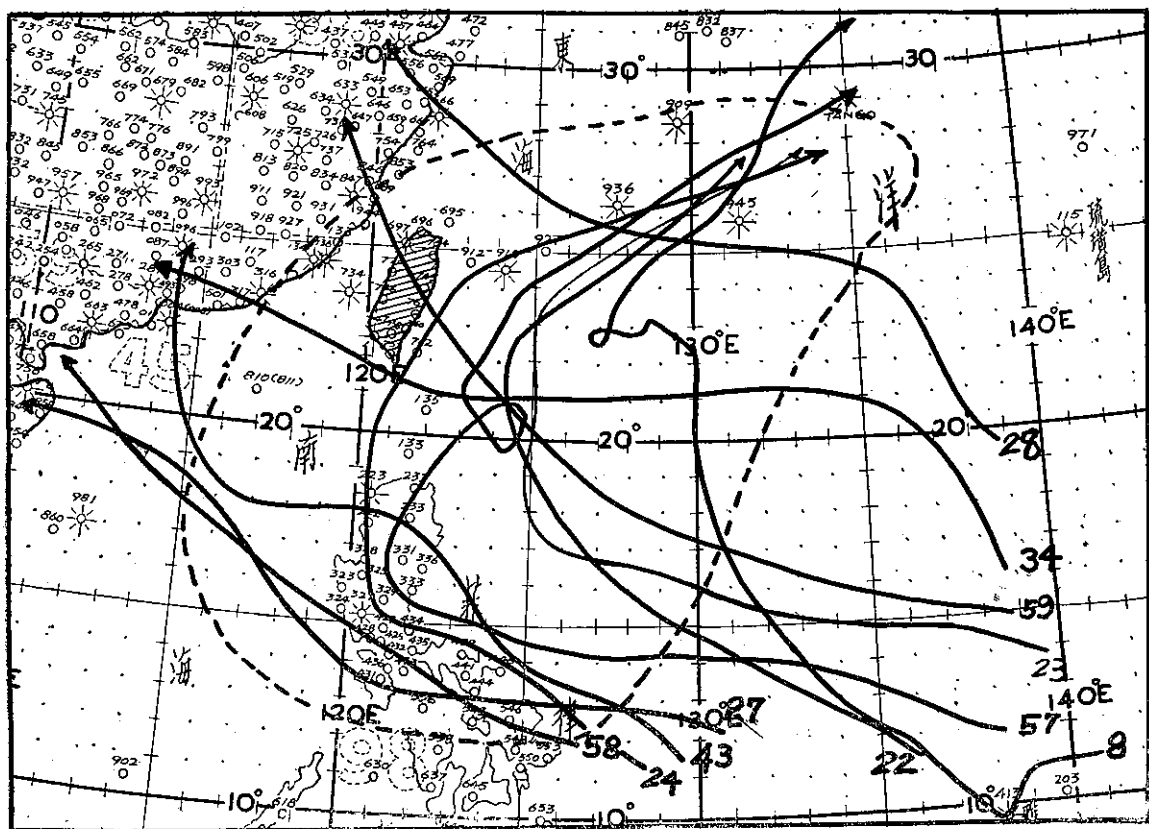
(一) 極地高壓與颱風複合類

本類型在取樣期中，共出現18次之多。另外最近年來，有三次造成臺灣東北部及北部嚴重水災之例，即：民56年之解拉(Carla)，民57年之艾琳(Elaine)，及民58年之芙勞西(Flossie)，因降雨時間均逾6天，尚未包括在內。由此可見中低緯度氣壓系統交綫對本區之惡劣天氣影響之重要。該13次之例中，2次屬熱帶低壓，其餘11次均為颱風。有關11次颱風資料參見圖一。圖中除包含在臺附近各次颱風之路徑型

式外，並附影響臺灣區惡劣天氣時之颱風中心位置範圍。一般言極地高壓影響下之颱風，由於峻急氣壓梯度區之局部擴展，並引入鋒面幅合區，故其對臺灣天氣之影響，每遠較單純情形者提前並持久。有關本類型之天氣圖及其探空屬性，此處茲舉編號第43之民58年10月8—11日杜特(DOT)颱風者為例，參見圖二。藉圖可見該次颱風強度並不大，且係在呂宋島北部向西移動，顯距臺灣北部甚遠，但由桃園探空曲線可見，於700mb層以下，隨颱風相對位置不同，而有極顯著之冷暖空氣平流現象發生。在該例情形下，雖颱風本身範圍並不大，其封閉環流圈尚未影響臺灣，但臺灣全區均有連續降雨。

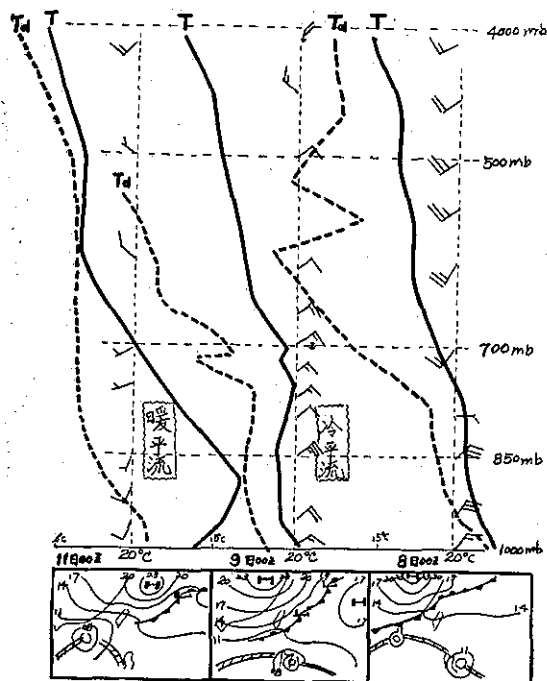
(二) 氣團性質之連續降雨類（或稱非鋒面性質降雨類）

本類型亦同颱風類，就中國區域言，特以臺灣區為最顯著。其中又可分為兩型，即：在琉球以東洋面之暖海迴流cPw型，與在琉球以西冷海迴流之cPk型。但無論cPw與cPk，其有一共同特徵，即在其



圖一、45-57年冬間影響臺灣區連續三至六天惡劣天氣之颱風路徑型式，粗虛線示影響臺灣天氣時颱風中心所在位置之範圍，圖中附颱風編號，詳細資料見表一。

Fig. 1. Typhoon tracks and positions causing 3 to 6 consecutive rainy days over Taiwan in cold season, 1956-1968.



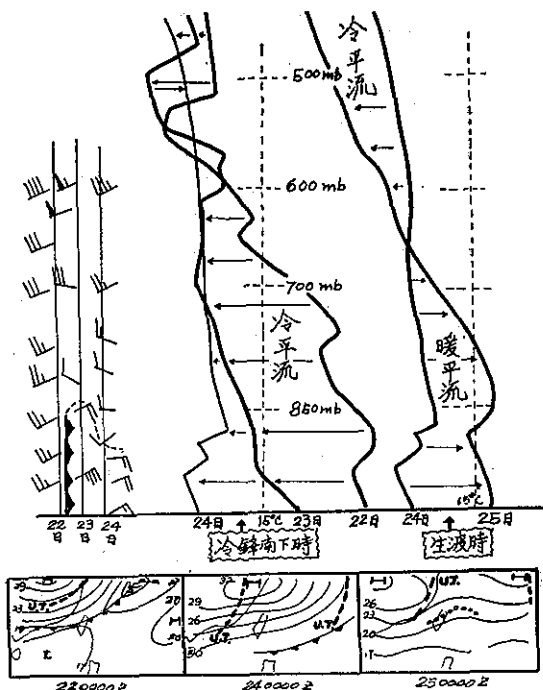
圖二、極地高壓與西行颱風複合類之天氣圖型式及大氣屬性變化(桃園資料)，時間為民53年10月8-11日，藉圖可見低層冷空氣之顯著平流現象。

Fig. 2. Synoptic sequence of polar high-typhoon combination type attached with soundings at Taoyuan, Oct. 8-11, 1964.

氣團屬性之時間與空間分佈上均極穩定。此為與此處所述控制臺灣三至六天惡劣天氣之其他四類型式之最大不同處。有關該兩類型式，筆者曾就民47年11月兩次之例作過檢討(三)。其中並附有該兩類氣團屬性型式及演變情形，以及地面與 700mb 圖型式，故此處不擬另作舉例。在本取樣期中，該兩類天氣型共出現六次。就各該例細加分析，其伴隨之高空圖型式，或間多不同，惟地面圖型式則略呈一致。中高緯度有穩定並強大之冷高壓存在，進抵臺灣之氣流均具長距離之海洋軌跡，強度逾常，並極穩定。

(三) 鋒面類

此處所稱鋒面，在本季節言，一般均指寒潮南下時前緣之冷鋒或停留鋒而言。在冬季臺灣區域主要天氣之產生均與此有關。一般言，我國其他區域，在本研究所定之時期內(十月至翌年四月)，甚少有一鋒面能影響一地達三天以上之惡劣天氣者。然臺灣情形例外。南下至此間之鋒，一般均具顯著之氣團對



圖三、鋒面類轉臺灣波類之實例(民55年2月22-25日)。地面圖中並附 700mb 槽線，注意桃園探空所顯示低壓發展時之低層增溫與中層冷卻現象。

Fig. 3. Synoptic sequences showing frontol activity type and then Taiwan Low type attached with soundings at Taoyuan, Feb. 22-25, 1966.

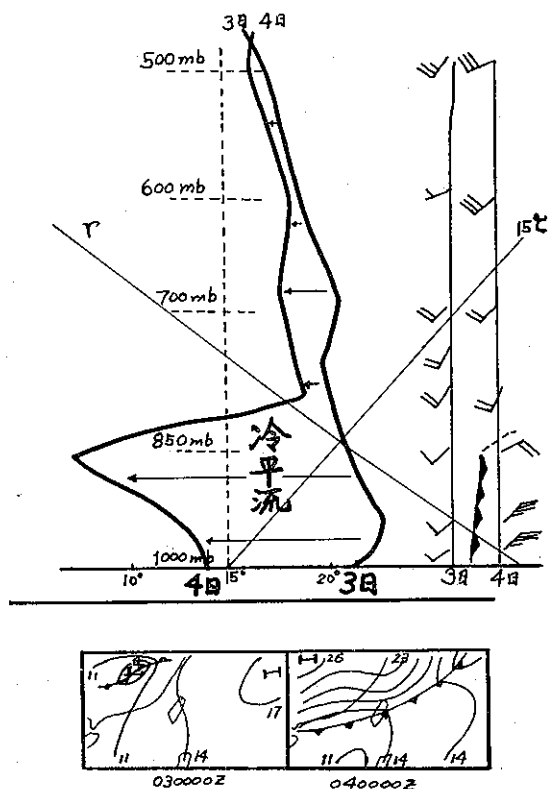
比，且速度類多減緩，間或呈停留。故在三至六天之連續降雨資料中，單純鋒面性質降雨仍佔極大比例。計67次中出現14次，約佔五分之一弱。分析該14次之例，計低指標情形下5次，高指標情形下3次。惟此處所稱之「高指標」應略加說明。通常此時，高空西風帶均略偏南，但氣流仍屬緯流 (Zonal) 型式，故仍稱高指標。另外，由冷鋒轉滯留鋒 (Fc→Fs) 者6次。此類多在低轉高指標情形下見之。吾人區域鋒面長時間連續降雨時之最顯著特徵，除低層有新鮮之極地冷氣團繼續產生湧動 (Surge) 外，高空西風層內亦見有顯著之冷平流現象(因西風帶面移)。圖三所示即為一典型之例。由該圖上方之探空型式，可見在 550mb 層即約 5 公里以下，均顯有冷平流現象(惟自地面向上遞減)。以低層冷暖氣團交綫顯著持久，故降雨連綿。另外必需說明者，通常僅極穩定之冷暖氣團交綫，降雨才能持續至三天以上。一般情形均在二天以內，即在短期預報範疇內。

四、臺灣新生波類

以言臺灣區冬半年連續三至六天降雨，本類為最重要之型式。此不但就其出現之次數言，就天氣之惡劣程度及區域分佈言，亦為真實。計在該67次之例中，本型佔19次之多。另外與 35°N 以南波動相伴出現者4次。合計共23次，出現比例為三分之一強。再就降雨惡劣程度言，計共23次全區惡劣級之降雨（參見表一中之第八項），與本型有關者則達12次，約二分之一強。檢查本類型天氣圖之演變程序，大體言均有一定型式可循。在地面圖上一般均與寒潮南下有關（參見表二）。通常約在寒潮冷鋒過境後二至四天出現為最頻。此時類多臺灣之北有一頗大寬度之地面東風帶，並具顯著之水平溫度梯度及氣流之氣旋式曲度。在上層一般言，係在兩種型式下出現。其一為南支西風槽移出情形下，類多在極端低指標時。另一類則與北支西風槽相聯，但此一般均為繼伴隨冷鋒高空槽後之第二次槽線過境時。圖三所示亦為冷鋒（寒潮）之後產生臺灣波之例。注意此時臺灣北部探空型式之演變，一般幾均屬低層有顯著暖平流現象，700 mb 層以上則屬冷氣平流範圍（參見圖三右方之探空曲線演變）。因在冬半年冷氣團控制時，每有明顯季風逆溫，層序穩定。僅由此種型式演變可使整個氣層轉趨不穩定，造成大規模之垂直運動（此所以在此型式下臺灣全區均有連續降雨），並誘生臺灣波。有關於此，僅討論至此為止。

(四) 非臺灣波之 35°N 以南波動類

本類型亦同臺灣新生波型，為臺灣區連續三至六天惡劣天氣之主要型式。且就其對臺灣天氣惡劣程度及分佈範圍言，其重要性間較臺灣波類更有過之。在本文所研究之67次個例中。其中5次臺灣區天氣最屬惡劣（見表一內之“1”級天氣），完全均出現於本類中。且本類發生次數達15次，僅次於臺灣新生波者。在該15次中，計：長江波南下類7次，華南波過境者5次，東海波2次，南海波1次（註：此處所述係僅與三至六天惡劣天氣有關者，至臺灣惡劣天氣持續達7天以上者，主要幾均與本類型式相聯（-））。上述各區波動影響臺灣時，除南海波外，幾均與波後氣流大規模之位置調整（主要為寒潮爆發）有關。惟本類與單純之寒潮過境或臺灣新生波型，在天氣圖形式及探空曲線型式方面均有顯著之不同（圖四）。就天氣圖而言，本類之冷鋒過境前後，每有風向與溫度之突變。且在所有溫帶系統中，僅本類之鋒面過境時，有最顯著之氣流幅合（產生臺灣波之初期，暖區幾均不



圖四、華南波類鋒面過境之地面天氣圖及桃園探空屬性變化之例（民56年1月3-4日）

Fig. 4. Synoptic sequence of South China Low type attached with soundings at Taoyuan, April 3-4, 1967.

顯，此亦為臺灣波之特徵——參見圖三）。至其探空曲線型式亦自成一類，可參見圖四之上部。該圖與圖三大規模寒潮爆發冷鋒過境情形，恰成有趣之對比。即：此處之例，最大之熱力平流僅出現於低層東北風範圍內，而後者却可明顯擴及高空西風層內。

六、各類天氣型之天氣分佈

以上五主要天氣型類別之分類，除依賴天氣圖型式外，其天氣分佈，亦為考慮因素之一。例如：在溫帶系統中，與鋒面有關之三主要類別內，其特徵均為冷鋒過境或冷空氣南下。但很明顯的，單純冷鋒過境與氣旋波相聯之冷鋒或臺灣附近產生新生波時之冷鋒過境，其間天氣顯有不同。考慮此項因素，故進一步又分：鋒面類（其相聯之主要波動限在 35°N 以北者），臺灣新生波及 35°N 以南波動過境等三類。有關各天氣型之天氣（此處係指降雨），以其持續程度及區域分佈範圍不同等為依據，計可分為五級，並分別予

表三、各天氣型降雨之區域分佈及持續程度統計
(資料時間民45年1月至58年4月，詳細資料參見表一)

天 氣 型	總 次 數	全區均有連續 降	全 區 有 雨 持 續 性 稍 次	北部連續雨 中南部間歇雨	北部連續雨 中南部無雨	僅北部有雨
極地冷高壓與颱風複合	13		4	2	2	5
氣 團 類	6				1	5
鋒 面 類	14		3	3		8
臺 灣 新 生 波 類	19		9	5	1	4
長 江 波 南 下 類	7	3				4
華 南 波 類	5	1	2			2
東 海 波 類	2		2			
南 海 波 類	1					1

以歸類，詳見表一中第十欄所示。另外並作分類統計，例如表三。以下茲就上所述及之五主要類別之天氣分佈情形作一簡述。(另外此處需予說明者，臺灣東部降雨，對天氣型演變關係遠不若地形者之密切，故本文均不列入統計與討論。)

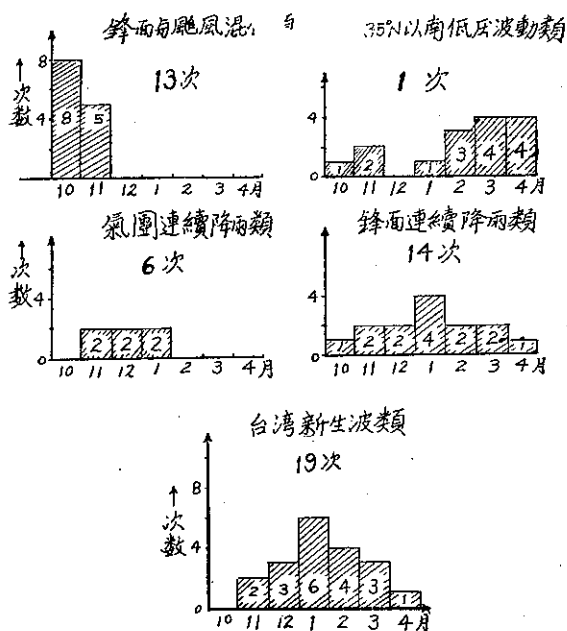
(一)極地高壓與颱風複合類——本類天氣之產生主要為極地高壓之東北季風與颱風環流兩者所造成之強勁風力，復受如地形影響造成。雨區一般僅限臺灣北部(參見表三)。惟當 $cP+E_0$ 類(在巴士海峽或以南西行颱風)過境時，因隨時間有極顯著之不同熱力平流發生(見圖二及上節討論)，故臺灣天氣常為全區惡劣。過去共四次之例，除 No. 27 外，餘均如是。以上係指受颱風外圍影響情形下而言，當然颱風直接侵襲時又例外。

(二)氣團類——此處共六次之例中(四次暖海迴流，二次冷海迴流)，雨區均不變地僅局限臺灣北部。

(三)鋒面類——就十四次之例中列入末級(參見表三)者佔8次，達半數以上。最強為“II”級，佔3次。大約言，如850mb有顯著輻合區在臺灣者，則全區劣，例如 No: 66(參見表一)。以及高空極地西風降低，風速增大，並有明顯之高空槽相偕時，亦為全區均劣，例見 No: 35。其他情形之冷鋒過境，惡劣天氣均僅局限於臺灣北部。

(四)臺灣新生波類——就19次之例中，9次屬“II”級(全區天氣均劣，惟次於“I”)，約近二分之一。其餘屬“III”級者5次，“IV”級者1次，末級“V”者4次。大約波動在臺灣或以西生成者，全區必劣。在臺灣之東、東北，或東南附近生成者，其降雨分佈則較窄。此所以本類之例中，計有5次，其惡劣天氣係局限於臺灣北部。

(四)非臺灣波之 $35^{\circ}N$ 以南波動類——本類型天氣之最大特徵，為降雨較上述其他任何一類為猛烈，且在鋒面接境之前已可有陣性雨發生。計在過去14年之例中，5次最惡劣，分佈最廣之“I”級降雨均為本類所獨佔。另外其他10次本類降雨中全區劣者4次，僅北部劣者6次。此項區域分佈之差異，係決定於波動過境時型式(中心過境或僅鋒面過境)，及氣流輻合之程度。(按通常僅本類過境時，有較著之氣流輻合。)



圖五、民45-58年五類基本天氣型逐月出現頻率圖

Fig. 5. Monthly frequency distribution for five basic Synoptic Categories, 1956-1969.

七、各類天氣型之逐月分佈及變化趨勢

由表二之統計可見各類惡劣天氣型，在過去14年中之出現次數分佈，甚見懸殊。吾人如進一步審視各天氣型次數隨月份之變化，其出入更大。惟大體言，却甚見規律性，並甚具預報之參考價值。茲將該項資料之逐月分佈情形，例如圖五，並作要略之說明。

(一)極地高壓與颱風複合類——極為集中，僅出現於初冬10、11兩月。吾人如再就其基本資料作一調查（參見表一），發現其出現且有逐年之變化趨勢。計共13次之例中，出現於民48年初冬者凡8次，56年初冬者凡4次，合佔半數以上，按該兩年颱風季均延後，故然。

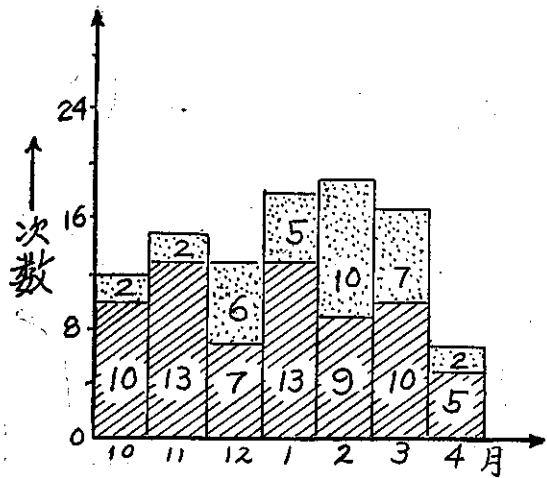
(二)氣團類——計6次，均集中東北季風層厚度最大及最穩定之月，11月至1月間。

(三)鋒面類——冬半年各月均有出現，但顯見在仲冬之元月，寒潮最盛時，其出現次數又遠較其他各月為多。

(四)臺灣新生波類——本型之逐月分佈為最有興趣者。由圖可見其分佈，甚合常態曲線之分佈型式，即：以仲冬之月為最多，並向兩側各月逐次減少。而究其原因，亦甚合理。因上經述及臺灣波之產生，恒與高空槽相偕。在仲冬1、2兩月，高空西風最見偏南，故中高緯度伸入本區之槽線亦最顯著。且該時季風厚度已不甚大，並有明顯氣團對比，多可用位能（APE），故臺灣波亦最易生成。

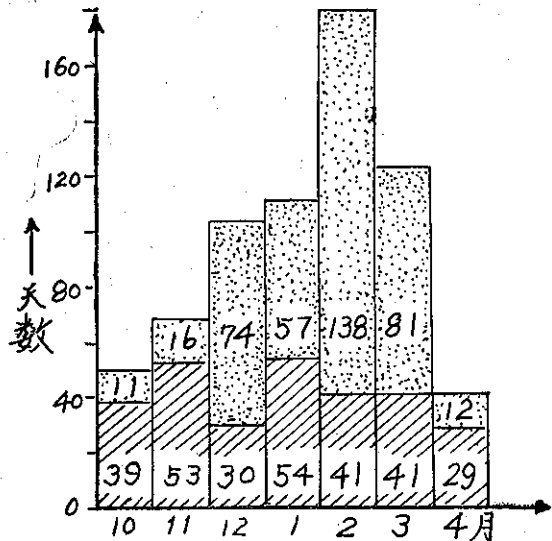
(五)非臺灣波之 35°N 以南波動類——本類係與臺灣新生波類相反，呈極顯著之偏態分佈。計三、四月份有一高峯，十一月份有一次高峯，十二月份無。其生成亦恰與臺灣波類異趣。此因，最冷之十二月、一月兩月，為極地大陸高壓最盛之時，其範圍淹有整個中國大陸。故以 35°N 南之大陸區域，甚少有可能出現持續數日氣旋波動之機會。而在冬半年末期，中國南方區域，開始有西南季風出現（先見於東北季風之上，而後向低層伸展），並即在 35°N 以南之中國區域造成輻合，波動最易產生。故在該時期，就上述冬半年而言，係有最大發生頻率。

由上討論，可見各類型次數之逐月分佈，雖各有其特性，但均可極合理的獲得解釋。惟需說明者，此處討論僅限為期達三至六天惡劣天氣之例言。但實際上，上述均屬較穩定之型式，故此項季節分佈情形有其代表性。另外、有幾項有關統計，各參見圖六、圖七與表四。該圖及表包括之資料有：



圖六、民45-58年3至6天連續惡劣天氣型，暨7天以上者之逐月累積次數分佈圖。（下方為3至6天者）

Fig. 6. Monthly cumulative frequency distribution for synoptic types governing 3 to 6 rainy days and governing more than 6 rainy days in Taiwan, 1956-1969.



圖七、民45-58年3至6天連續惡劣天氣型暨7天以上者之逐月累積日數分佈圖。（下方為3至6天者）

Fig. 7. Monthly cumulative distribution (in days) for synoptic types governing 3 to 6 rainy days and governing more than 6 consecutive rainy days in Taiwan, 1956-1969.

表四、連續三天以上惡劣天氣型出現
次數及累積日數之逐年分佈 (民45~57)

年 份	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57
出 現 次 數	10	7	9	7	6	5	9	4	7	7	5	1.2	5
累 積 日 數	80	42	44	57	39	25	35	43	53	53	69	63	55

(A) 該67次連續3至6天惡劣天氣型之逐月分佈及各月出現之累積日數。

(B) 為期達七天及以上惡劣天氣型次數之逐月分佈及各月出現之累積日數。

(C) 上述兩類惡劣天氣型逐年(指該年之冬半年,即自十月至翌年四月)之出現次數與累積日數。

由圖及表可見:

(一)冬半年三至六天惡劣天氣型次數及累積日數之逐月分佈,雖略見雜亂,但如將持續達七天以上之惡劣天氣型亦合併考慮,則其冬半年臺灣區惡劣天氣分佈特徵可顯著見出。計二月份無論就累積雨日及發生次數上均為最大。反之,四月份兩者均顯見為最小。特以累積雨日之變化更為顯著。計自十月份起漸次增加,至二月份為最大。四月達最小,與經驗事實,完全相符。另五、六月份屬臺灣冬夏季風交替,或稱臺灣「梅雨」期,亦有一連續惡劣天氣出現次數與累積日數之高峯。因未在本文討論之列,故僅略提及。

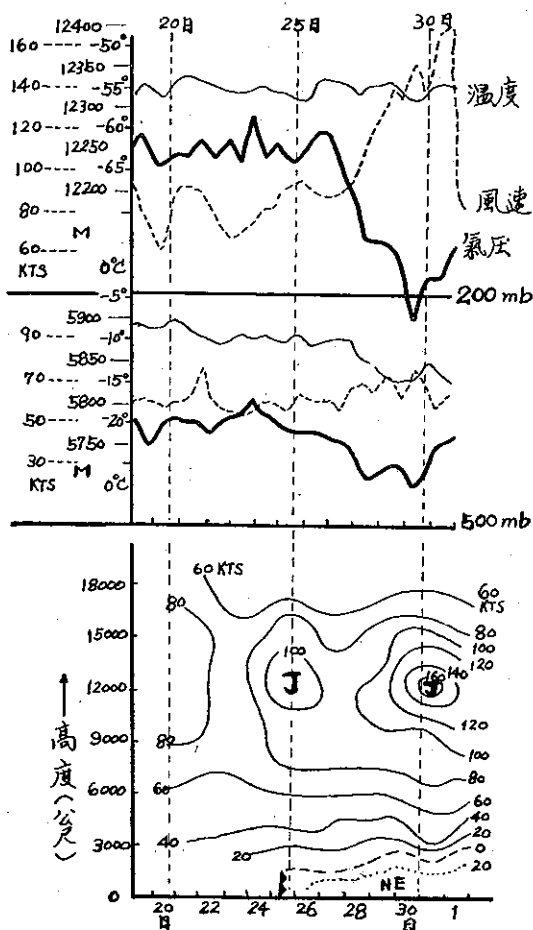
(二)臺灣區連續達三天以上惡劣天氣,無論發生次數或累積日數,年變化均大。最多為民45年之冬半年,累積日數達80天,最少民50年僅25天。並見有一顯著之長年變化趨勢存在。

八、臺灣區連續三至六天惡劣天氣預報之幾個主要問題

有關此一方面,此處僅擬在實際67次之例分析中,作有關之主要問題的提出,而不擬詳予討論。這些問題包括:

(一)高空巨型氣壓波與臺灣連續三至六天之惡劣天氣——此項事實為作該14年67次之例分析時,首次被引起注意。即:臺灣區域探空站冬半年200 mb層逐日之溫度(T),高度(H)及高空風(W)變化曲線上,可發現有時有極顯著之氣壓波(不但就其強度或振動幅度言均然)經過本區上空。且在該巨型氣壓波過境之時,臺灣可出現連續極其惡劣之天氣。在該67次之例,在此情形下出現者甚多。此處茲就其中最顯

著之例,編號29,民50年12月28~31日者,列如圖八。該圖中計包括桃園12月21日後500mb及200mb之T. H. W曲線,以及高空風縱剖面時間變化圖(以等風速線表出)。藉T. H. W曲線即可見自該月26



圖八、高空200mb層巨型氣壓波過境之例(時間民50年12月20-31日)。上部為桃園200mb與500mb逐日溫度,高度,風速曲線,下圖為桃園縱剖面之風速變化圖

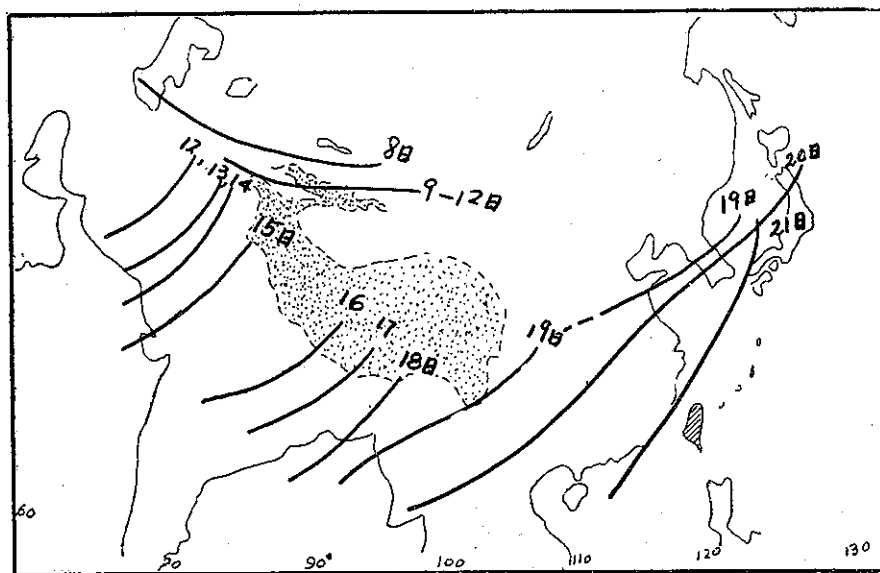
Fig. 8. Example showing the passage of an extremely broad trough across Taiwan, Dec. 20-31, 1961.

日後至31日期間，200 mb 層有一巨型氣壓波之存在。該氣壓波不但造成在上述67次之例中的一次最多日平均降雨量（平均 33.0 mm，參見表一），且在臺灣東北方洋面於51年元月1日誘生氣旋波，曾使24小時中心氣壓降達20 mb（自1日00Z 之 1006 mb 降至2日00Z 之 986 mb）。另外值得注意者，該巨型氣壓波僅在 300 mb 以上之氣層中可明顯察出，且見明顯相聯有噴射氣流軸。500 mb 層則遠不顯著。

(二)支配臺灣新生波之南支西風槽的遠程追溯——以上已論及臺灣波之產生均與高空槽線有關，且半屬南支西風槽。深值注意的，該南支西風槽主要雖為西藏高原動力效應所產生，但若若干情形却可追溯到西藏高原以西甚遠區域。在預報上最感興趣的，類此南支槽均為穩定移出，並在臺灣區造成地面氣壓波。故類此情形如存在時，每可作若干時日後對臺灣區域波動及連續惡劣天氣之預報。此處所述為一最突出之例，係出現於民57年4月之上、中旬，並與編號62，該月21日臺灣波相聯者。參見圖九。該南支西風槽甚至可追溯到二十天以前，即自四月一日起源自阿富汗。開始為阻塞形勢下之割離低壓(Cutoff Low)，在該區滯留至十二日，而後逐漸東移。至十九日起造成臺灣區之惡劣天氣，並於廿一日於臺灣東方近海誘生氣旋波。

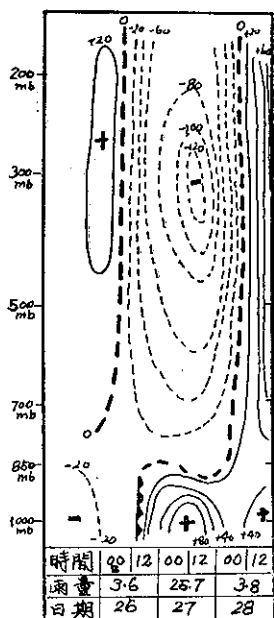
(三)臺灣波最易在寒潮高壓南下至中緯，並東移出中國海時在其南產生——此亦為展期預報上深值注意的一項事實，並亦為過去未作有系統研究前，未敢確認者。在本文共19次臺灣新生波之例中，幾主要均與此項演變有關。其中9次之 Fc→CG（參見表一及二），均為冷鋒過境後二至四天生波之例，此時冷高壓中心一般已在黃海或較南。其餘數次新生波型式亦大同小異，惟時間間隔較長。另外筆者曾參閱彭立先生於民43年所作「民國42年臺灣附近海洋上新生氣旋之形成」(五)，及民57年空軍氣象中心「中國天氣類型研究——低壓部份」內俞家忠先生所作「臺灣波」(六)兩文。發現彭立先生所引臺灣波三例，及後者生成臺灣波三類之 A、B 兩類，均與此處所述之型式相同。有關該類波動之所以生成，在本文中已曾述及並附有探空型式與地面圖之例（參見圖三）。另外可參看上所引述兩文。

四縱剖面24小時氣壓高度時間變化圖對降雨預報之價值——此處茲舉編號14，民47年3月下旬一例，以作引證。參見圖十。由圖可見臺北26—28日連續三天降雨（實際臺灣全區均然），恰與該時間西風層內顯著之 24-hr 負變高與低層東風內正變高出現相一致。同時其前及後無雨之時，上層並均為顯著之正變高區。負變高中心並與雨量值最大之日重合。此實際亦



圖九、影響臺灣連續惡劣天氣之南支西風槽之遠程追溯（民57年4月8-21日500mb 1200z 槽線連續位置）

Fig. 9. Example showing the movement of a very stable trough in the south belt of upper westerlies, Apr. 8-21, 1968.



圖十、24小時高度變化縱剖面圖與降雨量預報之關聯 (民47年3月26-28日桃園上空資料)

Fig. 10. Example showing the application of the vertical time cross section for 24-hr height change field at Taoyuan in rainfall forecasting.

即表高空顯著槽脊過境與天氣之關聯。惟如附圖所示之縱剖面圖，更能表出與降雨持續時間及雨量值之明確關係。

(四) 非鋒面型連續降雨天氣圖上之特定形勢——此在有關各天氣型之討論中已述及，現僅特別加以強調而已。即：當地面層氣流，有長距離並穩定之海洋軌跡，特以極地高壓在中低緯度之氣流型如“J”之處。此時如上層為甚強西南氣流，無視其是否位於槽線之前，或有無地面鋒面位於附近，此東來氣流與高層西南氣流重疊區域內，必多持續降雨。最著之例，如表一中之編號15、16、18及32。另外，在臺灣之北有高压南移，或僅氣壓之升高，而臺灣之南無明顯升壓時，每亦可造成降雨。例如編號17、36，與53。

(五) 850 mb 層東西向之輻合區與臺灣之連續惡劣天氣——此為在仲冬，及以後諸月，臺灣區連續惡劣天氣在高空圖上最重要的一種型式。此種型式每代表西南季風與高空極地西風，或南支與北支西風氣流之輻合，本身極為穩定，且以該層之上為最顯著。又此兩西風氣團溫度對比顯著，有若高空鋒面盤桓於臺灣地區，故臺灣區持續降雨每為可期。此時如該輻合區係

橫貫於臺灣境內，且輻合氣流明顯，則臺灣全區均可產生連續之顯著降雨。此種型式且每與高層某些大規模型式相聯。如民57年2月份臺灣區連續顯著降雨，主要即為此種型式與中亞高緯阻塞現象相聯之最著一例。又甚多時間，臺灣波之產生每淵源於此 850 mb 層輻合帶上低壓之向下伸展，且一般該低壓僅移至臺灣或中國東部沿海一帶時，才擴展至地面。表一中編號第六十五，即為其中顯著之例。

另外諸如：(1)高空西風帶南移及高度降低；(2)高空極地西風插入低緯高空東風層中；(3)寒潮冷鋒之後繼而產生臺灣波或滯留鋒之關鍵；(4)臺灣惡劣天氣源於臺灣波發展與否之指示；均為臺灣區與連續惡劣天氣有關之極有興趣之課題，此僅附帶提及，討論略去。

九、結 論

以上係就民45至58年中，臺灣區域冬半年共67次連續出現三至六天惡劣天氣之例之討論。各例除與天氣圖型式之關聯加以分類外，並就各類型式下，何以造成連續惡劣天氣之原因加以探討。計該67次之例，可大別為溫帶系統類及溫帶與熱帶系統混合類兩種。就其出現型式之異同，計可分為五基本類別，即：(一)極地高壓與颱風複合類，(二)氣團降雨類，(三)鋒面類，(四)臺灣新生波類，(五)非臺灣波之 35°N 以南波動類。由上分類可見控制臺灣區域連續惡劣之天氣型主要均與東西向之鋒面輻合及斜壓區有關，高空槽之影響，僅在極端情形時才為重要。上述五基本連續惡劣天氣之天氣型，並可進一步細分為24類詳細型式，藉之可作天氣圖型式演變預報之參考。另外，各基本類別發現均有其明顯之逐月變化，及其各別之天氣分佈特徵。此外，就該67次之個例分析中，可發見對較長時間惡劣天氣在預報上的若干明確關係，此已在文中強調指出。藉本文研究，可見臺灣區域確有若干明顯並支配較長時間之惡劣天氣之天氣型，可供展期或長期天氣預報之應用參考。

本文主要目的在指出臺灣較長時間天氣變化之特性，並期以瞭解本區展期預報問題之本質。因牽涉範圍甚廣，論述闕誤之處，勢所難免。尚祈高明，多所賜正。

參 考 文 獻

- (一) 王時鼎 (1970)：「臺灣區域冬半年長期惡劣與良好天氣型研究」，空軍「氣象預報與分析」季刊第四十二期。

(二)徐寶箴 (1969)：「蘭陽溪流域之暴雨與洪水」，氣象局出版「降雨量預報研究報告——第一號」

(三)王時鼎 (1958)：「民國47年十一月份臺灣區域二次非鋒面性質降雨檢討」，空軍「氣象統計與分析」月刊，民47年11月號。

(四)王時鼎 (1955)：「臺灣冬季季風天氣及其預報」

，氣象學報，第一卷，第一期。

(五)彭立 (1954)：「民國四十二年臺灣附近海洋上新生氣旋之形成」，空軍「中國天氣分析月刊」第四卷，第二期。

(六)空軍氣象中心 (1968)：「中國天氣類型——低壓部份」P28—32。

熱帶氣象學現況簡介

徐 明 同

Current Status in Tropical Meteorology

Ming-tung Hsu

Abstract

Tropical meteorology is one of the most important branches in general meteorology. The tropics present a dominant energy source for general atmospheric circulation; tropical ocean belts are birth-places of cyclones.

Rapid progresses in the field have been made during the recent ten years. The current status of tropical meteorology is briefly presented in this report. Areas considered comprehend:-

- (a) Tropical disturbances
- (b) Tropical cyclones
- (c) General circulation and intertropical convergence zone
- (d) Wind field in tropical stratosphere
- (e) Certain associated problems

一、前言

地理學上熱帶係指北回歸線至南回歸線之地帶。熱帶氣象學研究的對象就指這一帶之氣象。但有人主張熱帶應為北緯 30 度至南緯 30 度地帶，恰占地球表面積一半。亦有人認為熱帶為天氣過程中顯然與中緯度地帶不同的地帶，而取對流層中部西風帶與東風帶境界為界線。這種界線雖然隨着季節其位置而變動，但討論天氣過程時較為方便。

不管熱帶如何劃分，這一帶比兩極地方受到較多太陽能，故可以說是大氣環流所需能量的補給泉源，從大氣環流立場說，熱帶氣象學占非常重要的地位。此外熱帶地區多半屬海洋，在此海洋上所發生的熱帶低氣壓有颱風或颶風等名稱和農業、工業、交通以及人類生活有密切的關係。因此熱帶氣象學為研究氣象學不可缺的課題。

熱帶氣象學之重要性是毫無疑問的。但因這一帶大部分為海洋，且亦多數國家尚在開發中，故測站分佈密度較小，觀測資料不多。因此許多大氣現象還不太明瞭。但近十年來熱帶地方亦有國際地球物理年 (IGY)，國際太陽寧靜年 (IQSY) 及美國人造氣象衛星之觀測，故熱帶氣象學在加速進步中。惟氣象資

料仍嫌不够充分。這幾年來許多學者強調加強觀測重要性，開始籌備地球大氣研究計劃 (GARP) 及三 W 計劃，將集中各國力量推進這些計劃。

熱帶氣象學目前正在迅速進步的階段，本文將熱帶氣象學上種種問題研究的現況介紹如下。

二、熱帶地方之擾動

熱帶地方之氣象擾動有颱風、颶風和信風帶中東風波等。Riehl (1945, 1948) 研究加利比海的東風波。Palmer (1951, 1952) 研究馬紹爾羣島的東風波。關於擾動的結構及力學目前已有定性的了解。其研究概要如下：

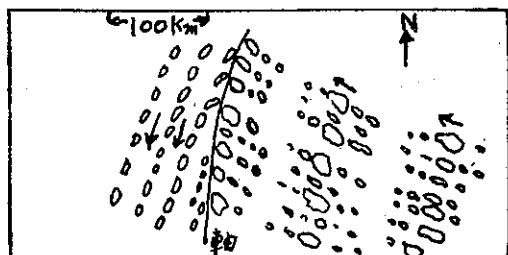
(1) 東風波波長大約為 2000 km，在信風中向西進行速度和一般氣流的速度差不多或稍慢。

(2) 東風波軸之東邊有水平輻合，氣壓略昇，有陣風。軸之西邊有水平輻散，氣壓下降，雲量較少。

(3) 從東西垂直剖面圖而看，東風波軸向東邊傾斜，而東邊即雨域上層之氣溫比周圍溫度低。

雖已有相當的定性的了解，但尚有許多不知道的問題。甚至有人根本不同意這種波動之存在。

通常東風波的東邊有組織的 (organized) 上昇氣流，且有積雲沿着風向成為雲列，如圖一，較近



圖一：東風波軸附近之積雲分佈
(Malkus & Riehl, 1960)

因有氣象衛星所拍的照片，故在沒有測站的海洋上亦可追蹤這些隨着東風波移動的雲塊。關於雲列成因，依據 Kuo (1962) 的理論解釋，以為對流細胞和一般氣流垂直風切之方向有關。

使用衛星圖追蹤，發見颶風之初生係在信風帶中擾動發生地點，加利比海颶風起源於西部非洲外海。

據 Yanai (1963) 發表，馬紹爾羣島的降雨和東風波之通過有密切相關。熱帶地方陣雨好似隨時都發生，但事實上受大規模擾動的上昇氣流的支配。尋獲大規模擾動和小規模積雲對流之間的關係非常不容易。這是今後重要問題之一。

此外熱帶地方對流層上部即 200mb 附近有一種和下層東風波規模不同的擾動存在。根據 Riehl (1948) Rothethal (1960) 及 Yanai (1963) 等的研究，在高空有水平，規模達數千公里的巨大渦動。這渦動和下層擾動的相互位置是為促成颱風發生的一因子。熱帶地方對流層下層為類似波動的東西流，而上層為一連串的渦動，與中高緯度地方恰恰相反，上層為西風波動而下層為渦動。

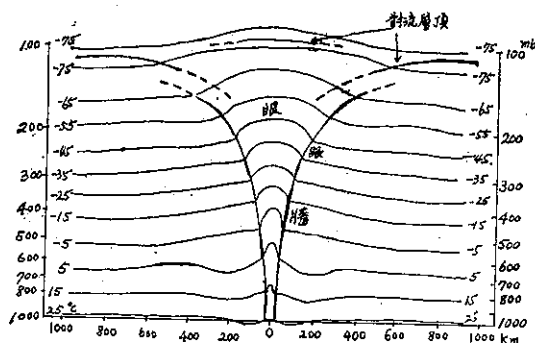
三、熱帶低氣壓

(1)結構 有關熱帶低氣壓結構的研究，近十五年來進步很多。1955年以前熱帶低氣壓之研究根據偶然獲得的探空資料或美軍氣象偵察機觀測資料。Palmén 和 Riehl (1957) 根據這些資料創作一種模式，對角動量及能量收支加以定量的討論。

一方面美國氣象局於 1956 年由 Simpson 指導，在邁阿密設立國立颶風研究所。使用氣象專用飛機經常辦理颱風內部的觀測。現在所用者為 DC-6 型飛機，筆者在邁阿密大學時曾經參觀，機上備有雷達和照相機可以連續拍照雲和降水的狀況。此外亦有各種各樣氣象儀器。由於經常有這種飛機觀測，有關颶風結構之知識已有驚人的進步。其中颶風 Daisy (1958)

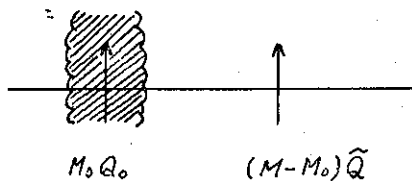
，Donna (1960) 及 Hilda (1964) 等觀測較為著名。

這幾次觀測證明 Palmén (1948) 所提倡的颶風中心部有暖心 (Warm core) 之存在如圖二所示，於中心附近，氣旋型環流到達對流層頂部。



圖二：成熟期颶風垂直剖面圖
(Palimén, 1948)

Riehl 和 Malkus (1961) 分析許多航空照片，發見於颶風中心巨大積雨雲所占面積只有 6% 左右。他們同時計算熱量收支，證明這些巨大積雨雲在颶風內擔任熱量輸送的重要任務。積雨雲中的空氣，因保存接近海面附近的濕潤層相當位溫而上昇，故保持比周圍較大的熱量 Q_0 。積雨雲中上層氣流速度達每秒數公尺之大，故由積雨雲向上輸送熱量 $M_0 Q_0$ (M_0 為上昇流量) 比雲外上昇流量 $(M-M_0)$ 所輸送熱量 $(M-M_0) \bar{Q}_0$ 大的多，(M 為全上昇流量， \bar{Q}_0 為周圍的空氣所保持比較少的熱量)，如圖三。它們所提倡上述學說叫做熱塔學說 (Hot tower theory)，隨着觀測資料之充實，受到更普遍的重視。



圖三：由積雨雲向垂直方向輸送熱量的模式
(Riehl & Malkus, 1961)

空氣與海水之間的熱，水蒸氣及動量交換過程，為熱帶低氣壓動力學之一箇重要問題。海面上向熱帶低氣壓中心移動的氣流，大約保持等溫。因要補償絕熱冷卻，必須考慮由海水供給的顯熱。據 Malkus 和 Riehl (1960)，海面氣壓 P_s 的下降量與相當位溫 θ_s 之上昇量之間有 $-\delta P_s \approx 2.5 \delta \theta_s$ 之關係。

此外他們估計，在成熟期熱帶低氣壓中心部裡，由海面獲得的顯熱及潛熱，依次為 720 及 $2,420 \text{ cal/cm}^2/\text{day}$ 。

關於熱帶低氣壓的結構，能量以及常定場的力學，現在已經了解不少。但詳細的情況還繼續在研究中，例如眼和降雨帶等中規模 (Meso-scale) 氣象現象尚待研究。

關於眼牆 (Eye wall) 有了雷達以後，我們知道其形狀並非以前所想像的漏斗狀，而是近乎垂直的。據 Atlas (1963) 研究，螺旋雲帶 (Spiral band) 為層雲型降雨受到上層冰晶的種雲撒播 (Seeding) 增加雲種質點，然後沿着颶風內流線向四周散開的現象。但最近這種螺旋雲帶被認為基因於 Ekman 境界層內力學的不穩定。Faller (1962, 1964, 1965) 由實驗方面，Faller 和 Kaylor (1966), Lilly (1966) 等由理論方面研究均曾研究此有關問題。

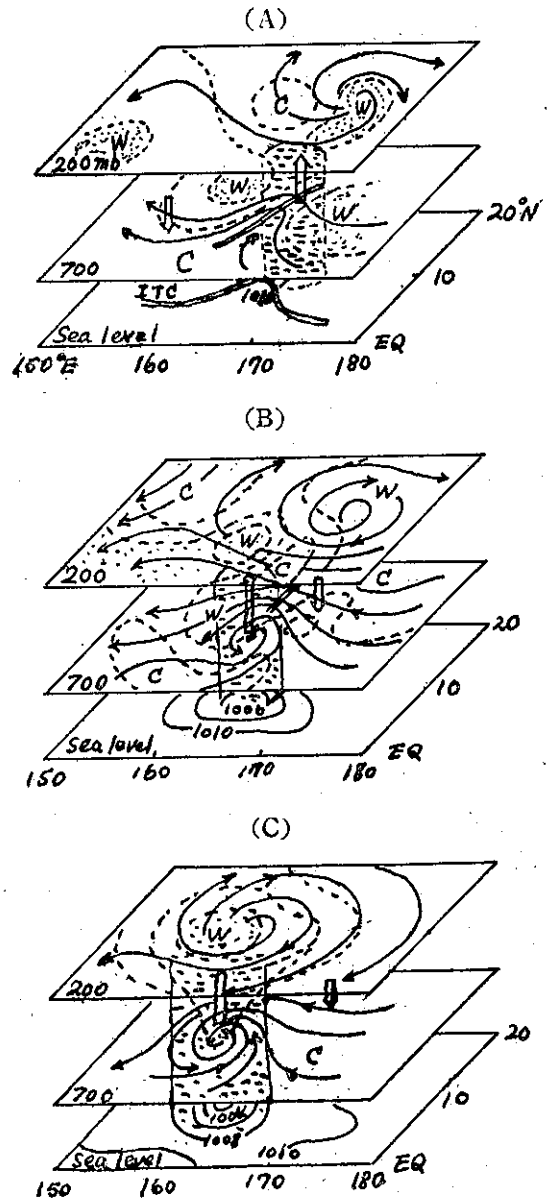
(2) 生成及發展 關於熱帶低氣壓生成及發展等問題，Palmén (1948, 1956) 曾用氣候學的方法討論之。Depperman (1935) 用赤道風切帶 (Equatorial shear zone), Riehl (1954) 應用東風波加以討論。各人所得結果互不相連，且當時無充分觀測資料，無法實證。Yanai (1961) 應用 1958 年馬紹爾羣島氫氣炸彈試驗時，臨時觀測站所得資料研究颱風發生的過程。他把發生過程分為三階段 (如圖四)，即

(a) 波動期 (初期)：保持冷心 (Cold core) 的東風波，波動東邊有上昇氣流，上昇氣流區域之溫度比周圍低。200mb 面上有順鐘向渦動。

(b) 暖化期 (24小時後)：因凝結潛熱的釋放上層逐漸暖化。下層之波動振幅增大，開始旋轉。

(c) 發達期 (48小時後)：暖心 (Warm core) 結構完成，變成颱風，急速發展。

Yanai 強調，東風波帶東邊上昇氣流必須繼續研究，推測寒冷上昇氣流由上層逐漸暖化的過程係因積雲對流釋放潛熱所致。並提示這種小規模過程如何使用有關大規模運動的量表示之重要性。同時指出隨着斜壓場之完成，等位溫面上慣性不穩定對於颱風之發達有重要的關係。Yanai 的模式可以說是最初的有系統的有關熱帶低氣壓發生的模式，而為大多數學者所接受。



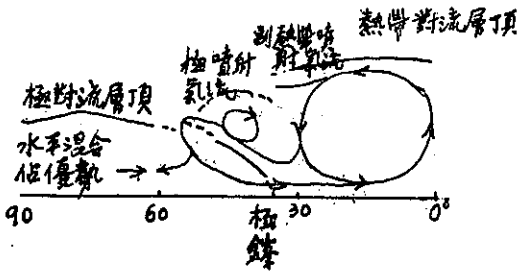
圖四：颱風發生圖式 (Yanai, 1961)

四、大氣環流與間熱帶輻合帶

我們知道大氣環流的發生基於赤道地方和兩極地方之間，輻射收支不平衡及地球的自轉。入射大氣頂部的太陽能和由大氣射出的長波輻射量如取一年平均，北緯四十度以北為不足而以南為多餘。換言之，大氣的運動連續不斷由赤道地方向兩極地方輸送熱量，以便消除輻射收支南北方向間的不均衡。加上地球自轉，大氣與地面或海面間的動量以及顯熱及潛熱之交換等影響，大氣環流變成我們平常在天氣圖上所看到

的複雜情形。

Hadley (1735) 很早就發見熱帶地方的直接環流。較近觀測資料較多，其研究結果亦證明 Hadley 型子午面環流之存在，並再認識此環流所擔任能量輸送的重要性。於中高緯度地方，大氣環流並非這樣簡單。能量輸送由隨着西風帶中大規模 Rossby 波的高低氣壓所擔任。子午面內環流據 Palmén(1951)之解釋，約如圖五。



圖五：子午面大氣環流模式 (Palmén, 1951)

消除大氣輻射不平衡而向極地輸送的能量可分為：(1)大氣中的顯熱， $C_p T$ (C_p 為定壓比熱， T 為溫度) 和位能 Φ ，(2)大氣中的潛熱， L_q ，(L 為凝結之潛熱， q 為水蒸汽量)，(3)海流的熱輸送量。根據 Manabe (1965) 等研究，在副熱帶高壓帶蒸發的多量水汽，由信風輸送至赤道地方，即有負的潛熱輸送。由兩半球集中的氣流構成間熱帶輻合區 (I.T.C.Z.)，然後上昇，釋出凝結潛熱，把大氣加熱而加強環流。間熱帶輻合區雖為信風的集風線，但實際間熱帶輻合區因受海陸分佈及季節的影響，極為複雜。一般而論，多發現於夏半球內，即各半球平均子午面環流突出夏半球。Rao (1962, 1964)，Tucker (1965)，Iida (1966) 等研究此事實和兩半球間角動量及能量交換之關係。有關間熱帶輻合帶的平均的或氣候的記述已經不少。但對於颱風發生或東風波的關係，究竟如何尚待研究。尤其最近有氣象衛星的觀測，可得熱帶海洋地區有組織的帶狀雲分佈資料，對於間熱帶輻合帶的研究有很大幫助。

五、熱帶地方平流層之風場

以前大家都相信赤道地方平流層風場由兩種風系所構成，即 Krakatoa 東風及 Berson 西風。1883 年印尼 Krakatoa 火山大爆炸，據 Wexler (1951) 調查，當時飛上平流層的火山灰由東向西繞着地球流，其平均速度為 73 mile/hr.，於低緯度地帶至少環繞二週。此東風的中心在高度 10mb 附近，其強

度逐年轉小。另外 Berson (1909) [參考 Craig 書] 發見於赤道地方高度 50mb 處比較狹的區域有西風氣流。

但到了 1950 年代高空風的觀測經常能達到平流層高度。Ebdon (1960)，McCreary (1961)，Reed (1961) 分析新的觀測資料發見赤道地方平流層風場並無常定的 Krakatoa 東風及 Berson 西風兩種風系，而東風和西風差不多以一年時間互相發現。振動的主要狀態如下：

- a) 赤道地方平流層緯流風自東風轉為西風，其週期約 26 箇月。
- b) 振動相位隨着高度而變，東風及西風由每月 1 公里速度向下移動。
- c) 振動振幅於高度 25 公里處最大，在對流層頂不顯著。
- d) 振動於兩半球各經度同時發現，於赤道振幅最大，緯度增加振幅減小，一直到緯度 30 度左右。

關於赤道地方平流層風場振動的研究，多數屬於記述或氣候學的。

Reed (1962)，Staley (1963)，Lindzen (1965, 1966) 曾作其機構 (Mechanism) 的研究。但尚未得到完整的結果。

此外 Reed (1962) 及 Funk & Garnham (1962)，Ramanathan (1963) 等依次發見氣溫及臭氧量也有 26 箇月週期之存在。

六、理論問題及其他問題

我們知道中緯度地方數值預報先進國家已經經常在辦理之中，其結果相當良好。但熱帶地方於赤道上科氏參數等於零，且於赤道南北其符號不同，對於赤道附近大氣運動有何影響尚不了解。此外於低緯度地方風與氣壓之關係還不太明瞭。Miyakoda (1960) 使用平衡方程式 (Balance equation) 分析熱帶大氣，接着 Rothenthof (1965)，Matsuno (1966) 等繼續研究，低緯度大氣模式因之逐漸獲得改善，現有各種模式之提案，正在進步中。

關於熱帶低氣壓之數值實驗，1960 年左右在 M. I. T.，Chicago 及東京等各大學試圖模倣 (Simulation) 熱帶低氣壓發展過程。即製訂理論式，而使用電子計算機計算未來的情況。結果是，小規模積雲對流非常發達，而大規模颱風環流沒有發生，宣告失敗。

其後於 M. I. T. 及美國氣象局，積雨雲的動力

學，尤其積雨雲隨着時間發展的情況，使用電子計算所作模擬相當成功。

關於颱風發達的問題於 1963 再度開始研究。Ogama (1963), Charney & Eliassen (1964), Ogura (1964), Kuo (1965), Yamasaki (1967) 等這次不考慮個熱塔 (Hot tower)，而考慮全部熱塔所供給的熱量，再度製作理論式，而做數值實驗。這次模擬相當成功。尤其 Yamasaki 四層模式所得結果和實際颱風內所觀測的風速分佈非常相似。如此根據流體力學及熱力學方程式，使用高速度電子計算機數值積分這組方程式，模擬熱帶低氣壓的發展過程可以說相當成功，也是最近熱帶氣象學問題中比較有進步的問題。但小規模積雨雲對流和大規模運動之關係，如何把它連在一起，還須繼續研究。

熱帶氣象學理論上主要課題為小規模積雲對流，中規模（或綜觀幅度）擾動及大規模大氣環流等時間及空間規模不同的三種運動之互相作用問題，及能量互相交換的問題。比方說有組織的積雲活動如果沒有熱帶低氣壓，東風波等較大規模的擾動存在就不會發生。小規模積雲對流是大規模運動的熱源，故小規模現象如何表示在大規模運動的方程式，也就是如何變數化 (parameterize) 的問題非常重要，必須繼續研究。

此外關於技術上問題的研究則有美國氣象局的颶風有利的改造計劃 (Project Stormfury)。即如何控制能量來源消滅或減弱颶風強度。另有颶風預報問題，除了做數值實驗外，亦應用統計方法如 NHC-64 及 NHC-67 等方法。在理論方法還沒有完全確立以前，這些統計方法還算相當有效。

參 考 文 獻

Atlas, D. et al, 1963: The origin of hurricane spiral bands, 3rd Tech. Conf. on Hurricanes and Trop. Met., Mexico City, 123-132.

Charney, J.G. and A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, 21, 68-75.

Craig, R.A., 1965: The upper atmosphere, 50-52.

Depperman, C.E., 1936: Outlines of Philippine Frontology, Bureau of Printing, Manila.

Ebdon, R. A., 1960: Notes on the wind flow at 50mb in tropical and sub-tropical regions in January 1957 and January 1958. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 86, 540-543.

Faller, A.J., 1963: An experimental analogy to and proposed explanation of hurricane spiral bands. *Proc. 2nd Tech. conf. on hurricanes*, Miami Beach.

Faller, A.T., 1963: An experimental study of the instability of the laminar Ekman Layer. *J. Fluid Mech.*, 15, 560-576.

Faller, A.J., 1965: Large eddies in the atmospheric boundary layer and their possible role in the formation of cloud rows, *J. Atmos. Sci.*, 22, 176-184.

Faller, A.J. and R.E. Kaylor, 1966: A numerical study of the instability of the Laminar Ekman boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 23, 466-480.

Funk, J. F., and G.L. Garnham, 1962: Australian ozone observations and a suggested 24-month cycle. *Tellus*, 14, 378-382.

Hadley, G., 1735: Concerning the cause of the general trade winds, *Phil. Trans.* Vol. 39, London.

Iida, M., 1966: Computations of the transports of momentum, sensible and latent heat across the equator, 9th Pacific Sci Conf.

Kuo, H. L., 1962: Perturbations of plane Couette flow in stratified fluid and origin of cloud streets. The Univ. of Chicago Dept. of Geophy. Sci.

Kuo, H. L., 1965: On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, 22, 40-63.

Lilly, D.K. 1960: On the theory of disturbances in a conditionally unstable atmosphere. *Mon. Wea. Rev.*, 88, 1-17.

Lindzen, R. S., 1965: The relative-

photochemical response of the mesosphere to fluctuations in radiation. *J. Atmos. Sci.*, 22, 469-478.

Lindzen, R. S., 1966: Radiative and photochemical processes in mesospheric dynamics: Part II, vertical propagation of long period disturbances at the equator. *J. Atmos. Sci.*, 23, 334-343.

Malkus, J. S., and H. Riehl, 1960: On the dynamics and energy transformations in steady-state hurricanes. *Tellus*, 12, 1-20.

Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Met. Soc. Japan*, 44, 25-43.

McCreary, F. E., 1961: Variation of the zonal winds in the equatorial stratosphere. Joint Task Force seven, Tech. Paper, No. 20, 15.

Ogura, Y., 1964: Frictionally controlled, thermally driven circulations in a circular vortex with application to tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, 21, 610-621.

Oyama K., 1964: A dynamic model for the study of tropical cyclone development. Dept. Met. Oceanography, New York Univ., 26

Palmén, E., 1948: On the formation and structure of tropical hurricanes. *geophysica*, 3, 26-38.

Palmén, E. and H. Riehl, 1957: Budget of angular momentum and energy in tropical cyclones. *J. Met.*, 14, 150-159.

Palmer, C. E., 1951: Tropical meteorology., *Compendium of Met.*, Amer. Met. Soc., 859-880.

Palmer, C.E., 1952: Tropical meteorology., *Quat. J. Roy. Met. Soc.*, 78, 126-163.

Palmen, E., 1951: The role of atmospheric disturbances in the general circulation, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 77, 337.

Ramanathan, K. R., 1963: Bi-annual

variation of atmospheric ozone over the tropics. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 89, 540-542.

Rao, Y. P., 1962: Transequatorial exchange of angular momentum. *Quat. J. Roy. Met. Soc.*, 88, 96-99.

Rao, Y.P., 1964: Interhemispheric circulation. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 90, 190-194.

Reed, R.J., et al, 1961: Evidence of a downward-propagating annual wind reversal in the equatorial stratosphere. *J. geophys. Res.* 66, 813-818.

Reed, R.J., 1962: Evidence of geostrophic motion in the equatorial stratosphere. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 88, 324-327.

Riehl, H., 1945: Waves in the easterlies and polar front in the tropics. Dept. Met. Univ. Chicago, Misc. Rept. No. 17, 79 pp.

Riehl, H., 1948: On the formation of west Atlantic Hurricanes. Dept. Met. Univ. Chicago, Misc. Rept. No. 24, 1-64.

Riehl, H. and J. Malkus, 1961: Some aspects of hurricane Daisy, 1958. *Tellus*, 13, 181-213.

Rothenthol, S.L., 1960: Some estimates of the power spectra of large-scale disturbances in low latitudes. *J. Met.*, 17, 259-263.

Rothenthol, S. L., 1965: Some preliminary theoretical considerations of tropospheric wave motions in equatorial latitudes. *Mon. Wea. Rev.*, 93, 605-612.

Staley, D.O., 1963: A partial theory of the 26-month oscillation of the zonal wind in the equatorial stratosphere. *J. atmos. Sci.*, 20, 505-515.

Tucker, G. B., 1965: The equatorial tropospheric wind regime. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 91, 140-150

Wexler, H., 1951: Spread of the Krakatoa volcanic dust cloud as related to

the high-level circulation. Bull. Am. Met. Soc., 32, 48-51.

Yamasaki, M., 1967: Numerical simulation of tropical cyclone development with the use of primitive equations. Japan Met. Soc.

Yanai, M., 1961: A detailed analysis of typhoon formation. J. Met. Soc. Japan, 39, 187-214.

Yanai, M., 1961: Dynamical aspects of typhoon formation. J. Met. Soc. Japan, 39, 282-309.

Yanai, M., 1963: A preliminary survey of large-scale disturbances over the tropical Pacific region. Geofisica Internacional (Mexico), 3, 73-84.

Migakoda, K., 1960: Numerical solution of the balance equation. Tech. Rept. Japan Met. Agency. No. 3, 15-34.

Lilly, D.K., 1966: On The instability of Ekman boundary flow. J. atmos. Sci., 23, 481-494.

Palmén, E., 1956: Formation and development of tropical cyclone. Proc. Tropical Cyclone Symposium, Brithbane, 213-231.

Riehl, H., 1954: Tropical Meteorology. McGraw Hill, 323-341.

Manabe, S. et al., 1965: Simulated Climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. Mon. Wea. Rev., 93, 769-798.



民國五十八年北太平洋西部颱風概述

研 究 室

A Brief Report on Typhoons in North-Western Pacific during the Year 1969

Abstract

Nineteen tropical cyclones, with fifteen reaching typhoon intensity developed over the western portion of North Pacific during 1969. This is the smallest number since 1947. During the last 22 years, the average has been 28.1 per year.

Of the nineteen storms, two penetrated this island and two passed nearby. The enormous amount of damage was caused by Elsie and Flossie, which was estimated to NT\$ 3.3 billion altogether.

一、總 論

(一) 本年內颱風發生之次數與侵臺之次數

民國五十八年(1969)(以下簡稱本年)在北太平洋西部發生之颱風共有 19 次,內中屬熱帶風暴(即輕度颱風)(中心附近最大風速在每秒 17 至 31.5 公尺或每時 34 至 63 哩)者計 4 次,佔總數之 21 %。此 19 次颱風中,由於逼近臺灣,預期有侵襲可能而由本局發佈警報者有 6 次,其中 7 月底 8 月初之溫妮(Winnie)颱風僅發海上警報,寇拉(Cora)颱風在 8 月下旬經過本省近海,本局雖發海上及陸上警報,但未造成災害,實際侵襲臺灣者,計有衛歐拉(Viola),貝蒂(Betty),艾爾西(Elsie),及芙勞西(Flossie)等四次,故侵臺颱風佔發佈陸上警報次數之 80 %。

第一次侵臺颱風衛歐拉發生在加羅林羣島附近,7 月 22 日發展成輕度颱風,走向保持西北和西北西之間,兩天後到達颱風強度。隨後仍不斷加強,26-27 日達於極盛,穿過巴士海峽,由於暴風半徑廣達 300 公里,且邊緣擦過本省南端時中心氣壓不斷下降,加以臺灣西南部海岸之內彎,高雄出現每秒 23.7 公尺之強風,臺南及嘉義縣近海發生海水倒灌之現象,淹沒田地甚廣,魚塢之受損尤鉅。

第二次侵臺颱風為貝蒂,仍誕生在加羅林羣島附近,勢力之增強至緩,至 8 月 7 日始到達颱風強度,其路徑大致自東南至西北。中心於 8 日中午經過臺灣北海岸,此路徑雖為對本省北部最嚴重之「西北颱」,然

以暴風半徑甚小,故造成之災害殊為輕微,僅新竹及桃園地區因雨勢驟急,略有災情。

第三次侵臺颱風艾爾西則遠較前兩次為嚴重,在其侵臺之前,九月間臺灣一帶之天氣已顯示極不正常,上旬至中旬熱帶性低壓異常活躍,滯留臺灣鄰近不去,東北部連續豪雨,已有相當災情。17 日後天氣好轉,未幾即在馬紹爾羣島誕生艾爾西颱風,以雷霆萬鈞之勢直撲臺灣,27 日子夜中心在宜蘭附近登陸,所幸登陸前,中心氣壓已激升,故災情不及預期之嚴重。話雖如此,由於受災區甚廣,幾遍及全省,總計損失亦相當慘重,尤以交通及輸電系統損失最大。中南部農作物損失亦相當可觀。

艾爾西經過後未及一週,即有第四次颱風芙勞西之侵襲,此一颱風在呂宋島東方海面,初向西北面對臺灣進行,10 月 1 日晚間,中心到達巴士古島附近轉向北方,在本省東海岸處徐緩轉向,中心之行向近似與海岸平行,加以冷空氣源源而來,將暖空氣不斷抬高,乃致北部及東北部連續豪雨,釀成臺北市區空前未有之大水災,損失慘重,據估計連同芙勞西颱風達臺幣 33 億元。

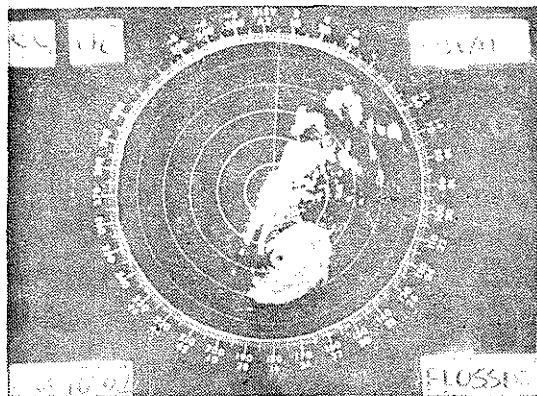
芙勞西颱風由於沿東海岸北進,故花蓮氣象雷達發揮空前未有之偵測功效,圖 1a 為 10 月 2 日 13 時 36 分攝得,圖中可見芙勞西之中心在花蓮南方(172°)170 哩之海面上,圖中颱風眼之形態相當明顯,中心以北之雲雨帶極為濃密。b 圖為當天 20 時 55 分所攝,圖中可見中心在花蓮南方(173°)125 哩之

海面上，颱風眼更加明顯，中心東南方之雲雨亦已近似連成一片。

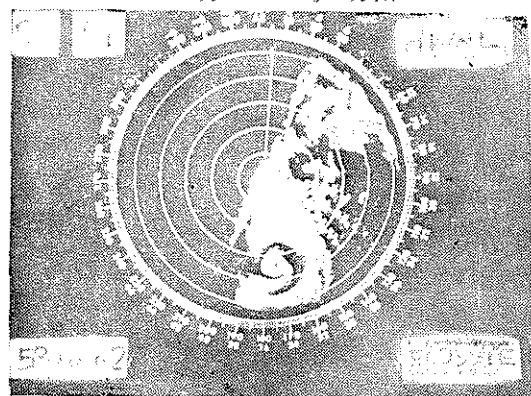
圖 1c 為 3 日 10 時 09 分所攝，颱風眼依稀可辨，大約在花蓮東方 83° ，距離估計為 70 哩，周圍之雲雨回波極濃，已連成一片，無法分辨環形雲帶。圖 d 內已有顯著之轉變，此為當晚 23 時 25 分所攝，中心位置已東移，颱風眼較為前圖為明顯，估計在花蓮之東方 (87°) 125 哩處，東北及北方象限內之雲

雨已減弱，但西方及西南方仍極濃密。

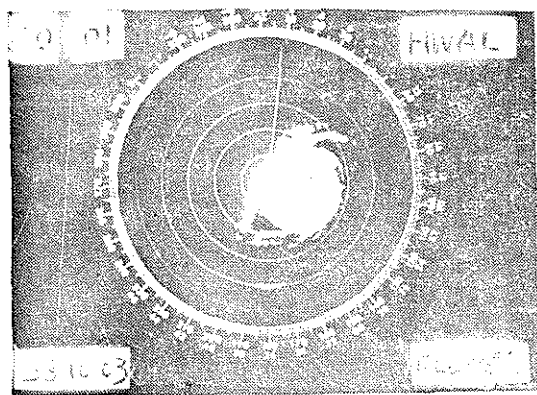
圖 1e 為 4 日 10 時 02 分所攝，颱風眼已不大清楚，由於雲雨回波顯示其大為衰減，而螺旋形雲帶則轉趨明顯，自雲帶趨勢估計中心約在花蓮東北東方 80° 之 125 哩處，可見其向北移動至緩。圖 f 為當天 18 時 08 分攝，雲雨帶更衰減，僅見疏落之雲塊，颱風眼已難辨視，故 2 日後東部雨勢銳減，僅陽明山大屯山區仍有大雨，4 日以後，陽明山區雨量亦已甚少。



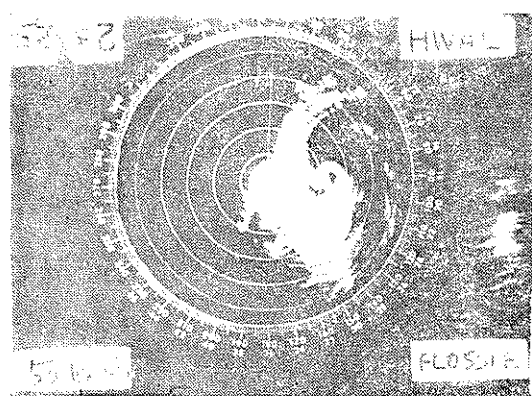
a. 10月2日13時36分攝



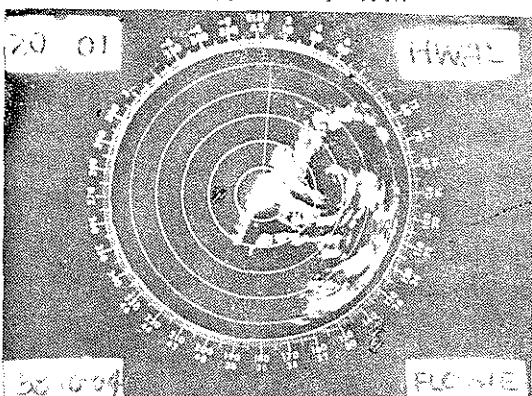
b. 10月2日20時55分攝



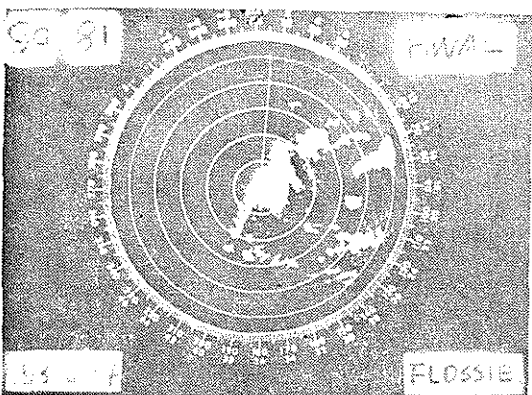
c. 10月3日10時09分攝



d. 10月3日23時25分攝



e. 10月4日10時02分攝



f. 10月4日18時08分攝

圖 1. 芙勞西颱風經過臺灣東海岸外花蓮氣象雷達攝得之回波演變

Fig. 1. The radar echoes observed at Hualien Weather Radar Station during typhoon Flossie's passage, 2-4 Oct. 1969.

此四次侵臺颱風之綱要如表1所示。

表1 民國五十八年侵臺颱風綱要表
Table 1. Summary of invaded typhoons during 1969

颱風名稱	衛 歐 拉 Viola	貝 蒂 Betty	艾 爾 西 Elsie	芙 勞 西 Flossie
侵 臺 日 期	7 月 27 日	8 月 8 日	9 月 27 日	10 月 2-4 日
本省測得之最低氣壓 (mb)	983.0 (臺 南)	979.3 (彭佳嶼)	946.5 (花 蓮)	965.1 (蘭 嶼)
本省測得之10分鐘最大風速 (m/s)	35.0 (蘭 嶼)	53.3 (彭佳嶼)	41.7 (彭佳嶼)	47.5 (蘭 嶼)
本省測得之最大總雨量 (mm)	211.5 (新 港)	331.6 (新 竹)	684.2 (阿 里 山)	2142.1 (鞍 部)
進 行 方 向	WNW	WNW-NW	WNW	WNW-NNE
進 行 速 度	12	14	3-12	4-8
通 過 地 區	巴 士 海 峽	北 方 海 面	穿過臺灣中部	東 方 海 面
登 陸 地 點	—	—	27日子夜在花蓮 北方登陸	—

(二) 本年內颱風之月份分配

本年內颱風之月份分配較為特殊，1月份出現一次中度颱風，2月份無颱風出現，3月份僅輕度颱風1次，4月份出現中度颱風1次。5、6兩月無颱風發生則極為少見，過去22年內僅民國48年有過一次。7月份有颱風3次，其中強烈颱風1次，中度兩次，足見7月颱風始見活躍，似較往年為遲，且8月份僅出現4次，9月3次，10月3次，11月2次，12月2次均較往年為少。其間尤以8、9兩月與過去22年來之平均數相差為大，8月份平均為6.2次，9月為4.9次。全年颱風因一月之費莉絲(Phyllis)而告開始，最後十二月中旬至下旬因瑪麗(Marie)而告終，可見颱風期之起迄極不明顯。

全年總計僅19次，為過去23年來出現最少之一年，約及平均數之三分之二。本年年初，部份人士曾因太陽黑子屆最多之年，而認為今年將為颱風最活躍，事實證明其間關係決無如此簡單，太陽黑子多時，地面上空游離層擾動加多，其下臭氧層則吸收大量紫外光線，因而高空平流層空氣可以驟然增高而影響到大氣環流。大氣環流的改變再影響到地面上溫度和雨量的分佈，所以太陽輻射和地面氣候的關係極為複雜。統計過去70多年來西北太平洋上發生颱風的次

數，並未發現和太陽黑子相配合的週期。

本年正式達於颱風強度者有15次，相當於過去22年平均數之82%。但侵臺颱風有4次，略超過平均。由此可見本年內西北太平洋上發生之颱風甚少，但到達颱風強度者並不太少，侵臺颱風甚至略超過平均數，計7、8、9、10月各一次，分配頗為均勻而正常。

茲將本年內各月西太平洋上出現之颱風與過去22年來之情況作一比較，如表2所示。

(三) 本年內颱風發生之地區及強度

本年內輕度颱風初生地以馬利安納羣島以西菲律賓羣島以東之洋面上為最多，計有7次；其餘則甚疏落，計加羅林羣島附近有3次，馬利安納羣島附近有2次，馬紹爾羣島附近2次，南海2次；另琉球島及南鳥島西方各1次，威克島西方1次。以緯度言，主要在10-20°N之間，見圖2所示。

以範圍言，東西向約自東經115度至170度，佔55度，南北向則自北緯6.5度至25度，佔18.5度，均較去年為窄，初生地最靠東方者為1月份之費莉絲(Phyllis)，最靠西方者為8月份之都麗絲(Doris)；最北生成者為9月之葛瑞絲(Grace)；最南者為3月之莉泰(Rita)。

表 2：1947年來北太平洋西部各月颱風次數統計表

Table 2. Summary of typhoon occurrence in North Western Pacific since 1947

年 度	1 月			2 月			3 月			4 月			5 月			6 月			7 月		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
1947	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1	1	1	1	3	0	0
1948	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	3	1	0	4	1	1
1949	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	6	2	1
1950	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	1	0	2	1	1	5	1	0
1951	0	0	0	1	0	0	1	0	0	2	1	0	1	0	0	1	1	0	3	1	0
1952	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	1	3	1	1
1953	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	1	1	1
1954	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0
1955	1	1	0	1	0	0	1	1	0	1	1	0	0	0	0	2	1	0	7	5	0
1956	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	0	0	0	1	0	0	2	2	0
1957	2	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	1	1	1	0
1958	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	1	0	3	2	0	7	6	1
1959	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1
1960	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	0	3	3	1	3	2	1
1961	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3	2	1	3	1	0	5	3	1
1962	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	0	0	0	5	4	1
1963	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	4	3	0	4	3	1
1964	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	2	2	0	7	6	0
1965	2	0	0	2	0	0	1	0	0	1	0	0	2	2	0	3	2	1	5	4	1
1966	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	1	1	1	0	5	3	0
1967	1	0	0	0	0	0	2	1	0	1	1	0	1	0	0	1	1	0	6	5	1
1968	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	0	3	2	1
總數	10	3	0	6	1	0	9	4	0	17	11	2	25	20	3	38	27	7	88	55	13
平均	0.5	0.1	0	0.3	0.1	0	0.4	0.2	0	0.8	0.5	0.1	1.1	0.9	0.1	1.7	1.2	0.3	4.0	2.5	0.6
1969	1	1	0	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	3	3	1

年 度	8 月			9 月			10 月			11 月			12 月			全 年		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
1947	2	2	1	4	2	0	6	4	1	3	3	0	1	1	0	22	14	4
1948	8	2	0	6	4	2	6	1	0	4	2	0	2	1	0	36	14	3
1949	3	2	0	5	3	2	3	1	1	3	1	0	2	1	0	24	11	4
1950	18*	2	0	6	4	0	3	2	1	3	1	1	4	1	0	44	13	3
1951	3	2	1	2	2	1	4	3	1	1	1	0	2	2	0	21	13	3
1952	5	2	0	3	3	1	6	5	0	3	3	2	4	3	0	27	20	5
1953	6	5	2	4	1	1	4	4	0	3	1	0	1	1	0	23	16	5
1954	5	3	1	5	5	1	4	3	0	3	3	2	1	0	0	21	16	4
1955	7	3	1	3	3	0	3	2	0	1	1	0	1	1	0	28	19	1
1956	5	4	1	6	5	3	1	1	0	5**	5	0	1	1	0	24	20	5
1957	4	2	0	5	5	1	4	3	0	3	3	0	0	0	0	22	13	2
1958	5	3	1	5	3	1	3	3	0	2	2	0	2	0	0	31	21	3
1959	6	4	3	4	3	1	4	3	1	2	2	1	2	2	0	23	16	7
1960	9	8	3	4	0	0	4	4	0	1	1	0	1	1	0	27	21	6
1961	3	3	2	7	5	2	4	3	0	1	1	0	1	1	0	29	20	6
1962	8	8	2	3	2	1	5	4	1	3	3	0	2	0	0	29	24	5
1963	3	3	0	5	4	1	4	4	0	0	0	0	3	1	0	24	19	2
1964	6	3	0	7	5	0	6	3	0	6	3	0	1	1	0	37	25	0
1965	7	4	1	6	3	0	2	2	0	2	1	0	1	0	0	34	18	3
1966	8	6	1	7	4	2	3	2	0	2	0	0	1	1	0	30	20	4
1967	8	4	1	7	4	0	4	3	1	3	3	1	1	0	0	35	22	4
1968	8	6	0	3	3	2	6	5	0	4	4	0	0	0	0	27	23	3
總數	137	81	21	107	73	22	89	65	7	58	44	7	34	19	0	618	403	82
平均	6.2	3.7	1.0	4.9	3.3	1.0	4.1	3.0	0.3	2.6	2.0	0.3	1.5	0.9	0	28.1	18.3	3.7
1969	4	3	1	3	3	1	3	3	1	2	1	0	1	0	0	19	15	4

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

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

III 為颱風（包括輕度）侵臺之次數（中心登陸或暴風侵襲臺灣而有災情者）。

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

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

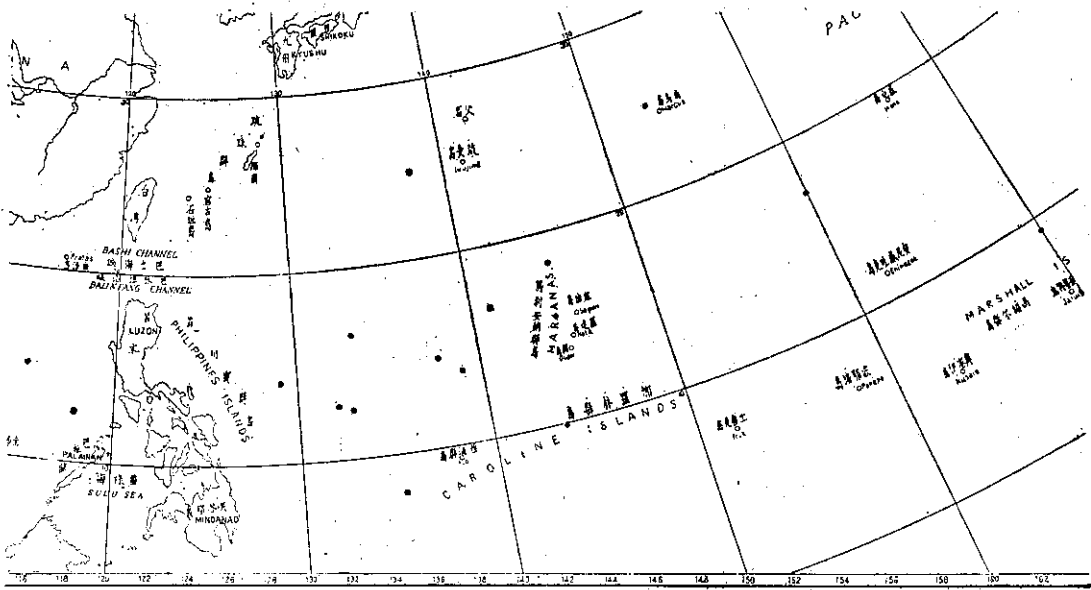


圖 2. 58年熱帶風暴初生地點之分佈

Fig. 2. The positions of tropical storm first appeared on synoptic chart in 1969.

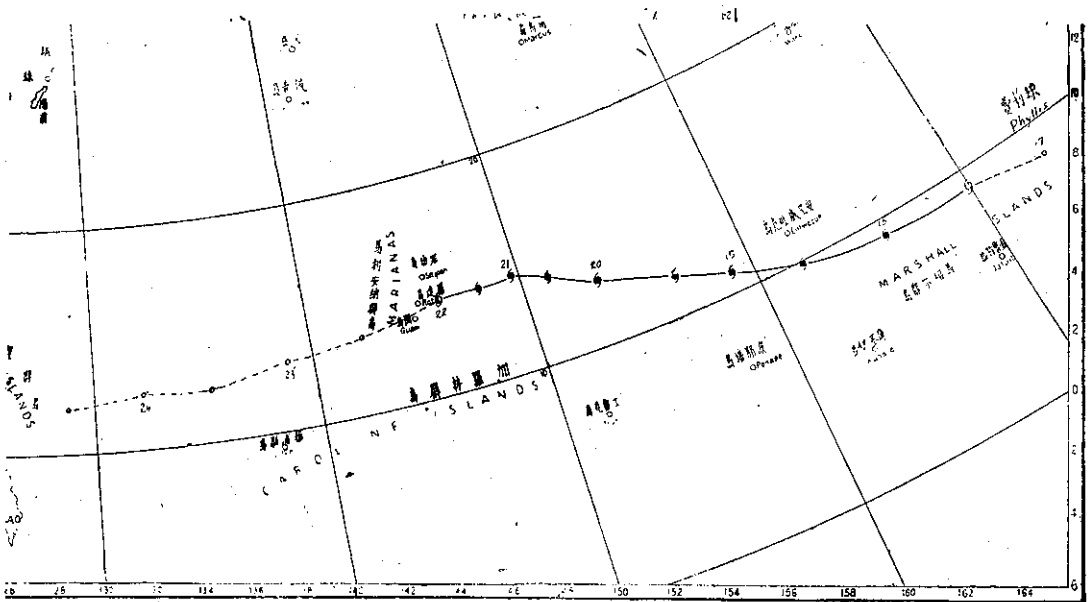


圖 3. 58年1月份颱風路徑圖

Fig. 3. Typhoon track in January, 1969.

本年內出現之颱風，以7月份侵襲臺灣之衛歐拉及9月份侵襲臺灣之艾爾西為最猛烈，中心氣壓均低達895mb，前者最大風速65m/s，後者為75m/s。但暴風半徑並不太大。本年內勢力甚弱之颱風只有3月份的莉泰(Rita)，中心最大風速僅17m/s。

以生命史之久暫而言，維持輕度颱風及以上階段最久者為10月之艾達(Ida)，計8天；8月的寇拉(Cora)和9月的艾爾西都維持7天，與往年比較都不算久。最短暫者則為3月之莉泰和12月的瑪麗(Marie)。

本年內各次颱風之路徑型式，拋物線型與直線型大致相當，均為9次，其餘1次彎曲較多。另9月份之葛瑞絲雖列為拋物線型，但路徑較特殊，曾在南島附近繞一圈。隨後向西不久再折而向東北東。

本年轉向颱風中，20-25°N轉向者4次，15-20°N轉向者2次；25-30°N轉向者2次，30-35°N轉向者1次。轉向緯度最高者為8月之艾麗絲，轉向緯度最低者為艾達及瑪麗。

二、各月颱風概述

本年內之颱風，4月及以前均係東西走向，7月則近似東南至西北西，8月起始見有轉向颱風，10月份以走向東北為主，故較往年為規律，茲將各月颱風之活動情形分述如下：

(一)一月 據歷年來之總計，東亞之颱風最不活動應在2-3月，故每年颱風起迄按理應以此期為劃分基準，但嚴格而論，西太平洋上全年均有颱風，實毋需劃分，故我人仍就習俗上之年為準乃謂之「本年之颱風發生較早」。

本月中旬，北太平洋高壓之位置偏北，馬紹爾羣島附近產生一東風波，費莉絲颱風於焉誕生，其時高壓軸線在馬緯度之正常位置，雖威力不强，中間且有新生之微弱氣旋波相隔，但30°N以南均為東風盛行，故此風暴形成後逕行向西，18日增為颱風強度。20日以後，北太平洋高壓有一淺楔西伸，阻其北進，22日減弱為熱帶風暴，隨即變為熱帶低壓，24日消滅於菲列賓羣島附近。本月颱風路徑見圖3。

(二)三月 2月份無颱風誕生，三月7-8日之地面天氣圖上，北太平洋高壓再度北移加強，馬紹爾羣島北方再度產生一東風波，莉泰乃告誕生，其情況雖與1月之費莉絲相似，但維持輕度颱風不到二天，即告消滅，路徑亦為自西向東。本月颱風路徑見圖4。

(三)四月 3月上旬莉泰消失後，西太平洋上平靜了相

當長一段時期，直到4月19日加羅林羣島附近又產生熱帶紛擾，其時馬緯度之高壓帶北移，使暖濕氣團乘隙北侵，東亞大陸為低壓羣所據，表示地面普遍增暖。蘇珊(Susan)在20日生成後沿高壓南緣西進，20日12時之地面圖上，低指數之形態極為顯著，海上高壓中心在阿留申羣島，向南南西伸展之高壓有一連串單元，我國東北則有一深低壓，低槽南伸。此種形勢實有利於暖濕氣流之北上，故未幾蘇珊即增為颱風強度，但速度則不斷減緩，終於在25日消滅於菲列賓羣島。全部路徑仍為近似東西向。本月颱風路徑見圖5。

(四)六月 蘇珊以後，西太平洋上平靜了很長一段時期，即自4月25日至7月6日間均未出現颱風。但在6月上旬底中旬初，極鋒位置經常在臺灣附近，新生低壓接踵而至，形成梅雨之姿態，以致本省各地淫雨連綿，中部地區且釀成相當重之災情，殊稱反常。

在6月7日之地面天氣圖上，低壓中心在北海道之西端，自此伸出之極鋒向西南經巴士海峽至東京灣，向東南則至北緯約32度再向東北伸入阿留申羣島。按諸常年，此時極鋒應在長江流域，北太平洋高壓應已增強北進。8日極鋒北進至臺灣附近，9日20時之圖上，鋒面再推至臺灣南方海面。

10日之地面圖上，長江下游竟出現凸錫低壓，暖鋒經臺灣，此種情形殊為少見，表示寒暖氣流之交綫甚為猛烈，11日又有冷鋒經臺灣，12日極鋒近似滯留臺灣，其上又有新生氣旋誕生，至此雨勢達於最強，故而雲林縣報出淫雨成災，估計損失為105 746 564元。其實早在5月底6月初已有一次類似之情形，該項災情實為前後兩次淫雨之合併（見6月15日新生報）。

(五)七月 蘇珊以後，西太平洋上平靜了很長一段時期。即自4月25日至7月6日間均未出現颱風，7月6日20時之700mb圖上菲列賓東方海上顯然為西南風與東風相遇之區域，在地面圖上高壓楔遠自中太平洋向西南西延伸，極鋒從阿留申以南伸向長江流域，此為典型之梅雨型。菲列賓東方近海出現一熱帶低壓，直至9日晚入南海後始驟然加深為颱風強度，命名為蒂絲(Tess)，11日登陸越南沿海後即減弱為熱帶低壓。

侵襲臺灣之第一次颱風衛歐拉，誕生於7月20日以後，24日到達颱風強度，詳情請參閱第一號侵臺颱風報告。此颱風因穿過巴士海峽時正當其極盛時期，中心氣壓不斷下降，使本省西南近海地區發生相

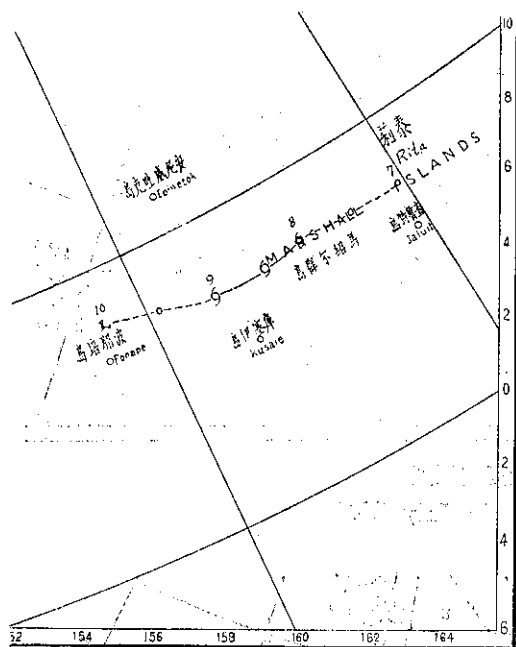


圖 4. 58年3月份颱風路徑圖

Fig. 7. Typhoon track in March, 1969

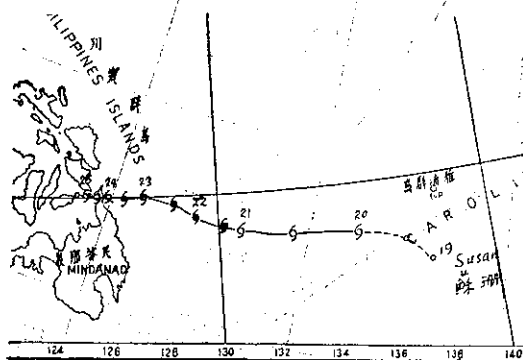


圖 5. 59年4月份颱風路徑圖

Fig 5. Typhoon track in April, 1969

當大之災害。

溫妮 (Winnie) 颱風時在本月月終生成於菲列賓羣島與馬利安納羣島中間之海面上，當時大陸上均為低壓區，太平洋高壓退至阿留申羣島之南方，其楔形部份在 30°N 向西伸展，故溫妮仍自西北西進，31日即減弱為熱帶低壓。本月份之颱風路徑見圖 6。

(六)八月 本月份為颱風最活躍之時期，本年亦不例外，但仍較往年為少。月初，艾麗絲 (Alice) 生成於琉球島之西方，近似北進，未增強為正式颱風，在其東方有一小高壓，艾麗絲轉向後即漸趨消滅。但此時貝蒂又在該高壓之西南方生成，走向西北，此為第二號侵臺颱風，詳情另見專文。

寇拉颱風初見於 13 日之地面天氣圖上，其時我國東南沿海及琉球、臺灣、菲列賓及其東方為一廣大之弱高壓區，故發展甚緩，直到 16 日始達輕度颱風，當時我國本部及東北均為低壓區，低緯度之氣壓梯度非常平坦；18 日加深為正式颱風強度後，逐漸轉至琉球羣島，再向東北。

都麗絲 (Doris) 月終醞釀於菲列賓羣島，入南海後始見發展。9 月 1 日，中心到達西沙羣島，隨後增為中度颱風，逼近海岸時，驟然減弱為熱帶性低氣壓，本月颱風路徑見圖 7。

(七)九月 9 月份發發生三次颱風，其中有兩次侵襲臺灣，但美勞西實際侵臺日期為 10 月 2-4 日，故作為 10 月之侵臺颱風。艾爾西在 16-20 日醞釀於威克島和安尼威吐克島之間，生成後不久即達颱風強度，此後一直向西北西，方位少有變動，26 日晚間登陸臺灣，詳情另見侵臺颱風報告第三號。

美勞西則在 30 日到達熱帶風暴強度，位菲列賓東方海上，至巴士海峽後轉向，在臺灣東海岸處緩進，2 日曾達颱風強度，其時因冷氣氣南下，使北部沛然大雨，5 日後變成低壓，在大屯山區仍維持一段大雨時期。詳見侵臺颱風報告第四號。

葛瑞絲颱風為本年內路徑最特殊之一次，30 日發展成輕度颱風後，曾順轉為一環形，故自 2 日起即走向西方。蓋在地面天氣圖上，北北西方有一囚錫低壓，葛瑞絲原可向北，但以低壓移行甚速，馬緯度高度增強，乃成為西進。隨後鋒系自阿留申羣島伸出，直達臺灣北部。由於颱風之突然走入高空之西風帶內，乃轉為向東北東進。本月份之颱風路徑見圖 8。

(八)十月 發生在本月份之三次颱風其路徑頗為近似，均為轉向颱風，上、中、下旬各一次。海倫 (Helen) 在 9 日誕生於塞班島之北方，10 日 8 時地面圖上

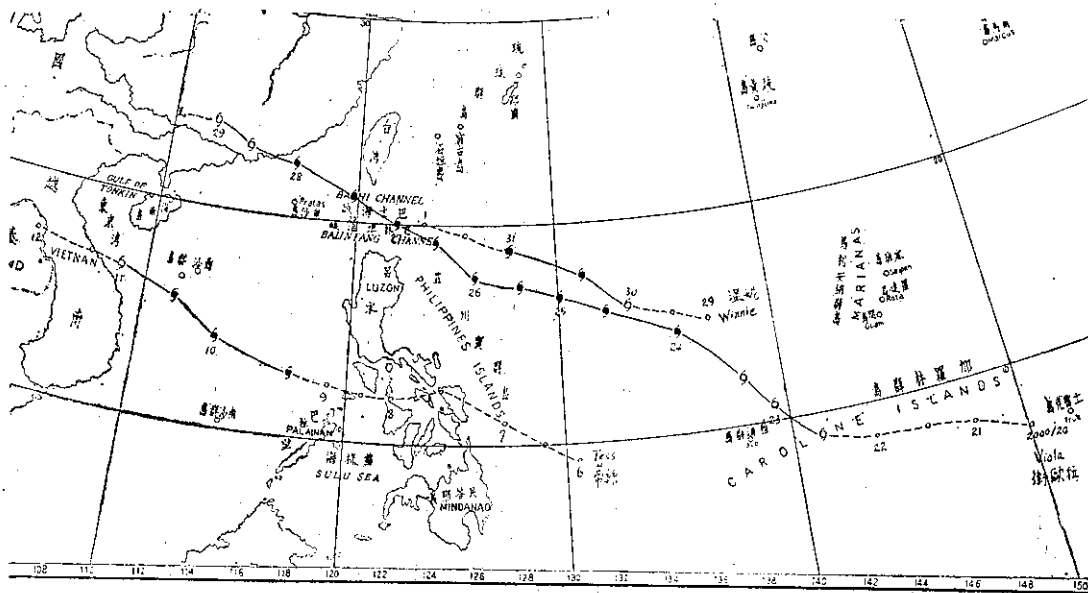


圖 6. 58年7月份颱風路徑圖

Fig. 6. Typhoon tracks in July, 1969.

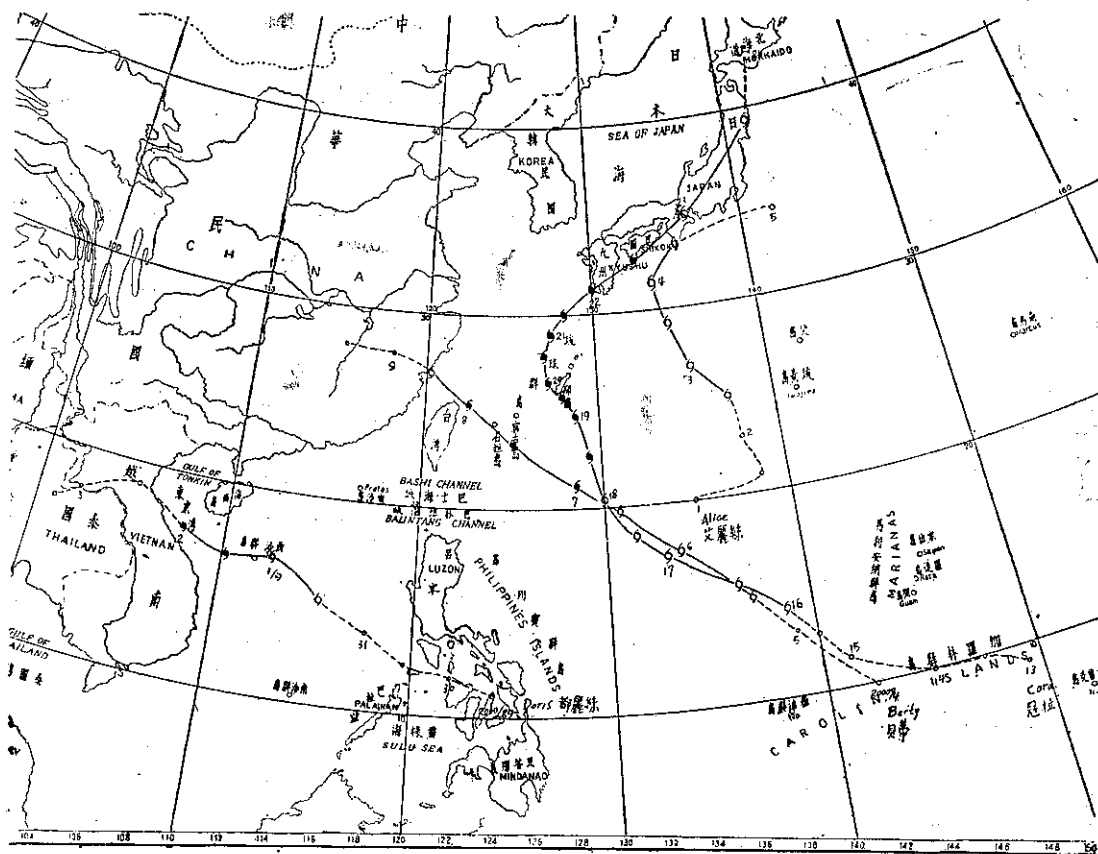


圖 7. 58年8月份颱風路徑圖

Fig. 7. Typhoon tracks in August, 1969.

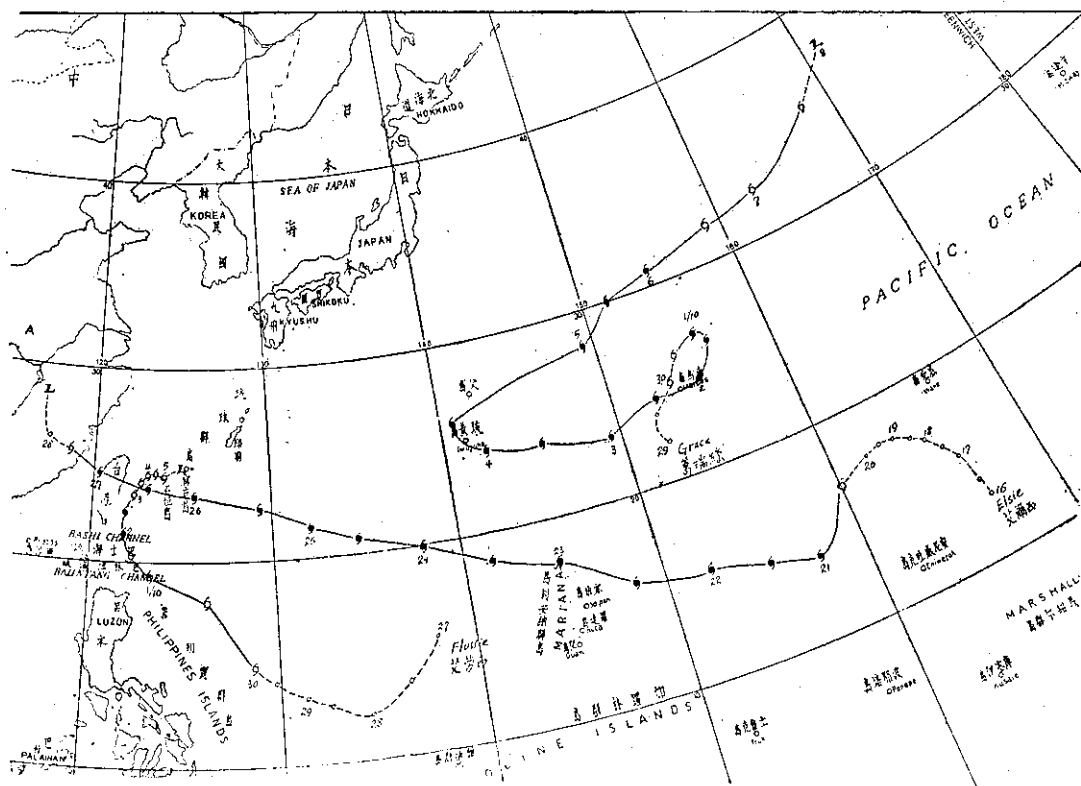


圖 8. 58年9月份颱風路徑圖

Fig. 8. Typhoon tracks in September, 1969.

已到達颱風強度，隨即轉向東北東，蓋天氣形勢非常明顯，高壓一在我國東北，一在西太平洋，中心在 175°E ， 32°N ，中間為低槽，低壓中心在堪察加半島之東方，適在海倫之東北方。

海倫消失後不久，艾達 (Ida) 發生在關島附近，16日晚發展成輕度颱風，18日8時增強為中度颱風，以其移行甚緩，故為本年內維持最久之颱風，艾達之所以行動遲緩，主要因為高空缺乏控制性之駛流。20日以後，因北方之主槽加深，乃增加其向東北之速度，且一直到北緯 42° 以上始轉變為溫帶氣旋。

裘恩 (June) 之育成已在月終，初近向北，11月2日後行動轉緩乃趨於轉向，4日後加速走向東北，至6日轉為溫帶氣旋。蓋在4日之天氣圖上強大之太平洋高壓軸線指向西南，鞍式之形勢極為明顯。本月颱風路徑見圖9。

(九)十一月 本月誕生之颱風計有二次，一為凱西 (Kathy)，月初生成於加羅林羣島；另一為勞娜 (Lorna)，下旬育成於呂宋島東方，後者並未到達颱

風強度，前者則發展成強烈颱風，循一典型之拋物線路徑，4日育成後即走向西北西至7日開始轉向，8日後完成轉向，加速起向東北，10日8時之地面圖上轉變為溫帶氣旋。勞娜之路徑則極為曲折，26日以後形成一波波形，至30日消滅。

本月份颱風路徑見圖10。

(十)十二月 本月內僅見一次颱風，即12月18日誕生在馬利安納羣島以西之瑪麗 (Marie)，此一颱風生成後即轉向，未達颱風強度，路徑見圖11。

三、本年內發佈颱風警報情況

本年內臺灣發佈颱風警報6次，比去年少2次，其中7月內之溫妮妮發海上警報，故陸上警報僅發5次，而實際侵臺4次，佔80%之多。警報時間維持最久者為美勞西颱風，計4天。最短者為貝蒂，維持僅2天。

荷歐拉颱風發首次陸上警報為26日9時45分，中心最接近本省為27日14時，相隔為28小時

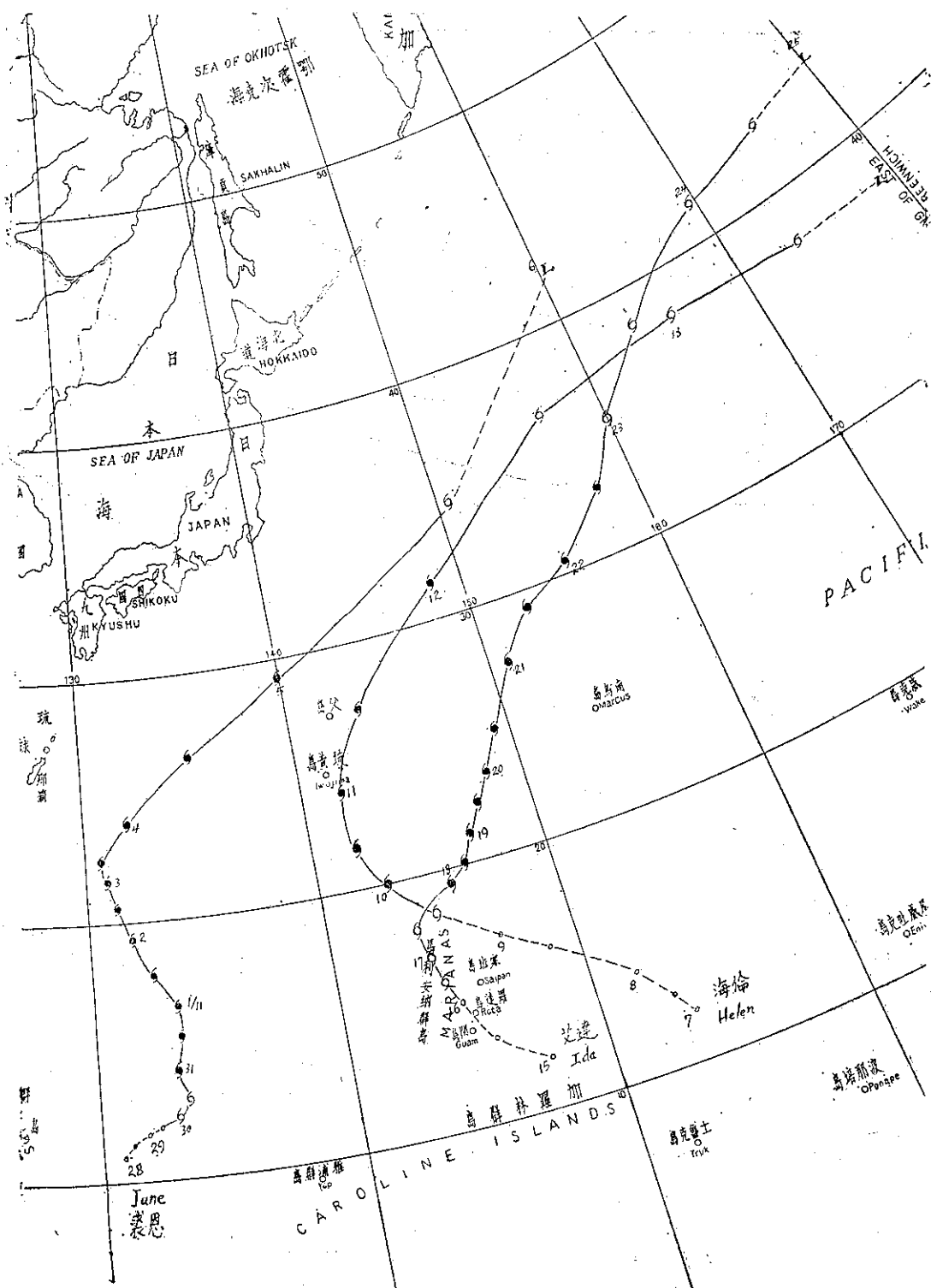


圖 9. 58年10月份颱風路徑圖
Fig. 9. Typhoon tracks in October, 1969.

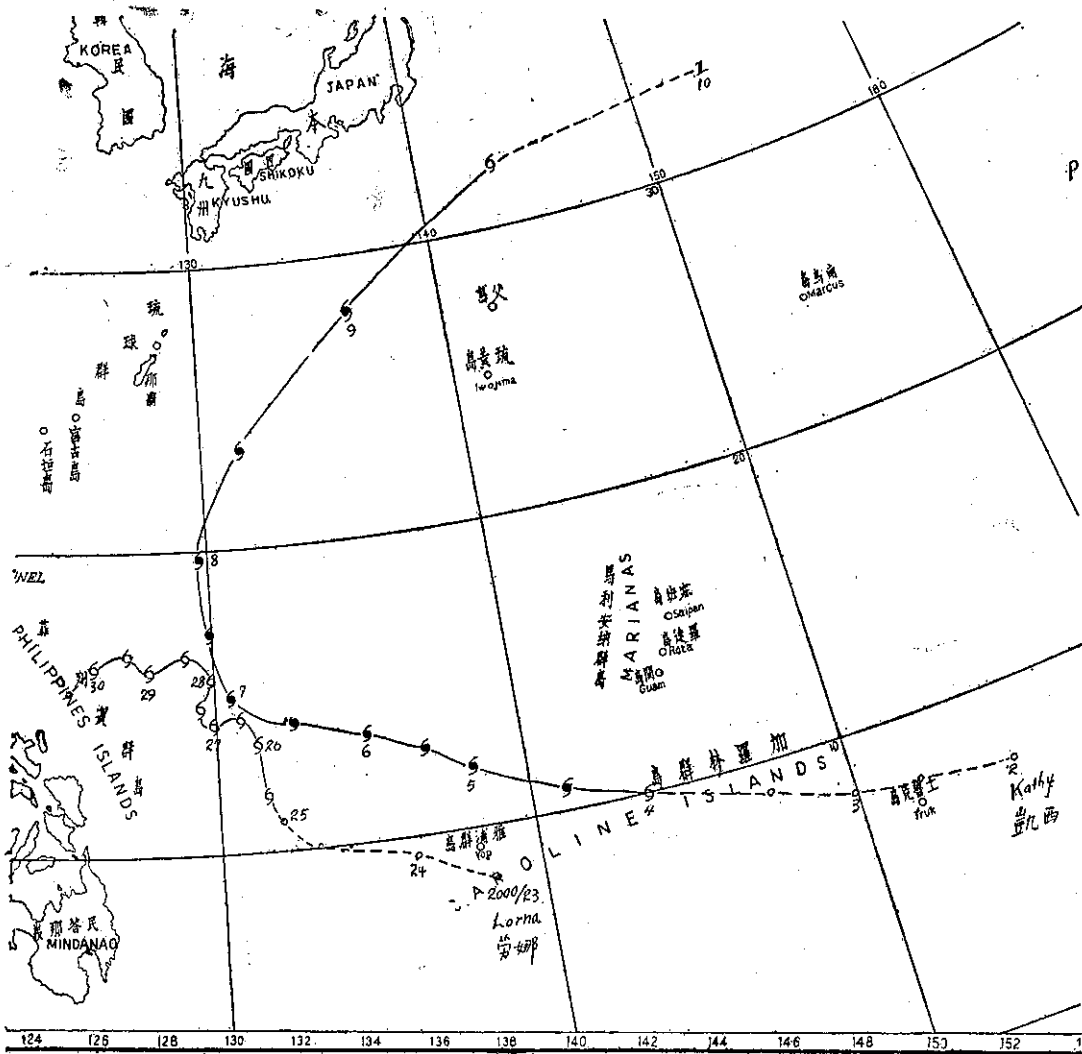


圖 10. 58年11月份颱風路徑圖
Fig. 10. Typhoon tracks in November, 1969.

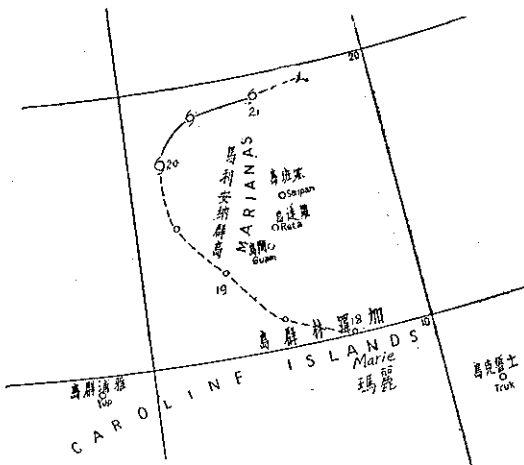


圖 11 58年12月份颱風路徑圖
Fig. 11. Typhoon track in December, 1969

15 分。17m/s 風最先出現為 27 日 22 時 30 分，地點在高雄，10mm/hr 之雨則在 26 日 17 時最先在新港出現。

貝蒂颱風首次陸上警報在 8 月 7 日 15 時 30 分發佈，中心登陸則在 8 日 10 時 20 分，相隔 18 時 50 分；17m/s 風未出現，10mm/hr 之雨則新竹在 8 日 5 時出現最早，相隔為 13 時 30 分。

艾爾西颱風第一次陸上警報在 9 月 25 日 2210 時發佈，中心登陸為 27 日 2 時，相隔 27 小時 50 分；17m/s 之風 26 日 15 時最先在基隆出現，相隔 16 時 50 分；美勞西颱風第一次陸上警報在 10 月 2 日 6 時 20 分發佈，中心未登陸，但以 3 時 2 分最接近，相隔 43 時 40 分之久。17m/s 之風新港 1 日 21 時最先出現，相隔亦達 39 時 40 分。

表 3 民國 58 年北太平洋西部地區颱風綱要表

Table 3. Summary of typhoon data within the area of North-Western Pacific during 1969

月 份	當 月 次 序	本 年 編 號	颱 風 名 稱	起 迄 時 間			誕生地區	經度颱風 發生地點		最大 風速 m/s	暴風半徑		中心 最低 氣壓 mb	最大 移行 速度 kts	颱風 分類	警報階段	附註
				全 部 起 迄	輕 度 以 上	中 度 以 上		北緯	東經		30 kts	50 kts					
1月	1	5801	費 莉 絲 (Phyllis)	17/ 1— 24/ 1	17/ 1— 22/ 1	18/ 1— 21/ 1	馬紹爾羣島 以東	9.0	169.7	35	120	50	965	18	中度		
3月	1	5802	莉 泰 (Rita)	7/ 3— 9/ 3	8/ 3— 9/ 3	—	馬紹爾羣島	7.9	166.0	17	150	—	990	15	輕度		
4月	1	5803	蘇 珊 (Susan)	19/ 4— 25/ 4	20/ 4— 25/ 4	21/ 4— 23/ 4	加羅林羣島 以西	7.4	134.5	40	150	50	940	10	中度		
7月	1	5804	蒂 絲 (Tess)	6/ 7— 12/ 7	9/ 7— 18/ 7	9/ 7— 10/ 7	南海東部	13.2	118.8	35	200	50	970	20	"		
"	2	5805	衛 歐 拉 (Viola)	20/ 7— 29/ 7	22/ 7— 29/ 7	24/ 7— 28/ 7	加羅林羣島	8.2	143.4	65	350	150	895	14	強烈	海上陸上	侵臺
"	3	5806	溫 妮 (Winnie)	29/ 7— 1/ 8	30/ 7— 31/ 7	30/ 7— 31/ 7	非 利 安 馬利安納間	16.0	133.5	33	120	20	984	15	中度	海 上	
8月	1	5807	艾 麗 絲 (Alice)	1/ 8— 5/ 8	2/ 8— 4/ 8	—	琉璣島西方	24.0	137.5	28	300	30	980	26	輕度		
"	2	5808	貝 蒂 (Betty)	4/ 8— 9/ 8	5/ 8— 8/ 8	7/ 8— 8/ 8	加羅林羣島 北 方	13.4	138.7	35	250	75	973	20	中度	海上陸上	侵臺
"	3	5809	寇 拉 (Cora)	13/ 8— 23/ 8	16/ 8— 23/ 8	18/ 8— 22/ 8	加羅林羣島	11.6	141.5	45	150	50	934	27	"	" "	
"	4	5810	都 麗 絲 (Doris)	29/ 8— 3/ 9	31/ 8— 2/ 9	1/ 9— 2/ 9	南 海	14.6	116.6	35	200	50	975	15	"		
9月	1	5811	艾 爾 西 (Elsis)	16/ 9— 28/ 9	20/ 9— 27/ 9	21/ 9— 27/ 9	威克島西方	17.7	161.3	75	300	150	895	20	強烈	海上陸上	侵臺
"	2	5812	芙 勞 西 (Flossie)	27/ 9— 5/10	30/ 9— 5/10	2/10	呂宋島東方	15.7	128.7	40	250	75	946	18	中度	" "	
"	3	5813	葛 瑞 絲 (Grace)	29/ 9— 7/10	30/ 9— 7/10	1/10— 6/10	威克島北方	25.0	164.0	45	250	75	940	25	"		
10月	1	5814	海 倫 (Helen)	7/10— 13/10	9/10— 13/10	10/10— 12/10	馬 利 安 納 羣 島	17.7	146.2	50	400	50	930	40	強烈		
"	2	5815	艾 達 (Ida)	15/10— 24/10	16/10— 24/10	18/10— 22/10	"	15.8	144.9	45	300	150	920	30	中度		
"	3	5816	裘 恩 (June)	28/10— 5/11	30/10— 5/11	31/10— 5/11	非 島 東 方	12.3	133.1	45	500	150	935	55	"		
11月	1	5817	凱 西 (Kathy)	2/11— 9/11	4/11— 9/11	4/11— 9/11	加羅林羣島	10.0	144.0	50	250	100	950	40	強烈		
"	2	5818	勞 娜 (Lorna)	23/11— 30/11	25/11— 30/11	—	呂宋島東方	12.1	131.3	25	300	—	985	10	輕度		
12月	1	5819	瑪 麗 (Marie)	18/12— 21/12	20/12— 21/12	—	馬 利 安 納 以 西	17.5	141.5	23	150	—	995	17	"		

本年內發佈颱風警報 6 次，其中 7 月 2 次，8 月 2 次，9 月 1 次，10 月 1 次。全颱風之綱要見表 3。

四、本年內颱風災情概述

本年內颱風之災情甚為嚴重，艾爾西及美勞西兩次颱風，據省府核定災害損失 603,391,032 元，民間損失 2,725,829,336 元，共 3,329,220,368 元，另災害影響稅課短收估計 354,970,000 元。再如將衛歐拉之

損失，合併計算在內，全年因颱風而遭受之直接損失大致在 35 億元之譜。此四次颱風中，以美勞西造成之水災影響北部地區特別是大臺北市區之工商農業及民間損失最大。其次為艾爾西之風雨在全省造成之災害，再次則為衛歐拉造成臺南、嘉義近海地區之海水倒灌，漁業受重大損失。至於貝蒂颱風則僅新竹、桃園一帶釀成短暫之水災。茲將本年內侵臺颱風災情見表 4。

表 4 民國 58 年颱風災害綱要表

颱風名稱	人 口 (人)		房 屋 (間)		漁 船 (艘)		公 路 (元)	鐵 路	其 他
	死 (含失蹤)	傷	全 倒	半 倒	沉 沒 (含沖失)	損 壞			
衛 歐 拉	11	63	1,292	830	—	—	—	17,111,480	農林漁畜業合計損失 609,737,000 元 政府損失 603,391,032 元 民間損失 2,725,829,336 元 3,329,220,368 元
貝 蒂	3	0	103	17	7	2	—	—	
艾 爾 西	90	318	13,573	22,470	71	19	—	—	
美 勞 西	85	24	2,004	1,820	3	2	—	—	

五、本年內颱風之特點

綜上所述，本年內颱風之特色可概括為以下各點：

(一) 本年總次數 19 次，為過去 23 年來發生最少之一年，到達颱風強度者 15 次，亦較過去 22 年之平均數 18.3 次為低。

(二) 本年內 2、5、6 月均無颱風，1、3、4、12 各月均各出現一次。颱風季之 7 至 11 各月均較正常為不活躍，8、9 兩月更為明顯。

(三) 本年內有 4 次侵臺颱風，略高於過去 22 年內平均數 3.7 次，其中 7 至 10 月每月各 1 次，分配堪稱均勻。美勞西誕生於 9 月，侵臺則為 10 月。本年颱風災情慘重，尤以艾爾西及美勞西為著。美勞西使臺

北市發生空前未有之水患。

(四) 衛歐拉颱風過巴士海峽向西北時，由於中心氣壓激降及有利之海岸形勢，使嘉義、臺南沿海發生海水倒灌，魚塭受嚴重之損失，此為以往所少見。

(五) 本年內北太平洋西部發生之颱風中，以 7 月之衛歐拉及 9 月之艾爾西為最猛烈，中心氣壓均低達 895mb，前者最大風速為 65m/s，後者為 75m/s。

(六) 本年內之侵臺灣颱風以美勞西較特殊，以其在東海岸外轉向，且移行極緩，加之正當寒潮南下，乃致淫雨成災。

(七) 本年內颱風路徑較為規律，近似直線與拋物線形各點 9 次，另一次路徑較曲折。

(戚啓勳執筆)

氣象學報目錄索引

(自第一卷一期至第十六卷二期)

Index to Vol. 1 No. 1 to Vol. 16 No. 2 of
the Meteorological Bulletin

(Published Quarterly by Taiwan Weather Bureau)

卷期(出版年月) Vol. and No. (Date of publication)	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study rep.	備 考 Remarks
第一卷一期 (44. 3.) Vol. 1 No. 1 (Mar. '55)	①「中國天氣類型」之應用報告	徐 應 璟	1~2	—	中文 (in Chinese)
	②臺灣冬夏雨量偏差與東西環流之關係	戚 啓 勳	3~16	—	" "
	③臺灣冬季季風天氣及其預報	王 時 鼎	17~23	—	" "
	④颱風預報問題之研究	殷 來 朝	24~26	—	" "
	⑤噴射氣流的性質	沈 傳 節	27~35	—	" "
	⑥圖解天氣預報法之介紹	徐 應 璟	36~38	—	" "
	⑦東南亞及西太平洋之大氣環流	子 猷 譯	39~44	—	" "
	⑧天氣預報規則彙編及其評價	一 凡 節 譯	45~52	—	" "
	⑨中國海非界面性的濡濛天氣和冷季雲	楊則久節譯	53~55	—	" "
	⑩降雨預報的研究	之 杰 譯	56~58	—	" "
	⑪實測之大氣緯流	一 凡 節 譯	59~61	—	" "
	⑫熱帶氣旋之平均溫度結構	季 瑜 節 譯	62~65	—	" "
	⑬熱帶天氣的特徵	穆 雍 若 譯	66~67	—	" "
	⑭日本氣象研究所概況	嚴 之 永 譯	68~69	—	" "
第一卷二期 (44. 6.) Vol. 1 No. 2 (June '55)	①關於挪威學說與法國學說在天氣預報應用上的觀感	蔣 丙 然	1~6	—	" "
	②絕對旋率平流在天氣預報方面之應用及原理	湯 彰	7~14	—	" "
	③龍捲風伴生之現象及其預兆	亢 玉 瑾	15~23	—	" "
	④簡介 500mb 五日平均圖及 500mb 五日平均傾向圖	曲 克 忽	24~26	—	" "
	⑤西太平洋颱風運動長期預報問題之初步研究	王 時 鼎	27~34	—	" "
	⑥東南亞及西太平洋之大氣環流 (續)	子 猷 譯	35~40	—	" "
	⑦應用較差法求平均值	殷 來 朝 譯	41~43	—	" "
	⑧熱帶風暴之高空現象	沈 傳 節 譯	44~50	—	" "
	⑨襲日災害颱風結構之研究	徐 應 瑾 譯	51~58	—	" "
	⑩高空氣象的研究	耿 秀 雲 譯	59~61	—	" "
第一卷三期 (44. 9.) Vol. 1 No. 3 (Sept. '55)	①近年氣象業務發展的動向與儀器的進步	鄭 子 政	1~3	—	" "
	②臺灣氣象業務簡況	史 華 博	4	—	" "
	③客觀預報法之原理與應用	萬 寶 康	5~24	—	" "
	④大氣穩定性之水平分佈	徐 寶 箴	25~32	—	" "
	⑤新疆之地面氣流	戚 啓 勳	33~38	—	" "
	⑥怎樣預報噴射機凝結雲	殷 來 朝	39~41	—	" "
	⑦熱帶地區風之分析	湯 彰	42~46	—	" "
	⑧500mb高度距平圖與厚度距平圖	曲 克 恭	47~48	—	" "
	⑨7月18日新竹地區龍捲風之研討	許 玉 燦	49~52	—	" "
	⑩畢德生 (Petterssen) 波動方程式	徐 應 璟 譯	53~59	—	" "
	⑪熱帶環流型式	黃 光 表 譯	60~63	—	" "

卷期(出版年月) Vol. and No. (Date of publication)	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study rep.	備 考 Remarks
第一卷四期 (44. 12.) Vol. 1 No. 4 (Dec. '55)	①氣象與交通進步 ②臺灣高空氣流 ③中國近海的海流與水溫分佈 ④圖解天氣預報法之理論及其得失 ⑤關於天氣圖的幾件小事 ⑥介紹一種簡易風向風速計算工具 ⑦美國天氣分析中心簡介 ⑧熱帶氣旋問題之研討 ⑨飛機結冰之研究 ⑩一、二、三月份東亞噴射氣流之研究	鄭 子 政 魏 元 恒 朱 祖 佑 廖 學 鎰 林 紹 豪 徐 應 環 林 紹 豪 亢 玉 瑾 譯 劉 鴻 喜 譯 曲克恭節譯	1~ 4 5~10 11~15 16~28 29 30~32 33 34~42 43~46 47~51	1 2 3 — — — — — — —	中文 (in Chinese) " " " " " " " " " "
第二卷一期 (45. 3.) Vol. 2 No. 1 (Mar. '56)	①西伯利亞寒潮爆發與東亞對流層中部噴射氣流之形成 ②水文氣象觀測與水文氣象預報 ③大氣放射能之測定及其對人體之影響 ④論飛行員天氣報告的重要性的測報方法 ⑤南極的新地理 ⑥冬季中的東南亞熱帶擾動 ⑦熱帶氣旋問題之研討 (續)	徐 應 環 王 時 鼎 劉 衍 淮 呂 世 宗 戚 啓 勳 鄭 子 政 殷 來 朝 譯 亢 玉 瑾 譯	1~10 — 11~17 18~25 26~28 29~33 34~42 43~52	4 — 6 7 — 5 — —	" " " " " " " "
第二卷二期 (45. 6.) Vol. 2 No. 2 (June '56)	①再論臺灣高空氣流 ②天氣預報之考核問題 ③渦度方程式之介紹 ④數值預報之基礎理論 ⑤傳真機在氣象上之應用 ⑥天氣與戰爭 ⑦海洋和大氣的關係 ⑧噴射氣流雲 ⑨50mb與25mb高度上氣流之研究 ⑩民國45年颱風報告第一號：颱風賽洛瑪 Report on Typhoon "Thelma"	魏 元 恒 萬 寶 康 徐 明 同 廖 學 鎰 劉 鴻 喜 葉 雲 喬 譯 戚 啓 勳 譯 一 凡 譯 張 瑞 翔 譯 氣象預報中心	1~ 7 8~12 13~20 21~37 38~41 42~47 48~49 50~54 55~58 59~63	8 9 — — 10 11 12 — — —	" " " " " " " " " 45年颱風報告第一號 中文 (in Chinese)
第二卷三期 (45. 9.) Vol. 2 No. 3 (Sept. '56)	①氣象與漁業 ②近代長期天氣預報 ③臺灣的幾種氣團霧 ④客觀預報技術之最近發展 ⑤臺灣之雷雨 ⑥美國颶風研究計劃之目標與設計 ⑦各國研究數值預報現況 ⑧第一屆國際極年之創世紀(1882~83) ⑨民國45年颱風報告第二號：颱風萬達 Report on Typhoon "Wanda" ⑩民國45年颱風報告第三號：颱風黛納 Report on Typhoon "Dinah"	鄭 子 政 魏 元 恒 戚 啓 勳 萬 寶 康 黃 光 表 一 凡 譯 林 紹 豪 譯 徐 學 洛 譯 氣象預報中心 氣象預報中心	1~ 4 5~14 15~24 25~31 32~34 35~39 40~42 43~45 46~54 55~61	13 14 15 — 16 — — — — —	中文 (in Chinese) " " " " " " " " 45年颱風報告第二號 中文 (in Chinese) 45年颱風報告第三號 中文 (in Chinese)
第二卷四期 (45. 12.) Vol. 2 No. 4 (Dec. '56)	①岡田武松博士傳 (1874~1956) ②降水與農業的關係 ③雷達與天氣偵測 ④臺灣之霜雪 ⑤英國氣象局人造雨之試驗 ⑥200mb 上空噴射氣流與龍捲風發生的關係	鄭 子 政 姚 懿 明 周 根 泉 黃 光 表 殷 來 朝 譯 劉 鴻 喜 譯	1~ 2 3~11 12~16 17~18 19~21 22~25	— 17 18 — — —	中文 (in Chinese) " " " " " "

卷期(出版年月) Vol. and No. (Date of publication)	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study rep	備 考 Remarks
	⑦定壓面飄流氣球軌跡在氣象上之應用	王時鼎節譯	26~37	—	中文 (in Chinese)
	⑧對流層頂分析與天氣預報	高 錫 川 譯	38~42	—	" "
	⑨馬紹爾群島氫彈爆發所引起的微壓振動	呂 世 宗 譯	43~44	—	" "
	⑩民國45年颱風報告第四號：颱風芙瑞達 Report on Typhoon "Freda"	徐 應 璟	45~51	—	45年颱風報告第四號 中文 (in Chinese)
	⑪民國45年颱風報告第五號：颱風吉達 Report on Typhoon "Gilda"	劉 鴻 喜	52~59	—	45年颱風報告第五號 中文 (in Chinese)
第三卷一期 (46. 3.) Vol. 3 No. 1 (Mar. '57)	①國際地球物理年觀測計劃述略	鄭 子 政	1~11	19	中文 (in Chinese)
	②雷雨預測法	曲 克 恭	12~14	—	" "
	③臺北國際機場航空氣象之研究	劉 鴻 喜	15~19	20	" "
	④民國四十五年颱風特殊問題研究	王 時 鼎	20~24	—	" "
	⑤二十四小時颶風移動之預報	亢 玉 瑾 譯	25~29	—	" "
	⑥距平在天氣預報中之應用	徐 應 璟 譯	30~33	—	" "
	⑦橫渡兩洋之氣球探空	林 則 銘 譯	34~38	—	" "
	⑧冷鋒降雨之變率	永 若 譯	39~42	—	" "
	⑨世界氣候要素之極端值(-)	一 飛 譯	43~44	21	" "
第三卷二期 (46. 6.) Vol. 3 No. 2 (June '57)	①臺灣氣候之分類	陳 正 祥	1~ 9	22	
	②單經緯儀測風氣球觀測之誤差	林 紹 豪	10~16	23	
	③試釋三月廿日臺灣及閩粵沿海之陣雨	林 鞠 情	17~18	—	
	④美國各種傳真天氣圖之判讀與應用	萬 寶 康	19~24	—	
	⑤泛論氣象學之應用	戚 啓 勳	25~32	—	
	⑥天氣預報的定則及方法 (上)	徐 應 璟 譯	33~43	—	中文 (in Chinese)
	⑦碧空與陰天時太陽能之研究	喬 鳳 倫 譯	44~50	—	" "
	⑧火星上之氣象問題	秦 仁 義 譯	51~60	—	" "
	⑨火星上的氣象狀況	徐 學 洛 譯	61~67	—	" "
第三卷三期 (46. 9.) Vol. 3 No. 3 (Sept. '57)	①中國之氣候區域	陳 正 祥	3~ 9	24	
	②美國各種傳真天氣圖之判讀與應用(續)	萬 寶 康	10~17	—	中文 (in Chinese)
	③另擬熱帶陸地測站地面天氣報告電碼格式問題之商榷	黃 光 表	18~19	—	中文 (in Chinese)
	④民國46年颱風報告第一號：颱風佛琴尼 Report on Typhoon "Virginia"	徐 應 璟	20~27	—	46年颱風報告第一號 Typh. rep. No. 1, 1957
	⑤夏半年臺灣降水之形成及預報	林 鞠 情 譯	28~34	—	中文 (in Chinese)
	⑥天氣預報的定則及方法 (下)	徐 應 璟 譯	35~45	—	" "
	⑦世界氣候要素之極端值(=)	一 飛 譯	46~47	25	" "
第三卷四期 (46. 12.) Vol. 3 No. 4 (Dec. '57)	①氣象與水土保持	蔣 丙 然	1~ 4	26	
	②原子塵降落地區之預測	徐 寶 箴	5~ 8	—	
	③西伯利亞寒潮對颱風影響之研究	王 時 鼎	9~15	—	
	④對流層上部「晴空亂流」之研究	魏 元 恒	16~19	—	
	⑤民國46年颱風報告第二號：颱風卡門 Report on Typhoon "Carmen"	氣象預報中心	20~26	—	46年颱風報告第二號 Typh. rep. No. 2, 1957
	⑥民國46年颱風報告第三號：颱風費婭與 葛樂麗 Report on Typhoon "Faye, and Typhoon "Gloria"	—	20 27	—	46年颱風報告第三號 Typh. rep. No. 3, 1957
	⑦由風圖求飛行之風助係數	殷 來 朝 譯	30~36	—	中文 (in Chinese)
	⑧應用長波原理預測寒潮爆發	曲 克 恭 譯	37~40	—	" "
	⑨積雲性之降水過程	陶 樹 人 譯	41~44	—	" "
	⑩因地勢發生之大氣擾動與飛行之關係 (上)	曹 淦 生 譯	45~55	27	" "

卷期(出版年月) Vol. and No. (Date of publication)	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study. rep.	備 考 Remarks
第四卷一期 (47. 3.) Vol. 4 No. 1 (Mar. '58)	①日本的氣象學界 ②放射能與原子塵 ③渦率觀念及其在天氣學上之推廣應用 ④飛機凝結尾之分析與研究 ⑤氣旋生成在東海之預測 ⑥美國對於放射性微塵預報之概況 ⑦臭氧層季節的與緯度的溫度變化 ⑧噴射機凝結尾預報之經驗修正 ⑨因地勢發生之大氣擾動與飛行之關係 (下)	陳 正 祥 王 榮 舫 嚴 夢 輝 禾 雨 曲 克 恭 殷 來 朝 譯 革 心 節 譯 徐 應 環 譯 曹 淦 生 譯	1~ 5 6~10 11~28 29~34 35~38 39~42 43~44 45~49 50~56	29 30 — — — — — — 28	中文 (in Chinese) 中文 (in Chinese) " "
第四卷二期 47. 6.) Vol. 4 No. 2 June '58)	①中國氣象學術事業發達史略 ②圖解法24小時 500 毫巴預測圖 ③氣象對水稻生育之影響 ④臺灣地形影響冷鋒之初步檢討 ⑤雷雨之研究 ⑥航空氣象勤務之展望 ⑦旋率原理 ⑧颱風進路的預報 ⑨北美區極地反氣旋移動之客觀預報 ⑩羅士培先生傳 (1898~1957)	鄭 子 政 耿 秀 雲 張 月 娥 林 鞠 情 劉 鴻 喜 徐 應 環 戈 文 力 譯 西村傳三著 周 明 德 譯 陳 良 曜 譯 鄭 子 政	1~ 5 6~10 12~19 20~23 24~29 30~33 34~39 40~43 44~50 51	31 — 32 — 33 — — — — — —	中文 (in Chinese) " " " " 中文 (in Chinese)
第四卷三期 (47. 9.) Vol. 4 No. 3 (Sept. '58)	①雨港基隆之雨 ②寒潮預報有關問題討論 ③厚度圖之性質及其應用 ④臺北淡水河之水位與氣壓雨量之相關 ⑤民國47年颱風報告第一號：颱風溫妮 Report on Typhoon "Winnie" ⑥利用人造衛星預測天氣 ⑦赤道區之氣團與界面現象 ⑧美空軍天氣偵察介紹 ⑨裴德生新著卷二讀後記 ⑩憶前藍山氣象臺臺長白魯克先生	陳 正 祥 徐 應 環 王 時 鼎 徐 寶 箴 黃 鋪 身 氣象預報中心 — 鄭啓勳節譯 夏蔚群節譯 曲 克 恭 譯 劉 鴻 喜 鄭 子 政	1~ 5 6~14 15~23 24~28 29~38 29 39~45 46~47 48~49 50~52 53	34 35 — — — — — — — — —	47年颱風報告第一號 Typh. rep. No. 1, 1958 中文 (in Chinese) 中文 (in Chinese)
第四卷四期 (47. 12.) Vol. 4 No. 4 (Dec. '58)	①農業氣象研究與發展之大勢 ②臺灣物候報告 ③建立防洪預報工作芻議 ④中國區域強烈寒潮分析 ⑤臺灣氣候與雷達電波之選擇 ⑥民國47年颱風報告第二號：八月下旬侵襲臺灣之小型颱風 ⑦民國47年颱風報告第三號：颱風葛瑞絲 Report on Typhoon "Grace" ⑧冬季北極平流層噴射氣流(1955~1956)	鄭 子 政 張 月 娥 劉 鴻 喜 王 時 鼎 湯 捷 喜 氣象預報中心 氣象預報中心 — 曲 克 恭 譯	1~ 5 6~ 9 10~14 15~22 23~29 30~32 33~38 33 39~45	36 40 39 38 37 — — — —	47年颱風報告第二號 中文 (in Chinese) 47年颱風報告第三號 Typh. rep. No. 3, 1958 中文 (in Chinese)

卷期(出版年月) Vol. and No. (Date of publication)	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study rep.	備 考 Remarks
第五卷一期 (48. 3.) Vol. 5 No. 1 (Mar. '59)	①國際地球物理年的貢獻摘要 ②降水量的預報技術之評價及其展望 ③大氣放射性降落物測驗報告 ④D 值之性質及其在航空氣象之應用 ⑤上對流層及下平流層之分析 ⑥鋒前線颶之客觀預報法 ⑦龍捲風及其有關現象	鄭 子 政 劉 鴻 喜 呂 世 宗 施 清 溪 郭 文 鏞 徐 寶 箴 陳 良 曜 革 心 摘	1~10 11~14 15~21 22~25 26~34 35~38 39~44	41 42 43 44 — — —	中文 (in Chinese) "
第五卷 二、三期 (48. 9.) Vol. 5 No. 2, 3 (Sept. '59)	①從本省中南部雨災談到地球物理學研究 ②葛瑞絲颱風行徑預報對操縱觀念之研討 ③臺北雨水總90含量之累積推定值 ④種菸與氣候 ⑤建築工程與氣象 ⑥熱帶東風噴射氣流 ⑦亞洲南部與東部大規模夏季季風情況 ⑧氣旋發展之預報 ⑨出席區際水文系統暨方法討論會議報告	鄭 子 政 廖 學 鎰 呂 世 宗 方 冠 英 徐寶箴節譯 鄒 新 助 簡 以 明 嚴 夢 輝 劉 鴻 喜	1~ 5 6~12 13~14 15~19 20~24 25~32 33~36 37~44 45~47	45 47 48 49 — — — — 46	中文 (in Chinese) " " 中文 (in Chinese)
第五卷四期 (48. 12.) Vol. 5 No. 4 (Dec. '59)	①厚度圖對於天氣分析和預報之應用 ②人類征服沙漠氣候的成就 ③民國48年颱風報告第一號：颱風畢莉 Report on Typhoon "Billie" ④民國48年颱風報告第二號：颱風艾瑞絲 Report on Typhoon "Iris" ⑤西北太平洋熱帶氣旋之定位與預報	廖 學 鎰 鄭 子 政 研 究 室 研 究 室 陳 以 明	1=11 12~17 18~29 30~34 35~51	50 51 — — —	48年颱風報告第一號 Typh. rep. No. 1, 1959 48年颱風報告第二號 Typh. rep. No. 2, 1959 中文 (in Chinese)
第六卷一期 (49. 3.) Vol. 6 No. 1 (Mar. '60)	①臺灣之氣象災害 ②民國48年颱風報告第三號：颱風瓊安 Report on Typhoon "Joan" ③民國48年颱風報告第四號：颱風魯依絲 Report on Typhoon "Louise" ④民國48年颱風報告第五號：颱風英瑞達 Report on Typhoon "Freda" ⑤敬悼費克爾亨利 (Heinrich Ficker) 先生	廖 學 鎰 研 究 室 研 究 室 研 究 室 劉 衍 淮	1~29 30~37 38~42 43~46 47~50	52 — — — 53	48年颱風報告第三號 Typh. rep. No. 3, 1959 48年颱風報告第四號 Typh. rep. No. 4, 1959 48年颱風報告第五號 Typh. rep. No. 5, 1959 中文 (in Chinese)
第六卷二期 (49. 6.) Vol. 6 No. 2 (June '60)	①動力學的不穩定度 ②對流上限之分析與預報 ③臺灣小麥與氣象 ④民國48年颱風總報告：北太平洋西部颱風概述 Typhoons in Northwestern Pacific During 1959. ⑤民國48年颱風報告：八七水災 Report on Flood of 7th August 1959 ⑥飛越北極	楊 建 雄 郭 文 鏞 張 月 娥 研 究 室 — 研 究 室 — 周 明 德	1~ 5 6~10 11~15 16~25 16 26~42 26 43~45	54 55 56 — — — — —	48年颱風調查報告 Rep. on Typhs. in '56 48年颱風報告第六號 Typh. rep. No. 6, 1959 中文 (in Chinese)

卷期(出版年月) Vol. and No. (Date of publication)	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study rep.	備 考 Remarks
第六卷三期 (49. 9.) Vol. 6 No. 3 (Sept. '60)	①臺灣氣候概述 ②氣象預報：非絕熱過程下一千毫巴面之 數字或繪圖預報 ③民國48年冬季遠東氣候異常現象與北半 球大氣環流特性之研究 ④大氣熱力圖解的分析及評價 ⑤遠東持續性寒潮特有之平均氣壓場	鄭 子 政 王 業 鈞 廖 學 鎰 劉 鴻 喜 陳 良 曜 譯	1~10 11~18 20~34 35~39 40~43	57 58 59 — —	中文 (in Chinese)
第六卷四期 (49. 12.) Vol. 6 No. 4 (Dec. '60)	①論我國東南地區各月平均總雲量及有雨 日數之分佈 ②民國49年颱風報告第一號：颱風瑪麗 Report on Typhoon "Mary" ③民國49年颱風報告第二號：颱風雪莉 Report on Typhoon "Shirley" ④民國49年颱風報告第三號：颱風崔絲 Report on Typhoon "Trix" ⑤民國49年颱風報告第四號：颱風艾琳 Report on Typhoon "Elaine" ⑥空氣之動力	戚 啓 勳 研 究 室 研 究 室 研 究 室 研 究 室 徐 寶 箴 譯	1~ 5 6~10 6 12~25 11 36~35 26 36~40 36 41~43	60 — — — — — — — —	49年颱風報告第一號 Typh. rep. No. 1. 1960 49年颱風報告第二號 Typh. rep. No. 2. 1960 49年颱風報告第三號 Typh. rep. No. 3. 1960 49年颱風報告第四號 Typh. rep. No. 4. 1960 中文 (in Chinese)
第七卷一期 (50. 3.) Vol. 7 No. 1 (Mar. '61)	①溫熱單位對於植物反應研究的商榷 ②民國49年颱風調查報告：北太平洋西部 颱風概述 ③高層大氣物理性質之一斑 ④平流氣圈之輻射推算	方 冠 英 譯 研 究 室 革 心 摘 譯 嚴 夢 輝 譯	1~ 6 7~27 28~34 35~43	61 — — —	49 年颱風調查報告 Rep. on Typhs. in. '60 中文 (in Chinese) " "
第七卷二期 (50. 6.) Vol. 7 No. 2 (June '61)	①淡水河流域氣候概況 ②水平輻散及其與等壓線型式的關係 ③東亞噴射氣流的特性 ④臺灣之寒害 ⑤亞洲大陸夏季之大氣環流結構	徐 晉 淮 廖 學 鎰 韋 燕 禧 戚 啓 勳 顏 俗 士 陳 以 明 譯	1~ 6 7~16 17~22 23~34 35~44	63 — 64 62 —	中文 (in Chinese)
第七卷三期 (50. 9.) Vol. 7 No. 3 (Sept. '61)	①從空氣污染說到臺灣降落物放射性測量 結果 ②淡水河流域最大暴雨量之估計 ③臺北市氣候 ④旋率簡介 ⑤中緯度地方農業季節的區分	鄭 子 政 廖 學 鎰 徐 晉 淮 張 月 娥 韋 燕 禧 方 冠 英 譯	2~ 5 6~14 15~24 25~41 42~45	65 66 67 — —	中文 (in Chinese)
第七卷四期 (50. 12.) Vol. 7 No. 4 (Dec. '61)	①臺灣氣團之性質 ②中國東海及臺灣附近海流之研究 氣象要素對於河流洪水水位之影響 1961年蘇俄核子試爆對臺灣之污染 ⑤圖解雲雨預報法 ⑥龍相齊司鐸傳 Sketch of Father E. Gherzi S. J (1886-)	劉 衍 淮 朱 祖 佑 劉 鴻 喜 呂 世 宗 陳 福 來 徐 寶 箴 譯 鄭 子 政	1~ 6 7~17 18~20 21~24 25~30 31~33	68 69 70 — — 71	中文 (in Chinese)

卷期(出版年月) Vol. and No. (Date of publication)	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study rep.	備 考 Remarks
第八卷一期 (51. 3.) Vol. 8 No. 1 (Mar. '62)	①作物環境反應之方法論 ②研究碳十四 (Carbon-14) 之放射性測定法及其重要應用 ③太空時代之氣象學 ④雷電定位探測及其效果 ⑤由近代氣象學之進展談到電子計算機及氣象衛星 ⑥民國50年颱風報告：第一號颱風貝蒂 ⑦民國50年颱風報告：第二號颱風裘恩 ⑧蔣蔣右滄先生八秩大慶	王 仁 煜 戴 運 軌 呂 世 宗 魏 元 恒 周 根 泉 殷 來 朝	1~ 8 9~11 12~15 16~20 21~26		
第八卷二期 (51. 6.) Vol. 8 No. 2 (June. '62)	①帶流運動之穩定度與大氣環流之變遷 ②論宇宙輻射 ③颱風眼與風的偏向角 ④太陽黑子之研究 ⑤民國50年颱風報告：第三號颱風貝蒂 ⑥氣候變遷的新發現	楊 建 雄 沈 傳 節 薛 鍾 彝 林 榮 安 研 究 室 戚 啓 勳	1~ 9 10~13 14~17 18~31 32~38 39		
第八卷三期 (51. 9.) Vol. 8 No. 3 (Sept. '62)	①圖解數值預報法應用於24小時颱風進路的預報 ②颱風中心結構及其實例檢討 ③民國50年颱風報告：第四號颱風波密拉 ④民國50年颱風報告：第五號颱風沙莉 ⑤民國50年颱風調查總報告	湯 捷 喜 徐 明 同 研 究 室 研 究 室 研 究 室	1~10 11~20 21~28 29~36 37		
第八卷四期 (51. 2.) Vol. 8 No. 4 (Dec. '62)	①工業噪音與職業性失聰之防範 ②颱風之發生及行徑與北半球大氣環流特性 ③原子塵在臺灣大量降落之時期與其分佈情形 ④民國51年颱風調查告：第一號颱風凱蒂	王 榮 舫 廖 學 鎰 呂 世 宗 陳 福 來 研 究 室	1~ 7 8~25 26~29 30~48		
第九卷一期 (52. 3.) Vol. 9 No. 1 (March. '63)	①工廠空氣工人健康之影響 ②大屯山區氣候 ③六十六年來的颱風 ④民國51年颱風報告：第二號颱風歐珀	王 榮 舫 張 月 娥 劉 卓 峯 研 究 室	1~ 3 4~18 19~35 36		
第九卷二期 (52. 7.) Vol. 9 No. 2 (July. '63)	①臺北之氣壓波動與天氣 ②大規模凝結潛熱之釋放對於大氣運動之影響 ③冰雹預測法 ④西進颱風之客觀預報法 ⑤民國51年颱風報告：第三號颱風愛美 ⑥民國51年颱風報告：第四號颱風黛納	劉 衍 淮 彭 立 蔣 志 才 廖 學 鎰 研 究 室 研 究 室	1~ 3 4~10 11~14 15~31 32~39 40		
第九卷 三、四期 (52. 12.) Vol. 9 No. 3, 4 (December '63)	①葛樂禮颱風侵襲期間臺灣之雨量分析 ②臺灣的乾旱 ③民國五十一年北太平洋西部颱風概述 ④民國52年颱風報告：第一號颱風范妮 ⑤民國52年颱風報告：第二號颱風葛樂禮	戚 啓 勳 劉 卓 峯 研 究 室 研 究 室 研 究 室	1~ 7 8~15 16~25 26~30 31		

卷期(出版年月) Vol. and No. (Date of publication)	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study rep.	備 考 Remarks
第十卷一期 (53. 3.) Vol. 10 No. 1 (March '64)	①颱風預報上應用雷達資料之研究 ②溫度平流 ③論太陽大氣 ④近代低氣壓發生理論之批判 ⑤民國五十二年北太平洋西部颱風概述 ⑥氣象要素之極端值及其量度	廖 學 鎰 蔣 志 才 魏 元 恒 林 瑞 山 研 究 室 戚 啓 勳 譯	1~ 9 10~12 13~15 16~26 27~37 38		
第十卷二期 (53. 6.) Vol. 10 No. 2 (June '64)	①臺灣之梅雨期 ②臺北國際機場能見度之研究 ③天氣預報考核上應用情報理論之研究 ④輻散與渦旋	戚 啓 勳 周 明 德 廖 學 鎰 蔣 志 才	1~12 13~23 24~33 34		
第十卷三期 (53. 9.) Vol. 10 No. 3 (September '64)	①關於北半球低層大氣動能消散之氣候學 ②臺灣氣候變化之趨勢與週期 ③臺灣地區暴雨特性之研究	孔 震 村 劉 衍 淮 周 根 泉	1~30 31~51 52		
第十卷四期 (53. 12.) Vol. 10 No. 4 (December '64)	①國際合作年 ②論臺北盆地之大水災 ③太陽黑子對天氣及氣候之影響 ④宏而博教授傳略 ⑤微氣象學	鄭 子 政 周 明 德 魏 元 恒 鄭 子 政 林 鞠 情 譯	1~ 7 8~18 19~28 29~30 31		
第十一卷一期 (54. 3.) Vol. 11 No. 1 (Mar. '65)	①近十年(1951~1990)臺灣氣候分析及其與農業之適應 ②颱風客觀預報法的試驗和檢討 ③波數分析在長期預報上之應用 ④民國五十三年北太平洋西部颱風概述	薛 鍾 彝 戚 啓 勳 徐 晉 淮 研 究 室	1~ 6 7~13 14~27 28		
第十一卷二期 (54. 7.) Vol. 11 No. 2 (July. '65)	①黛納颱風侵襲東臺經過 ②依據飛行觀測研究地面反射及北美大陸之地皮構造 ③阿剌伯半島天氣研究 ④臺灣地區颱風或然率預報法之研究	鄭 子 政 孔 震 村 郭 文 鏐 戚 啓 勳	1~ 6 7~24 25~35 36		
第十一卷三期 (54. 9.) Vol. 11 No. 3 (Sept. '65)	①民國52年冬季世界氣候異常現象與北半球大氣環流特性之研究 ②臺灣對流層頂及平流層風系之研究 ③大屯山區氣候之研究 ④民國54年颱風報告：第二號颱風哈莉	廖 學 鎰 魏 元 恒 崔 尙 斌 臺灣省氣象局	1~14 15~21 22~48 49		
第十一卷四期 (54. 12.) Vol. 11 No. 4 (Dec. '65)	①臺灣氣候紀錄中天氣極端之研究 ②斜壓大氣中渦度平流對於低氣發展之影響 ③民國54年颱風報告：第三號颱風瑪麗	劉 衍 淮 廖 學 鎰 李 錦 郎 臺灣省氣象局	1~26 27~36 37~42		
第十二卷一期 (55. 3.) Vol. 12 No. 1 (Mar. '66)	①近年氣象研究發展的新動態 ②內部重力波與豪雨數值預報模式 ③暖心之生成與低氣壓起源之關係 ④臺北臭氧觀測報告 ⑤民國五十四年北太平洋西部颱風概述	鄭 子 政 廖 學 鎰 廖 學 鎰 李 泰 豪 呂世宗施清溪 謝 霖陳福來 臺灣省氣象局	1~ 4 5~19 20~26 27~36 37		

卷期(出版年月) Vol. and No. (Date of publication)	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study rep.	備 考 Remarks
第十二卷二期 (55. 7.) Vol. 12 No. 2 (July. '66)	①荒川氏颱風統計預報新法之試驗 ②颱風經路展期預報 ③大氣臭氧與天氣之研究 ④北太平洋西部颱風之長期預報 ⑤民國55年颱風報告：第一號颱風麥迪	戚 啓 勳 徐 晉 淮 魏 元 恒 鄭 邦 傑 臺灣省氣象局	1~13 14~25 26~33 34~48 49		
第十二卷三期 (55. 9.) Vol. 12 No. 3 (Sept. '66)	①強大之西南氣流及其伴來之氣團與八七水災之降水 ②臺北國際機場跑道風之研究 ③民國55年颱風報告：第二號颱風蒂絲 ④民國55年颱風報告：第三號颱風寇拉 ⑤民國55年颱風報告：第四號颱風艾爾西	徐 寶 箴 周 明 德 臺灣省氣象局 臺灣省氣象局 臺灣省氣象局	1~ 8 9~19 20~27 28~35 36		
第十二卷四期 (55. 12.) Vol. 12 No. 4 (Dec. '66)	①民國55年2月下旬遠東地區寒潮爆發之分析 ②新竹氣候之研究(一) ③民國五十五年北太平洋西部颱風概述 ④臺灣地區地震活動研究報告	徐 晉 淮 唐 奇 祥 臺灣省氣象局 徐 明 同	1~10 11~18 19~32 33~51		
第十三卷一期 (56. 3.) Vol. 13 No. 4 (Mar. '67)	①驗證哈定檢查表預測轉向颱風之能力 ②切斷低壓生成之動力結構(一) ③新竹氣候之研究(二續) ④民國五十五年九月宜蘭豪雨之調查	戚 啓 勳 廖 學 鎰 鮑 咸 中 唐 奇 祥 鄭 邦 傑	1~19 20~29 30~44 45		
第十三卷 二、三期 (56. 9.) Vol. 13 No. 2, 3 (Sept. '67)	①葛萊拉颱風之雷達分析與研究 ②統計氣象預報之發展 ③新竹氣候之研究(三續) ④民國56年颱風報告：第一號颱風葛萊拉 ⑤大規模大氣環流之動能產生與消散	H. Bogin 陳 毓 雷 唐 奇 祥 臺灣省氣象局 呂世宗譯	1~12 13~18 19~26 27~34 35		
第十三卷四期 (56. 12.) Vol. 13 No. 4 (Dec. '67)	①臺灣自由大氣之研究 ②應用調和解析預報每月之氣溫與降水量 ③民國56年颱風報告：第二號颱風娜拉	劉 衍 淮 徐 晉 淮 臺灣省氣象局	1~22 23~47 48		
第十四卷一期 (57. 3.) Vol. 14 No. 1 (March '68)	①太陽黑子影響臺灣氣象變化之研究 ②水稻之微氣象 ③東海冬季之氣團變性 ④民國56年颱風報告：第三號颱風解拉	魏 元 恒 顏 俊 士 廖 學 鎰 盧 里 臺灣省氣象局	1~12 13~38 39~48 46		
第十四卷二期 (57. 6.) Vol. 14 No. 2 (June '68)	①利用氣象雷達從事中規模範圍天氣分析及預報之研究 ②新竹海陸風之研究 ③水稻之微氣象(續完) ④民國56年颱風報告：第四號颱風吉達	湯 捷 喜 朱 學 良 顏 俊 士 臺灣省氣象局	1~15 16~29 30~51 52		

卷期(出版年月) Vol. and No. (Date of publication)	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study rep.	備 考 Remarks
第十四卷三期 (57. 9.) Vol. 14 No. 3 (September '68)	①臺北盆地的氣候 ②地震波初動分佈與發震結構 ③依據判別解析法預報颱風侵襲或接近本省時之降雨量 ④民國五十六年北太平洋西部颱風概述	鄭 子 政 徐 明 同 林 瑞 山 臺灣省氣象局	1~13 14~24 25~40 41		
第十四卷四期 (57. 12.) Vol. 15 No. 4 (December '68)	①臺灣冬季雨量與極地寒流爆發關係之研究 ②臺灣春季異常氣候之環流型研究 ③颱風經過臺灣北方海面與臺北及其附近地區之降水 ④解拉颱風農業災害之檢討	魏 元 恒 戚 啓 勳 徐 寶 箴 張 月 娥	1~19 20~42 43~51 52		
第十五卷一期 (58. 3.) Vol. 15 No. 1 (March '69)	①應用厚度圖預報臺灣低氣壓之發生及鋒面動向之研究 ②臺北臭氧全量之垂直分佈研究 ③臺灣地區地震波速度及莫和層 ④物理與經驗觀點談降水量預報 ⑤民國57年颱風報告：第一號颱風娜定 ⑥近年來美國颶風預報研究成果暨檢討	徐 晉 淮 呂 世 宗 徐 明 同 楊 景 樞 蔣 志 才 臺灣省氣象局 陳 毓 雷	1~16 17~21 22~32 33~41 42~50 51		
第十五卷二期 (58. 6.) Vol. 15 No. 2 (June '69)	①寧察下察二地放射性背景計數與氣象因素之關係研究 ②示波槽化現象之理論解析 ③臺中市氣候 ④500 毫巴面上北太平洋中部高空槽及高壓與颱風路徑之關係 ⑤民國57年颱風報告：第二號颱風范迪	呂 世 宗 陳 福 來 謝 瑞 山 張 月 娥 羅 宇 振 臺灣省氣象局	1~ 8 9~18 19~32 33~46 47		
第十五卷三期 (58. 9.) Vol. 15 No. 3 (September '69)	①臺北都市氣候與空氣污染關係 ②臺灣雨量與高空氣流型關係之研究 ③臺灣之雨量分佈 ④氣候與文化 ⑤民國57年颱風報告：第三號颱風艾琳 ⑥民國五十七年北太平洋西部颱風概述	鄭 子 政 魏 元 恒 戚 啓 勳 鄭 子 政 臺灣省氣象局 臺灣省氣象局	1~ 7 8~25 26~47 48~54 55~65 66		
第十五卷四期 (58. 12.) Vol. 14 No. 4 (December '69)	①崙坪觀測臺測太陽黑子相對數及K因素之分析 ②阻塞高壓對臺灣天氣影響之研究 ③研究臺北臭氧全量與噴射氣流位移之關係 ④論熱帶風暴孕育發展之氣象條件 ⑤民國58年颱風報告：第一號颱風衛歐拉 ⑥民國58年颱風報告：颱風貝蒂	謝 德 郎 黃 胤 年 徐 晉 淮 呂 世 宗 陳 毓 需 臺灣省氣象局 臺灣省氣象局	1~ 5 6~19 20~28 29~43 44~51 52		
第十六卷一期 (59. 3.) Vol. 16 No. 1 (March '70)	①冬季臺北盆地低層大氣結構與天氣現象之研究 ②臺灣定量降水預報之簡單統計法 ③天氣預報使用價值之檢討與改進芻議 ④民國58年颱風報告：第三號颱風艾爾西 ⑤民國58年颱風報告：颱風芙勞西	萬 寶 康 H. Bogin著 洪 理 強譯 陳 毓 雷 研 究 室 研 究 室	1~20 21~30 31~39 40~53 54		

氣象學報補充稿約

一、來稿須用稿紙（以 25×24 之稿紙為原則）。

二、來稿字數以不超過 15,000 字，即連同圖、表，英文摘要以不超過 10 印刷頁為原則。

三、圖及表之分量以不超過全文之 $1/3$ 為原則。

四、英文摘要之字數以不超過 1,000 字為原則。

五、關於表格之注意點：

- (一) 表格須另用白紙繕製。
- (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) 文字敘述中提及參考文獻時，根據文獻之號數，用斜體阿剌伯字，加以括號，如 (1) (2) (3) 等插入文句中。

十、文字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。

(請參閱補充稿約)

保 密 防 諜 · 人 人 有 責

匪 諜 自 首 · 既 往 不 究

中華郵政臺字第一八九三號登記爲第一類新聞紙類

Volume 16, Number 2

June 1970

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

- A Study on Severe Agricultural Damage during the Passage
of Typhoon "Elsie" and "Flossie" YEUCH-NGO CHANG (1)
- On the Synoptic Features Associated with Three to Six
Consecutive Rainy Days in Taiwan during Cold Season
..... SHIH-TING WANG (18)
- Current Status Tropical Meteorology... MIN-TUNG HSU (32)

Reports

- A Brief Report on Typhoons in North-Western Pacific during
the Year 1969 RESEARCH SECTION (39)

Index (52)

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road Taipei,

Taiwan, China

氣象學報

季刊

第十六卷 第三期

目次

論著

- 臺灣夏季雨量與颱風關係之研究……………魏元恒……(1)
- 臺灣山地氣溫之特徵……………戚啓勳……(13)
- 臺灣地區有感地震次數與震度之關係……………徐明同……(24)
- 臺灣地區低溫預報之研究……………徐晉淮……(29)
- 廈門市氣候……………張月娥……(36)
- 淡水港高潮之研究……………周玉璋……(46)
- 應用雷達測定雨量之近似預估……………S. J. Bock 著…王英世譯……(53)

氣象學報

(季刊)

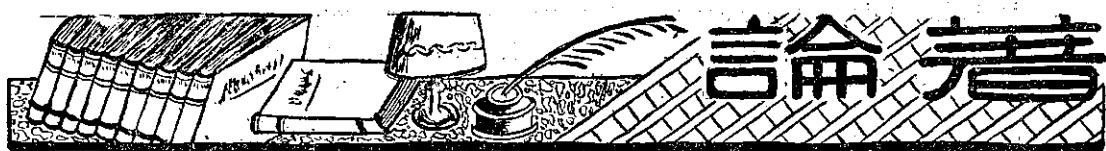
第十六卷 第三期

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：三三四七二四

中華民國五十九年九月出版



臺灣夏季雨量與颱風關係之研究*

魏 元 恒

A Study of the Summer Rainfall in Taiwan and its Relation to Typhoons

Yuan-heng Wei

Abstract

The annual rainfall in Taiwan is closely related to solar-activity. In previous papers, the author showed that the rainfall is greater during sunspot maximum than minimum.

Summer rainfall in Taiwan is mainly caused by typhoons which invade or land in Taiwan from the ocean. In this paper, the rainfall distribution in Taiwan caused by typhoons and the frequency of typhoon occurrence are analyzed.

Statistical analysis shows that:

1. Within the period of latest 13 years, the number of typhoons that invade Taiwan tends to vary inversely with the number of typhoons generated in northwestern Pacific Ocean.

2. The latest 13 years records show that the average rainfall amount caused by typhoons in Taiwan is about 1000mm in mountain stations, 400 mm to 600mm in low land. And the least amount of rain occurs in outer islands of Taiwan.

3. The rainfall caused by typhoons in Taiwan in one year and its ratios with normal annual rainfall show that the biggest ratio 35% occurred in the mountain station Alishan, the ratio 31% occurred in plain station Hengchun, and the least percentage 19% happened in Taipei. The mean annual rainfall caused by typhoons are 1,358mm in Alishan, 591mm in Hengchun, and 381mm in Taipei.

4. The average rainfall caused by a typhoon in this 13-year period, shows that the maximum rain amount 429mm occurred in the mountain station Alishan, 214mm of rain in the plain station Hualian and 160mm of rain in the outer island of Peng-Chia-Yu.

5. The summer and autumn monthly mean rainfall of Taiwan caused by typhoons shows that the maximum rain amount occurred in the mountain station Alishan and in the plain station Heng-Chung. It is the least in the outer islands of Taiwan.

6. In the years of lower frequency of typhoons in the northwestern Pacific Ocean, the western ridge of surface Pacific High is shrinking and the location of upper 500mb Eastern Asiatic Trough in central Pacific is

* 本研究之完成得國家長期發展科學委員會之補助。

deviating more to the west than the year of higher frequency of typhoons. The higher frequency of typhoons is mostly associated with weak solar activity and the lower frequency with strong solar activity.

一、前 言

臺灣雨量與太陽活動週期之關係，甚為明顯，筆者最近在「臺灣雨量與高空環流型關係之研究」一文中⁽¹⁾，發現在長期變化中，太陽活動影響大氣環流型，而此環流型更影響臺灣雨量，形成一連串相互之關係。更發現高空環流型，影響臺灣雨量，最規律而顯著者，係在冬春兩季；夏秋季不規則，尤以夏季為然。此可能由於臺灣夏秋季雨量，主要來源為由颱風所致者。

筆者在「太陽黑子影響臺灣天氣及氣候之研究」一文中⁽²⁾，發現西北太平洋颱風發生之頻率，與太陽黑子數有相反之關係，即太陽黑子最多之年，颱風出現之次數較少；黑子少之年，颱風發生頻率增多。在多年之平均中，侵襲臺灣之颱風次數，與太陽黑子數亦有如上之關係。

本文係進一步，依太陽活動週期，就臺灣最近十三年來（1957-1969）各地雨量，由颱風所致者，詳為分析。並尋求西北太平洋颱風頻率與太平洋副熱帶高壓之關係，以及對颱風侵襲臺灣之影響。因大氣活動中心之變化，與太陽活動雙週期（22年週期）有密切關聯，在太平洋夏季特別顯著，且為太陽活動影響對流層天氣最重要地區。

二、方 法

颱風中心，通過離臺灣本島海岸線，二百公里以內地區的，稱為侵襲臺灣之颱風。

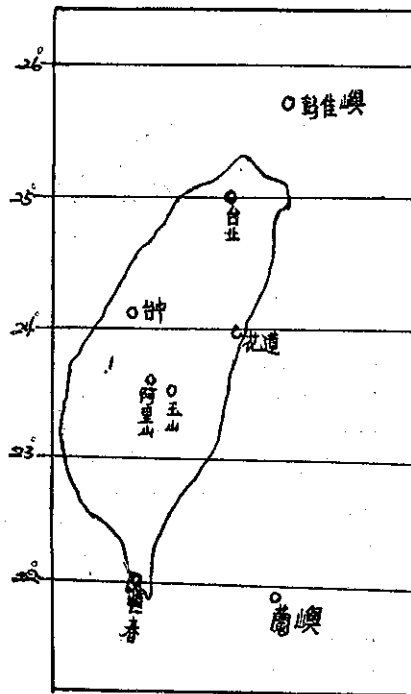
颱風侵襲臺灣所致雨量，分別選取臺灣平地、高山、外島各測站，其位置詳如圖一。

臺灣平地，選取臺北、花蓮、臺中、恒春等四測候站，分別代表臺灣東西及南北各部。臺灣山地，以中央山脈西側，海拔2,406公尺之阿里山，及海拔3,850公尺之玉山為代表。外島以臺灣北部海上之彭佳嶼，及南部海上之蘭嶼為代表。

各測站在颱風侵襲時所獲雨量，及降雨時數，係依據臺灣省氣象局歷年出版之颱風調查報告，分別統計之。此種雨量及雨時，包含颱風直接侵襲，及颱風外圍所致者；嚴格言之，較純由颱風半徑所致雨量及雨時，其數值可能失之於略大。惟遠洋颱風，亦有時可間接導致臺灣少量降雨，本文對此項統計從略。

圖一 臺灣各測站位置

Fig. 1. Location of selected stations of Taiwan.



侵襲颱風之路徑，分為南路及北路兩類。颱風中心在花蓮以北登陸（以 N_L 表示）及北部海上（ N_S ）經過者，列為北部類。颱風中心在花蓮以南登陸（以 S_L 表示），及臺灣南部海上經（ S_S ）過者，列為南部類。

颱風路徑與頻率，與大氣環流密切相關。大氣環流係應用500mb高空圖及地面北半球月平均圖（參用美氣象局及日本氣象廳所出版者），分析高空東亞主槽，及北太平洋海面，副熱帶高氣壓。東亞主槽係選取500mb月平均圖上，5,700m等高線上，此槽線位置之變化；副熱高氣壓係就此海面高氣壓中心，向西伸出之脊，選取1020mb及1016mb兩條等壓線之位置變化。

最近十三年（1957-1969）之太陽活動（Solar activity），含有1958年太陽黑子主最多，1964年主最少，及1969年附近，太陽黑子副最多等三個位相。本文在分析颱風雨量及頻率，與太陽活動之關係，係

依此三個位相為主體。

三、西北太平洋颱風

(一) 西北太平洋颱風長期變化

北太平洋西部，每年出現颱風次數，就過去70年(1900-1969)統計，平均每年為23.7次此包括熱帶風暴，中心最大風速，在每秒17公尺以上者在內。就表一所示，自1900至1969年(民國58年)間，颱風每年出現次數，有顯著增多之趨勢。自1900至1919年，二十年內颱風每年平均次數為18.7次，而1920至1939年，則增為每年21.7次，計平均增3次；迨至1940至1959則增為每年28.1次，計較上一個二十年，增多6.4次，此種二十年為一期，颱風次數逐漸增多而顯著，最近十年(1960-69)平均為29.1次，亦示增多，其原因為何，有待研究。惟就初步分析，此可能由於西北太平洋之範圍廣闊，早期對於颱風次數之記錄不完全，可能有甚多遺漏。晚近以來，由於對颱風偵察及觀測站之增多，以及氣象衛星及雷達等觀測之增加，故颱風遺漏減少，因而近70年颱風頻率呈顯著遞增之趨勢。

表一：北面太平洋颱風頻率長期變化(1900-1969)
Tab. 1. Frequency of typhoons (1900-1969)
per 20-year in north-western Pacific Ocean.

年 限	類 別	總 次 數 (20年)	平 均	距 平
1900—1919		373	18.7	-4.1
1920—1939		434	21.7	-1.1
1940—1959		561	28.1	+5.3
最近十年(1960-69)		291	29.1	+6.3
總 計		1659	23.7	

(二) 最近十三年(1957-1969)西北太平洋颱風次數之分析

就表二所示，最近十三年來，西北太平洋上共發生颱風367次，平均每年為28.2次，此與上述颱風頻率之長期變化，仍略呈增加之勢。

今就颱風出現次數，依據太陽黑子雙週期分析之，列如表三。在此十三年內，含有太陽黑子，兩個最高點，即主最多(MM)及副最多(M)，以及一個主最少(mm)。在此一太陽黑子週期內，顯示颱風次數，在太陽黑子主最多時全年颱風次數為25次(1957-59年平均)；在主最少時為32次；太陽黑子副最多

表二 1957-1969 西北太平洋颱風次數

Tab. 2. Frequency of typhoons in the years 1957-1969.

月 年	1	2	8	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
1957	2	0	0	1	1	1	1	4	5	4	3	0	22
58	1	0	0	1	2	3	7	5	5	3	2	2	31
59	0	1	1	1	0	0	2	6	4	4	2	2	23
1960	0	0	0	1	1	3	3	9	4	4	1	1	27
61	1	0	1	0	3	3	5	3	7	4	1	1	29
62	0	0	0	1	2	0	5	8	3	5	3	2	29
63	0	0	0	1	0	4	4	3	5	4	0	3	24
64	0	0	0	0	2	2	7	6	7	6	6	1	37
1965	2	2	1	1	2	3	5	7	6	2	2	1	34
66	0	0	0	1	2	1	5	8	7	3	2	1	30
67	1	0	2	1	1	1	6	8	7	4	3	1	35
68	0	0	0	1	1	1	3	8	3	6	4	0	27
1969	1	0	1	1	0	0	3	4	3	3	2	1	19
總 計	8	3	6	11	17	22	56	79	66	52	31	16	367
平 均	0.6	0.2	0.5	0.8	1.3	1.6	4.3	6.1	5.1	4.0	2.4	1.3	28.2

時為23次。很明顯示出，太陽黑子最多時，颱風發生次數減少；而在太陽黑子最少時，颱風發生次數增多之趨勢。此種趨勢則與上述 Walker 氏對熱帶氣旋與太陽黑子數之相關係數為-0.47之結果相符；因此可提出，上述西北太平洋颱風發生次數之長期(七十年)變化趨勢，與太陽黑子變化，呈正相關之現象，誠屬可疑。亦或者颱風在長週期(或稱世紀週期)變化中，與太陽活動週期之關係，有異於短週期者。

表三：最近十三年(1957-69)西北太平洋颱風與太陽黑子雙週期

Tab. 3. Frequency of typhoons in the latest 13 years (1957-69) and phases of solar activity.

年 代	位 相	颱風	
		總 數	年 平 均
1957—59	MM	76	25
1963—65	mm	95	32
1968—69	M	46	23

(三) 西北太平洋颱風發生區域

北太平洋西部颱風之源地，主要在馬利安納羣島一帶。其所以多在此地區發生之原因，當由於在150°

E之洋面，為赤道太平洋海面水溫最高之處。在大氣環流適當配合之狀況下，颱風即易形成。

依據 Gentry 氏最近之研究，颱風發生，其熱力之來源，固取自熱帶之洋面；但此種熱力，並不足以支持颱風強度之發展。熱帶擾動 (Tropical disturbance) 發展為颱風者，其比率甚小；若暖海面，為發生颱風之唯一要件，則每年颱風發生次數，將五倍至十倍於正常次數。又 Riehl 氏將颱風生成，分為兩種因素，一為內在因素 (Internal factors)，另一為外在影響 (External forcing mechanisms)，而後者之作用較大，故高緯度西風槽與颱風之生成，關係甚密切。

高空東亞主槽 (長波槽) 夏季時移至太平洋中部 (180°E 附近)。此槽加深，與颱風生成有密切關連。根據 Ramage 氏⁽⁴⁾之研究，此槽加深，將能量輸至低緯度，使在其西方 (沿 30°N 緯度圈) 之海面低氣壓增強，而發展為颱風，此種關係，在下節中，當就實例討論之。

1. 馬利安納羣島區：

就表四內所列過去十一年 (1950-60)，西北太平洋發生之颱風，年平均為 26.6 次。颱風出現於馬利安納羣島區 (10-20°N 及 140-150°E) 者為 8.6 次，約為全年三分之一，即每年三分之一的颱風，發生在此小範圍內，亦可稱此區為颱風生成區之核心。

在馬利安納 (Marianas) 羣島區所發生之熱帶

表四 西北太平洋颱風出現地區及平均頻率 (1950-60)

Tab. 4. Location and frequency of typhoons in Northwestern Pacific Ocean in the year 1950-1960.

區 域	類 別	T ₁	T ₂	T ₃	合計	R
馬利安納羣島區	10-20°N 140-150°E	1.4	5.1	2.2	8.6	1.6
菲律賓遠海區	10-20°N 130-140°E	2.9	3.1	0.6	6.6	1.4
其他地區	上兩區以外之西北太平洋	6.5	4.5	0.4	11.3	1.3
合 計		10.7	12.7	3.2	26.6	4.2

說明：T₁=輕度颱風，中心氣壓在 980mb 以上

T₂=中度颱風，中心氣壓在 980-940mb

T₃=強烈颱風，中心氣壓在 940mb 以下

R = 颱風在 20-30°N 間通過 120°E 者，亦即

臺灣南北一帶及其附近。

風暴 (Tropical storm 或稱輕度颱風)，其能發展為颱風 (即中度颱風) 及強烈颱風者，平均每年為 7.3 次，亦即在此區所發生之熱帶風暴，約有 85% 可發展為颱風及強烈颱風，其中約有三分之一，係發展為強烈颱風者。⁽⁵⁾

在此區內所發生之風暴及颱風，向西推進，能抵達東經 120°E 及北緯 20°N 至 30°N 間者，亦即臺灣附近，平均每年 1.6 次，亦即約半數，接近臺灣之颱風，係來自馬利安納羣島區者，此為值得注意之現象。

2. 菲律賓遠海區：

颱風發生在菲島遠海 (10°N-20°N 及 130°E-140°E) 者，平均每年 6.6 次，約佔西北太平洋颱風總次數之四分之一，即有 25% 颱風係發生在此區內。應堪注意者，在此區所發生之颱風，約有半數係限於熱帶風暴階段，而不能發展為颱風；其能發展為強烈颱風者，為數更少，約在十分之一左近。發生在此區之颱風，其能抵達臺灣附近者，平均每年為 1.4 次，略遜於發生在馬利安納羣島區者。

3. 其他地區：

其他地區，係指上述兩地區外，如菲律賓近海，及中國南海；以及琉球及馬紹爾羣島等地區。在此諸地區所發生之颱風，年平均有 11.3 次，約佔總次數百分之四十三 (43%)，其特殊之點，則為在此諸地區所發生之颱風，有半數以上係停留於熱帶風暴階段不能發展為颱風，其能發展為強烈颱風者更少，平均為 0.4 次，約佔此地區總數百分之三 (3%) 強而已。

綜上所述，可知西北太平洋發生之颱風，係以馬利安納羣島為中心，自此中心所生之颱風，其發展為強烈颱風者，所佔比率數亦為最高，菲律賓遠海區及其他地區，比數均甚小。更堪注意者，在此中心區所發生之颱風，能抵達臺灣之比數，亦為最高者。由颱風導致臺灣雨量之多寡，與颱風發源地當有密切之關聯。

四、侵襲臺灣之颱風

(一) 侵襲颱風長期變化

就表五所示，分析近七十年來侵襲臺灣之颱風次數，自 1900 至 1919 年之 20 年間侵襲颱風共 80 次，平均每年 4 次；自 1920 至 1939 年，侵襲颱風共 71 次，年平均為 3.55 次，已形減少；自 1940 至 1959 年則為 72 次，年平均為 3.6 次，較諸上一個 20 年，變化甚微。就最近十年，侵襲颱風次數觀察，年平均為 3.7 次，稍有

表五 侵臺颱風次數長期變化 (1900-1969)

Tab. 5. Frequency of typhoons hited Taiwan in the year 1900 to 1969.

年 代	颱風次數	年 平 均	大 氣 環 流 型
1900-19	80	4.0	低緯度地面氣壓正距平呈緯流型
1920-39	71	3.55	地面氣壓正距減弱
1940-59	72	3.6	低緯度地面氣壓度距平呈阻塞環流
最近10年 1960-69	37	3.7	緯流型

增多趨勢。若就1920至1969年之50年間，颱風侵襲臺灣次數，增多之趨勢頗顯著，此與上述北太平洋西部颱風，在大範圍內歷年出現次數，其趨勢亦頗符合。

依據 Willet⁽⁶⁾氏之研究，太陽黑子有世紀 (80-90年) 週期之變化，其影響於氣象變化者，亦甚顯著。此項週期變化，自1900至1919年，為該週期之第二位相，係太陽黑子衰微階段，低緯度大氣環流呈「緯流型」(Zonal flow)，氣壓高於標準值。自1920至1939年為第三位相，太陽黑子增多，低緯度地面氣壓仍為正距平，但已形減弱。自1940至1959年，為太陽黑子極盛期，北半球大氣環流，呈「阻塞環流」(Cellular blocking) 型，低緯度地面氣壓為負距平。最近10年 (1960至1969) 則為太陽黑子衰微期進至增強期，大氣環流在低緯度多呈緯流型。

由上述可知，在太陽黑子 80-90 年長週期中，太陽黑子盛衰之變化，與颱風侵襲次數之關係，顯示由1900至1969年，七十年間侵襲臺灣颱風次數，在太陽黑子增多趨勢中侵襲次數減少，此與 Walker氏之統計，太陽黑子數與熱帶氣旋之相關係數為 -0.47，顯示以上結果與此頗為相近。

但就本文上節所述，北太平洋西部，近70年來颱風發生次數分析中，則顯示西北太平洋颱風次數，逐漸增多之趨勢，甚為明顯，在世紀週期變化中有與太陽黑子數，呈正相關變化之趨勢。此種相反現象，頗需再進一步研究。

(二) 侵襲臺灣颱風最近十三年 (1957-1969) 之分析

就表六所示，在最近13年 (1957-69) 中，侵襲臺灣之颱風，總數為49次，平均為每年 3.8 次。颱風侵襲之月份，主要為7、8、9三個月，計佔總數約76%，亦即約四分之三以上之颱風，均出現在此三個月份

，而尤以8月份出現為最多，僅此一個月，即佔總數約三分之一左近。

在此最近十三年內，就太陽活動個別週期分析之，列如表七。在太陽黑子「主最多」(MM) 年，及其前後各一年，侵襲臺灣颱風，三年內共為12次，每年平均為4.0次，此較十三年來之平均少2.0次。在太陽黑子「主最少」年(mm) 及其前後各一年，侵襲颱風為5次，每年平均為1.7次，較十三年平均減少2.1次。此一主最多 (1957-59) 及一主最少 (1963-64) 係屬於太陽黑子第十九週，亦即200年來太陽活動最強烈之一週。侵襲颱風之次數，有顯著不同之對比。若就上述西北太平洋在此十三年來颱風出現次數比較

表六 侵臺颱風次數 (1957-1969)

Tab. 6. Yearly numbers of typhoons hited Taiwan from the year 1957-1969.

月 年	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
1957	0	0	1	0	0	1	0	0	0	2
58	0	0	0	1	1	1	0	0	0	3
59	0	0	0	1	3	1	1	1	0	7
1960	1	0	1	1	3	0	0	0	0	6
61	0	1	0	1	2	2	0	0	0	6
62	0	0	0	1	2	1	1	0	0	5
63	0	0	0	1	0	1	0	0	0	2
64	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1965	0	0	1	1	1	0	0	0	0	3
66	0	1	0	0	1	2	0	0	0	4
67	0	0	0	1	1	0	1	1	0	4
68	0	0	0	1	0	2	0	0	0	3
1969	0	0	0	1	1	1	1	0	0	4
總 計	1	2	3	10	15	12	4	2	0	49
平 均	0.1	0.2	0.2	0.8	1.2	0.9	0.3	0.2	0	3.8

表七 侵臺颱風次數 (1957-69) 與太陽活動位相

Tab. 7. Frequency of typhoons (1957-69) hid Taiwan and phases of solar activity.

年 代	位 相	颱 風	
		總 數	年
1957-59	MM	12	4.0
1963-65	mm	5	1.7
1968-69	M	7	3.5

之，則顯示在此一最強烈太陽活動週期內，太平洋颱風次數增多，而侵臺颱風次數反而減少之趨勢，此或為偶然之趨勢，但在東亞及西北太平洋，大氣環流之態式，當有其特殊之處，此在本文另節內，再為討論之。

在最近之太陽黑子「副最多」(M)年(約為1969年)，及其前一年，兩年內侵臺颱風共為7次，每年平均3.5次，少於十三年平均0.3次，此就太陽黑子與颱風負相關之趨勢，仍屬相近。

筆者⁽⁷⁾曾就過去七十年來，侵臺颱風頻率，與太陽黑子週期之關係予以分析，其結果顯示，在太陽黑子「主最多」時，颱風侵臺次數，較標準年平均少百分之四十四(-44%)。在太陽黑子逐年增多期，亦即在太陽黑子升坡階段，颱風侵臺次數減少百分之十四(-14%)。在太陽黑子逐年減少期，亦即太陽黑子降坡階段時，颱風侵臺次數增多百分之十一(+11%)。

。

由上述，颱風侵臺次數與太陽黑子週期，在七十年統計中，顯示有相反變化；而在最近一個週期，即太陽活動強烈之一週，則顯示有特別變化。此所以氣象學者，對應用太陽黑子之變化，在直接應用於天氣預測，其困難之所在也。

五、臺灣夏季颱風雨量

(一) 颱風雨量之分佈

侵臺颱風所致雨量，就最近十三年來之統計(表八)觀之，臺灣外島所獲雨量，彭佳嶼全年為348mm，蘭嶼為338mm；則顯示颱風雨量，南北兩島嶼，在平均狀態下，兩島雨量甚相近。此當由於島嶼之地形影響單純，雖南北相距約400公里，其所致雨量之差異甚微。

表八 近十三年來侵臺颱風各地雨量(1957-1969)

Tab. 8. Yearly typhoon rainfall at the stations of Taiwan in the year 1957 to 1969.

年 地 名	1957	58	59	1960	61	62	63	64	1965	66	67	68	1969	年 平 均
彭 佳 嶼	0	—	473	591	213	255	442	0	273	711	128	266	519	352
臺 北	140	296	620	453	310	435	535	0	187	476	164	452	492	381
臺 中	2	195	1150	690	100	529	895	0	435	94	283	30	291	391
花 蓮	(—)	586	833	420	817	741	212	0	279	316	845	911	706	675
玉 山	(—)	(—)	994	1169	661	1032	1216	0	588	992	489	773	604	852
阿 里 山	(—)	382	2454	1950	660	1728	2572	0	1095	1121	570	274	774	1353
蘭 嶼	331	261	694	242	368	284	46	0	254	153	229	928	275	338
恆 春	673	640	1099	585	979	459	56	0	477	412	198	1068	451	591

附註：表內有(—)表示記錄缺，○表示無雨量，雨量以 mm 為單位。

就臺灣平地言，全年由颱風所致雨量，以花蓮675mm為最大，恆春591mm居其次，臺北381mm為最少，較臺中391mm尚略少，頗異於一般觀念者，此或由於臺中在某一次颱風所致雨量特大所致者。就颱風所致降雨時間言，則臺中僅為97小時，約為臺北167小時之半，可顯示臺中受颱風降雨時間甚暫，此在研討颱風災害方面，可為重要參考數字。

臺灣高山，全年由颱風所致雨量，以高出海面2,406公尺之阿里山為最多，雨量達1,358mm，而高出海面3,850公尺之玉山，雨量為852mm，此玉山高度雖較高，而雨量反較少之原因，可能由於阿里山，處於中央山脈西側，有迎風面之作用，而玉山則位山脈之嶺，地形作用較小所致。

就十三年來(1957-1969)之統計，由颱風所致之全年雨量觀之，外島雨量最少，約在350mm左近，臺灣平地雨量約在400-600mm左近，高山雨量則為1,000mm左近。颱風所致雨量，主要出現在夏秋兩季；換言之亦即夏秋季颱風雨量分佈之狀況。

就臺灣各地颱風雨量，與標準年雨量之比值(表十)觀之，則顯示阿里山由颱風所獲雨量，佔年雨量之比值最高達35%；亦即全年雨量，有三分之一以上得自颱風。平地以花蓮及恆春為最高，均達31%；臺北為最低；僅為19%。外島則以蘭嶼為最低，僅達12%而已。

(二) 颱風降雨時數之分佈

颱風侵襲臺灣，其引起降雨，自開始至終止之降雨時

表九：近十三來侵臺颱風各地雨時 (1957-1969)

Tab. 9. Raining hours caused by typhoons at the stations of Taiwan in the year 1957 to 1969.

年 地 名	1957	58	59	1960	61	62	63	64	1965	66	67	68	1969	年 平 均
彭 佳 嶼	(—)	(—)	158	246	140	160	115	0	113	117	141	133	129	124
臺 北	167	110	219	209	200	172	121	0	89	200	144	192	167	167
臺 中	42	70	144	92	114	135	128	0	65	148	46	87	90	97
花 蓮	(—)	94	259	172	173	160	163	0	125	159	123	326	161	182
阿 里 山	(—)	92	243	192	155	124	175	0	96	203	109	161	132	168
玉 山	(—)	(—)	191	178	221	176	120	0	101	175	122	233	150	167
蘭 嶼	87	99	273	291	152	126	53	0	106	71	97	363	125	154
恆 春	88	107	285	176	148	182	58	0	84	128	173	289	181	158

附註：表內有 (—) 表示記錄缺，○表示無雨量

數，就 (表九) 所示，全年由颱風所致降雨時數，以花蓮 182 小時為最多，次多為臺北、阿里山、玉山等地，均在 167 小時左近，以臺中為最少，僅 97 小時。此乃顯示，臺灣東海岸，因迎向颱風路徑，及颱風轉向區，颱風雨時最多，而臺中因處於背向，故雨時最少。

就臺灣各地，颱風雨時與標準全年雨時比較 (表十)，則顯示臺灣最南端之恆春，全年蒙受颱風所致雨時，所佔百分比最高，為 33%，約佔全年雨時三分之一，颱風雨時主要在夏季，由此可知臺灣南部降雨，由颱風所賜之重要性。其次則為臺中及阿里山，颱風雨時數，均在 17%-18% 左近，此乃顯示，位於中央山脉背向颱風之影響，臺灣外島之颱風雨時比值，

表十：侵臺颱風年雨量及雨時 (1957-1969) 與標準值之比較

Tab. 10. Mean typhoon rainfall and raining hours at the stations of Taiwan in the year 1957 to 1969 and and their ratios with the normals.

地 名	類 別	全年標準		全年颱風		比 值 (%) (颱風/標準)	
		雨量 mm	雨時 hr	雨量 mm	雨時 hr	雨量 %	雨時 %
彭 佳 嶼		1740	1037	352	124	20	12
臺 北		1990	1243	381	167	19	13
臺 中		1563	545	391	97	25	18
花 蓮		2149	1206	675	182	31	15
阿 里 山		3910	993	1358	168	35	17
玉 山		3084	1403	852	167	28	12
蘭 嶼		2785	1017	338	154	12	15
恆 春		1912	484	591	158	31	33

一般言之，較本島為小，約在 12% 至 15% 左近，此可顯示所受地形影響小，脫離颱風範圍，降雨即易停止。惟堪注意者，臺北之颱風雨時比值亦甚微，僅為 13%，而玉山為 12%。

(三) 颱風侵臺所致最多雨量頻率

就統計顯示，在最近之十三年來，侵臺颱風共有 49 次，一次颱風侵臺所致最大雨量，曾達 1,774 公厘，此出現於 1963 年九月，颱風在臺灣北部登陸所致者。更堪注意者，每年 6 至 10 月侵襲臺灣颱風 (表十一) 在臺灣所致最大雨量，以出現於阿里山者為最多 (以所選八個測站為準所作之比較)，計 49 次颱風中有 20

表十一：颱風侵臺各地最多雨量出現頻率 (1957-69)

Tab. 11. Frequency of typhoon maximum rainfall recorded in the stations of Taiwan in the year 1957 to 1969.

地 名	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	總 計
彭 佳 嶼				1		1
臺 北						0
臺 中			1			1
花 蓮			2	1	2	5
阿 里 山	3	4	6	6	1	20
玉 山		1				1
蘭 嶼		1	1			2
恆 春	3	2	4	4	1	14

次以上，最多雨量係出現在阿里山者。概略言之，有半數侵臺颱風，其最多雨量係發生在阿里山。次多則為恒春14次，約佔總數之三分之一，再次為則為花蓮之5次，其餘各地出現最多雨量次數，均甚少尤其臺北一地，則無一次出現者。據上所論，可知受颱風侵襲而導致大雨者，阿里山，恒春與花蓮三地最為顯著。高山出現最多，平地次之，外島則甚少出現。

(四) 颱風一次所致雨量之研討

颱風所挾雨量，中心附近最大，離中心漸遠則逐漸減少。颱風在海上時，中心附近雨量可超出每日500mm。正在颱風經過之地，24小時內之雨量，約為200mm；在48小時內，其雨量約為270mm。約略言之，颱風通過一地所致雨量，在海上約為300mm。

就平均言（參看表十二），颱風侵臺一次，各地所致最多雨量，以山地阿里山之429mm為最多；平地以花蓮214mm為最多；外島以彭佳嶼之160mm為最多。此乃顯示颱風侵臺所致雨量，因受臺灣地形影響，山地多於平地，平地多於外島之趨勢。

颱風侵臺一次所致雨量，其出現在夏季各月份，亦有不同。臺灣北部及外島，一次颱風雨量最多者，多出現在九月份，此顯示早秋颱風路徑，緣北路侵臺者較多之故。臺灣南部及外島，一次颱風雨量最多，多在六及七月份，此顯示在夏初月份，颱風路徑在臺灣南部一帶經過者較多。

表十二：侵臺颱風（1957-69）平均一次所致雨量（mm）

Tab. 12. Mean rainfall caused by once typhoon recorded in the stations of Taiwan in the year 1957 to 1969.

月份 地名	6	7	8	9
彭佳嶼	15	77	85	160
臺北	8	96	79	164
臺中	28	169	136	92
花蓮	159	214	68	212
阿里山	294	429	250	376
玉山	250	308	185	257
蘭嶼	112	127	48	66
恒春	232	216	151	110

(五) 臺灣地形與雨量

地形對年雨量，以及季節性雨量，均有甚大影響。由於山地所致上升氣流，及下降氣流，世界各地均

有此種現象。據 Riehl⁽⁸⁾氏指出，在夏威夷各島，年雨量係由沿海向內陸增多，等雨量線與地形等高線呈一致形態；夏威夷各島山嶺，多在5,000呎（約1,600公尺）以下，盛行風吹過，將所含水汽釋出，年雨量多在320英吋（約8,000mm）；但在低地，其年雨量僅及高山百分之一而已。

雨量隨山坡高度之變化，頗多討論之處，有者認為高度在3000呎之雨量最大，過此則減少，因氣柱內之飽和比濕，過此高度即減少。無疑在甚高之山嶺地帶，確屬如此；但雨量並非僅由空氣中所含水汽之唯一作用。其由於上升氣流之作用者甚大，因局部地形之影響，上升氣流之增加可達甚高，故山地常有驚人雨之雨量。地形影響氣流上升，其上升速度⁽⁹⁾為：

$$W_0 = V_0 \cdot \Delta H_0 = K V_0 \cdot \Delta P_s$$

式內 V_0 = 低空水平風速，例如在1000mb高度； H_t = 測站高度； P_s = 測站標準氣壓； K 為常數。

臺灣年雨量，與地形等高度線之形態頗為一致，冬夏季風之方向相反，雨量集中區亦因而轉移。地形影響雨量，在颱風侵襲時，除受地形抬高三所致外，更加以由於潮濕氣層厚，溫度高，以及輻合作用甚強等因素，故颱風侵襲時，常有驚人之雨量，而雨量集中之地區，則又隨地形而異，茲分述如下。

1. 颱風在臺灣北部經過（ N_s 及 N_L 類）者：通常臺灣西部一帶有豪雨，山區雨量可達至1000公厘以上，例如1959年8月，颱風在臺灣北部經過時，阿里山雨量，曾達1,099mm，而中央山脈東側，則雨量甚少，僅為西部平原十分之一或二而已。又如1969年8月之 Betty 颱風，在臺灣北部海面經過時，臺灣西北部較東北部之雨量特多，例如基隆雨量僅70.4mm，而新竹則有雨量331.6mm。此乃由於颱風，在臺灣北部過境，使西南氣流增強甚多，在向風面之臺灣西部，有大量降雨，東部處於背風面，產生焚風作用（Foeh effect），雨量因而減少。

2. 颱風通過臺灣南部及南部海上者（包括 S_s 及 S_L 類）：通常雨量集中於臺灣東部，亦即中央山脈之東側，臺灣西部則雨量較少，此與颱風通過臺灣北部者，雨量分佈之情形完全相反。例如1969年7月，颱風 Viola 通過臺灣南部海上，臺東雨量達137.8mm，而高雄則僅有雨量27.2mm，約為五分之一之比。此係由於颱風北部象限，受臺灣地形影響所致者。

六、臺灣夏季月份颱風平均雨量

侵襲臺灣之颱風，夏季六、七、八月，及九月，

為颱風最多月份，其各月所致雨量，就最近十三年（1957-69）來，臺灣各地颱風雨量之平均值，及標準月平均雨量，列如表十三，以便比較。

就表內颱風雨量看各月分佈情形，則顯示六月份臺灣各地由颱風所獲之雨量均不多，而以臺灣南部及山地雨量略多，尤以恒春在六月份，所獲颱風雨量達

該月標準雨量17%為最特殊，亦即自六月份起，南部由颱風所獲之雨量，已顯示其重要性。

七月份由於颱風侵襲臺灣之次數，顯著增加，故臺灣各地，由颱風所獲雨量，亦顯著增多。山地以阿里山 322mm 雨量為最多，達七月標準雨量41%；平地颱風雨量，以恒春 150mm 為最多，佔七月份標準

表十三：臺灣夏季（1957-69）各月颱風平均雨量及與標準雨量比值

Tab. 13. Summer monthly typhoon rainfall (1957-1969) and its ratios with normals.

地 名	月 份 類 別	6			7			8			9			合 計		平 均
		颱風 雨量 (mm)	風 量 (%)	比 值	颱風 雨量 (mm)	風 量 (%)	比 值	颱風 雨量 (mm)	風 量 (%)	比 值	颱風 雨量 (mm)	風 量 (%)	比 值	颱風 雨量 (mm)	風 量 (%)	
彭 佳 嶼		3		1	47		40	85		53	98		73	223		38
臺 北		3		1	67		27	85		30	152		68	307		29
臺 中		9		2	117		41	147		44	85		60	358		31
花 蓮		49		25	148		60	73		30	195		61	465		46
阿 里 山		74		9	322		41	291		37	345		71	1032		36
玉 山		68		13	224		48	219		53	234		56	745		41
蘭 嶼		34		11	83		39	52		15	61		16	285		19
恒 春		71		17	150		29	186		34	110		39	517		29
平 均				6			25			23			34			21
颱風侵襲路徑及次數	Ns	1			1			3			4			9		
	N _L	0			3			5			2			10		
	S _L	3			4			6			3			16		
	Ss	0			1			2			2			5		

附註：Ns=臺灣北部海面經過 N_L=臺灣南部陸上經過
S_L=臺灣北部陸上經過 Ss=臺灣南部海上經過

雨量約39%；雨量次多為花蓮之 148mm，佔該月標準雨量約60%，頗特殊，亦即東部由颱風所致雨量，較南部之恒春所佔比重尤大也。外島由颱風所獲雨量，彭佳嶼最少為47mm，約佔標準雨量45%；蘭嶼雨量為88mm，約佔標準值40%。臺北所獲颱風雨量為67mm，約佔七月標準雨量27%，顯示臺北七月份雨量，由颱風所致者，僅佔標準雨量四分之一，並非重要。

八月份為颱風侵襲臺灣最多之月份。臺灣各地所獲颱風雨量亦增多。山地仍以阿里山雨量 291mm 為最多，達標準雨量37%；平地以恒春雨量 186mm 為最多，佔標準雨量34%。外島雨量，以彭佳嶼85mm 為最多，為標準雨量53%。八月份颱風雨量，佔標準雨量百分比最高者，為彭佳嶼及玉山兩地，均為53%

。臺北所獲颱風雨量為 85mm，為標準雨量之30%。

九月份臺灣所獲颱風雨量，佔標準雨量百分比最高，北部及山地颱風雨量，達本月標準雨量之半數至三分之二，可謂雨量來源，主要獲自颱風。阿里山九月颱風量為 345mm，為臺灣各地雨量最多者，亦為該地夏季各月中雨量最多者，佔標準雨量之71%。颱風雨量，九月份最少者為蘭嶼，僅61mm而已。

總而言之，臺灣夏季各月，由颱風所獲雨量，以阿里山為最多，平地以恒春為最多；外島均較少。臺灣各地，所獲颱風雨量，與標準雨量之比值最高者，出現在秋初之九月份達34%，亦即顯示在九月份，臺灣雨量，有三分之一以上係得自颱風所賜者。

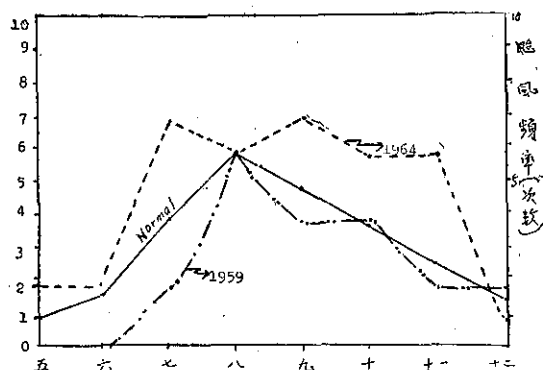
七、颱風與大氣環流

地球上某一地區氣象之演變，非僅該地區局部氣象變化所形成，而為全球性大氣環流演變所致者。西北太平洋颱風，其生成與路徑，主要受東亞高空主槽，及太平洋高氣壓所支配。東亞主槽在太平洋中部持久；以及西北太平洋副熱帶高氣壓北移及發展，為颱風發生之重要條件。夏季時太平洋高壓強盛，推進颱風西進，其進行速度及方向變化不大，多呈拋物線型。

颱風最多生成區⁽¹⁰⁾在 130°E 至 150°E ，佔颱風總數三分之二；為東亞主槽(在太平洋中部)之下游，約一個波長之處。在颱風出現次數較多時，500mb圖上東亞主槽，在中太平洋發展較強，其附近並出現高度負距平區⁽¹¹⁾。正距平區則出現在日本東方海洋上。茲就1959, 1964及1969等年，西北太平洋颱風出現頻率，與月平均大氣環流之關係為例，分述如下(參看圖二)：

圖二 多颱風年(1964)與少颱風年(1959)西北太平洋颱風頻率及標準頻率(1947-1967)

Fig. II. Number of typhoons in the years 1959 and 1964 and the mean frequency (1947-1967) of typhoons.



(一) 西北太平洋，在1959年所發生之颱風，共有23個，較標準數27個尚少4個，為颱風較少之年；但侵襲臺灣竟達7個，較正常侵襲之3.6次，約二倍之。此可能由於本年在5月及6月無颱風發生，7月僅發生2次，較正常為少。但至8月份，則發生6次，雖與正常相近，但侵襲臺灣次數則達三次，則超出正常甚多。今就8月份500mb北半球月平均高空圖分析之，則發現東亞主槽，在緯度 50°N 及 60°N ，其位置偏西12度及15度⁽¹²⁾(較標準位置)，沿等高線5700m，則顯示此槽較正常為弱。可知此槽偏西及減

弱，西北太平洋颱風出現次數雖正常，而侵襲次數則增多。

(二) 1964年西北太平洋發生颱風37次，而無一次侵襲臺灣者。臺灣各地夏季雨量均為負距平。七月份500mb圖上，太平洋中部之東亞主槽，在 50°N 位於 160°E ，較正常偏西約10個經度；沿5700m等高線，此槽位於 43°N 及 165°E ，較正常偏南約5個緯度，經度偏西亦為5度。顯示在七月份東亞主槽，較正常加強而西移，太平洋颱風次數，較正常增多。

就1964之多颱風年，與1959之少颱風年，高空月平均500mb圖上，東亞主槽七月及九月份在中太平洋出現之位置，作一比較如(表十四)所示。在多颱風之七月及九月，此槽沿緯度 50°N 及 60°N 之位置，較少颱風之月份，均向東移且加深；高度負距平區，在西北太平洋出現者亦較顯著。

表十四：500mb圖東亞主槽位置(1959與1964年比較)

Tab. 14. Comparison of the locations of eastern asiatic trough on 500mb chart in July and September of the year 1959 and 1964.

月 年 類 別	7		9	
	1959	1964	1959	1964
60°N	160°E	180°E	175°W	175°E
50°N	155°E	160°W	177°E	175°W
5700m	49°N	43°N	40°N	43°N
等高線	150°E	165°E	121°E	135°E
距平	+100m	-50m	+50m	-100m
區	52°N	49°N	55°N	55°N
	170°E	150°E	155°E	163°E

1964年夏季各月，北太平洋副熱帶高氣壓在海面之月平均位置，列如表十五，其標準位置採自美國氣象局出版1909-1950北半球平均海平面天氣圖，列如表十六，在多颱風之1964年，高氣壓中心之位置與標準位置差別甚微，其向西延伸之高壓脊，1020mb及1016mb等壓線與標準者相差不大，僅顯示略有向西伸展之勢。惟就其與1969之少颱風年(參看表十七)比較，則顯示此高氣壓脊向西伸展頗明顯。

在此多颱風年之夏季月份，北太平洋面，氣壓負距平區主要出現在經度 160°E 及 170°E ，不太顯著，而氣壓正距平區，則出現在中太平洋 35°N 附近，及中國東部沿海者，較為顯著。

表十五：1964年夏季北太平洋高氣壓位置

Tab. 15. Location of subtropical pacific high in the summer months of 1964.

類別 月份	高壓中心	高壓脊等壓線 1020 mb	高壓脊等壓線 1016 mb	氣壓距平中心位置		颱風次數距平
7	1024mb 36°N 158°W	31°N 175°E	29°N 157°E	+0 20°N 125°E	-4mb 48°N 170°E	+3
8	1026mb 37°N 155°W	82°N 174°E	33°N 163°E	+2mb+2mb 50°N 39°N 145°E 168°W	-2mb 28°N 128°E	+0.2
9	1024mb 37°N 144°W	32°N 171°E	30°N 153°E	+2mb+2mb 40°N 37°N 123°E 178°W	-0 20°N 160°E	+2

表十六：太平洋高氣壓標準位置

Tab. 16. Normal locations of subtropical pacific high in the summer months.

類別 月份	高壓中心	高壓脊等壓線 1020mb	高壓脊等壓線 1016mb
7	1025 37°N 150°W	32°N 170°E	28°N 156°E
8	1025 37°N 148°W	34°N 176°E	30°N 160°E
9	1022 36°N 144°W	33°N 168°W	31°N 155°E

(二) 就最近之1969年，西北太平洋共發生颱風19個，較標準數27個少9個之多，為過去20餘年來，颱風出現最少之年；但侵襲臺灣者有4次，較正常侵襲之3.6次略多。此與上述1959年颱風發生次數，與侵襲臺灣者，均有相似之趨勢，即在太陽黑子最多年，西北太平洋颱風出現次數減少，而侵襲臺灣之次數反而增多（按1959及1969均為太陽黑子最多年）。

再就1969年為颱風出現次數最少年，北太平洋副熱帶高氣壓脊西緣位置伸縮之情形，列如表十七。太平洋高壓中心之位置，與標準狀況（參看表十六）比較；七至九三個月均顯著向西移，其西緣之脊線（沿

等壓線 1016mb），則有略向東收縮現象。再與1964多颱風年比較，則更顯示高壓脊向東收縮。

表十七：1969年夏季北太平洋高氣壓位置

Tab. 17. Location of subtropical pacific high in the summer months of 1969.

類別 月份	高壓中心	等高線 1020mb	等高線 1016mb	氣壓距平中心位置		颱風次數距平
7	1030mb 38°N 150°W	28°N 165°E	60°N 155°E	12mb 28°N 136°E	-2mb 40°N 180°E	-1
8	1030 36°N 130°W	28°N 180°E	27°N 175°E	+2 25°N 135°E	-4 40°N 165°E	-2
9	1020 35°N 155°W	30°N 175°W	30°N 174°E	+2 50°N 120°E	-6 50°N 160°E	-2

在此少颱風年，就西北太平洋氣壓距平觀之，氣壓負距平區多出現在經度160°E至180°E，緯度40°N至50°N之位置。氣壓正距平區則在經度135°E度及緯度25°N附近。此顯示海面氣壓在中太平洋降低，在東亞沿海以東，氣壓較正常升高。

綜上所述，可知在夏季及秋初（七月八月及九月份），500mb月平均圖上之高空東亞主槽，在太平洋中部位置之變移，以及地面天氣圖上太平洋副熱帶高氣壓，其脊線向西擴展之變化，以分析西北太平洋出現颱風之頻率多寡不同之原因，則有下列數點，可資討論。

1. 多颱風年（1964），高空500mb圖上，東亞主槽在太平洋中部之位置，較少颱風年（1959）向東移，其深度並加強，在槽之附近，出現高度負距平區；亦即多颱風年，在颱風生成區（150°E-160°E）附近，多出現負距平區。

2. 少颱風年（包括1959及1969兩年），在海面天氣圖上北太平洋高氣壓，其向西延伸之脊，較多颱風年減弱，並有收縮現象。氣壓負距平區，多出現在颱風生成區以東（即160°E至180°E），並甚顯著。

3. 多颱風年（1964）及少颱風年（1959及1969），均分別出現於太陽黑子最少年及最多年；此雖為例證，但與多年統計之趨勢相合。惟在少颱風年，侵襲臺灣之颱風次數，反有較多之趨勢，其在大氣環流

態勢上之分析；當另文述之。

結 論

就以上臺灣夏季雨量與颱風之分析，吾人可得如下之結果：

1. 由最近13年來太陽活動顯示，侵臺颱風次數，在太陽黑子最多時，顯著增加；太陽黑子最少時，侵臺次數減少，但西北太平洋颱風總次數則增多。

2. 臺灣雨量，全年由颱風所致者，外島最少，約在350mm左近，平地約在400mm至6000mm左近，高山則為1000mm左近。

3. 臺灣各地全年所獲颱風雨量與標準年雨量相比，則顯示阿里山所獲颱風雨量，佔年雨量36%為最高；臺北之19%為平地中最少者，恒春之31%為平地中最高者；亦即臺灣南部由颱風所獲雨量，約佔全年總雨量三分之一。

4. 侵臺颱風，平均一次所致雨量，以阿里山為429mm最多；平地以花蓮214mm為最多；外島以彭佳嶼160mm為最多。

5. 臺灣各地夏季各月，所獲颱風雨量，以阿里山為最多，平地以恒春為最多，各外島均較少。臺灣各地夏季所獲颱風雨量，與標準雨量之比值最高者，出現在秋初之九月份達34%；亦即顯示在九月份，臺灣雨量最三分之一以上，係得自颱風所賜者。

6. 西北太平洋多颱風年較少颱風年，東亞主槽在太平洋之位置較偏東並加深；太平洋副熱帶高氣壓之西方脊，向西延伸較廣。多颱風年與少颱風年，分

別出現在太陽活動最弱與最強時。

引 用 文 獻

- (1) 魏元恒：(1969)「臺灣雨量與高空環流型關係之研究」，氣象學報十五卷三期。
- (2) 魏元恒：(1968)「太陽黑子影響臺灣天氣及氣候之研究」，氣象學報十四卷一期。
- (3) R. Cecil Gentry (1969): Project storm-fury, WMO Bulletin, July 1969.
- (4) Ramage 氏 (1959): Hurricane development, Jour Meteo Vol 16, No. 3
- (5) 鄭邦傑 (1966)：北太平洋西部颱風之長期預報，氣象學報十二卷二期。
- (6) H. C. Willet (1965) : Solar-Climatic relationships in the light of standardized climatic data, J. Atm. Sci, 22, 120-136
- (7) 魏元恒 (1968)：「太陽黑子影響臺灣氣象變化之研究」氣象學報十四卷一期。
- (8) Riehl: Tropical meteorology, P. 111
- (9) Haltiner: Dynamical and physical meteorology, P.405
- (10) Ramage(1959): Hurricane development, Jour. of Meteo. Vol. 16-3.
- (11) 廖學鎰 (1962)：颱風之發生及路徑與北半球環流特性，氣象學報八卷四期。
- (12) 魏元恒 (1969)：「臺灣雨量與高空環流型關係之研究」，氣象學報十五卷三期。

臺灣山地氣溫之特徵

戚 啓 動

Air Temperature Climatology of High Mountains in Taiwan

Ke-hsun Chi

Abstract

Air temperatures on the mountains in Taiwan were studied from past records of TPWB stations. The results are summarized as follows:

1. The seasonal variation of air temperature on the mountains in Taiwan are generally less significant than nearby foothill stations. However, the monthly mean temperature of Mt. Morrison station indicated a more significant rise in the period of May to July than the Tainan station.

2. The monthly absolute minimum air temperature of mountain stations in Taiwan changed much more rapidly than the monthly absolute maximum temperature, especially from April to May.

3. The differences of monthly mean air temperature between mountain stations and nearby low level stations are larger in the summer half year than in winter half year, and the least difference is found between autumn and winter.

4. In Northern Taiwan, the air temperature lapse rate on mountains reaches a maximum in autumn and drop to a minimum in winter, while in Central and Southern Taiwan, the lapse rate is generally larger in the summer half year than in the winter half year. As for the annual lapse rate, the northern portion is comparatively higher than the southern portion. It is also larger in the lowest one kilometer than that of the upper layer.

5. In northern mountain region, taking Anpu as an example, the lapse rate is comparatively larger when SE wind is prevailing. It is also indicated that the lapse rate of minimum air temperature of Anpu in winter during clear weather is only half as great as in the case of overcast. But the Alishan station shows the opposite characteristic. This is clearly the result of NE monsoon prevailing in this season. The lapse rate of maximum air temperature in the lower layer is generally larger than the higher layer both in summer and in winter due to convective mixing.

6. The lapse rate which is calculated from mountain top and foothill stations are comparatively smaller than the lapse rate based

upon the nearby sounding station record in average. However, the mean monthly ground temperature observed at the mountain stations, both in January and July, were significantly higher than same altitude free air temperature found in the mean sounding curve. Hence, the mountains in Taiwan may treated as a heat source during the whole year.

7. The annual range of air temperature seems to have a maximum near 700 meters above sea level and decreasing both upward and downward. The monthly range of air temperature which recorded at Alishan station is largest in summer. This variable seems to have a tendency of decreasing to the north in this island.

一、前言

臺灣本島總面積約有三萬六千方公里，而山地面積則有兩萬三千方公里，竟佔全島面積之百分之64(1)；其中海拔在 500 公尺以上之山地面積佔全島總面積之百分之45，1,000 公尺以上者佔百分之31，2,000 公尺以上者佔百分之11(2)，可見本省平地面積很少，近年來已利用至最大限度。另一方面，則自政府遷來臺灣，由於生活安定、社會繁榮、人口激增，開發山地已成爲當前急務。

三年前，臺灣省氣象局應山地農牧局之請，研究臺灣之山地氣候，由作者主司其事。曾選擇山地測站大約50處，整理 1956-1965 年共10年之記錄(3)，當時發現臺灣之山地氣溫頗爲複雜，其與海拔高度未必呈線性之相關，而視季節而變。山地氣溫與農牧事業關係至要，實有進一步研究之必要。再者，氣象局所屬之高山測候所，如阿里山早在 1933 年即已成立，迄今已有36年之歷史，其餘如大屯山鞍部、竹子湖、玉山、日月潭等測站，均有25年至30年之歷史，另鹿林山測候所成立於1947年，去 (1969) 年 4 月起停止觀測，亦積有 20 多年記錄，實應作一較完整之山地氣溫分析。

二、測站位置

研究山地氣溫，測站之位置關係最爲重要。氣象局所屬各高山測候所，其中以玉山、阿里山、及鞍部之露置情形最佳，日月潭只能代表高山盆地濱湖區之情況，其與同高度之山巔或山坡相比較，氣溫之特徵顯然不同，鹿林山測站之地點亦尚差強人意，雖位於羣山環繞中，但位置尚顯露。竹子湖則露置情形極差，只能代表較隱蔽之山坡地。山坡上溫度之高低又與

其位向有關。故竹子湖之記錄，只能聯供參考而已！

氣象局所屬各高山測候所之位置，海拔及記錄年代等資料見表一。

表一 氣象局所屬山地測候所一覽表

地 名	緯 度 (北緯)	經 度 (東經)	測站海拔 (公尺)	溫度表 高 度 (公尺)	創 立 年 代	附 註
鞍 部	25°11'	121°31'	836.2	1.2	1937	
竹子湖	25°10'	121°32'	600.0	1.2	1937	
日月潭	23°53'	120°51'	1014.8	1.2	1941	
阿里山	23°31'	120°48'	2406.1	1.2	1933	
鹿林山	23°29'	120°52'	2728.0	1.2	1947	1969年 3月止
玉 山	23°29'	120°57'	3850.0	1.4	1943	

以上六處測站，除鹿林山每日僅舉行 6, 9, 14, 21 四次觀測外，其餘均作每天 10 次觀測，即每日 02, 05, 08, 09, 11, 14, 17, 20, 21, 及 23 時。氣溫均得自置百葉箱內之乾濕球溫度表及最高最低溫度表，夜間氣溫則得自溫度計曲線加以訂正。

爲與平地之氣溫相比較，北部取淡水、中部取臺中，南部取臺南(註)，各該測站之位置，海拔及記錄年代見表二。

表二 與山地測站相比較之平地測站一覽表

地 名	緯 度 (北緯)	經 度 (東經)	測站海拔 (公尺)	溫度表 高 度 (公尺)	創 立 年 代	附 註
淡 水	25°10'	121°26'	19	1.1	1942	
臺 中	24°09'	120°41'	83.8	1.4	1896	
臺 南	23°00'	120°13'	12.7	1.2	1897	

三、山地各月平均氣溫

根據氣象局所屬各山地測候所累年之標準月平均

本研究係受國家科學委員會之補助始克完成。

(註)因嘉義測候所成立於57年，記錄過短，未便採用。

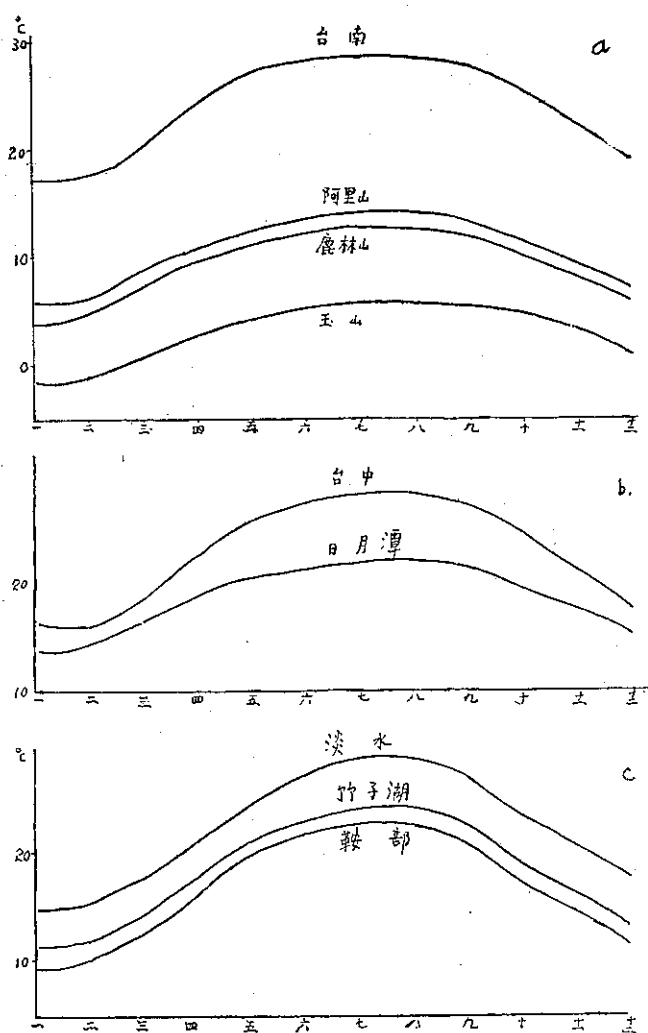
氣溫繪成之週年內變化曲線，如圖一，分三組加以比較，記錄年除鹿林山算至 1968 年止而外，其餘均算至 1969 年。

圖一 a 為玉山、鹿林山、阿里山及臺南四條各月平均氣溫曲線之比較。圖中可見平地測站臺南二月起氣溫亟升，高山測站雖亦上升，但遠較緩和。七月後之下降亦然，故山地氣溫之年較差一般均較平地為小。但另一方面，如僅以五月至七月相比較，則顯示高山之氣溫上升，反而略較平地為著。另可見一趨勢，夏半年山地與平地之氣溫差較冬半年為大，相差最小似在秋冬之交。

圖一 b 為日月潭之全年氣溫平均曲線與臺中之比較。我人可以看出與圖一 a 有甚大之差異，即日月潭與臺中之氣溫差以初春（2-3月）為最小，其次為冬季，夏半年彼此之差數遠較冬半年為大，此不僅由於海拔之故，湖水實大有影響，故日月潭為一理想之避暑勝地。

圖一 c 為鞍部、竹子湖及淡水三條平均氣溫曲線之比較，此與 b、a 兩圖又顯然不同，最值得注意者為夏季之高峯較臺南及臺中為突出，即七、八月最熱，六月及九月降低相當多，不像臺南之相差甚少，可見臺灣北部接近溫帶型。另外一種現象為三個測站之曲線配合甚佳，間隔大致相等，但仔細觀察，仍可見夏半年山地與平地氣溫之相差略較冬半年為大。

茲將氣象局所屬各山地測候所與鄰近平地測候所之各月平均溫度及年溫列如表三。表內可以看出：大屯山鞍部與淡水之月平均氣溫差



圖一 臺灣各山地測站溫度年變化與鄰近平地測站之比較。

表三 臺灣山地測站各月平均氣溫與鄰近平地測站之比較

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年	記錄年代
鞍 部	9.4	10.2	12.9	16.2	19.6	21.5	23.0	22.7	21.0	17.2	14.7	11.5	16.6	1943-1969
竹 子 湖	11.6	11.8	14.4	17.8	21.2	22.9	24.4	24.2	22.8	19.0	16.3	13.2	18.3	1947-1969
淡 水	15.1	15.2	17.6	21.2	24.8	26.8	28.7	28.6	27.2	23.3	20.8	17.3	22.2	1943-1969
日 月 潭	13.8	14.4	16.5	19.1	20.6	21.3	22.0	21.9	21.6	19.7	17.9	15.2	18.7	1942-1960
臺 中	16.0	16.1	18.8	22.5	25.8	27.3	28.3	28.0	27.1	24.2	21.1	17.6	22.7	1897-1968
玉 山	-1.1	-1.2	0.8	2.7	4.5	5.2	6.0	5.8	5.7	4.7	3.3	0.7	3.1	1944-1969
鹿 林 山	4.3	4.8	7.4	9.7	11.3	12.3	12.8	12.5	12.0	10.0	8.4	5.8	9.4	1950-1968
阿 里 山	5.7	6.4	8.6	10.8	12.6	13.7	14.1	13.9	13.4	11.3	9.4	7.2	10.6	1934-1969
臺 南	17.3	17.6	20.4	24.0	27.0	28.0	28.5	28.2	27.7	25.3	22.2	18.8	23.7	1897-1969

額以九月最大，相差 6.2 度，十月居次，差 6.1 度，八月再次，差 5.9 度，彼此相去均不遠；相差最少為三月，僅 4.7 度。日月潭與臺中之月平均氣溫以七月相差最大，得 6.3 度；二月相差最少，僅 1.7 度。玉山與臺南之溫度差以六月最大，相差達 22.8 度，五月及七月各為 22.5 度。相差最大之月份較鞍部及日月潭提前約一個月至兩個月，似有向南逐漸提前之趨勢；相差最少為十二月，得 18.1 度，亦較北部山區為提早。如以阿里山與臺南比較，相差最大在七月，得 14.4 度，而六及八月各差 14.3 度，與七月僅僅差 0.1 度而已！阿里山與臺南之氣溫相差最小為十二月及一月，各為 11.6 度，二月亦僅為 0.1 度。由此可見其變化相當均勻而有規律。

四、山地之極端氣溫

山地之極端氣溫，各月絕對最低之變化遠較絕對最高之變化為大，但與海拔高度未必呈線性之相關。阿里山自有記錄以來，絕對最低氣溫為 -11.5°C ，見於一月份。每年九月以後至四月為止均可能出現攝氏零度以下之絕對最低溫度，四、五月間變動最大，四月份曾出現 -5.5°C 之最低溫度，但五月份以往最低不過 0.7°C ，猶較六月曾出現之 0°C 為高。阿里山之氣溫以七月最高，過去最冷也有 5.6°C 。但週年中絕對最高却在六月份出現，最高記錄為 25.5°C 。由此可見：阿里山之氣溫以四至六月之變化最大，其他高山測站也不例外。八、九月間絕對最低之變化也比較大。一月份絕對最高在 20°C 左右，和六月份的 25.5°C 相差不過 6 度不足，而各月絕對最低則七月和一月相差超過 17 度。

玉山之絕對最低一月份曾達 -17.4°C ，週年內只有八月份最低氣溫從未到達攝氏零下，七月份也會到達零下 3 度不足。但各月出現之絕對最高溫度則遠較最低溫度為穩定。自四月至十一月，各月絕對最高氣溫均在 $18-20^{\circ}\text{C}$ 之間，週年中最低之絕對最高在二月出現，也不過 15°C 上下。由此可見，絕對氣溫較差最大顯然在一月，絕對最高曾達 16.7°C ，絕對最低曾達 -17.4°C ，相差超過 34 度。

鞍部週年內絕對最低氣溫之變化，比其他各山地測站都大。最暖月出現之 17.6°C 與最冷月出現之 -2.7°C 比較，相差超過 20 度；最高溫度之變化也比較緩和，最暖月之絕對最高 32°C 與最冷月之絕對最高 24.2°C 相差不過 7.8 $^{\circ}\text{C}$ 。

日月潭海拔高出鞍部很多，照理最暖月之絕對最高應較鞍部為低，然以日月潭有羣山環繞，鞍部則較暴露，故日月潭八月曾出現 33.5°C 之最高溫度，九月份出現 33.3°C 之最高溫度；但鞍部則最熱僅到達 32°C 。同理，日月潭之絕對最低也較鞍部高，最冷之一月絕對最低不過 -0.3°C ，高出鞍部 2.4 度。最暖之七月，絕對最低為 16.2°C ，比鞍部反而低 1.4 度。可見日月潭兼受益地與湖水之影響，絕對最低氣溫週年內之變化較和緩。

五、週年內之氣溫直減率變化

今將各高山測站代表四季月份之準平均氣溫，自鄰近平地測站各該月準平均氣溫中減去，再除以高度差，即可得山地平均氣溫直減率，如表四所示。

表四 臺灣各山地測站之平均氣溫直減率
(表內數字為每百公尺減低之攝氏度數)

高山站	平地站	高度差 (公尺)	二月	五月	八月	十一月	全年
鞍部	淡水	817	0.61	0.64	0.72	0.75	0.69
竹子湖	淡水	581	0.59	0.62	0.76	0.77	0.67
日月潭	臺中	931	0.18	0.56	0.66	0.34	0.43
玉山	臺南	3,837	0.49	0.58	0.58	0.49	0.54
鹿林山	臺南	2,715	0.47	0.58	0.58	0.51	0.53
阿里山	臺南	2,393	0.53	0.60	0.60	0.53	0.55

今以二月代表冬季，五月代表春季，八月代表夏季，十一月代表秋季，則臺灣山地之氣溫直減率，除北部以秋季最大冬季最小外，中部及南部地區均為春夏兩季大於秋冬兩季。玉山、鹿林山及阿里山，五月與八月之氣溫直減率竟完全相同，二月則與十一月相當，僅鹿林山稍有相差。

以全年氣溫直減率而論，鞍部及竹子湖顯然高出玉山、鹿林山及阿里山，日月潭最低。鞍部及竹子湖之全年平均直減率略高於中緯度對流層內之一般自由大氣溫度直減率。此可能由於下層空氣受東北季風以及對流作用之影響而使直減率變大。

日月潭之氣溫直減率特別小，全年平均為每百公尺減 0.43°C ，當然是受湖水與高山圍繞之影響，尤其是湖水冬季之溫暖與臺中冬季之寒冷（註）適成對比。玉山、鹿林山及阿里山可以代表中南部高山地區之氣溫直減率，年平均略低於一般低緯度之濕絕熱直減率，大致為每百公尺減 0.55 度，蓋地面附近即使有

(註)臺灣本島歷年來平地氣溫最低為臺中 52 年 1 月 27 日之 -0.7°C 。

混合作用，整個高度平均，必然減小其重要性。

表內尚可看出：氣溫直減率之季節變化以日月潭最明顯，八月為 0.66°C ，二月則僅 0.18°C ，鞍部及竹子湖均以十一月之直減率最大，分別為每百公尺 0.69°C 及 0.67°C ；二月最小，分別為 0.61°C 及 0.59°C 。玉山、鹿林山五月八月均為 0.58°C ，阿里山為 0.60°C ；玉山二月及十一月較小，得 0.49°C ，阿里山略高，得 0.53°C ；鹿林山二月最小，僅 0.47°C 。

今試與吉野算得(4)日本高山測站之氣溫直減率相比較，岩手山 ($39^{\circ}51'\text{N}$, $141^{\circ}01'\text{E}$, 1,771公尺)，筑波山 ($36^{\circ}13'\text{N}$, $140^{\circ}06'\text{E}$, 869公尺)，富士山 ($35^{\circ}21'\text{N}$, $138^{\circ}44'\text{E}$, 3,772公尺)，箱根山 ($35^{\circ}11'\text{N}$, $139^{\circ}01'\text{E}$, 940公尺)，伊吹山 ($35^{\circ}25'\text{N}$, $136^{\circ}24'\text{E}$, 1,376公尺) 及阿蘇山 ($32^{\circ}54'\text{N}$, $131^{\circ}04'\text{E}$, 1,142公尺) 與山麓站算得之氣溫直減率如表五所示。

表五 日本各高山測站之平均氣溫直減率
(1939-1948之平均，每百公尺低減攝氏度數)

高山站	山麓站	高度差 (公尺)	二月	五月	八月	十一月	全年
岩手山	盛岡	1,615	0.70	0.60	0.57	0.60	0.62
筑波山	水戶	839	0.39	0.33	0.44	0.30	0.36
富士山	甲府	3,498	0.61	0.60	0.57	0.54	0.58
箱根山	三島	915	0.53	0.57	0.51	0.40	0.57
伊吹山	春城	1,213	0.60	0.53	0.53	0.49	0.56
阿蘇山	熊本	1,104	0.61	0.54	0.62	0.51	0.57

表內可見：日本各高山測站之氣溫直減率，以全年平均而論，除筑波山而外，大致與臺灣相當。一般說，較鞍部及竹子湖小，而較玉山、鹿林山，及阿里山稍大。可見山地氣溫直減率似與緯度之關係不大。筑波山則較日月潭更小，以其下部週年內有好幾個月都有顯著之逆溫層。

日本各高山測站之氣溫直減率，最大在二月及（或）八月，與臺灣顯然不同，似與四季盛行之氣團有關。因為二月份來自西伯利亞之氣團經常在日本出現，此種氣團之對流層下部氣溫梯度較大。但臺灣則二月份中南部為乾季，高山上地面受輻射強烈，故而使直減率變小。

除二月份日本高山之氣溫直減率普遍較臺灣山地為大而外（僅筑波山例外），其餘相差都很少。玉山與富士山海拔相近，但玉山二月之直減率低於富士山，十一月亦略低，其餘則相似。筑波山與鞍部之海拔

相當，但氣溫直減率則相差甚大，前者特別小而後者特別大。可見高山之氣溫直減率非常複雜，與當地盛行之氣團特性有關。

六、各方向之氣溫直減率

倘欲進一步瞭解各種氣團內氣溫直減率之差異，必須按各種風向分別統計其氣溫直減率。由於各風向頻率相差懸殊，為免若干風向次數太少，並資簡化起見，以下取八方位統計，十六方位之各風向併入八方位中重疊統計，例如 NNE 及 ENE 併入 NE 內統計，ENE 及 ESE 再併入 E 內統計。茲統計鞍部55年12月至58年2月三個冬季（12月-2月）及56年至58年三個夏季（6-8月）各風向之平均氣溫直減率，如表六。

表六 鞍部冬夏各風向之平均氣溫直減率
(冬季55年12月-56年2月；56年12月-57年2月；57年12月-58年2月；夏季56,57,58年6-8月)

		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
冬季	直減率	0.66	0.68	0.73	0.72	0.64	0.75	(0.69)	0.71
	次數	69	41	23	66	68	19	1	50
夏季	直減率	0.71	0.69	0.65	0.74	0.76	0.66	0.69	0.71
	次數	53	19	12	97	112	6	3	51

表內可見：以冬季而論，鞍部東風及東南風時之直減率較北風及東北風時為大，前者天氣常較後者為佳，山麓多晴，山巔則反而易為積雲所蔽；吹西南風時直減率較大可能也是同樣理由。

夏季鞍部氣溫直減率各風向之差異較冬季為明顯，南風最大，平均為 0.76 ；其次為東南風，而以東風和西南風最小，分別為 0.65 及 0.63 。由於渦流而使直減率變峻，可能與各方位之地形有密切之關係。

根據吉野之研究，從富士山與船津之觀測結果推斷氣溫直減率，在新鮮 Pc 氣團之 NW 冬季風下為 0.63 ，移動性反氣旋下為 0.54 ；冬季槽經過時為 0.45 ，冬季氣旋為 0.49 。但臺灣之情況顯然不同，無論 NE 或 NW 風，直減率都不算最大，冬季槽經過前，臺灣吹 SW 風時氣溫直減率反而最大。

在西德萊茵河之南部，NW 氣流下氣溫直減率為 $0.8-0.9$ ，SE 氣流為 $0.5-0.6$ ，E 氣流為 $0.6-0.8$ ，W-WSW 氣流為 $0.7-0.8$ 。在捷克斯拉夫的馬金山 (Mt. Maljeh)，冬季 N 及 NW 風之平均氣溫直

減率均較 SW 及 S 風爲大。南北風之對比，在冬季甚爲明顯。海拔 650 公尺以下，二月份爲 0.45；反之，較高及較低山坡八月份均爲 0.86(6)。但臺灣北部則並無此種現象，無論冬夏，南風與北風時之氣溫直減率相差無幾，北風反而較南風略小。此係緯度較低之故，冬季偏北風平均爲 0.68，偏南風爲 0.70；夏季偏北風爲 0.70，偏南風爲 0.72。

阿里山上半年西風及西南風佔優勢，約佔百分之 35，南風約佔百分之 10，下半年則東風及東北風增加，約佔百分之 15，其餘各方位之分配較均勻。據表四，阿里山之氣溫直減率以五月、八月較大，二月、十一月較小來看，中南部高山氣溫之直減率與氣流來向之關係更小。原因爲一日中之風向大都甚紊亂，相反或近似相反之風向常出現相等之頻率，故而一日中之盛行風向並無代表性。據以計算各風向之氣溫直減率更難有啓示性之後果。

七、山巔平均雲量與溫度直減率

高山之氣溫直減率與天氣有無關係，如有則爲何種關係，爲我人深爲關切之問題。吉野曾就霧島山之

雲量與溫度直減率之關係作一研究，以雲量作爲一種天氣指標，將午後 2 時之山巔測站雲量分爲三組：0-1，0-9 及 10，每組計算最高氣溫時之直減率。同理，以 6 時之雲量分組計算最低氣溫之直減率。冬季及夏季分別計算，冬季指 12、1、2 月，夏季指 6、7、8 月。霧島山海拔 1,325 公尺，以海拔 765 公尺之林田站作爲劃分點，而以海拔 200 公尺之牧園站爲底，分別統計上部及下部之氣溫直減率。吉野就其統計結果指出：上半部雲量少，最高及最低氣溫時直減率都比較小。另一方面，山坡下部則彼此之關係正好相反，比較最低氣溫與最高氣溫，前者之直減率都比後者小；但山坡上半部，雲量 10 時最低溫度直減率無論冬夏都略大於雲量 0-1 時之最高溫度直減率。在山坡之下半部，冬季最低溫度之直減率極小。

在臺灣，無法找到類此之山巔、山腰及山麓理想測站。故作者僅能統計北部之鞍部與淡水間直減率，及南部阿里山與臺南間之直減率。仿照吉野之統計方法。惟臺灣現時氣象記錄尙不能用機械處理，用人力統計手續殊繁，僅予統計一年之資料。所得結果與吉野之統計合併成表七。

表七 臺灣及日本山地冬夏各種天氣之最高及最低氣溫直減率

測 站		霧島山頂 林 田	1325公尺 765公尺	林 田 牧 園	765公尺 200公尺	鞍 部 淡 水	837公尺 20公尺	阿 里 山 臺 南	2407公尺 14公尺
高 度 差		560公尺		565公尺		817公尺		2393公尺	
最 低 溫 度 冬 季									
雲 量	0-1	0.52		0.32		0.38(10)		0.45(33)	
	2-9	0.64		0.52		0.64(8)		0.42(11)	
	10	0.91		0.12		0.69(72)		0.36(45)	
最 低 溫 度 夏 季									
雲 量	0-1	0.38		0.32		0.61(10)		0.63(20)	
	2-9	0.46		0.27		0.61(44)		0.62(27)	
	10	0.55		0.35		0.58(37)		0.58(45)	
最 高 溫 度 冬 季									
雲 量	0-1	0.88		0.90		0.87(3)		0.52(13)	
	2-9	1.00		0.78		0.72(19)		0.6(218)	
	10	1.00		0.64		1.08(68)		0.59(59)	
最 高 溫 度 夏 季									
雲 量	0-1	0.43		1.17		0.89(5)		0.24(1)	
	2-9	0.91		1.03		0.88(39)		0.52(7)	
	10	0.93		0.90		0.99(48)		0.63(84)	

括號內之數字代表次數，由此可見陰晴日數相差懸殊，例如最高溫度夏季，阿里山整個夏季晴天只有一次，因而缺少代表性，但即使統計年代加多，亦無法補救此種缺陷。

阿里山與臺南間之直減率，大致可以代表平地至海拔 2.4 公里之平均情況，鞍部與淡水則僅代表近地 0.8 公里之情況，高度相差約三倍。以最低溫度冬季而論，鞍部晴天之溫度直減率遠較陰天為小，幾乎只有一半。阿里山則適得其反，蓋冬季東北季風控制臺灣之北部，晴天地面附近大都有逆溫層，故而直減率較小；而陰天則東北季風產生之渦流較強，故直減率亦大。至於阿里山因海拔較高，晨間輻射晴天較強，氣溫較低，乃使直減率反而較陰天為大。

至於日本之情況，則霧島山下部冬季因近地面常有逆溫層，故陰天時直減率特別小，上半部因山頂輻射冷卻之故，直減率特別大。晴天及多雲時之直減率與臺灣之情況大致相同。但夏季最低溫度時則臺灣之氣溫直減率普遍較大，晴天又較陰天大，鞍部與阿里山近乎相等。晴天時約當對流層內之一般直減率，陰天則平均為 0.58。

最高溫度時間，由於地面附近渦流強烈，故下層之溫度直減率顯然較上層為高，鞍部冬季陰天時甚至

超過乾絕熱直減率，霧島山下部夏季最高溫度時晴及多雲之情況亦然，均表示極不穩定，阿里山則較小，可見主要因為東北風渦流混合，再加上午後地面受熱強烈，才使鞍部陰天時之直減率特別大，晴天時亦有 0.87。夏季最高溫度時，鞍部之直減率大致也在 0.9-1.0 之譜。阿里山則晴天遠較陰天為小。由於晴天只出現一次，未便妄斷其原因。但有一點值得注意：霧島山冬季上部大於下部，且下部晴天直減率遠較陰天大，夏季則下部略大於上部。上部陰天遠較晴天大，與阿里山之情況相似。

八、與自由大氣之比較

李爾 (H. Riehl) 在大氣科學概論 (Introduction to the Atmosphere) 中曾指出(5)：「在山嶺地區，大氣之地面熱源升高到周圍平原和海洋區上，此種由於高度差之影響尚未澈底瞭解。雖然我們都知道它對於亞洲夏季季風之建立與維持擔任一個重要角色。」因此我人必須進一步探討臺灣中央山脈之熱源效應。首先要將各高山測站冬夏平均地面氣溫與探空所得同一高度自由大氣之溫度相比較。

桃園及東港民國 49 年至 58 年一月及七月各較低定壓面上之平均氣溫及其高度公尺約數，如表八所示。

表八 桃園及東港冬夏各低層定壓面上之平均氣溫 (民國 49-58 年)

測 站 時間 月 定 壓 區 分 別 面 mb	桃園								東港					
	0800		2000		平 均				0800		2000		平 均	
	高度	溫度	高度	溫度	高度	溫度	高度	溫度	高度	溫度	高度	溫度	高度	溫度
	高度	溫度	高度	溫度	高度	溫度	高度	溫度	高度	溫度	高度	溫度	高度	溫度
一 月	1000	175	12.8	167	13.5	171	13.2	161	16.2	146	18.5	154	17.4	
	850	1527	6.1	1521	6.7	1524	6.4	1600	9.4	1522	10.1	1561	9.8	
	700	3103	-0.4	3097	-0.1	3100	-0.3	3169	3.0	3118	3.4	3144	3.2	
七 月	1000	66	27.5	5.7	28.0	62	27.8	65	26.3	60	28.0	63	27.2	
	850	1475	19.6	1474	20.0	1475	19.8	1524	18.1	1477	18.8	1501	18.5	
	700	3118	11.5	3124	11.3	3121	11.4	3124	10.4	3121	10.5	3123	10.5	

表內可見：以一月而論，1000 mb 面上東港大約高出桃園 4 度，850 及 700 mb 上都高出約 3.5 度，8 時與 20 時之差額大致相同。無論桃園或東港，8 時與 20 時之溫度差均向上遞減，東港更為明顯，原因當為一日內受熱與冷卻以地面附近最顯著，愈高則變化愈小。

再以七月而論，東港各層氣溫均較桃園為低，與

一月適得其反，1000 mb 低 0.8°C。850 mb 低 1.5°C，700 mb 亦低 0.8°C。8 時之差額較 20 時略大。又同一氣壓面上 8 時與 20 時之溫度差，東港向上銳減，但桃園則上下相差殊微。

今如劃分 1000-850 mb 及 850-700 mb 兩層，分別計算桃園及東港上空自由大氣之溫度直減率，則其間之差異更為明顯，見表九。

表九 桃園及東港上空 1000-850 mb 及 850-700 mb 兩層一月及七月之氣溫直減率 (資料同表八)

月別	測站 氣層 時間 mb	桃 園			東 港		
		0800	2000	平均	0800	2000	平均
一月	1000-850	0.46	0.63	0.55	0.47	0.61	0.54
	850-700	0.41	0.37	0.39	0.41	0.42	0.42
七月	1000-850	0.56	0.41	0.49	0.56	0.65	0.61
	850-700	0.49	0.53	0.52	0.48	0.51	0.50

以一月而論，無論桃園或東港，1000-850 mb 之氣溫直減率均大於 850-700 mb 之直減率，桃園相差更大。以一日內之變動而言，則 20 時之上下差又較 8 時為大。下層直減率之大於上層，顯然為渦流作用之後果。七月份之情況較為複雜，東港雖仍下層超過上層，桃園則上層反而略高於上層，一日中 8 時與 20 時

亦為相反之現象，原因何在，尚待進一步之研究。

今試將表九內臺灣自由大氣之氣溫直減率與表四中據各山地測站氣溫算得之直減率相比較。如不計較一月與二月以及七月與八月之微小差異，則冬季據鞍部測站算得之 0.61 高出據桃園探空算得之 0.55；夏季據鞍部氣溫算得為 0.71 遠高出據桃園探空算得之 0.47。由此可見據高山測站氣溫算得之直減率均大於探空所得之直減率，夏季相差更較冬季為大。

以中南部而言，冬季據阿里山氣溫算得之直減率為 0.53，自東港探空算得者為 0.48；夏季則分別為 0.60 及 0.55。可見據中南部高山氣溫算得之直減率仍較自由大氣中之直減率為大。假設地面氣溫相同，表示高山離地約一公尺半處之氣溫一般較同高度之自由大氣為冷，此當係經常有盛行氣流沿坡上升，導致絕熱冷卻之故。

以下再根據桃園及東港一月與七月之平均探空曲線 (51-55 年資料)，推算相當於各高山測站海拔高度之自由大氣平均溫度，再與各該測站百葉箱內平均氣溫以及地面溫度相比較 (鹿林山、鞍部及竹子湖均未觀測地面溫度)，見表十。

表十 各高山測站一月七月平均氣溫及平均地面溫度與探空推算同高度自由大氣溫度之比較

測站	月別 區分	一 月			七 月		
		自由大氣溫度	百葉箱內氣溫	地面溫度	自由大氣溫度	百葉箱內氣溫	地面溫度
玉山	山	-0.4	-1.1	0.4	5.8	6.0	9.3
鹿林	山	3.8	4.3	—	12.2	12.8	—
阿里	山	5.5	5.7	9.2	13.7	14.1	16.7
日月	潭	10.4	13.8	17.3	21.7	22.0	25.3
鞍部		9.7	9.4	—	23.6	23.0	—
竹子	湖	12.0	11.6	—	25.0	24.4	—

表內之數字顯示：各高山測站百葉箱內觀測所得之平均氣溫，與探空所得同高度之自由大氣平均溫度相比較，高低互見。例如一月份，鞍部、竹子湖及玉山百葉箱內之氣溫略低於自由大氣同高度之溫度，但鹿林山、阿里山及日月潭則各該測站所得均較高。日月潭相差最大，原因顯而易見。七月份則除鞍部及竹子湖百葉箱內溫度仍較低外，其餘則稍高出自由大氣同高度氣溫。

此處所得之結果似與前面計算彼此直減率而得之推論略有不符，即由於高山氣溫算得之直減率一般較探空所得為大，故假想地面如同樣氣溫，高山氣溫必

較同高度自由大氣冷，而此處據探空曲線推算則高低互見。此主要由於探空曲線係自 1000 mb 起算，遠較地面為高，夏季離地約 60 公尺，冬季約 150 公尺，故受地面輻射之影響甚微。反之，高山氣溫直減率則自地面測站之氣溫起算，受地面輻射之影響必較強。

無論如何，以地面溫度而言，玉山、阿里山或日月潭，一月及七月均高出自由大氣之溫度相當多，足見臺灣地區不論冬夏，均因山嶺而使輻射面升高，成為一顯著之熱源，玉山一月後平均相差約攝氏一度，七月高出 3.5 度；阿里山一月高 3.5 度，七月高出 3

度；日月潭一月之平均地面溫度則較同高度之自由大氣高出 7 度之多；七月份高出 3.5 度。

九、臺灣山地之氣溫日較差

氣溫較差大致可以用三種方式表達，以下先分析各月平均日較差 (Monthly normal daily temperature range)，此係指逐日溫度較差之全月平均

，再就累年同一月份加以平均。此種日較差，一般而論，高山小於平地，蓋午後高山之地面雖受熱強烈，但因水汽較少，故離地約 2 公尺之空氣仍能保持涼爽。實際上此種關係頗為複雜，未可一概而論，臺灣氣象局所屬各高山測站之各月及全年平均日較差見表十一。

表十一 臺灣山地測站各月平均日較差 (各站記錄均統計至1968年止)

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全 年
玉山	8.2	7.3	7.6	8.1	7.9	7.2	8.6	8.7	9.2	10.5	9.9	9.2	8.5
鹿林山	9.0	9.2	9.9	10.2	9.1	8.3	10.0	9.3	9.8	10.9	10.7	9.9	9.7
阿里山	10.1	9.7	9.4	9.2	8.4	7.4	8.6	8.5	9.3	10.7	11.7	11.0	9.5
臺南	11.1	11.2	11.0	10.2	9.0	7.7	7.9	7.7	8.6	10.3	10.7	10.7	9.7
鞍部	5.3	5.5	6.4	6.2	5.6	5.0	5.7	5.6	4.7	3.9	4.4	4.8	5.2
淡水	6.6	6.3	6.9	7.0	7.3	7.1	7.7	7.7	7.1	6.3	6.3	6.1	6.9

在此表內，我人可見鞍部各月日較差普遍較淡水為小，八、九兩月彼此相差最大，達 2.4 度，三月則相差僅 0.5 度。玉山、阿里山與臺南比較，則情況較為複雜，阿里山 7-12 月之平均日較差反而比平地大，1-6 月則比臺南小，玉山 7-10 月大於臺南，其餘各月則較臺南為小。負偏差最大在二、三月，正偏差最大在八月。

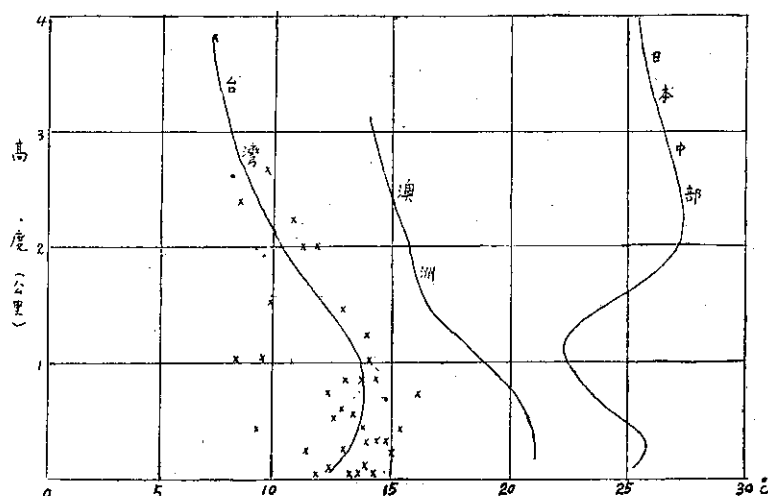
高山之最大氣溫日較差也很複雜，阿里山及玉山較鞍部及日月潭高，但阿里山又比玉山大。前者最大日較差達 22.3 度，見於二月，八月份最大日較差尚不足 17 度。玉山最大日較差為 20.6 度，見於十月；最小在六月，不足 14 度。鞍部最大日較差 1-4 月顯然較其餘各月大，最小在二、三月。全年最大為 18.5 度，出現在一月，日月潭全年最大日較差為 19.3 度，見於四月。一般與鞍部近似。

十、臺灣山地之氣溫年較差

第二種為氣溫年較差 (Annual Range of Air temperature) 指最暖月平均氣溫與最冷月平均氣溫之差數。此種年較差以平地而論，赤道附近最小，隨緯度之增加而增大，內陸又較近海為大，與盛行風也有密切關係。但山地之氣溫年較差則相當複雜，例如淡水與鞍部之

氣溫年較差均為 13.6°C，但竹子湖則僅 12.8°C，大致由於隱蔽之故。臺中之氣溫年較差為 12.8°C，遠超過日月潭之 8.2°C，其理由前面已經一再指出。玉山之 7.2°C 遠較臺南之 11.2°C 為小，阿里山則為 8.4°C，由於海拔較高，水份較少之故。

根據吉野之分析，日本中部各山地測站之氣溫年較差隨高度之分佈如圖二最靠右邊之曲線。我人就臺灣所有山地測站之氣溫年較差(3)在圖內點出，似亦可獲得一曲線，表示大約在海拔 700 公尺處有一年較差最大，自此向下及向上減小，但 2.5 公里以上則減小較緩和。臺灣之曲線在形態上與澳洲之曲線較近似。至於日本則在離地 2,200 公尺處顯示有一氣溫年較差



圖二 氣溫年較差與海拔高度之關係，臺灣山地測站與澳洲及日本中部之比較。

最大，而 1,000 公尺處有一顯著之最小。至於蓋格 (Geiger) 1961 年(6)所得澳洲山區情況之曲線，最大最小雖然比較模糊，但與臺灣之氣溫年較差垂直分佈略有近似。此種最大最小之解釋相當困難。因為山地月平均溫度之垂直變化，迄今猶未發展成一種氣候學。吉野對日本中部山區之情況提出一種解釋為：冬季下層逆溫層很強，海拔 100 公尺氣溫較假設之每百公尺減 0.6°C 為高，因而 1,000 公尺處山地之年較差較小。但臺灣則緯度較低，故呈近乎相反之趨勢，即 700 公尺附近年較差最大，可能因為下層渦流顯著，使氣溫直減率變峻。據劉衍淮教授所發表之資料(7)(8)，臺北上空低層之氣溫直減率，2 公里以下為 0.56，但一

公里以下冬半年均超過 0.7，似可作為以上解釋之佐證。

十一、臺灣山地之氣溫月較差

第三種溫度較差為氣溫月較差(Monthly range of air temperature)，係指各月絕對最高溫度之累年平均與同月絕對最低溫度累年平均之差數。此種氣溫月較差必然大於氣溫日較差之月平均。但前者也能代表後者之特性。

茲為便於與日本之情況相比較，下面統計二月及八月臺灣幾個代表性高山測站之氣溫月較差，如表十二。

表十二 臺灣高山測站二月及八月之氣溫月較差

測 站	記錄年代	二 月			八 月		
		累 年 平 均 絕 對 最 高	累 年 平 均 絕 對 最 低	較 差	累 年 平 均 絕 對 最 高	累 年 平 均 絕 對 最 低	較 差
玉 山	1944-1960	10.1	-10.1	20.2	16.9	2.1	14.8
鹿 林 山	1951-1960	15.4	- 3.6	19.0	21.9	6.5	15.4
阿 里 山	1934-1960	17.5	- 3.5	21.0	21.6	6.9	14.7
日 月 潭	1942-1960	26.8	6.5	20.3	30.3	17.6	12.7
鞍 部	1943-1960	22.6	1.1	21.5	29.3	18.9	10.4
竹 子 湖	1947-1960	24.4	2.8	21.6	31.4	19.7	11.7

表內可見：以二月而論，臺灣各山地測站之氣溫月較差大致在 19 至 21.5 度之間，與海拔高度似不發生關係，但八月份則玉山、鹿林山、及阿里山之氣溫月較差顯然較中部及北部為大，似有向北遞減之趨勢，而與海拔無關，因為阿里山與玉山之月較差近似相等。鞍部最小，僅 10.4°C ，竹子湖 11.7°C 。阿里山為 14.7°C ，玉山 14.8°C ，鹿林山 15.4°C ；日月潭則介於此兩山區之間，得 12.7°C 。與二月相較，一般均較小。

據吉野分析日本中部山地之二月份月較差與海拔高度之關係，顯示海拔 1,500 公尺處有一顯著之最低，八月份此最低升高至 2,000 公尺，臺灣似無此種現象，也可能由於分析之測站太少不能顯示。吉野另發現二月份之月較差隨海拔高度而向上增加，臺灣亦無此種趨勢。至於日本中部二月之較差大於八月 5-10 度，此點則與臺灣一致。

日本中部山地 1,000 公尺以下二月份為 $18-20^{\circ}\text{C}$ ，八月為 $14-15^{\circ}\text{C}$ ；臺灣則二月超過 20°C ，八月不足 12°C ，可見相差比日本更大。吉野尚發現測站之

在山谷中者氣溫月較差特別大，正如日變化之趨勢。可見氣溫月較差受地理環境之控制極為重要。

十二、綱 要

綜合以上分析，獲得初步綱要如下，實未便稱之為結論。

1. 臺灣山地測站之氣溫年較差一般均較平地為小。但玉山 5-7 月氣溫上升遠較平地為急。一般而論，山地與平地之氣溫差，夏半年大於冬半年，相差最小在秋冬之交，相差最大之月份有向南提前之趨勢。

2. 山地各月絕對最低溫度之變化遠較絕對最高之變化為大。歷年來阿里山最冷曾達 -11.5°C 玉山曾達 -17.4°C 均見於一月，絕對最低之變動最大在 4-5 月間。絕對最低週年內之變動以鞍部最大。日月潭因受湖水及羣山圍繞之影響，絕對最低氣溫週年內之變化較緩和。

3. 臺灣山地氣溫之直減率，北部以秋季最大，冬季最小；中部及南部均為夏半年大於冬半年。全年直減率北部大於南部，日月潭受湖水影響平均直減率最

小，而季節變化亦最明顯。

4. 臺灣山地之氣溫直減率大致與日本相當，與緯度之關係不大，但與四季盛行之氣團有關。鞍部冬季吹東風，東南風及西南風時之氣溫直減率較北風及東北風為大，夏季則吹南風時最大，東風時最小。

5. 最低溫度時，冬季鞍部晴天之直減率僅陰天之一半，阿里山則適得其反。主要因東北風冬季控制臺灣北部，陰天時下層渦流較強。最高溫度時由於對流混合之故，下層直減率普遍較上層高。

6. 據高山測站與平地測站算得之氣溫直減率，一般均大於探空所得之自由大氣溫度直減率，夏季相差更大。可能因經常有氣流沿坡上升絕熱冷卻之故。以高山地面溫度而言，一月七月均高出同高度自由大氣之溫度，足見輻射面因山嶺而成為一熱源。

7. 氣溫日較差鞍部以八、九月間最大，三月最小，玉山及阿里山等地則較紊亂，氣溫年較差更複雜。海拔 700 公尺附近似有一年較差最大，自此向上及向下遞減。氣溫月較差玉山阿里山夏季顯較中部及北部為大，有向北遞減之趨勢。

本文僅屬初步分析之報告，由於測站數量太少，加以高山氣候受地形之影響太大，迄今猶未能發展成一種氣候學，深望能藉此收拋磚引玉之效，使各界重

視山地氣候之研究。

附識：本文承空軍方面提供東港及桃園多月探空平均氣溫資料，特此致謝。

參 考 文 獻

1. 須洪熙：臺灣水文資料及其利用之研究，臺銀季刊15卷4期。
2. 陳正祥：臺灣地誌，敷明產業地理研究所。
3. 戚啓勳：臺灣之山地氣候，臺銀季刊20卷4期58年12月。
4. W. W. Yoshino, "Some Aspects of Air Temperature Climate of High Mountains in Japan", Japanese Progress in Climatology, Nov. 1966.
5. H. Riehl, "Introduction to the Atmosphere" 1965 P. 213.
6. Geiger, R, "Die Klima der bodennahen Luftschicht" P. 463, 1961.
7. 劉衍淮：臺灣自由大氣之研究，氣象學報13卷4期。
8. 劉衍淮：臺灣高空大氣性質變化之研究，氣象預報與分析40期 P. 4.

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，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。

(請參閱補充稿約)

保 密 防 諜 · 人 人 有 責
匪 諜 自 首 · 既 往 不 究

臺灣地區有感地震次數與震度之關係

徐 明 同

Intensity-Frequency Relation for Felt Earthquakes in Taiwan

Ming-Tung Hsu

The relation between the seismic intensity, I and the mean annual number of earthquakes, N which gives that intensity at the seismological stations in Taiwan can be expressed by the formula,

$$\log_{10} N = \alpha - \beta I$$

The stations are grouped into four categories, namely, (A) West seismic zone, (B) East seismic zone, (C) Ryutai seismic zone which crosses both West and East seismic zones, and (D) Non-active area. Using the method of least squares α and β values are computed at each area.

The constants α and β differ from an area to another, and it appears that the value of β for an area is nearly proportional to the value of α for that area.

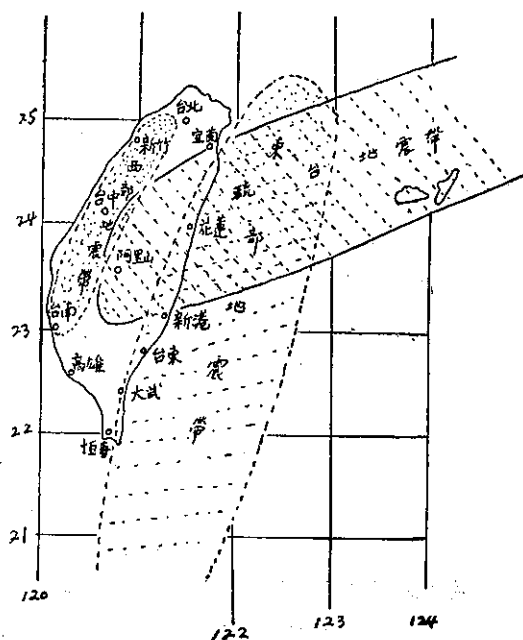
The relations between the constants α and β with earthquake magnitude and Ishimoto-Iida's relation are also discussed.

一、引 言

臺灣省氣象局所屬地震觀測站依照第一表之規定經常觀測震度階級(簡稱震度)。應用最近三十年即1940年至1969年之觀測結果⁽⁹⁾，統計各地各級地震次數，使用下述的方法求震度(I)與其年平均次數(N)之關係。其結果與日本所得結果比較，並討論之。

所計算的觀測站計有臺北、新竹、臺中、阿里山、臺南、高雄、恒春、大武、臺東、新港、花蓮及宜蘭等十二處。其中恒春缺少一年(1945年)紀錄，大武站因係於1943年成立，故缺三年，又各站於1945年7, 8, 9及10月計四箇月停止觀測無資料外，其餘尚稱完整。首先由地震調查表抄錄歷年各級地震發生次數，然後計算各觀測站各級地震年平均次數。筆者曾把臺灣地區地震帶分為(一)西部地震帶，(二)東部地震帶，(三)琉台地震帶^(1, 2, 3, 11)如第一圖，即(一)西部地震帶：起自臺北附近至臺南附近寬約50公里，(二)東部地震帶：起自宜蘭東北海底至恒春東南海底，寬約150公里。(三)琉台地震帶：起自奄美大島沿琉球列島至臺灣中部阿里山附近寬約150公里。十二處地震站(A)屬於西部地震帶者有臺北、新竹、臺中及臺南等四處，(B)屬於東部地震帶者有恒春、大武及臺東等三處

，(C)屬於東部或西部地震帶且屬於琉台地震帶者有宜蘭、花蓮、新港及阿里山等四處，(D)不屬於上述



第一圖 臺灣地震帶圖

Fig. 1. Seismic zones in Taiwan

第一表：震 度 分 級 表
Table 1: Scales of seismic intensity

地 震 震 度 分 級			說 明
震 度 (級)	名 稱	加 速 度 (gal)	
0	無 感	<0.8	地震儀有紀錄，人體無感覺
1	微 震	0.8-2.5	人靜止時或對地震敏感者可感到
2	輕 震	2.5-8.0	門窗搖動，一般人均可感到
3	弱 震	8.0-25	房屋搖動門窗格格有聲，懸物搖擺，盛水動盪
4	中 震	25-80	房屋搖動甚烈，不穩物傾倒，盛水達容器八分滿者濺出
5	強 震	80-250	牆壁龜裂，牌坊烟囪傾倒
6	烈 震	>250	房屋傾塌、山崩、地裂、斷層

地震帶者有高雄一處。

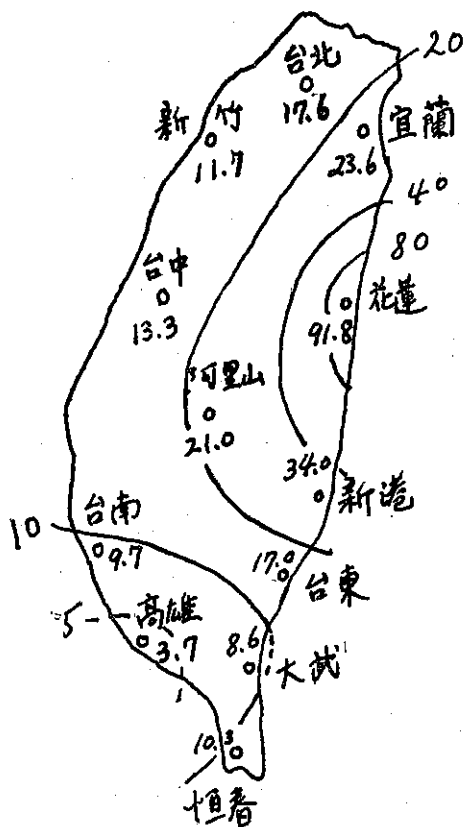
第二表表示各地區各級震度年平均次數及其總計。
。僅從有感地震發生次數觀察，可以知道各區域有顯

著不同的地震活動。即地震最多者為 C 地區，A、B 及 D 次之。最多者竟達最少者之二十五倍之多。第二圖表示各觀測站各級地震年平均次數之總計。

第二表 各區域各級地震年平均次數及其合計

Table 2: Total and mean annual numbers of earthquakes of various seismic intensity observed at the each station in the areas A, B, C and D.

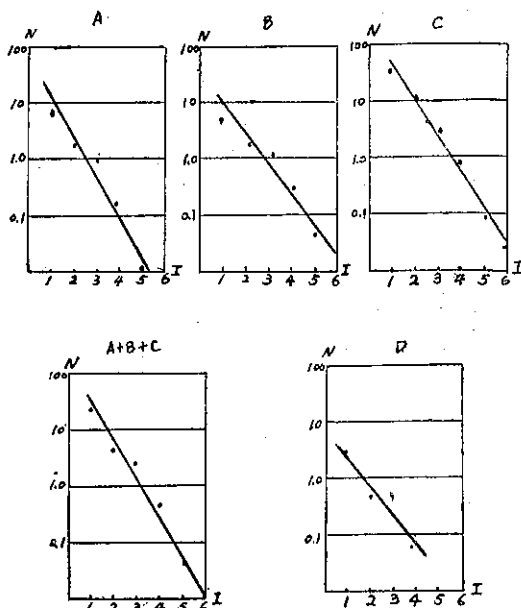
測 站	震 度						合 計	
	1	2	3	4	5	6		
西部地震帶 (A 地區)								
臺 北	10.8	4.3	2.0	0.5	0	0	17.6	
新 竹	6.2	3.2	1.5	0.2	0	0	11.1	
臺 中	9.2	3.0	1.0	0.03	0	0	13.3	
臺 南	6.0	2.7	0.9	0.1	0.03	0	9.7	
東部地震帶 (B 地區)								
恆 春	5.9	3.1	1.0	0.2	0.07	0	10.3	
大 武	4.9	2.2	1.3	0.2	0	0	8.6	
臺 東	9.2	4.1	3.1	0.5	0.1	0.03	17.0	
硫台地震帶 (C 地區)								
宜 蘭	14.7	5.2	2.6	1.0	0.07	0	23.6	
花 蓮	57.8	23.9	7.6	2.1	0.3	0.03	91.8	
新 港	23.5	6.8	3.0	0.6	0	0.03	33.9	
阿 里 山	13.4	5.4	1.9	0.3	0	0.03	21.0	
不屬於地震帶 (D 地區)								
高 雄	2.2	0.6	0.7	0.1	0	0	3.6	



第二圖 各觀測站各級有感地震年平均分佈
Fig. 2. Distribution of the mean annual numbers of the total felt earthquakes

二、震度與年平均次數之關係

於上述的，A，B，C，A+B+C及D各區域，求震度(I)與該區域各測站年平均次數之平均值(N)之關係，可用第三圖A，B，C，A+B+C及D表示。I與N之關係可用下式



第三圖 各區域震度與其年平均次數之關係
Fig. 3. The mean annual number N of earthquakes having seismic intensity I.

第三表：各區域各種常數數值
Table 3: Various constants for each area

區 域	α	β	α_6	$\alpha' = (a - 4.85b)$	$\beta' = \frac{b}{2}$	a	b
A	1.88	0.70	—	1.48	0.32	4.54	0.63
B	1.70	0.59	-1.84	2.16	0.35	5.56	0.70
C	2.29	0.64	-1.55	2.69	0.39	6.47	0.78
D	0.74	0.40	—	1.39	0.45	5.71	0.89
A+B+C	2.06	0.65	-1.86	—	—	—	—

$$\log_{10} N = \alpha - \beta I \quad (1)$$

表示，使用最小二乘法求 α 及 β 值，其結果如第三表。

(1)式亦可寫做

$$\log_{10} N = \alpha_6 - \beta (6 - I) \quad (2)$$

α_6 表示震度 6 級地震次數之對數， α_6 值亦列在第三表。A及D區域各站最近三十年來無震度 6 級烈震紀

錄故不能求 α_6 。

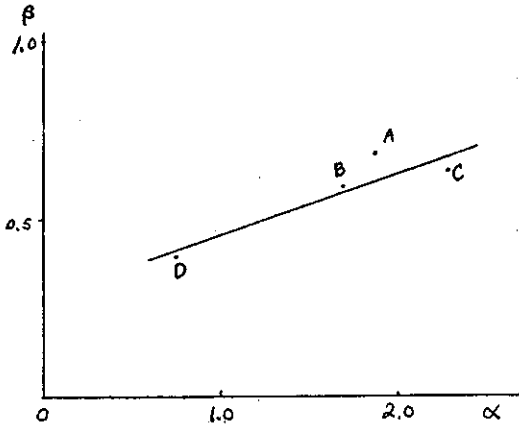
(1)式中 α 表示震度零，即無感地震次數之對數，而 β 表示回歸直線之梯度，即表示大小地震發生數之比率。 α 值和所計算的地區面積大小及時間長短有關，但 β 和它們無關，此亦足以表示某地區地震之特性之一。

由第三表我們知道 α 在 C 區域最大，A 區域及 B

區域次之，D區域最小，最大次數為最小次數之三十五倍餘。 β 值於A區域最大，即震度小的地震次數與震度大的地震次數比率最大。C及B區域次之，D區域最小。

關於 α_0 值C區域最大，B區域次之。

α 和 β 值之關係可以第四圖表示之，兩者略有線性增加的關係，即有 β 隨着 α 增加的傾向。



第四圖 各區域 α 及 β 值之關係

Fig. 4. Relation between the constants α and β in the areas A, B, C and D.

第四表：日本之 α 及 β 值

Table 4: α and β values in Japan

區 域	α	β
A	2.06	0.58
B	1.48	0.46
C	0.75	0.39
A+B+C	1.61	0.49

上面所得結果將和 Ikegami⁽⁴⁾ 於日本所得結果（如第四表）比較。臺灣D區域和日本C區域之 α 及 β 值差不多完全一致。因兩者均位於地震活動極不活躍的地方。臺灣C地區 α 及 β 值比日本任何地區大。臺灣A+B+C區域之 α 值和日本C區域完全一致。但 β 值稍大，即有類似地震活動。除了D區域以外，臺灣各地區 β 值比日本大，這表震度小的地震次數和震度大的地震次數之比率大，換言之，臺灣地區震度小的地震比日本為多，震度大的地震為少。

三、 α 及 β 和 Tsuboi 公式之關係

Tsuboi⁽¹⁰⁾ 於1952年發見地震規模 $M^{(12)}$ 與其次

數 N_M 有下式關係

$$\log_{10} N_M = a - bM \quad (3)$$

(3)林錦和⁽¹³⁾ 於1970年使用15年（1954-1968）來在臺灣觀測的資料計算 a 及 b 值如第三表。

此外 Kawasumi⁽⁷⁾ 於1954年定 M_k 為震央距離 100 公里處之震度，且獲得 M_k 和 M 有

$$M = 4.85 + 0.5M_k \quad (4)$$

之關係。

由(3)及(4)式可得

$$\begin{aligned} \log_{10} N_{Mk} &= (a - 4.85b) - 0.5bM_k \\ &= \alpha' - \beta'M_k \end{aligned} \quad (5)$$

利用林錦和所得 a 及 b 值計算 α' 及 β' 之值如第三表。 α , β 和 α' , β' 之傾向有若干相似之處，但數值相差很多。其理由可能林錦和所計算的年份有十五年，僅為本文所計算之一半。

四、 α 及 β 和 Ishimoto-Iida 公式之關係

於1953年 Suzuki⁽⁸⁾ 說，某一段時間內，在某地區發生的地震於震源的最大振幅 a 和 $a + \delta a$ 之間的地震次數 n 可用 Ishimoto-Iida 公式相同型式表示

$$n(a)\delta a = Ca^{-m}\delta a \quad (6)$$

又周期 T ，振幅 a 的地震最大加速度 A 為

$$A = \left(\frac{2\pi}{T} \right)^2 a \quad (7)$$

根據 Kawasumi, 1954⁽⁷⁾，第一表的震度 I 與加速度 A 有

$$A = 0.253 \times 10^{0.5I} \quad (8)$$

之關係。

由 (b), (7) 及 (8) 可得

$$n = C \times 10^{-0.5(m-1)I} \quad (9)$$

N 為 n 除以統計年數，故

$$N = C' \times 10^{-0.5(m-1)I} \quad (10)$$

(10) 和 (1) 比較，可得

$$\alpha = C' \quad (11)$$

$$\beta = 0.5(m-1) \quad (12)$$

由(12)式從前面所得的 β 值求 m 值，其結果如第五表。臺灣各地區 m 值於 A 地區最大而 C 地區最小。 m 值通常為 1.8 ± 0.3 ，且與區域，觀測時間及地震規模無關，而為比較穩定的數字。臺灣各地區的 m 值和 Ikegami⁽⁴⁾ 所得日本的 m 值第六表比較，其傾向是一致的，但數值稍大。這表示小規模地震的活動比較旺盛，而大規模地震活動比較少。

第五表 臺灣之 m 值

Table 5: m -value for various area in Taiwan

區	域	m
A		2.40
B		2.18
C		2.28
D		1.80
A+B+C		2.13

第六表 日本之 m 值

Table 6: m -value for various area in Japan

區	域	m
A		2.16
B		1.92
C		1.78
A+B+C		1.98

五、結 語

本文將最近三十年來臺灣地區各地震帶中地震活動 (Seismicity) 之狀況，應用實測資料求各地震帶之 α , β , α' , β' a 及 b 值，把地震活動狀況以定量方法表示。又此種計算結果可以估計某地區未來若干時間某種震度之地震發生次數，但尚未能預測什麼時間會發生地震。

本研究之完成得國家科學委員會之補助特此誌謝。各站歷年地震觀測資料，由內子鄭九惠搜集，抄錄及統計一併致謝。

參 考 文 獻 References

1. Hsu, M. T. (1961): Seismicity of Taiwan (Tormosa), Bull. Earthq. Res. Inst 39, 831-847.
2. Hsu, M.T. (1965): Seismicity of Taiwan, Proc. 3rd World. Conf. Earthq. Eng. Newzcaland.
3. Hsu, M. T. (1968): The Distribution of initial motions of Seismic Waves and Eathquake mechanism, Met. Bull, Taiwan Weathar Bureau, Vol. 14, No.

- 3, 1-11.
4. Ikegami, I. (1961): Intensity-Frequency Relation for Felt Earthquakes in Japan, Seim. Soc. Japan Vol. 14, No. 2, 94-101.
5. Kwarumi, H. (1952 a): On the Energy Law of Occurrence of Japanese Earthquakes. Bull. Earthq. Res. Inst. 30, 319-323.
6. Kwasumi, H. (1952b): Energy Law of Earthquake Occurrence in the Vicinity of Tokyo, Bull. Earthq. Res Inst. 30. 325-330.
7. Kwasumi, H. (1954): Intensity and magnitude of Shallow Eearthquakes. Publ. Bureau Cent. Seism. Int. 99-114.
8. Suzuki, Z. (1953): a statistical Study on the Occurrence of small Earthqnakes, Sci. Rep. Tohoku Uniw. Ser. 5. Vol. 5, 177-182.
9. 臺灣地震調查表 (1940-1969): 氣象局
10. Tsuboi, C. (1952): Magnitude-Frequency Relation for Earthquakes in and near Japan, Journ. Phys. Earth, 1, 47-54.
11. Vesaneu, E. (1966): On "Seismic Activity Boundaries" as obtained according to Seismogram Type, Westward from Alaska to Formora, B. I. I. SEE Vol. 3, pp. 71-79.
12. 徐明同 (1966): 臺灣地區地震活動: 氣象學報第12卷第4期
13. 林錦和 (1970): 臺灣地震發生之研究 (未刊)

臺灣地區低溫預報之研究*

徐 晉 淮

A Study of Medium-Range Low Temperature Forecasting in Taiwan Area

Chin-huai Hsu

Abstract

According to the record of winter time (December to March) temperature in Taiwan from 1959 to 1969, the number of occurrences of low temperatures below 10°C were observed 51 times namely 4 or more annually. Using both the 850mb WNW and NW direction cross sections of Taiwan and tracing the movement of cold tongues, we find that low temperature occurrence in winter is mainly caused by the invasion of cold tongue and may be predicted by analysis of cold air advection.

The following conclusions have been drawn:

- (1) When a cold tongue of temperature below -5°C at 850mb forms at about 500km WNW of Taiwan, low temperature below 10°C will be observed in Taiwan area five days later.
- (2) When a cold tongue of temperature below -15°C at 850mb forms at about 500km NW of Taiwan, low temperature below 10°C will be observed in Taiwan area five days later.

一、前 言

臺灣冬期均受大陸氣團影響，寒潮侵入，導致低溫。農作物受此低溫影響，每年發生冷害，損失巨大，本文特應用追蹤冷舌之移動，預測5至7天後臺灣可能發生之低溫。

二、臺灣地區之低溫

臺灣雖處亞熱帶地區，四周環海，但位於大陸之東南沿海，冬季大陸，因太陽回返至南半球，無法受到充分的太陽熱量，逐漸成為寒冷區域，每年自12月至3月，大陸西伯利亞高氣壓勢力發展，整個大陸及其沿海地區均被大陸寒冷高氣壓籠罩，但此地面大陸高氣壓，因受高空偏西風之影響，由西向東移動，所以發生周期變化，所謂三寒四溫，即指此周期變化而言。臺灣地區不免亦受此大陸高氣壓之影響，每年冬

季發生低溫（本文中低溫係指攝氏10度以下）次數甚多，例如1963年1月28日，臺北氣溫降至零下0.1度，為70年來絕對最低溫度之冠，本研究應用臺北地區之低溫，即自1959年至1969年之11年間，找出每日絕對最低溫度攝氏10度以下之發生回數（但如攝氏10度以下繼續2天以上者僅作為1次計算）共51次之多，如附表1，每年平均發生低溫有4次以上，均於12月至3月之間發生，農作物受冷害甚大，筆者發現冷舌之周期變化有規範可尋，可提前預報低溫發生，使農民有充分時間準備預防，可減少冷害損失。

三、冷舌預報圖繪方法

1. 天氣圖之選擇

本文應用之天氣圖為850毫巴等壓面圖，因地面氣溫受地形，海陸，晝夜及雲量之影響而變化甚大

* 本研究之完成得國家長期發展科學委員會之補助。

表 1 A. 臺北地區最低氣溫 10°C 以下日期

Table 1 A. The date of temperature below 10°C in Taipei

號碼	發 生 日 期			最低氣溫	號碼	發 生 日 期			最低氣溫	號碼	發 生 日 期			最低氣溫
	年	月	日			年	月	日			年	月	日	
1	48	1	11	6.9	11	50	12	7	8.1	19	52	1	2	6.9
	48	1	12	6.5	12	51	1	1	7.4		52	1	6	5.5
2	48	1	16	3.9		51	1	2	6.9		52	1	7	4.0
	48	1	17	2.6		51	1	3	6.6		52	1	8	5.7
3	48	1	22	6.9	13	51	1	19	6.0	20	52	1	14	4.2
	48	1	23	6.9		51	1	20	6.3		52	1	15	1.9
4	49	1	2	7.4		51	1	21	5.2		52	1	16	2.1
	49	1	3	5.6		51	1	22	5.0		52	1	17	5.1
	49	1	4	7.3	14	51	1	26	4.4	21	52	1	18	4.6
5	49	1	17	9.0		51	1	27	1.3		52	1	24	8.5
6	49	2	2	8.6		51	1	28	5.5		52	1	25	4.1
	49	2	3	7.2	15	51	2	15	8.1		52	1	26	1.6
7	49	12	30	4.6		51	2	16	7.9		52	1	27	0.9
	49	12	31	3.2		51	2	17	8.4		52	1	28	-0.1
8	50	1	17	6.5	16	51	3	23	9.5		52	1	29	4.3
	50	1	18	4.1		51	3	24	9.1	22	52	2	22	9.9
9	50	1	25	9.9	17	51	12	24	9.2	23	52	2	27	5.7
10	50	1	31	8.1			25	25	9.0		52	2	28	5.7
	50	2	1	5.3	18	52	12	31	8.2		52	3	1	5.8
	50	2	2	3.7		52	1	1	7.0	24	請看附表 1. B.			

表 1 B. 臺北地區最低溫 10°C 以下日期

Table 1 B. The date of temperature below 10°C in Taipei

號碼	發 生 日 期			最低氣溫	號碼	發 生 日 期			最低氣溫	號碼	發 生 日 期			最低氣溫
	年	月	日			年	月	日			年	月	日	
24	52	3	16	8.3		54	1	9	3.3	45	57	2	8	9.5
	52	3	17	6.8		54	1	10	5.9		57	2	9	9.5
25	52	3	30	7.1	36	54	3	16	8.3		57	2	10	9.1
26	52	12	4	9.4		54	3	17	7.3	46	57	2	19	8.5
	52	12	5	7.0	37	54	12	24	8.6		57	2	20	7.1
27	52	12	21	8.0		54	12	25	8.8		57	2	21	6.4
28	52	12	27	8.6	38	54	12	30	9.4	47	57	3	3	8.4
	52	12	28	8.7		54	12	31	9.6		57	3	4	6.0
	52	12	29	5.9		55	1	1	7.4		57	3	5	9.0
29	53	1	18	7.9	39	55	2	22	9.4	48	57	12	15	7.9
	53	1	19	8.1		55	2	23	8.7		57	12	16	8.3
30	53	1	24	9.4	40	55	12	27	9.7	49	58	1	3	9.9
	53	1	25	3.2	41	56	1	16	5.6	50	58	2	4	7.0
31	53	2	2	8.7		56	1	17	6.0		58	2	5	6.0
32	53	2	17	9.9	42	56	2	5	6.8		58	2	6	7.2
	53	2	18	9.9	43	56	2	11	9.4		58	2	7	8.7
33	53	12	18	8.7		56	2	12	9.2	51	58	3	12	9.2
	53	12	19	9.3	44	57	1	15	7.3		58	3	13	8.5
34	53	12	31	9.0		57	1	16	7.8					
35	54	1	8	5.8		57	1	17	7.3					

，且 850 毫巴等壓面高度平均在 1,500 公尺以上，極少直接受到地面附近之氣溫變化影響，即其冷暖分佈甚有代表性。因上述理由筆者認為選擇 850 毫巴等壓面資料，分析冷舌之變化最為適當。

2. 測站之選擇

地面上各種氣象變化，因受地球自轉及大氣環流影響，均由西向東而變化。同樣原因，冬季冷舌變化極為顯著，但氣溫分佈，即緯度愈高氣溫愈低，如無南北交流現象發生，低緯度地區於冬季很少發生低溫現象。因之高緯度之冷舌移動方向對於臺灣冬季低溫

發生有直接影響者，必須由北向南之方向才有明顯影響。因之本文應用之測站如圖1，以臺北站為中心繪製西北西及西北之兩個方向之斜切面圖最為適當，西方斜切面圖因受上述理由及臺灣西方有喜馬拉雅山脈阻塞冷舌之移動與缺少850毫巴等壓面之氣溫資料，故本文不採用西方斜切面圖。

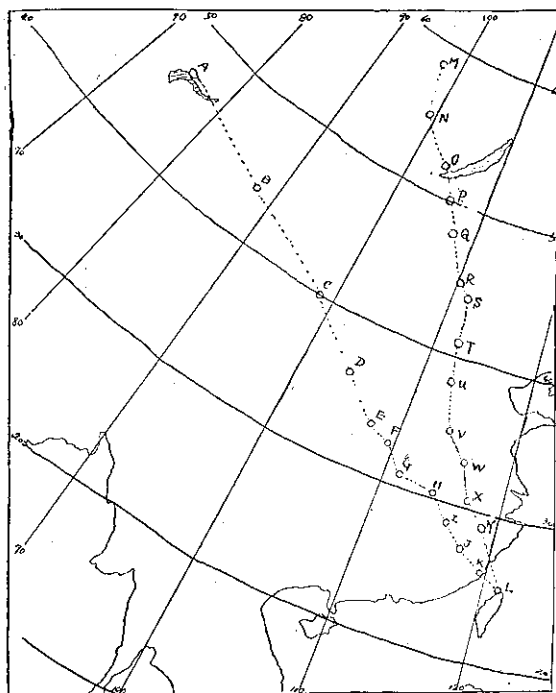


圖 1. 斜切面圖之各測站

Fig. 1. The stations of which used in cross section charts

3. 斜切面圖之製繪步驟

(1)已選擇之測站(附圖1)00Z 850 毫巴 A、B、…… J、K、L 點之氣溫以其距離分別填入縱軸(Station)，橫軸為日期(Date)，如圖2至24*上段為西北西方向斜切面圖。M、N、…… X、Y、L，即圖2至24下部為西北方向之斜切面圖，圖中上下兩部之L欄即臺北站850毫巴之每日氣溫，邊線上有符號上面圓圈內之數字為臺北低溫發生次數號碼，上下兩部圓圈內數字(含有小數點)為臺北站地面之日絕對最低溫度紀錄，即低溫紀錄均為攝氏10度以下(不含攝氏10度)。

(2)按照上(1)項規定每日填入各站之氣溫完成後，即可分析等溫線上部因氣溫梯度小，故以每攝氏3度繪一等溫線，下部因氣溫梯度較大，故以每攝氏5度繪一等溫線。

(3)等溫線變化，可以標示氣溫下降區，此氣溫下降區即冷舌所在，同時可找出冷舌之移動速度，以兩條顯明黑線表示其變化情況。

按照上項步驟繪成之51次臺北低溫發生時之各斜切面圖共23張，如圖2至圖24，以供分析之用。

四、冷舌移動之分析

1. 由圖2至圖24之51次例中(省略)，可檢出經軸型，斜軸型及緯軸型三種冷舌之移動型式。經軸型有圖第②上下部及⑥上下部，等同類型，其移動較快，從高緯度移到臺北站之平均速度，每日以經度15度之速度南下，即只有三天至四天之速度到達臺北站，屬冷舌移動快速型，佔全體之百分之20，此型式南北交流極為顯明，等溫線走向亦同為南北方向，因之此類型之預報方法，應在高緯度發現寒冷域時，同時注意寒冷域南面之等溫線走向是否為南北方向，如是則即可預報三天後臺灣地區有低溫發生。其次為緯軸型，即冷舌之移動接近為東西方向之類型，有附圖第④上下部，⑤上下部及⑥上下部等，其移動速度較慢，從高緯度移到臺北站之平均速度，每日以經度6度緩慢南下，即需8天至9天之速度才抵達臺北站，此類型同樣佔全體之百分之20，例如第2號下段為最顯明例子。高緯度寒冷區之南面等溫線，概略為東西走向，亦表示南北交流不顯明之一例，且發生低溫日期遲八天後到達臺灣地區，低溫繼續日數較長，為六天。第45號下段例亦相同，等溫線為東西方向且臺灣地區低溫繼續日數，為四天。在預報低溫時可應用此種等溫線之走向。再次為斜軸型，此類型於51次例中發現最多，佔全體之百分之60，除上述經軸型與緯軸型外，均屬此類型有附圖①④⑦等從高緯度至臺灣地區之低溫度化域，即冷舌之走向為角度45度左右，即斜軸型之移動速度以每日平均經度10度南下，冷舌之南移較為規則，因此種發生次數佔全體之百分之60之多，故在高緯度發現寒冷區時，不計其移動速度之快慢，預報5日後臺灣地區有低溫發生，此時之準確率包括緯軸型之20%共可達百分之80以上，在實際預報上可以應用。從附表1，可檢出臺灣最近11年間(1959年至1969年)發生低溫之月別次數，以1月為最多，有24次。12月有14次，2月有8次，3月有5次。可以說每年1月為大陸高氣壓最旺盛之月，次之各月之冷舌平均移動速度，即從高緯度，大約離臺北500公里之處，發現寒冷區達到臺北地區之日數，上部即臺北之西北西方向，1月為5.7天，2月5.4天

* 因篇幅所限無法全部印出。

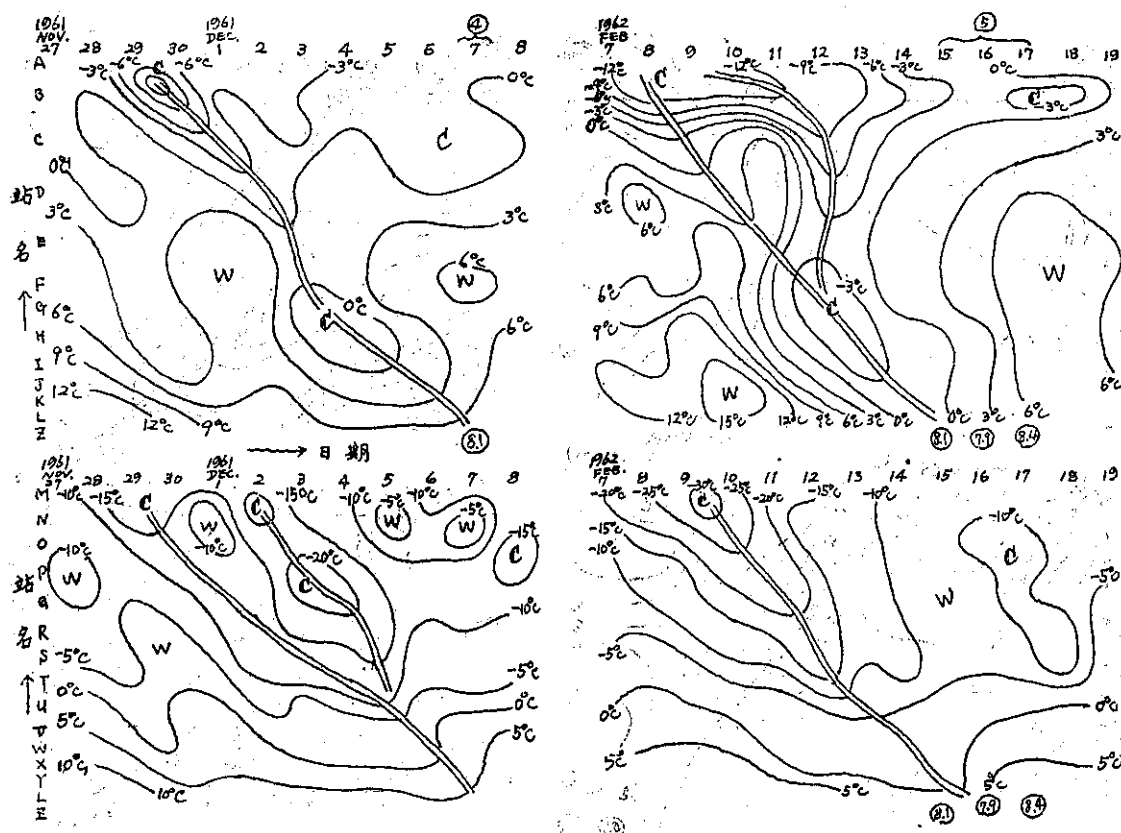


圖 3. 850 毫巴氣溫斜切面圖

Fig. 3 Cross section of temperature distribution on 850mb charts

次之附表 3 為西北西方向及西北方向別冷舌發生次數與臺北低溫發生次數之統計表。

表 3. 冷舌與臺北低溫發生次數

Table 3. Frequency of cold tongue and low temp. in Taipei

方 向 別	西 北 西						
冷舌到達臺北之日數	3天	4天	5天	6天	7天	8天	9天
發 生 次 數	4	6	14	7	10	9	1
方 向 別	西 北						
冷舌到達臺北之日數	3天	4天	5天	6天	7天	8天	9天
發 生 次 數	2	8	13	11	8	12	1
方 向 之 合 計	西北西與西北之合計						
冷舌到達臺北之日數	3天	4天	5天	6天	7天	8天	9天
發 生 次 數 合 計	6	14	27	18	18	21	2
發 生 次 數 平 均	3	7	14	9	9	11	1

由表 3 可找出 3 天至 4 天及 8 天至 9 天後冷舌到達臺北，而發生低溫之次數各佔百分之 20，5 至 7 天佔百分之 60，由此統計數字可看出，以預報 5 天後，臺北發生低溫之準確率為最大，與其他氣壓系統移動速度即每日以經度 10 度之速度移動，完全相符。

2. 臺灣地區低溫發生與天氣分佈之關係

從 51 次低溫發生日期與是日天氣圖比較，有特殊類似處：(1)臺灣低溫發生日均係於大陸高壓中心平均位置在華中上海附近。(2)臺灣地區低溫發生日臺灣地區天氣轉佳，無惡劣狀況。95% 以上為晴天，在風力較弱時尤易發生。即臺灣地區之低溫受兩大原因而發生的，其一必須有高緯度之冷舌南下而發生低溫，其次是因晴天，夜間增加輻射作用，氣溫急遽減低，為其主要原因。(3)臺灣低溫發生後，華中之高壓變為移動性高壓，天氣繼續良好，氣溫亦逐漸開始回升。圖 5A，5B，5C 及 5D 為 1967 年 2 月 5 日發生攝氏 6.8 度低溫時與前後兩天之天氣圖型為臺灣低溫發生時之最

Flg 4. Cross sections of temperature distribution on 850mb charts

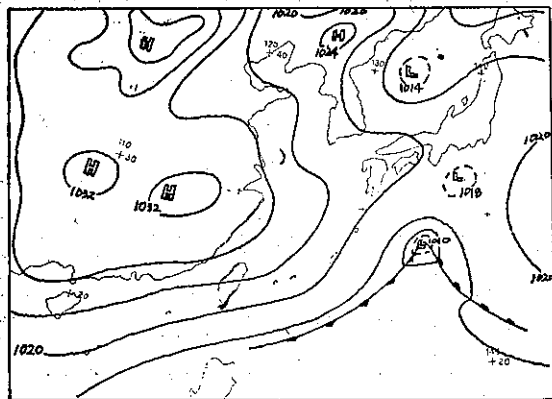
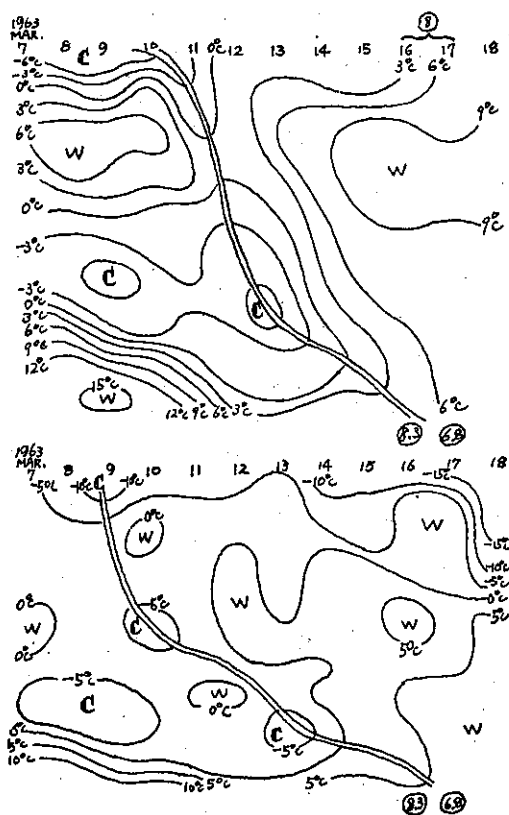


圖 5 A. 地面天氣圖 (民國56年2月3日8時)
Fig 5 A. Surface map (Feb. 0300Z 1967)

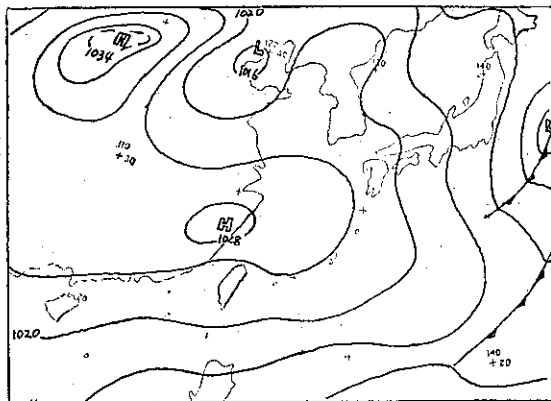


圖 5 B. 地面天氣圖 (民國56年2月4日8時)
Fig 5 B. Surface map (Feb. 0400Z 1967)

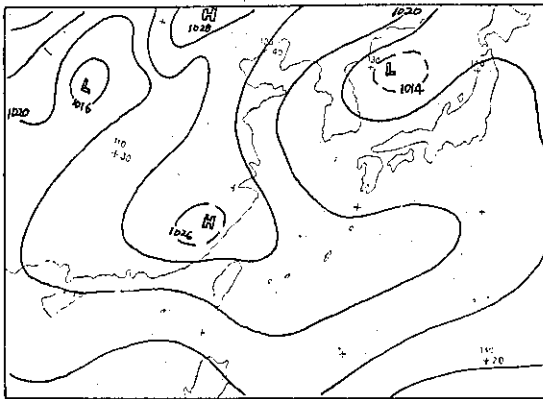


圖 5 C. 地面天氣圖 (民國56年2月5日8時)
Fig 5 C. Surface map (Feb. 0500Z 1967)

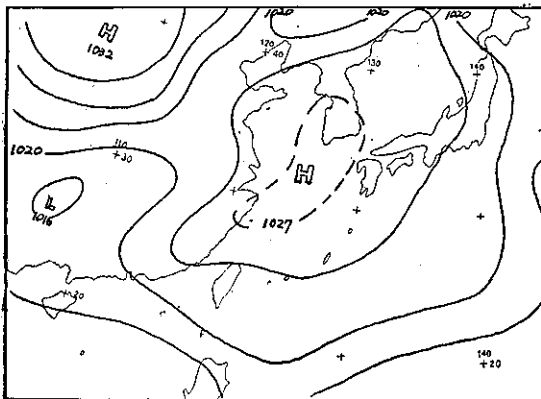


圖 5 D. 地面天氣圖 (民國56年2月6日8時)
Fig 5 D. Surface map (Feb. 0600Z 1967)

標準天氣圖，圖 25D 中，華中之高壓中心已移動到東海，臺灣地區東南氣流進入，氣溫隨之回升之天氣圖。

3. 高緯度低溫舌與臺灣地區低溫之相關
表 4 是臺灣地區發生低溫時之高緯度冷舌氣溫統計表。

表 4. 冷舌與臺灣低溫之比較表

Table 4. Cold tongue and low temp. in Taiwan

冷舌之氣溫	西北西方發生之低溫次數	西北方發生之低溫次數
-5°C 以上	1	0
-10°C ~ -10°C	11	0
-15°C ~ -15°C	23	2
-20°C ~ -20°C	8	12
-25°C ~ -25°C	8	13
-30°C ~ -30°C	0	14
-30°C 以下	0	10

由表51次中，臺灣西北西方 A 及 B 站附近之氣溫在 -5°C 至 -10°C 者為11次，-10°C 至 -15°C 者23次為最多，-15°C 至 -20°C 及 -20°C 至 -25°C 各 8 次，-5°C 以上僅 1 次。由此可見西北西方之低溫至少須在 -5°C 以下之冷舌發現後，5 天以後臺灣地區始有低溫發生。另一西北方向之 M 及 N 站附近之氣溫統計，亦由表 4 可以找出，即 -15°C 至 -20°C 有12次，-20°C 至 -25°C 者13次，-25°C 至 -30°C 者14次，-30°C 以下者10次，最後 -10°C 至 -15°C 僅有 2 次。由此可見西北方向之冷舌溫度須要降到 -15°C 以下，且需於 5 天以後抵達臺灣地區，始有低溫發生。其準確率相當高，達百分之90以上。因之，臺灣冬季之預報必須用上客觀的方法預報，西北西及西北方向之冷舌變化纔有正確的預報依據。

五、結 論

本研究應用臺灣地區西北西方及西北方向之測站，根據11年冬季資料，繪製 850 毫巴斜切面圖，分析其與臺灣低溫發生之關係如下：

1. 臺灣之西北西方約 500 公里處，發現有低於攝氏負 5 度以下之冷舌時，5 天以後臺灣地區將發生攝氏10度以下之低溫。
2. 臺灣之西北方約 500 公里處，發現有低於攝氏負15度以下之冷舌時，5 天以後臺灣地區將發生攝氏10度以下之低溫。

以上兩點分析結果，對於臺灣低溫發生之預報，準確率很高，希望在臺灣每年12月至翌年 3 月間，繼續繪製臺灣西北西方及西北方向之 850 毫巴斜切面圖，以供臺灣低溫發生之重要預報依據。

參 考 文 獻

1. 毛利圭太郎(1958)：旬日預報の立場からベースの轉換，研究時報10, PP 312-329.
2. 杉中誠一(1963)：北海道の週間預報の検討，研討時報15卷 8 號，PP 571~573.
3. 杉中誠一(1963)：週間天氣預報の検討，昭和37年度全國預報技術檢討資料。
4. 杉中誠一(1963)：北海道における冬の高温，低温について，研究時報15卷12號，PP 837~842
5. 合田勳(1957)：本邦寒候期における高温低温の機構と汎天候について，研究時報 10, PP 1053~1060.
6. Paimen, E and C. W. Newton (1948)：A Study of the mean wind and temperature in the vicinity of the Polar front. J, Meteor., 5, pp 220~226.

廈 門 市 氣 候

張 月 娥

The Climate of Amoy

Yeuch-ngo Chang

Abstract

Amoy is a city of Fukien Province, which located at $24^{\circ}26'N$, $118^{\circ}04'E$ with a elevation of 14.5 meters in average. The climate there is quite warm in winter, and very hot in summer, which is remarkably influenced by its topography and monsoon current. The annually mean temperature was recorded as $21.7^{\circ}C$. The monthly mean temperature from May to November was over $20.5^{\circ}C$. The normal mean of warmest months, July and August, were both computed as $29.0^{\circ}C$. An absolute maximum temperature of $37.9^{\circ}C$ was recorded on 23rd August 1915. The coldest month over there was February, and its mean temperature was $13.4^{\circ}C$. But the absolute minimum was founded in January, which was $2.2^{\circ}C$ on 18th January 1893.

The annual mean precipitation was about 1,179 mm within which over 109 mm was received from the period April to September, and less than 94 mm from the period of October to March. In average, there were 110.5 rainy days in a year. And there 183 broken and overcast days and 146.5 clear days in a year according to cloud amount classification. The annual sunshine hour was 1,963. The Mean relative humidity in a year was 78%, and the mean wind velocity was 2.6 m/s.

一、前 言

國人均認為「金門是防衛臺澎之屏障，反攻大陸的跳板」，則其西北十八浬之廈門，就是跳板伸展到大陸上之着陸點。語云：「知己知彼，百戰百勝」，故其天時、地利及人和，就值得詳加研究與探討了。惜自鐵幕低垂，一切消息斷絕，各種資料蒐集不易，僅參照中央研究院氣象研究所編印之「中國氣候資料」及日本東亞研究所之「東亞氣象資料」以及平時搜集所得之零星資料，加以分析研究，寫成是篇，以期有裨反攻復國之參考，並附以圖表，供閱者一目了然。甚望專家學者，軍略地理先進，不吝賜教。

氣候與地理有密切之關係，故欲知廈門之天時，必須先了解廈門之地利。

二、廈門之地理環境

1. 經緯度及周圍島嶼

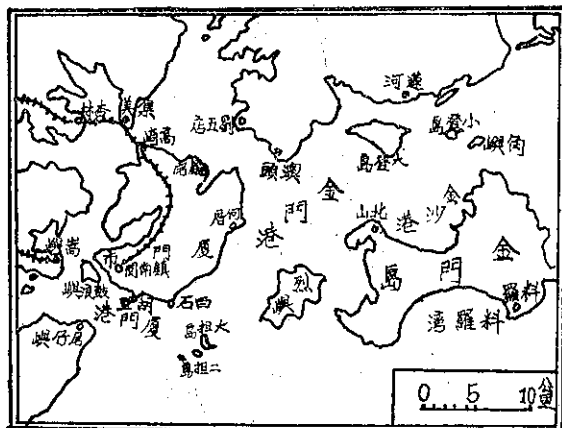
廈門即思明縣，昔為廈門道，位于九龍江口外，

廈門灣中（北緯 $24^{\circ}26'$ ，東經 $118^{\circ}04'$ ）。在福建省同安縣東南，背負大陸，面臨海洋，港灣蜿蜒，水深而無礁，列嶼拱繞，是一良好之海港。隔一衣帶水與反攻復國基地之臺灣，遙遙相對；（由基隆至廈門僅222浬）且地居港滬中心，內通漳、泉、汀各府，外通大陸沿海各商埠，南向，遠達南洋羣島，地位優勝，為華南貿易要港，福建華僑出入必經之門戶。

本島周圍六十公里，距大陸約四公里半。島上巉岩屹立（為質堅耐久之花崗岩），僅西南一隅為平地，闢為商埠，廈門市政府在焉。島之四周，島嶼棋布，東聯烈嶼、金門，西接寶珠、高浦，南出東碇沿太武通潮汕，北望天馬山，東南出大小擔通達澎湖。各島嶼中以鼓浪嶼最為接近，相去僅一公里，有小渡船來往其間，交通甚方便。鼓浪嶼面積僅有0.65方公里，因空氣幽潔，風景佳麗，久為公共租界，多外國人住宅，亦為華僑、殷商富戶避內地土共（共匪之前身）之安樂島。鼓浪嶼與廈門之間稱為內港，亦稱鷺江。

，水勢汪洋，退潮時，尚有12公尺以上之深度，且風平浪靜，巨艦及遠洋郵船多停泊于此；外港水深10-30公尺，可泊二萬噸級船三艘，一萬噸級船二十五艘。是以總理實業計劃中，擬擴建該港，以爲閩贛區南部豐富煤、鐵礦之出口港，並建廈門建昌線（250英里）及廈門廣州線（400英里）以連絡之，以擴拓其腹地。

圖1：廈門市附近圖



2. 山丘與溪流

本島主要山岳爲洪濟山，位于本市之東南，上有雲頂岩，海拔335公尺，爲全島諸山之冠，羣山臣伏，疊嶂拱護，迤邐西南，有碧岩山、帽山、嶄然屹立，高約250公尺，岡峻重疊，蜿蜒而下，過東坪與西坪山，西行爲虎頭山，因山形儼若一虎蹲踞得名，下則爲廟宇壯麗，遠邇聞名之南普陀寺。沿寺東南經東邊山社，靠海有胡里山伸入廈門港中，上築砲臺，由胡里山折而東行，爲白石山，抗戰時，日人曾在山上建築砲臺，爲廈門對外重要之防線。南普陀背依蒼翠之五老峯，距城南六里，因山形頗似老人擁納，圍石盤坐著棋而得名，老榕古松豎立于嵯峨巨石之間，叢林疊翠，風景極佳，頗具軍略價值。如在山上架設巨砲，射程可及全港，而目標因有樹冠覆蓋，巨石掩護，不易被偵察機發現，北隔筍當港有仙岳山、狐尾山蓄勢臨海，與美頭山對峙，爲廈門對大陸之捍門，禾山區一隅平地，拓爲農業耕地。

本島爲火成岩島嶼，面積小而山丘又不高，小溪均發源于山地，然後呈輻射狀四向入海，溪流短促，僅足供灌溉田地之用，無運輸之價值。

3. 陸運與水運

本島對外陸運，昔以本港西方海面之嵩嶼爲起點

，分爲鐵路與公路。

(一) 鐵路

本島鐵路屬於東南鐵路系統，因近幾十年來，戰禍時起，且土共時出撓擾，致中途停建。漳廈鐵路自廈門對岸之嵩嶼至江東橋一段建築完成，而江東橋至漳州段，則有路基而未鋪鐵軌。大陸淪陷後，共匪爲便利運輸，利用未完成之路基，擴建爲富有戰略性之鷹廈鐵路，及南瑄支線，且自本島鎮南關築一鐵路北趨高崎，跨過淺海灘經集美、杏林聯接鷹廈鐵路。

鷹廈鐵路長達697公里，自嵩嶼經漳平、永安、順昌、光澤至江西之鷹潭。此路完成，不僅擴展本海港腹地至浙贛兩省，尤富戰略價值。他日我軍北上大陸，正可利用該鐵路至鷹潭，東向沿浙贛鐵路進入江浙平原；西向沿湘贛鐵路光復華中。

南瑄支線（南福鐵路）長234公里，自鷹廈鐵路之外洋站起，經南平、谷口、水口至白沙。

(二) 公路

主要沿海公路爲閩粵南線，長達505公里，自福州經莆田、晉江（泉州）、龍溪（漳州）、漳浦、雲霄、詔安、黃崗至汕頭。主要西進公路，爲閩贛西線，長536公里，由嵩嶼、龍溪、龍岩、長汀、瑞金至贛州。故一旦國軍光復廈門，可由鎮南關利用火車光復江浙與華中，利用公路與粵、桂、湘、贛互相呼應。

(三) 水運

本島對外交通，端賴船舶。對腹地交通：由廈門至漳州，水路約五十公里，上游通民船至漳平，下游航駛小汽船。由廈門至同安約三十五公里，至泉州四十公里，每日均有定期小輪船行駛，至東山亦經常有小汽船行駛。對外埠交通，北向至溫州、上海、天津、大連；南向至汕頭香港，每週亦均有定期貨船行駛。遠洋郵船經常停泊本港，上下客運。

(四) 空運

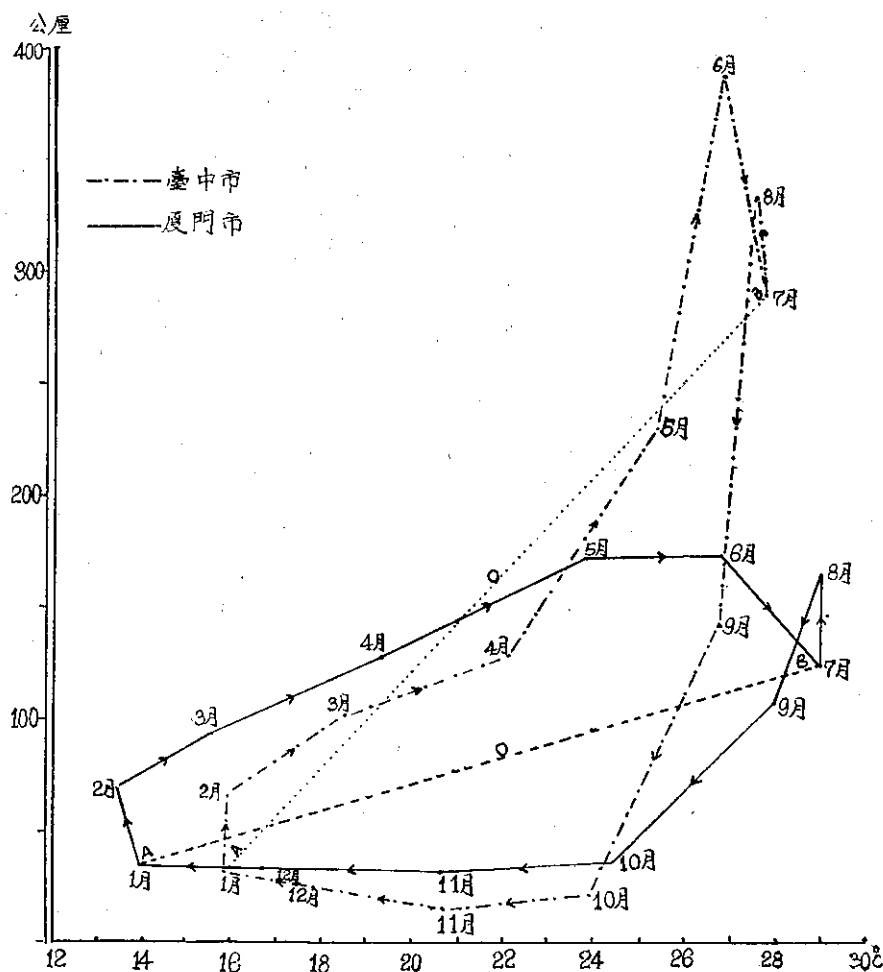
本島與外埠有定期之航線，自淪陷後，鐵幕低垂，其空運情形不詳，據訊，在本島東北部，匪僞建有軍用機場一處，跑道長、寬爲5,900×280呎，係碎石道面，駐有螺旋槳機隊。

三、廈門之氣候

本島在福建省同安縣東南，背依東南丘陵邊緣，面臨臺灣海峽。論緯度，僅較臺中市高出17分，（24°26'N），同處于副熱帶季風氣候帶內。其年平均溫度亦僅較臺中市減低0.7°C，爲21.7°C。年降水量亦

較臺中市減少 600 厘，爲 1179.2 公厘。茲以兩市之月平均氣溫爲橫座標，月降水量爲縱座標，繪製其週年循環比較圖如下：

圖 2：廈門與臺中市平均氣溫及降水量週年循環比較



由上圖，可見二者均以冬半季（十一月至四月）爲低溫乾燥，夏半季（五月至十月）爲高溫多濕之氣候，惟廈門市冬半季較臺中市爲低溫高濕，夏半季較臺中市爲高溫少雨。溫度之年較差，廈門亦較臺中市爲大，臺中市爲 12°C ，而廈門爲 15.6° 。二者之降水量，均有明顯之最高（六月）與最低（十一月）月。設由一月至七月聯成一直接線，如圖上之 AOB（A 點與 B 點指冷季與熱季）線，臺中 AOB 線特別傾斜，可見冬季與夏季雨量相差頗大，最大在六月，最小在十一月。其循環方向，自十二月份起向上增加，自八月份起逐漸減少；廈門之 AOB 線傾斜度較臺中爲緩和，亦即廈門之冬、夏雨量相差，較臺中市爲小。其循環方向與臺中市相同。

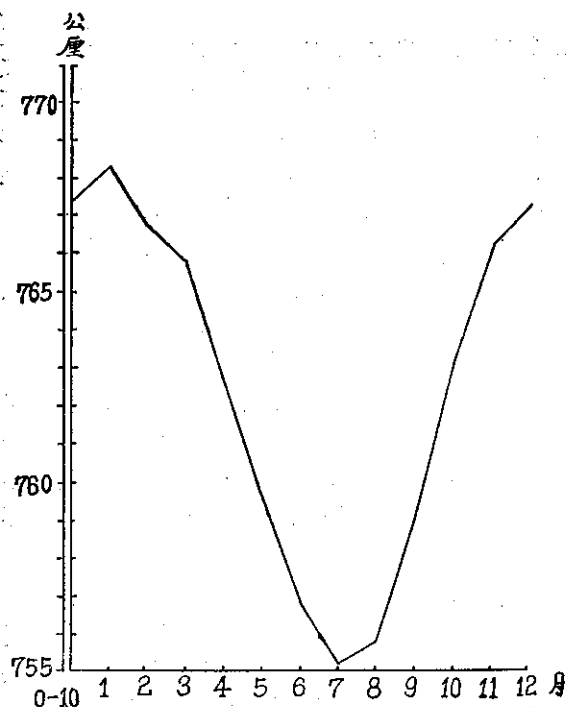
通常以平均氣溫超過 22°C 時，爲夏季，低於 10°C 時爲冬季， $15-17^{\circ}\text{C}$ 爲春、秋季劃分之標準。廈門有較長之夏季（五月至十月），有短促之春季和秋季（三月及十二月），十一月、一月、二月及四月爲過渡期，而無確實之冬季，與臺中市相似，同屬於溫帶冬乾氣候 (Cwa)。

茲以「中國氣候資料」爲主，以「東亞氣候資料」及其他零星資料爲副，將本市之氣壓、氣溫、降水、濕度、日照及雲量、風等氣候要素，分別製爲圖表，敘述于下：

I 氣壓

本市自 1928 年至 1936 年之年平均氣壓爲 762.2 公厘，其按月分佈如圖 3：

圖 3：廈門市平均氣壓 (1928—1936)



由上圖所示，冬季為高氣壓，尤以一月之 768.3 公厘為最高。二月起氣壓逐漸下降，至仲夏七月為最低，僅有 755.3 公厘，季夏八月氣壓又逐漸上升，其週年變象與氣溫相反。

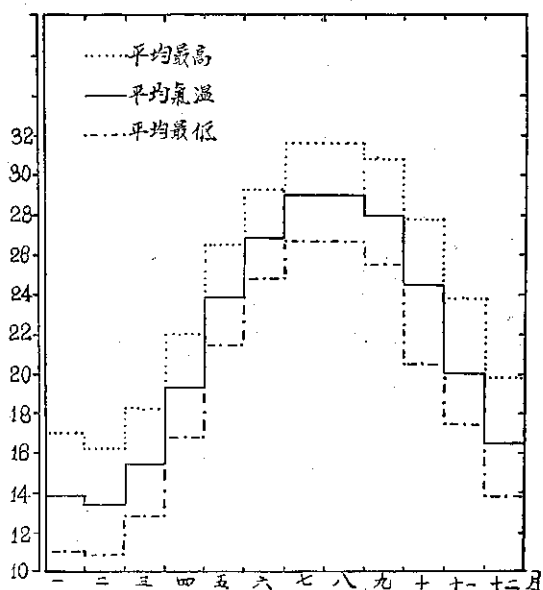
本市氣壓週日變象，每日以上午九時為最高，下午三時左右為最低，故本市夏季在海風未至以前，天氣較為悶熱，氣壓最低，此即為海風將至之先兆。所

謂海風，就是海上氣壓較高，陸上氣壓較低，空氣自海上流向陸上所成之風。

II 氣溫

根據 1917—1937 年氣溫之平均，本市年平均氣溫為 21.7°C ，最高溫在七、八兩月，為 29°C ，最低溫在二月，為 13.4°C ，年較差為 15.6° 。月平均氣溫在 22°C 以上者有六個月，在 $22-19^{\circ}\text{C}$ 之間者有兩個月，在 17°C 以下者有四個月，其按月分配如圖四表(-)。

圖 4：廈門市平均氣溫與其極端值 ($^{\circ}\text{C}$)
(1917—1937)



表一：廈門平均氣溫與其極端值 (1917-1937) $^{\circ}\text{C}$

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	平 均
平 均 氣 溫	13.9	13.4	15.5	19.3	23.9	26.9	29.0	29.0	28.6	24.5	20.5	16.7	21.7
平 均 最 高 氣 溫	17.0	16.2	18.3	22.0	26.5	29.3	31.6	31.6	30.8	27.9	23.8	19.9	24.6
平 均 最 低 氣 溫	11.1	10.9	12.9	16.8	21.5	24.8	26.7	26.7	25.5	21.5	17.5	13.9	19.2
絕 對 最 高 氣 溫*	27.2	26.1	27.8	32.2	32.8	36.1	37.2	37.9	36.1	35.0	31.6	29.4	
發 生 年	1908	1912 1915	1910 1915	1912	1910	1910	1906	1915	1898	1933	1905	1897	
	26	27 26	22 7	22	8	22	19	23	2	7	4	1	
絕 對 最 低 氣 溫*	2.2	3.9	5.5	9.4	13.9	16.1	16.7	22.2	18.3	13.3	6.7	5.0	
發 生 年	1893	1919	1907	1921 1925	1915	1923	1923	1910	1923	1923	1922	1917	
	18	5	18	1	2			11			26 27	31	

* 絕對最高最低氣溫係自 1890 至 1938 年之紀錄。

資料來源：中國氣候資料。

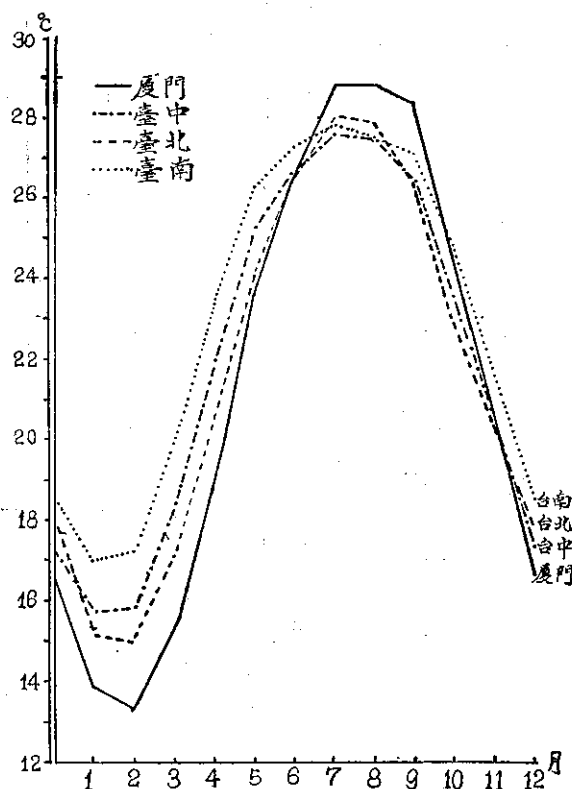
表二：廈門市與臺灣省三大城市氣溫之比較（°C）

地 點	經 緯 度	海拔 公尺	紀錄期間	平均氣溫			平均最高氣溫			平均最低氣溫			絕對最高氣溫			絕對最低氣溫		
				一月	七月	平均	一月	七月	平均	一月	七月	平均	一月	七月	極值	一月	七月	極值
廈 門*	{ 24°26'N 118°04'E	14.5	1917-1937	13.9	29.0	21.7	17.0	31.6	24.6	11.1	26.7	19.2	27.2	37.2	37.9	2.2	16.7	2.2
臺 北△	{ 25°02'N 121°31'E	8.0	1897-1960	15.2	28.2	21.9	19.1	33.4	26.2	12.3	24.3	18.6	29.8	38.6	38.6	2.1	19.5	-0.2
臺 中△	{ 24°09'N 121°41'E	83.3	1897-1960	15.8	27.8	22.4	21.9	32.6	27.8	11.7	24.1	18.5	31.3	36.9	39.3	0.4	20.5	-1.0
臺 南△	{ 23°00'N 120°13'E	12.7	1897-1960	17.1	28.0	23.4	23.9	32.5	29.0	12.7	24.5	19.3	32.4	36.9	37.8	2.6	21.1	2.4

資料來源：*中國氣候資料
△臺灣累年氣象報告

本市之平均氣溫，因在大陸邊緣關係，冬季（一月）較本省三大城市為冷，夏季（七月）則相反，較三大城市為暖（圖5），（表二）。

圖 5：廈門與臺灣三大城市平均氣溫之比較



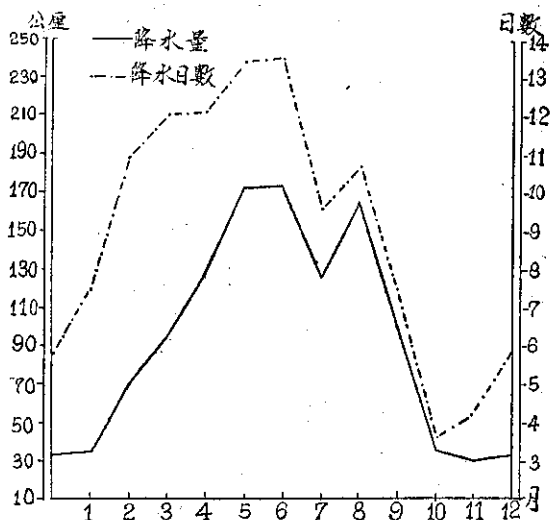
本市平均最高氣溫之年平均為24.6°C，最高為七、八兩月之31.6°C，最低為二月之16.2°C；平均最低氣溫之年平均為19.2°C，最高為七、八兩月之26.7°C，最低為二月之10.9°C；絕對最高氣溫為37.9°C（1917年八月二十三日），較臺北之38.6°C（1921年七月三十一日）及臺中之39.3°C（1927年八月十九日）為

低；絕對最低氣溫為 2.2°C（1893年一月十八日），較臺北之 0.2°C（1901年二月十三日），臺中市之一 1.0°C（1901年二月十三日）為高，此因臺北、臺中市冬季常遭寒流侵襲，夏季因盆地關係，且臺中該年發生焚風。

III 降水量

本市五十三年來（1886-1938）之年平均降水量為 1179.2 公厘，較本省三大城市為少，較臺北少 933 公厘，較臺中少 600 公厘，較臺南少 662 公厘（表三），其按月分配如圖(6)。

圖6：廈門市降水量與降水日數（1886-1938）



由上圖顯示，本市降水分配，自四月份起驟增，五月為 172.5 公厘，六月最多為 173.8 公厘，七月份略減，八月份又增至 165.4 公厘，九月份起驟減，以十一月為最少，月平均降水量只有 31.7 公厘，與臺中市相同，為夏雨冬乾氣候。

本市最多年雨量，為1931年之 2121.7 公厘，而最

表三：廈門市與臺灣省三大城市降水量之比較（公厘）

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	合 計
廈 門	34.9	70.1	94.1	129.1	172.5	173.8	126.7	165.4	109.8	37.2	31.7	34.0	1179.2
臺 北	90.4	139.8	169.7	169.8	219.4	304.9	246.5	286.1	221.6	120.1	69.3	74.3	2111.9
臺 中	33.6	67.2	101.7	129.7	230.1	387.1	287.6	336.5	142.1	21.6	16.4	27.1	1780.7
臺 南	18.5	32.1	46.2	71.0	180.7	391.9	423.2	435.7	172.1	34.0	18.0	18.2	1841.6

資料來源如表二

少年雨量，為1910年之 654.3 公厘，相差三倍有餘，其雨量變率並不大。本市最多月雨量，以1931年八月之 499.6公厘為最多，1915年之 479.8公厘次之。本市最少月雨量，全無降水紀錄者，一月份曾發生三年，二月及三月份均曾發生一年，十月份發生四年，十一月最乾旱，曾發生八年，十二月發生三年。（表四）

表四：廈門平均降水量與最多最少降水量（1886-1933）

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	合 計
平均降水量	34.9	70.1	94.1	129.1	172.5	173.8	126.7	165.4	109.8	37.2	31.7	34.0	1179.2
最多降水量	127.8	215.1	325.5	479.8	414.2	424.9	366.5	499.6	466.7	356.4	157.7	144.5	2121.7
年 份	1887	1936	1927	1915	1938	1912	1917	1931	1931	1908	1914	1908	1931
最少降水量	0.0	0.0	0.0	16.8	20.3	4.0	11.2	17.2	0.3	0.0	0.0	0.0	654.3
年 份	3年	1902	1893	1912	1908	1938	1912	1933	1925	4年	8年	3年	1910

資料來源：中國氣候資料雨量編

本市降水日數，年平均為 110.5 日，自二月起至六月止，月平均降水日數均超過十日，以六月最多，達13.5日；以十月最少，僅3.6日。最多降水日數，以1896年二月之24日為最多，最少降水日數，一至三月，及十至十二月等六個月，均有全無降水日數之紀錄；全年降水日數，以1920年之 156.0 日為最多，1910年之74日為最少（表五）。

表五：廈門市平均降水日數與最多最少降水日數（1886-1933）

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	合 計
平均降水日數	7.2	10.9	12.0	12.1	13.4	13.5	9.6	10.7	7.5	3.6	4.2	5.8	110.5
最多降水日數	16.0	24.0	22.0	20.0	22.0	23.0	16.0	21.0	17.0	12.0	12.0	16.0	156.0
發生年 月	1925	1896	1927	3年	1921	1916	3年	1937	1913	1898 1911	1914	1908	1920
最少降水日數	0	0	0	3	4	2	1	2	1	0	0	0	74
發生年 月	1902 1904	1902	1893	1904	1904	1938	1912	1933	1902 1925	4年	8年	3年	1910

資料來源：中國氣候資料

本市主要雨量來源，冬季多為低氣壓雨及高氣壓邊緣雨；夏季為梅雨、季風雨、颱風雨等，茲略解釋於下：

低氣壓雨：低氣壓或氣旋。氣旋本身，由冷熱氣團相接觸所造成，其所成之冷鋒與暖鋒，為大陸主要降水之來源。冬半年東亞大陸，幾常在高氣壓控制之下，而溫帶低氣壓往往發生於大陸東部。對本市影響最大者，為發生於長江區之低氣壓，當低氣壓自西向

東移到海上時，其中心以及冷暖鋒面到達之處，陰雨連天，此類降雨，往往能延長若干日。

高氣壓邊緣雨：當西伯利亞發生高氣壓且其勢力極強，其高壓中心到達長江流域，而其邊緣籠罩沿海海岸時，遂引起海上暖濕氣流與陸上寒冷氣流接觸之現象，致使沿海地區及海上降雨，此類高氣壓移動甚慢，往往有若干時日之滯留，常有長時期之降雨。本市1896年二月降雨日達24日，即為明證。

本市有兩句關於雨量之農諺「冬天冇雨」，不能過林冇叢」及「四十九日烏（陰雨）」，前者指本市冬天通常雨量甚少，且屬於小雨型（雨滴着地時不會四濺），所降雨滴僅能濕地面，而不能流過林叢的意思；後者指本市一旦發生低氣壓雨或高壓邊緣雨時，有長期之陰冷霏霏小雨。此型天氣常數年發生一次，多半在農曆除夕前後發生。

梅雨：梅雨往往發生于初夏梅子成熟期故有此稱，而其來源則由于南方之暖濕空氣與北方之較冷較乾空氣接觸，形成濕潤之梅雨鋒，此種乍雨乍晴之悶熱天氣，物品最易發霉，故又稱「霉雨」。我國梅雨發生時期在五月下旬至七月上旬。蓋此時大陸尚未大熱，在揚子江下游發生頻繁之弱低氣壓，當其向東或東北推進時，同時北太平洋之冷氣團，亦在海上造成高氣壓，力量雖不大，但能阻止大陸向東移動之低氣壓，使其不能向東北推進，而徬徨于我國、日本、琉球及臺灣之間。本市五、六兩月多雨，即受梅雨鋒之影響。

季風雨：季風之成因，由于大陸與海洋冬、夏季溫度與氣壓分佈之不同而成。大陸比熱小、夏季炎熱，空氣膨脹上升，造成大陸夏季之低氣壓；海水比熱大，夏季涼爽，空氣下沉，造成海洋高氣壓，而氣流有從高氣壓流向低氣壓之習性，故氣流由海洋吹向大陸，是為涼爽潤濕之東南季風，為我國雨水之主要來源。冬季相反，大陸冬季寒冷，空氣收縮，造成大陸冬季之高氣壓，海洋冬季溫和，空氣上升，造成海洋低氣壓，故冬季由西伯利亞之極地大陸冷氣團流至海洋，是為寒冷而乾燥之西北季風。

颱風雨：颱風性雨，即由颱風侵襲時所挾帶之降水。本市雖非首當颱風必經之途徑，但颱風經過臺灣海峽進入大陸時，對廈門之天氣有極大之影響，故廈門八月之降水量多半為颱風雨。

IV 濕度

氣象學上通常所用之濕度，包括大氣中水汽張力，亦稱為絕對濕度 (Absolute Humidity) 與相對濕度 (Relative Humidity) 而言。而氣候學上表示空氣之乾濕程度，則用相對濕度——實在之水汽壓與同濕度之飽和水汽壓的百分比。若相對濕度太大，吾人皮膚之水份蒸發困難，故感鬱悶；若相對濕度太小，吾人皮膚蒸發迅速，故感乾燥。濕度太大太小均不適于人類之健康。

本市相對濕度，自 1924-1937 年之年平均為 78%，其年變象如圖 7。

圖 7：廈門市年平均相對濕度 (1924-1937)

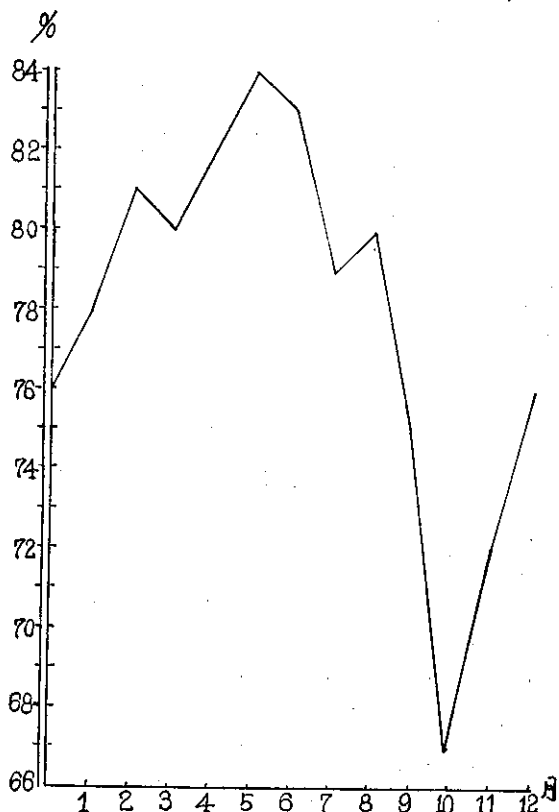
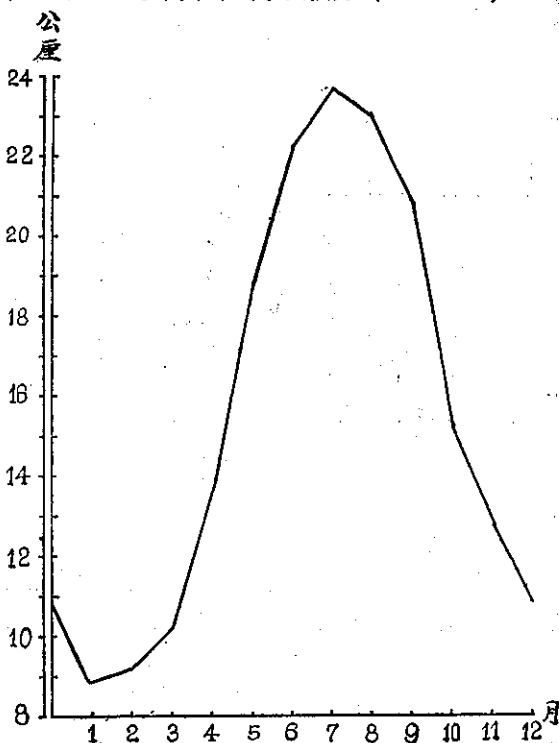


圖 8：廈門市平均水汽張力 (1936-1937)



由上圖，可見自二月份起至六月份止相對濕度均甚高，都在80%以上，尤其五月達84%，七月份起濕度下降，八月略升至80%，九月至十二月均在年平均

濕度以下，尤其十月最小，僅有67%。

自1928至1936年之最大相對濕度，三月至七月均有88%之紀錄（表六）；最小相對濕度，以1928年十

表六：廈門市平均相對濕度與最大最小相對濕度（%）

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	年平均
※平均相對濕度	78	81	80	82	84	83	79	80	75	67	72	76	78
△最大相對濕度	81	87	88	88	88	88	88	85	78	86	76	87	
發生年期	1936	1930	1930	1930	1929	1934	1936	1934	1932 1936	1935	1935	1929	
△最小相對濕度	69	72	72	73	76	78	70	69	67	59	67	69	
發生年期	1932	1932	1932	1928	1932	1928	1928	1929	1928	1928	1931	1928	

※1924-1937年之平均（中國氣候資料）

△記錄期間：1928-1936（東亞氣象資料）

月之59%為最小。但大體上濕度適宜，尤其夏季午後，海風習習，少有潮濕悶熱之感，故鼓浪嶼成為避暑勝地。

自1928至1936年之平均水汽張力（絕對濕度），年平均為15.8公厘，其年變化與溫度相似，因夏季高溫多雨，蒸發量增加，故水汽張力亦隨之增加。其按

月分配以七月之23.7公厘為最大，以一月之8.9公厘為最小，年較差達14.8公厘。最大月平均為1936年七月之27.3公厘，最小月平均為1934年一月之7.5公厘（表七）。極端最小值為4.1公厘（1936年一月十九日），極端最大值為29.4公厘（1936年七月十二日）。

表七：廈門市平均水汽張力與其最大最小水汽張力（公厘）

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	平均
平均水汽張力	8.9	9.2	10.2	13.8	18.7	22.3	23.7	23.0	20.8	15.2	12.8	10.9	15.8
最大水汽張力	9.8	10.3	12.4	15.8	20.6	24.4	27.3	25.4	23.0	21.6	14.9	12.2	
發生年期	1928 1935	1935	1935	1930	1935	1935	1936	1934	1934	1935	1935	1929	
最小水汽張力	7.5	8.5	9.1	12.6	17.4	19.6	21.9	19.6	18.7	12.8	11.2	10.1	
發生年期	1934	1928	1936	1928	1928	1928	1928 1932	1929	1930	1928	1929	1928	

資料來源：東亞氣象資料（1928-1936）

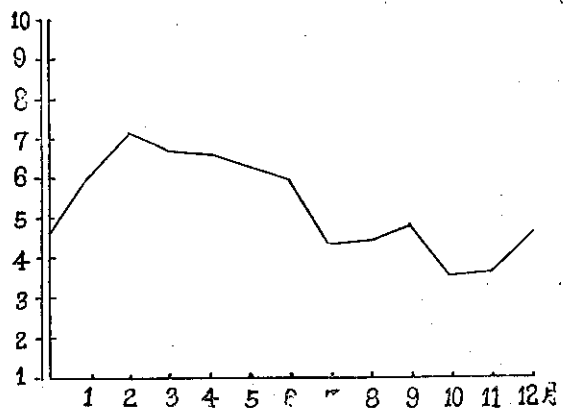
V 雲量

雲量是指天空為雲所遮蓋之十分數而言。

照世界氣象組織定義，平均雲量在0-0.9/10時為碧空（Clear），1.0/10—5.0/10時為疏雲（Scattered），5.1/10—9.0/10為裂雲（Broken），9.1/10以上者為密雲（Overcast）；又平均雲量在2.0/10以下者，通稱為晴天（Fair Weather），在8.0/10以上者，通稱為曇天（Cloudy）。

雲量之多寡，對各地氣溫之變化，蒸發量之多寡，以及日照時數之長短，均有很大之關係。因天空被雲掩蔽時，日間既能阻遏太陽光線之輻射，減少傳熱，使日間氣溫上升緩慢；夜間又能阻遏熱量之散失，

圖 9：廈門市平均雲量（1924-1937）



表八：廈門各種天空狀況日數 (1924-1937)

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	合 計
無 雲 日 數	3.1	0.7	1.5	1.5	1.7	1.3	4.0	3.2	2.8	6.2	6.2	5.1	37.3
碧 空 日 數	7.2	4.0	5.3	5.4	6.1	6.7	11.8	11.8	9.1	14.8	15.1	11.9	109.2
疏 雲 日 數	11.0	8.0	9.8	10.0	11.9	12.3	13.1	12.1	13.2	12.1	9.8	9.6	132.9
裂 雲 日 數	12.7	15.5	14.6	13.7	12.4	11.0	6.0	7.1	7.1	4.1	5.0	9.0	118.2
密 雲 日 數	6.3	11.2	9.8	8.7	6.5	5.4	3.0	3.2	2.8	1.5	2.1	4.9	65.4
有 霧 日 數	2.0	3.0	4.5	7.0	1.5	1.5	0.0	0.0	0.0	0.5	2.5	3.5	26.0

資料來源：中國氣候資料

使夜間氣溫下降緩慢；而且雲量多時，蒸發量及日照時數就減少，反之，晴天少雲時，蒸發量大而日照時數亦增加。

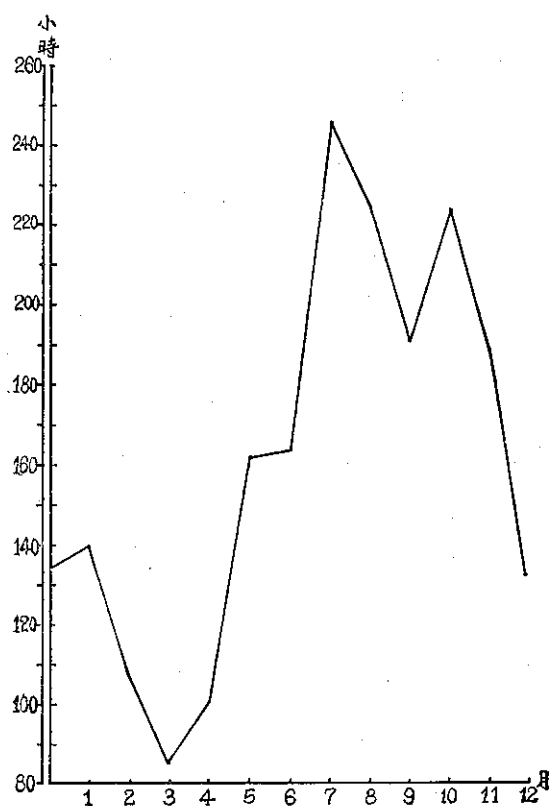
本市十四年來 (1924-1937) 之年平均雲量為 5.4，其按日分配如圖 9。

由上圖，可見本市各月之平均雲量，上半年（一月至六月）均在 6.0 以上，尤以二月之 7.2 為最多，下半年（七月至十二月）均在 5.0 以下，尤以十月之 3.7 為最少。就各種天空狀況日數而言（表八），本市年平均碧空日數 109.2 日，無雲日數佔 37.3 日，疏雲日數 132.9 日，裂雲日數 118.2 日，密雲日數佔 65.4 日。有霧日數 26 日，霧多發生于冬季至仲春之清晨，七、八、九三個月，均無霧之發生，十月平均只有 0.5 日，五、六兩個月亦只有 1.5 日有霧，本市天氣，大體上秋冬晴朗而夏秋少霧。

VI 日照

本市九年來 (1928-1936) 日照時數之平均值，全年達 1963.3 小時，較臺北市之 1646.2 小時為多，較臺中市之 2463.4 小時及臺南市之 2623.2 小時為少（表九）。其按月分配，三月最少，只有 85.7 小時，七月最多，245.5 小時，八月次之為 224.5 小時，十月又次之為 224.0 小時（圖 10）。

圖 10：廈門市平均日照時數 (1928-1936)



表九：廈門市與臺灣省三大城市日照時數之比較 (小時)

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	合 計
廈 門 *	135.9	107.5	85.7	100.1	162.0	163.5	245.5	224.5	191.4	224.0	189.6	133.6	1963.3
臺 北 △	88.3	76.8	91.7	111.8	139.7	161.2	224.4	221.2	191.0	141.3	107.8	91.0	1646.2
臺 中 △	184.7	157.0	165.4	174.3	202.8	203.9	247.1	232.3	243.1	247.3	210.9	194.6	2463.4
臺 南 △	197.7	185.1	204.2	211.7	236.3	222.3	242.7	223.5	240.0	248.1	213.2	198.4	2623.2

資料來源：*東亞氣象資料

△臺灣累年氣象報告

VII 風

本島位于季風盛行帶內，且受地形影響，背大陸

而面汪洋。冬季為風力強大之東北風所控制，夏季為風力較弱之東南風所影響，全年最多風向，為東北風

表十：廈門市平均風速與其最多風向與頻率

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	平均或總數
平均風速*	2.8	2.6	2.6	2.4	2.5	2.6	2.6	2.5	2.6	2.9	2.7	2.6	2.6
最多風向△	NE	NE	NE	SE	SE	S	S	SE	NE	NE	NE	NE	NE
頻率 (%)	43	42	36	28	26	29	31	26	39	53	47	44	32
暴風日數(>20.8m/s)	0.1	0.2	—	—	—	—	0.3	0.2	—	0.2	—	0.4	1.4

資料來源：*彭佳嶼氣象表附支那沿海島嶼 (1910-1937)

△東亞氣象資料第一篇支那部 (1928-1936)

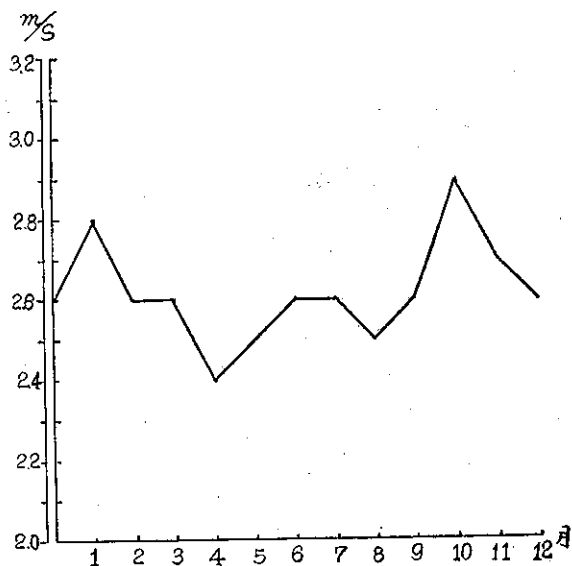
。其風向頻率分配如表(十)。

圖11：廈門市按日平均風速 (1910-1937)

由上表，可知自九月至翌年三月之東北風頻率，均在36%以上，尤其十月份，東北風頻率佔全月各風向之53%，十一月次之，佔47%，十二月以後逐漸減少，至三月只佔全月各風向之36%。四月份起，東南季風值令，其頻率佔各風向28%，五月26%，八月亦26%，而六、七兩月最多風向為南風，六月南風頻率佔全月各風向之29%，七月更多達31%。

本市年平均風速為 2.6m/s，較臺中市之 1.7m/s 為大，較臺北市之 3.1m/s 及臺南之 2.9m/s 為小 (表十一)。其年變化不大 (圖11)，冬季風較強，自九月至翌年三月平均風速均在 2.6m/s 以上，尤以十月之 2.9m/s 為最大。夏季風較弱，四月平均風速為 2.4 m/s，五月 2.5m/s。

本市暴風日數 (平均風速每秒>10.8 公尺)，年平均只有 1.4日，冬季0.9日，夏季0.5日。



表十一：廈門市與臺灣省三大城市平均風速之比較 (m/s)

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	平均
廈門*	2.8	2.6	2.6	2.4	2.5	2.6	2.6	2.5	2.6	2.9	2.7	2.6	2.6
臺北△	3.3	3.3	3.4	3.1	2.8	2.2	2.4	2.7	3.1	3.6	3.9	3.7	3.1
臺中△	2.1	2.1	1.9	1.6	1.4	1.5	1.5	1.4	1.5	1.8	1.9	2.0	1.7
臺南△	3.7	3.8	3.4	2.8	2.4	2.5	2.6	2.5	2.4	2.6	3.0	3.4	2.9

資料來源：*彭佳嶼氣象表附支那沿海島嶼 (1910-1937)

△臺灣累年氣象報告 (1897-1960)

綜上分析，本島因位於歐亞大陸東南邊緣，冬季因背風而不冷，夏季因海風調劑而不熱，年平均氣溫為21.7°C；絕對最高溫度為37.9°C，較臺北、臺中為低；絕對最低溫度為2.2°C，較臺北、臺中為高；平均最高溫度為31.6°C，較本省三大城市為低；平均最低溫度為11.1°C，亦較本省三大城市為低，寒暑相差無幾，年降水量為1179公厘，較本省三大城市為多晴而少雨，少霧。且燥，氣候宜人，故本市對岸之鼓浪嶼，為避暑勝地。

參考文獻

廈門要覽：廈門市政府編印 1956年。

中國氣候資料：國立中央研究院氣象研究所編印，1943，1944年。

氣象月刊第九卷第1-12期：國立中央研究院氣象研究所1936年。

東亞氣象資料第一篇：東亞研究所昭和16年。

彭佳嶼氣象表：臺灣彭佳嶼測候所1910-1937年。

臺灣累年氣象報告：臺灣省氣象所出版1964年。

總理遺教輯要：正中書局印行1952年。

中華民國地圖集第四冊：張其昀主編1962年。

世界戰略形勢圖：聯勤總司令部量測署製圖印行1960年。

淡水港高潮之研究

周 玉 璋

Study on the High Water Interval over Tanshui Harbor

Yuh-jang Chou

Abstract

Study on characteristic behaviours of tide and calculate the high water interval or the low water Interval according to the observational records at Tanshui harbor from 1954 to 1969. Make a statistics which involving high water interval or low water interval and the average of the upper transit. A smooth curve can be plotted by regarding the upper transit as abscissa, the occurring time of the high water or low water as ordinate, and through the correction of probability. This is the curve of the average occurring time of tide. By using the curve, we can forecast approximately the occurring time of the high water or the low water on that district.

For the method mentioned above, the errors of the forecasted result equal approximately to plus 40 minutes that are compared with observational records of June 1970.

一、前 言

潮汐雖可用觀測方法得知當時的變化情形，但若對某地區潮汐變化情形能夠預知，則不論對國防、航海、海岸工程、海埔新生地等開發工程及從事漁業者均有極大的參考價值。

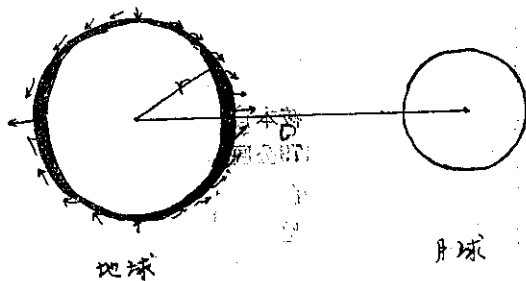
臺北地區，每臨颱風季節，帶來豪雨，而淡水河為石門水庫洩洪必經之道，但河床窄狹，經年淤積、於都市計劃導工程未竟之際，若洩洪措施未能與淡水河出口港潮汐的起落吻合，則部分地區必然困於水患，因此淡水港潮汐的預測，頗屬重要。

潮汐的預測法有調和分析法和非調和分析法兩種，碍於人力、物力的缺乏，僅對非調和分析法先行研究，提供一般參考用，是為研究本題之目的。

二、潮 汐 的 成 因

發生潮汐的原因很多，諸如天體間引力的存在、地球公轉、自轉以及大氣中氣象變化等等，但其主要原因乃由於被覆於地球表面的海水受到月球和太陽的引力，產生引潮力，發生潮汐。

自牛頓以來、引潮力即已理解如附圖所示。設 D 為地心至月球中心之距離， M 為月球質量、 r 為地球半徑，則月球對地面最接近月球一點單位質量 m 之引力，將比對地心同一質量之引力為大，即 $\frac{Mm}{(D-r)^2} > \frac{Mm}{D^2}$ ，理論上說如地球表面質量為水，則將在該處隆起。離月球最遠一點地面之單位質量所受月球之引力，將比同一質量在地球其他位置之所受引力之平均值為小，即 $\frac{Mm}{D^2} > \frac{Mm}{(D+r)^2}$ 。理論上說即離月球遠處水體將被排斥於該處，結果亦成隆起。在地面所有其



他各點各有其月球對地面質點吸力及對平均質點吸力之差，因此將有一合力順着傾斜於連接地球及月球中心線之方向作用於每一質點。對月球而言，地球每24.84小時自轉一週，因此一般而言，同一地點在一日間將有兩次潮漲現象，但有些地區例外，僅有一次潮漲現象。

三、潮汐與引潮力的關係

(1) 引潮力隨各節令變化

地球公轉，其運行軌道呈橢圓形，距離最遠達152,040,500公里，最近為147,223,500公里，故兩者間距離隨節令而改變。月球環繞地球公轉運行時，其運行軌道亦呈橢圓形，兩者間距離亦隨節令而改變。由萬有引力定律知引潮力的大小與太陽或月球和地球間距離的平方成反比，因之引潮力隨各節令而有變化。

(2) 引潮力為向量合成

當太陽和月球的引力同時作用於地球海面時，由於彼此運行所處位置不同，其引潮力可用向量合成法求得。當每月朔與望之時，太陽、月球與地球兩次連成一線，兩者產生引力向量方向一致，則引力相加，

引潮力增加至最大，有「大潮」之出現。其他時期日月之引潮力，方向多少有相異，引力相減，當上下弦時完全相反，引潮力最小，出現「小潮」。

(3) 潮汐與月球引潮力的關係

太陽之吸引一如月球，雖其質量遠比月球者為大，但以其距離地球相當遠，其引潮力反祇有月球的百分之四十六，其對潮汐的影響不大，因此可視潮汐乃由月球引潮力所生。當月球運行至較近距離時，產生較大的引潮力，發生高潮，當運行至較遠距離時，產生較小的引潮力，發生低潮。

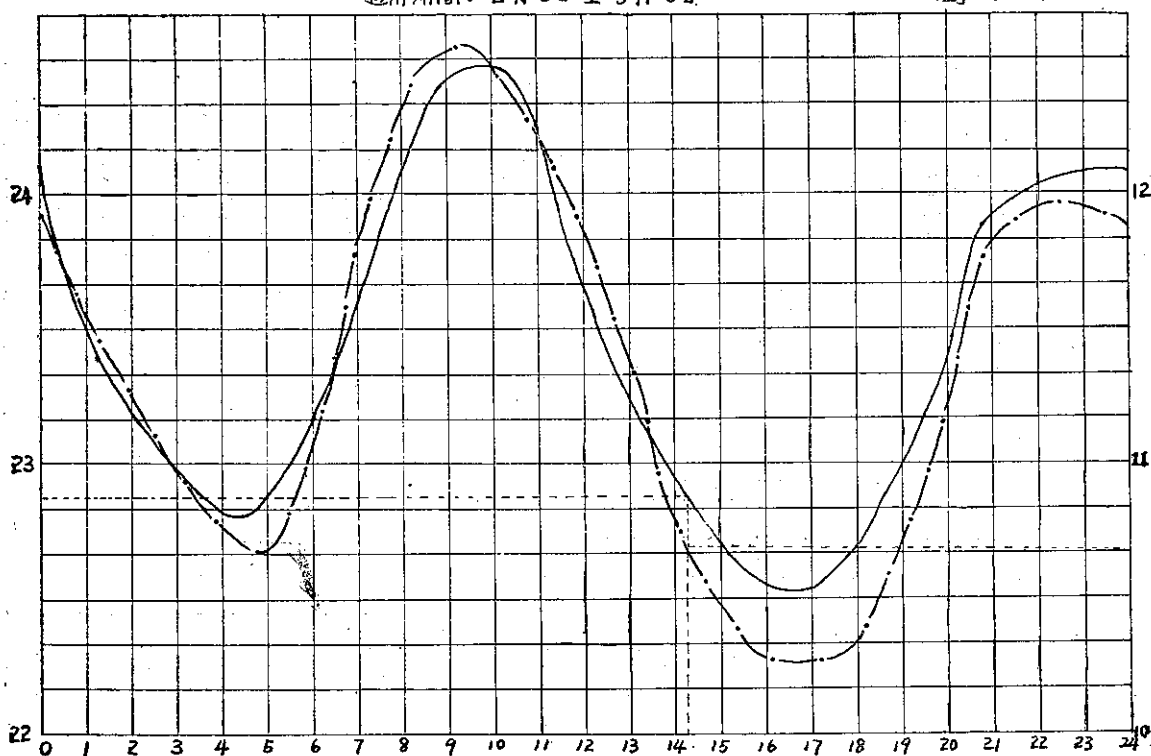
四、潮汐的觀測法

有關潮汐的觀測，在技術方面，大多在海岸上行之，但至最近，已可將檢測儀沉入深海底作業。

於各港口實施觀測之前，以大地測量一等水準基點為基準，標定基本水尺零點在最低潮位以下，作為潮位計算的標準。利用人工目測或自記儀法，觀測潮汐的變化曲線。人工目測法，雖然所得資料最可靠，但晝夜不停需人工觀測，祇適於短期間觀測。目前臺灣各港均採用新式自記儀法，每小時的海面高度和時

淡水區兩次高潮潮訊平均曲線圖
適用期間：2月5日至5月6日

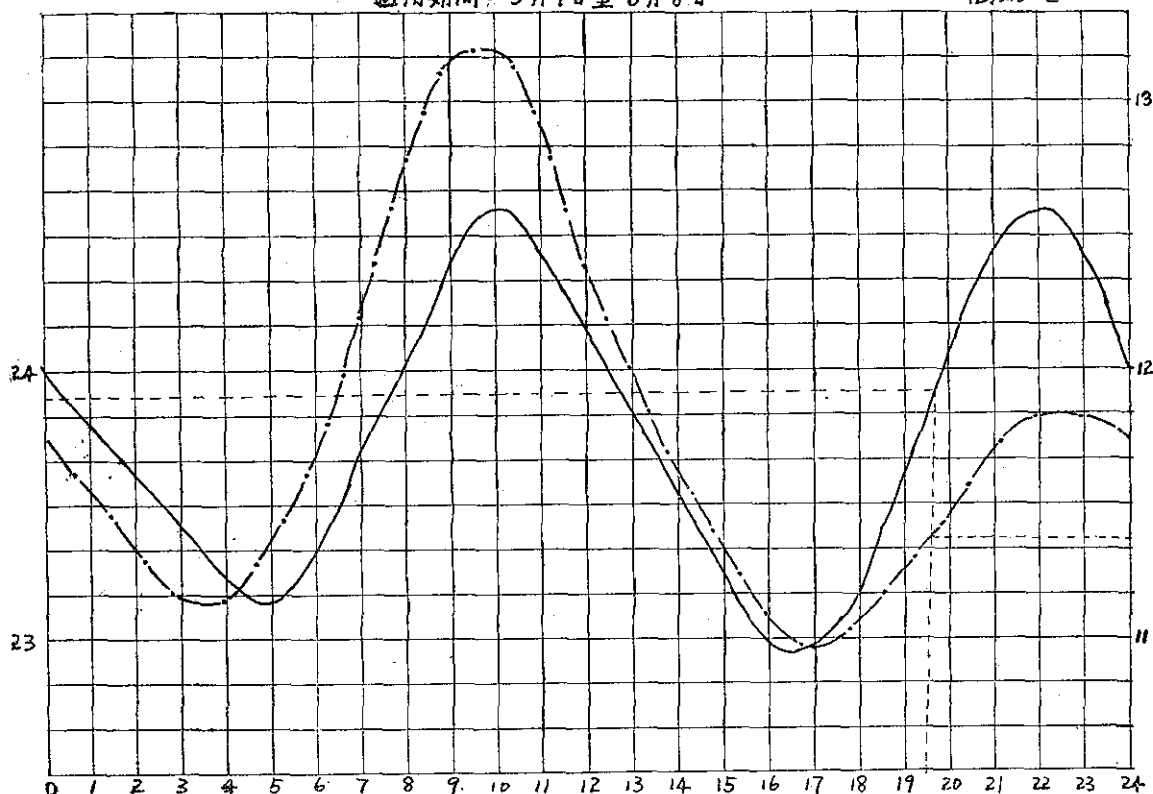
圖號：1



淡水區兩次高潮潮訊平均曲線圖

適用期間：5月7日至8月8日

圖號：2



間均可在自記曲線上得知。

五、潮汐的特性

潮汐的受陸地、島嶼、海底地形的不同及海水粘滯性、海底摩擦等影響而變化多端，並非有一通則可以預測，但研究各港長期記錄，可歸納出潮汐的變化曲線，各地區雖有所不同，但具有下列特性存在：

(1)第一次高潮至第二次高潮，或第一次低潮至第二次低潮的時間為潮汐的週期，這週期雖受許多因素影響而有差異，但幾乎接近一常數，其值約為十二時二十分。

(2)自月球通過當地子午圈時刻（月上中天時間）至發生高潮時刻的時間區稱為高潮潮訊。其至發生低潮時刻的時間區稱為低潮潮訊。每日潮訊不同，但大略有一定的變化。

(3)停潮時間長達約一小時左右。

六、非調和分析法

潮汐狀況在各節令期間內彼此較為相近，因此利

用長時期觀測記錄及分析出的特性，將記錄值分成四組，即立春至立夏、立夏至立秋、立秋至立冬、冬至至立春，分別作出高（低）潮潮訊統計表，依據這種統計表，以月上中天平均時刻為x軸，高（低）潮潮訊為y軸，繪成高（低）潮潮訊平均曲線圖，利用此種曲線圖，預測每日潮汐發生時刻的近似值。

茲根據臺灣省氣象局出版的年報彙集，統計分析民國四十三年至民國五十八年淡水港的潮汐觀測記錄，其方法步驟，分述如下：

(1)將月上中天時間區分為48個區間，即半小時一區間。如0時至0時30分為一區間。0時31分至0時59分為一區間。

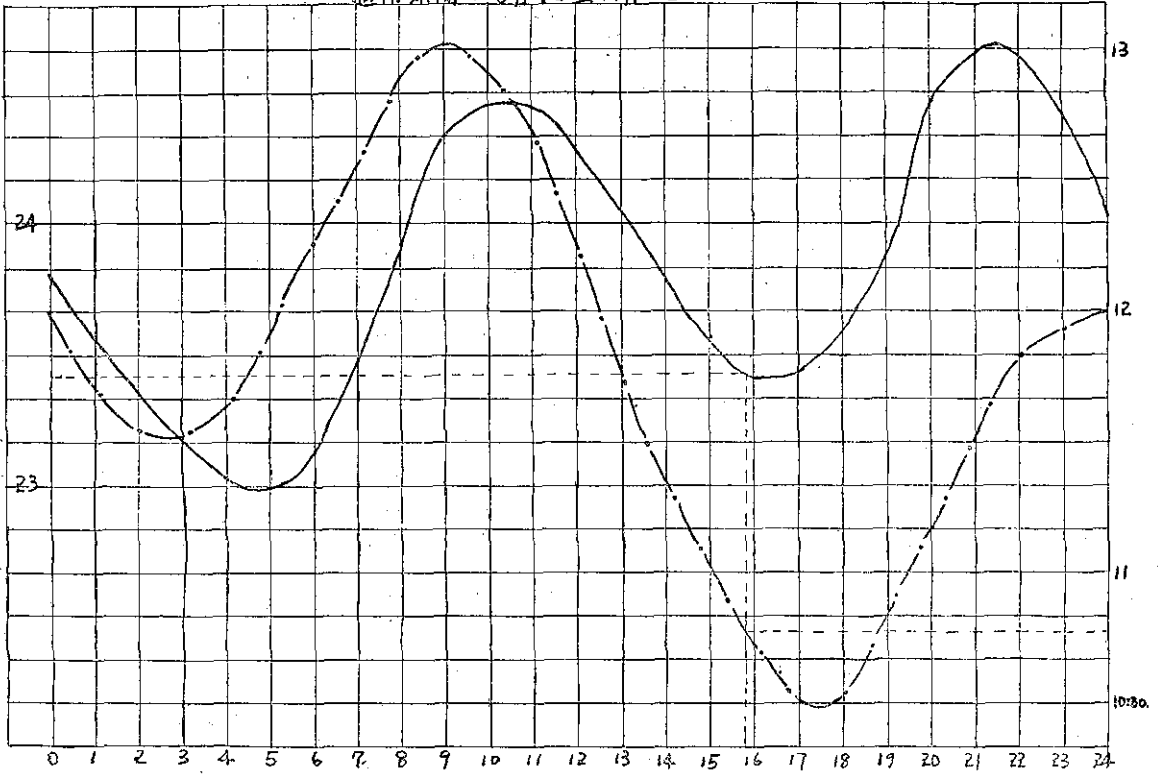
(2)查照天文日曆，記下月上中天時間於某一區間中，各節令內各發生高（低）潮時刻。

(3)利用計算機，算出月上中天時刻的平均值及高（低）潮潮訊平均值。

(4)以月上中天平均時刻為橫軸，高（低）潮潮訊平均值為縱軸，根據每一統計表，描出各點座標於方格紙上。

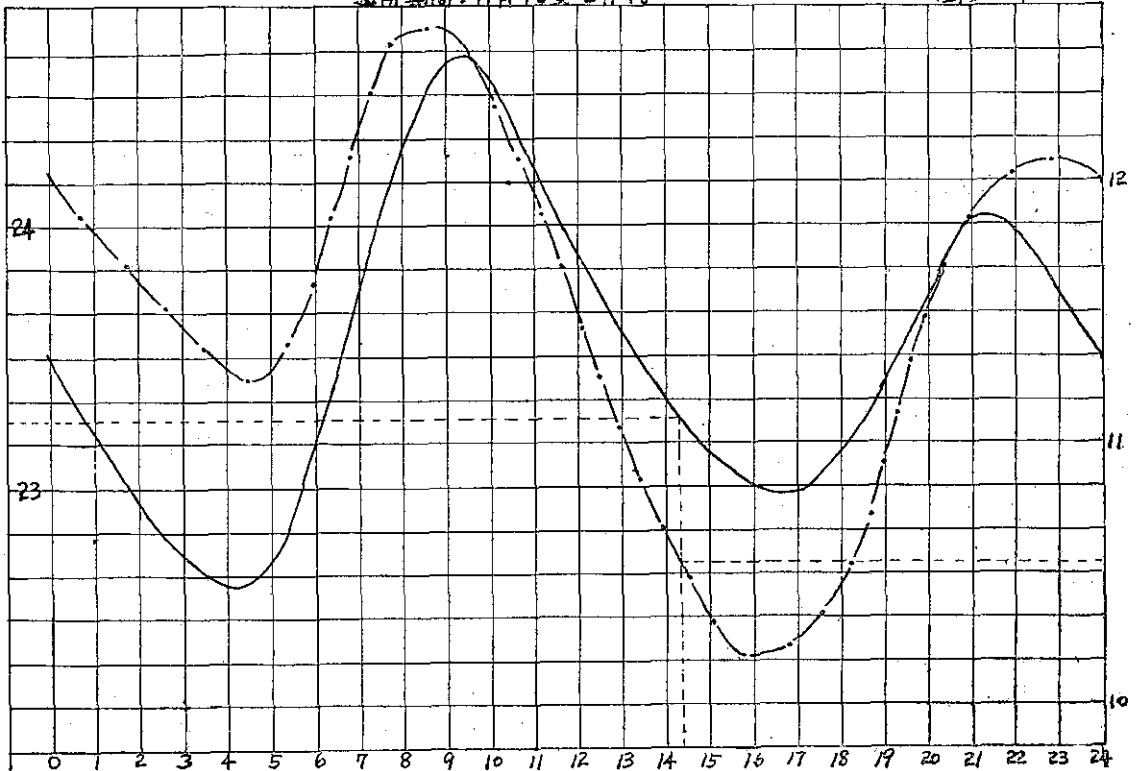
淡水區兩次高潮潮訊平均曲線圖
適用期間：8月9日至11月6日

圖號：3



淡水區兩次高潮潮訊平均曲線圖
適用期間：11月7日至2月4日

圖號：4



(5)經機率修正，繪成圖滑曲線，即為潮訊平均曲線。

八表，並將各節令的兩次高潮潮訊統計表繪於一張圖內，共有四圖，列附於後。

根據上述步驟方法，求得淡水港高潮潮訊統計表

淡水地區高潮潮訊統計表

組別：立春至立夏（2月5日至5月6日）

資料：自民國43年至民國58年

月上中天時間	0.12	0.45	1.16	1.46	2.11	2.44	3.15	3.42	4.16	4.42
第一次高潮潮訊	11.52	11.39	11.48	11.21	11.33	11.06	11.06	10.49	10.44	10.39
月上中天時間	5.15	5.49	6.13	6.46	7.18	7.45	8.17	8.42	9.12	9.39
第一次高潮潮訊	10.37	11.01	11.11	11.27	11.58	11.58	12.26	12.13	12.33	11.50
月上中天時間	10.14	10.38	11.11	11.46	12.15	12.44	13.13	13.42	14.12	14.44
第一次高潮潮訊	12.25	12.08	11.59	11.44	11.45	11.21	11.13	10.55	10.41	10.34
月上中天時間	15.14	15.42	16.15	16.44	17.16	17.43	18.15	18.44	19.17	19.43
第一次高潮潮訊	10.22	10.18	10.23	10.16	10.40	10.17	10.42	10.40	10.13	11.04
月上中天時間	20.18	20.44	21.17	21.45	22.10	22.41	23.17	23.46	24.00	
第一次高潮潮訊	11.30	11.56	11.30	11.48	11.58	11.52	11.28	11.28	11.44	

淡水地區高潮潮訊統計表

組別：立春至立夏（2月5日至5月6日）

資料：自民國43年至民國58年

月上中天時間	0.12	0.45	1.16	1.46	2.11	2.44	3.15	3.42	4.16	4.42
第二次高潮潮訊	23.57	23.35	23.35	23.07	23.11	22.57	22.56	22.59	22.54	22.49
月上中天時間	5.15	5.49	6.13	6.46	7.18	7.45	8.17	8.42	9.12	9.39
第二次高潮潮訊	22.38	23.04	23.17	23.18	0.09	23.59	0.16	0.23	0.25	0.25
月上中天時間	10.14	10.38	11.11	11.46	12.15	12.44	13.13	13.42	14.12	14.44
第二次高潮潮訊	0.27	0.26	23.51	23.45	23.31	23.17	23.31	23.00	22.56	22.46
月上中天時間	15.14	15.42	16.15	16.44	17.16	17.43	18.15	18.44	19.17	19.43
第二次高潮潮訊	22.28	22.30	22.37	22.45	22.26	22.13	22.47	22.36	23.08	23.07
月上中天時間	20.18	20.44	21.17	21.45	22.10	22.41	23.17	23.46	24.00	
第二次高潮潮訊	23.43	23.51	23.53	23.58	0.03	23.51	23.36	23.35	23.47	

淡水地區高潮潮訊統計表

組別：立夏至立秋（5月7日至8月8日）

資料：自民國43年至58年止

月上中天時間	0.14	0.44	1.17	1.48	2.16	2.45	3.15	3.47	4.11	4.47
第一次高潮潮訊	11.26	11.36	11.31	11.24	11.18	11.11	11.05	11.16	11.21	11.08
月上中天時間	5.17	5.45	6.13	6.40	7.23	7.45	8.18	8.47	9.18	9.44
第一次高潮潮訊	11.28	11.47	11.49	12.01	12.07	12.31	12.57	13.08	13.06	13.03
月上中天時間	10.16	10.47	11.15	11.44	12.15	12.43	13.12	13.46	14.12	14.45
第一次高潮潮訊	13.11	13.00	12.45	12.16	12.13	11.47	11.53	11.46	11.38	11.30
月上中天時間	15.17	15.46	16.13	16.43	17.15	17.46	18.13	18.43	19.16	19.49
第一次高潮潮訊	11.15	11.08	10.54	10.57	10.58	10.54	11.08	10.58	11.18	11.19
月上中天時間	20.14	20.45	21.18	21.45	22.14	22.42	23.17	23.45	24.00	
第一次高潮潮訊	11.35	11.36	11.45	11.49	11.46	11.48	11.33	11.30	11.45	

淡水地區高潮潮訊統計表

組別：立夏至立秋（5月7日至8月8日）

資料：自民國43年至58年止

月上中天時間	0.14	0.44	1.17	1.48	2.16	2.45	3.15	3.47	4.11	4.47
第二次高潮潮訊	23.56	0.03	23.49	23.49	23.51	0.02	23.45	23.13	23.22	23.07
月上中天時間	5.17	5.45	0.13	6.40	7.23	7.45	8.18	8.47	9.18	9.44
第二次高潮潮訊	23.08	23.25	23.23	23.49	23.48	23.51	0.03	0.16	0.29	0.16
月上中天時間	10.16	10.47	11.15	11.44	12.15	12.43	13.12	13.46	14.12	14.45
第二次高潮潮訊	0.34	0.26	0.15	0.11	0.00	23.54	23.38	23.21	23.30	23.27
月上中天時間	15.17	15.46	16.13	16.43	17.15	17.46	18.13	18.43	19.16	19.49
第二次高潮潮訊	23.08	22.57	22.57	22.58	22.58	23.14	23.41	23.30	23.48	23.54
月上中天時間	20.14	20.45	21.18	21.45	22.14	22.42	23.17	23.45	24.00	
第二次高潮潮訊	0.15	0.21	0.31	0.25	0.35	0.41	0.18	0.07	0.00	

淡水地區高潮潮訊統計表

組別：立秋至立冬（8月9日至11月6日）

資料：自民國43年至民國58年

月上中天時間	0.15	0.41	1.15	1.46	2.13	2.14	3.16	3.43	4.16	4.45
第一次高潮潮訊	23.46	23.39	23.36	23.27	23.08	23.30	23.01	23.16	23.00	22.59
月上中天時間	5.14	5.41	6.15	6.46	7.15	7.47	8.15	8.45	9.14	9.45
第一次高潮潮訊	22.51	23.10	23.04	23.17	23.34	23.46	23.50	0.15	0.12	0.34
月上中天時間	10.16	10.45	11.12	11.41	12.13	12.45	13.15	13.44	14.15	14.40
第一次高潮潮訊	0.31	0.18	0.24	0.21	0.12	0.05	23.55	23.51	23.42	23.21
月上中天時間	15.15	15.45	16.14	16.47	17.16	17.43	18.14	18.44	19.14	19.44
第一次高潮潮訊	23.17	23.23	23.24	23.23	23.31	23.30	23.32	23.28	23.56	0.17
月上中天時間	20.14	20.34	21.14	21.45	22.13	22.45	23.14	23.42	24.00	
第一次高潮潮訊	0.30	0.35	0.39	0.36	0.37	0.19	0.20	0.08	0.01	

淡水地區高潮潮訊統計表

組別：立秋至立冬（8月9日至11月6日）

資料：自民國43年至民國58年

月上中天時間	0.15	0.41	1.15	1.46	2.13	2.14	3.16	3.43	4.16	4.45
第二次高潮潮訊	11.55	11.39	11.58	11.34	11.37	12.07	11.04	11.37	11.40	11.54
月上中天時間	5.14	5.41	6.15	6.46	7.15	7.47	8.15	8.45	9.14	9.45
第二次高潮潮訊	11.51	12.14	12.06	12.24	12.41	13.03	12.48	13.00	13.00	13.06
月上中天時間	10.16	10.45	11.12	11.41	12.13	12.45	13.15	13.44	14.15	14.40
第二次高潮潮訊	12.51	12.45	12.38	12.19	12.07	11.52	11.37	11.20	11.21	11.15
月上中天時間	15.15	15.45	16.14	16.47	17.16	17.43	18.14	18.44	19.14	19.44
第二次高潮潮訊	11.05	11.02	10.43	10.32	10.25	10.31	10.45	10.51	10.49	11.05
月上中天時間	20.14	20.34	21.14	21.45	22.13	22.45	23.14	23.42	24.00	
第二次高潮潮訊	11.13	11.30	11.28	11.47	11.51	11.53	11.51	11.52	12.00	

淡水地區高潮潮訊統計表

組別：立冬至立春（11月7日至2月4日）

資料：自民國43年至自民國58年止

月上中天時間	0.11	0.44	1.18	1.43	2.16	2.46	3.17	3.44	4.16	4.45
第一次高潮潮訊	12.35	11.55	12.58	11.59	11.44	11.42	11.37	11.23	11.16	11.16
月上中天時間	5.16	5.46	6.14	6.44	7.17	7.47	8.14	8.48	9.14	9.46
第一次高潮潮訊	11.06	11.30	11.38	12.00	11.42	12.31	12.14	12.33	12.34	12.20
月上中天時間	10.16	10.45	11.16	11.46	12.16	12.47	13.12	13.48	14.14	14.46
第一次高潮潮訊	12.06	11.59	11.56	11.39	11.30	11.06	10.49	10.51	10.33	10.21
月上中天時間	15.16	15.45	16.17	16.45	17.16	17.46	18.14	18.45	19.14	19.48
第一次高潮潮訊	10.09	10.11	10.07	10.16	10.11	10.24	10.37	10.42	11.08	11.51
月上中天時間	20.15	20.46	21.12	21.48	22.16	22.44	23.17	23.43		
第一次高潮潮訊	11.44	11.53	12.05	12.03	11.55	11.53	11.44	11.46		

淡水地區高潮潮訊統計表

組別：立冬至立春（11月7日至2月4日）

資料：自民國43年至58年止

月上中天時間	0.11	0.44	1.18	1.43	2.16	2.46	3.17	3.44	4.15	4.45
第二次高潮潮訊	23.29	22.28	23.33	23.06	22.58	22.49	22.38	22.12	22.46	22.25
月上中天時間	5.16	5.46	6.14	6.44	7.17	7.47	8.14	8.48	9.14	9.46
第二次高潮潮訊	22.33	23.00	22.55	23.30	23.45	23.33	24.17	24.25	24.37	24.38
月上中天時間	10.16	10.45	11.16	11.46	12.16	12.47	13.12	13.48	14.14	14.46
第二次高潮潮訊	24.26	24.27	24.09	23.59	23.56	23.53	23.32	23.29	23.22	23.09
月上中天時間	15.16	15.45	16.17	16.45	17.16	17.46	18.14	18.45	19.14	19.48
第二次高潮潮訊	22.45	23.06	22.51	22.58	22.57	23.38	23.49	23.27	23.33	23.33
月上中天時間	20.15	20.46	21.12	21.48	22.16	22.44	23.17	23.43		
第二次高潮潮訊	23.39	23.58	23.59	23.59	24.45	23.49	23.29	23.20		

七、潮汐的非調和預測法

(1)步驟及方法：

因為潮訊的獲得乃月上中天時間至發生高潮或低潮時刻的時間，所以反過來講，高潮（低潮）時刻為月上中天時間和高（低）潮潮訊之和。

應用潮訊曲線圖，來預測潮汐發生時刻，其步驟及方法分述如下：

①自天文日曆，查出預測日期的月上中天時間。

②以所查出的月上中天時間為準，作一平行線平行於縱軸交曲線於一點，以此點為準，再作一平行線平行於橫軸交縱軸於一點，此點即代表該日的潮訊值

③應用公式：高潮時刻 = 月上中天時間 + 潮訊值

④若所得高潮時刻大於24時，則需減去24時。

(2)應用舉例：

民國×年×月×日，由天文日曆查得日上中天時間為18時54分，則由圖1得第一次潮訊值為10時40分，第二次潮訊值為22時57分，故第一次高潮時刻為5時34分，第二次高潮時刻為17時51分。

八、結 論

非調和分析法係預測潮汐的概略法，因為於統計分析時，未經過月球和太陽的赤緯和距離變化校正，加以潮汐有停潮現象，往往影響觀測記錄的準確性，因此用此法預測的結果，常有誤差存在，經據民國五十九年六月份觀測記錄驗證預測值的準確性，發現其誤差平均約為正40分。但比較潮汐週期約十二小時為小，因此這種預估法，尚有參考價值。

附議：本研究期間，承臺灣省氣象局測政組組長呂世宗和地球物理股股長呂新民鼓勵，時賜諸多指引，由衷感激，謹此致謝。

應用氣象雷達測定降雨量之近似預估

S. J. Bocks¹ 著

王英世譯²

Approaches to Estimation of Precipitation in the Area of Radar Meteorology

Abstract

In this paper the discussion have been made on the application of weather radar to the estimation of precipitation. Essential to the drawing is the approaches to the reflectivity-precipitation relation and the extension of considerations of precipitation attenuation for radiations of wavelengths exceeding 10cm.

In the tropics, precipitation in excess of 10mm/hr may be regarded as significant. Weather radars which are applied to flood warning in the tropics, bear on the range 10 to 100 mm/hr. The case has usually occurred in Taiwan.

According to the method described in this paper, we can estimate the pre-typhoon precipitation with the data collected by weather radar.

本文介紹應用氣象雷達預估在雷達能探測範圍內降雨量之方法。其主要討論內容為雷達反射率與降雨之關係及雷達輻射波長在十公分以上時之各種情形。

一、引言

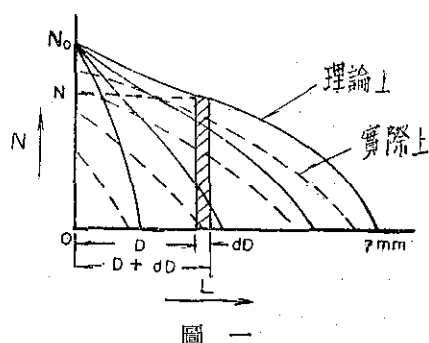
現在市面上有關敘述氣象雷達的書籍僅有研討應用雷達預先測定降雨之地點及時間者，然而尚無研討有關降雨來臨前之各種情形及雷達波長達二十五公分時對測定降雨之關係。

二、降雨時雨滴大小之分佈

巴坦氏 (Battarn) 建議，降雨時雨滴大小之分佈可應用下式表示：

$$N = N_0 e^{-\frac{D}{a}} \dots \dots \dots (1)$$

式中 N 之因次可說明如下：



圖一

圖一中表示空間雨滴粒徑與 N 之關係，現假設 M 表示一立方公尺之雨滴總數。

則 M (一立方公尺雨滴總數目) = 圖一曲線與軸間包圍之面積。

$$\text{即 } M = N \cdot L = \frac{\text{雨滴數目}}{L^3}$$

1. 聯合國「防颱防洪示範計劃」水文氣象專家。
2. 經濟部水資源統一規劃委員會工務員。

$$\therefore N = \frac{\text{雨滴數目}}{L^4} = \frac{1}{L^4}$$

故 $N \cdot dD$ 表示空間單位體積內雨滴粒徑在 D 與 $D+dD$ 間之雨滴數目， a 是雨滴參數 (drop size parameter)。此觀念把雨滴粒徑超過五公厘以上之數目估計過高，而使雨滴粒徑一公厘左右之數目估計過少，假設最大雨滴粒徑為七公厘。

雨滴粒徑、降雨強度及雨滴數之關係曲線可表示如圖二。

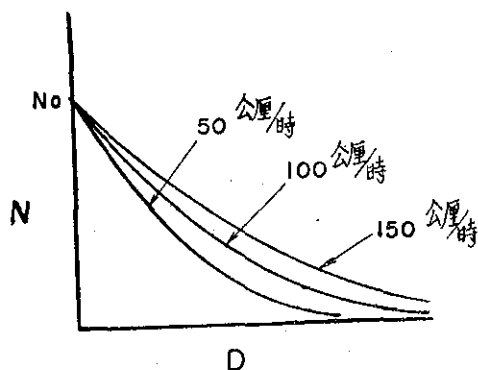


圖 二

即表示降雨強度愈強，同一粒徑之雨滴數目愈多。巴士多氏 (Best) 則以下式求 N 值。

$$N = \frac{6w}{\pi a^4} \cdot n \cdot x^{n-1} \cdot e^{-x^n} \dots \dots \dots (2)$$

式中 $x = \frac{D}{a}$ ， n 值為正數， w 表示空間單位體積內液態水之體積。當 n 大於四時雨滴直徑為零之出現頻率為零； n 小於四時，則此種雨滴之出現頻率為無限大。

三、雷達截面及有關之考慮因素

當水球之直徑小於雷達入射輻射波長 λ 之百分之四時，則水球之反射截面 (Back-scattering cross section) 可用下式表示之：

$$\frac{\pi^5}{\lambda^4} \cdot |K|^2 \cdot D^6 \dots \dots \dots (3)$$

此式可參閱巴坦氏 (Battan) 雷達氣象學 (參考文獻一) 之第二十七頁。吾人可用 K 表洛忍至參數 (Korentz parameter) $\frac{m^2-1}{m^2+2}$ 之值。 m 是目標物質 (水或冰) 的複合折射指數，可用 $n-ik$ 表之。複合折射指數式中之 n 值是實數， k 是水或冰之吸收係數 (Absorption coefficient)。如研討對象為水， n 及 k 兩者均為輻射波長及溫度之函數。若研討對

象為冰時，為實用之目的，複合折射指數式中之 n 值幾與波長及溫度無關，其值約為 1.78 左右。冰之吸收係數受溫度變化之影響甚大，但與波長則幾無相關。冰在溫度 $-T^\circ\text{C}$ 時，其 k 值可用下式求得。

$$k = 2.4 \times 10^{-3} \times \left\{ 1 - \left(\frac{T}{75.8} \right)^{0.1976} \right\} \dots \dots \dots (4)$$

此式之適用範圍為 $-25^\circ \sim 0^\circ\text{C}$ 間。在起初導演時即得此項結果。

吾人可把上述洛忍至參數用原子擴散潛能之形式表示：

$$K = \frac{m^2-1}{m^2+2} = \frac{4}{3} \cdot \pi \cdot N^1 \rho \cdot e^{-in} \dots \dots \dots (5)$$

式中 N^1 是空間單位體積之原子數， ρ 則表示原子擴散常數 (Scattering constant of atoms)。擴散常數依原子之性質及輻射波長之長短而定。 n 值表示原子輻射擴散角及入射輻射角之差。吾人可把第 (3) 式表示空間單位體積之原子密度數及組成原子之擴散常數。在此處，似可引伸其他的相互關係：

$$\begin{aligned} \text{得 } n^2 - k^2 &= \epsilon; \quad n^2 = \epsilon \mu > 1; \\ k^2 &= \epsilon(\mu - 1); \text{ 及 } k = \frac{\delta \lambda}{c} \dots \dots \dots (6) \end{aligned}$$

式中 ϵ 表示媒介物例如水或冰之電動常數 (dielectric constant)， μ 表示磁動滲透性 (Magnetic permeability)。電動常數 (dielectric constant) 及磁動滲透性 (Magnetic permeability)，兩者都是波長及溫度之函數。 δ 表示水或冰之比傳導性 (Specific conductivity)， c 表示光在真空中之速度。電動常數之值見表一。

表一 水的電動常數與波長及溫度之關係

波長 λ (公分)	23	10	3.21	1.24	0.62
溫度 $^\circ\text{C}$					
20	83.0	78.5	62.3	29.6	13.0
10	88.0	80.6	54.9	21.3	9.91
0	92.5	78.7	42.6	14.9	7.74

波長小於十公分各值已從甘氏 (Gunn) 和伊斯特氏 (East) 所著之圖表中計算出來。從這些數據可推算其他波長及各對應值，例如上表二十三公分下之各值便是。

水之磁動滲透性略大於 1，表二所列水之磁動滲透性與表一所列之項目相同。

輻射波長 23 公分之滲透性可從輻射波長 10 公分及

表二 水的磁動滲透性與波長及溫度之關係

波長λ (公分)	23	10	3.21	1.24	0.62
溫度°C					
20	1.00077	1.0050	1.0642	1.2759	1.5157
10	1.00210	1.0100	1.0847	1.3950	1.5670
0	1.00652	1.0275	1.1959	1.5153	1.5376

3.21 公分計算得來。在相同溫度下，需以 $\mu-1$ 之對數值與波長 (3.21 至 23 公分範圍內) 存有直線關係為先決條件。我們可把巴坦氏雷達氣象學之第二十八頁中所列之表引伸，使之含有 23 公分之輻射值。在表三列有上述數字。其值如下：

表三 輻射波長 23 公分時水之複合折射指數值 (公尺) 與溫度之關係

溫度 °C	20°	10°	0°
n	9.11	9.38	9.62
k	0.253	0.430	0.77
$ K ^2$	0.931	0.935	0.939
負 k 之虛數部分	0.00191	0.00296	0.00491

其他波長之複合折射指數值與溫度之關係可參閱巴坦氏雷達氣象學之第二十八頁。

我們可把在 0°C 至 20°C 間之 $|K|^2$ 值分別用 k_1 ($1+e_1$) 及 k_1 ($1-e_1$) 表之，不同波長之 k_1 及 e_1 值可參閱表四。

表四 當 $|K|^2 = k_1 (1 \pm e_1)$ 時， k_1 及 e_1 在 0°C 至 20°C 之值。

介質：水					
波長(公分)	23	10	3.21	1.24	0.62
k_1	0.935	0.931	0.929	0.912	0.862
誤差 e_1 (%)	0.43	0.32	0.13	-0.76	-3.58

在某一限定之溫度內，水之 $|K|^2$ 值是波長的函數，觀上表所列之關係即可確信無訛。上表所列之波長其誤差在 4% 以下。

四、雷達反射率與降雨強度

以某單一的球體為討論對象，雷達反射率 Z 可用 D^6 表之。降落地面之雨是由不同大小之雨滴所組成，我們可把雷達反射率之定義用下式表之：

$$Z = \int_0^{\infty} N \cdot D^6 \cdot dD \dots\dots\dots (7)$$

(假設所有大小雨滴之分佈可用(1)式表示)

$$= N_0 \int_0^{\infty} D^6 e^{-\frac{D}{a}} \cdot dD = 720 \cdot N_0 \cdot a^7 \dots\dots\dots (8)$$

我們雖把雨滴直徑由零積分到無限大，但事實上，天然最大可能雨滴之直徑約為七公厘。式中負數可使積分所得之值收斂，而使本來很粗略之分析成為在實際應用上極為有用之關係式。

我們知道，在空間降雨時，雨滴可被雷達發出的波柱所照明。假設空氣處於靜止狀態之雨滴降落經過空間之末速度為 V ，雨滴直徑為 D ，則雨滴重 = $\frac{\pi}{6}$

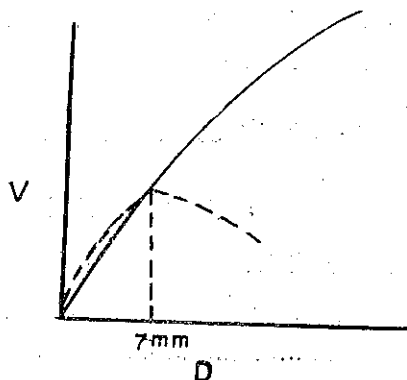
$\rho g D^3$ ，風衝力 (wind thrust) = $\frac{\lambda \pi D^3 V^2}{4}$ ，在無加速速度之情況下

則 雨滴重 = 風衝力

$$\therefore \frac{\pi}{6} \rho g D^3 = \frac{\lambda \pi D^3 V^2}{4}$$

$$\therefore V = c \sqrt{D}$$

由此關係式可繪成理論上之 V 與 D 之關係曲線如圖三。



圖三

圖三中實線為理論上之關係曲線，虛線則以觀測值繪成的。雨滴直徑在七公厘以前成圓形，超過七公厘則開始變形而分裂。由 $V = c\sqrt{D}$ 之關係式知，雨滴速度與雨滴直徑之平方根成正比。由此可更進一步求得降雨強度與參數 a 之關係式。

$$R \text{ (降雨強度)} = N \times (\text{雨滴下降速度}) \times (\text{雨滴體積})$$

$$= \frac{1}{L^3} \times \frac{L}{T} \times \frac{L^3}{1} = \frac{1}{T}$$

$$\text{故 } R\left(\frac{L}{T}\right) = \int_0^{\infty} N \cdot (c\sqrt{D}) \cdot \left(-\frac{\pi}{6} D^3\right) \cdot dD$$

$$= \int_0^{\infty} N_0 \cdot e^{-\frac{D}{a}} \cdot c \sqrt{D} \cdot \frac{\pi}{6} D^3 \cdot dD$$

$$= \frac{\pi}{6} c N_0 \int_0^{\infty} e^{-\frac{D}{a}} \cdot D^{3\frac{1}{2}} \cdot dD \dots \dots \dots (9)$$

$$\text{令 } \frac{D}{a} = x \quad \text{則 } dD = a dx$$

$$\therefore R = \frac{\pi}{6} c N_0 \int_0^{\infty} e^{-x} (ax)^{3\frac{1}{2}} a dx$$

$$= \frac{\pi}{6} c N_0 a^{4\frac{1}{2}} \int_0^{\infty} e^{-x} \cdot x^{3\frac{1}{2}} \cdot dx$$

$$\therefore R = \frac{\pi}{6} c N_0 a^{4\frac{1}{2}} \Gamma(4\frac{1}{2})$$

$$\Gamma(4\frac{1}{2}) = (4\frac{1}{2})(3\frac{1}{2})(2\frac{1}{2})(1\frac{1}{2})(\frac{1}{2}) \sqrt{\pi}$$

$$= \frac{105}{16} \sqrt{\pi}$$

$$\text{設 } N_0 = 8 \times 10^5 \quad c = 130$$

$$\therefore R (\text{公尺/秒}) = \pi \times \frac{130}{6} \times 8 \times 10^5 \times a^{9/2} \times \frac{105}{16} \pi$$

$$= \frac{35}{32} \pi^{3/2} \times 130 \times (8 \times 10^5)$$

$$\times (\frac{a}{10^3})^{9/2} \dots \dots \dots (10)$$

(a : 公厘)

$$R (\text{公尺/秒}) = R \times 10^3 \times 60^3 (\text{公厘/時})$$

將(10)式兩邊開 $9/2$ 乘方

$$\text{則 } \frac{a}{R^{2/9}} = [10^3 \times 60^3 \times \frac{32}{35} \times \frac{10^{27/2}}{\pi^{3/2} \times 130 \times 8 \times 10^5}]^{2/9}$$

$$\therefore R = \frac{R^{2/9}}{4.32} (R : \text{公厘/時}, a : \text{公厘}) \dots \dots (11)$$

由(8)、(10)兩式可得

$$Z = 720 \cdot N_0^{-5/9} (\frac{32}{35} \cdot \pi^{-1\frac{1}{2}} \cdot R \cdot c^{-1})^{14/9}$$

$$\dots \dots \dots (12)$$

由(11)式可得

$$R = 723 a^{9/2} (R : \text{公厘/時}, a : \text{公厘})$$

此式與巴坦氏 (Battan) 雷達氣象學中之 $a = \frac{1}{\lambda}$

$$= \frac{R^{0.21}}{4.1} \text{ 極爲相近。}$$

又可導得下式：

$$Z (\frac{\text{公尺}^6}{\text{公尺}^3}) = Z \times 10^{-18} (\frac{\text{公厘}^6}{\text{公尺}^3})$$

$$= \frac{720}{(8 \times 10^5)^{5/9}} \cdot \left\{ \frac{32}{35} \cdot \pi^{-1\frac{1}{2}} \times 130 \times 10^3 \times 60^3 \right\}^{14/9}$$

(R : 公厘/時)

上式可化爲

$$Z = 207 R^{14/9} = 207 R^{1.6} \dots \dots \dots (13)$$

式中之單位 Z 爲公厘⁶/公尺³，爲 R 公厘/小時。

在熱帶地區降雨強度若超過 10 公厘/小時則極爲重要。故在熱帶地區應用氣象雷達於洪水警告，其應注意之降雨強度範圍爲 10-100 公厘/時。吾人選擇降雨強度 50 公厘/時，爲在熱帶降雨之代表。則由式知，雨滴參數 a 爲 $\frac{50^{0.21}}{4.1} = 0.55$ 公厘。

第(8)、(9)兩式含有 $D^n e^{-\frac{D}{a}}$ 之形式，求 Z 時 n 用 6，求 R 時 n 用 $3\frac{1}{2}$ 。當積分式已知時，變數 D 與積分之最大相關爲 $D = n \cdot a$ 。據此我們可得一結論，即最適於估計雷達反射率之有效降雨粒徑爲 $6 \times 0.55 = 3.3$ 公厘，而最適於估計雨量之粒爲 $3.5 \times 0.55 = 1.93$ 公厘。

如我們隨意選擇氣象雷達之波長而不會發生錯誤時，我們即可用雷倫夫氏 (Rayleigh) 之近似法解之。此時，波長可超過理論之邊際值 $\frac{10 \times 3.3}{4.14} = 7.96$ 公分。

如把輻射波長從 3.21 至 23 公分之範圍及周圍溫度 0°C 至 20°C 之情況稍加留意，則可從表四查出 $|K|^2$ 值之變化在 0.9275 ($\lambda = 3.21$ 公分, $T = 20^\circ\text{C}$) 到 0.939 ($\lambda = 23$ 公分, $T = 0^\circ\text{C}$) 之間。若將用表四所列之值， $k_1 = 0.933$ ，則誤差 e_1 僅爲 0.62% 或小於已列在表四各波長與溫度相關之誤差。因此運用雷倫夫氏之近似法計算，可得正確之結果。我們再把第(8)式化爲：

$$\text{空間單位體積反射截面} = 0.933 \times \pi^6 \times \lambda^{-1} \times Z \dots \dots \dots (14)$$

吾人務須切記，在限定之溫度與波長下，極小之雨滴所發生之誤差可略而不計。

五、降雨量依波棒 (Wave band ; 10 公分至 23 公分) 之大小而遞減

一般書籍中已詳載有關輻射波長在 10 公分或小於 10 公分對降雨區逐漸遞減之知識。本文是導演應用波長 10 公分至 23 公分可確實用於預估降雨量之知識。

作者撰寫本文曾參閱喜首氏 (Hiser) 及夫來西門氏 (Freseman) 之著作。

巴坦氏 (Battan) 在第四十六頁所示 (a) 從麥氏 (Mie) 近似法導出之總分散水球數與 (b) 用雷倫夫氏近似法計算之總分散數之比值。巴坦氏 (Battan) 已把甘氏 (Gunn) 及伊斯特氏 (East) 起被所寫著之部分繪成圖表，吾人稱此比值爲 ϕ 。

依巴坦氏 (Battan) 法, 可得 $\alpha = \frac{\pi D}{\lambda}$ 。式中 $\alpha < 0.3$ 。
 $\log \log \phi$ 及 $\log \log \frac{100\alpha}{3}$ 存有直線相關, 可確
 認無誤。在熱帶地區, 暴雨之最大雨滴直徑證實為七
 公厘。波長10公分時 $\alpha = 0.22$, 又波長23公分時 $\alpha =$
 0.096 。由此吾人可得下面的結論, 即在這些之範圍
 內, 可得直線相關。

在 18°C 之溫度情況下, 波長10公分時, 可採用
 下列之值, $|K|^2 = 0.9287$, 虛數 $-k = 5.04 \times 10^{-3}$ 。在
 同溫度下, 波長 23 公分時, $|K|^2 = 0.932$, 虛數 $-k =$
 2.07×10^{-3} 。

為實際運用方便計, 可寫為

$$\log_{10} \log_{10} \phi = c + m \log_{10} \log_{10} \frac{\alpha}{0.03}$$

上式適用範圍: (a) 波長=10公分 $\alpha < 0.22$
 (b) 波長=23公分 $\alpha < 0.096$

其關係數如下:

$\lambda = 10$ 公分	23 公分
$c = 0.1512$	0.31
$m = 2.9733$	3.17

波長10公分至23公分之 c, m 值可引伸之。

$R =$	10	50	100	150	公厘/時
$\phi \cdot Q_a =$	0.0029525	0.014640	0.030582	0.048196	分貝/公里
$\phi \cdot Q_s =$	0.0001264	0.002266	0.007603	0.01384	分貝/公里
$k = \phi \cdot Q_t$	0.0030789	0.016906	0.038185	0.062036	分貝/公里

上列數字取兩位有效數字, 以表示 k 值在波長10公分之能量由於在降雨中吸收及擴散之情形。
 波長23公分時, 其相當之數據如下:

$R =$	10	50	100	150
$\phi \cdot Q_a =$	4.432×10^{-4}	1.736×10^{-3}	3.181×10^{-3}	4.478×10^{-3}
$\phi \cdot Q_s =$	2.616×10^{-10}	2.904×10^{-9}	7.971×10^{-9}	1.407×10^{-8}
$k = \phi \cdot Q_t = \phi \cdot Q_a$ (為實用上之目的)				

k 值可用 (公貝/公里) 表示是單程觀測之結果。

由此吾人可輕易導出下列結果:

$$\left. \begin{array}{l} \text{波長10公分時, } k = 2.58 \times 10^{-4} \times R^{1.079} \text{ 分貝/公里} \\ \text{波長23公分時, } k = 6.3 \times 10^{-5} \times R^{0.839} \text{ 分貝/公里} \end{array} \right\} R \text{ 公厘/時}$$

現在我們可把巴坦氏 (Battan) 及雷德氏 (Ryde) 以波長10公分算得之結果比較如下:

$R =$	10	100	公厘/小時
k (直接計算):	0.0030789	0.038185	分貝/公里
巴坦氏 (第49頁) $K_2 R =$	0.003	0.03	分貝/公里
雷德氏	0.00282	0.0318	分貝/公里
k (從 $2.58 \times 10^{-4} \times R^{1.079}$ 式中算得)	0.0031	0.0372	分貝/公里

一般言之, 上表所列之值, 均可滿足需要。

以下運用之符條仍為通用之符號。

Q_t (水球總吸收之截面) $= \phi (Q_s + Q_a)$, 式中

$$Q_s = \frac{2}{3} \pi^5 \cdot D^6 \lambda^{-4} |K|^2$$

$$Q_a = \pi^2 \cdot D^2 \lambda^{-1} \cdot I_m (-k)$$

因此 Q_s 及 Q_a 兩式中都含有 $A \cdot D^n$ 。如 D 及
 λ 之單位用公厘, 橫斷面用 (公厘)² 表示, 則可求得
 ϕ, A, D^n 等值, 其中 n 值為 6 或 3。

降雨遞減率 K 受截面因素 ϕ, A, D^n 之影響而
 增加, 可用下式表示:

$$\int_0^{7mm} \phi A D^n \cdot N_0 e^{-\frac{D}{a}} \cdot dD \quad \text{單位: (公厘)}^{-1}$$

式中 D 為公厘 $N_0 = 8 \times 10^{-6}$ (公厘)⁻⁴, 上式之
 積分式乘以 4.3429×10^6 則可把單位化為分貝/公里。
 係數 4.3429 即為 $10 \log_{10} e$ 之值。

設降雨強度為 R , 則可誘導出下列關係。

$$\begin{array}{l} R = \quad 10 \quad 50 \quad 100 \quad 150 \text{ 公厘/小時} \\ a = \quad 0.3956 \quad 0.5546 \quad 0.6415 \quad 0.6985 \quad \text{公厘} \\ x_1 = \frac{7}{a} = 17.695 \quad 12.622 \quad 10.912 \quad 10.021 \end{array}$$

為簡便計, 以無意變數 (Dummy varite) x 代
 替 D 來積分, 則可從 $x=0$ 積分到 x_1 。波長10公分時
 , 有下列關係。

結 論

本計算毋需太精細，綜上所述可得下面良好之結果： $Z = 207R^{14/9}$ ，開始之降雨粒徑分佈 $N = N_0 e^{\frac{D}{a}}$ 及末速度 $C \cdot D^{\frac{1}{2}}$ 等三式。上述公式與一般採用之公式 $Z = 200R^{1.6}$ 極為相近。同時亦可得 $a = \frac{R^{2/9}}{4.32}$ 之關係式。在降雨強度 1 至 100 公厘/時之範圍內， $\log k$ 與 $\log R$ 非為直線相關。用雙對數座標繪此曲線時，曲線有部分上突亦有部分下陷。在 $k = c \cdot R^n$ 式中 R 如超過 10 公厘/時，則式中之 c 及 n 為常數。

應用兩種不同雷達測定降雨時，可大拉氏 (Kodaira) 把指數 n 簡化變成相同，即 $n=1$ 。 c 及 n 兩值之大小依波長、溫度、降雨強度之大小而定。本文計算降雨量所用之公式係假設當時之周圍溫度為 $18^\circ C$ 。

倘若兩個雷達同時用來測定降雨量，最好開始就能確定溫度之範圍及能測得之降雨強度。上述兩者能確定後，我們即可求出波長 λ_1 及 λ_2 ，而而使雨滴用 $c_1 R^n$ 及 $c_2 R^{1/n}$ 之形式表示。式中 c_1 及 c_2 之值差異甚大，但 R 之指數則幾乎完全相同。如可能的條件大致求定後，還要繼續完成下列工作：

- (1) 自始至終之水球總吸收量。
- (2) 求定雨滴大小分佈。
- (3) 運用光學於球面調和之理論。

更重要的是要實際運用不同之雷達做不同波長之探測，以印證在降雨來臨時應用雷達測定降雨強度之正確性。

由前所述知，雷達觀測之雷達反射率 Z 可計得降

雨強度。由降雨強度 R ，雷達拍攝之雨型 (Rainsheld) 長度 L ，當地之集水區效率參數 E (Catchment efficiency parameter) 及颱風中心移動速度 U ，用 $P = \int_0^1 R \frac{dt}{ds} dl = \int_0^1 \frac{R}{U} ds$ 求得降雨量。

式中如颱風中心移動速度 U 為零，則 $P = \int_{t_1}^{t_2} R dt$ ，如 U 為等速度，則 $P = \frac{1}{U} \int_{l_2}^{l_1} R \cdot dl$ ，又如颱風不等速度移動，則 $P = \int_0^1 \frac{1}{U} dl$ 。式中單位， R ：公厘/時， U ：節 (knot)， l ：海裡， P ：公厘。

故本篇所介紹之理論與解法，可運用於利用雷達搜集之資料預估颱風來臨時降雨量之測算工作。

參 考 文 獻

1. Louis J. Battan, Radar Meteorology, The University of Chicago Press 1959.
2. A. C. Best, The Size Distribution of Raindrops, Royal Meteorological Society, Quarterly Journal, No. 76, 1950.
3. Homer W. Hiser & William L. Freseman, Radar Meteorology.
4. Kodaira, Weather Research Notes, # 90, 1967, Japan Meteorological Association, pp 54-56.
5. Ryde, The Attenuation and Radar Echoes produced at Centimetre Wavelengths by Various Meteorological Phenomena, London Physical Society 1964, pp 169-188.

Volume 16, Number 3

September 1970

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Articles

- A Study of the Summer Rainfall in Taiwan and its Relation
to Typhoons..... YUAN-HENG WEI.....(1)
- Air Temperature Climatology of High Mountains in
Taiwan..... KE-HSUN CHI.....(13)
- Intensity-Frequency Relation for Felt Earthquakes in
Taiwan..... MIN-TUNG HSU(24)
- A study of Medium-Range Low Temperature Forecasting
in Taiwan Area..... CHIN-HUAI HSU.....(29)
- The Climate of Amoy..... YEUCH-NGO CHANG..... (36)
- Study on the High Water Interval over
Tanshui Harbor..... YUH-JANG CHOU..... (46)
- Approaches to Estimation of Precipitation in the Area
of Radar Meteorology S. J. Bock.....(53)

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為第一類新聞紙類

氣象學報

季刊

第十六卷 第四期

目次

論著

亞洲區域噴射氣流之特性及其對於臺灣天氣變化之影響…萬寶康……(1)

天氣幅度擾亂與高空風之分析……………徐明同、謝信良、林民生……(22)

報告

民國五十九年颱風調查報告第一號颱風芙安……………研究室……(48)

氣象學報

(季刊)

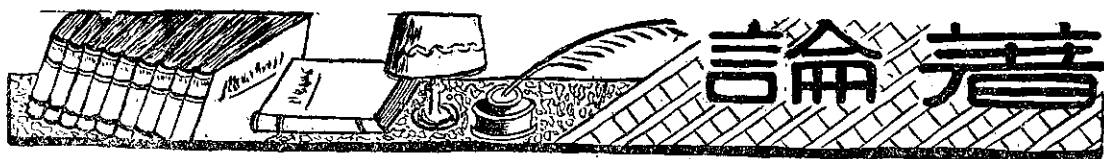
第十六卷 第四期

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：三三四七二四

中華民國五十九年十二月出版



亞洲區域噴射氣流之特性及其對於臺灣天氣變化之影響*

萬 寶 康

The Characteristics of the Jet Streams over Asia and Their Influences on the Weather Changes in Taiwan

Pao-kang Wan

Abstract

In the middle of October every year, there is a strong westerly wind coming from the Northwest Africa to reach the Middle East Asia. Its height is about 200 mb or 12 kilometers. The maximum wind speed in its core may reach 100 knots or more. It is the beginning of the subtropical jet in the Asian region. In spite of the loftiness of the Tibetan Plateau, the upper westerly wind is splitted into two branches, i. e. the northern and southern branches. They detour around the northern and southern peripheries of the Plateau. Each of them becomes a jet stream itself. These two jets recombine again in the Japan region. Its intensity may reach 300 knots or more.

The time of occurrence of the southern jet in the south of Himalayas is the middle of October. It starts to move southward after its appearance. Its position between November and January is almost stationary. February is the time when it reaches its southern limit. After March, the southern jet moves back northward and finally disappear in the end of May or the beginning of June in a sudden.

The weather changes in Taiwan area are controlled by the southern jet during its active period. According to the regular oscillation of the southern jet, the Taiwan area may be divided into four natural synoptic seasons with unequal lengths. The winter season starts from the middle of October ends in the end of February. It lasts about four and half months. It is the most active period of the southern jet. The northeastern part of the island is cold and rainy while the southwestern part is warm and dry. The spring season starts from the beginning of March and ends in the end of

* 本研究之完成得國家科學委員會之補助。

May or the beginning of June. It lasts about three months. The weather is variable throughout the period. The summer season starts from the beginning of June and ends in the middle of September. It lasts about three and half months. Heat thunderstorms prevail all over Taiwan particularly in the southwestern mountainous regions. Typhoon invasions are also frequent. Intense floods may be resulted after the heavy rain with the passage of typhoons. The autumn season starts in the middle of September and ends in the middle of October. It lasts about only one month. It is a short transitional period with heat and cold spells. The southern part of the island may still be affected by the occasional typhoon visits.

The average height of the Tibetan Plateau is about 4.5 kilometers above the mean sea level. It rises to more than one third of thickness of the troposphere. Dynamically, it not only acts as a huge obstacle to the upper westerly wind but also forms a stagnant region in the leeward side over Szechwan Basin. In the downstream region, there is a convergence zone which extends from the Lake Basin to the Japan area. A deep layer of multiple subsidences appear on the equatorial side of the southern jet. Thermally, the southeastern portion of the Plateau is a warm source while the rest of it is a cold source. The intensification of the southern jet in the southeastern portion of the plateau may be due to its passage over that portion by absorbing large amount of heat energy therefrom. Therefore, the southern jet is always stronger than the northern one.

Short waves may travel along the southern westerlies and enter the Chinese border by the way of Indo-pakistan and Burma. Most of them may reach the Taiwan area. These short troughs are sometimes associated with low-level "western disturbances". Most of these small shallow cyclones fill up before they approach the Chinese region. Although few may survive to skip over the Yunnan-Kweichow Plateau and regenerate over the Sikiang Valley by admitting the additional warm and wet air from the south. During the passage of the upper troughs, incipient cyclones may also generate in the Lake Basin, Sikiang Basin and over the East or South China Sea along the retarded polar front. Some of them may by-pass the vicinity of Taiwan. Few comes directly through this area. Therefore, the topographical rain produced by the northeast monsoon in the northern part of Taiwan is still more important than the cyclonic rain during the active period of the southern jet.

The polar outbreak is always led by a polar front. In the East Asia region, the polar-front jet is accompanied by the polar front in the north of latitude 35°N . Since the polar-front jet combines with the subtropical jet near the latitude 35°N , there is no more polar-

front jet to accompany the polar front as the polar front proceeds southward. Owing to the southward protrusion of the polar westerlies in the mid-troposphere, a "mid-tropospheric jet" is formed in the convergence zone between the polar westerlies and southern westerlies. The "mid-tropospheric jet" is, therefore, closely related to the intense outbreaks of the cold waves but has nothing to do with the seasonal shift of the southern jet in the upper troposphere. The height of the "mid-tropospheric jet" is about 500 mb or 6,000 meters. The slope of the convergence zone inclines downward from north to south more or less like a cold front. It may retain to a period of one week or so to produce a persisting bad weather situation over the Taiwan area.

Further studies are needed on the problem whether the "mid-tropospheric jet" appeared between the latitudes 25° - 20° N is the polar-front jet itself or not.

一、前 言

1933 年 V. B. Bjerknes 等從北半球冬季大氣平均縱剖面圖上發現其中有一股運動迅速之強烈西風帶，其後 Willett (1944) 作出北美區域之冬季大氣平均縱剖面圖，亦顯見有相似之現象，但均未引起一般氣象學者之重視。惟二次大戰期間，美軍飛往日本執行任務之飛機曾在高空實際遭遇此種強烈之西風。在歐洲戰場方面，以英國為基地之盟軍飛機亦曾受到同樣強烈西風之阻撓。此種強烈西風出現於對流層之上部，即後來所謂之噴射氣流 (Jet stream)。因當時缺乏充分之觀測資料，故在 1946 年以前未能激發普遍之研究興趣。

1947 年美國氣象局之 Namias 首先著文解釋對流層上部西風速度之變化。認為此種噴射氣流乃對流層上部兩支西風匯合之結果。其一文來自南方較暖之低緯度，另一支來自北方較冷之高緯度，此兩支西風各附有大規模之波動分別以不同之速度移動，當兩者呈現異相位時，即可由此種波動形態產生其匯合作用，並將兩支西風之大量能量集中於一狹窄之帶狀區域內，多數之等溫線亦因之密集其中。由此種積聚能量之宣洩，終於使西風之速度在此一狹窄帶內為之增強而到達一巔值。此即噴射氣流之匯合說 (Confluence theory)。

在 Namias 之匯合說發表後，若干在美國芝加哥大學氣象系執教之各國氣象學者亦在 Rossby 領導之下從事於同一問題之研究 (1947)。彼等從另一方面着手，認為此一狹窄強烈西風帶乃由於若干大規

模熱力推動之側面混合作用所致。此種側面混合作用並有使其絕對渦度達於均衡之趨勢。於是將強烈之風速與溫度梯度均集中於一狹窄之帶狀區域內。此即噴射氣流之混合說 (Mixing theory)。此一學說認為混合區內之位能具有週期性之堆積現象，當其大量之位能釋出並轉變為動能時，即可在緯度 30° 至 50° 之對流層頂附近產生一股強烈之噴射氣流。

此兩種學說大致有以下三個主要之不同觀點：

(一) 匯合說認為兩個方向相反氣流匯合所產生之力管場為造成噴射氣流之基本原因，而混合說則認為力管場之加強及其產生之噴射氣流乃大規模渦旋側面混合之結果。

(二) 匯合說認為側面混合所促起之渦度輸送係發生於噴射氣流建立之後，而混合說則認為無顯著之匯合現象存在時亦可由渦度輸送而產生噴射氣流。

(三) 匯合說認為噴射氣流之縱剖面圖內有一直接之

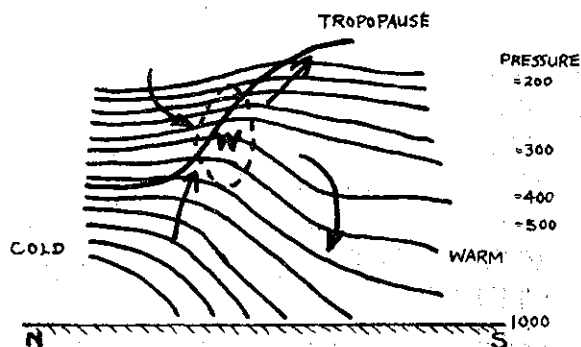


圖 1：可能之沿子午線運動與西風帶流最大值有關之調整，細線表示等溫面，粗線表示對流層頂。

沿子午線環流如第一圖。圖中顯示噴射氣流之北方有冷空氣下降，南方則有暖空氣上升。混合說則認為噴射氣流區域之縱剖面圖內僅有一反向或間接之沿子午線環流如第二圖。圖中顯示在赤道方面，空氣自最大西風高度下降，並於噴射氣流中心之下方上升。此種反向胞系可加強其溫度梯度並助長噴射氣流之發展。在此一環流模式中，噴射氣流北方及下方之較冷空氣因上升絕熱膨脹而更冷，南方之較暖空氣因下降絕熱壓縮而更熱。

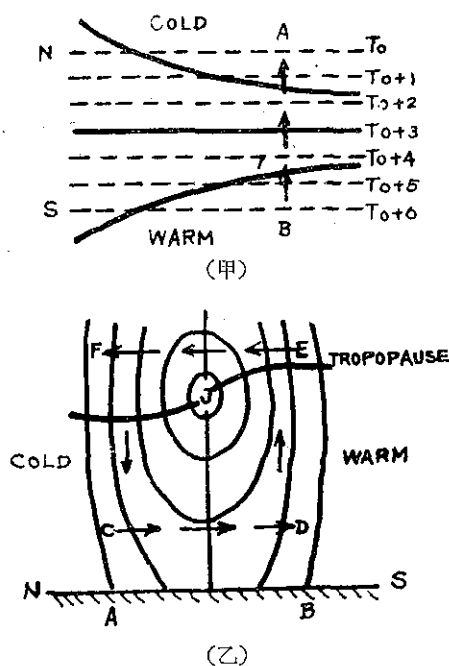


圖 2：(甲) 表示簡單之對稱匯合，粗線表示氣流線（或等壓線），虛線表示等溫線，由北向南增加；(乙) 表示沿 AB 線之縱剖面圖，細線表示等風速線，並在噴射氣流中心達到最大值，短矢表示沿子午線環流，粗線表示對流層頂。

Namias (1947) 與 Rossby 等人 (1947) 之研究結果各有其適用之價值，目前尚無定論。惟兩者均僅適用於北美區域一段時間（一月或一季）平均縱剖面圖之解釋：其中僅有一股噴射氣流之存在。Palmen (1948), Palmen 與 Nagler (1948) 及 Palmen 與 Newton (1948) 等復利用逐日沿一經度線之瞬時剖面圖研究噴射氣流與極鋒活動之關係，獲悉極鋒帶內沿子午線溫度梯度之集中與狹窄強風帶內西風帶流之集中似同出於一轍，故任何適用於鋒生之理論亦可適用於此種噴射氣流生成之解釋。同時認為此種噴射氣流與極鋒及力管環流之動力作用均有直接之關聯，並

與沿子午線之氣團交換有關。此等研究結果導致另一股噴射氣流之發現，此之謂噴射氣流之鋒面說 (Frontal theory)。

Defant 與 Taba (1957) 應用 1955 年一月一日北半球各經度之高空氣象觀測資料繪製當日之平均縱剖面圖，曾繪出北半球冬季同時存在之兩股噴射氣流。其南方之一股為 V. Bjerknes 等最初發現之副熱帶噴射氣流 (Subtropical jet)，北方之一股則為 Palmen 等發現之極鋒噴射氣流 (Polar front jet)。但北半球冬季各區域之噴射並非一連續之西風帶流。副熱帶噴射氣流因太平洋與大西洋副熱帶暖心高壓之阻塞而斷裂為兩段，一段主要在北非及亞洲區域，一段主要在北美區域，其中欲以北非及亞洲區域之一段為流。極鋒噴射氣流則與極地空氣爆發有關，故其出現以極地空氣爆發之區域為限，如東亞、北美及歐洲等區域，其中又以東亞區域為最強。此等噴射氣流因所附大氣波動之影響常呈蜿蜒狀。

同時在一個區域內並不經常有兩種噴射氣流之存在。蓋副熱帶噴射氣流為一穩定性之噴射氣流，祇有季節性之南北移動，而極鋒噴射氣流則存在於短暫時間之內，且逐日隨同極鋒移動。故在長時間內（一季或一月）之平均縱剖面圖上，因平均計算之結果，祇見有一股副熱帶噴射氣流，而極鋒噴射氣流則不可見。是以平均縱剖面圖祇適用於副熱帶噴射氣流之研究，而極鋒噴射氣流則必須利用逐日縱剖面圖研究之。當然逐日縱剖面圖亦可適用於副熱帶噴射氣流，並藉以比較研究同時極鋒噴射氣流之相互關係。此等縱剖面圖之繪製以沿一經度線為宜，以決定其確定之位置，然後連接其相鄰各經度線之位置，以決定其在一個區域內之分佈狀態。一個區域或整個北半球平均縱剖面圖之繪製祇能略知其平均位置而不能獲悉其分佈狀態。

在亞洲方面，對於對流層上部副熱帶噴射氣流研究有成之第一人為 Yin (1949)。彼發現印緬地區夏季季風之入侵時間與喜馬拉雅山南麓噴射氣流之突然北移有關。認為此種噴射氣流應為亞洲區域兩支副熱帶噴射氣流中之一支。當北半球之高空西風帶流在冬季加強並隨太陽南移時，因受西藏高原之阻礙而分裂為兩支，各成為一支噴射氣流，如第三圖所示。此後對於此項問題之繼起研究者以 Chaudhury (1950)，Yeh (1950) 及 Mohri (1953) 等人之貢獻為最重要。

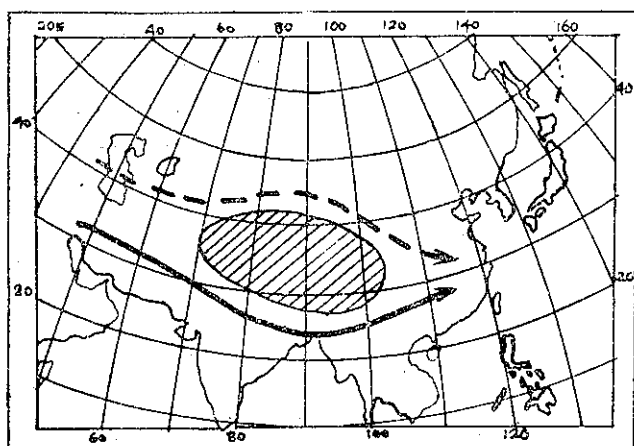


圖 3：西藏高原南北氣流形態概況圖，實線表示南支噴射氣流，虛線表示北支噴射氣流。

通過我國中南部之兩支副熱帶噴射氣流與此一地區之天氣變化有密切之關係。其北支噴射氣流因所經我國西北部之新疆與甘肅、寧夏、青海一帶高空氣象觀測資料稀少，其詳情至今尚未十分明瞭。而南支噴射氣流經過巴基斯坦、印度、緬甸及我國西南部之雲南、貴州一帶，高空氣象觀測資料比較豐富，已經中外氣象學者作有不少有價值之研究。本文之主旨在綜合研究亞洲區域此一副熱帶噴射氣流之特性及其對於臺灣天氣變化之影響。同時研究東亞區域極鋒噴射氣流之活動以及臺灣上空對流層中部噴射氣流之形成問題，使吾人對於東亞區域極鋒噴射氣流所予臺灣天氣變化之影響有更進一步之認識。

二、亞洲區域副熱帶噴射氣流之分裂與復合

每年十月中旬至五月底或六月初有一股強烈之西風自西北非洲區域到達中東，其中心最大風速恒逾每小時 100 哩，高度約在 200mb 或 12 公里附近。此即亞洲區域副熱帶噴射氣流之起源。此一股副熱帶噴射氣流在接近西藏高原之前，在經度 65°E 附近之阿富汗上空已開始分裂為二：其北支繞過西藏高原北緣之崑崙山北麓，經由塔里木盆地，河西走廊，黃土高原，黃淮平原，在長江口以北區域上空出海。其南支繞過西藏高原南緣之喜馬拉雅山南麓，經由巴基斯坦，印度及緬甸進入我國國境，再經由雲貴高原，兩湖盆地，在長江口以南區域上空出海。兩者在西藏高原之背風面形成一顯著之輻合帶 (Convergence zone)。此一輻合帶曾經 Thomson (1951) 首先在所製東南亞及西太平洋十一月至三月常見之氣流型式圖中予以繪出。

此兩支噴射氣流出海後，再在日本區域上空復合為一。其復合之處經常在經度 130°E 以西，惟有時在經度 130°E 以東。如在經度 130°E 以東復合，則經度 130°E 之縱剖面圖上仍出現兩支噴射氣流，兩者之中以南支為主，北支強度較小。有時甚至在經度 140°E 以東始行復合，此種情形在美空軍東京氣象中心 (1955) 所製經度 130°E 及 140°E 之逐月平均縱剖面圖上可以明顯看出。惟冬季三箇月中，均在經度 130°E 以西復合。

第四圖表示亞洲區域一至三月 200mb 附近副熱帶噴射氣流之平均位置及強度。

此一南支噴射氣流在隆冬一至三月期間，在帕米爾高原區域 (經度 76°E)，其平均位置約在緯度 28°N 附近，200mb 之平均中心風速約為每小時 100 哩。在西藏高原區域 (經度 90°E)，其平均位置約在緯度 27.5°N 附近，200mb 之平均中心風速亦在每小時 100 哩之譜。在雲貴高原區域 (經度 105°E)，其平均位置約在緯度 28°N 附近，200mb 之平均中心風速可達每小時 120 哩，較上游西藏高原區域增加 20 哩。在大陸沿海區域 (經度 120°E)，其平均位置約在緯度 30°N 附近之 180mb 處，較在西藏高原及雲貴高原區域之高度升高，其平均中心風速約為每小時 140 哩，較上游雲貴高原區域再增加 20 哩。

北支噴射氣流在同一時間內，在帕米爾高原區域，其平均位置約在緯度 40°N 附近，200mb 之平均中心風速約為每小時 80 哩。在西藏高原區域，其平均位置約在緯度 43°N 附近，200mb 之平均中心風速不明，應較遜於南支。在黃土高原區域 (經度 105°E)，其平均位置在緯度 42°N 附近之 250mb 處，較在西藏高原區域之高度降低，其平均中心風速約為每小時 85 哩。在大陸沿海區域，其平均位置約在緯度 37°N 附近，200mb 之平均中心風速約為每小時 120 哩，較上游黃土高原區域增加 35 哩。由此可見，在隆冬一至三月期間，亞洲各區域之南支噴射氣流普遍較北支之強度為大。

如將 Yeh (1958) 所作東亞區域經度 120°E 之一至三月平均縱剖面圖與 Hess (1948) 所作北美區域經度 80°W 冬季平均縱剖面圖相比較，即可見東亞沿海有兩支噴射氣流，而相對之北美東岸僅有一支噴射氣流。東亞沿海之南支噴射氣流之平均位置較北美噴射氣流偏南約四個緯度，其平均中心風速較大 40

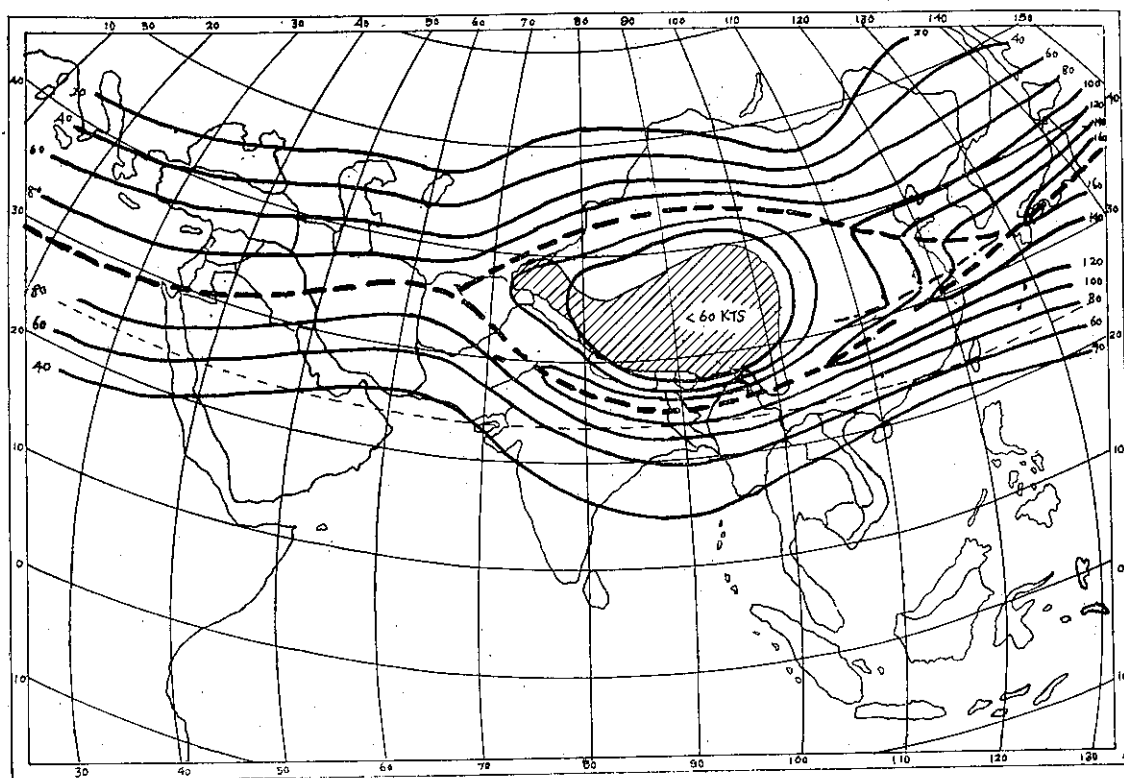


圖 4：亞洲區域一至三月副熱帶噴射氣流平均位置與強度圖

本圖利用三種資料製成，經度 76°E, 90°E, 105°E, 120°E 利用 Yeh 等 (12) 所得縱剖面圖，經度 130°E, 140°E 利用美空軍東京氣象中心 (18) 所得縱剖面圖，經度 76°E 以西利用 Namias 與 Clapp (3) 所得北半球一月噴射氣流位置及強度圖，惟最大風速中心軸線另根據有關資料予以修正，圖中實線表示等風速線風速單位為哩 / 時，虛線表示最大風速中心軸線，點橫線表示輻合帶。

裡。北支噴射氣流之平均位置則偏北約兩個緯度，其平均中心風速較大 20 裡。

在日本區域（經度 130°E 及 140°E），因南北兩支噴射氣流之復合，中心風速再行增加。根據美空軍東京氣象中心 (1955) 之研究，可知一至三月復合後噴射氣流之平均位置約在緯度 33°N 附近，200mb 之平均最大中心風速約為每小時 155 裡。但其個別位置及最大中心風速均可有甚大之差距。有時其最大中心風速可逾每小時 250 裡，甚至達到每小時 300 裡，但為數已甚少。日本潮岬上空過去曾有每小時達 352 裡之最高紀錄。惟超過每小時 300 裡之風速僅偶然出現，且不能持久至 12 小時以上。

此一股復合之副熱帶噴射氣流經過日本南部後，其強度復逐漸減弱，中心風速亦逐漸減小，終止於經度 140°W 附近，即位於夏威夷羣島與北美西岸之間。

亞洲區域冬季噴射氣流亦有強烈之水平及垂直風切。最強烈之水平風切發生於日本區域噴射氣流中心

之北方。每一緯度之水平風切可達每小時 50 至 80 裡，其南方亦偶見強大之水平風切。垂直風切則以噴射氣流之下方較上方為大。中心最大風速下方 3,000 至 5,000 公尺之間常有每 300 公尺相差每小時 50 裡之垂直風切出現。由水平與垂直風切之分析，顯示此一噴射氣流有其顯著之偏心現象。且在強大風切之區域亦常有激烈之晴空亂流存在。

三、南支噴射氣流之南北位移與強度之變化

根據過去若干氣象學者之研究，可知亞洲區域副熱帶南支噴射氣流在一年之存在時間中相當穩定。此一南支噴射氣流每年在喜馬拉雅山南麓出現之時間約為十月中旬，消失之時間則為五月底或六月初，其持續之時間可達七個半月左右。在十一月至一月間，其位置幾乎固定不變。北半球各區域之副熱帶噴射氣流均有相似之南北位移，但以亞洲內陸之進退為最早。然後自西向東順流而下，以北美區域為最遲。北美區域副熱帶噴射氣流之北移時間約為六月中旬，較亞洲

內陸可遲約二至三週。南移之時間則可自九月下半月至十月下半月，不如亞洲區域之穩定。由此可知北半球各區域副熱帶噴射氣流之南北位移與整個北半球大氣環流形態之演變有密切之關係。

此一南支噴射氣流因高空西風帶流之增強，在十月中旬突然在喜馬拉雅山南麓出現後即逐漸向南移動，至二月間而達到其南限位置。根據 Rossby 等 (1947) 絕對渦度保持不變之理論研究，認為副熱帶噴射氣流向低緯度移動時，強度增大，應以緯度 33°N 為其南限，因在緯度 33°N 以南，副熱帶噴射氣流即將由於動力性不穩定度之發展而迅速削弱，已不適於其繼續存在。此與美空軍東京氣象中心所得日本區域

一至三月噴射氣流之平均位置完全符合，但西藏高原南北兩支噴射氣流之平均位置則與此不同。美國氣象局曾於 1949 年對經度 80°E 南支噴射氣流在 500mb 天氣圖上之位置加以詳細檢查，認為通常在喜馬拉雅山之南方不超過 200 哩，即不超過緯度 27°N ，較日本區域噴射氣流之平均位置偏南六個緯度。北支噴射氣流之位移情形不明，大致於七、八月間達到其北限。根據沿經度 80°E 之縱剖面圖分析，可知此一北支噴射氣流在夏季最盛時期，可北移至緯度 41°N 附近，最大風速可達每小時 75 哩，高度在 200mb 或略高之處，較日本區域噴射氣流之平均位置偏北八個緯度。

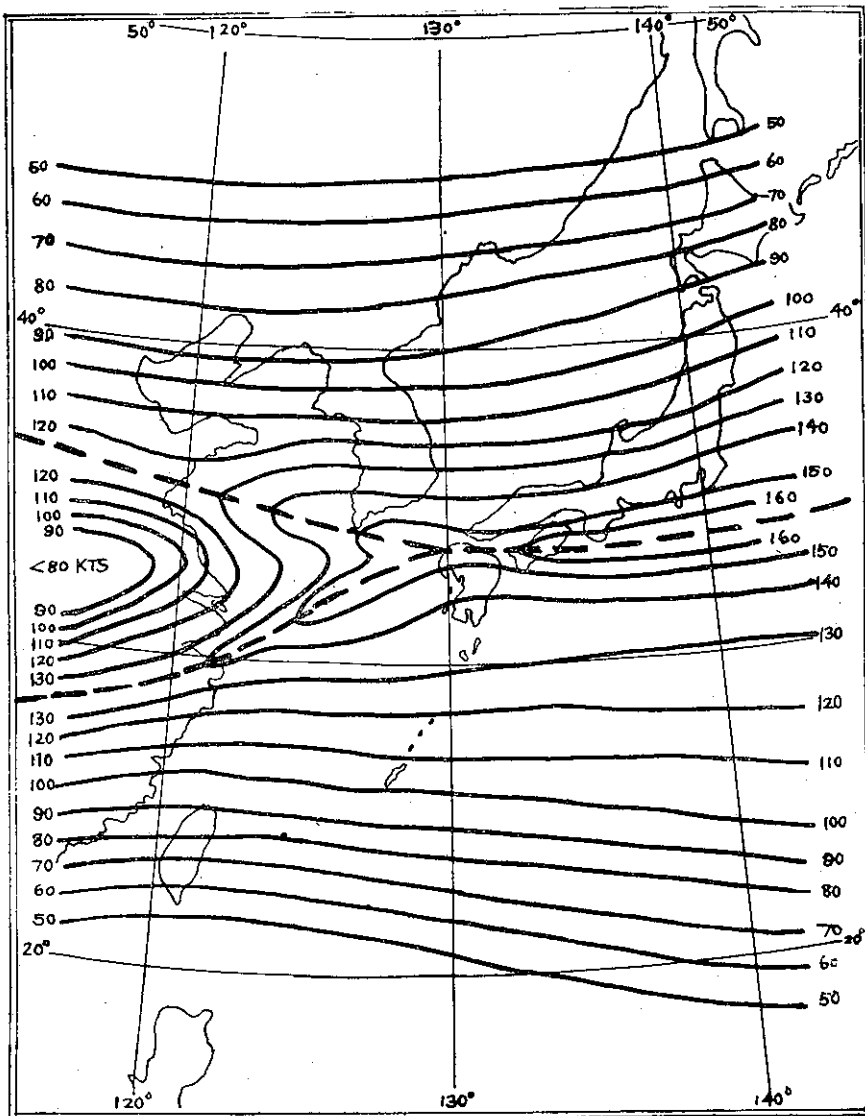


圖 5：東亞區域一月副熱帶噴射氣流之位置與強度

第五圖表示美空軍東京氣象中心(1955)所得一月份亞洲東部 200mb 副熱帶噴射氣流平均風速分佈及最大風速中心軸線之狀況。可見一月份日本區域噴射氣流最大風速中心軸線之平均位置在緯度 33°N 附近。大陸沿海區域南支噴射氣流最大風速中心軸線之平均位置在 29°N 緯度附近，較日本區域偏南四個緯度。而北支噴射氣流最大風速中心軸線之平均位置則在緯度 35°N 附近，較日本區域偏北兩個緯度。故 Rossby 等 (1947) 之理論僅適用於北美區域及東亞區域冬季單一噴射氣流平均位置之限制，但不適

用於亞洲大陸兩支噴射氣流同時存在平均位置之解釋。由第五圖亦可顯見一月份南北兩支噴射氣流係在日本西部之經度 130°E 附近復合，並成為單一之噴射氣流。

根據亢玉璣 (1965) 所得經度 121°E 附近臺灣北端桃園與南端東港兩地十月至六月逐月各等壓面之平均合成風，吾人可將其平均合成風向與合成風速分別為第一表及第二表。如風向穩定，則合成風向與最多風向相近，合成風速與平均風速相近，故此項資料尚可適用於噴射氣流之研究。

第一表 臺灣桃園與東港十月至六月各等壓面平均合成風向表

月 份	測 站	850mb	700mb	500mb	400mb	300mb	200mb	100mb
10	桃 園 港	E E	NW ENE	W E	W W	W W	W W	WSW SSE
11	桃 園 港	E SE	WSW W	WSW WSW	WSW WSW	WSW WSW	WSW WSW	WSW WSW
12	桃 園 港	E ESE	WSW SSW	WSW W	WSW W	WSW W	WSW WSW	WSW WSW
1	桃 園 港	N WNW	W W	W W	W W	W W	WSW WSW	W W
2	桃 園 港	SSE ENE	W W	W W	W W	W W	WSW WSW	W WSW
3	桃 園 港	WSW ENE	W W	W W	W W	W W	WSW WSW	W W
4	桃 園 港	SW ESE	W WSW	W W	W W	W W	WSW W	W W
5	桃 園 港	SW ESE	WSW W	W W	W W	W W	W NW	NW N
6	桃 園 港	SW SW	WSW SW	W WSW	W WSW	W NW	WNW NNW	NNE NE

第二表 臺灣桃園與東港十月至六月各等壓面平均合成風速 (哩 / 時) 表

月 份	測 站	850mb	700mb	500mb	400mb	300mb	200mb	100mb
10	桃 園 港	12.6 4.0	2.5 3.6	12.2 5.3	18.6 7.6	24.8 10.0	28.0 13.1	14.0 4.9
11	桃 園 港	9.7 3.9	11.6 4.9	33.2 19.3	47.5 33.1	60.4 41.5	69.2 47.1	44.6 23.8
12	桃 園 港	4.8 3.3	14.3 13.8	48.2 44.1	66.2 57.7	88.1 69.1	100.5 70.8	67.7 42.1
1	桃 園 港	1.3 4.9	27.5 24.5	74.4 65.8	103.4 81.9	122.5 105.9	133.8 82.6	73.0 47.4
2	桃 園 港	1.5 2.2	16.3 16.0	42.4 51.0	89.2 71.6	120.6 89.0	130.6 95.7	83.8 69.3
3	桃 園 港	6.2 0.7	20.1 17.1	45.2 43.1	65.4 58.1	84.6 60.8	108.5 78.0	75.4 38.9
4	桃 園 港	4.0 3.8	11.8 4.4	22.4 17.3	29.1 24.3	39.1 34.1	51.8 42.5	28.0 19.7
5	桃 園 港	8.1 1.2	11.9 4.2	13.1 7.3	15.8 10.4	19.7 6.4	19.6 16.3	11.7 6.3
6	桃 園 港	11.5 2.0	14.1 7.9	15.4 7.3	16.1 4.4	13.4 4.1	18.0 7.0	12.0 21.3

由第一表所示，可知桃園十月至六月之各層平均合成風向，除 700mb 以下有東北季風與西南季風之交替變換外，以上概多西風及西南西風。東港十月至六月之各層平均可成風向，除東北季風在一月份可達 500mb，西南季風在六月份可達 400mb 外，其餘各月東北季風與西南風之出入均限於 700mb 以下，以上仍以西風及西南西風為多。

由第二表所示，可知桃園十月至六月之各層平均合成風速均以 200mb 為最大。200mb 一層則以一月之每小時 133.8 哩為最大。東港十月至六月之各層平均合成風速，除一月外，其餘各月均以 200mb 為最大，其中又以二月之每小時 95.7 哩為最大。一月則以 300mb 一層之每小時 105.9 哩為最大。

綜合上述二者，可知桃園以一月 200mb 之平均合成風速每小時 133.8 哩為最大，平均合成風向為西南西。東港則以一月 300mb 之平均合成風速每小時 105.9 哩為最大，平均合成風向為西。按美空軍東京氣象中心所作第二圖之一月亞洲東部 200mb 噴射氣流平均風速分佈及最大風速中心軸線狀況。其南支噴射氣流之最大風速中心軸線已移至我國沿海距離臺灣約四個緯度處，最大風速每小時 130 哩，與臺灣上空一月之最大風速已甚近。但第二表中所列者為 1962 至 1963 兩年之平均合成風速，事實上已相當勁強。臺灣上空實測風速之超過每小時 150 哩者，並非罕見。故臺灣上空在冬季期間應常有南支噴射氣流中心軸線之侵入，尤以北端為然。根據近年之臺灣高空氣象觀測紀錄，1969 年一月七日桃園之 250mb 曾出現每小時 168 哩之西南西風，同年一月十六日馬公之 250mb 亦出現每小時 165 哩之西風。

Namias 與 Clapp (1949) 所製北半球一月噴射氣流平均位置及強度圖，將一月東亞區域噴射氣流最大風速中心軸線之平均位置置於臺灣之最南端緯度 22°N 處，其中心最大風速為每小時 107 哩，與上述兩項研究結果均有出入。其最大風速中心軸線之平均位置似過於偏南，最大風速亦嫌於過小，可能係引用不同之觀測資料所致。

四、南支噴射氣流之振盪現象與自然季節之劃分

副熱帶噴射氣流之位移反映北半球整個大氣環流形態之演變，故其有規律之南北振盪現象亦可用以決定所經地區自然季節 (Natural synoptic season) 之更替。自然季節與日曆季節之基本性質不同，亦不

以日曆季節之時間為起止。一個區域之自然季節，就地面天氣圖而言，可以其相關之反氣旋活動決定之。在每一個自然季節內必有一個或數個反氣旋可以控制此一區域內之一般天氣變化趨勢。換言之，在此一段時間內，此一區域內之一般天氣變化趨勢將為一個或數個氣團所支配，所有鋒面移動與氣旋路徑亦必直接受其影響。一個區域內副熱帶噴射氣流之位移與此一區域內之反氣旋活動，以及鋒面移動與氣旋路徑均有密切之關係，故由副熱帶噴射氣流之南北振盪現象即可據以作自然季節之劃分。

過去氣象學者將我國大陸按副熱帶噴射氣流之南北振盪現象劃分為以下五個自然季節：

(一)春季：由二月底至五月底或六月初，為時約三個月。在此季節內，整個北半球之高空西風帶繼續向北退却。在我國大陸區域，崑崙山北麓之北支噴射氣流逐漸加強，喜馬拉雅山南麓之南支噴射氣流逐漸減弱。北支西風中之波動數有顯著增加。在地面天氣圖上，我國大陸及臺灣區域仍在極地反氣旋控制之下，經常有中度至輕度之寒潮爆發，但其頻率已在減少之中。

(二)梅雨期：由五月底或六月初至七月中旬，為時約一個半月。梅雨期內常有一特殊之大氣環流形態。在高緯度之鄂霍次克海及烏拉山上空各有一穩定之高壓脊，二者之間為一半穩定性之低壓槽。鄂霍次克海上空之高壓脊屬於阻塞型，其南方有一割離低壓。在此一季節開始時，喜馬拉雅山南麓之南支噴射氣流已告突然消失。日本南部上空仍有噴射氣流存在，但強度已減弱。我國之降水區域逐漸北移至長江流域而形成梅雨期，蓋正當江南梅熟之時節也。此時北支噴射氣流自崑崙山北麓經由長江中下游而入日本，產生一連串之高空波，自西向東魚貫而行。在地面天氣圖上，來自南方之暖濕空氣與北方較為冷乾之空氣在緯度 25°N 至 35°N 之間形成一東西橫向之準滯留鋒 (Quasi-stationary front)，或稱為梅雨鋒 (Mai-ü front)。此一準滯留鋒受高空北支西風波動之誘導，在此一狹窄之低壓槽內激盪不已，而在兩湖盆地一帶產生此起彼伏之氣旋波羣，加強局部氣流之輻合作用與雨量。此時另一股極鋒噴射氣流則遠在緯度 65°N 以上。

(三)夏季：由七月中旬至九月中旬，為時約兩個月。當此一季節開始時，日本上空位於緯度 35°N 附近之副熱帶噴射氣流突然北移至緯度 48°N 左右，顯示我國長江流域之梅雨期已行終止。此時東亞沿海經度

130°E 之主槽已不復存在。副熱帶主脊移入遠東，真正之夏季乃告開始。此為西太平洋颱風之活躍時期，猛烈之颱風常可經由臺灣侵襲大陸中南部沿海區域。

四秋季：由九月中旬至十月中旬，為時約一個月。在此一季節開始時，日本上空之西風噴射氣流復行南移至緯度 35°N 附近，且在東亞海岸以外再度產生一主槽，顯示此時我國大陸已由夏季轉入秋季。此時一個分離之副熱帶暖高壓出現於我國大陸東部之緯度 35°N 附近，高空及低層環流均呈反氣旋形態。各處天氣晴朗乾燥，氣溫普遍上升，較夏季尤為炎熱，故有「秋老虎」之稱，與北美區域之 Indian summer 相似。此時颱風之路徑多由臺灣之南方直趨西方，或到達經度 125°E 即轉向北方，然後向東。

五冬季：此一季節自十月中旬開始。南支噴射氣流突然出現於喜馬拉雅山南麓，東亞海岸以外之主槽強度亦復增強，隨即趨於冬季環流形態之完全發展，直至二月底而達其最高峯，為時約四個半月，為一年中最長之一個自然季節。南支西風內之波動數逐漸增加。在地面天氣圖上，我國大陸及臺灣區域均為極地反氣旋所控制，經常受強度至中度之寒潮侵襲，各地寒風凜冽，大雪紛飛。寒潮爆發之間隔時間長短不一，平均為六日。

對於臺灣區域而言，因全年各月平均氣溫較高，變化幅度較小，故前述之五個月自然季節並不若大陸區域之明顯。且臺灣區域之梅雨期因受地形之限制並不普遍出現。根據戚啟勳 (1964) 之研究，吾人雖可將五月底或六月初至七月中旬作為臺灣區域之梅雨期，但僅以西南部較為顯著。因西南氣流由於陸地日間之加熱作用，對流旺盛，導致氣壓低降，更加强其登陸趨向，再由地形之舉升，益使其雨量增多，尤以向風面之山嶺特多。又臺灣西南部之地形有利於其作氣旋式之旋轉，而產生局部之輻合現象，亦為雨量增多原因之一。但以持續時間不長，雨量之變率亦大，故臺灣區域之梅雨期並不十分重要。

為求整個臺灣區域之適應，可將局部性之梅雨期併入夏季，而將一年劃分為春、夏、秋、冬四個長度不等之自然季節。冬季開始於十月中旬南支噴射氣流出現於喜馬拉雅山南麓之時，終止於二月底達到其南限位置時，為時約四個半月。在此一自然季節內，臺灣區域經常在南支噴射氣流控制之下，高空盛行西風及西南西風。低層大氣內則為極地反氣旋所支配，不時遭受寒潮之衝擊。東北季風盛行，其厚度常可達三

千至五千公尺。東北部多雨，西南部晴燥。

春季開始於三月初南支噴射氣流由其南限位置後退，終止於五月底或六月初自喜馬拉雅山南麓消失之時，為時約三個月。在此一自然季節內，臺灣區域所遭受之寒潮衝擊次數已逐漸減少，強度亦不及冬季之猛烈。東北季風之厚度已減至二、三千公尺，至五月底或六月初再降至一千公尺左右。此時西南季風亦已開始蠢動，先侵入東北季風之上方，有時向下發展在地面出現。其厚度常可達二、三千公尺，與東北季風相抗衡。惟不能持久，一、二日內復為東北季風所替代。臺灣區域之天氣乍寒乍暖，變化多端。東北部雨量已逐漸減少，西南部雨量則逐漸增加。

夏季開始於五月底或六月初南支噴射氣流在喜馬拉雅山南麓消失之時，終止於九月中旬東亞海岸以外主槽產生之時，為時約三個半月。在此一自然季節內，大陸區域東部緯度 35°N 附近因出現一個分離之高壓，天氣晴燥，炎熱異常。臺灣區域則先後為西南季風與東南季風所控制，高空之南支噴射氣流不復存在，已為東風所取代。由五月底或六月初至七月中旬，為時約一個半月，臺灣全區為暖濕之西南季所籠罩，其厚度常可達 8,000 公尺，接近 400mb 等壓面。各地概多熱雷雨，西南部之山地因地形之影響尤為頻仍。

由七月中旬至九月中旬，為時約兩個月。臺灣全區盛行東南季風，較西南季風尤為深厚，常可達 10,000 公尺，接近 300mb 等壓面。此一段時間內，各地熱雷仍多，且因東南季風之導引，常遭受馬里亞納與加羅林羣島一帶所產生颱風之侵襲。狂風暴雨，河川暴漲，常發生嚴重之水患。此種颱風亦偶有產生於南海海面者，多僅能影響於臺灣之西南部地區，其為害不似前者之烈。

秋季開始於九月中旬東亞海岸以外主槽產生之時，終止於十月中旬南支噴射氣流在喜馬拉雅山南麓再度出現之時，為時約一個月。在此一短暫之自然季節內，臺灣區域各地仍甚炎熱，多雷陣雨。惟東南季風已迅速減弱，東北季風又重振聲勢，偶然寒風襲來，頗有秋深之感。惟有時自馬里亞納與加羅林羣島一帶而來之颱風仍有滋擾臺灣區域之可能，路徑多偏南。

此種自然季節之劃分方法，其優點在可與大氣環流形態之演變互相配合。自然季節着眼於長期天氣之變化趨勢，故與氣候學上之一般季節劃分方法迥乎不同。在臺灣區域，自然季節以南支噴射氣流之位移及低層大氣內季風之更替為其兩個主要因素，有助於各

自然季節內長期天氣變化趨勢之瞭解，並可作為其他有關氣象問題研究之準據。

五、西藏高原對於副熱帶噴射氣流之動力與熱力影響

西藏高原為全球唯一既高且大之隆起陸地，東西長逾 3,000 公里，西部寬約 1,000 公里，東部寬約 1,400 公里。平均高度約在 4,500 公尺左右，若干高峯超過 6,000 公尺。聖母峯之高度為 8,882 公尺，為世界第一高峯。南緣為喜馬拉雅山，北緣為崑崙山，西北接帕米爾高原，東南接滇西縱谷並與雲貴高原相連。高原之地面氣壓變化於 700 至 500mb 之間，最高峯上之氣壓幾低至 300mb。平均高度佔同緯度對流層厚度三分之一強，為北半球西風帶中之一龐大障礙物，同時對於太陽輻射亦為一巨形之吸收體，故西藏高原對於副熱帶噴射氣流必然發生其顯著之動力與熱力影響。

(一)動力影響：西藏高原對於亞洲區域副熱帶噴射氣流分合與印緬區域西南季風進退之影響早經 Yin (1949) 指出。副熱帶噴射氣流遭遇西藏高原之阻擋而被迫分裂，並分由高原南北邊緣繞道而行，此種分裂現象以 500mb 等壓面為最顯著。但在距高原之甚高處，甚至 100mb 等壓面以上仍可發現之。當兩支噴射氣流通過高原迴繞時，南支噴射氣流因動力作用而在高原之東南部產生一低壓槽。其位置由高原之東南方經由緬甸至孟加拉灣頂，故又稱為孟加拉槽 (Bengal trough)。北支噴射氣流則在高原之東北

部產生一高壓脊。南支西風槽前方之暖平流對於高原東部之一般天氣變化極為重要。在南支噴射氣流存在期間，緯度 35°N 以南氣旋波之產生均與此南支西風槽之活動有關。

由於西藏高原之阻礙，在其背風面近處即四川盆地之上空出現一「死水區」。其低層中之風勢極弱，大規模氣流之擾動幾近絕跡。此即四川盆地不見氣旋蹤跡之原因，過去我國若干學者早已指出。冬季常因寒潮越過秦嶺侵入四川盆地，而在盆地之內餘留一薄層之冷空氣，且因盆地之內水汽氤氳，風勢微弱，極有利於輻射霧之產生。同樣情形，西藏高原之西部上空亦有一對稱之「死水區」。

南北兩支噴射氣流通過高原後，在高原之東部構成一幅合帶，由長江中下游轉向東北直趨日本區域，並略具有冷鋒之性質。其坡度由南向北上傾。幅合帶中常產生不穩定之小漩渦。在地面天氣圖上，如有東西向之低壓槽存在時，則由於上層小漩渦之誘導，而在兩湖盆地出現若干小型之薄氣旋，並加強局部之雨水。無論高空之小漩渦或連帶之地面薄氣旋，一經向下游移出即行消失。如無其他適合之條件，甚難有發展之機會。

南支噴射氣流之南部亦可出現廣泛之下沉現象。此種下沉現象首先見於印度西北部，風向為西北。作者分析 1965 至 1966 年桃園十月至五月南支噴射氣流中 1,000 至 400mb 各等壓層之出現次數，曾獲得下列之結果。

第三表 臺灣上空南支噴射氣流逆溫層之出現次數

月 份	1,000—900 mb	900—800 mb	800—700 mb	700—600 mb	600—500 mb	500—400 mb	總 計
10	0	1	7	11	16	7	42
11	0	1	6	5	10	7	30
12	1	3	11	18	23	14	75
1	2	3	9	22	19	8	63
2	3	11	6	14	14	14	62
3	5	9	12	11	15	4	56
4	4	10	7	10	10	5	46
5	1	9	4	3	5	4	26
總 計	16	53	62	94	112	63	400

由第三表所示，可知臺灣上空南支噴射氣流中具有極複雜之整層下沉現象。在 400 次之逆溫層紀錄中

，在高度方面，有 206 次即相當於全數之 52 % 出現於 700 至 500mb 氣層中。在時間方面，有 200 次即

相當於全數之 50 % 出現於隆冬之十二月至二月。可見此種下沉現象多數出現於南支噴射氣流最大風速中心軸線南面之下方。

Ramage (1952) 亦曾指出，在東南亞上空，噴射氣流南面之下沉現象較北美區域尤為明顯而確定。由香港之探空紀錄可知在仲冬時，有百分之九十之日數，由 800 至 300mb 之間有複雜之強烈逆溫層存在。此項結果與作者所得之結果完全一致。

(二) 熱力影響：西藏高原以平均約 4,500 公尺之高度聳立於對流層中，對於高空之西風帶流無疑將產生其顯著之熱力影響。然則究為一冷源，抑為一熱源，誠為一重要之問題。根據精密之理論分析，認為西藏高原在夏季全部為一熱源。冬季則除東南部為一熱源外，其餘大部份為一冷源。此項研究結果對於北半球大氣環流之季節性演變有極大之關係。如為一熱源，即應向週圍空氣供以熱量。如為一冷源，則應自週圍空氣取得熱量。前者可加強噴射氣流之強度，後者則可減弱噴射氣流之強度。冬季南支噴射氣流在西藏高原東部強度之加強，可能即係因其通過高原東南部之熱源而取得大量之熱量所致。

六、南支西風波動與進入我國西方騷擾之再生

西藏高原對於亞洲區域之副熱帶噴射氣流不僅可發生其動力及熱力影響，亦可對於在西風帶流中移動之長波槽發生其阻尼作用 (Damping effect)。此種由西向東運動之西風長波槽可因高原之阻礙而分割為兩部分：其南段或滯留於高原以西逐漸消散，或隨南支西風進入巴基斯坦及印度之西北部，然後向下游移動。其北段則隨北支西方東移，但其強度漸減，迨到達貝加爾湖附近，重獲得南來暖空氣之輸入，始有再度發展之機會。有時可以到達兩湖盆地區域。

當一南支西風槽進入巴基斯坦及印度西北部時，低層大氣層中恒有一中度或輕度之寒潮接踵而來，並以一冷鋒為其前導。冷鋒之上常有小型氣旋之產生，此等氣旋在巴基斯坦及印度方面被稱之為「西方騷擾」(Western disturbance)，有時可溯源於地中海或北非區域。其出現次數不多。在冬季各月中，每月僅三至四個，但可為此一經常乾燥炎熱之地區帶來少量之雨水與寒意。

此等氣旋隨南支西風槽之移動，可順流而下到達緬甸北部，常即在該處填塞而告消失，但其高空之西風槽則繼續東移進入我國國境。此種氣旋深度之較大

者，有時亦可隨南支西風槽進入我國並在雲貴高原降下少量之雨水。但通常僅出現卷雲及高積雲，有時清晨尚有低卑之層雲。根據過去一項研究之結果，發現自 1929 至 1939 之十年中，僅有九個此種氣旋進入我國，且出現於南支噴射氣流較強之一至四月。其出現次數之分佈情形如第四表。

第四表 西方騷擾在我國境內之出現次數

年 份	一 月	二 月	三 月	四 月	總 計
1929	0	0	0	0	0
1930	0	0	2	1	3
1931	0	0	0	0	0
1932	1	1	0	0	2
1933	0	0	0	0	0
1934	0	0	0	0	0
1935	0	1	1	0	2
1936	1	1	0	0	2
1937	0	0	0	0	0
1938	0	0	0	0	0
總 計	2	3	3	1	9

由第四表所示，可知每年平均尚不足一個。可能係因戰前我國西南部氣象報告較少，致未能時常發現其存在。作者與鍾達三、殷來朝(1947)過去共同從事於一項關於中國天氣類型之研究時，即非常重視此項研究結果並予以引用。當時曾就此等極少數之範例定名 P_2 類，即指由雲貴高原進入我國之西方騷擾。此類為沈孝凰 (1931) 原有氣旋分類所未有。我空軍氣象中心 (1968) 在中國天氣類型之研究中，列有「華西氣旋」一類，應即為此種西方騷擾。否則雲貴高原地勢高聳，山巒起伏，當非氣旋之源地。但就其地理位置而言，似以正名為「西南氣旋」為宜。此類氣旋近年來尚未見有進一步之研究。

南支西風槽在我國境內之出現機會與大氣環流之形態有關。以高指數時較多，低指數時較少。因東亞區域在低指數時，經度 $130^{\circ}E$ 處為一強大主槽之位置，南支西風寬度最窄且強度最弱，南支西風槽之形成與東移者亦最少。此時西藏高原以南一帶為一高壓脊所在之位置，孟加拉灣上空出現西南風。反之，在高指數時，西藏高原以南一帶為低壓槽所在之位置，南支西風寬度最寬，強度亦大，南支西風槽之形成與東移者均行增多。故南支西風槽移出之數目，視大氣環流之情況而定。

此南支西風槽根據飛機觀測之結果，可知其單獨一次之南方極限可遠達越南中部之岷港（Tourane），即緯度 16°N 附近。當此南支西風槽經由巴基斯坦、印度及緬甸進入我國境內時，必須越過雲貴高原西部之縱谷地帶，故二次大戰期間之美空軍氣象人員稱此南支西風槽為「駝峯槽」（Hump trough）。彼等曾發現此一南支西風槽之移動，由巴基斯坦西北部之白沙瓦（Peshawar）至印度東北部之查布亞（Chabua）約為二至三天。由查布亞至昆明約為一天半。其移動速度隨季節及槽線深度而有變化。高空槽愈深，其移動愈慢，其平均速度約為每小時 20 哩。在冬季高指數時，15,000 呎（約 4,500 公尺）處之西風平均速度為每小時 60 哩，槽線之移動速度約為氣流速度之 40 % 至 50 %。南支西風槽之出現，在高指數時，平均每月為 5 次。在低指數時，則可破壞其出現週期之準確性。

隨同南支西風槽經由巴基斯坦、印度及緬甸進入我國境內之此種薄弱氣旋，必須在適當之條件下，即在有利之地區並得到南來暖空氣之輸入時，始可能獲得再生（Regeneration）。與發展蓋在十月中旬至五月底或六月初之南支噴射氣流活動期間，西藏高原之東南部由於地形作用恒有一種穩定性之動力槽存在。遇有西來之南支西風槽接近時，仍可超越此一動力槽而繼續東移。即先加深原有之動力槽然後移出，復在原處另行建立一新生之動力槽。

第五表 南支西風槽在我國境內之出現次數

年 份	1963-1964		1964-1965		總 計	
	移 出 次 數	過臺灣 次 數	移 出 次 數	過臺灣 次 數	移 出 次 數	過臺灣 次 數
10	3	2	1	0	4	2
11	7	1	2	2	9	3
12	5	3	7	5	12	8
1	6	6	7	4	13	10
2	8	6	5	2	13	8
3	9	5	5	3	14	8
4	5	0	7	6	12	6
5	5	5	6	5	11	10
總計	49	28	40	27	88	55

根據王時鼎（1966）研究，就第五表所列 1963 年十月至 1964 年五月南支西風槽在我國境內之出現次數而言，南支西風槽由此一動力槽移出者凡 48 次，平均每月 6 次，其中經過臺灣尚存在者 28 次，平

均每月 3.5 次。1964 年十月至 1965 年五月移出者凡 40 次，平均每月 5 次，其中經過臺灣尚存在者 27 次，平均每月 3.4 次。兩年十月至五月移出者共 88 次，平均每月 5.5 次，經過臺灣尚存在者 55 次，平均每月 3.5 次。此處所得南支西風槽每月進入我國境內之平均次數已與美空軍所得平均每月 5 次之研究結果甚為接近，而每月經過臺灣之平均次數則與西方騷擾進入巴基斯坦與印度西北部之每月平均次數相若。

南支西風槽由西藏高原東南部移至臺灣區域所需之時間，通常均在三天左右，約為印度東北部查布亞至昆明時間所需之兩倍，就 1963 年十月至 1964 年五月移至臺灣之 28 次南支西風槽而言，有 18 次在天以內，約佔全數之 64 % 強。1964 年十月至 1965 年五月之 27 次中，有 20 次在三天以內，約佔全數之 74 % 強。其餘超過三天者，類多移出後稍作停留再移出，或移出後轉為東西向停留，然後轉為南北向再移至臺灣，致有歷時九天者。一般言之，南支西風槽由西藏東南部移至臺灣之所需時間，仍以三天以內者為最多。

由西藏高原東南部移出南支西風槽次數之逐月變化甚為顯著。其中以十二月至四月為最多，與第四表所列西方騷擾在我國境內之逐月出現次數一致。第四表中僅列有一至四月之出現次數，可能因出現次數較多而較易於察覺。此種情形與南支西風之寬度與強度有關。當南支西風寬度與強度均較大時，則南支西風槽次數較多，亦較為活躍。

西風長波槽分割後之北段在北支西風中常以相同之速度與南支西風中之南段相偕移動，並於南北兩支西風復合處合而為一，再同進入東亞沿海主槽。南北兩支西風槽之移動通常可在 500mb 等壓面上決定之。300mb 等壓面上已不復存在。如二者之一在移動中發生強度變化或停留，則分道揚鑣不再保持同相之移動。

七、南支西風波動與我國中南部

氣旋之產生

南支西風波動與緯度 35°N 以南我國中南部氣旋之產生有密切之關係。換言之，此等氣旋之產生直接與南支噴射氣流之位置有密切之關係。此等氣旋除少數為經由巴基斯坦，印度及緬甸而來西方騷擾之再生，絕大多數為新生者。但因受陸上地形之干擾，有若干地區不允許其生成，有若干地區雖可有氣旋之生成，但隨生隨滅，不允許其充分之發展。此等新生氣旋

均屬於小型之薄氣旋。如高空之西風槽與低層之低壓槽相配合，並兼有有利之地形如平原或海面等，則新

生之氣旋始可獲得充分之發展。

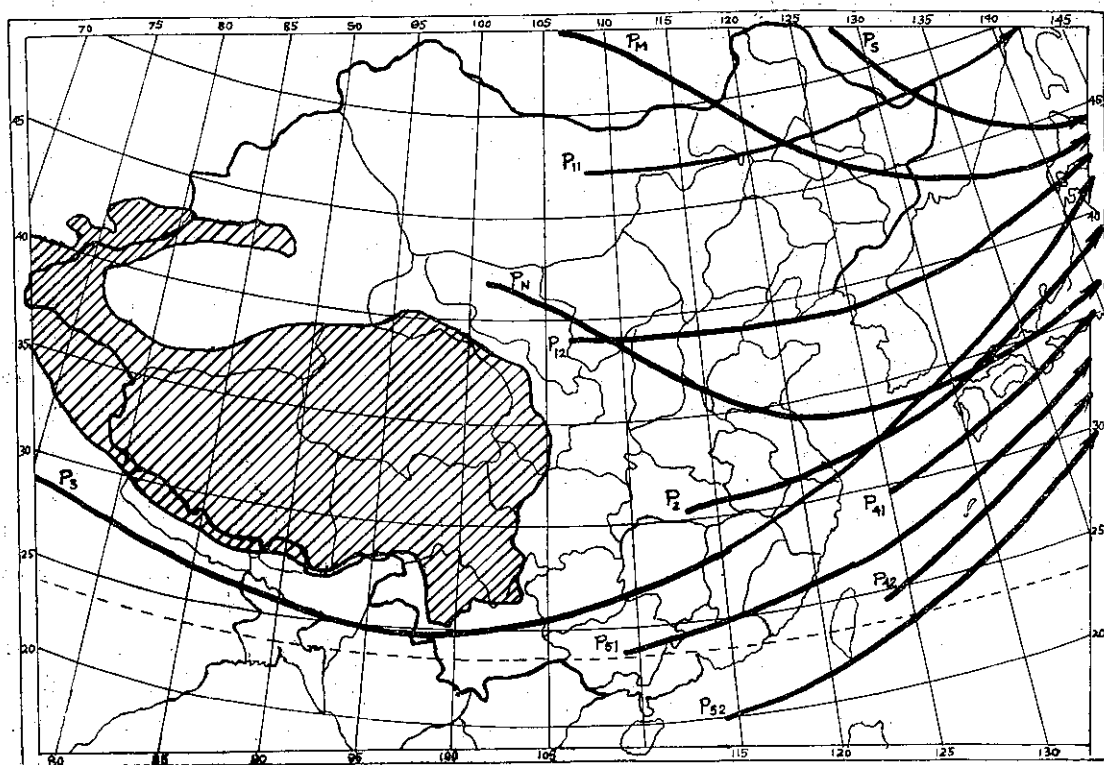


圖 6：中國區域各類氣旋之平均路徑圖

本圖以作者等 (19) 之氣旋分類為主，並參考我空軍氣象中心之研究 (27) 予以修正，圖中 P_s 西伯利亞類， P_M 東北類， P_N 華北類， P_{11} 蒙古類， P_{12} 黃河類（由原 P_1 類按緯度高低分為 P_{11} 與 P_{12} ）： P_2 華中類， P_3 西南類， P_{41} 東海類， P_{42} 臺灣類，（由原 P_4 按緯度高低分為 P_{41} 與 P_{42} ）， P_{51} 華南類， P_{52} 南海類（由原 P_{5a} 按緯度高低分為 P_{51} 與 P_{52} ）以上共計十一類。

我國之氣旋可按其來源或源地所在之地區劃分之，如第六圖所示。根據我空軍氣象中心 (1968) 之研究，將我國中南部之新生氣旋劃分為華中、華南（包括南海），東海及臺灣等類。此處之華中波包括秦嶺以南，南嶺以北長江流域所產生之氣旋，以兩湖盆地為其主要源地。其中一小部份可能由貴州北部山地所產生之小型薄氣旋發展而成。沈孝鳳 (1931) 之氣旋分類中將長江流域所產生之氣旋按緯度之高低分為長江 A、B、C 三類。作者等 (1947) 認為此三類均屬於同一天氣類型，故統名之曰 P_2 類，不再予以詳細劃分。

華南波以南嶺以南之西江流域為其主要源地。南海波產生於南海海面，係偶然於強烈寒潮爆發，極鋒位置南移並滯留於南海海面時產生之。其生成次數極少。作者等 (1947) 在中國天氣類型研究中，亦曾就極少數範例發現此一事實，並予慎重之考慮，但終於

決定列入，定名為 P_{5a} 。但當 P_{5a} 產生時，高緯度之北極圈內另有一氣旋波同時出現。故名之曰 P_{5b} 。因此類氣旋波遠在我國境之外，故僅定名為 P_{5b} 以示與 P_{5a} 之關係。在該中心之此項研究中，將南海波合併於華南波中統計。華南波與南海波均為沈孝鳳氣旋分類所未有者。作者擬將原有之 P_{5a} 按緯度之高低分為 P_{51} 與 P_{52} ，分別表示華南波與南海波，不另命名。

過去沿用已久之東海波係指產生於我國大陸沿岸東海海面之氣旋，包括長江口以南及臺灣以北之海域。在該中心之此項研究中，將一部份之東海波另劃分為臺灣波，兩者以緯度 $27^\circ N$ 為其界隔。凡緯度 $27^\circ N$ 以北，大陸以東海域所產生之氣旋仍稱為東海波。緯度 $27^\circ N$ 以南，經度 $117^\circ E$ 以東海域所產生之氣旋則改稱為臺灣波。此處所指之東海波與北美東岸大西洋面所產生之 Hatteras 類氣旋相似（產生於

Cape Hatteras 附近)。此類為 Bowie 與 Weightman (1914) 北美氣旋分類所未有者。

臺灣波相當於 Bowie 與 Weightman 北美氣旋分類中之 South Atlantic 類。此類以佛羅里達半島東北方主要為其海面之源地。因東亞區域之寒潮之強度較北美為大。故我國大陸近岸海面之氣旋源地均較北美東岸海面所產生者之緯度為低。東海波之發生次數以緯度 32°N 為最多，較北美 Hatteras 類氣旋之緯度 37°N 減低約五度。臺灣波之發生次數以 27°N 緯度為最多，亦較北美 South Atlantic 類氣旋之緯度 32°N 減低約五度。作者等 (1947) 分析

我國氣旋路徑時，曾將沈孝鳳氣旋分類中之東海類路徑向西延長至經度 105°E 附近，並命名為 P_4 類。蓋當時雖因資料不足，不能作肯定之結論，但認為東海類氣旋之發生或可能在我國大陸上獲得相當之線索，故延長東海類之原有路徑為 P_4 類，並將東海類包括在內。作者現擬將東海波定名為 P_{41} ，臺灣波則定名為 P_{42} 。

我空軍氣象中心 (1968) 曾利用 1956 至 1968 年之完整資料將每年各月出現華中波、東海波、臺灣波及華南波（包括南海波）之出現次數加以統計，其所得之結果如第六表。

第六表 我國中南部各類氣旋之出現次數

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	總 計	年 份
華 中 波	10	11	28	33	36	18	27	11	14	9	10	9	216	1957-66 (10)
東 海 波	9	13	17	15	13	13	3	5	9	8	16	12	134	1957-66 (10)
臺 灣 波	14	20	14	12	18	20	0	0	0	0	0	17	115	1957-68 (12)
華 南 波	1	7	11	18	22	20	1	0	0	1	1	1	83	1956-67 (12)

由第六表顯示，可見華中波全年各月均可產生，惟主要集中於三月至九月，可見其所受北支西風之影響欲較南支西風為多。在三月至九月之七個月內，其發生次數為 167 次，約佔全年總次數之 78%，平均每月 2.4 次。其餘十月至二月之五個月內較少，平均每月 1.0 次，且逐年變率甚大，有時全月皆不見其出現。華中波之發生次數雖為四類中之最多者，但獲得發展之比率並不多。有時穩定不變，有時則在短時間內填塞消失。故在地面天氣圖上，常見華中區域有成羣之小型波動出現，但有規律向東移動者則甚少，在春夏之交之梅雨期間為尤然。

東海波以十一月至六月之發生次數較多，顯然係受南支西風活動之影響。在十一月至六月之八個月內，其發生次數為 109 次，約佔全年總次數之 81%，平均每月 1.4 次。七月至十月之四個月內較少，平均每月 0.6 次。東海波生成之後多迅速加深而獲得充分之發展。在短時間內減弱或消失者甚少。臺灣波僅見於十二月至六月之七個月內，平均每月 1.2 次。七月至十一月之五個月內未見其出現。發生之後視當時之地面及高空情況以決定其加深之速度與動態。其特性與東海波甚為近似。

華南波包括南海波為四類中之最少者。幾全發生於三月至六月之四個月內，相當於南支西風強度減弱之一段時間。其發生次數為 71 次，約佔全年總次數

之 85%，平次每月 15 次。七月至二月之八個月內甚少。其中有 56% 可以獲得發展之機會，但在陸上之發展機會因受地形之限制遠較海上為少，尤以雲貴高原更少。海上有 100% 之發展機會，而陸上僅有 20% 至 30% 之發展機會。

比較四類氣旋之特性，可以顯見屬於三種不同之類型。其中華中波活躍於三月至九月之春夏兩季，與北支西風槽之活動相關。東海波、臺灣波及華南波（包括南海波）均與南支西風槽之活動相關。但東海波與臺灣波活躍於十一月至六月，時間較長。而華南波（包括南海波）則僅活躍於三月至六月，時間較短。

上述各類氣旋在生成之後均為移動迅速之氣旋。十月至二月偶有華中波發生時，如上游有阻塞高壓發生，則臺灣區域在分裂高壓衰老極地大氣團迴流影響之下，可有三、五日之晴暖天氣。初夏五月底或六月初至七月中旬長江流域有一準靜止鋒滯留其間，為華中波最活躍之時期，經常發生一連串之波羣而造成陰雨連綿之梅雨期。此時臺灣全區為西南季風所控制，多雷陣雨，並在西南部發生局部之雨季。夏秋七月中旬至十月中旬之際，長江流域之梅雨期已告終止，大陸各地溫度普升，炎熱異常。臺灣區域多長期乾旱少雨天氣。此時太平洋高壓楔向西延伸，在臺灣區域產生勁強之東南季風。惟此時常有颱風之侵襲，可在短時間內降下大量之雨水。

東海波對於臺灣區域天氣所發生之影響不一。在高指數時，往往產生東西橫向之波羣，魚貫而行，對臺灣區域之影響較小。在低指數時，其北方另有一潛深之原氣旋，與東海波成南北向縱列形勢，可吸引寒潮迅速南下而影響臺灣區域。北部在東北季風衝擊之下可發生短期之惡劣天氣。臺灣波對於臺灣區域之天氣關係較東海波更為密切。當強烈之寒潮經過臺灣區域時，北部有時甚至包括南部在東北季風控制之下，可發生持續數日之惡劣天氣。臺灣波生成之後，如發展良好則臺灣區域天氣可即迅速轉佳。如有發展不良之臺灣波迭起時，則臺灣區域之惡劣天氣一時難於好轉。

華南波與南海波在生成之後，由於臺灣中央山脈之阻擋，分在其北部與南部進行，可在臺灣之東北方海面獲得充分之發展。此等氣旋對於臺灣區域有密切之影響，但因發生之次數較少不甚顯著。

由以上之分析可見華中波之路徑因所經之緯度較高，顯然受到北支噴射氣流之控制較多，對臺灣區域較少直接之影響。東海波與臺灣波雖係受南支噴射氣流之控制，但因路徑偏東，對臺灣區域亦少有影響。華南波與南海波亦係受南支噴射氣流之控制，故華南冬季之平均最多降水區域與南支噴射氣流之平均位置一致，此點早經 Ramage (1952) 指出。美空軍東京氣象中心 (1955) 亦指出冬季由喜馬拉雅山南麓而來之南支噴射氣流幾直接位於所有由我國中南部沿海區域移出低緯度氣旋之上方，至少東達經度 140°E ，如第七圖所示。由我國中南部沿海區域所產生氣旋在通過經度 135°E 後迅速加深，其上方之噴射氣流亦行加強並降至較低之高度。此時所有氣旋之路徑均偏於噴射氣流最大風速中心軸線之向極一面。日本、韓國及西太平洋之冬季雨量分佈均與此等氣旋經過之路徑有關。

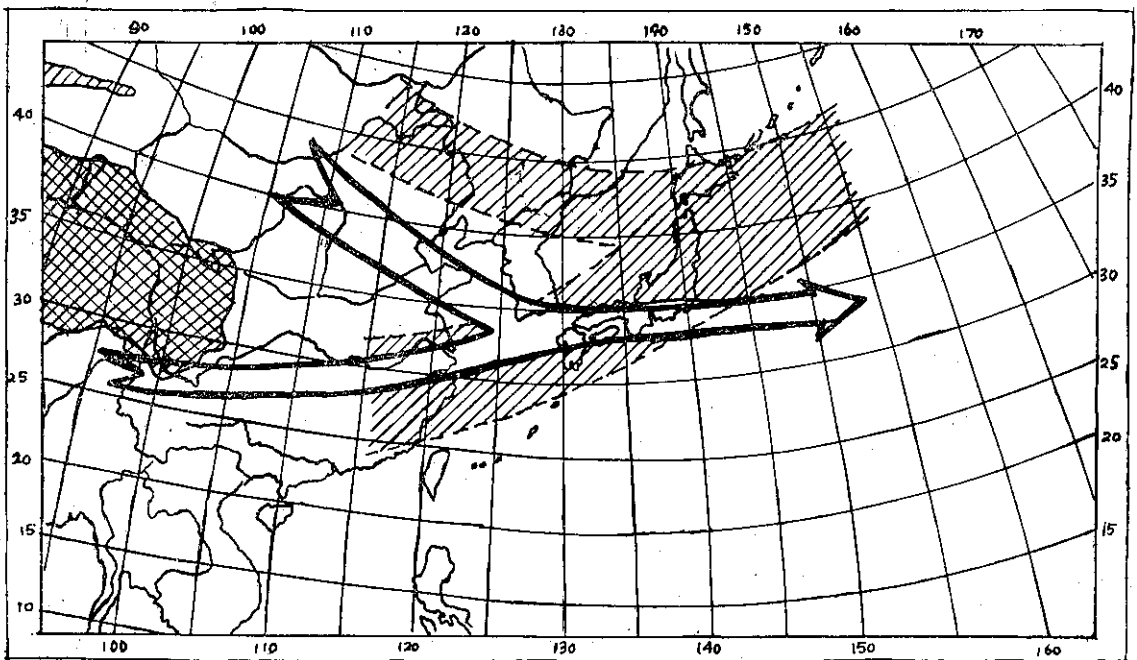


圖 7：十二月至二月冬季最大風速中心軸線平均位置與最多氣旋活動區域圖
圖中矢線表示噴射氣流平均位置，斜線區域表示氣旋活動區域，陰影區域表示 3,000 公尺等高線以上之西藏高原

臺灣區域通常位於南支噴射氣流及我國中南部移出多數氣旋路徑之南方，罕見有氣旋之直接通過。偶遇有氣旋在南海海面經過時，臺灣區域僅略受其外圍所波及，且因地形之干擾，影響並不顯著。故冬季臺灣北部之雨量仍以東北季風所產生之地形雨為主，氣旋雨並不佔有重要之地位。

八、東亞區域極地空氣爆發與極鋒噴射氣流之移動

極鋒噴射氣流為 Palmen 及其共同研究人員 Nagler, Newton 等所發現。Palmen 曾繪製一圖以表示冬季有極地空氣爆發時沿子午線同時有兩個噴

射氣流存在時對流層中之大氣環流狀態。如第八圖所示。圖中顯示極鋒上方之 500mb 等壓面上恒有一明顯之鋒面界層，其中等溫線密集，有強烈之沿子午線溫度梯度。其正上方稍偏南位置，亦即 200 至 175 mb 等壓面上等溫線最密集區域之下方，即為極鋒噴射氣流之所在。**Palmen** 認為副熱帶噴射氣流係受信風環流南來角動量之支持，其存在頗為穩定，南北之位移亦小，僅有季節性之規律變化。而極鋒噴射氣流則與極地空氣爆發有密切之關係，並隨同極鋒活動，不時改變其位置。

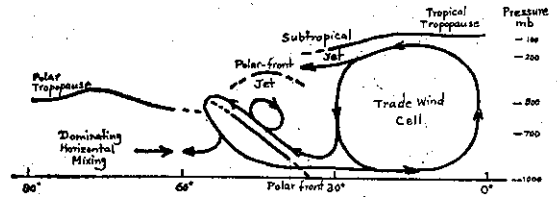
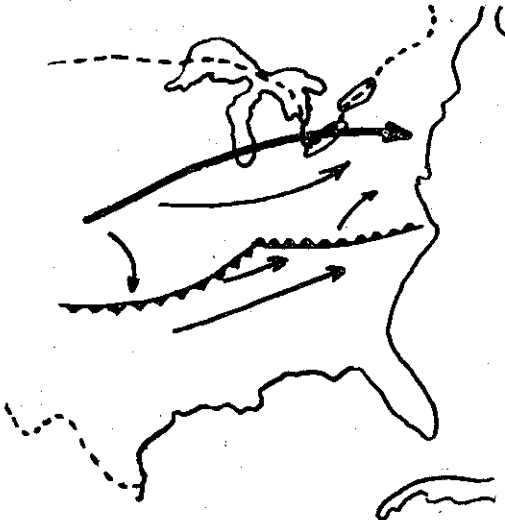
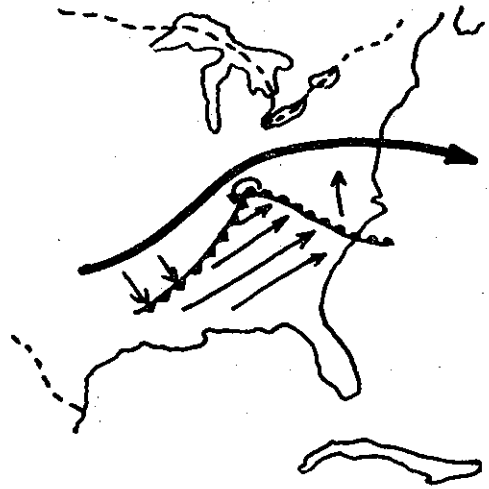


圖 8：冬季沿子午線環流狀態與極鋒噴射氣流位置圖

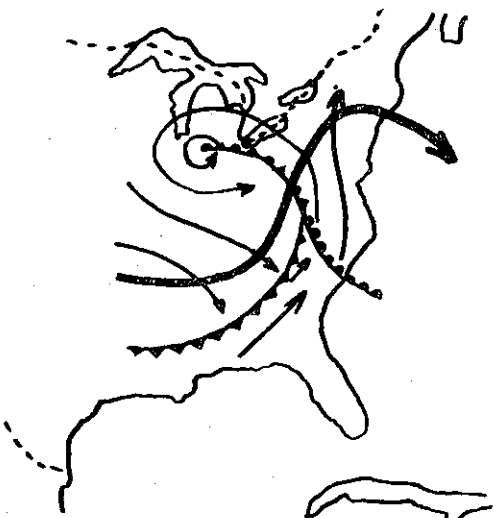
如極鋒上有氣旋波生成發展時，極鋒噴射氣流亦可隨之改變其形態。**Vederman (1954)** 曾將氣旋區內之極鋒噴射氣流形態變化按其發展過程分為四個階段，如第九圖所示。並將其形態變化歸納為三個特徵。



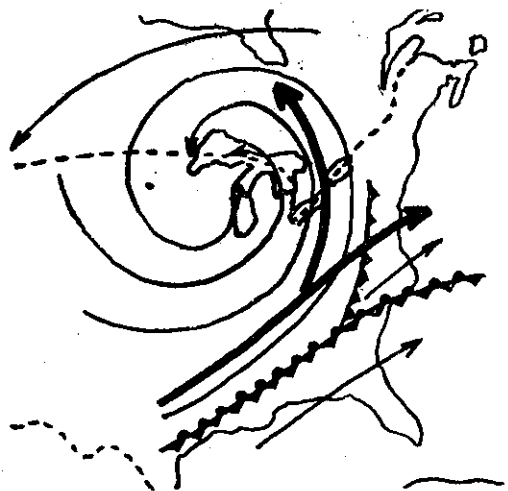
(甲) 地面新生氣旋，極鋒噴射氣流平而直。



(乙) 地面氣旋發展中，極鋒噴射氣流波幅增大。



(丙) 地面氣旋綑囚，極鋒噴射氣流成為大振幅波動。



(丁) 地面氣旋變為冷旋，綑囚鋒消散極鋒噴射氣流分裂

圖 9：氣旋發展過程與極鋒噴射氣流形態變化圖

(一)當一地面氣旋由新生波發展至衰老之錮囚氣旋時，噴射氣流之波幅亦隨之增大。最後分裂為二支，其主流伴同衰老氣旋消滅，另一支則為分裂而出之新生噴射氣流。

(二)噴射氣流最初位於地面氣旋中心之北方，嗣後逐漸向南移動，最後反居於地面氣旋中心之南方。

(三)噴射氣流最初不與鋒面相交，但當地面氣旋錮囚後，噴射氣流即與錮囚鋒相交並通過之。

當一極鋒噴射氣流隨同一氣旋波羣中各個氣旋不同階段之發展而發生分解時，即可在一個等壓面(200或300mb)上出現若干斷裂之分段噴射氣流，Riehl (1952) 稱之為噴射氣流指(Jet finger)。此等噴射氣流指之強度均普遍減弱，各相隔約緯度五度，其中間區域之風速差距不超過每小時 25 哩。最

後除主流外，其他噴射氣流指均逐漸消散。

我國境內之氣旋可分為原氣旋(Primary cyclone)與副氣旋(Secondary cyclone)兩種。活動於東北區域之東北波為唯一之深厚冷心原氣旋，其垂直發展可高達 500mb 等壓面以上，並隨同高空西風槽作有規律之移動。其餘活動於東北區域之蒙古波，華北區域之華北波，(包括黃河波)以及中南部之華中波、東海波、臺灣波、華南波與南海波等，均為淺薄之暖心副氣旋，在未移至海面之前，其垂直結構鮮有超過 700mb 等壓面者。此等副氣旋之移動甚為迅速。此兩種氣旋之活動區域大致以緯度 40°N 為其分界。此處之蒙古波與黃河波係由作者等(1947)之 P₁ 類按緯度高低分出，在第六圖中定名為 P₁₁ 與 P₁₂。

第七表 我國東北與華北氣旋之出現次數

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	總 計	年 份
東 北 波	20	21	25	23	34	32	18	27	26	24	26	23	299	1957-66 (10)
華 北 波	6	5	8	6	14	15	20	14	4	3	4	4	103	1958-67 (10)

東北波由西伯利亞進入我國境內時，已有充分之發展，其移動路徑與極鋒噴射氣流相配合。此時高空西風風速與主槽深度均有顯著之增強。西風帶隨之南移，環流指數下降。除非那霍次克海區域已有阻塞高壓之形成，東北波在我國境內即行填塞者甚少。第七表為我空軍氣象中心(1968)統計所得 1958 至 1967 年我國東北波與華北波之出現次數。由第七表可知東北波為我國境內出現次數最多之一類氣旋。其逐月路徑位置之變化甚少，僅出現次數略有差異。其他各類副氣旋，無論路徑位置與出現次數均有明顯之時間變化。如十一月至二月為東海波與臺灣波之活動時期，三月至九月為華北波(包括黃河波)與華中波之活動時期，三月至六月則為華南波與南海波之活動時掛。

冬季東北波本身鮮有顯著之天氣伴生，大範圍之惡劣天氣更屬少見。入春以後，始有明顯之降水。冬季東北波連帶之冷鋒可直下緯度 20°N 以南，引發極地空氣之強烈爆發，常可在臺灣區域發生持續之惡劣天氣，並在臺灣海峽造成強風。

在東亞區域，極鋒噴射氣流之逐月平均位置與我國境內東北波逐月之平均路徑極為相近，通常在其平均路徑之南方，如第七圖所示。根據美空軍東京氣象中心(1955)之研究可知極鋒噴射氣流冬季各月之平均路徑係在緯度 35°N 至 40°N 之間，由西伯利亞

經由我國東北區域，在緯度 40°N 附近出海。夏季各月之平均路徑則北移至緯度 45°N 至 50°N 之間，轉變為一微弱之西風帶流，由西伯利亞經由我國東北區域，在緯度 45°N 附近出海。在春秋兩個過渡季節中，其平均路徑之逐月變化較大，通常在緯度 40°N 至 45°N 之間，其強度則秋季較春季為大。秋季之平均中心最大風速為每小時 90 至 110 哩，春季則為每小時 60 至 100 哩。高度均在 200mb 等壓面附近。在任何一月中，極鋒噴射氣流之個別路徑與各季之平均路徑多有變差，以春秋兩個過渡季節出現之次數最多，但以冬季之變差最大。

冬季各月極鋒噴射氣流位置之逐日變化與極地空氣爆發有密切之關係。根據美空軍東京氣象中心(1955)之研究，在東亞區域，當極鋒噴射氣流在緯度 35°N 以北向南移動時，可在緯度 35°N 日本上空之合流區域與原處之副熱帶噴射氣流合併為一股更強之噴射氣流。或並列為平行之兩股噴射氣流，二者之中，仍以副熱帶噴射氣流之一股較極鋒噴射氣流之一股為強。

在仲冬期間，東亞區域之強烈極地空氣爆發常可遠達緯度 20°N 以南，西太平洋之副熱帶高壓被迫向東南方移動，故極地空氣與副熱帶空氣間之極鋒亦可達到其南限位置。Ramage (1952) 曾指出在北美國

域，極鋒噴射氣流係與極鋒同時移動，但在亞洲南部及西太平洋區域，通常僅於極鋒經過副熱帶噴射氣流之下方時，始有瞬時之加強現象。可能因極鋒噴射氣流在緯度 35°N 以北係與極鋒相偕移動，但在緯度附近與副熱帶噴射氣流幅合後即不再與極鋒相偕而行。換言之，極鋒噴射氣流僅與東北區域原氣旋之路徑相配合，但其他區域各類副氣旋之路徑則受副熱帶南北兩支噴射氣流之支配。意即極鋒移至緯度 35°N 以南，已無極鋒噴射氣流相偕，當其經過副熱帶南北兩支噴射氣流之下方時，極鋒即為之加強。

徐應璦與王時鼎（1956）與王時鼎（1958）曾先後研究東亞區域噴射氣流移動與極地空氣爆發之關係。發現強烈寒潮南下傾間，臺灣上空對流層之中部及上部各有一股噴射氣流之出現，形成上下兩層噴射氣流重疊存在之特殊現象。經過彼等詳細之溫度場及風場分析後，確定此一對流層中部之噴射氣流與其上部原有之南支噴射氣流無關，但為極地空氣爆發導致極鋒南移之結果。其出現之高度在 500mb 即 6,000 公尺附近，最大風速可達每小時 100 哩。在東亞區域，可在緯度 35°N 至 20°N 之間存在。此種出現於東亞區域對流層中部之風速，已不遜於其他區域對流層上部副帶噴射氣流之強度。但其持續之時間較為短暫，鮮有超過一週以上者。且均在極地空氣爆發期間內存在，其持續時間亦復相埒。

對流層中部出之現噴射氣流係於強烈寒潮爆發時，高空極地西風隨同極地對流層頂下降南侵所形成。且因高空極地西風之向南突進較地面氣流為速，故臺灣上空對流層中部之噴射氣流常先於極鋒之到達而產生。一俟極鋒由低層通過，並可為之再行增強，與最初 Ramage (1952) 所發現之情況相符。高空極地西風湧入低緯度之特徵為在低層鋒面逆溫之上方又產生另一強烈之逆溫層，顯係南侵極地西風與南支西風之幅合現象，其高度約在 600 至 500mb 即 5,000 至 6,000 公尺之間，並位於對流層中部出現噴射氣流之下方。其坡度自北向南傾斜，與冷鋒之性質相同。幅合帶之北方有明顯之雨區，隨同幅合帶向南移動。

在東亞區域，當強烈之寒潮爆發南下時，極鋒過處風雪交加，在華北及華中各地產生嚴重之線颶現象，直至極地空氣沿流逐漸減速，極鋒坡度減小，鋒帶擴散，行進弛緩始告中止。但由於對流層中部極地西風與南支西風在華南及臺灣區機構成一穩定之幅合帶，可使此一地區發生持續性之惡劣天氣。

由此可知，東亞區域之極鋒噴射氣流與北美區域

略有不同。當強烈之極地空氣爆發時，在緯度 35°N 以北，極鋒噴射氣流係與極鋒相偕移動。但在緯度 35°N 以南，因極鋒噴射氣流已在緯度 35°N 附近與原處之副熱帶噴射氣流匯合，故極鋒繼續向南推進時，即不見再有極鋒噴射氣流之偕行。惟因對流層中部極地西風之南侵，與南支西風幅合又構成一股噴射氣流，並在華南及臺灣區域產生持續性之惡劣天氣。吾人可名此一新生之噴射氣流曰「對流層中部噴射氣流」(Mid-tropospheric jet)。此為其他區域所未發現之特殊現象，是否即為南移之極鋒噴射氣流，尚待吾人再作進一步之研究。

九、結 論

亞洲區域噴射氣流之種類與特性為一饒有興趣之問題，其所牽涉之資料範圍甚廣。惟以限於時間與人力，目則僅能就其問題本身，在質的方面略作概括之討論，在量的方面則尚嫌不足。但經此項有系統之整理與分析後，使吾人對於有關臺灣區域之噴射氣流及其對於天氣變化之影響，已有一較完整之瞭解。相信本文所得之結果，對於臺灣區域之氣象工作必將有所助益。

茲將本文所得比較重要之研究結果，逐一列舉如下：

(一)亞洲區域之一股副熱帶噴射氣流自北非及地中海區域，因遭遇西藏高原之阻礙而分裂為南北兩支，分別繞道於高原之南北邊緣而行。出海後，在日本區域復合而為一。終止於夏威夷羣島與美國西岸之間。為亞洲大氣環流之一大特色。

(二)南支噴射氣流每年在喜馬拉雅山南麓出現之時間為十月中旬，消失之時間為五月底或六月初。其存在相當穩定。十一月至一月之位置幾乎不變。二月間到達其南限。當南支噴射氣在喜馬拉雅山南麓出現期間，臺灣區域之天氣經常在其控制之下。

(三)由南支噴射氣流規律性之南北振盪作用，可將臺灣區域劃分為四個長度不等之自然季節。冬季約四個半月，東北部多雨，西南部晴燥。春季約三個月，乍寒乍暖，東北部雨量已減少。夏季約三個月，各地多熱雷雨，且常遭颱風之侵襲，可發生嚴重之水患。秋季約一個月，為一短暫之過渡季節，天氣多變，南部仍偶有颱風之滋擾。

(四)西藏高原不僅可使亞洲區域之副熱帶噴射氣流發生分裂，並可在其背風面之四川盆地產生一「死水區」。同時南北兩支噴射氣流在其背風面之下游構成

一幅合帶，且在兩湖盆地產生多數之小型薄氣旋，加強局部之雨水。此等小型薄氣旋通常甚少發展之機會。

(五)華南及臺灣區域上空南支噴射氣流中有甚為複雜之分層下沉現象，大多數見於最大風速中心軸線南面之下方。

(六)西藏高原在夏季全部為一熱源，冬季除東南部仍為一熱源，其餘大部份為一冷源。冬季南支噴射氣流經過西藏高原之東南部後，其強度逐漸增大，可能係因自高原之熱源取得熱量而增加其動能所致。

(七)發源於地中海區域之「西方騷擾」可隨南支西風槽自西向東移動，多數在進入我國國境之前，在緬甸一帶即行填塞消失。惟少數仍可越過滇西縱谷進入我國，並在適當之條件下獲得再生。

(八)由於南支西風槽之移動，亦可在我國中南部促成若干氣旋波之產生，直接影響我國中南部，韓國及日本區域冬季雨量之分佈。惟因地形之干擾，在到達海面以前，難有發展之機會。臺灣區域罕有氣旋波之直接通過，冬季北部仍以東北季風之地形雨為主。

(九)極地空氣之爆發以一極鋒為其前導。在緯度 35°N 以北，極鋒噴射氣流與極鋒係相偕移動，但在緯度 35°N 附近與原處之副熱帶噴射氣流輻合。在緯度 35°N 以南，極鋒繼續向前進行，已無極鋒噴射氣流相偕。惟因極地西風之南侵，與南支西風輻合而在對流層中部產生另一股噴射氣流，而使華南及臺灣區域發生持續性之惡劣天氣。

(十)華南及臺灣區域之「對流層中部噴射氣流」，目前雖已證實其存在，但其詳情仍未十分明瞭，是否即為南移之極鋒噴射氣流，尚有待於吾人進一步之研究。

參 考 文 獻

1. Namis, Jerome: Physical Nature of Some Fluctuations in the Speed of the Zonal Circulation, *J. Meteor.*, 4, 125-133, 1947

2 Staff Members, Department of Meteorology, University of Chicago: On the General Circulation of the Atmosphere in the Middle Latitudes, *BAMS*, 28, 255-288, 1947

3. Namias, Jerome & Philip F. Clapp: Confluence Theory of the High Tropo-

sphere Jet Stream, *J. Meteor.*, 6, 330-336, 1949.

4. Palmen, E., On the Distribution of Temperature and wind in the Upper Westerlies, *J. Meteor.*, 5, 20-27, 1948

5. Palmen, E., & K. M. Nagler: An Analysis of the Wind and Temperature Distribution in the Free Atmosphere over North America in a Case of Approximately Westerly Flow, *J. Meteor.*, 5, 58-64, 1948

6. Palmen, E. & C.W. Newton: A Study of the Mean Wind and Temperature Distribution in the Vicinity of the Polar Front in Winter, *J. Meteor.*, 5, 220-226, 1948

7. Hess, S. L.: Some New Mean Meridional Cross Sections through the Atmosphere, *J. Meteor.*, 5, 290-330, 1948

8. Starrett, J.G.: The Relation of Precipitation Patterns in North America to Certain Types of Jet Stream at the 300 Millibar Level, *J. Meteor.*, 6, 347-352, 1949

9. Defant, F. & H. Taba: The Three-fold Structure of the Atmosphere and the Characteristics of the Tropopause, *Tellus*, 9, 259-274, 1957

10. Yin, M. T., A Synoptic-Aerological Study of the Onset of the Summer Monsoon over India and Burma, *J. Meteor.*, 6, 393-400, 1949

11. Yeh, T-c: The Circulation of High Troposphere over China in the Winter 1945-46, *Tellus*, 2, 173-183, 1950

12. Staff Members of Institute of Geophysics and Meteorology, Academia Sinica, On the General Circulation over Eastern Asia, *Tellus*, 9, 432-446; 10, 58-75; 299-312, 1957

13. Yeh, T-c, et al: The Abrupt Change of Circulation over the Northern Hemisphere during June and October,

Scientific Contributions to the Rossby Memorial Volume, 249-267, 1959

14. Thompson, B. M., An Essay on the General Circulation of the Atmosphere over South-east Asia and the West Pacific, QJRMS, 77, 567-597, 1951

15. Ramage, C. S., The Relation of the General Circulation to the Weather in the Southern Asia and West Pacific in Winter, J. Meteor, 9, 1952

16. Riehl, H., et al: The Jet stream, Meteorological Monographs. Vol. 2. No. 7, AMS, 1954

17. Riehl, H., Tropical Meteorology, Mc Graw-Hill, 1954

18. Tokyo Weather Central, 1st Weather Wing, AWS, USAF, Far East Climatology of the Jet Stream, Special Study, 105-1, 1955

19. Chung, T. C., P. K. Wan & L. C. Ying: A Preliminary Study on the Weather Types of China, Cal. Inst. Tech., Pasadena, Calif., U. S. A. 1947

20. 沈傳節：噴射氣流之性質，氣象學報一卷一

期，四十四年三月。

21. 戚啓勳：東亞噴射氣流之特性，氣象學報七卷二期，五十年六月。

22. 亢玉瑾：臺灣上空氣流之初步研究，臺大理學院地理學系研究報告第三期，五十四年十一月。

23. 戚啓勳：臺灣之梅雨期，氣象學報十卷二期，五十三年六月。

24. 徐應璽，王時鼎：西伯利亞寒潮爆發與東亞對流層中部，噴射氣流之形成，氣象學報二卷一期，四十五年三月。

25. 王時鼎：中國區域強烈寒潮之分析，氣象學報四卷四期，四十七年十二月。

26. 王時鼎：亞洲區域南支西風槽活動之初步研究，氣象預報與分析二十八期，五十五年八月。

27. 空軍氣象聯隊氣象中心：中國天氣類型研究（低壓部份）研究報告 001 號，五十七年七月。

28. 空軍總司令部：空軍天氣預報，軍事基本書，空軍二五一〇〇二，五十九年五月。

29. 萬寶康：臺灣上空對流層頂高度之變化及其各種特性之研究，成大物理學系物理學刊第二期，五十七年八月。

30. 萬寶康：冬季臺北盆地低層大氣結構與天氣現象之研究，氣象學報十六卷一期，五十九年三月。

天氣幅度擾亂與高空風之分析*

徐明同 謝信良 林民生

Upper Wind Analysis Associated with Synoptic Disturbances

Ming-tung Hsu, Shinn-liang Shieh and Ming-sen Lin

Abstract

In this report, we use the concept of stationary time series and employ the technique of spectrum analysis by applying a type of harmonic analysis to the autocorrelation function as well, to discuss the different periodicities of upper wind (850mb), associated with synoptic disturbances in the particular year (1964). The wind data of four stations, namely, Fukuoka, Taoyuan, Tungkong and Clark are selected for analysis.

We find that Taoyuan and Fukuoka have a period of 7-8 days in winter, whereas the other two 17 days. The former is caused by the cold front passing and the latter by the invasion of the severe Siberian cold wave. In summer, Taoyuan and Tungkong have rather short period, namely 5-6 days. Due to the effect of disturbances of easterly waves, tropical cyclones and typhoons, the wind variation at Tungkong is less stable than that of Taoyuan. As to spring and autumn, Taiwan is located at the boundary between westerlies and easterlies zones, therefore no regular periodicity can be found.

一、前言

任何變數，如果隨着時間做連續的變動，則可組成一時間數列(Time series)。通常我們觀測變數所取的時間間隔都是一定的，就一詳細的時間數列而言，他的變化可能十分的不規則，然而在整個數列當中，常有某些統計上的性質在一段時間之內的變動與在另外一段時間內的變動，均具有固定的特性，故特稱具有此種性質的數列為穩定時間數列 (Stationary time series)，而唯有這類的數列才易以數學方法處理。

在分析時間數列時首先要知道，一個氣象變數隨時間的總變動或振動 (Oscillation)，是可藉用其振動分量的和來代表，其中可能有些係屬於規律的振動，有的則不然，因此於氣象上應用時間數列分析，其主要目的即在把數列中有規律的以及不規律的分量分

離，然後再就此諸分量個別加以分析，藉以尋求所預期的結果。

對於時間數列作有系統之研究者⁽⁸⁾，首當推Schuster氏，在本世紀初葉，他曾發表有關地球物理資料之週期性的研究報告。隨後 Yule 氏另由差分方程氏 (Difference equation) 的觀點去研究經濟學上的時間數列，並且脫離了 Schuster 所定下之嚴密週期性的假設。1920年代後期，Wiener 氏復對此問題做較深入的研究，以後又經過了數十年，此觀念方始被發展到預報 (Prediction) 及過濾 (Filtering) 問題的路徑上，最後 Wadsworth 氏才將 Wiener 的方法廣泛的應用到天氣預報上。1955年 Panofsky^{(5),(6)} 即應用功率譜分析 (Power spectrum analysis) 去討論有關亂流 (Turbulence) 的問題。

本報告即把近代時間數列分析方法，應用到天氣學的問題上⁽³⁾。

* 本專題研究之完成，得國家科學委員會之補助，特此致謝；臺灣大學 CDC3150 型電子計算機供本研究計算使用，一併致謝。

二、理論部份

本節先概述有關穩定時間數列 (Stationary time series) 的一些基本理論⁽¹⁾⁽²⁾⁽³⁾⁽⁷⁾。

設一時間數列 $f(t)$ ，其所含之或然率分配 (Probability distribution) 不受限定在某一特定的時間原點，而它所經歷的時間是從負無限到正無限；換而言之，若一任意函數 (Random function) 的平均值 $\bar{f}(t)$ ，與時間無關，而其自協變量函數 (Autocovariance function) $r(\tau)$ ，僅與時間差 τ 有關，則稱此時間數列為穩定 (Stationary)。

今定義自協變量函數 $r(\tau)$ ，於下：

$$r(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T [f(t) - \bar{f}(t)] [f(t+\tau) - \bar{f}(t+\tau)] dt \quad (1)$$

由(1)式易知，對於實函數 (Real function) $f(t)$ ，有：

$$r(\tau) = r(-\tau) \quad (2)$$

的關係存在。然而當 $f(t) - \bar{f}(t)$ 和 $f(t+\tau) - \bar{f}(t+\tau)$ ，兩量獨立存在，亦即當 $f(t)$ ，在 t 與 $t+\tau$ 兩個不同時間的變動 (fluctuation)，毫無相關時，則 $r(\tau)$ 為零。因此由 $r(\tau)$ 可看出， $f(t)$ 在兩不同時間是否有共同相關的特性。

現在我們將自協變量函數常態化 (Normalize)，並定義自相關函數 (Autocorrelation function) 為：

$$R(\tau) = \frac{r(\tau)}{[f(t) - \bar{f}(t)]^2} \quad (3)$$

此係表示與函數本身的相關性。茲為實用上之目的，定義自相關係數 (Autocorrelation coefficient) 如下⁽⁴⁾：

$$R(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^{N-\tau} (f_i - \bar{f})(f_{i+\tau} - \bar{f})}{n\sigma^2} \quad (4)$$

(4)式中 σ^2 為二次動差 (Variance)， $n = N - \tau$ ， N 為觀測數目， τ 為時間間隔，亦稱為遲滯量 (Lag)；若 $\tau = 0$ ，則自相關係數等於 1。當遲滯量很小時，氣象上的自相關係數常為正值，此表示氣象資料具有持續性 (Persistence)。利用自相關圖 (Correlogram) 可以表出自相關係數與遲滯量的函數關係。

其次我們考察功率譜 (Power spectrum) 的物理意義。對於一穩定時間數列，可以利用功率譜之密度函數 (Power spectral density function) 去從事頻率分析 (Frequency analysis)。在定義任意穩定時間函數 $f(t)$ 的功率譜密度 $p(f)$ 之前，先假設

其平均值 $\bar{f}(t)$ 等於零，並令：

$$\left. \begin{aligned} &\text{當 } T \geq t \geq -T \text{ 時, } g(t) = f(t) \\ &\text{當 } t > T \text{ 或 } t < -T \text{ 時, } g(t) = 0 \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

於是 $g(t)$ 的福里哀變換 (Fourier transform) 可寫為：

$$S(f) = \int_{-T}^T g(t) e^{-i\omega t} dt \quad (6)$$

$$S^*(f) = \int_{-T}^T g(t) e^{i\omega t} dt \quad (7)$$

(7)式中的星號 (*) 代表其共軛複數 (Complex conjugate)。由是可定義功率譜密度如下：

$$\begin{aligned} p(f) &= \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} |S(f)|^2 \\ &= \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} S(f) S^*(f) \end{aligned} \quad (8)$$

上式中 $|S(f)|$ 為複數 $S(f)$ 的模數 (Modulus)。這裡有一點要注意，即 $p(f)$ 為正實數，而且不像慣用的福里哀表示法 (Fourier representations)，它沒有位相差存在，而僅保留其振幅 (Amplitude)。由(6)(7)(8)三式得：

$$p(f) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T \int_{-T}^T g(t) g(\epsilon) e^{i\omega \epsilon} e^{-i\omega t} d\epsilon dt \quad (9)$$

令 $\epsilon = t + \tau$ ，並交換(9)式中的積分順序，於是得：

$$\begin{aligned} p(f) &= \int_{-\infty}^{\infty} \left[\lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} g(t) g(t+\tau) dt \right] e^{i\omega \tau} d\tau \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} r(\tau) e^{i\omega \tau} d\tau \end{aligned} \quad (10)$$

上式中 $r(\tau)$ 為自協變量函數，在(1)式已定義，此函數具有以下諸性質：

- (a) $r(\tau) = r(-\tau)$
- (b) $r(0) = \overline{f^2(t)} > 0$
- (c) $r(0) \geq r(\tau)$

自(8)及(10)式可知 $p(f)$ 恒為正值，並且對稱於原點；現在利用此對稱之特性以及福里哀積分定理 (Fourier integral theorem)，可得到 $p(f)$ 與 $r(\tau)$ 之間的倒數關係 (Reciprocal relation) 如下：

$$p(f) = 2 \int_0^{\infty} r(\tau) \cos \omega \tau d\tau \quad (11)$$

$$r(\tau) = \int_0^{\infty} p(f) \cos \omega \tau df \quad (12)$$

此二關係式在實際決定譜函數 (Spectrum) 時非常有用處。綜上所述得知：

$$r(0) = \overline{f^2(t)} = \sigma^2 = \int_0^{\infty} p(f) df \quad (13)$$

因此譜函數的總功率 (Total power)，可從 $r(0)$ 求得。然而依統計上的習慣，先使 $f(t)$ 常態化，再使

自協變量函數和譜函數也隨之常態化，這對時間平均的意義而言，有零平均 (Zero mean) 與單位二次動差 (Unit variance) 存在，故 $R(0)=1$ ， $|R(\tau)| \leq 1$ ，而且譜函數的總功率也等於 1。

利用時間均方 (Time mean square)， $\overline{f^2(t)}$ 或 σ^2 ，可以度量單位時間的擾動能量 (Disturbance energy)，因為它具有功率 (Power) 的因次 (Dimension)，所以早期應用在通訊與亂流 (Turbulence) 之研究時，即被命名為功率，由是 $p(f)$ 也因此而被稱為能或功率譜 (Energy or power spectrum)；致於元素 $p(f, df)$ ，則為功率譜在 f 及 $f+df$ 兩不同頻率的時間內，對 $f(t)$ 之調和分量 (Harmonic component) 的均方之貢獻。

三、譜函數估計的計算程序

(1) 時間數列 (Time series)

本文將應用穩定時間數列的理論，分析 1964 年，冬、春、夏、秋四季，於福岡 (Fukuoka, $33^{\circ}34'N$, $130^{\circ}21'E$ ，海拔高度 5.6 公尺)、桃園 (Taoyuan, $25^{\circ}03'N$, $121^{\circ}31'E$ ，海拔高度 46.0 公尺)、東港 (Tungkong, $22^{\circ}28'N$, $120^{\circ}26'E$ ，海拔高度 3.1 公尺)、克拉克 (Clark, $15^{\circ}10'N$, $120^{\circ}34'E$ ，海拔高度 196.0 公尺) 等四個測站的高空風資料。我們選定這一年以及這四個站的理由，是基於此年為太陽寧靜年 [IQSY]，其紀錄⁽¹⁰⁾較他年為完整，而且除了

最北邊的福岡位置較偏東之外，其餘三站幾乎同在 $120^{\circ}E$ 的經線，此乃便於討論與本省天氣變化有密切關連的南北氣流交換情形。茲為避免地形影響，選用 850 毫巴等壓面的高空風報告，並定元月十日至二月廿八日為冬季，三月廿一日至五月九日為春季，七月一日至八月十九日為夏季，九月廿日至十一月八日為秋季，每季均為五十天，每日有二次 (00 及 12Z) 的探空報告，少數欠缺的資料則由實際天氣圖利用地轉風估計之。實測風速的南北分量 V ，可用下式求之：

$$V = -FF \times \cos(DD) \quad (14)$$

上式中 FF 為風速 (m/s)， DD 為風向 (自正北方算起的度數)。圖 1~4，即為計算所得之各站四季的變化情形。此外南北分風速的平均值 \bar{V} ，二次動差 (Variance) σ^2 ，及標準偏差 (Standard deviation) σ ，可由下列三式分別求之：

$$\bar{V} = \frac{\sum_{i=1}^N V_i}{N} \quad (15)$$

$$\sigma^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (V_i - \bar{V})^2}{N} \quad (16)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (V_i - \bar{V})^2}{N}} \quad (17)$$

由這三式所求得四測站各季的數值列於表 1，式中的 N 代表每季的觀測總數 ($N=100$)。

表 1

測 站 季 節	福 岡 (Fukuoka)			桃 園 (Taoyuan)			東 港 (Tungkong)			克 拉 克 (Clark)		
	\bar{V}	σ^2	σ	\bar{V}	σ^2	σ	\bar{V}	σ^2	σ	\bar{V}	σ^2	σ
冬	-2.97	34.87	5.90	1.90	17.31	4.16	1.37	16.22	4.03	-2.91	7.06	2.66
春	3.79	44.96	6.70	1.41	11.10	3.33	1.42	11.28	3.36	-0.41	5.25	2.29
夏	4.12	15.22	3.90	1.95	9.55	3.09	0.00	26.39	5.14	1.42	35.02	5.92
秋	-1.56	35.90	5.99	-0.53	17.93	4.23	0.18	9.27	3.04	0.00	32.76	5.72

\bar{V} (m/s)：平均風速， σ^2 (m²/s²)：二次動差， σ (m/s)：標準偏差

在此先假定，風隨時間的變化與大規模的大氣波動有關，其與西風波及東風波有關之變動週期，我們將分季討論於后。

(2) 自相關係數

依據(4)式，利用電子計算機，可自時間間隔 $\Delta t = 0.5$ 天的連續風速觀測值，求出遲滯量由 0 至 m

($m=20$) 的自相關係數，並可繪出自相關圖，見圖 5 至圖 8。

(3) 功率譜

最初估計功率譜， p_n 時，是根據公式(10)，利用福里哀級數之餘弦展開式 (Fourier series cosine expansion) 決定的。然而實際應用時是利用下式

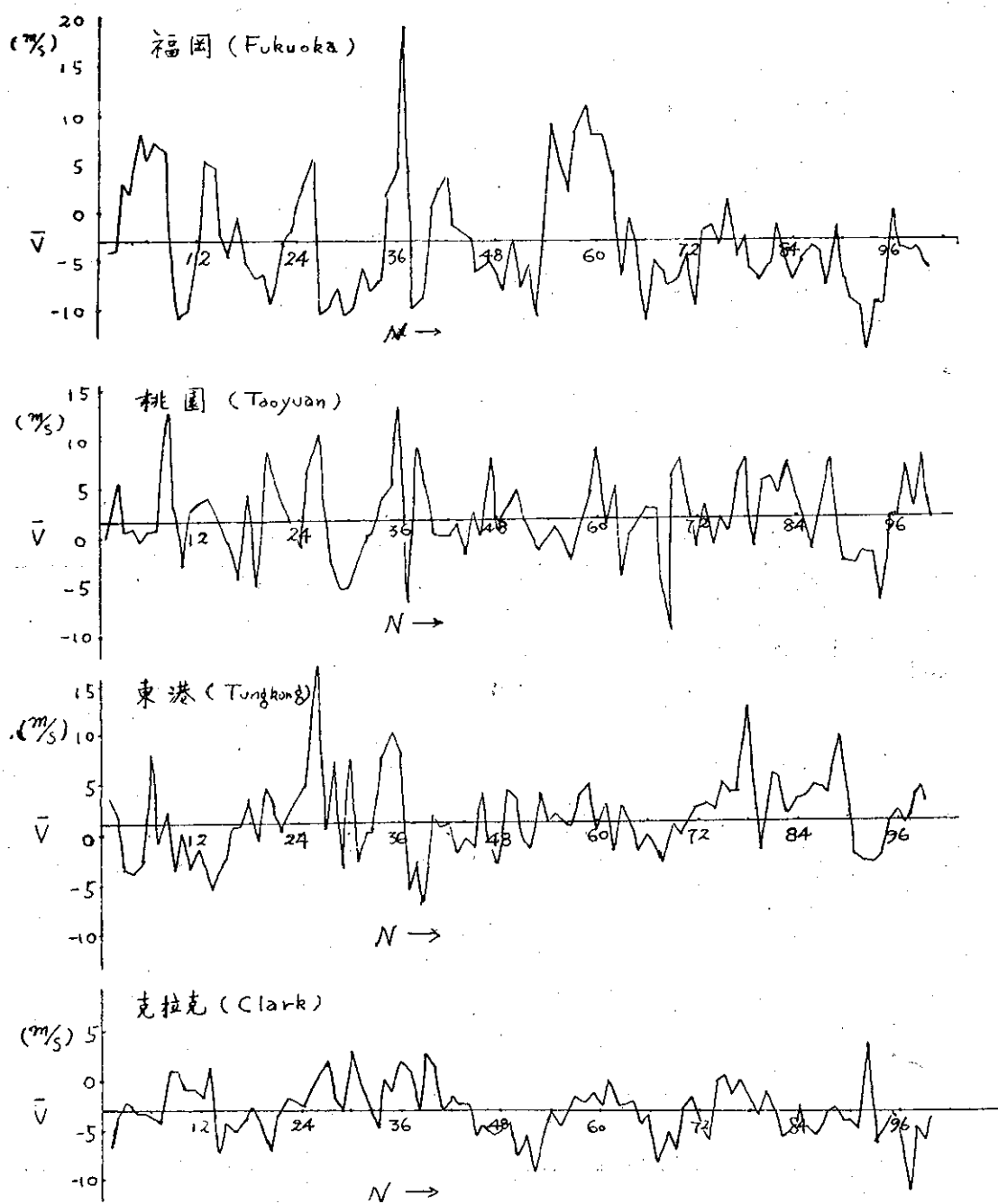


圖 1 南北風分量 冬季(1964)

Fig. 1 Meridian Components of Wind in Winter (1964)

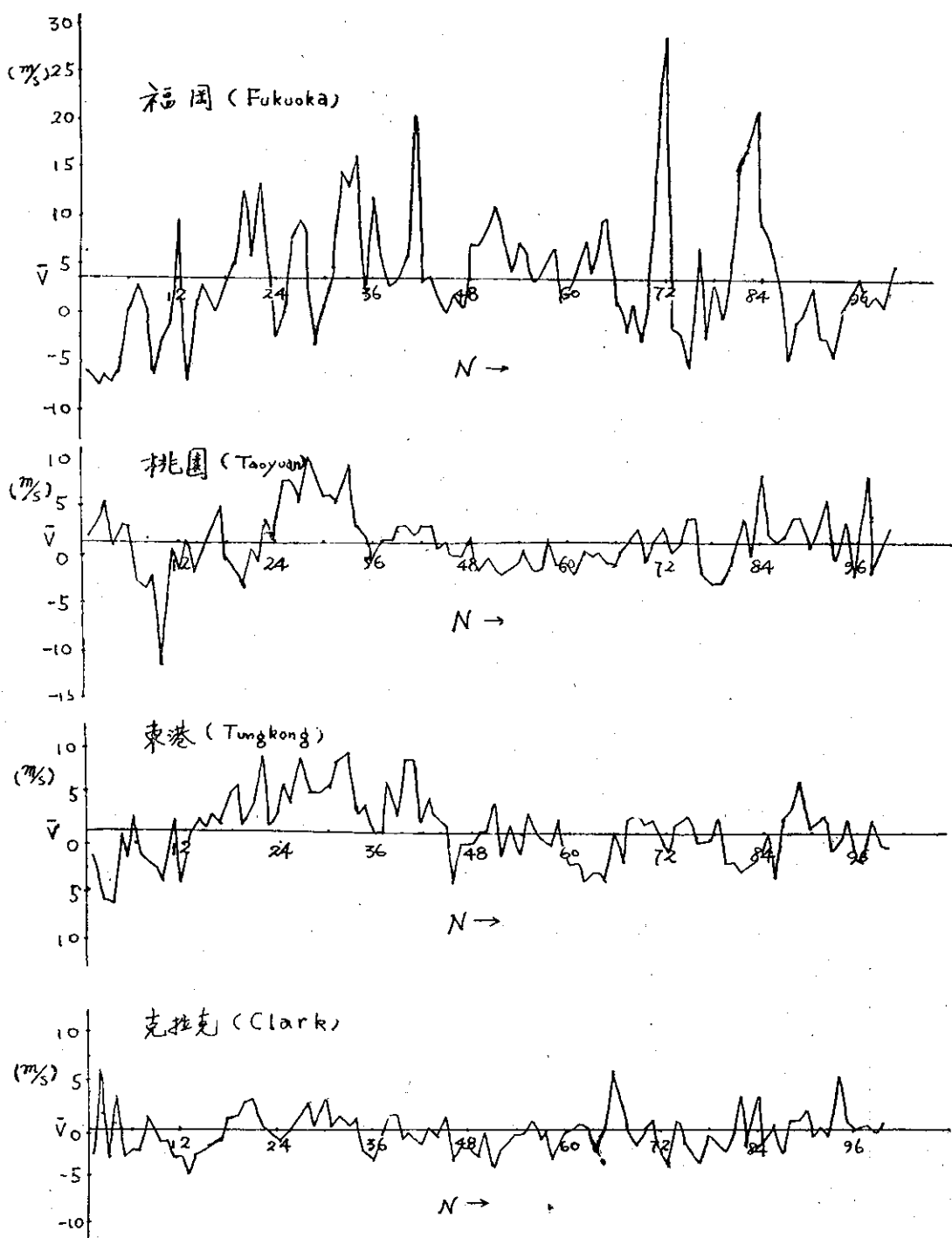


圖 2 南北風分量 春季(1964)

Fig. 2 Meridian Components of Wind in Spring (1964)

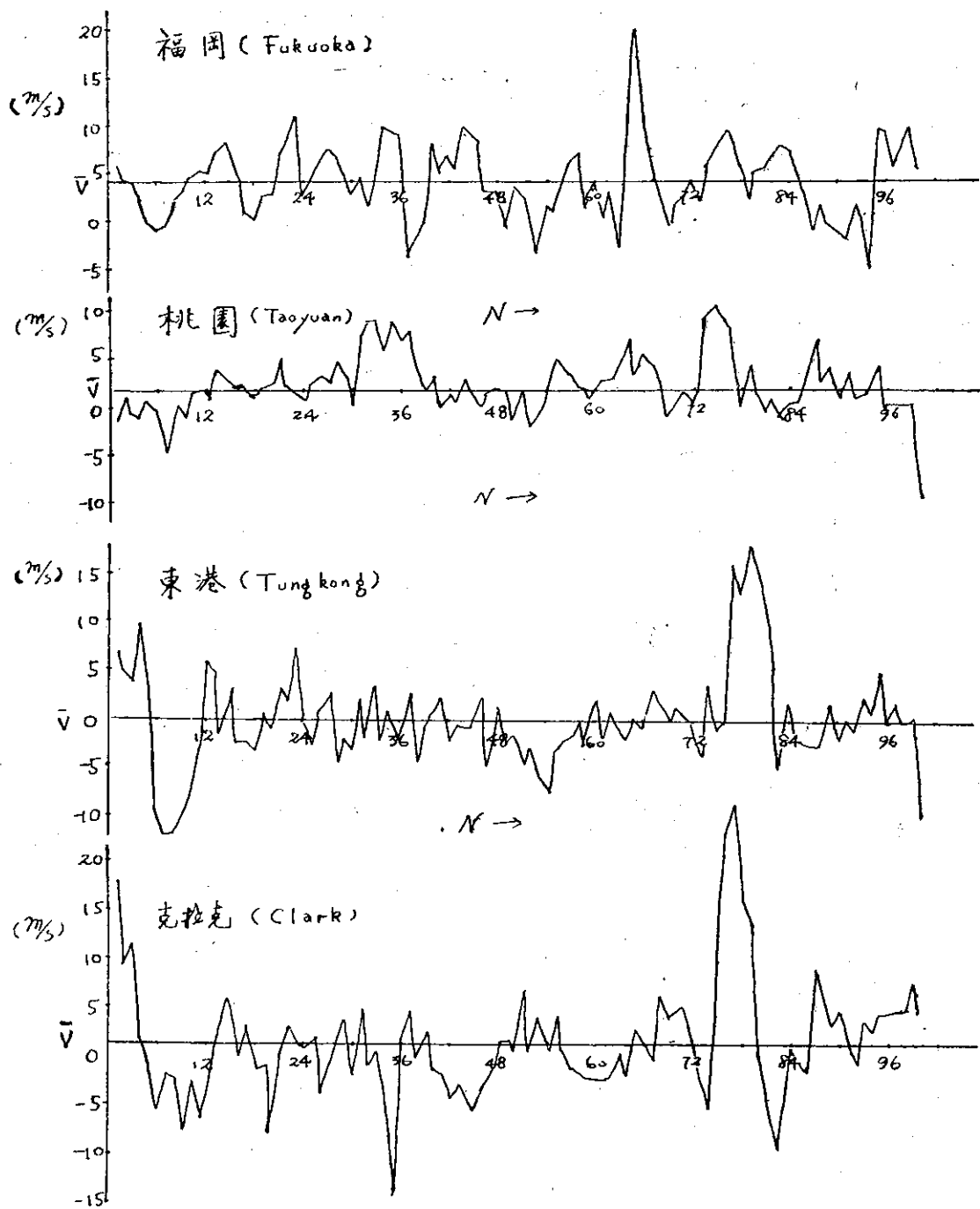


圖 3 南北風分量 夏季(1964)

Fig. 3 Meridian Components of Wind in Summer (1964)

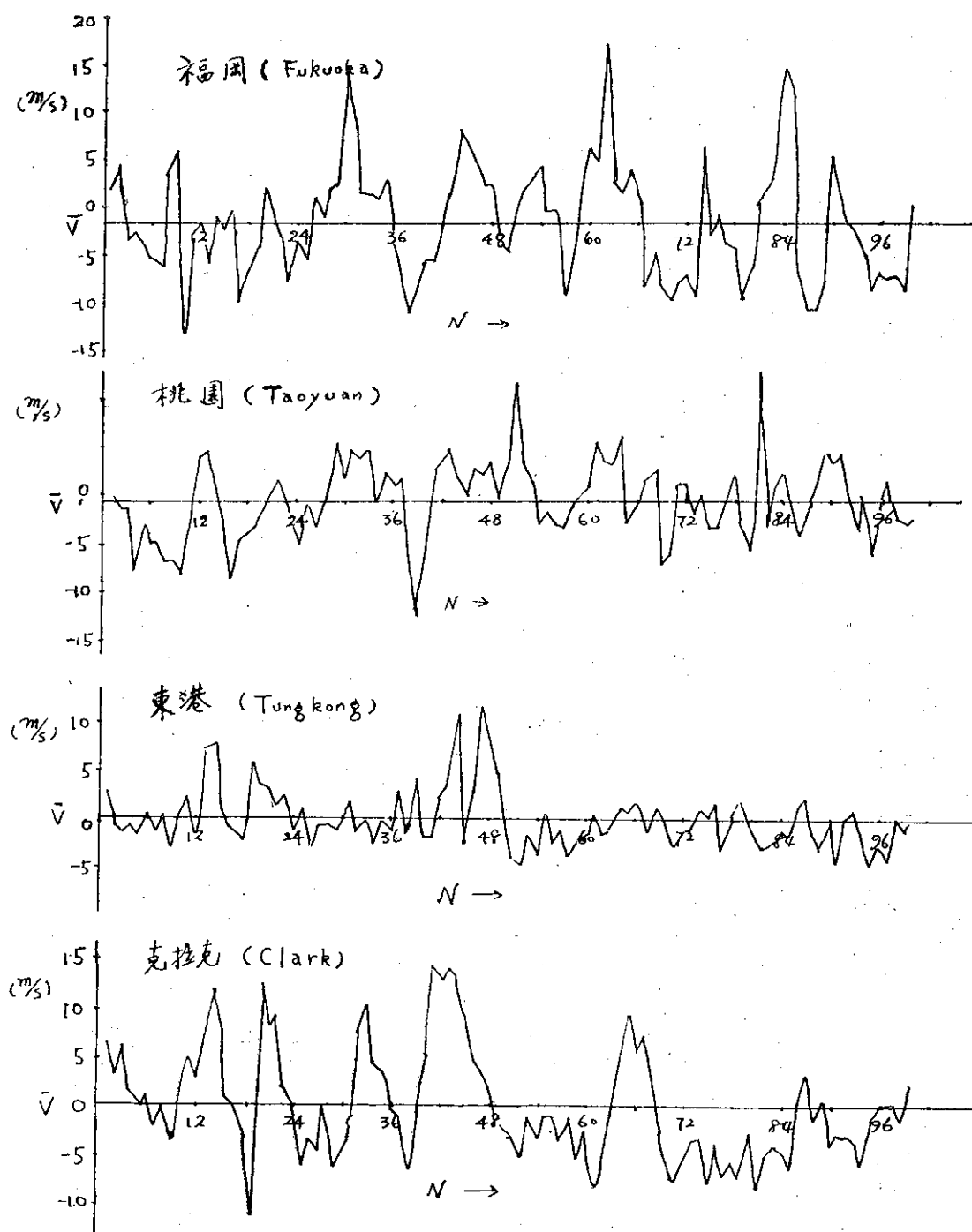


圖 4 南北風分量 秋季(1964)

Fig. 4 Meridian Components of Wind in Autumm (1964)

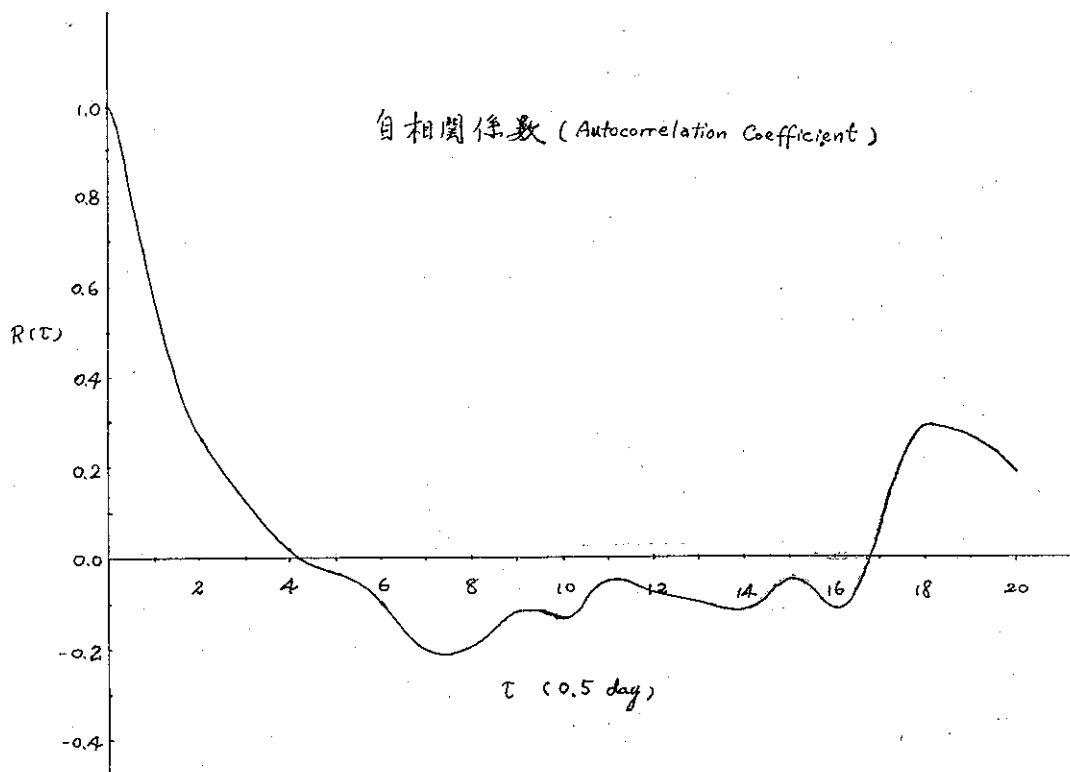


圖 5(a) 福岡(Fukuoka) 冬季(1964)

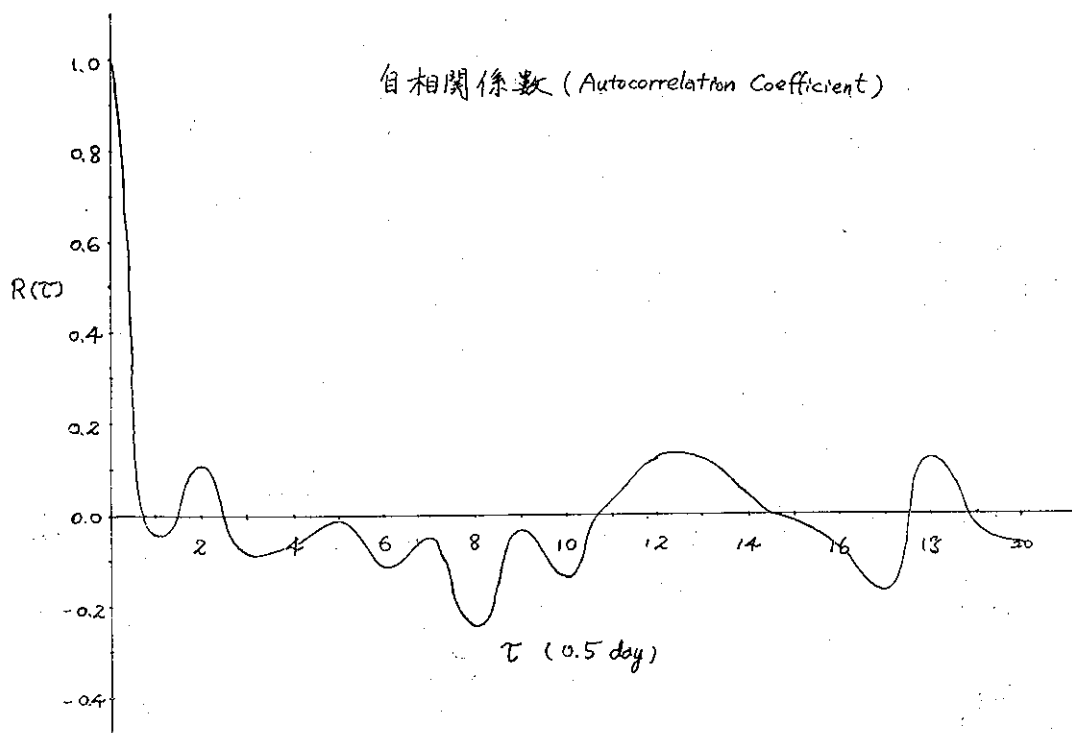


圖 5(b) 桃園(Taoyuan) 冬季(1964)

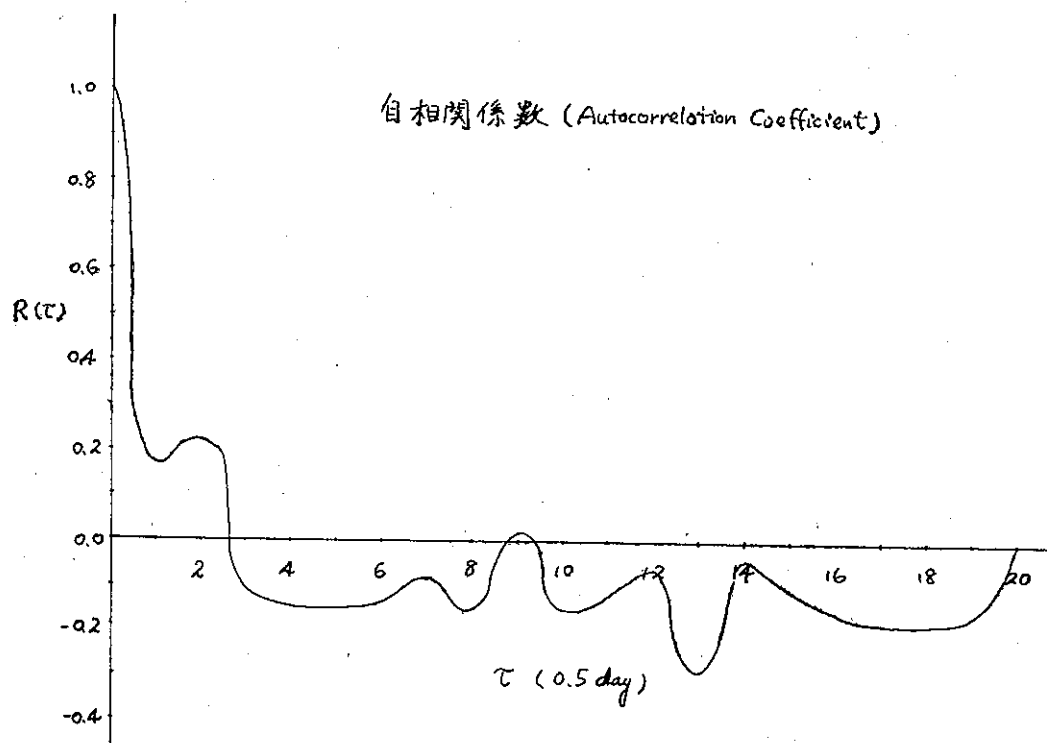


圖 5(c) 東港(Tungkong) 冬季(1964)

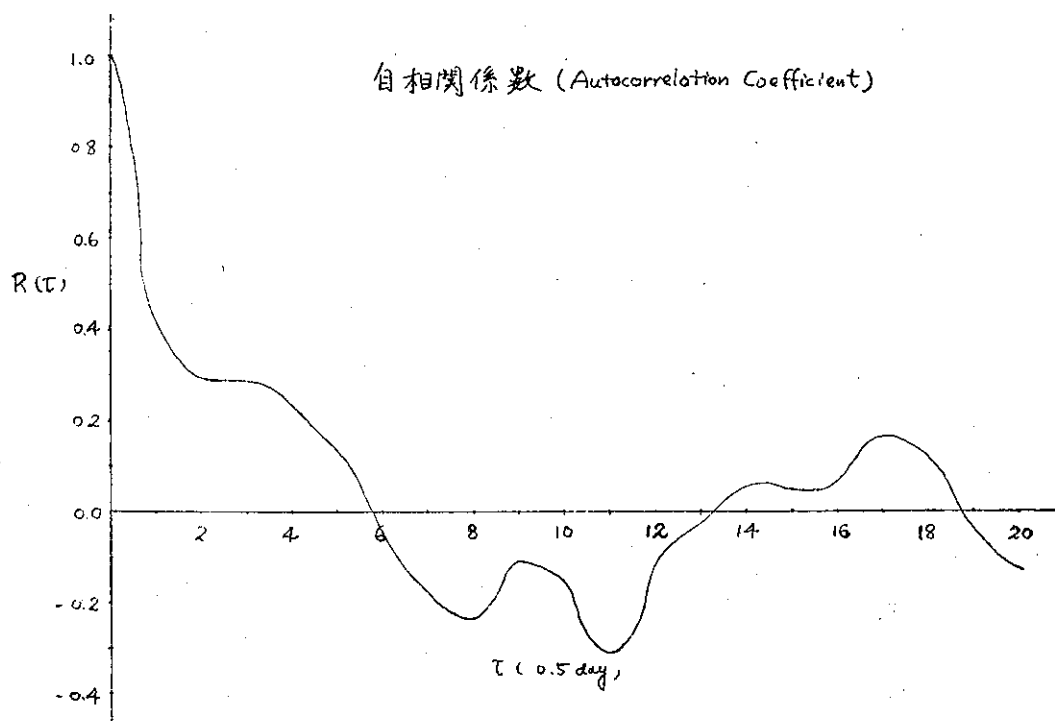


圖 5(d) 克拉克(Clark) 冬季(1964)

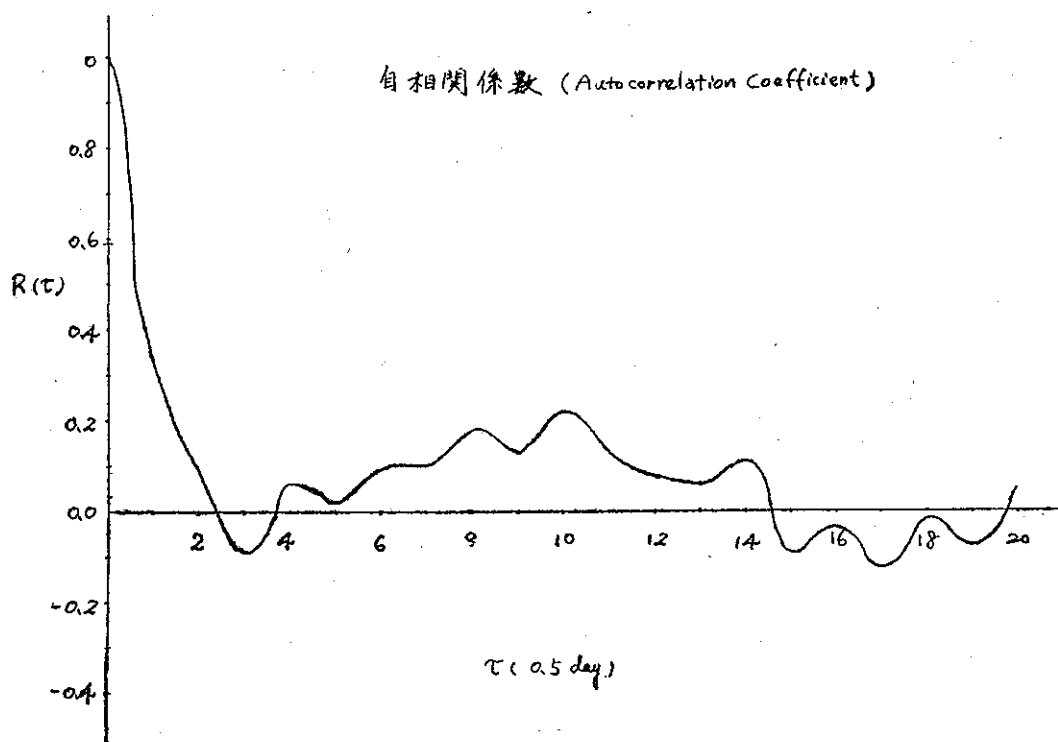


圖 6(a) 福岡(Fukuoka) 春季(1964)

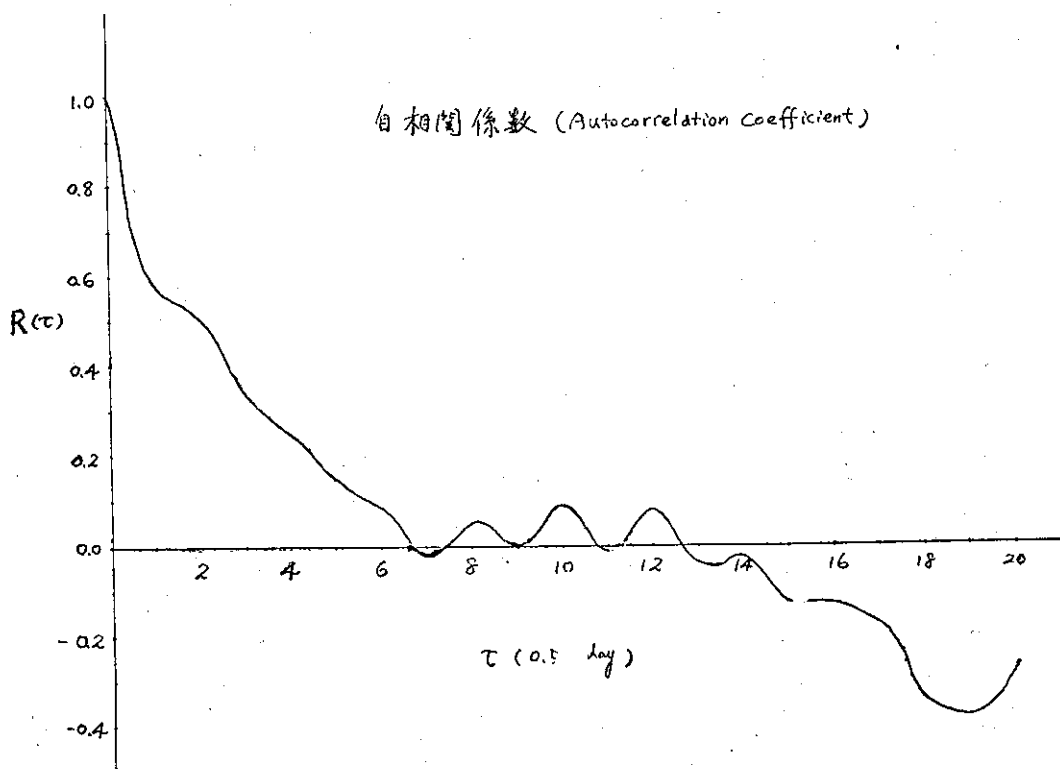


圖 6(b) 桃園(Taoyuan) 春季(1964)

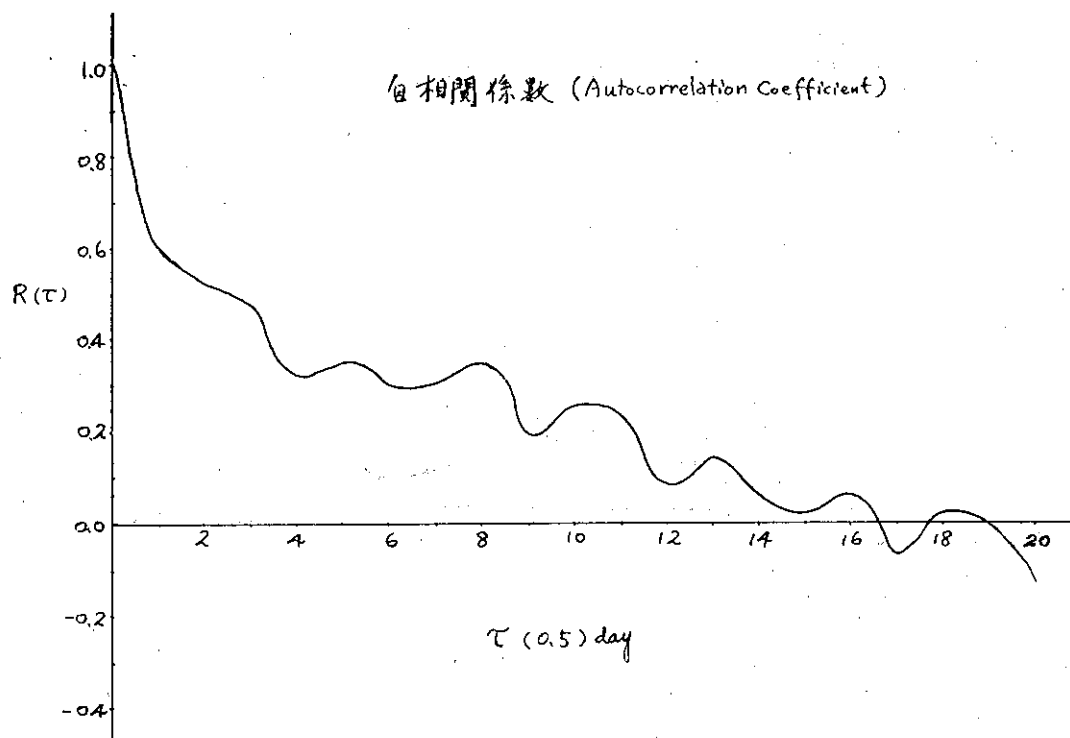


圖 6(c) 東港(Tungkong) 春季 (1964)

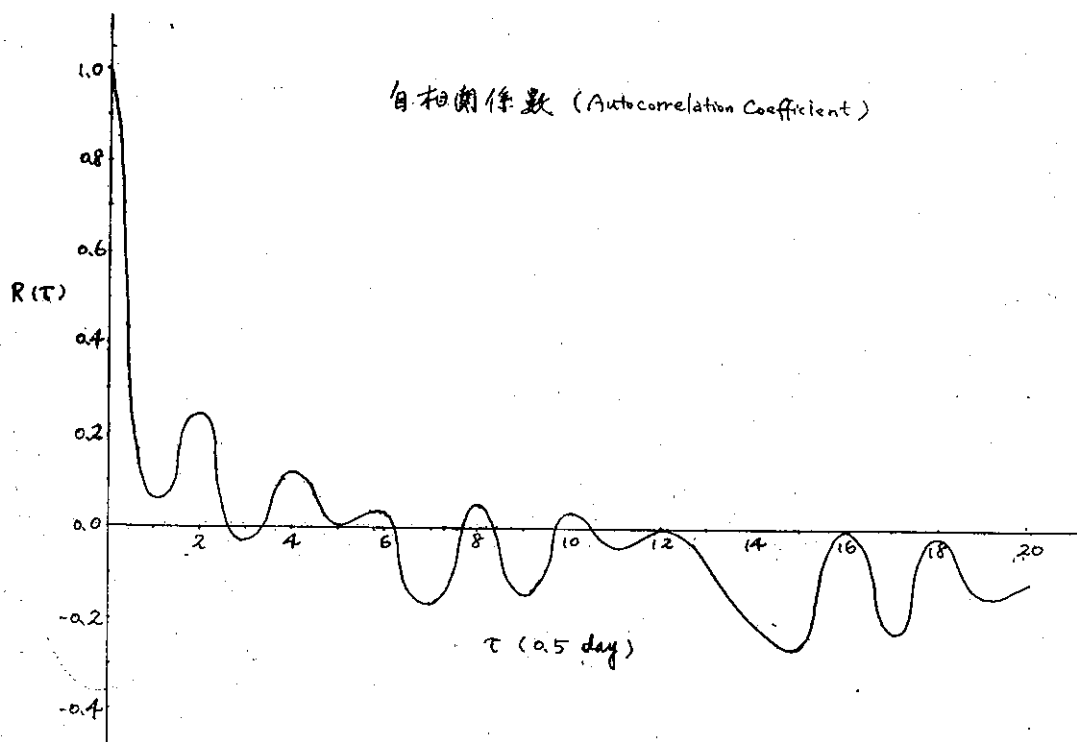


圖 6(d) 克拉克(Clark) 春季 (1964)

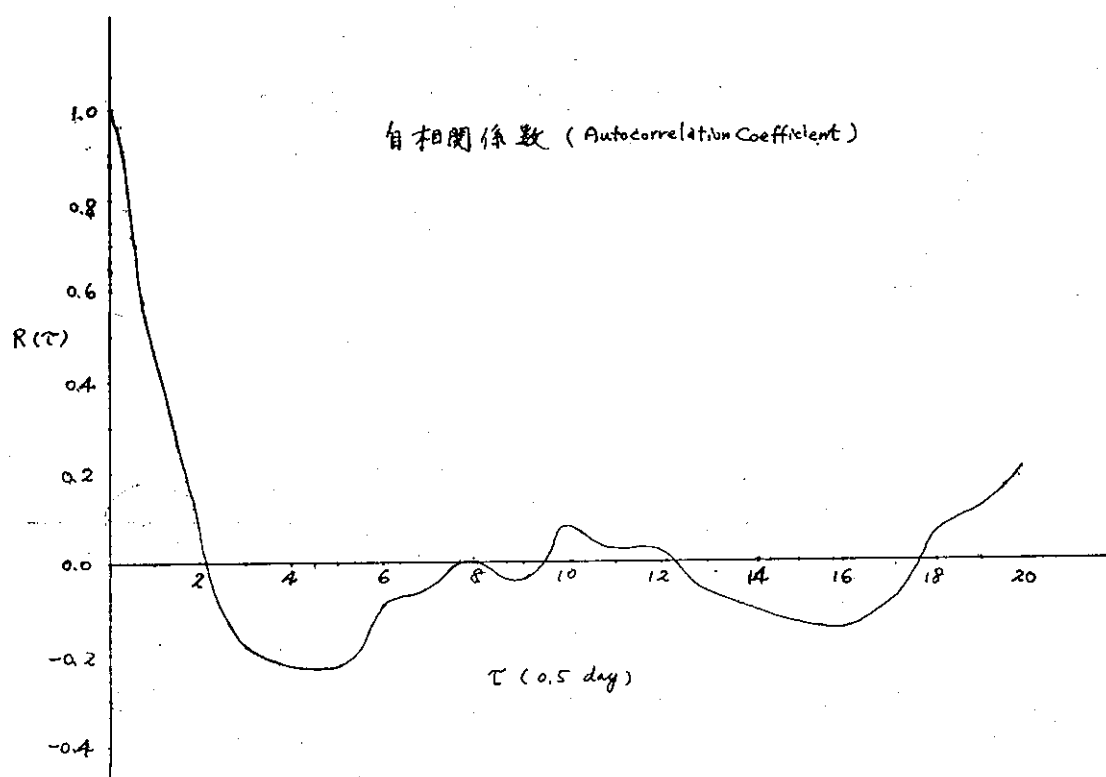


圖 7(a) 福岡(Fukuoka) 夏季 (1964)

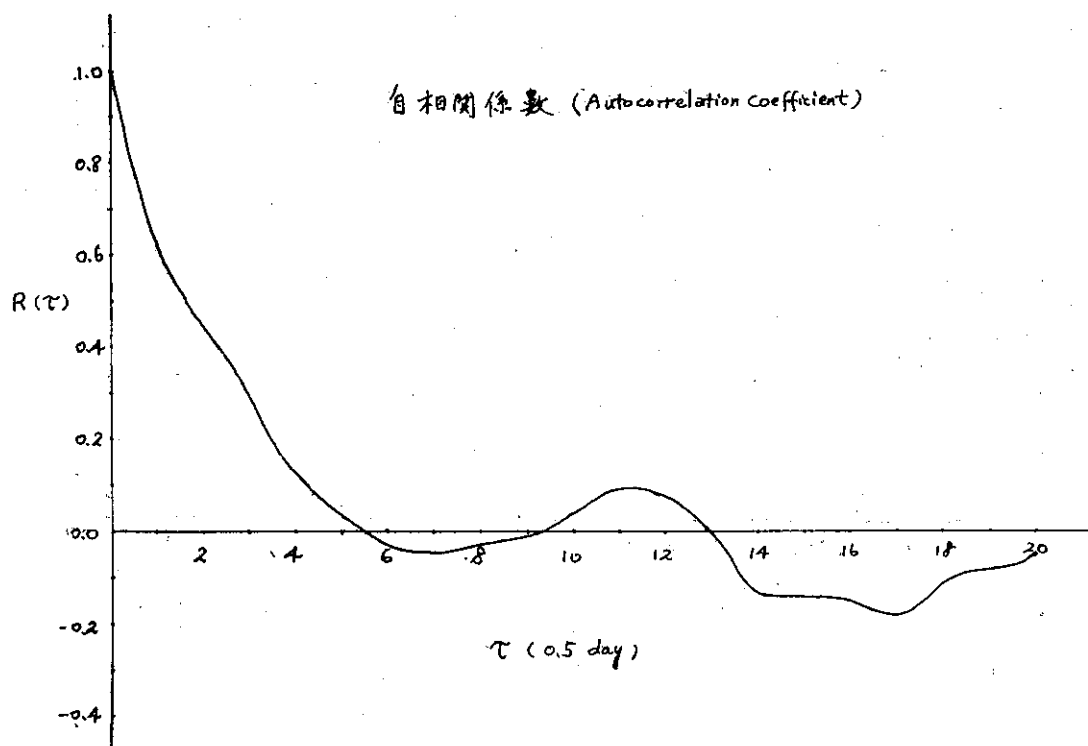


圖 7(b) 桃園(Taoyuan) 夏季 (1964)

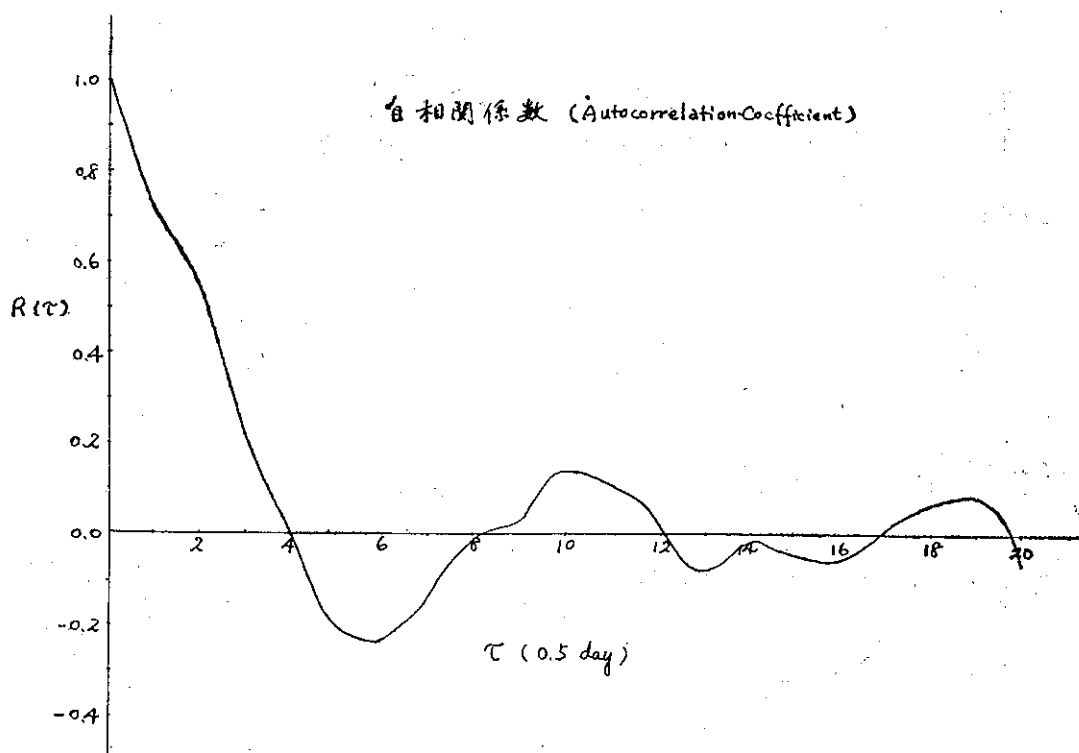


圖 7(c) 東港(Tungkong) (夏季)1964

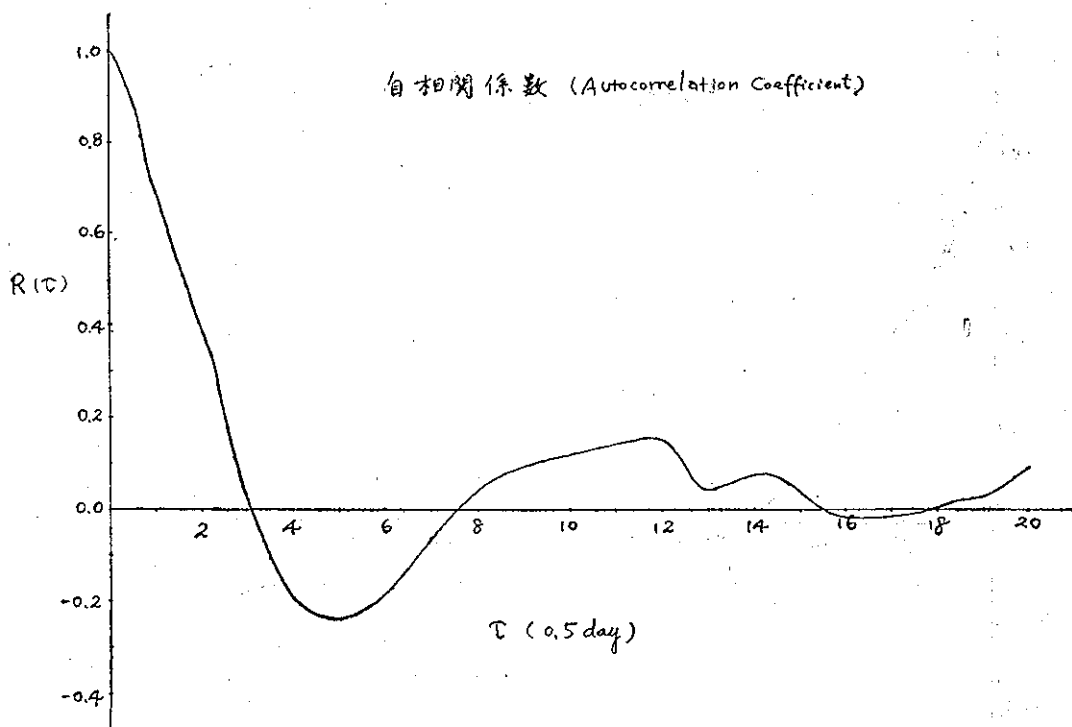


圖 7(d) 克拉克(Clark) 夏季(1964)

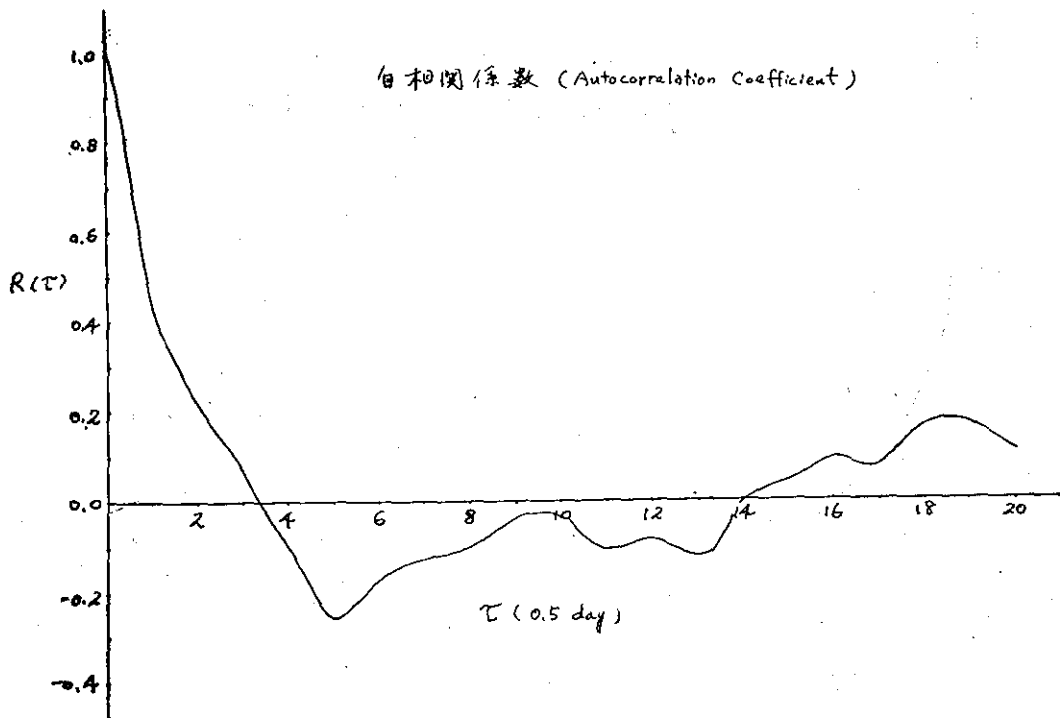


圖 8(a) 福岡(Fukuoka) (秋季)1964

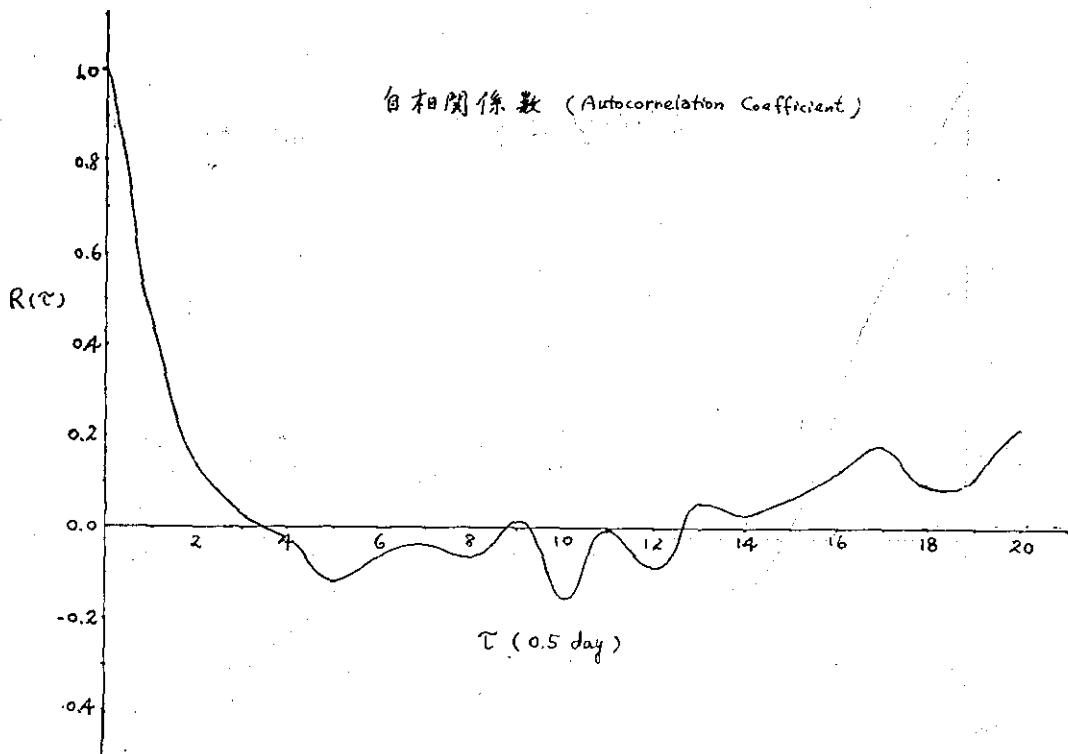


圖 8(b) 桃園(Taoyuan) (秋季)1964

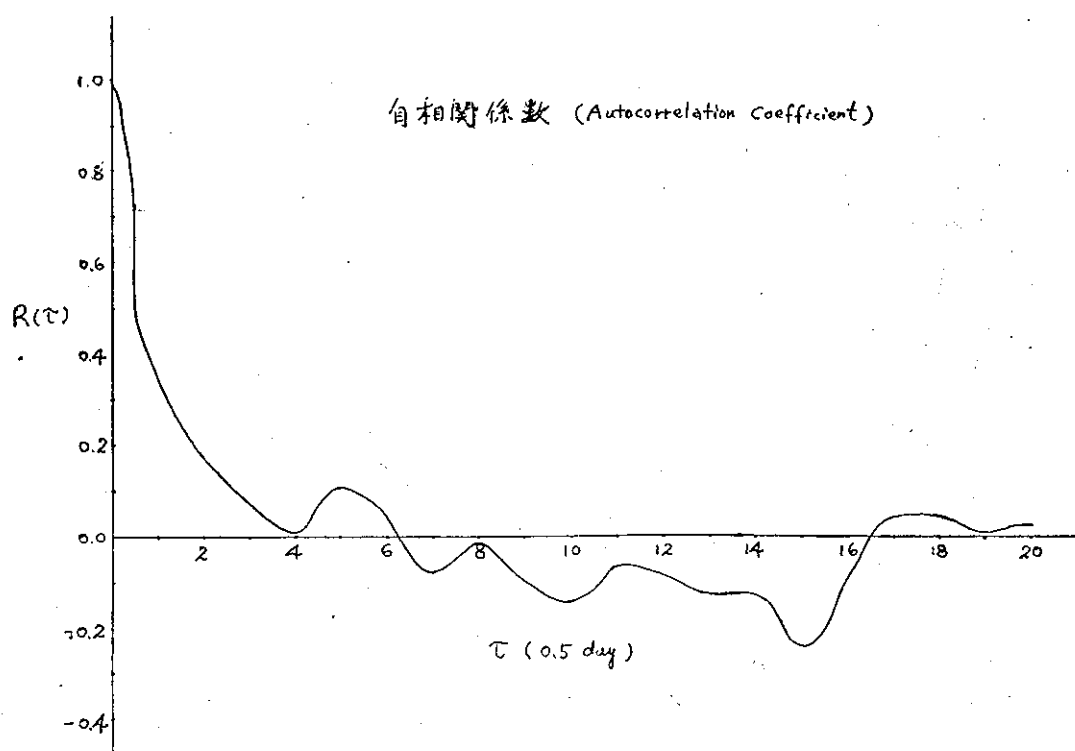


圖 8(c) 東港(Tungkong) (秋季)1964

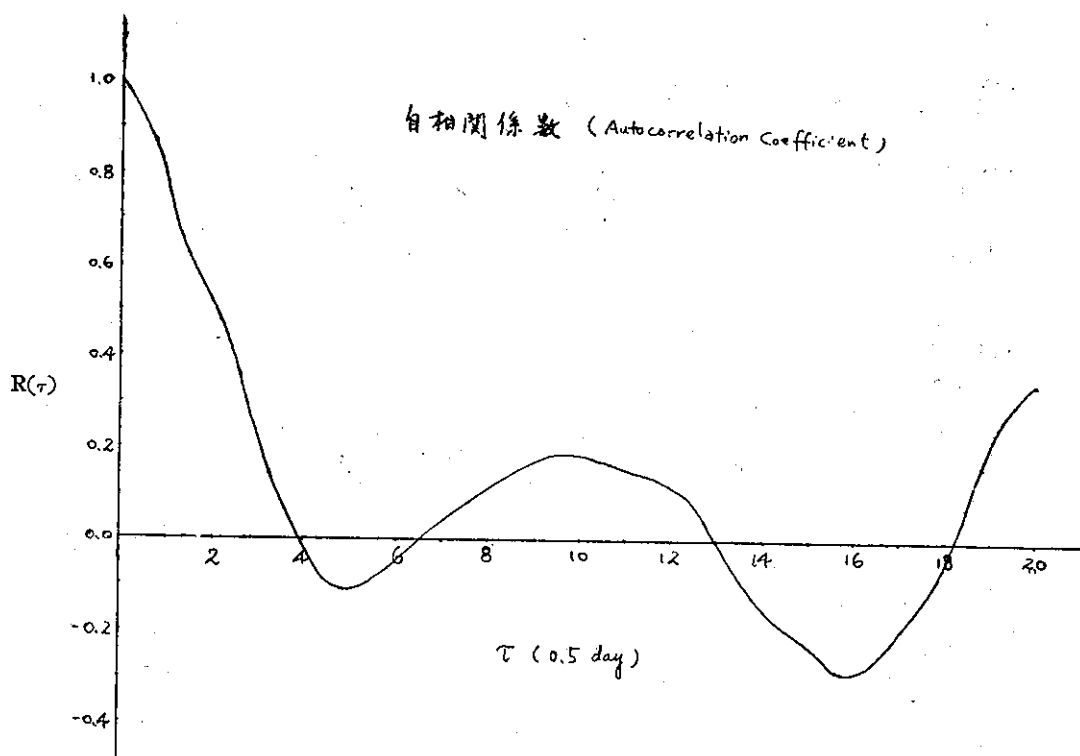


圖 8(d) 克拉克(Clark) 秋季(1964)

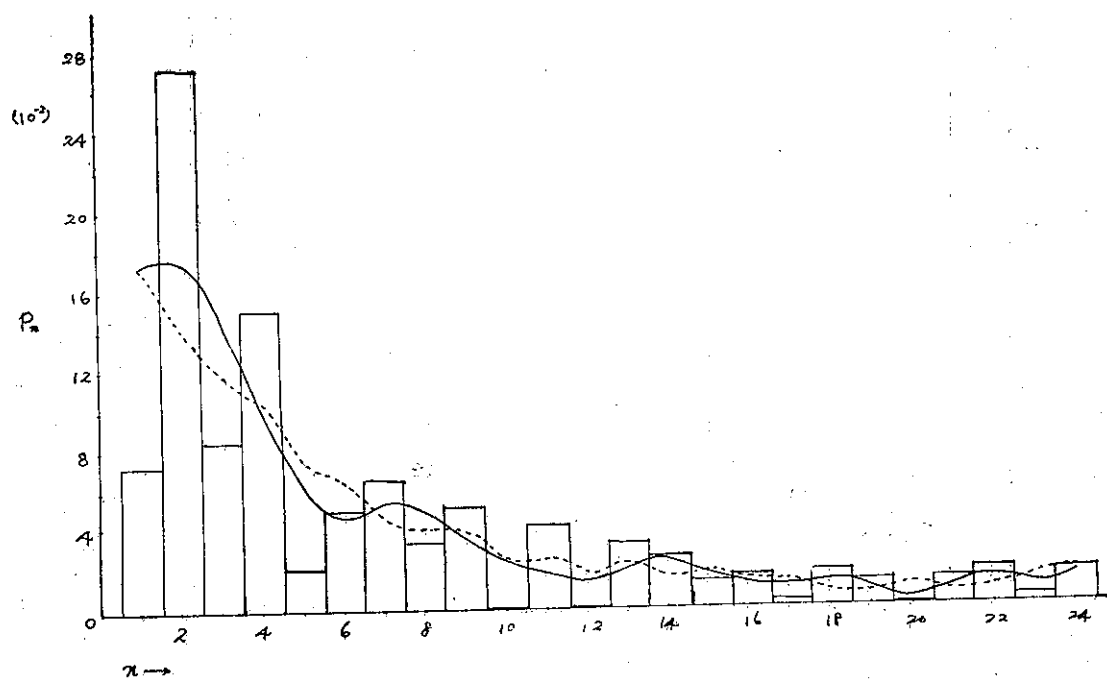


圖 9(a) 福岡(Fukuoka) 冬季 (1964)

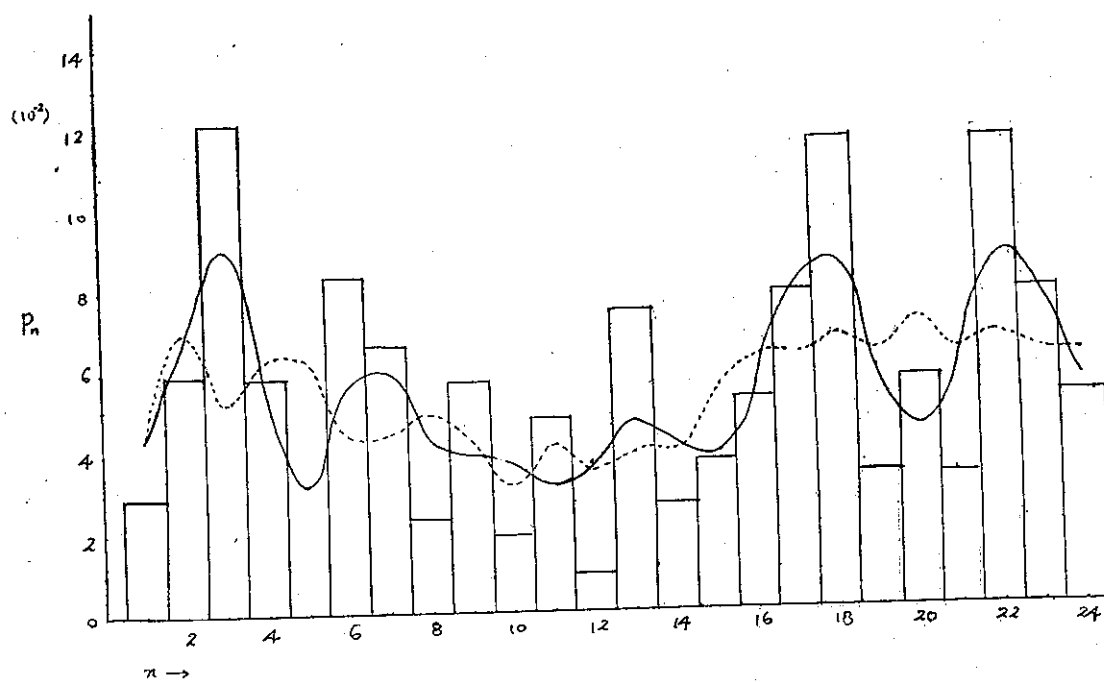


圖 9(b) 桃園(Taoyuan) 冬季 (1964)

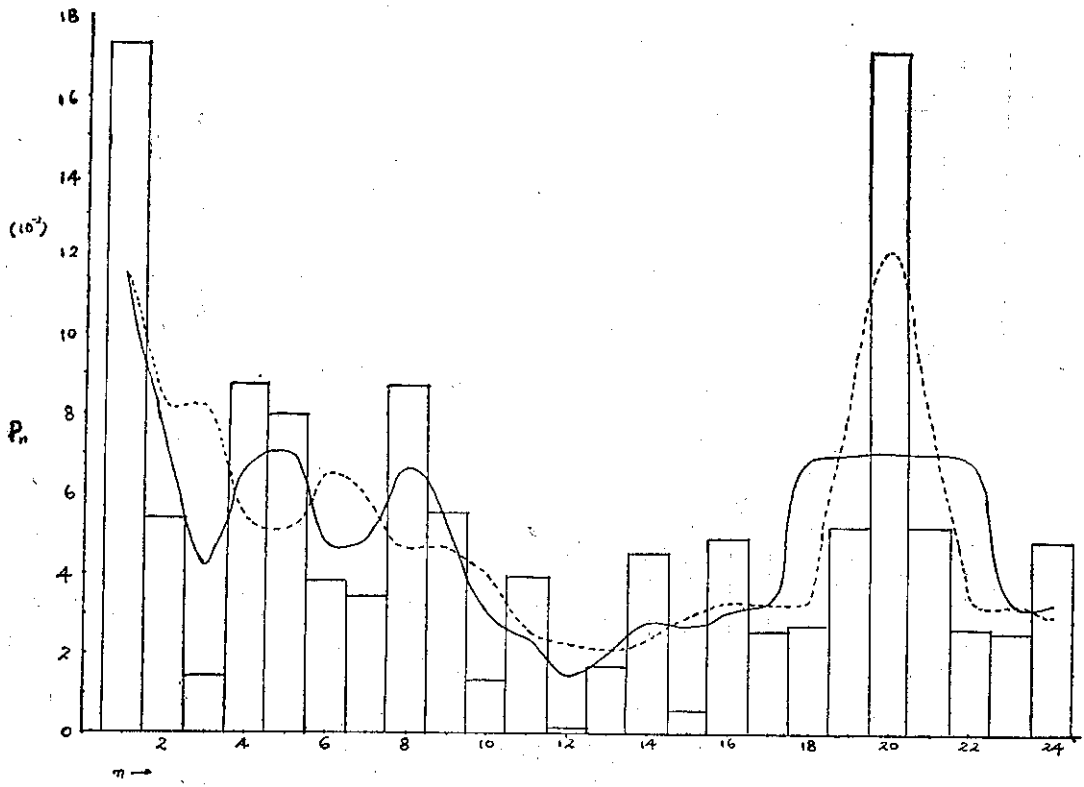


圖 9(c) 東港(Tungkong) 冬季 (1964)

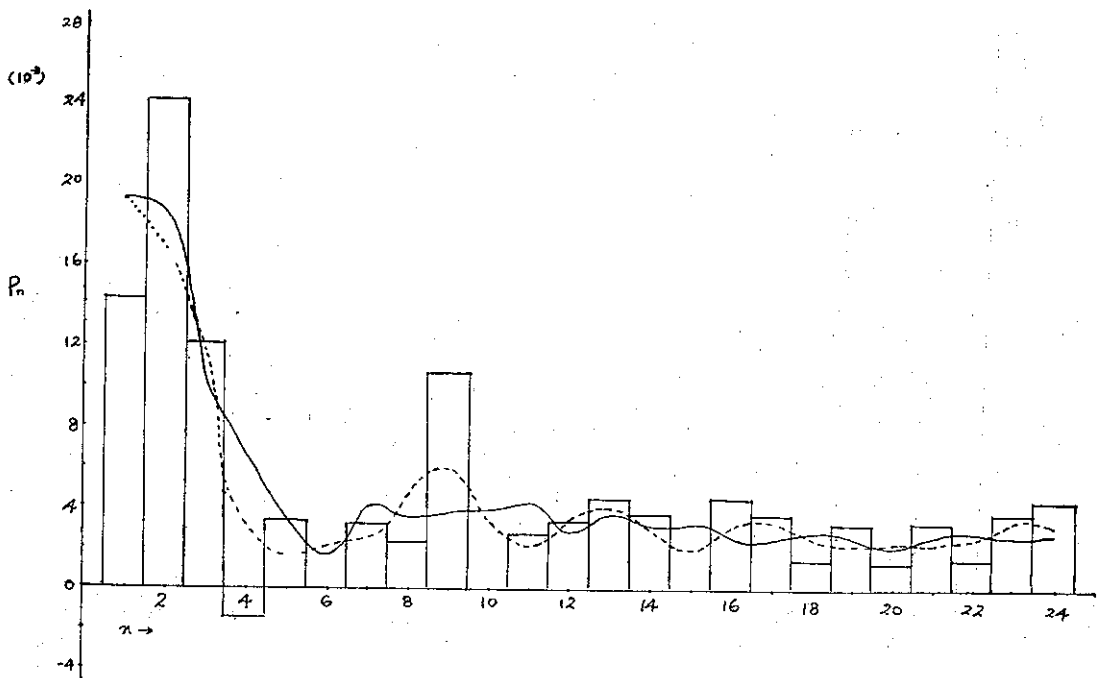


圖 9(d) 克拉克(Clark) 冬季 (1964)

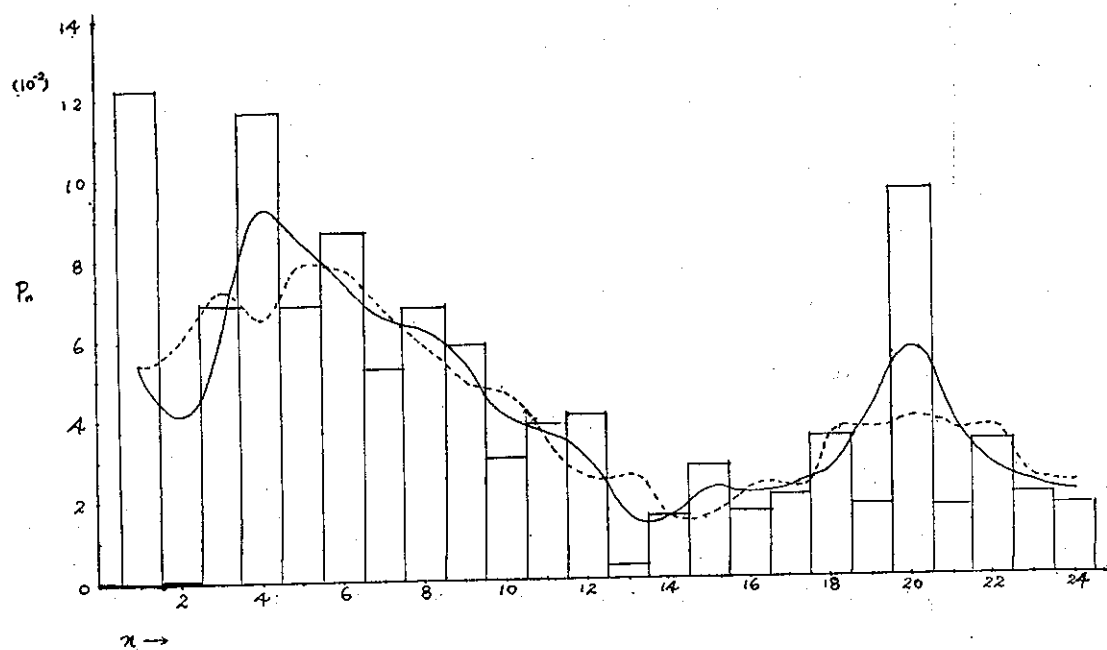


圖 10(a) 福岡(Fukuoka) 春季 (1964)

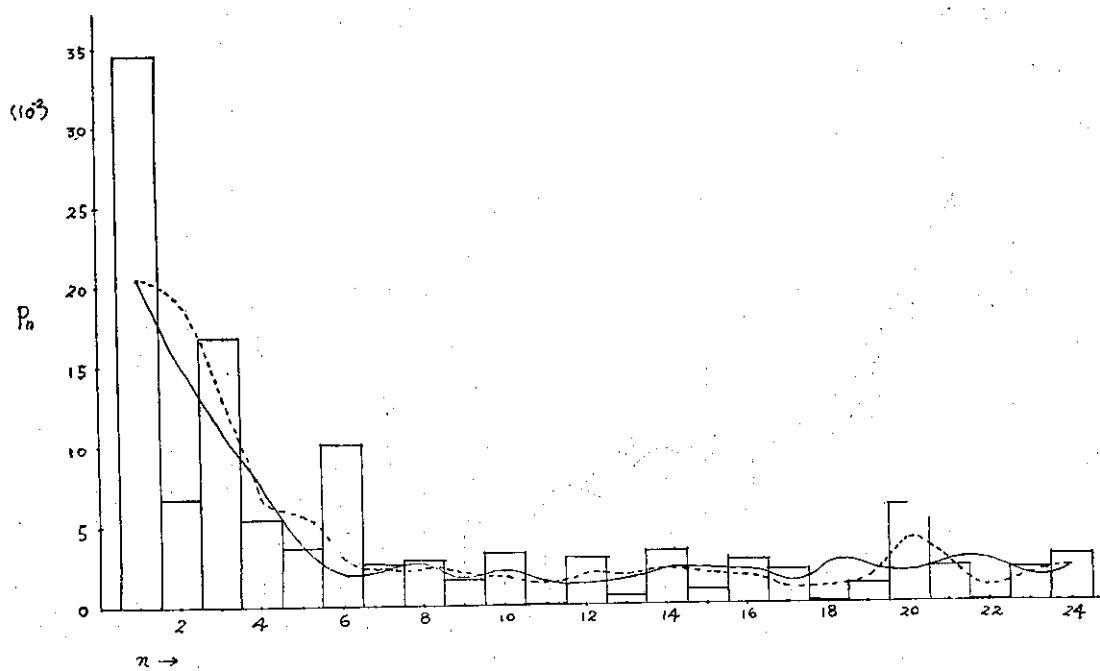


圖 10(b) 桃園(Taoyuan) 春季 (1964)

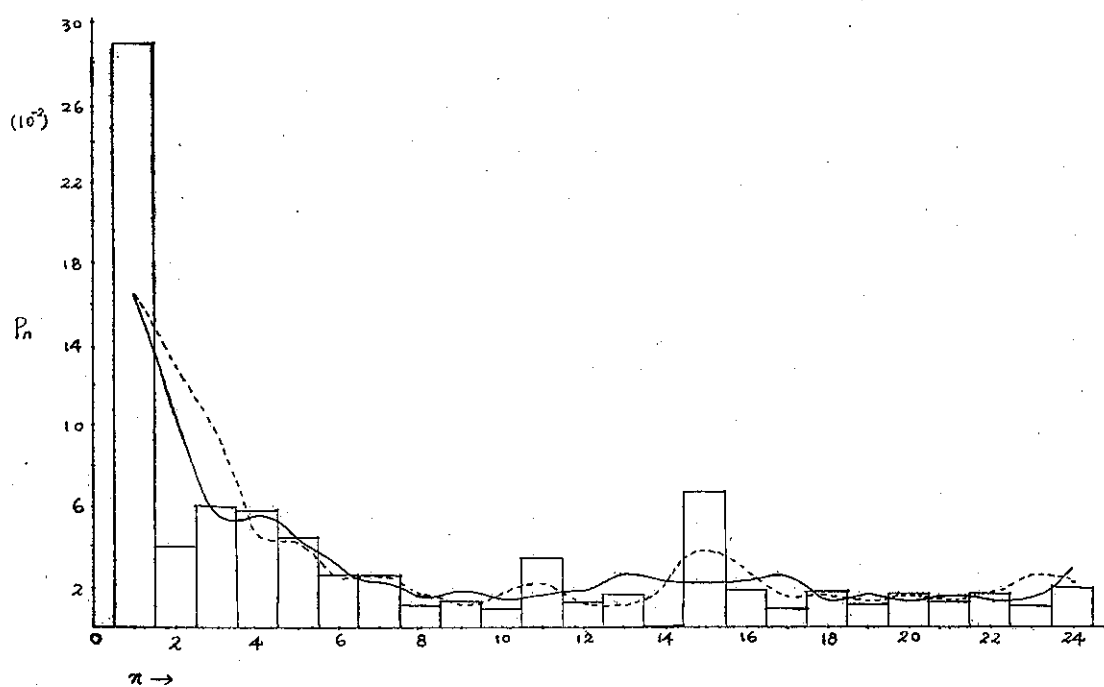


圖 10(c) 東港(Tungkong) 春季 (1964)

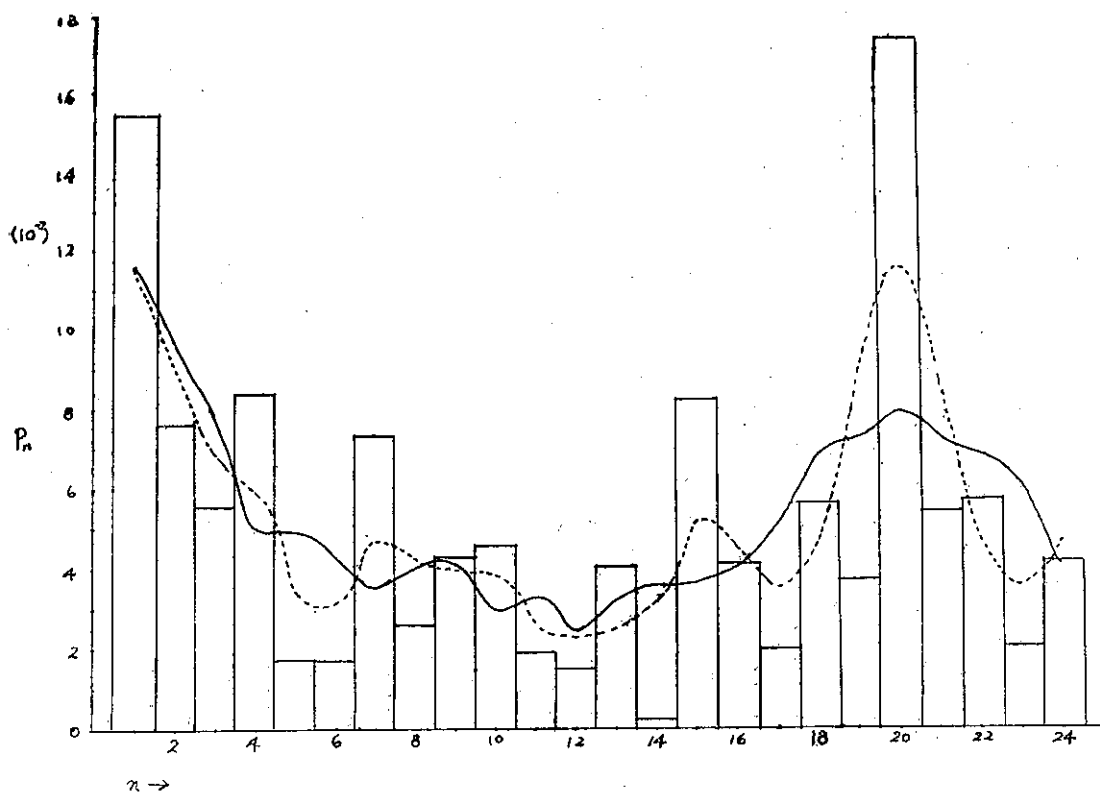


圖 10(d) 克拉克(Clark) 春季(1964)

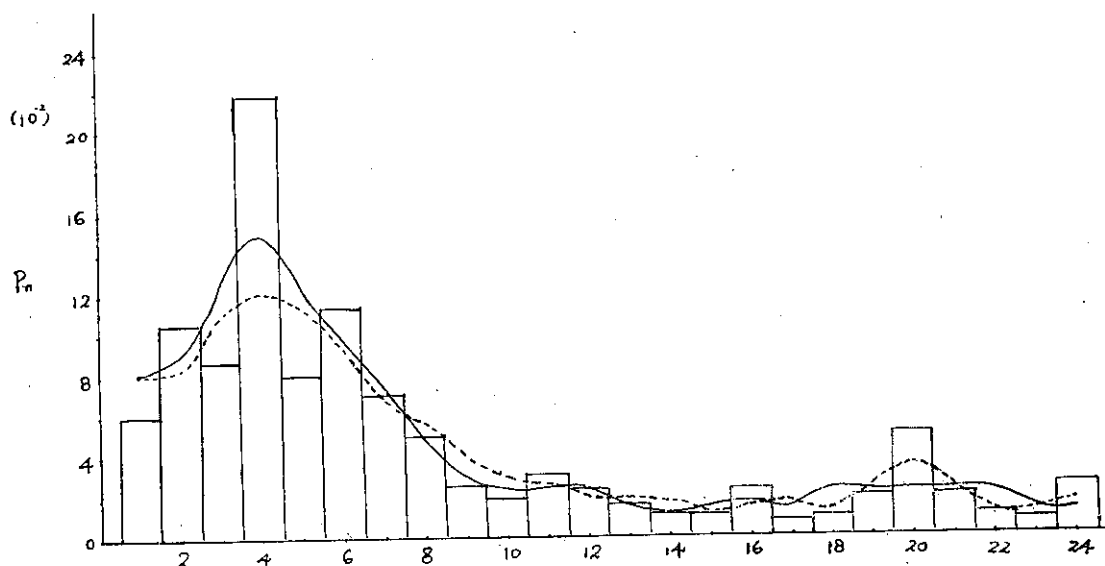


圖 11(a) 福岡(Fukuoka) 夏季 (1964)

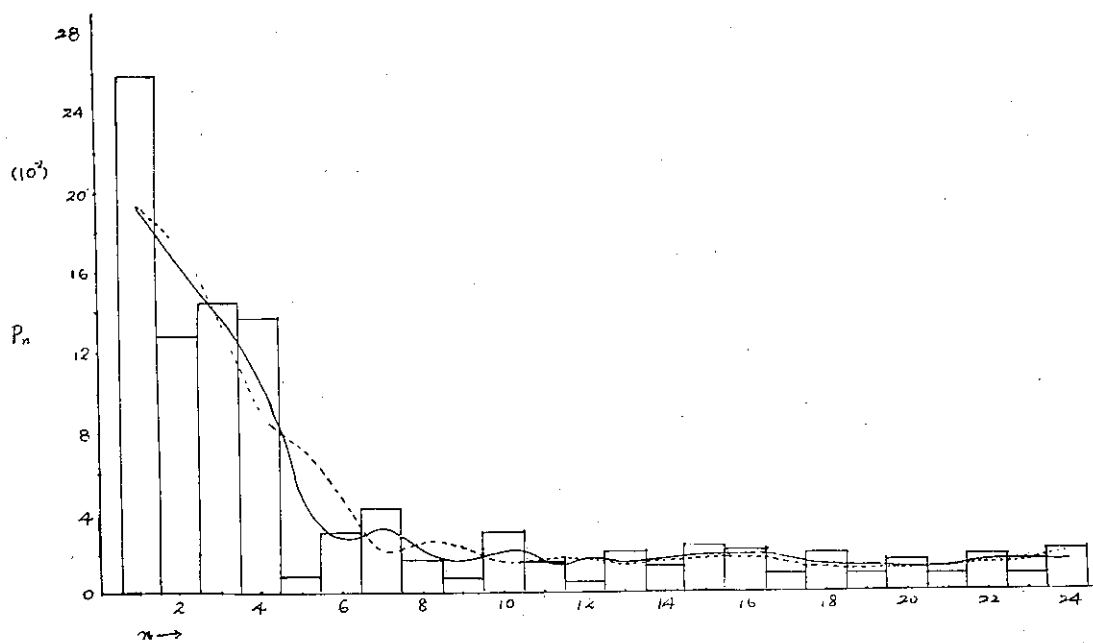


圖 11(b) 桃園(Taoyuan) 夏季 (1964)

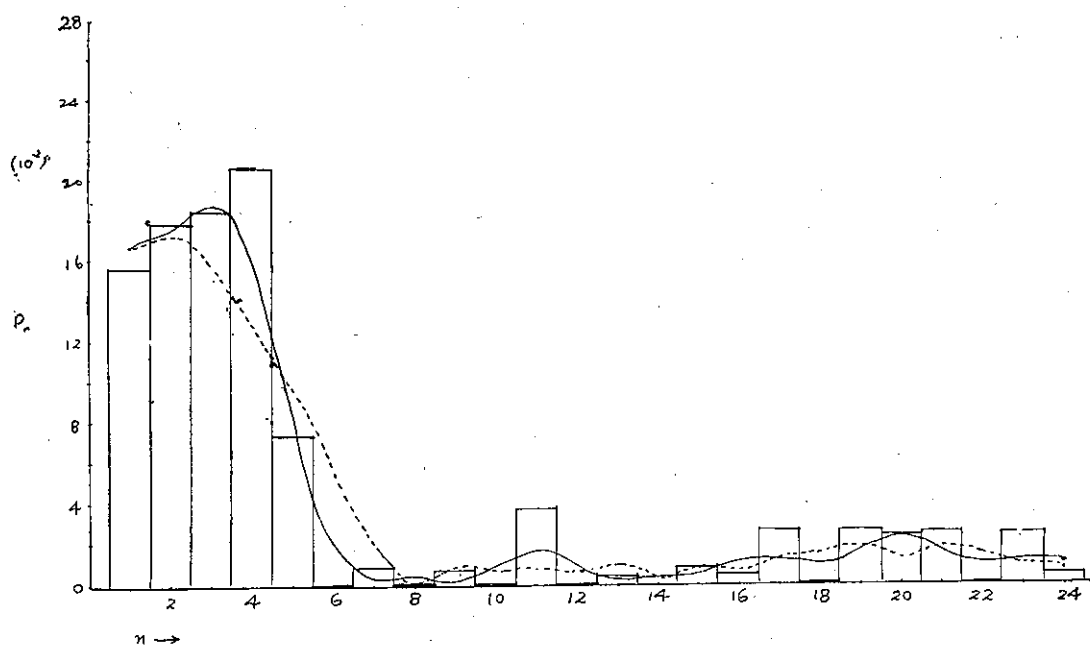


圖 11(c) 東港(Tungkong) 夏季 (1964)

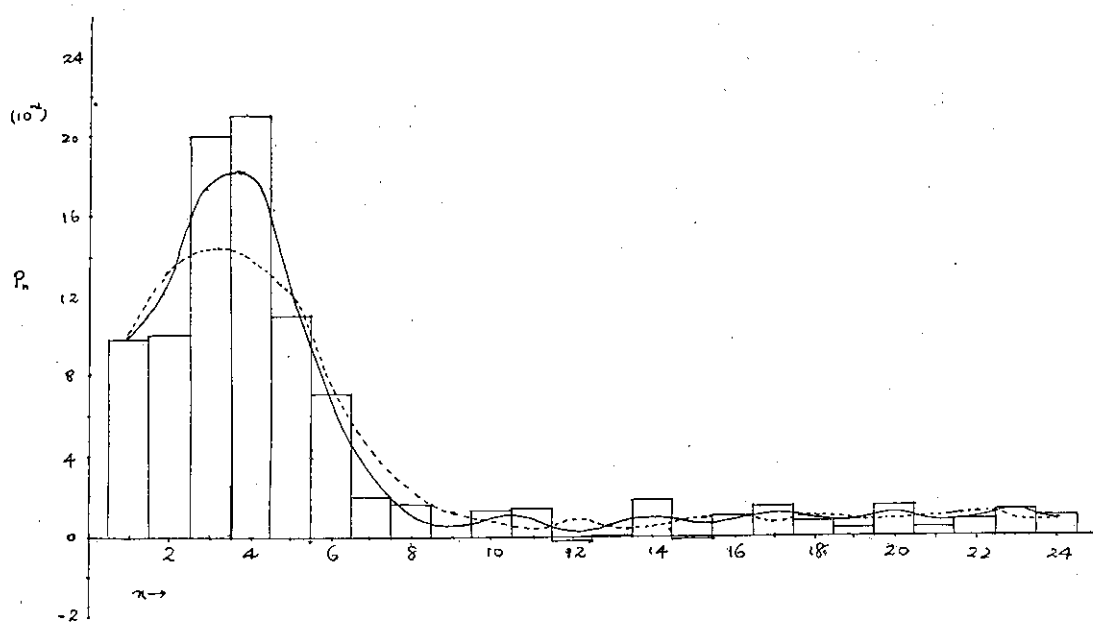


圖 11(d) 克拉克(Clark) 夏季 (1964)

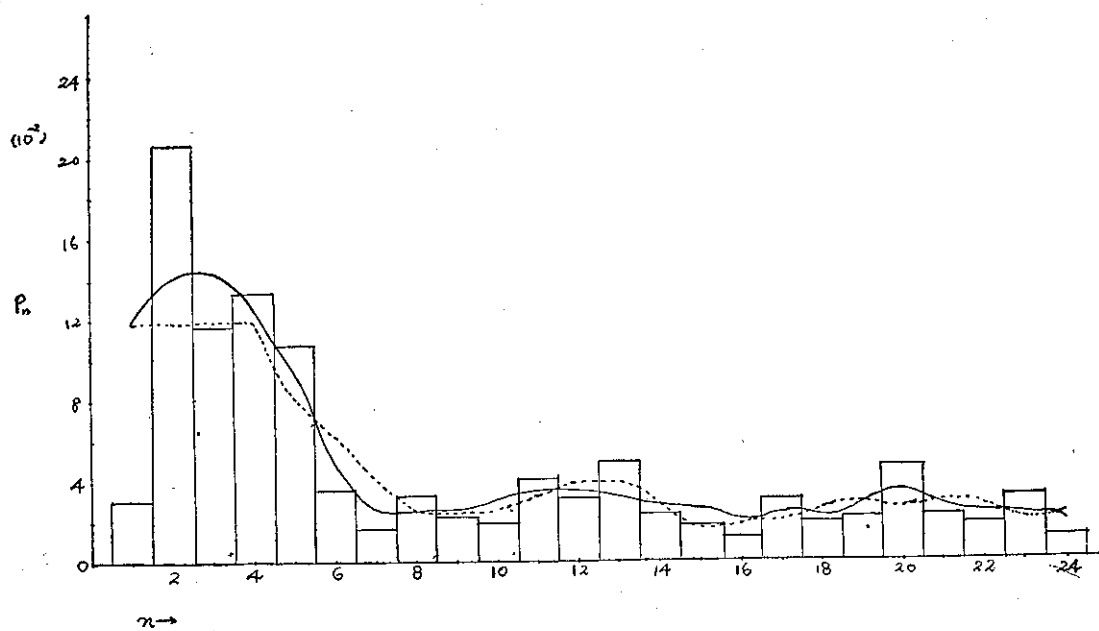


圖 12(a) 福岡(Fukuoka) 秋季 (1964)

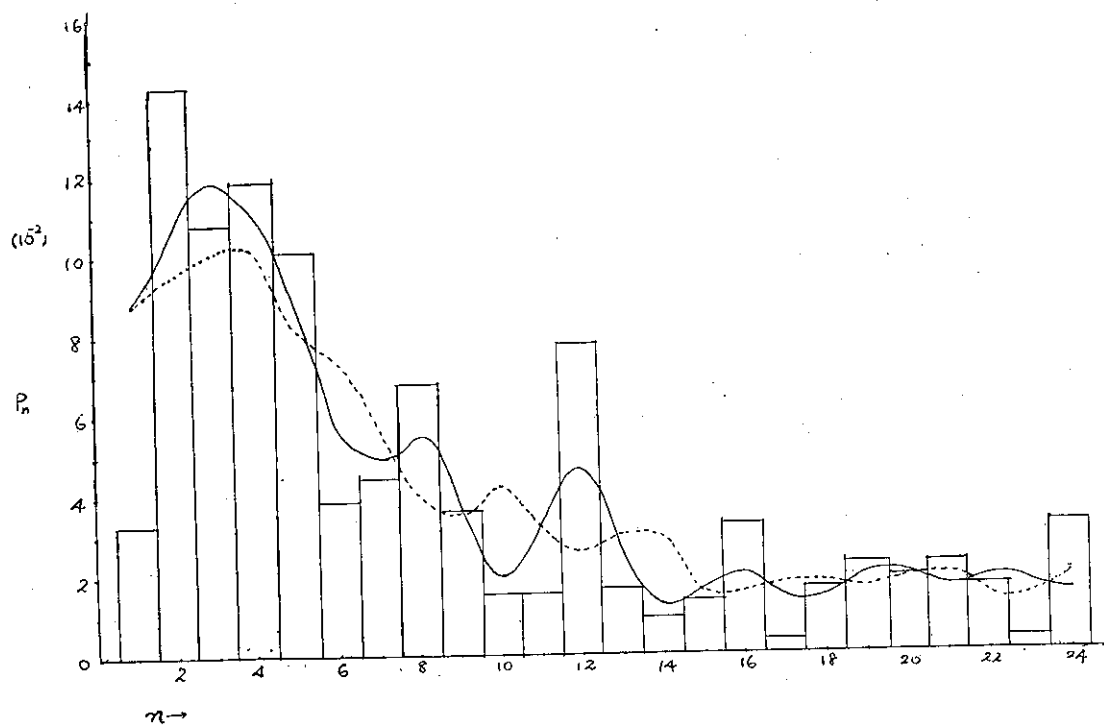


圖 12(b) 桃園(Taoyuan) 秋季 (1964)

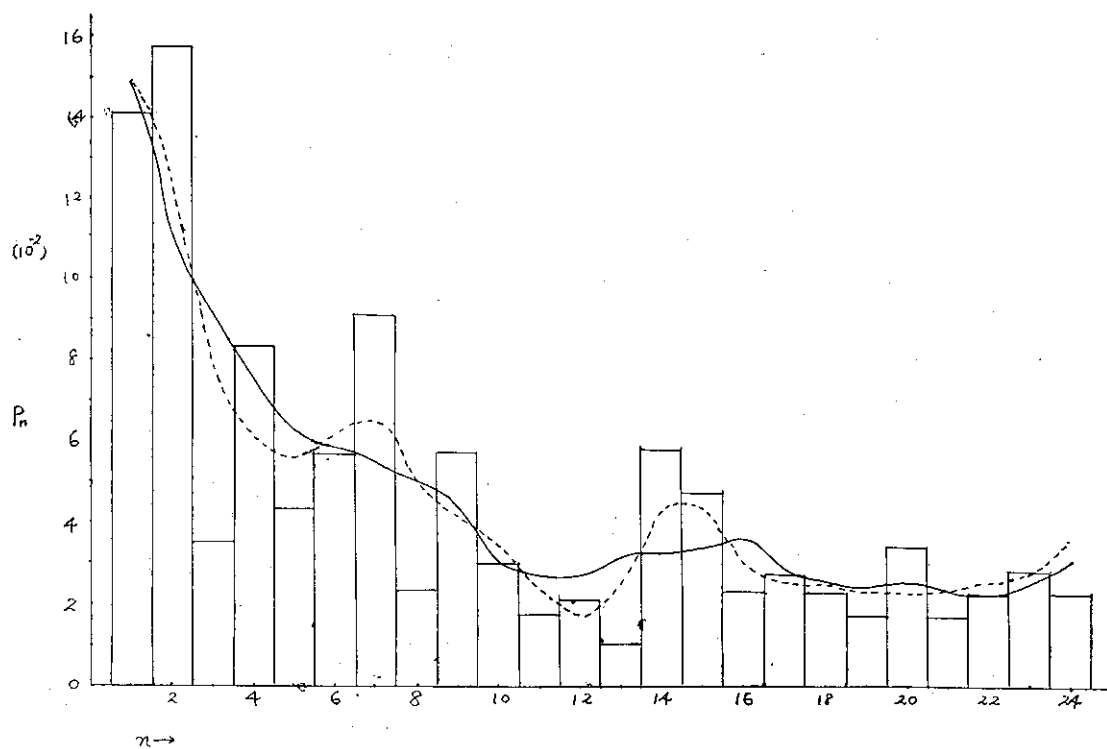


圖 12(c) 東港(Tungkong) 秋季 (1964)

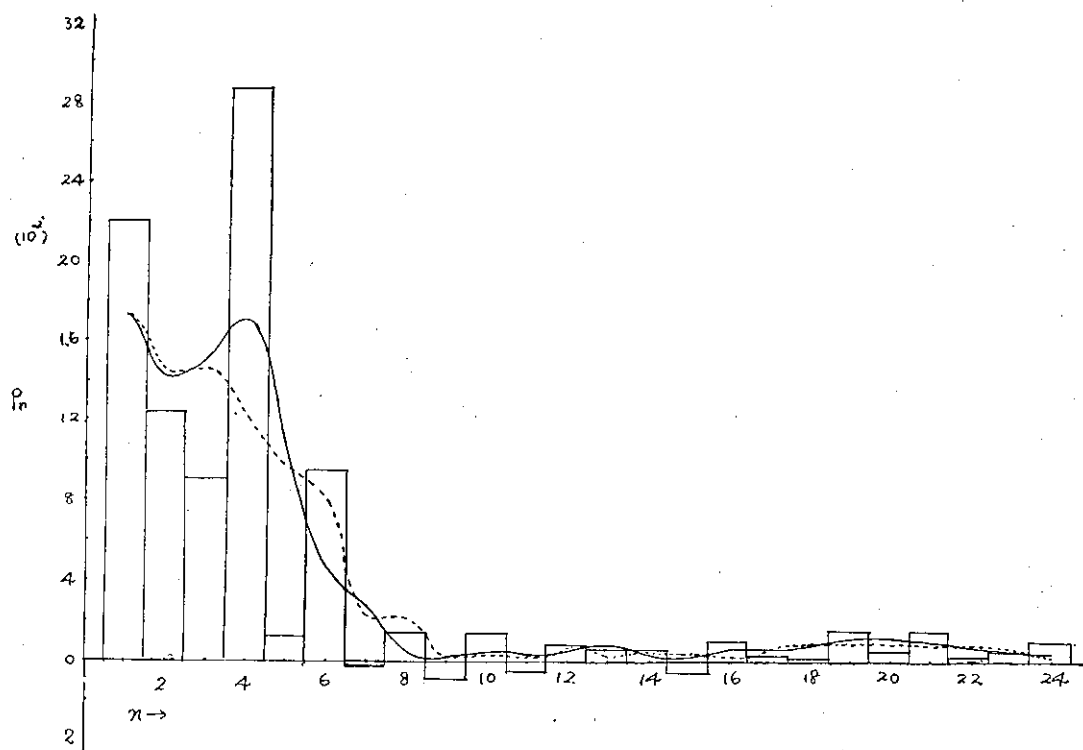


圖 12(d) 克拉克(Clark) 秋季 (1964)

(4) :

$$P_n = \frac{R_n}{m} + \frac{2}{m} \sum_{\tau=1}^{n-1} [R_\tau \cos(\frac{2\pi}{2m} n\tau)] + \frac{R_m}{m} (-1)^n \dots\dots\dots (18)$$

上式中 R_τ 是遲滯量等於 τ 時之自相關係數， n 為調和數(Harmonic number)，又稱頻率(Frequency)，因為他又代表第 n 個調和數在 $N \times \Delta t$ 時間內所完成的完整週期數。在此我們可注意到，當 m 值越比原始觀測數 N 小時，所得到的功率譜越平滑；然而對長週期而言，若 m 過小，則其重要性就愈無法知道，並且影響到分解的技巧，使所得的譜函數過於平滑，以致隱匿了函數母體 (Population) 的特性。

由本節計算所得四個測站各季的功率譜，用直方圖 (Column diagram) 繪出，詳見圖 9 至圖 12。

(4) 功率譜之平滑估計。

利用 (18) 式所估計得之平滑譜函數並不理想，Tukey 氏另用一較有效的方法如下 [4] :

$$\left. \begin{aligned} S_0 &= 0.5P_0 + 0.5P_1 \\ S_i &= 0.25P_{i-1} + 0.5P_i + 0.25P_{i+1} \\ S_m &= 0.5P_{m-1} + 0.5P_m \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (19)$$

還有一種公式為：

$$S'_i = \frac{P_{i-2} + P_{i-1} + P_i + P_{i+1} + P_{i+2} \dots\dots\dots (20)}{5}$$

應用 (19) 與 (20) 兩式得到的結果，分別以實線及虛線加繪於圖 9~12 之上。

(5) 統計的可靠性。

Tukey 氏用前述公式所求出估計之平滑功率譜，顯示出對時間值的散佈情形，其頻率分配 (Frequency distribution)，是由 χ^2 分配 (Chi-square distribution) 近似估計而得。對於每一估計值的可靠性 (Reliability)，可用統計上的自由度 (Degree of freedom) k 之數目表示：

$$k = \frac{N - \frac{m}{5}}{\frac{m}{2}} \dots\dots\dots (21)$$

在本文中， $N=100$ ， $m=20$ ，故

$$k = 9.6 = 10 \dots\dots\dots (22)$$

由 χ^2 的界限值表 [4] 中可查出。界限為 5% 的 χ^2 值等於 18.31，因此以 k 除此值，並用 ν 表之可得：

$$\nu = 1.83 \dots\dots\dots (23)$$

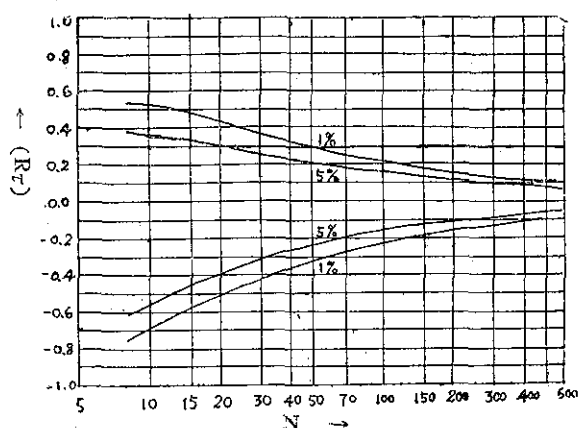
其代表的含義如下：假設母體有一 S_p 的譜強度 (Spectral intensity)，其樣品 (Sample) 為 P_s ，那麼此樣品所顯示或然率 5% 的估計值為 $\nu \times S_p$ 或更大。

換言之，在這種情形之下， P_s 顯然不同於所假設的 S_p 。致於譜函數是否有明顯之週期，曾依照上述方法試驗過，但在本報告中多數的例子均無法適合此標準。

另一種方法是參考 Sakuraba 與 Ogrwara⁽⁹⁾ 的自相關係數圖，詳見圖 13。 $N=100$ 之 5% 自相關係數有意義點 (Significant point) 約等於 0.16，本文中的例子均能滿足此一條件。

圖 13. 自相關係數有效臨界值標準

Fig 13 Significant Point of Autocorrelation Coefficient



四、分析結果

冬季源自西伯利亞的高壓盤踞中國大陸，此極地高壓的行徑與強度，主宰了臺灣冬季天氣的變化，尤其在極鋒南下，寒潮入侵之際，常給本省北部地區帶來了連日的陰霾天氣。就 850 毫巴等壓面上，福岡、桃園、東港及克拉克等四站之高空風分析：福岡緯度較高，盛行東北季風，其平均北風分量達 2.97m/s，桃園常位於極鋒南緣，極向風分量出現頻率較高，故平均呈南風 1.90m/s，但往南有減弱傾向，東港變為 1.37m/s；最南面的克拉克，位居熱帶，冬季仍在淺薄的東風層控制之下，雖然南侵之寒潮抵非島時已呈強弩之末，但因不時有微弱的東風波擾動，產生赤道向分量，故平均呈北風 2.91m/s，此值雖與福岡相近，但兩者却在完全不同性質的天氣系統控制之下，東港即因間或受到東風波的作用，所以其南風不如桃園的強。從標準偏差看，我們可發現，其值有由北往南遞減的現象，福岡 5.90m/s，桃園 4.16m/s，東港 4.03m/s，克拉克 2.66m/s，由此可知緯度愈低，風向之變化愈穩定。又根據 Sakuraba 和 Ogawara 二氏的自相關係數臨界值標準，自圖 5(a)~5(d) 以及圖 9(a)~9(d)，可看出四個測站高空風的變化週

期和其相對應之貢獻最大功率譜的調和數：福岡週期為7日（對應於 $n=2\sim3$ ），桃園8日（ $n=2\sim3$ ），東港17日（ $n=1\sim2$ ），克拉克17日（ $n=1\sim2$ ），利用這些數值可以說明，在這一特定年(1964)的冬天，本省平均約一星期即有一冷鋒過境，而每隔兩週即有一較強勁的寒潮入侵。

當春季來臨時；大陸高壓開始減弱北退且具有移動性，此時北太平洋之副熱帶高壓逐漸增強西伸，但中緯度氣旋活動仍然相當頻繁，平均鋒面位置已北移至華南，冷鋒常徘徊於福岡附近，風向變化非常之大，其標準偏差值達 6.70m/s ，為所有測站及各季節之冠，又因其位居北太平洋高壓西南緣，極向氣流出現的頻率高且相當強，故其平均南風分量達 3.79m/s 。此時本省已開始有西南氣流入侵，由圖2可看出桃園與東港南風的頻率相當高，但風力仍很微弱，桃園平均南風分量为 1.42m/s ，東港 1.41m/s ，其標準偏差值分別為 3.33m/s 及 3.36m/s 。從圖7(a)~7(d)及圖10(a)~10(d)可知：福岡風向變化有5日的週期，與其對應之功率譜調和數 $n=4$ 。桃園的週期不明顯，東港之高空風則具有持續性，此季克拉克雖平均仍北風，但已遠較其冬季為弱，僅 0.41m/s ，此係因東風帶增厚北移，西南氣流入侵之故，不過其風向變化很穩定，標準偏差值僅 2.29m/s ，是所有測站中最小者也。

夏季太平洋高壓勢強，中國大陸原有的極地高壓已完全被熱低壓(Thermal low)所取代，兩者的消長控制了本省熱季天氣變化，強勁的西南氣流直趨福岡，其平均南風分量達 4.12m/s ，是為各站之冠；然而因為間熱帶輻合帶(I.T.C.Z)北移到 20°N 附近，加之深厚東風波的擾動，導致菲律賓東方海面上，熱帶性低氣壓出現頻仍，有的甚至發展成熱帶風暴或颱風，使赤道向的風之分量，出現的頻率有隨着緯度遞減而增加的傾向，且抵消西南風的極向分量故使桃園平均南風分量驟減至 1.95m/s ，東港則降為零，往南至克拉克又變為北風 1.42m/s 即此故也。於圖3中，東港及克拉克，在 $N=78$ 附近有一特別突出的南風呈現，是因為八月七日艾達(IDA)颱風登陸菲島所造成，又福岡在 $N=66$ 附近也有一顯明的高峯出現，此係在八月一日九州受到海倫(HELEN)颱風的侵襲所致。由標準偏差可看出，福岡、桃園風向變化較穩定，其值分別為 3.90m/s 及 3.09m/s ，而東港與克拉克的變化較大，分別為 5.14m/s 和 5.92m/s 。又從自相關係數與功率譜分析知：福岡有5日的變化週

期（對應於 $n=4$ ），桃園5.5日（ $n=3\sim4$ ），東港6日（ $n=3\sim4$ ），克拉克5日（ $n=4$ ），故四站在夏季之天氣變化較為單純且有規律。

及至秋季，於南海發生熱帶性低壓及颱風的頻率仍相當的高，且在菲島東方海面亦間或出現，但已不如盛夏。克拉克的平均風雖為零，然而這並不表示風的變化微弱，在表1可看出其標準偏差高達 5.72m/s ，又由圖4可知其南北分量的變動非常之大，因南北分量經平均相抵消，才導致其值為零。在這季節，本省南端的東港仍受到西南氣流影響，不過其平均南風分量已很微弱，僅 0.18m/s 。就標準偏差分析：其值有自東港往北遞增的現象，東港為 3.04m/s ，桃園 4.23m/s ，福岡增至 5.99m/s ，由此可知，在這過渡季節本省北部的變動較大。又因此時大陸高壓(Thermal high)系統已逐漸發展，開始有冷鋒入侵本省，故桃園平均風又轉為北風 0.53m/s ，往北的福岡增至 1.56m/s 。另由自相關係數看，福岡在 $\tau=5$ 之處有一極小值，對應於 $n=5$ 的功率譜，故知其有5日之變動週期，東港與桃園介於過渡地帶，週期不顯，克拉克在 $\tau=5$ 的地方有一極小值，但不合 Sakuraba 與 Ogawara 二氏的自相關係數臨界標準，又在 $\tau=10$ 有一極大， $\tau=16$ 有一極小，亦即有10日及16日的週期，但在圖12(d)上找不到對應於10日及16日之貢獻最大功率譜的調和數，而只有 $n=4$ 對應於 $\tau=5$ ，由此可知10日及16日的週期，係因為5日週期的重疊(Supperposition)所產生的。

參考文獻

1. Blackman R. B. and Tukey J. W. (1958) The Measurement of Power Spectra.
2. Duke D. (1968) Time Series Analysis (Lecture).
3. Hsu M. T. (1968): Wind Analysis Associated with the Wave in the Westerlies. (Unpublished)
4. Panofsky H.A., and Brier G.W. (1958). Some Applications of Statistics to Meteorology.
5. Panofsky H. A. (1955). Meteorological Applications of Power Spectrum Analysis, Bull. Am. Met. Soc., 36. pp. 163-166.

6. Panofsky H.A., and Horen I.V.D. (1955). Spectra and Cross-Spectra of Velocity Components in the Meteorological Range, Quart. J. Roy. Met. Soc., 81, pp. 603-605.
7. Press H. and Houbolt, J. C. (1954): Some Applications of Generalized Harmonic Analysis to Gust Loads on Airplanes, Preprint No. 449. Inst. of the Aeronautical Sciences.
8. Wadsworth G.P. Robinson E.A., Bryan J.G., and Hurley P.M. (1953). Detection of Reflections on Seismic Records by Linear Operators. Geophysics, 18, pp. 539-585.
9. Sakuraba S., and M. Ogawara. (1957). Graphs and Formulas of Meteorology. pp. 153.
10. IQSY (1964) Observation Data. Chinese National Committee.

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，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。

(請參閱補充稿約)

保 密 防 諜 · 人 人 有 責

匪 諜 自 首 · 既 往 不 究



民國五十九年颱風調查報告

研究室

第一號 颱風 芙安

Report on Tropical Storm "Fran"

Abstract

On 4 September, a tropical storm named Ellen was born out of a weak depression that had been hovering 500 kilometers to the southwest of Iwojima. Few hours later, another tropical depression located over the eastern sea of Luzon was suddenly intensified to tropical storm grade which was named Fran. These two storms rotated each other in a counter-clock wise direction due to Fujiwara effect.

On the 5th at 8 p.m., Ellen weakened to a pin-point disturbance as she reached to the north of Fran. Later on, Fran moved on a westerly course due to a ridge from the Western Pacific subtropical high extended to the east coast of mainland with an axis near 33°N on 500 mb chart.

The storm packing center winds of 25 meters per second sideswiping north Taiwan on 7 September morning, but torrential rains started at least one day earlier mainly over the northwest portion of this island and then enlarged to the central-western and south-western portions the next day. Maximum rainfall within 24 hours was recorded to 512 millimeters at Yang-mei on 6 September. Total rainfalls during the period of 5-7 September were recorded to 729.5 millimeters at Wu-feng (Hsin-chu), 689.7 millimeters at Yang-mei (Taoyuan), 536.8 millimeters at Alishan and also exceed 500 millimeters over Yangmingshan. Highest winds reported on 39 meters per second with gusts to around 45 meters per second at the Pengchiayu Station.

As a result, the tracks were buried in avalanches in several sections along the Taipei Miaoli railroad. Five main artery highways were blocked by landslides. Although Fran was never well-developed, she caused considerable damage: 107 people are known dead and 36 missing throughout the island. In addition, 55 persons were injured. Fran also destroyed, 1,576 houses and partially damaged 1,213 others. Forestry damage was estimated to NT\$ 42,150,653, while the other government damages was estimated to NT\$ 180,000,000 which is not included the loss of ricefields.

一、前 言

本年之颱風季內，臺灣堪稱幸運，九月以前尚無侵襲颱風，僅發過兩次颱風警報，一次為七月初之歐加 (Olga)，另一次則為十月中之魏達 (Wilda)，均在臺灣鄰近之海上經過，未釀成災害，此次芙安颱風

(Fran) 之路徑則較為特殊。九月初，風暴在呂宋島東方之海面上生成，初向東北東行進，路徑逐漸逆轉，到達北緯22度5，東經130度5以後，漸轉西北，5日，中心穿越那霸島後，向西偏南繼續前進，乃致造成威脅臺灣之局面。7日子夜，中心過基隆北方之海面，此颱風威力雖不强，但造成之損害則相當可觀

，以其亦近似西北颱之姿態，臺灣北部和西北部所受之風雨毫無阻擋。

芙安颱風之侵襲本省，氣象局於9月6日10時40分發出第一次海上警報；當天下午16時30分改發陸上颱風警報，北部地區 10m/s 之風速最先出現之時刻為6日18時(基隆)，相距為一小時半，17m/s 之10分鐘內平均風速，本島各地均未出現。瞬間風速則基隆、淡水、臺北、恆春、新港等地均有超過17m/s，時間最早為6日18時15分，相隔不足二小時，以中心經過基隆近海之7日凌晨2時而言，亦不過9小時30分而已，似嫌發佈過遲，主因路徑太特殊，反向折回後移行頗速。各地 10mm/hr 降雨開始時間更早，基隆、鞍部、臺灣等均在陸上警報發佈前即有豪雨。

芙安颱風所造成之災情，以豪雨為主，以地區言，則桃園縣最為嚴重。因而北部交通多處受阻，農林方面也有相當損害。

茲將芙安颱風發生經過及各地氣象情況檢討如下：

二、芙安颱風之發生與經歷

本(9)月初，北太平洋西部 ITC 上熱帶低壓相當活躍，1日之地面天氣圖上，臺灣之東南方有一相當顯著之熱帶紛擾。我國東北有一發展完善之溫帶氣

旋，自此向南一直到東京灣均為低壓區，高壓退至中央亞細亞，自南疆至印度北部亦為低壓區，此種形勢，顯示西南氣流異常活躍。因此，隨後以臺灣為中心，產生一連串熱帶低壓，陣雨極為普遍，供應充沛之能量。

3日8時之地面天氣圖上，呂宋島東北東方之熱帶低壓漸趨活躍，另一中心則在海南島之東南方，此兩中心之後方，西南氣流更為旺盛。

12小時後，從我國東北至東南部普遍有雷雨。河套以北已為高壓區，庫頁島附近為另一反氣旋，故低指數之情況非常明顯，菲島東方之熱帶低壓有西進跡象。琉璜島之西南方，則另有一熱帶低壓似趨發展。

4日20時之地面天氣圖上，艾倫 (Ellen) 即在該處發展成熱帶風暴，中心氣壓 996mb，與呂宋島東方之低壓有接近之趨勢，顯示藤原效應頓然發生。

6小時後，即5日2時，菲島東北東方之低壓突然增強為熱帶風暴，命名「芙安」，中心氣壓 990mb，猶低於早先發生之艾倫，二者相距甚近，藤原效應更加顯著，而艾倫轉至芙安以北，迅趨減弱。

5日8時，芙安之中心位置在 22.0°N , 129.5°E ，顯示過去走向東北東，最大風速經測得為 25m/s，暴風半徑 150公里。當天20時，艾倫進至宮古島附近，形同消滅。芙安則走向北方，強度反見減弱。此時，

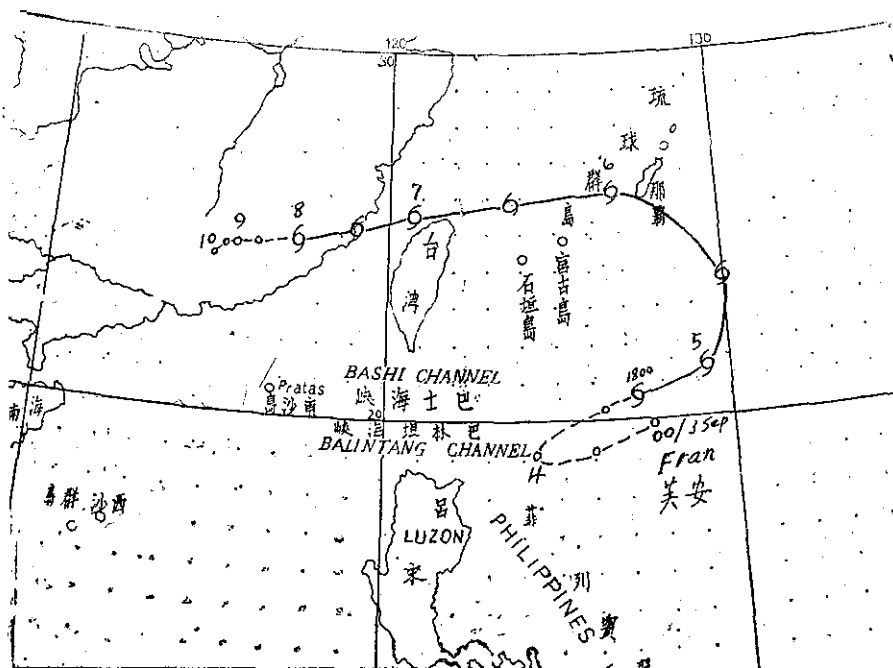


圖 1 芙安颱風之最佳路徑 (59年9月3日至9月10日)

Fig 1 The best track of tropical storm "Fran" 3-10 Sep. 1970

庫頁島附近有一淺深低壓，暖氣流可長驅進入高緯度。隨後12小時內，即有一顯著之轉變，移動性高壓進入日本海，隔離暖空氣之通路，在6日8時之地面圖上，芙安之勢力顯見增強，中心氣壓降為 980mb，最大風速回復至 25m/s。其中心位置迅速逆轉至那霸島之東方，移動速度達每小時37公里以上，此對臺灣為一關鍵，同時亦殊出人意料，下節再詳為檢討。

隨後，芙安一直再進，且稍偏南，6日20時之地面天氣圖，已顯然為威脅臺灣之形勢，中心在 26.2°N ， 128.7°E ，但中心氣壓及最大風速仍保持不變。暴風半徑增為 200公里。

7日凌晨，中心過基隆北方之海面，2時之地面天氣圖上，中心已在新竹之西北方，但在宜蘭附近形成一副中心，未幾即消失。當天20時，此逐漸減弱中之熱帶風暴在金門與馬祖之間進入大陸，此時華北已有一高壓阻塞，故登陸後，一面減弱，一面近似滯留，8日20時之地面圖上已成為熱帶低壓，且有冷鋒穿入，但此後一直到10日以後始完全消失。

芙安颱風全部生命之最佳路徑如圖一所示。

三、芙安颱風之路徑與天氣圖形勢

芙安颱風之路徑相當特殊，在其醞釀階段，顯示順鐘向旋轉，發展成熱帶風暴後，受艾倫之影響呈逆時鐘方向改變其走向；艾倫迅即消滅後乃成為一西進颱風。按其行程，大致可以劃分為三個階段：

(1)自9月3日8時至9月4日8時之最初醞釀階段，此熱帶低壓大致走向西南西。

(2)自9月4日8時至9月5日20時先向東北，而後逐漸逆轉。

(3)自9月5日20時直至登陸後消滅，先繼續逆轉為向西北，而後一直向西。

茲檢討何以形成此種路徑如下：

9月3日8時之地面圖上，巴士海峽東西兩熱帶低壓由於我國東北之氣旋不斷加深，暖氣流旺盛，乃趨於收縮增強，故而非島東方之低壓移向西方。在 500 mb 圖上，該處風向自東南轉東，故而使其向西。

4日以後，南海一帶下層之西南氣流至為旺盛，另一方面則加羅林羣島一帶出現一淺高脊，自此以西

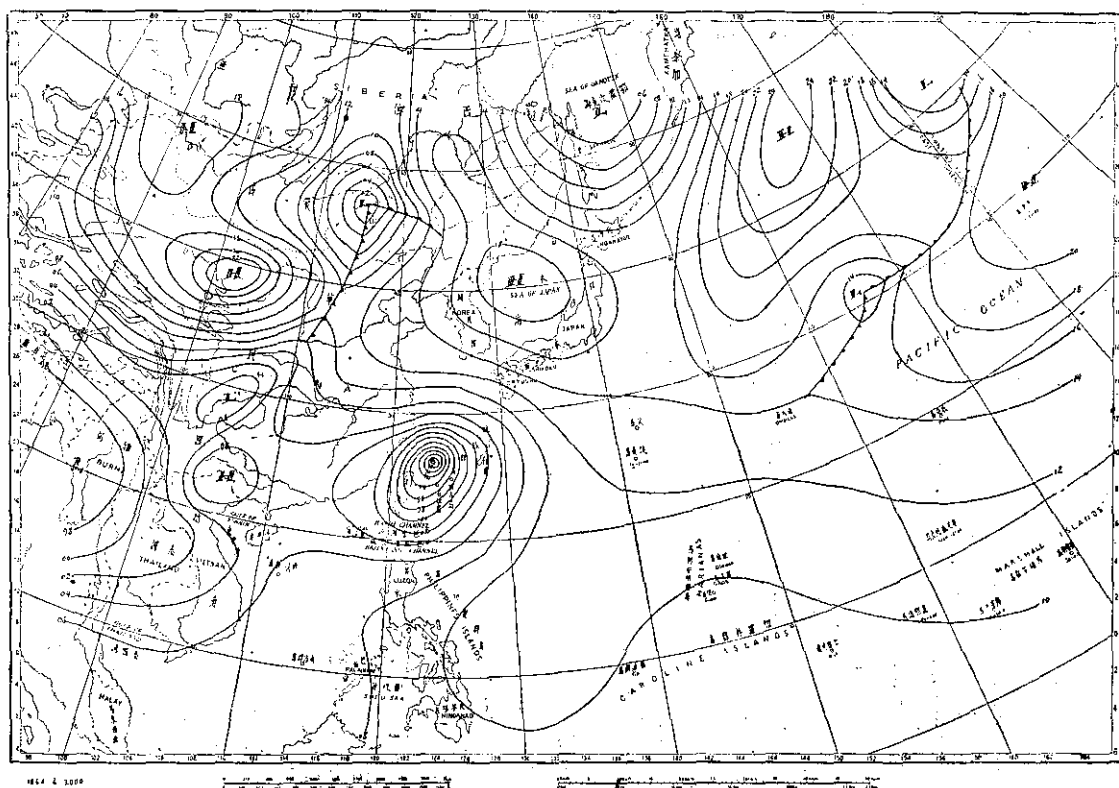


圖 2 民國59年9月6日20時之地面天氣圖

Fig 2 Sea level chart, 1200 GMT 6 Sep. 1970

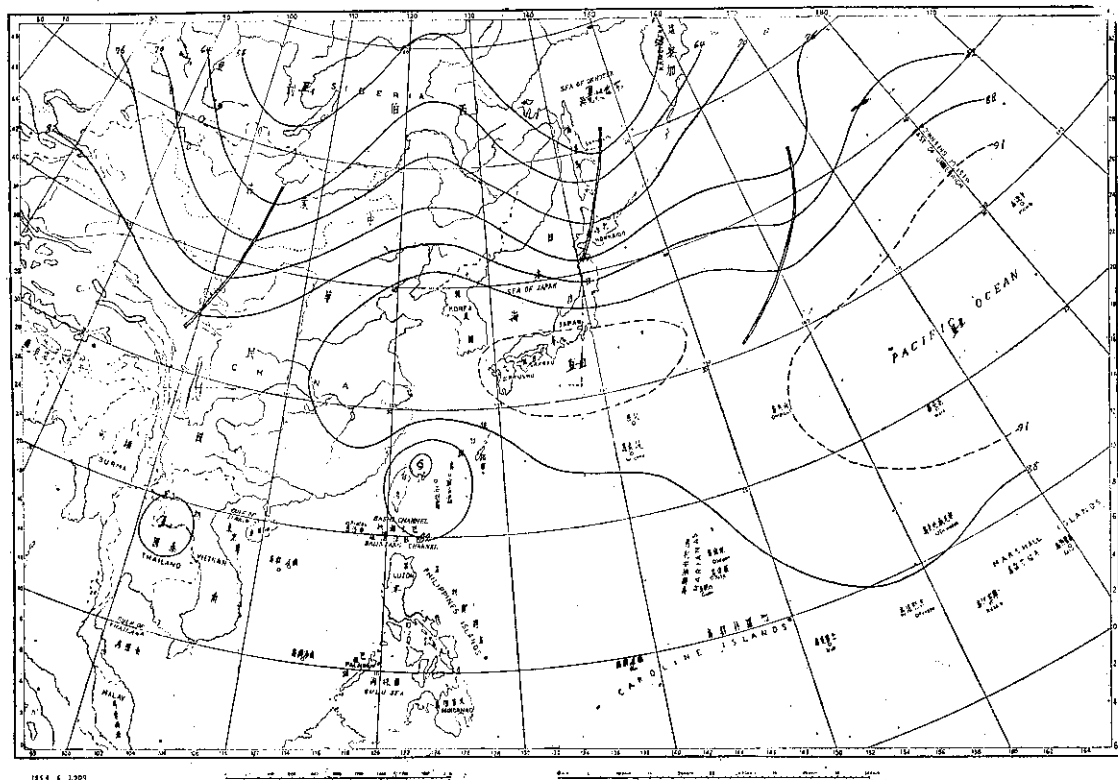


圖 3 民國59年9月6日20時之500毫巴圖
Fig 3 500 mb chart, 1200 GMT 6 Sep. 1970

普遍有西南強風；故而芙安轉向東北，及後艾倫之影響產生藤原效應，彼此逆轉。因此，芙安從走向東北逐漸轉變為向北。

4日夜晚至5日清晨為此兩風暴轉變最顯著之時期，當艾倫轉至芙安北方時，由於艾倫之暖空氣來源被芙安所隔斷，因而迅趨消滅。

5日20時，艾倫之遺跡位於芙安之西方，該處形成一空隙，有利於芙安之西進；另一方面，芙安之北方，即韓國之北部有一高壓，與阿留申羣島西南方之高壓相連，阻止其走向北或東北，而外蒙至東京灣為一低壓區；造成西進之有利形勢。在500mb圖上則更為明顯，東西向伸展之高壓，中心在日本南部，脊線大約在北緯33度，楔形部份一直西伸至川康一帶，故而勢力不大之芙安勢必要向西前進。此種形勢直到8日始略有改變，但此時已屆芙安之尾聲，對其行動不發生重要之作用矣！

芙安颱風侵臺前之地面天氣圖及500mb圖形勢見圖二及圖三。

四、芙安颱風侵臺期間各地氣象情況

芙安颱風侵襲臺灣期間，本省各地出現之十分鐘

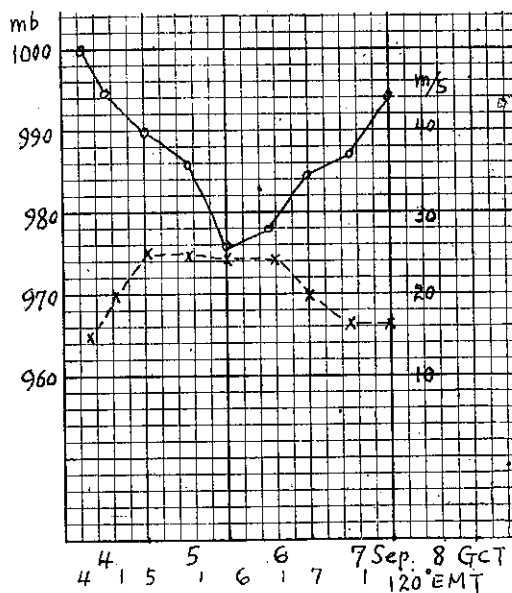


圖 4 芙安颱風中心氣壓及中心最大風速演變圖
(實線氣壓，虛線風速)

Fig 4 The variation of the central pressure and maximum wind velocity of tropical storm Fran (Solid line—pressure, Broken line—wind velocity)

內平均風速並不大，但北部地區之陣風風速却相當可觀，有超過一倍者。雨量之分佈除桃園一地特多而外，其餘分佈頗均勻，僅東部地區雨量較小。北部自桃園至臺中一帶，概在 400-500 公厘之譜，由於主要集中在6日至7日一天之內，故而雨勢驟急，鐵路受到損害。茲將美安颱風侵襲期間臺灣各地氣象要素之演變情形分述如下：

(一) 氣 壓

美安颱風自始至終僅能到達熱帶風暴，亦即輕度颱風階段，中心氣壓只降低 25mb 而已。9月4日起開始低降，翌日下降尤亟，午夜到達最低，中心氣壓大約在 975mb 之譜；6日子夜起即轉趨上升，6日一天內升高約 10mb，7日再上升約 10mb，故6日午夜

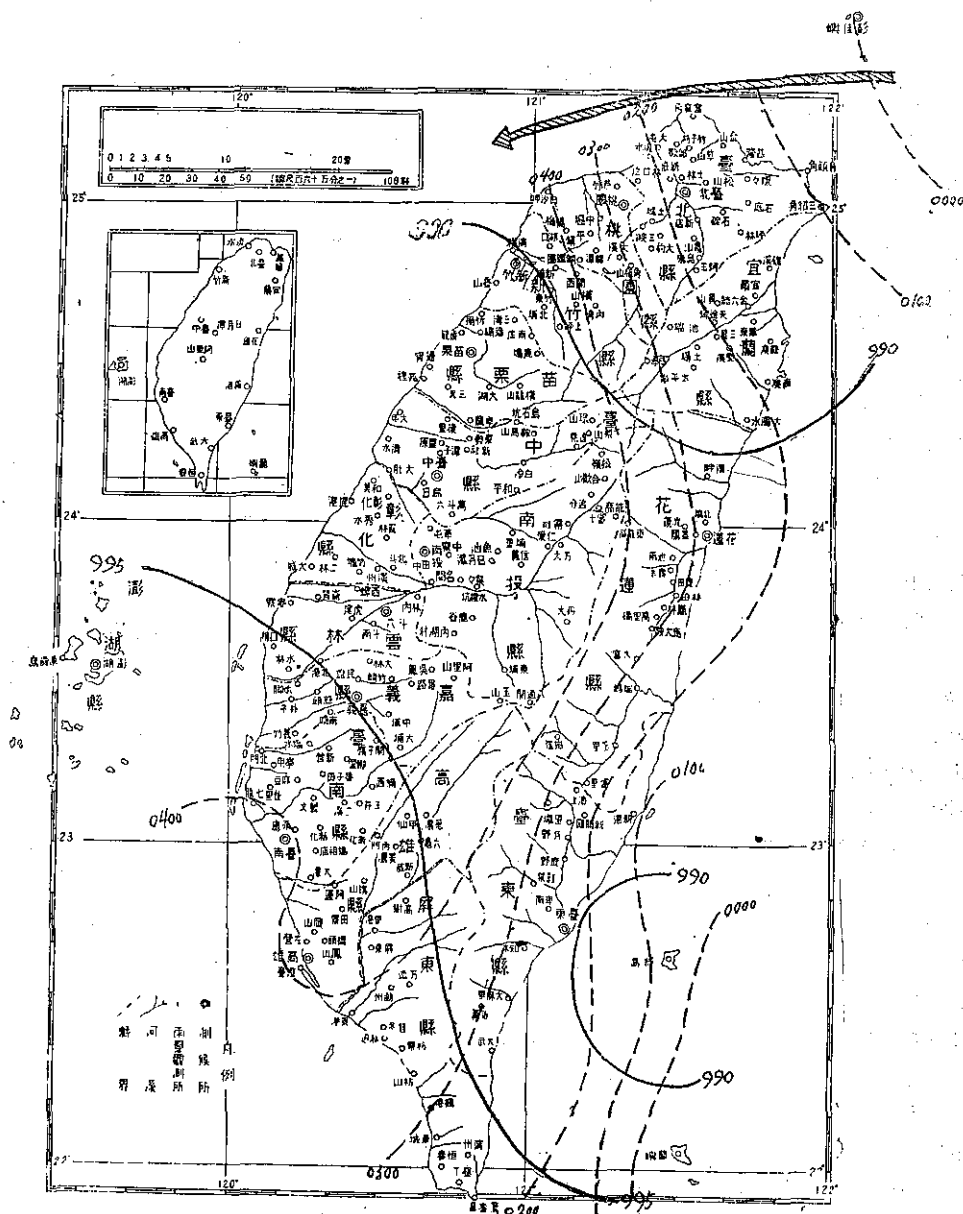


圖 5 美安颱風經過臺灣時各地出現之最低氣壓及其同時線分析
Fig 5 The distribution of lowest pressure and its isobaric analysis in Taiwan during Fran's passage

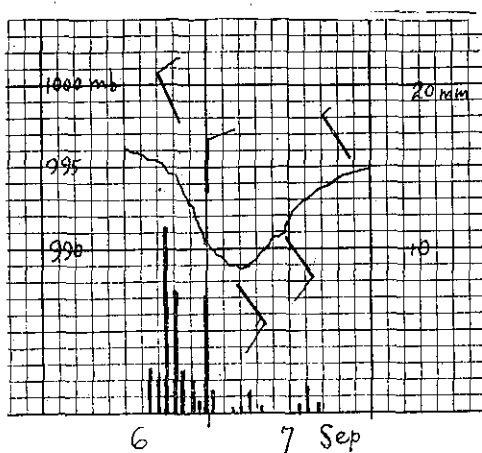


圖 6 芙安颱風經淡水時該站測得之氣壓、風向、風速及每時雨量

Fig 6. The sequence of pressure, wind direction and speed, and hourly rainfall which were observed at Tamsui during tropical storm Fran's passage.

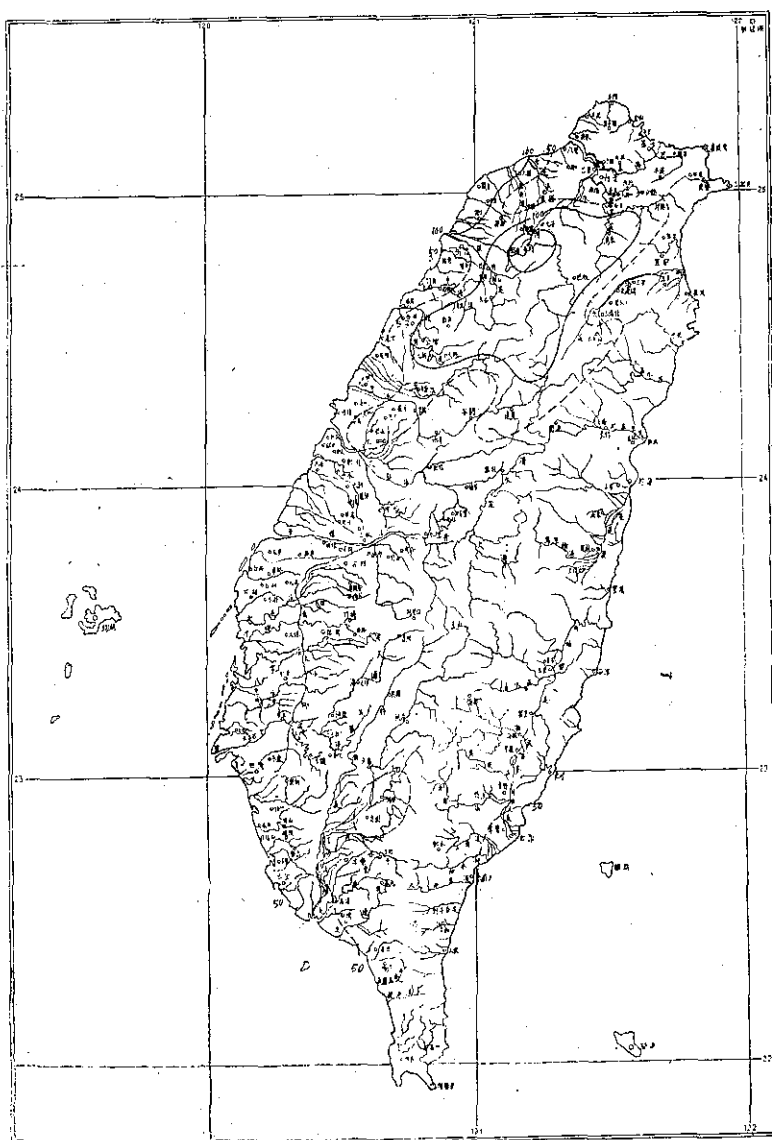


圖 7 59年9月5日之臺灣雨量線圖

Fig 7 The rainfall distribution of Taiwan on 5 Sep. 1970

至7日子夜爲中心經臺灣北海岸，正當美安中心填塞期間，勢力應減弱，但實際上風雨之所以並不減弱，甚至相當強烈者，實乃由於日本海有一相當強之移動性反氣旋，中心氣壓大約1,018mb，與美安之中心氣壓相差38mb，相距不足2,000公里。由此高壓吹出之東北風經日本南方海面，攝入豐滿之水汽，並逆轉登陸臺灣西北部受臺地之舉升，故有豐沛之雨量。美安颱風中心氣壓之演變見圖四。各地氣象要素之演變見表一。

美安經過臺灣北海岸外，各地出現之氣壓以淡水爲最低，7日子夜後2時30分讀數爲986.4mb，較彭

佳嶼尤低0.2mb，推知中心較接近淡水。各地出現之最低氣壓，自北向南遞增，西南岸最低不過稍在1,000mb以下，但綠島附近，顯然出現一副中心，出現之時間甚至比中心經北海岸外尚提早約二小時，此在圖5之同時線上可以看出。

美安之中心雖然最接近淡水，但該處出現之最低氣壓仍有986.4mb，其下降與回升均不激烈，相差不過9mb而已，見圖6所示。

(二) 風

美安颱風僅爲一熱帶風暴，中心附近之最大風速

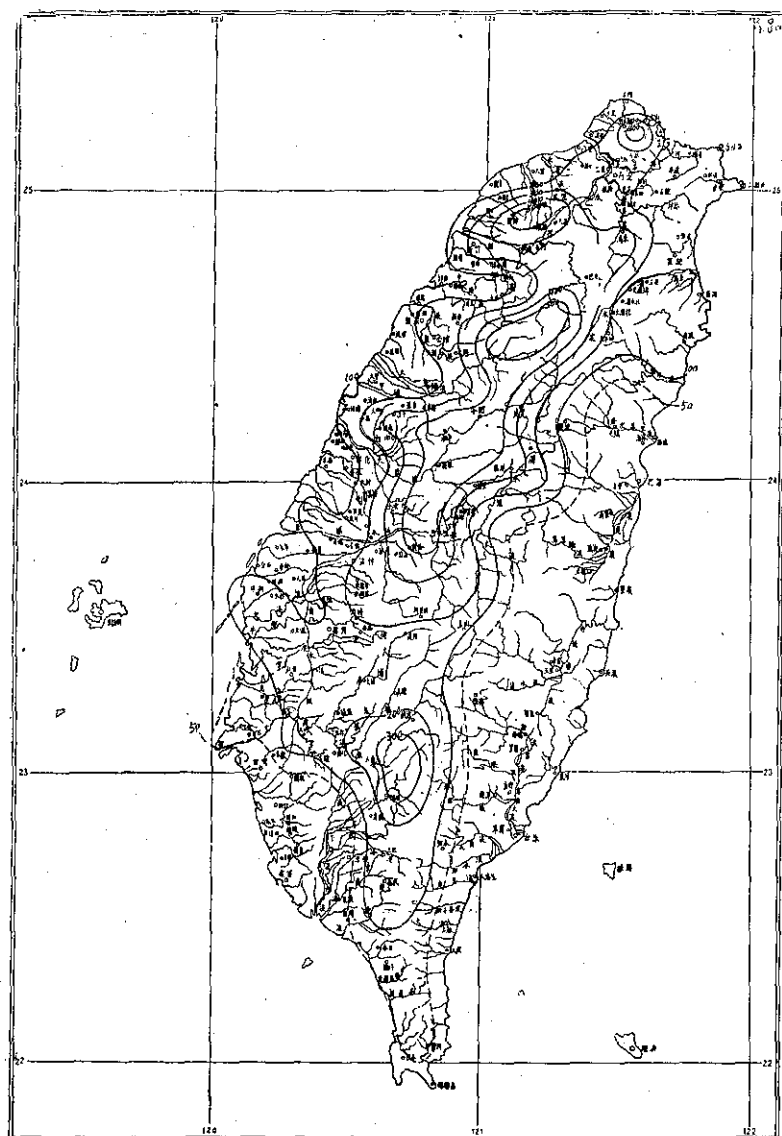


圖 8 59年9月6日之臺灣等雨量線圖
Fig 8 The rainfall distribution of Taiwan on 6 Sep. 1970

最多只有 25m/s，4日中心風速開始增強後，始終保持在此一數值。6日午後，中心風速即趨下降，見圖4所示。但侵襲臺灣北部係在6日午夜至7日清晨，彭佳嶼 0時20分鐘10分鐘內平均最大風速達 39m/s，風向 ESE；瞬間最大風速則為 44.3m/s。基隆之瞬間風速亦達 24m/s，臺北 23m/s，該二處平均最大僅及其半數而已。另一值得注意之點為高雄平均最大為 14.2 m/s，風向 NNW，陣風則達 26.5m/s，足見氣流受地形影響，繞道增強，配合綠島副低壓產生之因素至為明顯。風力最弱竟在花蓮，僅得南風 5m/s 而已，其餘各地在本島均在 10m/s 上下。

(三) 降 水

美安颱風之災害主要由豪雨所造成，以中心氣壓如此之淺而中心風速如此之低，而竟會造成如此災害，實屬少見。在氣壓一節中已指出，主要由於日本海有一移出之反氣旋，該處吹出之東北風經一年中最暖之海面逆轉為西北風登陸臺灣，而上層又為旺盛之西南氣流，故而有此豐沛之雨量，尤以桃園新竹一帶為著，從5日至7日臺灣等雨量之型式最易看出氣流之形勢。

9月5日之等雨量線圖(圖7)上，雨量顯然都集

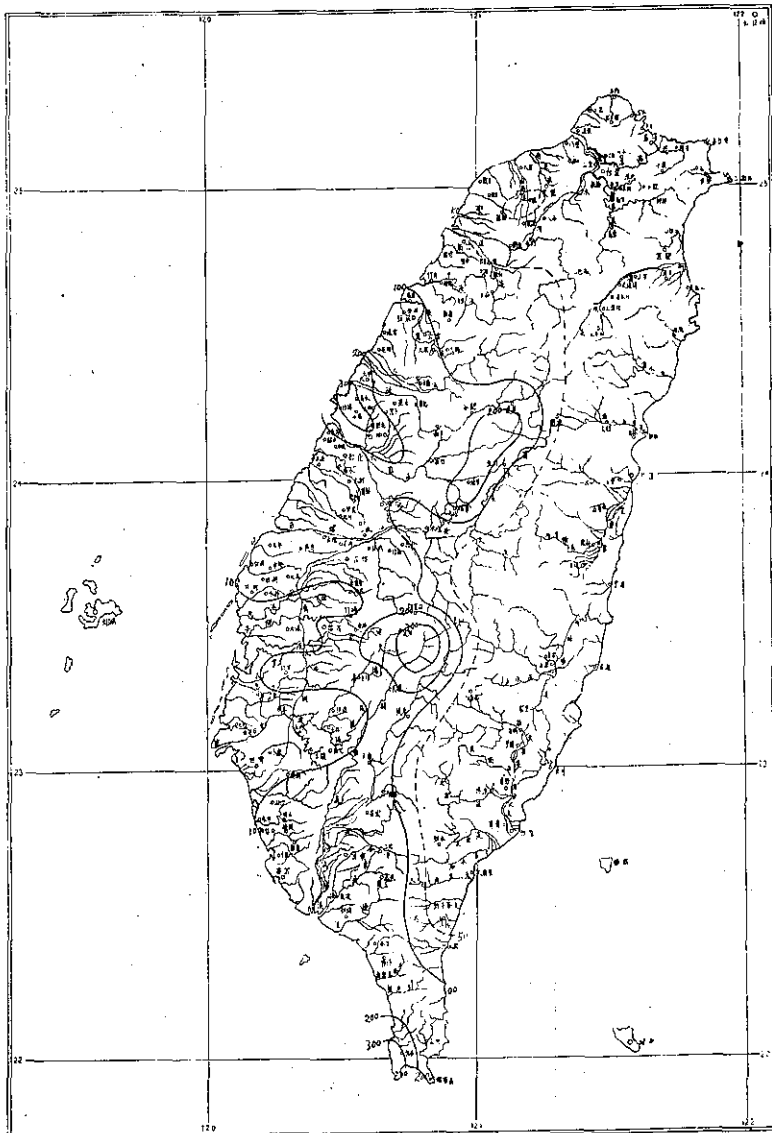


圖 9 59年9月7日之臺灣等雨量線圖

Fig 9 The rainfall distribution of Taiwan on 7 Sep. 1970

中在臺灣之西北部，特別是大雪山之西北部，以及桃園，新竹間之海岸上，最多日雨量已超過 200公厘，其餘各地雨量均不大，高雄以南海岸及大武山西側及臺東一帶超過50mm。

6日為美安侵襲之前，此日雨量圖(見圖8)上雨區顯見擴展，臺灣西北部平原地區如楊梅日雨量已到達 512 公厘。大霸尖山至鹿場大山之迎風(西北風)面，雨勢更大，五峯記錄得 508公厘之日雨量，陽明山之竹子湖亦達481公厘。此外，大武山之西側亦在300公厘以上。

7日(圖9)則大雪山及陽明山一帶之雨區頓趨消

失，雨量最多在阿里山，將近 400公厘之日雨量，八仙山一帶大約在300公厘之譜。西南海岸亦在100-200公厘之間，恒春且超過 300公厘。高雄一帶翌日仍有大雨。

由此可見 5 日顯然局限於直接在美安環流內西北氣流影響下產生之豪雨區，6 日為全盛時期，由於美安之將臨，攝入西南氣流，故雨區向南伸展，7 日則美安過北海岸，故風暴直接環流產生之雨量已消失，僅西南氣流繼續侵入而產生之雨量。

綜計此三天之雨量(見圖10)，最多仍在大雪山區，五峯記錄得 729.5 公厘，其次為楊梅，得 689.7

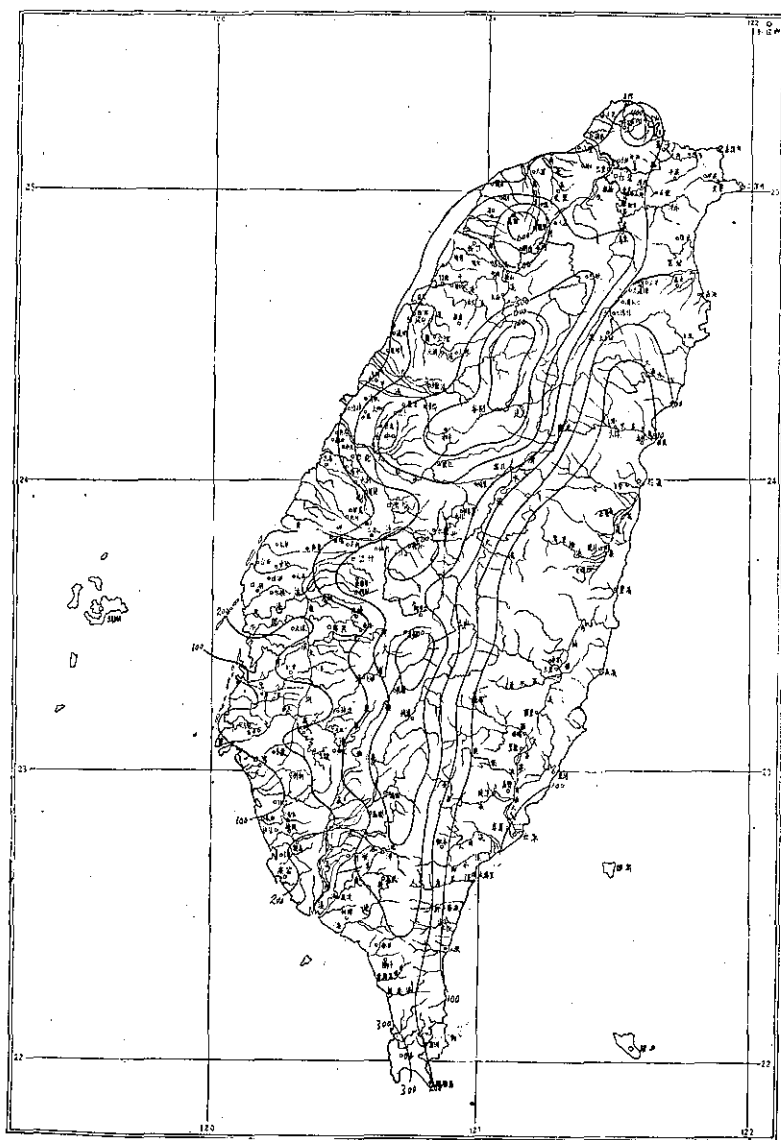


圖 10 59年9月5-7日臺灣等雨量線圖
Fig 10 The rainfall distribution of Taiwan on 5-7 Sep. 1970

公厘，再次爲阿里山，計 536.8 公厘。陽明山亦超過 500 公厘。

一般而論，美安之過境，本區雨量均集中在迎風面山區，楊梅中壢一帶之暴雨誠爲罕見之現象，中央山脈之東側則雨量甚少，均不足 100 公厘。

五、災 情

據上分析，可見美安過境之災情實由於豪雨之結果，6 日午夜之報導，受災地區僅限與苗栗以北之各縣，此與 5 日之等雨量線分佈相配合；至 7 日午夜，災區向南擴展，雲嘉南四縣市四大河川由於山洪暴發，水位均超出警戒線，其中以北港溪最爲嚴重。鐵公路多處因塌方及淹水而受阻。中壢全市成爲水域。桃園蘆竹鄉等地被洪水圍困，公路沖斷。

根據省府災害勘查小組勘定美安颱風災害情形如次：（見 10 月 7 日新生報）

一、社會部份

甲、死亡 107 人，失蹤 36 人，重傷 55 人。

乙、住屋倒毀：全倒 1,576 戶，半倒 1,213 戶。

二、農林部份

甲、各種農作物被害面積 59,477 公頃，被害程度百分之 18，換算被害面積 10,965 公頃。

乙、林務局及各林區被害損失（包括生產設備、林木等）42,150,653 元。

三、糧食部份：

甲、流失稻田 1,954.48 公頃。

乙、浸水稻田 18,513.60 公頃。

丙、開花期雨害稻田 81 公頃。

丁、埋沒稻田 2,935.56 公頃。

合計被害面積 23,484.64 公頃。折算無收穫面積 6,015.93 公頃，佔種植面積 432,861.83 公頃百分之 1.39。

四、有關鐵路、主要河川、次要河川、省道及代養道、縣自養道、教育廳舍、漁港、漁業、山地公共工程等項損失約一億八千餘萬元。（戚啓勳）

表 1. 芙安颱風侵臺時臺灣省氣象局所屬各測站颱風紀錄綱要

Table 1.: The meteorological summary of TWB stations during Fran's passage

59年9月6-7日

測站地名	最低氣壓 (mb)	起 時			最大風速 及風向 (m/s)	起 時			瞬 間 最 大 風 速					雨 量 總計 (mm)	起止時間			風力6級 以上之 時間 (10m/s)
		日	時	分		日	時	分	風速	風向	氣壓	氣溫	濕度		時間	日	時	
彭佳嶼	986.6	7	00	10	39.0 ESE	7	00	20	44.3	ESE				7 00 25	136.0	5 23 02 7 07 00		
基隆	987.6	7	01	40	12.5 N	6	23	00	24.0	NNW	993.1	27.3	92	6 21 11	226.6	5 12 12 7 15 10	6 17 50 7 00 30	
鞍部	898.1	7	01	22	16.7 NW	6	22	00	—	—	—	—	—	—	232.0	6 09 00 7 14 30	6 13 00 7 12 00	
淡水	986.4	7	02	30	12.7 SE	7	04	00	19.1	NNW	994.5	25.8	98	6 18 18	46.1	6 17 00 7 15 10	6 22 00 7 11 00	
竹子湖	987.0	7	01	25	11.0NNW	6	20	40	—	—	—	—	—	—	502.9	5 21 40 7 05 10	—	
臺北	987.1	7	03	00	10.0 NW	6	22	50	23.0	NW	991.3	26.5	97	6 22 51	64.0	6 16 01 7 14 40	6 22 40 6 22 50	
新竹	990.0	7	05	00	11.7NNW	6	24	00	14.0	NNW	993.9	25.8	98	6 24 00	440.5	5 23 30 7 20 10	6 23 40 7 01 00	
臺中	993.9	7	03	00	9.3 W	7	03	11	15.0	W	993.9	24.3	98	7 03 02	532.2	6 01 29 7 23 50	—	
日月潭	885.0	7	03	00	12.3 SW	7	10	00	—	—	—	—	—	—	401.4	6 06 00 8 20 00	7 03 00 7 12 00	
澎湖	996.6	7	03	42	10.8 W	7	04	50	13.7	W	996.8	27.2	90	7 04 10	79.0	6 17 25 7 16 40	7 04 50 7 05 20	
嘉義	995.4	7	04	30	12.3 SW	7	08	00	15.0	SSW	995.4	25.3	98	7 04 30	214.4	6 06 10 7 17 00	7 05 00 7 08 00	
阿里山	3005.3*	7	04	15	7.5 W	7	01	40	12.5	W	3036.3*	13.5	97	7 00 40	499.5	6 07 00 8 09 00	—	
玉山	3005.7*	7	09	00	15.0 W	6	23	58	—	—	—	—	—	—	347.5	6 07 50 7 23 00	6 19 00 7 13 00	
永康	998.6	7	03	35	8.5 W	7	02	20	11.5	W	1000.0	25.2	94	7 02 13	69.3	6 18 50 7 17 45	—	
臺南	996.7	7	03	33	7.8 W	7	04	00	15.4	W	996.8	26.4	93	7 03 56	90.0	6 11 15 7 18 24	—	
高雄	996.7	7	04	10	14.2NNW	7	04	00	26.5	NNW				7 04 10	121.0	6 19 02 7 17 00		
東吉島	997.6	7	05	30	15.0 W	7	06	00	19.0	W	998.7	26.7	93	7 02 17	37.7	6 22 50 7 16 05	6 17 00 7 08 00	
恆春	997.7	7	02	30	12.0 W	7	02	50	17.2	WNW	998.4	26.0	96	7 05 42	376.3	6 19 55 8 04 30	7 03 00 7 04 00	
蘭嶼	992.9	6	23	30	31.2 W	7	02	20	33.8	W	993.1	24.8	92	6 23 30	68.0	7 04 55 8 08 30	6 20 00 —	
大武	992.0	7	02	55	12.7SSW	7	03	20	15.0	SSW	993.7	29.4	64	7 03 39	70.4	7 03 45 7 18 10	7 03 20	
臺東	990.4	7	02	40	9.8SSW	7	13	45	14.9	SSW	994.9	26.4	86	7 13 12	27.6	7 01 22 7 16 35	—	
新港	991.5	7	01	00	11.5SSW	7	14	22	20.8	SSW	994.3	27.0	80	7 14 20	33.8	6 22 00 7 16 20	7 12 15 7 21 00	
花蓮	991.1	7	03	00	5.0 S	6	16	50	6.5	WSW	992.0	24.0	98	7 02 30	53.0	6 02 08 7 13 20	—	
宜蘭	988.7	7	01	45	8.3 ESE	7	08	50	11.1	ESE	993.9	25.0	98	7 08 35	169.0	6 13 15 7 14 30	—	

Volume 16, Number 4

December 1970

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

- The Characteristics of the Jet Streams over Asia and Their
Influences on the Weather Changes in Taiwan.....
..... PAO-KANG WAN.....(1)
- Upper Wind Analysis Associated with Synoptic Disturbances
.....MING-TUNG HSU, SHINN-LIANG SHIEH & MING-SEN LIN.....(22)

Reports

- Report on Tropical Storm "Fran"..... RESEARCH SECTION...(48)

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 Park Road Taipei,

Taiwan, China