

題名	作／譯者	卷期號	頁碼	出版年
研究高空放射塵及大氣污染長期變化對氣象因素之關係	戴運軌 呂世宗 陳福來 謝霖	18/01	1	1972.03
空氣污染氣體成分之分析及其對於氣候上之影響	鄭子政	18/01	8	1972.03
衛星照片在分析與預報華南與東海氣旋波之生成	徐寶箴	18/01	15	1972.03
論斜壓不穩定性模式和東海氣旋波之形成	趙友安	18/01	23	1972.03
民國六十年颱風調查報告第一號颱風露西	研究室	18/01	31	1972.03
民國六十年颱風調查報告第二號颱風娜定	研究室	18/01	38	1972.03
民國六十年颱風調查報告第三號颱風艾妮絲	研究室	18/01	45	1972.03
民國六十年颱風調查報告第四號颱風貝絲	研究室	18/01	51	1972.03
-----	-----	-----	-----	-----
民國六十年台灣颱風農業災害之研究	張月娥	18/02	1	1972.06
由特例看高層輻散對雷雨的觸發作用	林鞠情	18/02	27	1972.06
台灣地區雷雨生頻率之研究	王吉森	18/02	40	1972.06
氣象雷達雨量觀測器簡介	張擇仕 沈維新	18/02	46	1972.06
民國六十年北太平洋西部颱風概述	研究室	18/02	49	1972.06
-----	-----	-----	-----	-----
台灣颱風降雨預報之研究	魏元恆 謝信良 林民生 蕭長庚	18/03	1	1972.09
台灣地區地震次數與地震規模之關係	徐明同	18/03	22	1972.09
用模擬法預估颱風侵台期內降水量	戚啓勳 陳文恭 任立渝	18/03	33	1972.09
1971年11月18日羅布泊核彈試爆台灣放射落塵之氣象分析	蔣志才	18/03	51	1972.09
從動力觀點剖析颱風	徐明同	18/03	62	1972.09
-----	-----	-----	-----	-----
台灣高空風與地面天氣之研究	劉衍淮	18/04	1	1972.12
以氣象衛星照片預報寒潮之爆發	徐寶箴	18/04	14	1972.12
侵襲台灣颱風之分析研究	徐晉淮 羅字振 王博義	18/04	21	1972.12
侵台颱風路徑預報之研究	鄭邦傑	18/04	39	1972.12
冬季平流層增溫效果與台灣持續性天氣之研究	洪理強	18/04	62	1972.12

# 氣象學報

季刊

第十八卷 第一期

## 目次

### 論著

- 研究高空放射塵及大氣污染長期變化對氣象因素之關係……………  
……………戴運軌、呂世宗、陳福來、謝霖…… (1)
- 空氣污染氣體成分之分析及其對於氣候上之影響……………鄭子政…… (8)
- 衛星照片在分析與預報華南及東海氣旋生長之應用……………徐寶箴…… (15)
- 論斜壓不穩定性模式和東海氣旋波之生成……………趙友安…… (23)

### 報告

- 民國六十年颱風調查報告第一號颱風露西……………研究室…… (31)
- 民國六十年颱風調查報告第二號颱風娜定……………研究室…… (38)
- 民國六十年颱風調查報告第三號颱風艾妮絲……………研究室…… (45)
- 民國六十年颱風調查報告第四號颱風貝絲……………研究室…… (51)

# 氣象學報

(季刊)

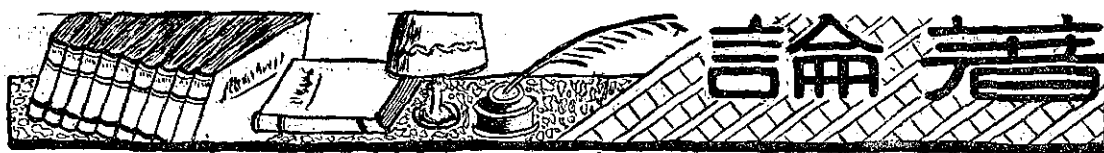
第十八卷 第一期

主編者 中央氣象局氣象學報社  
地址 臺北市公園路六十四號  
電話：三一四一四一

發行人 劉大年  
社長 劉大年  
電話：三一〇八四〇

印刷者 文英印書公司  
地址 臺北市三水街七號  
電話：三三四七二四

中華民國六十一年三月出版



# 研究高空放射塵及大氣污染長期變化 對氣象因素之關係

戴 運 軌 · 呂 世 宗 · 陳 福 來 · 謝 霖

## *A Study on the Relationship Between Meteorological Factors and Long Term Changes of Air Pollution and Radioactivity Contained in Upper Air*

*Yuin-kwei Tai, Shih-chong Lu., Fu-lai Chen, Lin Shieh*

### *Abstract*

In the view of large scale contamination, the radioactive fallout in upper air is transported by middle latitude westerlies and north-east monsoon. The half residence times of radioactive fall-out in stratosphere and tropopause are different, the former has approximately 4-8 months, the later has 20 days. This fact is proved by the experiment of carbon-14 concentration.

By the analysis of air pollution concentration and meteorological factors, it could be discovered that the atmospheric temperature is effected by air pollution, the higher concentration of air pollution, the higher raising the atmospheric temperature.

### 一、前 言

近年來為推展原子科學之研究，各國不斷的進行核子試爆，在初期未瞭解放射性微塵之危害，各項實驗多在地球上舉行，後來測得環境污染之嚴重，實驗工作即移到高空地區，此種措施其目的在於將放射性微塵排放於高空，但此種想法亦受到甚為嚴重之考證，並且顯示出過去氣象學的理論非常薄弱，許多理論應加以修正，尤其是大氣環流與高空氣象上之各項假設。

原子科學學者為保持人類環境的清潔，不斷的研究放射性廢棄物之處理，亦即廢棄物之適當儲存處，他們認為大海與高空為良好之儲存場所，但此兩預定儲存處，似不太可靠與安全，因人類之食物要逐漸依賴於海洋，因此大海之污染即可縮短人類的壽命，所以環境之清潔與否，與人類生活息息相關。

於初期之原子科學學者認為高空的微塵，可長期

的飄游於高空中，尤其是在平流層以上高空者，更可保持其滯留時間，此種構想均依據過去之氣象理論，因當時對平流層以上的垂直移流並無充分的瞭解。幾年來的實驗研究，已證實高空氣層的對流現象，比過去所瞭解之速度為快，就是說在高空飄游的微塵，可甚快的（比原來計算為快）降落於地面，以致污染人類的生活環境。

空氣污染之原因，以發生源可分為二大類，即人工與天然，由位置上可分為普遍性與局部性，普遍性污染與大氣環流有關，而局部性污染則與擴散現象有密切的關係。

本文為本研究計劃之一部分，於文中報告污染微塵侵臺之路徑，並預測可能被污染之地區，同時檢討高空放射性微塵含量之蛻變情形，最後討論臺北市污染特性與各氣象因素之關係。

\* 本著作之完成得行政院國家科學委員會之補助。

## 二、季風對臺灣地區大規模污染之影響

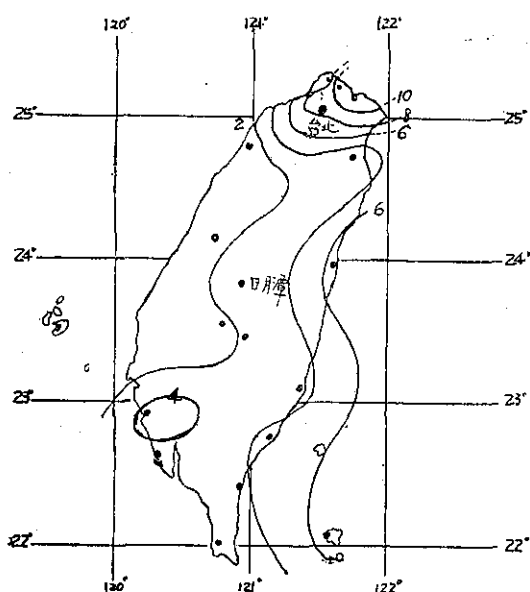
冬季東北季風易帶來寒冷多雨之天氣，因受地形影響，臺灣北部天氣之變化最甚。

夏季東南季風因南方氣流旺盛而增強，對臺灣地區易帶來高溫多濕的天氣，而對臺灣南部之影響為最。

此兩季風各適逢臺灣南北地區之收穫時期，不僅因對本島之經濟發展影響甚大，而且對本省大規模空氣污染亦有不可忽視的影響。

筆者將十幾年來之放射性降落物資料加以分析時，發現這些落塵積量在臺灣地區，顯出一種典型的分布（圖 1a-1f），即於冬季臺灣北部污染較高，夏

此種降落機構，依筆者推測，在上空飄測的放射塵逐漸擴散，同時受地球引力影響而下降，至成雨層則可被雨滴沖洗，或受風吹下。

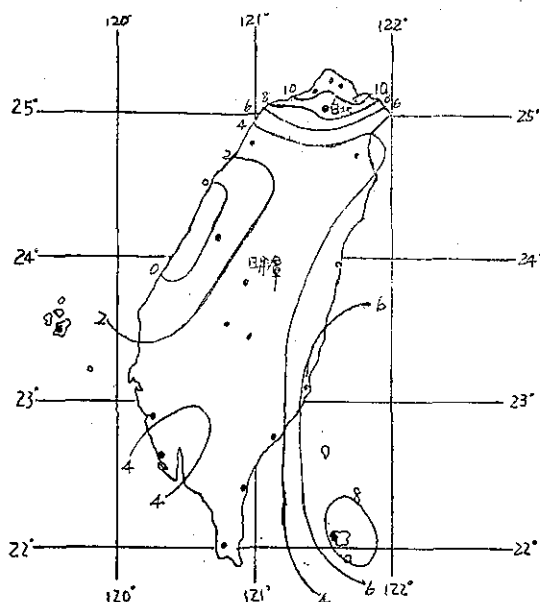


放射性月變化(二月)  
Monthly variation of radioactivity in Taiwan. (Feb.)

Fig. 1 a

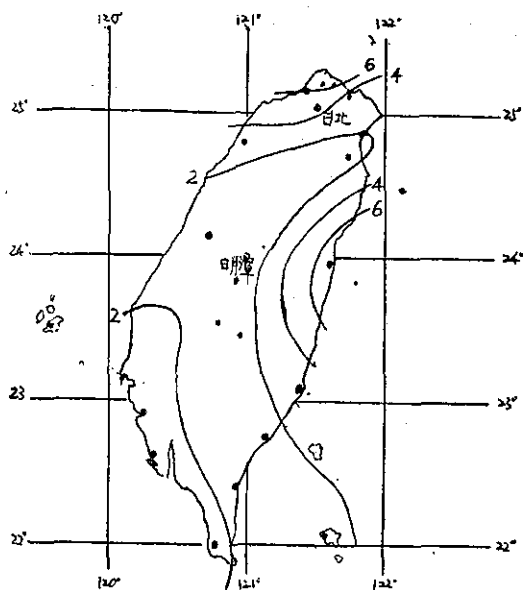
季南方氣流旺盛，臺灣東南部之污染較為增加，此種大規模的，即以各國所舉行的核子試爆所產生之微塵為追蹤劑的實驗，其放射性微塵隨大氣環流而飄游至世界各地，其累積量均受大氣環流與地形之影響。

冬季臺灣上空均為偏西風，隨風飄游之放射性微塵約以 1-2 週的時間，環遊地球一週，而且另一方面，受重力影響，逐漸落於世界各地，依據筆者對各國核子試爆之放射性降落物測驗結果，證實經過臺灣上空的第一週微塵之染污量最多，而且受地面風與天氣之影響甚大。



放射性月變化(四月)  
Monthly variation of radioactivity in Taiwan. (Apr.)

Fig. 1 b

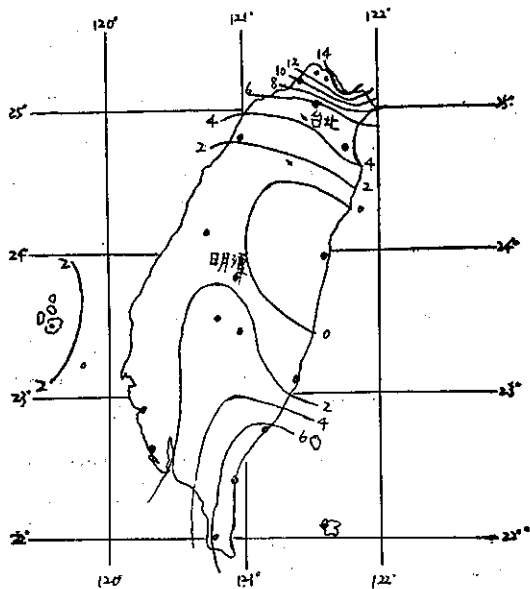


放射性月變化(六月)  
Monthly variation of radioactivity in Taiwan. (Jun.)

Fig. 1 c

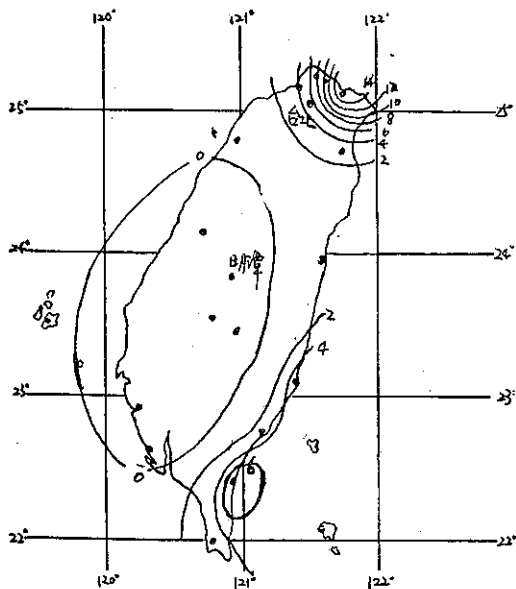
對此種假說，可由中共核子試爆所得的測驗結果加以引證。

中共自1964年10月16日，在新疆塔里木盆地羅布諾爾湖（即北緯40度，東經90度）附近舉行一連串之



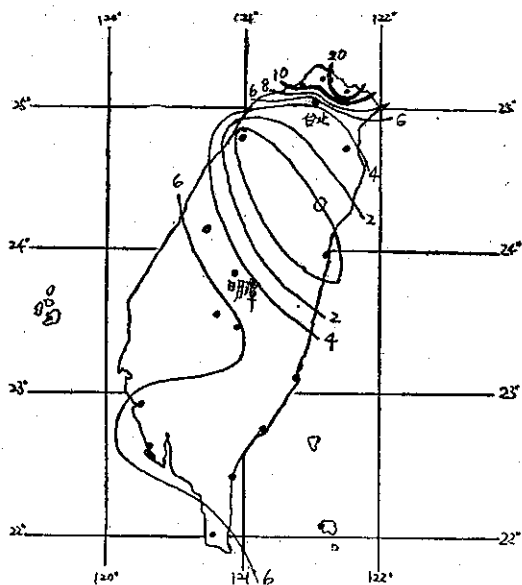
放射性月變化 (八月)  
Monthly variation of radioactivity in Taiwan. (Aug.)

Fig. 1 d



放射性月變化 (十月)  
Monthly variation of radioactivity in Taiwan. (Oct.)

Fig. 1 e

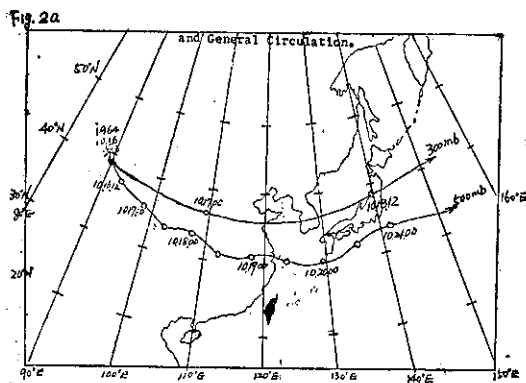


放射性月變化 (十二月)  
Monthly variation of radioactivity in Taiwan. (Dec.)

Fig. 1 f

核子試爆，所產生之放射塵即隨氣流擴散而飄流至各地，臺灣雖然距試爆地有 3,500 公里之遙，而且緯度亦低，但受偏西風之影響，多次被其放射塵污染，惟由氣流分析，證實均為間接性，並無直接侵襲臺灣，茲將測驗資料加以分析，供為參考。

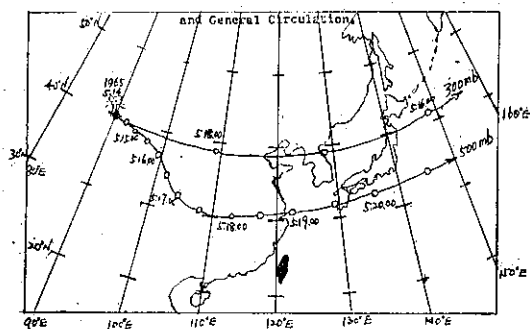
1. 1964年10月16日，標準時間 7 時，試爆地區正被移動性高氣壓籠罩，因此可推測該氣團受試爆影響必含有大量之原子塵，根據 500mb (約 5500 公尺) 及 300mb (約 10000 公尺) 之高空圖，可推測原子塵之去向，如圖 2 a，據日本氣象廳之測驗紀錄，大氣



放射性降落物污染與大氣環流之關係  
Fig. 2 a The relation between radioactive fall-out contamination and general circulation.

中之放射塵於18日開始增加，並且在19日獲得巨大而高能量之放射性粒子，由於這種事實證明，其試爆之污染已達到 300mb 高度，日本於22日測得放射塵最高值，但這些放射性微塵似被移動性高氣壓所帶來者，其速度與 500mb 高度之氣流速度甚吻合，直到23日，在北緯37度，東經 152 度附近發生低氣壓，冷鋒由該中心向西南延伸，經過本省至海南島，屆時東北季風非常旺盛，因此將侵襲日本上空或由高空槽之擾動而落下之放射塵，藉東北季風帶到本省，使本省受到較高含量之放射性污染，即本省自23日開始，距試爆日約 7 天開始受污染，24日臺北自然降落物中放射性含量最高，每平方公里測得 2.35 毫居里( $mc/km^2$ )，雨水中為每公升 2,400 微微居里 ( $\mu\mu c/l$ )，另據日本東京測得最高值為自然降落物每平方公里 156.0 毫居里，兩者相較本省所受之污染至微。

2. 試爆時間為1965年5月14日，當時試爆地區之天氣概況與第一次甚為相似，放射塵在5月16日飄到日本，因此在日本新潟地區曾測到大粒子之放射性微塵，500mb 高空風速較慢，至5月19日始到(圖 2b) 本省於17日在自然降落物中其放射性稍有增加



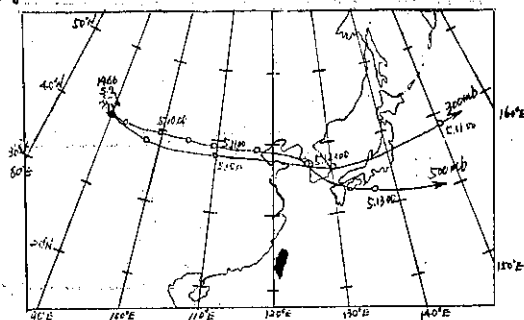
放射性降落物污染與大氣環流之關係  
Fig. 2 b The relation between radioactive fall-out contamination and general circulation

，至18日浮游微塵之放射性亦增加，因19日東海上空之高空槽，導致放射塵之大量降落，而且受21日之冷鋒影響，本省即受到大量放射塵之污染，由測驗紀錄顯出，在17日即試爆後第四日，自然降落物中測到每平方公里 0.86 毫居里，18日浮游微塵突然增加至每立方公分 10.34 微微居里，這些污染似被 300mb 高空氣流所帶來者，至 21 日測得自然降落物中每平方公里 2.70 毫居里，這些紀錄與 500mb 高空風及高空槽之移動時間甚為一致。

3. 1966年5月9日，中共第三次試爆，由 300

mb 及 500mb 高空圖可看出(圖 2c)，放射塵之主流最偏北方，依據高空風，在10日，11日放射塵之

Fig. 2C

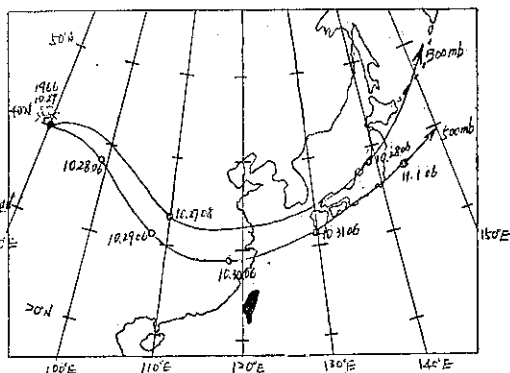


放射性降落物污染與大氣環流之關係

Fig. 2 c The relation between radioactive fall-out cotamination and general circulation.

主流應飄過日本，實際上日本新潟地區亦測到具有放射性之巨大粒子，但本省僅在10日自然降落物中，以及11日之雨水中稍有增加其放射性含量，因 12 日高空槽之擾亂影響，於 13 日之陣雨中測到每公升含有 763.84 微微居里之放射塵，此紀錄即為本次試爆污染本省之最高值。

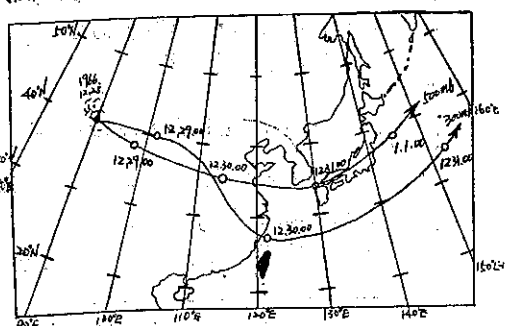
4. 1966年10月27日，第四次試爆，其放射塵之主要飄流路徑較接近本省，而且本省北方上空亦有明顯之高空槽，受該高空槽之擾亂，其放射塵則大量降落，而且受高氣壓之延伸，大陸南方亦必定受其危害，在10月28日隨 300mb 高空風之原子塵已到日本上空，於新潟被測出，本省在11月2日自然降落物及浮游微塵中，均有增加其放射性強度，這些污染似完全與高氣壓及東北季風夾雜而來。(圖 2 d)



放射性降落物污染與大氣環流之關係

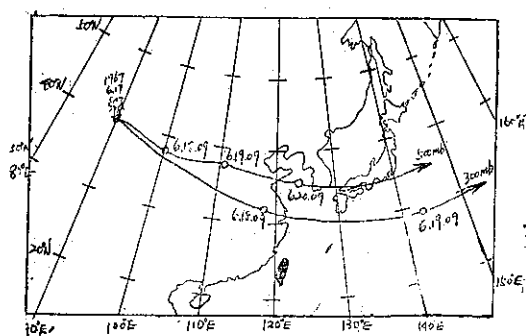
Fig. 2 d The relation between radioactive fall-out contamination and general circulation.

5. 1966年12月28日，中共試爆時，噴射氣流帶更靠近本省上空，高氣壓之伸張更強，東北季風亦甚強，放射性降落物很容易落至臺灣地區，放射塵之先鋒於試爆一天後，即到達日本上空，1967年1月1日即到本省，當時本省適為雨期，因此其降落量較為多。(圖 2e)



放射性降落物污染與大氣環流之關係  
Fig. 2 e The relation between radioactive fall-out contamination and general circulation.

6. 1967年6月17日，當時 300mb 及 500mb 之高空氣流均偏於北緯30度以北，500mb 之偏西風三日後抵達日本上空，四天後日本空戶岬測得放射塵開始增加，但當時臺灣北部海面之東北季風不盛，而且西南氣流甚強，大部份之放射性微塵均無法降落於臺灣地區，明顯地此次試驗並未污染本省各地(圖 2f)。



放射性降落物污染與大氣環流之關係  
Fig. 2 f The relation between radioactive fall-out contamination and general circulation.

由上述幾點可知，東北季風對臺灣地區大規模污染之重要性。

另一方面，南方氣流對臺灣地區之污染，亦有嚴重的威脅，雖然在南方地區試爆之次數不多，但於1957年至1958年美國一連串之試爆，已證實氣流扭轉

點的臺灣地區，有嚴重地污染，由比基尼島試爆至臺灣約有1至2週之途程，但因氣流正在本省之上空重合而擾亂，增加其降落量。

### 三、高空放射塵滯留時間之檢討

係據 Rosinski 與 Stockholm 等在1958年以 Andersen 採取儀，所測之對流層放射性微塵形狀均在  $1-5.5\mu$  範圍，Stern 推算滯留在平流層之放射性微塵應在  $0.1\mu$  以下，Stebbins 並證實在低平流層之放射性微塵可在  $0.1\mu$  以下，Junge 在 Sioux 市所測之紀錄亦顯出，空中微塵之大小與高度成反比。

由 Hasp 計劃之研究結果，證實這些微塵之半滯留時間 (Half residence time)，與高空大氣環流有密切之關係，即由高緯度射入者，其滯留時間較短約為4-9個月，由低緯度射入者以及赤道附近射入者，其滯留時間較長，約為9-15個月。對碳十四之滯留時間更長約為3.5年，因碳十四大部份在低緯度地區實施，均由赤道附近射入者。

在對流層，依據 Junge 與 Gustafsan 估計，鹽粒之半滯留時間僅為3天，Lettau 推算水汽之半滯留時間約為7天，但 Lockhart 却估計較長10-35為35天，最後 Stewart 等即以20天為這些微塵在對流層之半滯留時間。

因此可知，無論大氣污染物為微塵或氣體，在平流層約有1-3.5年之半滯留時間，而且經過 Storb 所提移流模型 (Brewer and Dobson 模型相似)，由平流層降至對流層，而後約在1個月內可經相碰或沖洗而降落於地面。

對這些半滯留時間，筆者可由碳十四含量與降落物放射塵含量加以對照而引證。

臺北幾年來之測驗結果顯出，中共試爆後3-7天可測得，大氣中浮游微塵放射性之增加，可推測試爆高度可衝到約在對流層頂，由此可推算在對流層之半滯留時間，此數值與 Stewart 所提的甚符合。

關於平流層之半滯留時間，本研究結果亦有良好的引證。

大氣中碳十四含量之測驗結果(圖3)顯出，1961年所舉行的試爆，經六個月後，大氣中碳十四含量始增加，1962年底至1963年初之試爆，亦於6-8個月後，使大氣中碳十四含量增加，而後中共每次之試爆，亦有良好的事實，如第一次試爆後6個月大氣中碳十四突增，第二次則4個月後增加，第3, 4, 5, 6次均為四個月左右，雖然其變動率不大。第七次1969年

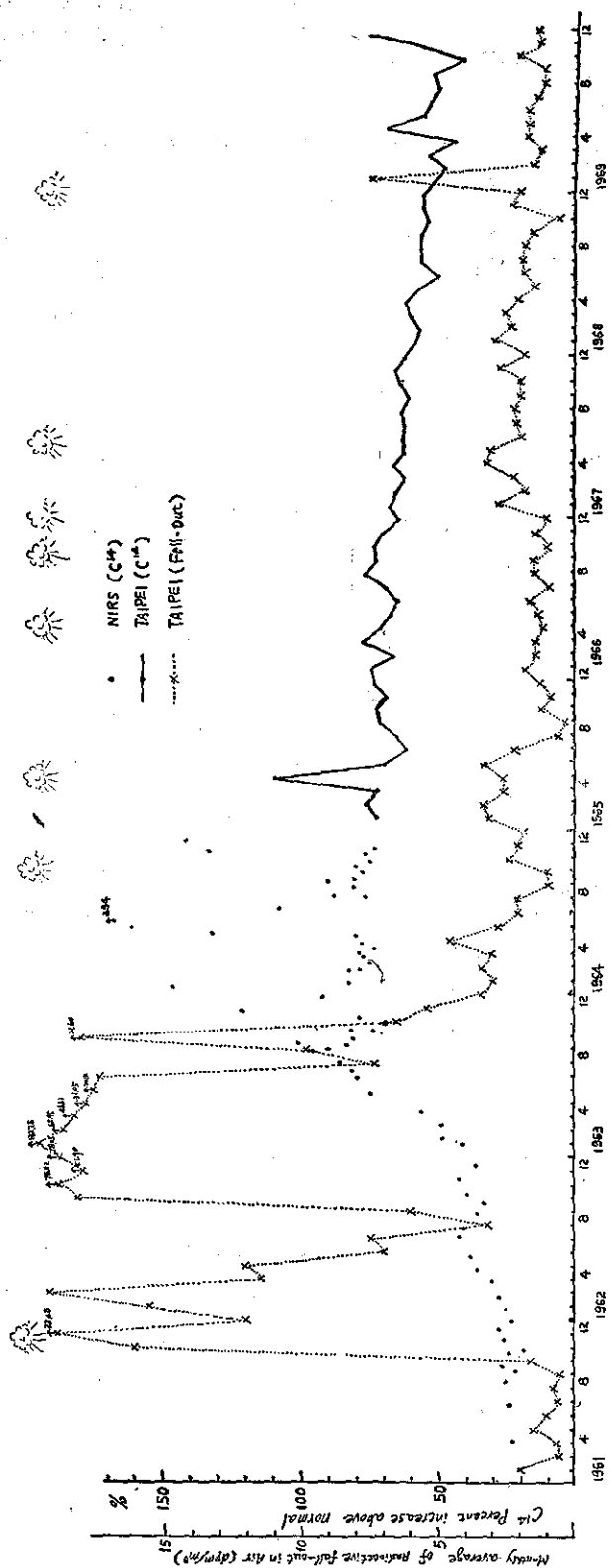


Fig. 3 Long term change of Carbon-14 concentration in atmospheric carbon dioxide and radioactive fall-out in air.

底之試爆亦同樣在4個月後，使大氣中碳十四含量增加，這些事實均支持由高緯度射入平流層上空之微塵或氣體在平流層之半滯留時間，均在4-8個月，與Hasp計劃所得結果，相當一致。

經過這些測驗資料，更顯出臺灣地理位置之特殊，將來由此方面似可獲得大氣環流之部份謎底。

#### 四、臺灣地區局部污染之特性

近年來臺灣之經濟突飛猛進，工廠林立，加上人口劇增，空氣污染日見加重，這些污染源均在地面，而且均為人工造成，其污染範圍並不廣。

如前述對臺灣大規模的污染，其污染源應在近地面空氣層 3,000 公尺之高度，始可影響臺灣全省。但對局部性者，僅在低大氣層，其影響污染範圍亦僅在水平向數公里內，雖然其污染範圍不大，但污染物之增加，亦可形成所謂都市氣象，這些污染物主要為直接的影響太陽輻射，而後間接的影響其他氣象因素。

臺北為臺灣最大都市，也是空氣污染最嚴重的都市之一，筆者以臺北市為例，加以分析，對空氣污染與氣象因素之關係，提出初見，供為參考。

依據過去測驗結果，臺北市每月每平方公里約有20餘噸之落塵，其頂峯在8月，在日變化中，無論其為微塵或二氧化硫，每天均有二次高峯，一者顯出於日出後1-2小時，另者在日沒後1-2小時出現高峯，顯然此種污染型式係屬於倫敦型，就是被一次污染物質所污染的。

從氣象立場看，此二次高峯與逆溫層有密切的關係，氣象之理論，可以證實大氣穩定度對污染物諸如煤煙，微塵等擴散稀釋作用影響甚大，形成逆溫層時，氣柱穩定，空氣擾動微弱，因此污染物之擴散稀釋作用即受阻，而滯留於逆溫層內，同時地面附近之煤粒易成凝結核，形成煙霧。

臺北市上空，日沒後因受輻射關係，地面冷卻所形成的逆溫甚少發現，偶然發生者，其高度亦僅200-300公尺左右，逆溫層之溫度差亦不大。但在1,000-1,500公尺高度處時常形成逆溫層，尤其是在移動性高氣壓經過臺北上空而雲稀之晚上，所形成的逆溫層一直可維持至翌日早晨日出時，受太陽照射至9時左右始消失，因此上述兩次高峯均出現於逆溫層開始形成與消失時，亦即在上昇氣流旺盛與沉降氣流甚劇時。

筆者統計六十年來各氣象要素，發現這些污染物顯然的影響臺北市之氣溫，（參考表一），即臺北市平均氣溫自1900年至今，上昇  $0.6^{\circ}\text{C}$ ，平均最低與平均最高氣溫亦均有上昇之趨勢，另外對空氣混濁係數，影響亦甚大，自1950年來，已增加1.54，由此可推測臺北市空氣污染已達相當嚴重。

表一、臺北市空氣混濁係數與氣溫之變化

年 度	項 目	平均氣溫	平 均 最 低 氣 溫	平 均 最 高 氣 溫	混濁係數
1900		21.6	18.7	25.5	—
1910		21.6	18.4	25.8	—
1920		21.6	18.3	26.1	—
1930		21.6	18.3	26.1	—
1940		21.9	18.5	26.2	—
1950		22.1	18.8	26.6	4.25
1960		22.2	19.0	26.7	5.46
1970		22.2	19.0	26.8	5.79

## 五、結 論

本研究雖為初步性質，而且因設備之關係，無法測得充分的微氣象因素，尤其是在局部空氣染污上無

法加以詳論，但由本研究結果已顯出：

1. 放射性微塵主要隨高空偏西風，東北季風與西南氣流而來，尤其是季風却為臺灣地區大規模污染之決定性因素。

2. 放射性微塵由高緯度地區射入者，在平流層之半滯留時間約為4-8個月，在對流層則為20天左右。

3. 臺北市空氣污染屬於倫敦型，每天均有二次高峯，其一顯出於日出後，另者在日沒後1-2小時，其濃度與逆溫層之形成與消失有密切之關係。

4. 幾年來臺北市空氣混濁係數，不斷的增加，其污染程度顯然的已影響每日氣溫。

謝辭：本研究承蒙國家科學委員會之補助及中央氣象局實驗室同仁協助，始克完成，特此銘謝。

## 參 考 資 料

1. Armour Research Foundation Report A.R. F. -3127-6 and A. R. F. -3127-9 Chicago, Illinois 1959.
2. American Meteorological Society in Minneapolis, Minnesota, 9, 1959.
3. U. S. Department of Defence Report DASA -529, 1959.
4. U. S. Air Force G. R. D. Res. Notes 8, 1958.
5. Tellus 9, 1957, pp. 164-173.
6. Archiv, Meteor, Geophys, Vol. 7, 1954, pp. 133-157.
7. U. S. Naval Res. Lab. Report 5208, 1958.
8. Intern, Rappost IR-F-376, Norwegian Defense Research 1959.
9. 臺北市環境清潔處，臺北市空氣污染測定結果報告

# 空氣污染氣體成分之分析及 其對於氣候上之影響

鄭 子 政

## *Main Gaseous Constituents of Pollutants in the Atmosphere and Its Effects on Climate*

*Kenneth T. C. Cheng*

Gaseous constituent of pollutants maybe divided mainly into two groups, i. e. the natural and the man-made ones. In this paper, the writer only refers to the man-made pollutants which are growing much more important to the health of human beings with modern industrialization and urbanization. The subject has been treated under the following headings: (1) Introduction; (2) Cycle of sulphur dioxide; (3) Cycle of nitrogen dioxide; (4) The change of concentration of carbon dioxide in the atmosphere; (5) Characteristics of carbon monoxide in relation to the variation of the amount of traffic; (6) The total oxidants at lower levels of the atmosphere become toxicant when they are oxidized with hydrocarbons under photochemical actions; (7) The effect of air pollutants on climate; (8) Change of dust loads in the atmosphere with variation of turbidity at lower levels; (9) Remarks on conclusion. Latest contributions on gaseous pollutants in the air are generally referred. It also gives an overall discussion on main constituent of pollutants in the atmosphere and illuminates the global effects of environmental pollution on risk of the endangerment to tip over the future ecoequilibrium.

### 一、引 言

空氣污染問題原隨大氣有始以俱來。在歷史上曾有數以千計火山爆發之紀錄，至今調查世界上活火山尚有 500 座以上<sup>(1)</sup>。1963 年巴里 (Bali) 島上安榮 (Agung) 火山爆發，空氣層中塵埃層 (Junge layer) 厚度高達 15 至 20 公里。1883 年巽他海峽 (Str. Sunda) 中克拉開托 (Krakatoa) 火山爆發，火山塵埃上浮泰空中達三年之久，自地面遙望太陽周圍尚見朱黃色日華現象<sup>(2)</sup>。海上波濤洶湧，白浪曝日，鹽粒散佈空際，約略估計每年每英畝降水中所含鹽粒約為四英磅。若以地球表面面積二萬萬平方英里中，其 70% 為海洋。按一英畝為 1/640 平方英里，則在每年海上鹽粒存在於空氣中之分量約近為一千八百萬短噸 ( $640 \times 56 \times 10^7$  lb) 以上。(2,000 磅等於一

短噸) 如許分量之鹽質對於下層大氣之成分，自難能稱謂無些微之影響。

大氣運行無時或息。風暴來去在北緯 45 度至 60 度間環球一周約需 40 天光景<sup>(3)</sup>。但在沙漠中狂飈、塵沙蔽日，不辨東西。薩哈拉之塵土可吹到地中海沿岸，而戈壁之沙粒可遠送至桂境<sup>(4)</sup>。空氣中塵沙含量之多寡，其影響可及於混濁度 (Turbidity) 之變化。

至於空氣中水汽之含量則隨氣溫之高低而增減，因之，在赤道水汽含量佔空氣成分之百分比為 2.63，推至北緯 70 度其含量僅有零 0.22。空氣層中水汽含量集中在赤道自地面向上升達高空 20 公里間，若在兩極則在 10 公里以下。一般通稱為對流層 (Troposphere)。至於在對流層以上之平流層 (Stratosphere) 中所存在之水汽可稱稀少已至幾微程度。

平流層之高度約可達 90 公里。因此而論空氣中之成分，若以水汽屏除在外，空氣中之成分，可稱無所變化。其原因由於在大自然間，有大氣的循環 (General circulation) 與水的循環 (Hydrological cycle)，使自然污染物質 (Natural pollutants) 受自然的淨化作用，而經常維持在適宜於人類生存的環境平衡 (Ecoequilibrium) 之下。若一旦失去環境平衡的重心，人類生存於大氣間，將受生命鑿傷的危險。有先知灼見的羅士培 (Rossby, C. G.) 先生<sup>(6)</sup>曾說：『竄改自然可能有危險性的，因為自然能有復仇性的，我們對此星體，是我們生存的世界，應該予以珍愛』。此簡明數語，確實的是語重心長，而為當代工藝家 (Technologists) 所應信奉的金科玉律。

現在空氣中的污染因素起於工業革命以後，工廠林立，都市奇突的擴張。世界人口爆發，都市生活與環境氣象的關係，益臻密切<sup>(6)</sup>。因此現時空氣污染的成分的增加乃屬於人為的因素。對於工業化都市環境平衡的維持及其各項主要污染因素的分析，作者以前曾有所論述<sup>(7)</sup>。在人類生存環境中，於空氣、水質、土壤與有機體中污染物質之種類繁多<sup>(8)</sup>端視乎工業區域環境之不同，而其污染成分之變化，因而亦有差別。空氣中所含有污染物質除卻自然環境中之花粉霧點與塵埃之外，人為之氣體污染物質以硫化物為嚴重因素之一種，因自 19 世紀末葉至 20 世紀末葉，由於工業發展煙煤一項消耗已增至 56 倍以上<sup>(9)</sup>。其次為氧化物如臭氧 ( $O_3$ )、一氧化碳 (CO) 與二氧化碳 ( $CO_2$ ) 之類。交通工具種類與數量日益增多，其由燃燒石油所剩餘之污染物質，排除在空氣中亦與日俱增。又氮化物如氧化氮 (NO)、二氧化氮 ( $NO_2$ )、氨 ( $NH_3$ ) 之類。此外尚有鹵化物 (Halogen compounds) 如氟化氫 (HF) 及氯化氫 (HCL)。及有機化合物如醛 (Aldehydes)、炭氫化物 (Hydrocarbons)、栢油之類。輻射性物 (Radioactive substance) 亦為人為嚴重污染危害之物質。以上所舉各種污染物質其在大氣中污染之程度，大抵尚未為科學人士所盡明瞭其實況。麥開卑 (McCabe, L. C.) 曾列舉在美國洛杉磯 (Los Angeles) 此類污染物質最大容許之濃度 (Maximum allowable concentrations)<sup>(10)</sup>。空氣中氣體污染成分之分析至今仍在科學人士所追求與探討之中，以期能知污染物質含量之濃度及其危害臨界之標準 (Critical level)。然後方知其所以籌謀防範措施之方法。茲僅就現時知識所及有關於氣體污染之成分分別述之。

## 二、二氧化硫之循環

在大氣中硫化物質大抵包涵有自然性與人為性二種不同的淵源。自然間硫化污染物乃由海上浪沫所產生如硫酸銨  $(NH_4)_2SO_4$  或硫酸 ( $H_2SO_4$ ) 與在沼濕地區由有機物分解所產生之硫化氫 ( $H_2S$ )。在火山活動地區與工業區域皆亦有少量之硫化氫產生。至於二氧化硫則純屬於人為污染作用之來源。

全年世界所放射 二氧化硫污染物之分量，開茲 (Katz, M.) 於 1958 年<sup>(11)</sup> 估計約在 1 億 4 千 7 百萬噸 ( $147 \times 10^6$  tons)。此總數 70% 來自自然燒煙煤，而其 16% 則由於提煉石油與鎔解金屬所排洩之物質。按 1937 年世界二氧化硫放射量為 6 千 9 百萬噸 ( $69 \times 10^6$  tons)，而 1940 年為 7 千 8 百萬噸 ( $78 \times 10^6$  tons)。由以上放射量顯見二氧化硫放射量在 1940 年至 1965 年間已增加放射量約近一倍之多。但在 1965 年魯濱遜 (Robinson, E.) 與陸秉智 (Robbins, C.) 估計以實際硫量計約為 2 億 2 千萬噸 ( $220 \times 10^6$  tons)。<sup>(12)</sup> 其分別估計硫化物之放射量如下表：

硫 化 物	來 源	估計放射量 (每年噸數)	估計放射量 (以硫計量) 每年噸數
二氧化硫 ( $SO_2$ )	石 炭 燃 燒	$102 \times 10^6$	$51 \times 10^6$
	石 油 提 煉	$6 \times 10^6$	$3 \times 10^6$
	石 油 燃 燒	$23 \times 10^6$	$11 \times 10^6$
	金 屬 鎔 煉	$16 \times 10^6$	$8 \times 10^6$
硫 化 氫 ( $H_2S$ )	工廠放射量	$3 \times 10^6$	$3 \times 10^6$
	海洋放射量	$30 \times 10^6$	$30 \times 10^6$
	地表放射量	$70 \times 10^6$	$70 \times 10^6$
四氧化硫 ( $SO_4$ )	海洋放射量	$130 \times 10^6$	$44 \times 10^6$
	總計放射量		$220 \times 10^6$

以上估計其 50% 基於陸地與海洋面積上硫化氫放射量推論，自難臻於精確估計之理想。

二氧化硫在水滴中常須有一種特殊催化劑 (Catalysts) 以促使其氧化。在低氫離子指數 (pH) 或稱酸性低時，二氧化硫之溶度甚低，但有氨存在時則能吸收二氧化硫，以中和酸性，而增加其溶度。二氧化硫與二氧化氮及炭氫化物混合之後，經過光化氧化作用 (Photochemical oxidation)，其遺留氣懸膠體 (Aerosol) 每形為硫酸氫 ( $H_2SO_4$ )，其結果空氣中所有二氧化硫含量甚低。空氣中部份二氧化硫含量亦經植物之沉除過程 (Scavenging process)。若按

粒數一千萬分之 1 (Particles per billion) 濃度而論，二氧化硫沉澱率 (Deposition rate) 約為每日平方公尺 2.5 毫克 ( $2.5\mu\text{g}/\text{m}^2/\text{day}$ )。空氣中二氧化硫之濃度每由於降雨密度與氣懸膠體之大小而其沉降程度隨之而異。空氣層中二氧化硫與四氧化硫含量濃度測量之紀錄尚甚稀少。1967 年在美國內布拉斯加 (Nebraska) 測量於對流層上方其二氧化硫含量少於千萬分之 0.3 (ppb) 粒數與在夏威夷所測得之值相等，在佛羅里達 (Florida) 東南沿岸所測得之含量則為千萬分之 1 粒數。在對流層中硫化物之平均含量二氧化硫為千萬分之 0.2 粒數；硫化氫為千萬分之 0.2 粒數；四氧化硫為每立方公尺空氣中 2 毫克。(按  $(\mu\text{g}/\text{m}^3 = \text{ppm} \times 41.3 \times \text{molecular weight})$ )

### 三、二氧化氮及其循環

地表環境對於氮化物污染之情形所知尚屬鮮少。由人為所產生重要氮化污染物質為一氧化氮與二氧化氮。微生物常在酸性土壤無空氣環境中由一氧化氮而產生二氧化氮或由硝酸 ( $\text{HNO}_3$ ) 中產生一氧化氮。氮為微生物產物之一種，而放射入於大氣層氮化污染自然性者實遠超過於人為性者。估計世界全年大氣中氮化物之放射量如下：

氮 化 物	來 源	估計放射量 (每年噸數)	估計放射量 以氮量計 (每年噸數)
二氧化氮( $\text{NO}_2$ )	石 炭 燃 燒	$26.9 \times 10^6$	$8.2 \times 10^6$
	石 油 提 煉	$0.7 \times 10^6$	$0.2 \times 10^6$
	石 油 燃 燒	$7.5 \times 10^6$	$2.3 \times 10^6$
	其他油類燃燒	$14.1 \times 10^6$	$4.3 \times 10^6$
	天然汽燃燒	$2.1 \times 10^6$	$0.6 \times 10^6$
	其 他 燃 燒	$1.6 \times 10^6$	$0.5 \times 10^6$
二氧化氮( $\text{NO}_2$ )	總 計	$52.9 \times 10^6$	$16.1 \times 10^6$
氮 ( $\text{NH}_3$ )	燃 燒 作 用	$4.2 \times 10^6$	$3.5 \times 10^6$
二氧化氮( $\text{NO}_2$ )	生 物 作 用	$500 \times 10^6$	$150 \times 10^6$
氮 ( $\text{NH}_3$ )	生 物 作 用	$5,900 \times 10^6$	$4,900 \times 10^6$
氧化亞氮( $\text{N}_2\text{O}$ )	生 物 作 用	$650 \times 10^6$	$410 \times 10^6$

空氣中二氧化氮之濃度在各地區之測定值多不一致。在巴拿馬於乾季時二氧化氮含量為千萬分之 0.9 粒數，但在雨季則其粒數為千萬分之 3.6。氧化氮採集標本之最高濃度曾達粒數千萬分之 6。在佛羅里達測得二氧化氮平均濃度為粒數千萬分之 0.9，而在夏

威夷測定之平均值為粒數千萬分之 1.8。在科羅拉多測得二氧化氮平均濃度為粒數千萬分之 4.1，而氧化氮之平均濃度為粒數千萬分之 2.7。在陸地上測定二氧化氮之濃度較海上為高。在大氣平流層 (Stratosphere) 中為光化反應 (Photochemical reaction) 活動與臭氧量集中之領域，因此臭氧 ( $\text{O}_3$ ) 遭遇氧化氮 ( $\text{NO}$ ) 時即迅速形成二氧化氮 ( $\text{NO}_2$ )。其化合率蓋約 500 倍大於臭氧與硝酸酐 (五氧化二氮) 間之組合。

### 四、大氣中二氧化碳含量之變化

二氧化碳原為大氣組成成分之一種，以容量而論約佔粒數百萬分之 300<sup>(13)</sup>。但由於工業建設與都市化之結果，大氣層中二氧化碳之含量急增，據吉鈴 (Keeling, C. D.) 之觀測在都市區域乾燥空氣中二氧化碳之含量已達粒數百萬分之 320 基數<sup>(14)</sup> 茲據吉鈴在下列各處所測得大氣中二氧化碳之含量以百萬分之粒數計 (Particles per million) 如下：

地 點	二 氧 化 碳 濃 度 (以百萬分之粒數為單位)
哈 德 隘 (Hart's Pass)	307
奧 林 必 克 公 園 (Olympic Park)	404
奧 特 灣 (Otter Creek)	299 (最低) 506 (最高)
太 平 洋 (Pacific Cruise)	303
國 家 紀 念 碑 (National Monument)	320 (最高)

植物吸收二氧化碳與水分以經營其光合作用 (Photosynthesis)。因此大氣中二氧化碳含量以一日間之下午為最低，蓋由於此時植物經營其光合作用最盛，而在夜間二氧化碳濃度最高，蓋此時植物則經營其呼吸作用。植物每季節之變化因此二氧化碳亦顯有季節之周期。大氣中二氧化碳含量以百萬分之 506 粒數為最高，而以 299 粒數為最低。大氣中二氧化碳濃度的測定，顯然可以為都市與鄉間區域之分野。據在美國辛辛那提城大氣中二氧化碳含量之周日變化以每日上午七時為最高，而以一日下午四時為最低。又據調查巴黎歷年平均二氧化碳濃度之變化，列表如下<sup>(16)</sup> (以百萬分之粒數計)

時 間 階 段	1891— 1900	1901— 1909	1954— 1964	55 年 間 差 數	每 5 年 差 數	1954— 1958	1959— 1964	每 5 年間 差 數
全 年	320	321	351	加 30	加 2.7	348	354	加 6
冬季 (十月至三月)	328	332	367	加 35	加 3.2	364	371	加 7
夏季 (四月至九月)	313	312	334	加 20	加 1.8	333	335	加 2

由上表中觀察在巴黎空氣中二氧化碳之濃度繼續在增進中，而其每 5 年之增長率亦隨之增加。此種都市空氣中二氧化碳濃度增加之趨勢可以為世界各大都市一般變動之表率。以整個世界而言，大氣中每年二氧化碳濃度之增加率約為百萬分之 0.7 粒數。

### 五、大氣中一氧化碳 (CO) 含量之平衡問題

在都市環境空氣中一氧化碳之濃度可達粒數百萬分之 50 至 100。一氧化碳能吸收日射光譜 4.7 微米 (Micron) 譜段。一氧化碳純屬於人為的污染物質，而在美國 68 % 皆出於車輛放射餘剩物質。一氧化碳乃屬於不活動氣體之一種，且與大氣中他種成分相混合，而常滯留於大氣近地面下層。據哈菲 (Jaffe, L. S.) 1968 年調查美國一氧化碳放射總量達 1 億 2 百萬噸<sup>(10)</sup>。按在美國一氧化碳放射量各種性質之分析如下表：

放射物來源	一 氧 化 碳 放 射 總 量 (每年百萬噸計)	一 氧 化 碳 放 射 總 量 (百分比)
機動車輛燃燒	63.8	67.5
定置汽機燃燒	1.9	2.0
工業過程燃燒	11.2	11.9
廢棄垃圾焚燒	7.8	8.3
其他人為火災	9.7	10.3
小 計	94.4	100.0
森 林 火 災	7.2	
總 計	101.6	

估計世界全年一氧化碳放射量約為 2 億 3 千萬噸。一氧化碳自然性之來源除森林火災之外，火山、煤礦、沼區亦能產生部份之污染物質。海中藻類亦能產生微量之一氧化碳。由於自然間生物分佈尚無法實測，因之自然環境中所生之一氧化碳分量亦不易於估計。一氧化碳由於其為都市中產物，因而有都市性特徵。其在空氣中之濃度視車輛交通量之增減而有漲落

。有周日與季節之變化。每日在上午 7 時至 9 時與下午 6 時之濃度最大。秋季大氣中一氧化碳含量較大於冬季與夏季。氣象環境之變化亦能有影響及於一氧化碳之濃度，在大氣穩定度增加而有氣溫逆增層 (Temperature inversion) 之存在時候，一氧化碳之濃度增高。1957 年於一風靜之日，一氧化碳濃度曾達粒數百萬分之 235。在倫敦黑牆隧道中平均每時一氧化碳濃度為粒數百萬分之 100，而其最高濃度達粒數百萬分之 295。

一氧化碳在下層大氣中常見氧化作用 (Oxidation)。譬如： $\text{CO} + \text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2 + \text{O}$ 。當遇有水汽存在時，則其演變形式為： $\text{CO} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}_2$ 。臭氧亦能氧化一氧化碳而為二氧化碳，但其過程非常遲鈍。二氧化氮與一氧化碳間亦能發生氧化反應，例如： $\text{NO}_2 + \text{CO} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{NO}$ 。此種活動過程且勝於臭氧過程。至於在高層大氣中紫外光波在光譜波段 1 千 7 百埃 ( $1\text{cm} = 10^8 \text{\AA} = 10^4 \mu$ ) 常能因光的刺激作用而分解二氧化碳為一氧化碳與原子氧 ( $\text{CO}_2 + h\nu \rightarrow \text{CO} + \text{O}$ ) 之反應過程。

大氣中一氧化碳之含量可能隨工業發展而與日俱增。在美國估計 1960 至 1980 年間將增加一倍。因而估計世界全年一氧化碳放射量將達 2 億 5 千萬噸。在瑞士少婦峯 (Jungfrau) 與在北部阿拉斯加一氧化碳之濃度皆在粒數百萬分之 0.1 左右。一氧化碳在下層大氣中生存期較長，而估計在對流層中生存期可自 0.1 年至 5 年之久。一氧化碳在環境空氣中雖對於植物無害，但在濃度昇高時仍屬於對植物有毒 (Phytotoxicant)。

### 六、大氣下層臭氧 (Ozone) 污染性質之新發現

大氣層中臭氧分佈及其消長與變化之研究亦為近年來事<sup>(17)</sup>。大氣中臭氧集中高度大抵平均在 26 至 30 公里之間。在大氣上層臭氧量之增減與地面之氣象變化亦有密切關係。在大氣上層分子氧與原子氧受日

射紫外光波與穿透射線之照射，產生刺激作用，空氣分子發生光化分離與重新組合程序，於是臭氧產生。此為高層大氣中所常見現象。因而有一般觀念臭氧除在雷雨之際有微量產生，大抵多由大氣平流層輸送至大氣下層中。在平流層中臭氧濃度以容量論，大致在億萬分之 600 至 800 粒數 (Particle per hundred million) <sup>(18)</sup>。至於在近地面空氣層中則在各地所含臭氧量不一。世界若干地區所測得地面臭氧濃度在粒數億萬分之 0 與 5 (ppbm) 韋爾遜 (Wilson, W. S. et al) 在阿拉斯加州柯立奇 (College) 地方測得地面臭氧濃度在粒數億萬分之 20 以上。巴德爾 (Bartel, A. W.) 在洛杉磯區域測得臭氧濃度亦高達粒數億萬分之 20 至 50 之間。但在海平面空氣中臭氧含量之濃度僅為粒數百萬分之 0.01 至 0.03 而已，人類感覺對之無法覺察。臭氧又稱為純氧化體 (Total oxidants)。1956 年在洛杉磯測得大氣下層在煙霧中最高臭氧含量為粒數百萬分之 0.99。據 1964 年年平均各地大氣臭氧含量如次：(以百萬分之粒數 (ppm) 為單位) <sup>(19)</sup>

地 名	年平均值	一日最高值	五分鐘最高值
芝 加 哥	0.03	0.08	0.15
辛辛那提	0.03	0.08	0.32
洛 杉 磯	0.04	0.15	0.51
費 城	0.02	0.09	0.25
聖 路 易	0.03	0.07	0.85
華 盛 頓	0.03	0.08	0.24
舊 金 山	0.02	0.05	0.22

空氣中臭氧之濃度經過晚近之測定始知與二氧化硫有剋制之反應。臭氧濃度增加為煙霧時之特徵。其濃度以夜間為最低，濃度漸增至正午為最高，午後逐漸降低至日落時消失。在夜間臭氧濃度鮮有超過於粒數百萬分之 0.05 者。在短時間內洛杉磯臭氧濃度曾達粒數百萬分之 0.51，而辛辛那提於 1964 年曾達百萬分之 0.32 粒數。據調查加州在日射強盛時而於空氣中含有炭氫化物 (Hydrocarbons) 與二氧化氮含量達百萬分之 0.1 至 10 粒數時，臭氧濃度即見增加 <sup>(20)</sup>。在環境空氣中臭氧含量在百萬分之 1 粒數而每日 8 小時歷時 1 年之久即易生支氣管炎與纖維瘤，若臭氧濃度達百萬分之 2 粒數時，在此環境中歷時 1 小時，健康人之器官即受其影響。若在二氧化氮濃度達粒數百萬分之 5，而歷經 8 小時即可能產生肺纖維

炎症。<sup>(21)</sup> 空氣污染性之嚴重由此可以想見。

## 七、空氣污染對氣候上之影響

丹屬格陵蘭島 (Greenland) 上冰河積雪，歷經年代久遠。空氣中氣體隨着冰雪下降，積聚地面，經壓縮而凍結於冰雪中，倘能取出冰雪標本，不難加以分析而追求過去數世紀中空氣中所有一氧化碳之含量。現已在格陵蘭島開鑿 1,000 英尺長之隧道而由地面下降 100 公尺深度，並取出 1700 年 1775 年與 1825 年之冰雪標本，以求過去時期空氣成分變化之分析，想在最近將來，必能有創見聞諸於世 <sup>(22)</sup>。

19 世紀以來，空氣中二氧化碳之含量已有顯著增加，乃為無可諱言之事實。19 世紀二氧化碳含量基準 (Base level) 為百萬之 290 粒數，但至 1960 年已增加至百萬分之 330 粒數，顯屬在此時期已增加二氧化碳 14 %。若確信此值，則由人為所放射二氧化碳總量百分之 75 % 仍留存於大氣中 <sup>(23)</sup>。自 1958 年至 1965 年間二氧化碳每年增加率約為百萬分之 0.7 粒數。在 1965 年以後每年增加率稍減約為百萬分之 0.5 粒數。在太平洋中夏威夷島上茅納羅亞火山 (Mauna Loa) 上與在兩極地區所測定之二氧化碳為百萬分之 314.0 與 313.4 粒數，其間相差粒數尚不達百萬分之 1.0。依據上述情形推斷，將可得下列四點結論：

- (甲) 大氣中二氧化碳長期之年增加率約為 0.2 %。
- (乙) 在 1960 年地面大氣二氧化碳含量約近於百萬分之 315 粒數或 8 %，高出於 19 世紀時二氧化碳含量基數百萬分之 290 粒數。
- (丙) 空氣中二氧化碳含量之增加，顯見由於人為因素，人類燃燒燃料之結果，其中 40% 或 50% 仍遺留於空氣中。
- (丁) 十九世紀二氧化碳含量基數為粒數百萬分之 290。則推至 1944 年已增加 5%，而至 1967 年已增至 10%。以此類推，比例增加至 1970 年增加 11%，待至 1980 年將增加 15%；而至 1990 年增加 20%。推至公元 2000 年時將增加為 27%。

假定估計二氧化碳含量增加 10%，譬如自百萬分之 300 增至 330 粒數，空氣氣溫將增加攝氏 0.2 度，倘空氣中之相對濕度維持不變。以此類推至公元

2000 年時，空氣氣溫將增加攝氏 0.5 度。按地面空氣中二氧化碳含量失去平衡時，設若相對濕度環境不變，氣溫即隨之變化。茲假定空氣中二氧化碳含量減低一半或增加一倍之時，氣溫之變化，以攝氏溫標計將有如下之情況：

二氧化碳含量 (ppm)	平均雲量	晴天
300 降至 150	減 2.28 度(攝氏)	減 2.80 度(攝氏)
300 增至 600	增 2.36 度(攝氏)	增 2.92 度(攝氏)

按聯合國社會經濟處豫測假定空氣中二氧化碳含量增加 25%，在 1900 年至 2000 年之間，則地面氣溫將增加攝氏 0.8 度而地面氣候將蒙受甚大之影響。若在平流層中二氧化碳之含量有大幅度之增加，則氣溫將有顯然降低之現象。

### 八、大氣中微塵量之變化

工業發展使浮游於空中人爲之微塵量大爲增多。約略估計約全年有 2 千萬公噸。此類化學性遲鈍之顆粒其在空中停留時間可達 1/10 年。此類塵粒之直徑大小約在 1/10 至 1 微米 (Micron)。因其有障礙日射與視程之效應，使日射光波產生散射 (Scattering) 及吸收 (Absorption) 作用而影響及於地面輻射平衡 (Radiation balance)。對流 (Convection) 擾動予無數塵粒上下流動之動力，而使空氣中混濁度 (Turbidity) 增加。美國華府 (Washington, D. C.) 於 1905 至 1964 年間空氣混濁度增加 57%，而瑞士之達伏爾於 1920 至 1953 年間混濁度增加 88%。夏威夷島之茅納羅亞火山位於太平洋中於 1957 至 1967 年間混濁度增加 30%，亦即爲在 3,600 公尺高度空氣層中微塵量增加 15%。美國芝加哥煙霧日數在 1930 年以前每年增加率爲 20%，但至 1948 年芝加哥全年煙霧日數已達 320 日。此外人類從事於控制氣候研究而經常在作雲種撒播 (Cloud seeding) 實驗與各處噴射機在平流層中飛行，在地面仰望，常見凝結尾 (Contrails) 橫掃碧空。若假定在空中有 3,000 架噴射機，平均飛行速度爲每時 500 英里，而其留空時間爲兩小時，其 50% 行程中有凝結尾出現。則其簡捷估計法應爲  $3,000 \times 500 \times 0.5 \times 2 \times 0.5 \text{ mi}^2$  之凝結尾，其影響範圍所及亦屬可觀。據日人眞鍋四九郎 (Syukuro Manabe) <sup>(24)</sup> 研究在上層之凝結尾若佔天空空間 1% 倘假定對於地面輻射屬於純黑色澤時，則將增加溫度平衡攝氏 0.3 度。

### 九、結 語

近百年來，由於工業發展與都市化 (Urbanization) 之影響，使一地區氣候之演變已深受人爲之效應，而形成爲自然與人爲綜合之氣候型態，所謂都市氣候 (Urban climates)。都市區域由於建築之密集與空氣污染物質濃度之增加使城市氣候與郊區氣候有顯明之分野。以臺北市而言，即屬若是 <sup>(25)</sup>。都市區域氣溫之分佈在較大範圍之氣溫分佈圖中形成一個『熱島』 (Heat island) <sup>(26)</sup>。向德勒 (Chandler, T. J.) <sup>(27)</sup> 所著倫敦之氣候一書中稱都市之「熱島」強度與下層大氣氣溫上升遞減率 (Lapse rate) 間之相關係數 (Correlation coefficient) 達 0.6。都市之「熱島」恆視其氣象與地理環境而異，一地之雲量與風速之變動對於「熱島」之強度尤其有密切之關係。在「熱島」邊緣地帶，其溫度梯度 (Temperature gradient) 每比較「熱島」之中心或在「熱島」之外圍地區爲較大。空氣污染程度不僅可改變都市區域之氣溫，且能因空氣混濁度之增加而減少日射量。又因空氣中所含有之塵埃量增加，於是霧日數或煙霧日數增多，水汽凝結核爲雨滴下降之要件，因此在都市區域降雨之機會亦隨之增加。質言之，空氣污染成分對於局部地區氣候之影響已爲無可諱言之事實。空氣污染因素之嚴重、工業都市之發展與都市氣候之改變，此三者皆有相因相生之關係而爲在科學上一個新穎研究的課題。

### 引用文獻

1. Volcanic Aerosols-NCAR Quarterly, No.22, February, 1959.
2. Humphreys, W. J. : Physics of the Air, Chapt. III Volcanism p. 591.
3. Shaw, N.: Manual of Meteorology, Vol. II p. 355, 1927.
4. 鄭子政：華北之霾與沙陣，見「氣象雜誌」第 18 卷第 51 至 57 頁。
5. 鄭子政：氣象知識的新里程，見「中國一周」第 354 期第 8 頁至第 9 頁 (原文見「時代周刊」1956 年 12 月 17 日)。
6. 鄭子政：都市生活與環境氣象，見「文藝復興」月刊第 5 期第 36 頁至第 41 頁。
7. 鄭子政：對工業化都市環境平衡的幾項建議，見「現代學苑」第 8 卷第 4 期第 1 頁至第 7 頁。
8. 見前 7. 第 5 頁 ibid Universitas Vol. 8, No.85 p. 137.

9. The World Book Encyclopedia Vol. 4, p. 578.
10. McCabe, L. C.: The Identification of the Air Pollution Problem-In Barker, K. ed. Air Pollution p. 41.
11. Katz, M.: 1958, in Air Pollution Handbook (ed. by P. L. Magill et al-McGraw-Hill Book Company, Inc., N. Y.)
12. Robinson, E. and Robbins: Gaseous Atmospheric Pollutants. From Urban and Natural Sources.
13. Katz, M.: Some Aspects of the Physical and Chemical Nature of Air Pollution-Barker, K. ed.-Air Pollution p. 98.
14. Tebbens, B. D.: Gaseous Pollutants in the Air-In Stern, A. C. ed. Air Pollution, Vol. I. p. 28, Academic Press, 1970.
15. *ibid*, Tebbens, -p. 30.
16. Jaffe, L. S.: The Global Balance of Carbon Monoxide.
17. 鄭子政: 揭開大氣中臭氧層的秘密, 見「東方雜誌」復刊第2-卷第5期第58頁至第62頁。
18. Cadle, R. D. and Magill, P. L.: Chemistry of Contaminated Atmospheres In Magill, P. L. et al ed. Air Pollution Handbook, Section 3-5, McGraw-Hill Book Company, 1956.
19. 見前註 (14) 第 33 頁 *ibid* Tebbens, B. D.: Gaseous Pollutants in the Air, pp. 33-45.
20. Meetham, A. R.: Atmospheric Pollution, 3rd. Ed. 1964, Pergamon Press, London.
21. *ibid* Meetham, -p. 283. 見前註 20. 第283頁。
22. Robinson, E.: Some Research on Atmospheric Carbon Monoxide. Proceedings of Conference on Air Pollution in California, 1968.
23. Mitchell, Jr., J. M.: Atmospheric Pollution as a Cause of the Global Temperature Fluctuation of the Past Century.
24. Syukuro Manabe: Cloudiness and the Radiative, Convective Equilibrium.
25. 鄭子政: 臺北都市氣候與空氣污染之關係, 見氣象學報第 15 卷第 3 期, 民國58年 9 月。
26. Oke, T. R. and Hannel, F. G.: The Form of the Urban Heat Island in Hamilton, Canada.  
Ludwig, F. L.: Urban Temperature Fields.  
Sekikuti, T.: Thermal Situations of Urban Areas, Horizontally and Vertically. All in Proceedings of the Symposium on Urban Climates and Building Climatology, WMO Technical Notes No. 108.
27. Chandler, T. J.: The Climate of London, Hutchinson & Co., Ltd., London, 1965.

# 衛星照片在分析與預報華南及東海氣旋生長之應用\*

徐 寶 箴

## *Utilization of Satellite Pictures in Analysis and Forecasting of Cyclogenesis over South China and East China Sea*

*Pao-chin Hsu*

### *Abstract*

According to the daily weather maps produced by Japan Meteorological Agency for the years of 1968 and 1969, 58 cyclones over South China and 19 cyclones over East China Sea had been formed and developed. From the satellite pictures which were received by Weather Center of Chinese Air Force during the mentioned two years we can see that each cyclogenesis was accompanying with a big area of bright cloudiness. These cloudinesses can be divided into two categories: One accompanies with front cloud band and other is not. The former type of cyclogenesis occurs in the place where the front cloud band is broadening northward. The other type which can be detected from satellite picture is formed by the invasion of upper air trough from north. There is nothing to do with front cloudiness. From the above we can conclude that satellite picture can be used to find the area of cyclogenesis.

根據1968年及1969年每日地面及高空天氣圖統計之結果，華南及東海氣旋之發生，在此兩年中，共有58次。每次氣旋之發生，在氣象衛星之照片中，均可見在該地區，有明顯之雲團出現。此種伴隨氣旋生長之雲團，按性質可分為兩類。一類係隨鋒面雲帶而生，另一類係與鋒面雲帶無關。前者發生於鋒面雲帶成東西走向，且在狹長之雲帶有向北方擴大凸出之處；後者係發生於高空槽自北方向南移入之時。此時，南方溫暖潮濕之空氣被高空槽吸引向北進，因而造成氣旋及成雲致雨，與鋒面無關。此項研究，因限於氣象衛星照片之紀錄時間較短，尚未能作進一步分析，惟由以上結果，可知氣象衛星的照片可以作為分析及預報華南及東海氣旋生長之用。若一旦大陸方面之天氣報告一時無法獲得，即此種氣象衛星照片之應用價值，必更為重要。

### (一)研究之對象及地區

本研究所指之氣旋，僅限於新產生之低氣壓且能繼續生存發展兩日以上者，其為熱低氣壓或迅即消失，對於24小時以上之預報，無參考之價值者，均不列入分析與研究。

本研究所指之華南，為便於研究統計及與其他研究結論，可以相互參考比較，其範圍包括北緯30度以南之中國大陸地區，此一區域西部為雲貴高原，高度在4,000至6,000公尺之間，山脈多南北走向。東南部為閩粵丘陵。

本研究所指之東海，係指北緯25度以上，34度以南，及東經120度以東與130度以西中間之海面。

### (二)本研究所用之資料

本研究所用之氣象衛星照片，係採用中國空軍氣

\* 本研究之完成，曾獲得國家科學委員會之補助。

象中心所收集之1968~1969年每日氣象衛星照片，該項照片自1968年四月一日開始才留有照片之紀錄。配合以上衛星照片，作為本研究之天氣圖係採用日本氣象廳所繪製者，每日計有 0000Z 1200Z 之東亞地面天氣圖，1200Z 850mb 及 700mb 之東亞天氣圖，以及 1200Z 之 500mb 北半球天氣圖。

### (三) 衛星照片中所見之氣旋雲系

氣旋中有各種型式之雲系，均可在氣象衛星照片中識別之。按照美國環境科學總署之國立環境衛星中心 National Environmental Satellite Center 之衛星紀錄應用小組之研究。氣旋之組織具有封閉環流者，其渦旋型之雲系，最為顯著；在迅速發展加深

中之氣旋，比較填塞中者更多中高層之雲類。第一圖為一成熟已包圍之氣旋，其環流中心，在近 A 處，其螺旋型之雲帶，可一目了然。此種深厚之氣旋，多為半靜止或即行動遲緩之氣旋，圍繞中心，有一條或若干條之主要雲帶。此種充分發展之氣旋，垂直間之構造甚少傾斜，故雲系之螺旋中心，頗與風環流中心相一致。

在衛星照片中，常見在冷鋒後方有開裂細胞狀之積雲 Open cellular cumulus clouds 是強烈對流之地區，亦即所謂次旋率中心 Secondary vorticity center 之所在。在次旋率最大點前方地區，有強烈之垂直氣溫遞減率及向上之垂直運動。故對流特強，其所造成之對流雲頂，常組成連續之中高雲帶，

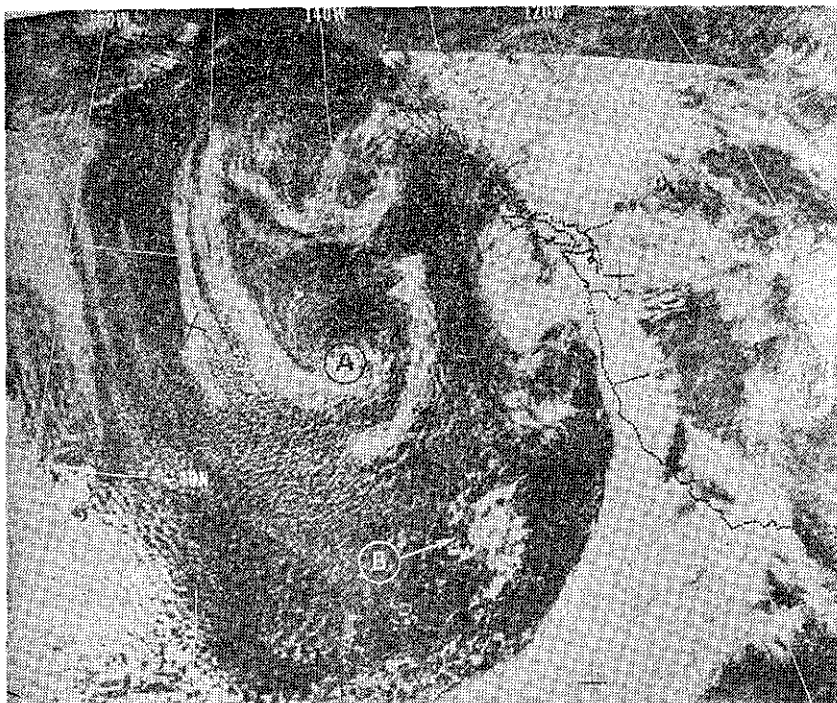


第一圖 成熟包圍之氣旋，57年3月10日攝于東太平洋  
Figure 1 Mature occluded storm, Eastern Pacific, 1935 GMT, March 10, 1968, ESSA 6, Pass 1517-1518.

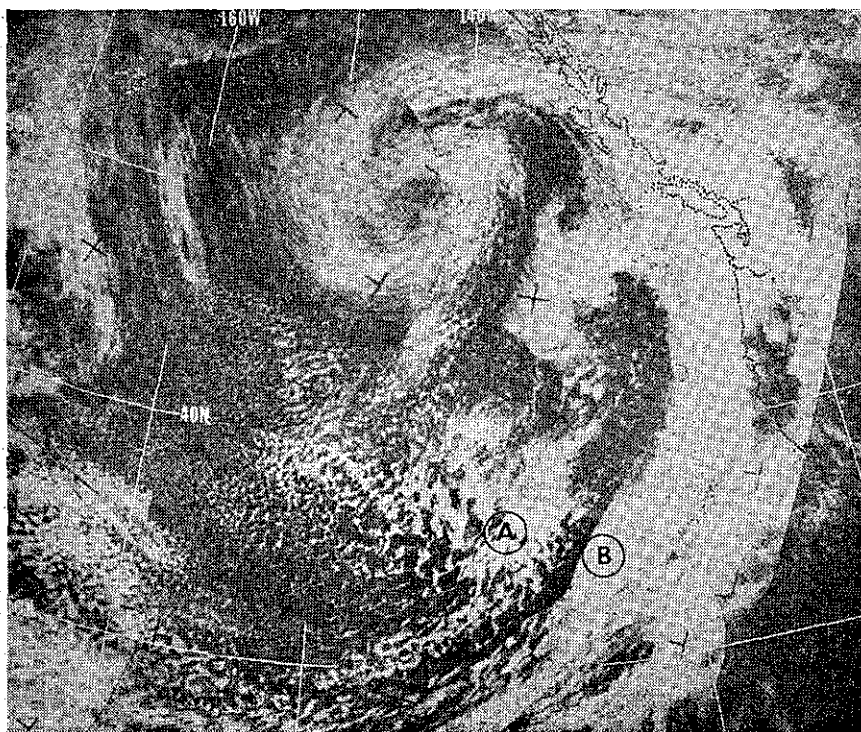
且常成句點狀，或新月形。此種雲處於正旋率平流 Positive vorticity advection 之地區，亦即位於最大旋率 Vorticity maximum 之前方。此種雲之多寡，為空氣層之穩定性，及該次旋率中心移動速率之函數。第一及第二圖中 B 處之雲，即係隨次最大

旋率 Secondary vorticity maxima 所生之雲。此種雲系在海洋中，極為顯著；在陸地上，由于缺乏低層空氣之水氣來源，較不顯著，此種雲系之存在，在氣象衛星被應用以前，尚未被發現。

在氣象衛星圖片中，常可見次旋率中心與鋒面之



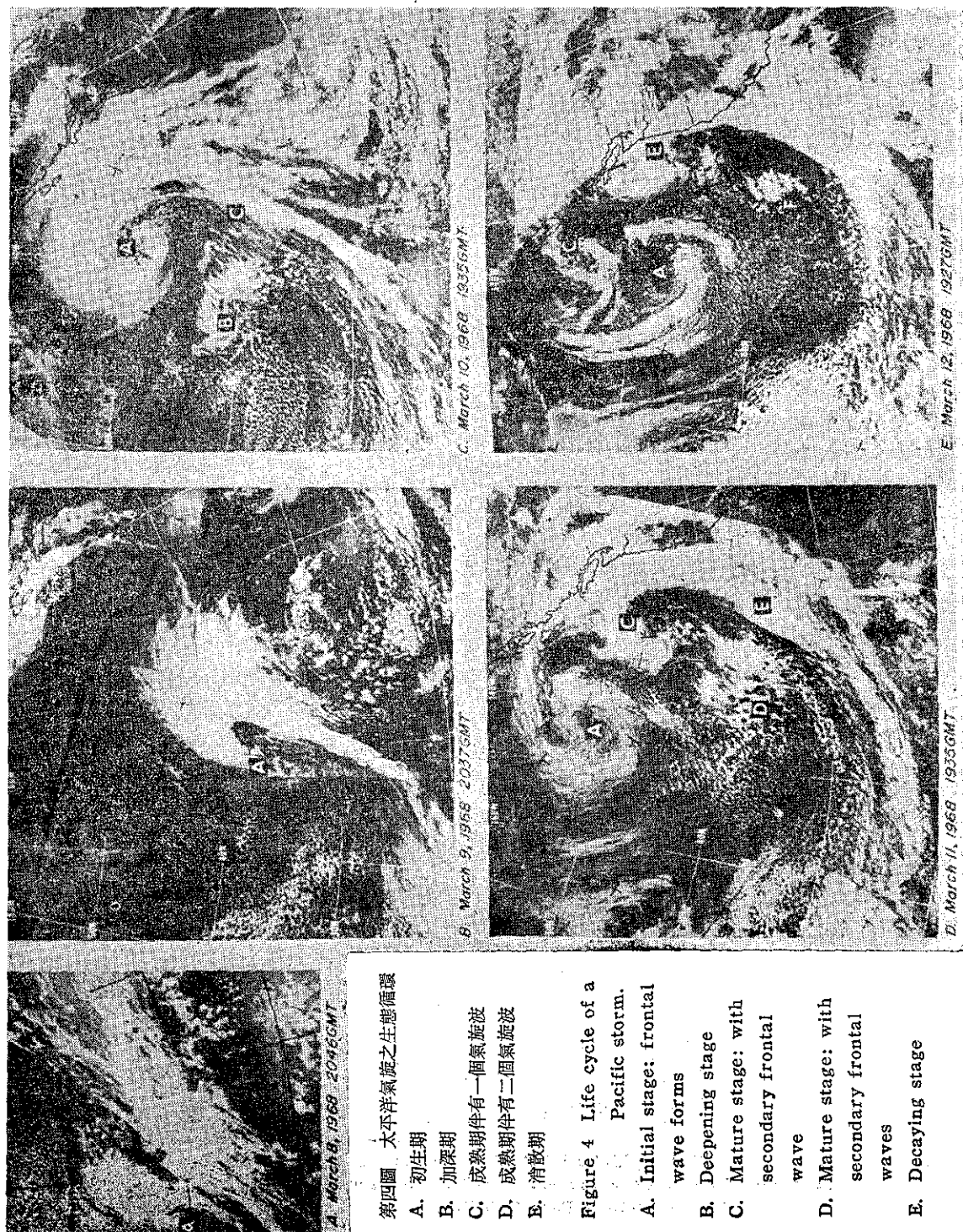
第二圖 加深氣旋57年3月12日攝於阿拉斯加海灣  
Figure 2 Deep cyclone-Gulf of Alaska, 1927 GMT, March 12, 1968,  
ESSA 6, Pass 1542-1543.



第三圖 鋒面上氣旋波之發展57年3月11日攝于東太平洋  
Figure 3 Frontal wave development-Eastern Pacific, 1935 GMT, March  
11, 1968, ESSA 6, Pass 1530-1531.

相交接，而使氣旋發展。大多之冷鋒雲帶均向冷空氣方向彎曲，其寬度及亮度均極均勻。惟當旋率中心與鋒面接觸後，雲帶即向冷空氣方向突出，而變為較寬

及較光亮，是為氣旋發展之徵象。在發展之初期，在衛星照片中，不見環流中心存在。在氣旋仍在開口階段，氣旋波上游或下游之鋒面雲帶，其外形仍將保持



第四圖 太平洋氣旋之生態循環

- A. 初生期
- B. 加深期
- C. 成熟期伴有一個氣旋波
- D. 成熟期伴有二個氣旋波
- E. 消散期

Figure 4 Life cycle of a

Pacific storm.

- A. Initial stage: frontal wave form
- B. Deepening stage
- C. Mature stage: with secondary frontal wave
- D. Mature stage: with secondary frontal waves
- E. Decaying stage

原狀不變。如第三圖所示，伴隨次旋率中心之雲團 A，已將接近鋒面。由于旋率中心與鋒面之交接，致造成一開口之氣旋波 B。在此波附近之冷鋒後方，其雲帶將向冷空氣方向突出，此種氣旋波，將向東北移行及漸趨包圍。

在中下層大氣中，與氣旋生長有關之雲系演變模型，如第四圖所示。此圖為東太平洋副熱帶氣旋生命史之一例。此例中包括連續五天之氣象衛星照片。第一日，即三月八日，句點形之雲，如圖中之 A 處所示，係伴隨中對流層最大旋率地區而生之雲。由九日圖中之卷雲向北及東北方向處延伸，可知該系統正在強化中，其中心西方，滿佈細胞狀之積雲。三月十日，該氣旋向東北行，已成完全包圍，在 B 處顯示對流活動增加，亦即顯示該地為次最大旋率之所在。鋒面之 C 處，向冷空氣方向突出，顯示正旋率之集中，已誘導鋒面上氣旋波之產生。十一日，在 A 處之主渦旋已較少有中高層之雲，是該氣旋已不再加深。新近完成之低中心，向東北行，在 C 處產生一渦旋雲系。在鋒面後 D 處之另一旋率中心，又將引發鋒面 E 處之另一氣旋波。第五日，即三月十二日，第一個渦旋位於 A 處，其週圍之雲層已繼續減少，其第二及第三系統，即 C 及 E 均向北移，在冷空氣中之 F 處又見有另一次最大旋率中心。惟在 F 與鋒面之間並未見有任何相互作用發生。

#### (四)華南及東海氣旋發生之分析

按照45年至55年間地面及高空天氣圖之統計結果，華南氣旋之發生如第一表所示。由表可知在此十年

第一表 華南區新生氣旋統計

	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	小計
民國45年		1	1	1	4								7
民國46年		1	2	1	6	2							12
民國47年			1	2	3	3							9
民國48年		2	1	3	2	1							9
民國49年	1		3	3	2	1							10
民國50年		1	1	1									3
民國51年				1									1
民國52年		1	1	1	1	1					1		6
民國53年						6							6
民國54年		1		4	2	1						1	9
民國55年					2	4	1						7
民國56年			1	1		1				1			4
小計	1	7	11	18	22	20	1			1	1	1	83

中，華南氣旋之發生，以三至六月份為較多，尤以五六兩月為最多，八九兩月均無華南氣旋發生，十月至次年一月均每月僅有一次。又按57及58兩年之統計，華南氣旋之新生如第二表所示，亦以五六七各月份發生為最多。

每年之五六月間為東亞季風交換之季，此時來自大陸之寒冷東北季風，已漸漸消失其強盛之氣勢，西南季風及來自太平洋之熱帶海洋氣團已漸長成；兩種不同性質氣團之交界面，即通稱之極鋒，原活躍於日

第二表 57及58兩年華南新生氣旋之統計

	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	小計
民國57年	4	1	4	2	3	2	4	0	2	1	2	2	27
民國58年	5	1	1	2	5	4	4	4	3	1	1	2	33
合計	9	2	5	4	8	6	8	4	5	2	3	4	60

本南方洋面者，已漸移至東海及華南一帶，在五及六兩月間，此極鋒常可滯留華南一帶，經旬日而不移動，造成華南地區數週陰雨之天氣，如再有高空槽移進，常可造成氣旋，此種過程為華南氣旋發生之主要原因。

按照46年至55年十年統計紀錄，東海氣旋之發生，如下第三表所示；又按有衛星照片之57及58兩年之天氣圖統計，東海區新生之氣旋如第四表所示。由此兩表，可知東海氣旋之發生分佈於十一月至次年之六月各月份中，以三月份為最多。以七八九十各月為較少，尤以七月為最少。

第三表 東海區新生氣旋之統計

	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	小計
民國46年	1	4	3		3	2		1	2	1		2	
民國47年		1	1	1	1		1	2	1	3		1	
民國48年		3	3	1								1	
民國49年	2		1	2	4				1		2	1	
民國50年	1	1	1			1							
民國51年			3	1	1	2					2	1	
民國52年		1	2	1	3			1	2		3	1	
民國53年	3	1		1	1			2	1				
民國54年	1			1	2					1	1		
民國55年	1		3	4	1	1				2	5	3	
小計	9	11	17	12	13	9	1	4	8	8	13	10	134

第四表 57及58兩年東海氣旋新生之統計

	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	小計
民國57年	1	1	0	1	2	1	0	0	0	0	2	1	9
民國58年	2	1	3	2	1	1	0	0	0	0	0	0	10
合 計	3	2	3	3	3	2	0	0	0	0	2	1	19

按東海氣旋之生成，依據若干論著之結論，歸納其原因有二，一為源於鋒面之擾動及伴以高空槽之進入，二為由地面溫度之分佈適宜並伴有輻合氣流，前者多出現於極鋒滯留東海之季，後者多出現於冬季風交替之月。或即東海適位於東北方與西北方兩高壓間之時。

#### (五) 衛星照片中所見之華南氣旋之發生

57年及58年中華南氣旋之發生而能繼續存在兩天以上者，共有60次，在衛星照片中，每次氣旋發生時均可見到該地區有較廣大而明亮之雲團存在，此種雲團可大致分為二類；一類伴有鋒面雲帶，一類並不伴

有鋒面雲帶，舉數例說明於后：

##### 1. 伴隨鋒面雲帶而生之氣旋之例

民國五十七年六月十五日在 0000 Z 之地面天氣圖中，有一氣旋波初發生於北緯24度及東經 109 度。有一滯留極鋒以東北東至西南西之走向橫過東海及華南地區。在 1200Z 之 500mb 天氣圖中，沿東經110度及北緯25度上下有一短槽與上述滯留鋒相交，該日衛星照片之雲系分佈如第五圖所示，有一條廣闊均勻之鋒面雲帶自黃海向西南延伸直指雲貴諸省，惟在有高空槽相交之位置，雲帶向北凸出，與前(三)節所述之情況相同，該處當必為正旋率平流之所在，當可導致氣旋之發生。

##### 2. 不伴隨鋒面雲系發生之氣旋之例

民國58年5月1日 0000 Z 天氣圖中，有一極微弱之穩定鋒自東海向西橫過華南，此鋒於同日 1200 Z 之地面天氣圖中，已不復存在。惟該日同時在東經 105度及北緯27度處，有一初生之氣旋，此時在1200Z 之 850mb 天氣圖中，見中國西南部空中南風甚強，盛行於川貴一帶。同日 1200Z 之 500mb 之天氣圖中亦



第五圖 伴隨鋒面發生之華南氣旋

Figure 5 Cyclogenesis in South China area with front cloud band.

有短波存在於該處，可知在川貴一帶自 850mb 至 500mb 之空氣層中均有來自南方之溫暖潮濕空氣，因輻合及上升高地，故在該地區滿佈雲層，氣象衛星之照片如第六圖所示，圖中華南處為初生氣旋之所在，日本南方之雲帶，原為極鋒雲帶，已顯然在消散中，故華南之氣旋生長雲團，與鋒面雲帶無關，係由高空短

槽移入引導南方溫暖空氣北進而成。此氣旋生成發展後，經華北向東北行。

#### (六) 衛星照片中所見東海氣旋之產生

57年及58年東海氣旋之發生而繼續存在兩天以上者，共有19次。由衛星照片視東海氣旋之發生，與華

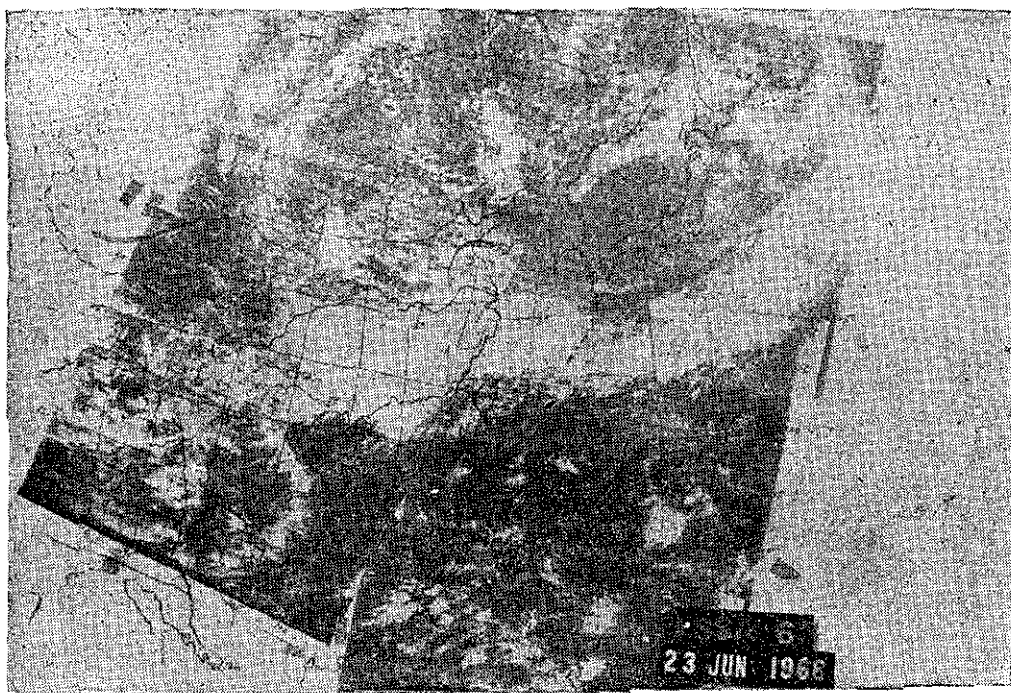


第六圖 不伴隨鋒面發生之華南氣旋

Figure 6 Cyclogenesis in South China area without front cloud band.

南氣旋之發生相似，凡有氣旋生長時，均有特別濃大之雲團出現。以下第七圖為伴隨鋒面雲帶而生之顯著例子。五七年六月二十三日在0000Z地面天氣圖中，在北緯 26.5 度及東經 122.2 度處有氣旋初生，在 850mb 北緯之 29.0 度及東經 123.1 度亦可見氣旋之形跡。同日 1200Z 之地面圖中，該東海氣旋已行至 27.1°N

及 123.1°E 處，1200Z 圖中 500mb 亦有封閉之低壓在 32.5°N 及 112°E 處。由氣象衛星照片（即第七圖）可知該日有廣闊鋒面雲帶自日本南方向西橫過臺灣北方海面，直穿過華南地區，在長江以北地區，現細胞狀之雲，為強烈對流之地區，亦即為次旋率之中心，故東海地區適位於正旋率平流中，自日本南方



第七圖 伴隨鋒面發生之東海氣旋

Figure 7 Cyclogenesis in East China sea with front cloud band.

海面向西延伸之鋒帶雲，其寬度及亮度均極均勻者，迨達東海區域，即該雲帶向北凸出擴大範圍，如第七圖所示，是表示高空之正旋率平流與鋒面接觸，故促使該處之氣旋生長，此種現象，在衛星照片中見之，頗為明顯，不需有天氣圖，便可一目了然，可作為天氣分析及預報上之應用。

### (七) 結 論

以衛星照片，作為華南及東海氣旋之分析及預報上之應用，均極簡便而有效。如將來接收衛星照片次數增多，資料更加充實，則應用可更大及更廣。如能將此種照片推廣應用，則將來一旦大陸方面之資料斷絕，亦可以按此種衛星照片中之雲層資料，繪製出大陸及沿海之天氣圖，藉以作分析及預報未來有關地區天氣之用。

誌謝：本研究進行時，蒙空軍氣象中心借閱57及58兩年氣象衛星照片，特此誌謝。

### 參 考 文 獻

1. 日本氣象廳1968及1969年天氣圖。
2. 中國空軍氣象聯隊氣象中心1968及1969年氣象衛星照片。
3. 空軍氣象聯隊氣象中心：中國天氣類型研究（低壓部份）57年7月。
4. R. K. Anderson: The use of satellite Pictures in weather analysis and forecasting. W. M. O. Bulletin Jan. 1969
5. Staff of NESC, ESSA: A Major Break Through in Meteorological observation. WMO Bulletin Jan. 1970
6. W. Nordberg: Summary Report on the Nimbus II Satellite; NASA Goddard Space Flight Center.
7. George T Rutherford: Analysis in Space Data Area 1968
8. Vincent J. Oliver: Extratropical cloud systems 1968

# 論斜壓不穩定模式和東海氣旋波之生成

## *The Baroclinic Instability and the East China Sea Cyclogenesis*

趙 友 安

Yeu-an Chao

### Abstract

The baroclinic instability problem is one of the main branches of the theoretical meteorology, but it is rarely used for the actual weather data. In the quasi-geostrophic case, for an arbitrary zonal wind profile  $U=U(p)$ , and for an adiabatic lapse rate, we can easily find a stability criterion which depends on the vertical integrals of  $\bar{U}_{(p)}$  and  $\bar{U}_{(p)}^2$  to distinguish stable from unstable.

Having the weather data be analyzed, we can come to a conclusion that the exponential growth rate of the unstable waves is, when the East China Sea cyclogenesis occurs, 1.7 times in average to that of the stable waves.

### 一、前 言：

若流體之速度在垂直方向有所差異，此差異在到達某種程度後，流體內部就要改變其原有運動場之結構，產生不穩定的現象。在氣象問題中，大氣溫度場之分佈與氣壓場之分佈常不一致，稱之為斜壓式大氣 (Baroclinic atmosphere)，在斜壓式大氣中，由於溫度風 (Thermal wind) 的影響，各高度之風向及風速則受到溫度場之支配而變化，此種垂直方向之風切達到相當程度後，就造成大氣不穩定的現象，可能造成新生氣旋波之生成，稱之為斜壓不穩定 (Baroclinic Unstable)。

有關斜壓不穩定之理論研究，成為理論氣象學中心問題之一，為時已久，但由於數學上處理之困難，往往將問題經過簡化手續後，才可由中觀其大略。問題愈簡化，雖能減少處理上之煩雜，但其所能適用之範圍亦將大為減低。通常簡化問題之有利途徑有二：一為假定帶流 (Zonal flow) 為高度之一次函數。二為假定大氣垂直溫度遞減率為乾絕熱式。

本文乃採用乾絕熱式大氣降溫率之假定，討論帶流在特殊之隨高度變化下斜壓不穩定波之結構與特性。並和 Philip D. Thompson<sup>(6)</sup> 之非絕熱大氣垂直降溫率下，斜壓不穩定波之模式做一比較。最後乃

以東海氣旋發展之過程，討論其應用於此理論所得之結果。

### 二、基 本 公 式：

對於大氣中大規模之空氣質點運動，若為準地轉式 (Quasi-Geostrophic)，並合於流體靜力平衡及乾絕熱大氣時，則：

旋率方程式在  $(x, y, p, t)$  坐標中，其  $x$  軸向東， $y$  軸向北。為：

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \mathbf{V}_H \cdot \nabla_p (\xi + f) = f_0 \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad \cdots (2.1)$$

其中  $\mathbf{V}_H$  為水平向風，

$$\nabla_p \equiv \left( \frac{\partial}{\partial x} \mathbf{i} + \frac{\partial}{\partial y} \mathbf{j} \right)_{p=\text{const.}}$$

$$\xi = \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)$$

$f$  為柯氏參數， $f_0$  為柯氏參數標準值， $\omega \equiv \frac{dp}{dt}$

絕熱方程：

$$\frac{d\theta}{dt} = 0 \quad \cdots (2.2)$$

$$\theta = T \left( \frac{p_0}{p} \right)^k, \text{ 稱爲位溫 (Potential$$

temperature) 流體靜力方程：

$$\frac{\partial z}{\partial p} = -\frac{1}{\rho g} \quad \cdots (2.3)$$

其符號均為氣象文獻中所通用者。

由絕熱方程，氣體狀態方程及流體靜力平衡方程，並令  $\Phi \equiv gz$ ，可得下式：

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla_p\right) \frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\omega \sigma \dots\dots (2.4)$$

$\sigma = \frac{\partial \Phi}{\partial p} \frac{\partial \ln \theta}{\partial p}$ ，稱之為靜力穩定度 (Hydrostatic stability)。

(2.2)，(2.4) 二式聯立，稱準地轉式方程式 (Quasi-geostrophic equation)。

又令  $\psi = \frac{\Phi}{f_0}$ ，稱之為流線函數 (Stream function)，則：

$$u = -\frac{\partial \psi}{\partial y}, \quad v = \frac{\partial \psi}{\partial x},$$

$$\xi = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right) = \nabla^2 \psi$$

$u$  為空氣質點向東之速度， $v$  為空氣質點向北之速度， $\nabla^2 \equiv \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}\right)$

故準地轉方程亦可改寫成：

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi + J(\psi, \nabla^2 \psi) + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = f_0 \frac{\partial \omega}{\partial p} \dots\dots (2.5)$$

$$\beta = \frac{\partial f}{\partial y},$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \psi}{\partial p}\right) + J(\psi, \nabla^2 \psi) + \frac{\sigma}{f_0} \omega = 0 \dots\dots (2.6)$$

$$J(A, B) \equiv \left(\frac{\partial A}{\partial x} \frac{\partial B}{\partial y} - \frac{\partial B}{\partial x} \frac{\partial A}{\partial y}\right)_{p=\text{const.}}$$

### 三、乾絕熱大氣中斜壓不穩定之條件：

若垂直大氣降溫率為乾絕熱式，即位溫保持一定。則  $\sigma = 0$ 。(2.6) 式即可寫成：

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \psi}{\partial p}\right) + J(\psi, \nabla^2 \psi) = 0 \dots\dots (3.1)$$

此時假定氣流平均僅有向東之速度，且只為高度之函數，即  $U = U(p)$ ，在其他各方向之速度平均為零，只有小波動，則空氣質點

$$\text{在 } x \text{ 方向之速度 } U = \bar{U}(p) + u'$$

$$\text{在 } y \text{ 方向之速度 } v = v'$$

$$\text{在 } p \text{ 方向上 } \omega = \omega'$$

$$\text{而 } \xi = \xi'$$

$$\psi = \bar{\psi}(p, y) + \psi'(x, y, p)$$

( ) 表平均值，( )' 表與平均值之差值，且

( )' << ( )。又假定與平均值之差值和  $y$  方向無關，將 (2.5)，(3.1) 二式用 Perturbation theory 將其線性化後，則可得下二式\*

$$\frac{\partial \xi'}{\partial t} + \bar{U} \frac{\partial \xi'}{\partial x} + v' \beta = f_0 \frac{\partial \omega'}{\partial p} \dots\dots (3.2)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial \psi'}{\partial p} + \bar{U} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \psi'}{\partial p}\right) - v' \frac{\partial \bar{U}}{\partial p} = 0 \dots\dots (3.3)$$

\* 在產生不穩定時， $\frac{\partial}{\partial p} ( )'$  項會改變而不為線性，但在短暫時間內，吾人仍可視之為線性的。

今為討論純粹斜壓不穩定，考慮 (3.2)，(3.3) 二式具有下列形式之解：

$$\psi'(x, p, t) = \Psi(p) e^{ik(x-ct)} \dots\dots (3.4)$$

$$\omega'(x, p, t) = \Omega(p) e^{ik(x-ct)} \dots\dots (3.5)$$

$$k = \frac{2\pi}{L}, \quad \text{稱為波數 (Wave number)}$$

$$L \text{ 為波長, } c \text{ 為波速, } i = \sqrt{-1}$$

(3.4)，(3.5) 之意義為：在速度僅為  $p$  之函數之帶流中，考慮東西移行波數為  $k$  之單調和波。

以 (3.4) 代入 (3.3) 即得：

$$\frac{d\Psi}{dp} (\bar{U} - c) - \frac{d\bar{U}}{dp} \Psi = 0 \dots\dots (3.6)$$

同樣以 (3.5) 代入 (3.2) 即得：

$$f_0 \frac{d\Omega}{dp} = \Psi ik (ck^2 - \bar{U}k^2 + \beta) \dots\dots (3.7)$$

由 (3.7)， $\Psi = \frac{f_0}{ik(ck^2 - \bar{U}k^2 + \beta)} \frac{d\Omega}{dp}$  代入 (3.6) 則得下式。

$$(\bar{U} - c) \left[ (\bar{U} - c) - C_R \right] \frac{d^2 \Omega}{dp^2} - \left[ 2(\bar{U} - c) - C_R \right] \frac{d\bar{U}}{dp} \frac{d\Omega}{dp} = 0$$

$C_R = -\frac{\beta}{k^2}$ ，為 Rossby wave 在流體內相對流體之速度。

令  $p_* = p/p_0$ ， $p_0$  為地面之標準氣壓值，則上式可改寫成下列形式：

$$(\bar{U} - c)^2 (\bar{U} - c - C_R)^2 \frac{d}{dp_*} \left[ \frac{d\Omega/dp_*}{(\bar{U} - c)(\bar{U} - c - C_R)} \right] = 0 \dots\dots (3.8)$$

若  $\bar{U} - c \neq 0$  及  $\bar{U} - c - C_R \neq 0$  時，則  $\frac{d\Omega/dp_*}{(\bar{U} - c)(\bar{U} - c - C_R)} = \text{constant}$ 。

$$\text{即 } \frac{d\Omega}{dp_*} = A(\bar{U} - c)(\bar{U} - c - C_R) \dots\dots (3.9)$$

其境界條件為當  $p_*=0$  或  $p_*=1$  時,  $\Omega=0$   
即當大氣在地面和大氣層頂時,  $\frac{dp}{dt}=0$

(3.8) 為 Eigen value problem, 將 (3.9) 對  $p_*$  積分, 並由境界條件求其 Eigen value  $c$  則:

$$\int_0^1 (\bar{U}-c)(\bar{U}-c-C_R)dp_*=0$$

$$\text{即: } \int_0^1 \bar{U}^2 dp_* - (2c+C_R) \int_0^1 \bar{U} dp_* + c(c+C_R) = 0$$

$$\text{令 } I_1 \equiv \int_0^1 \bar{U} dp_* \dots\dots\dots (3.10)$$

$$I_2 \equiv \int_0^1 \bar{U}^2 dp_* \dots\dots\dots (3.11)$$

$$\text{則上式爲: } I_2 - (2c+C_R)I_1 + c(c+C_R) = 0$$

$$\text{就 } c \text{ 解出: } c = I_1 - \frac{1}{2}C_R \pm \sqrt{I_1^2 - I_2 + \frac{C_R^2}{4}} \dots\dots\dots (3.12)$$

考慮  $c = c_1 + ic_2$ ,  $c_1, c_2$  為實數

$$\omega' = \Omega_{(p)} e^{ik[x - (c_1 + ic_2)t]}$$

$$= \Omega_{(p)} e^{\mp kc_2 t} e^{ik(x - c_1 t)}$$

其中  $\Omega_{(p)} e^{\mp kc_2 t}$  表  $\omega'$  波之振幅

$e^{ik(x - c_1 t)}$  表  $\omega'$  波之波形

故當  $c_2$  不為零時, 即  $c$  值有虛數出現時, 各波振幅會隨時間改變而改變, 造成波動不穩定之現象。而  $c$  有虛值出現之條件, 由 (3.12) 式中可知為:

$$I_2 > I_1^2 + \frac{C_R^2}{4} \dots\dots\dots (3.13)$$

故 (3.13) 式為在乾絕熱式大氣降溫率下, 造成斜壓不穩定之條件。而  $kc_2$  值, 可直接影響到各波振幅隨時間變化之速率, 故稱之為指數生長率(Exponential growth rate)。

#### 四、帶流垂直剖面之結構與斜壓不穩定波之關係:

一般在討論斜壓不穩定之問題中, 均假定帶流之速度為高度之一次函數。此種假設雖可減少許多數學上處理之困難, 但與實際帶流垂直之速度分佈, 有極大差異, 不具代表性, 今就其一般情形, 做較合實際之假設, 以為觀察帶流垂直剖面結構與斜壓不穩定波之關係。但在此節中所討論者, 仍沿用大氣為乾絕溫度垂直遞減率之假設

, 故其適用之範圍正如 Wiin-Nielsen<sup>(9)</sup>(1967)在其討論及斜壓不穩定和帶流垂直剖面關係中所指出者, 其結果僅能適用於較長波之部份。

今假設大氣中帶流之結構和高度之關係式為下列之標準形:

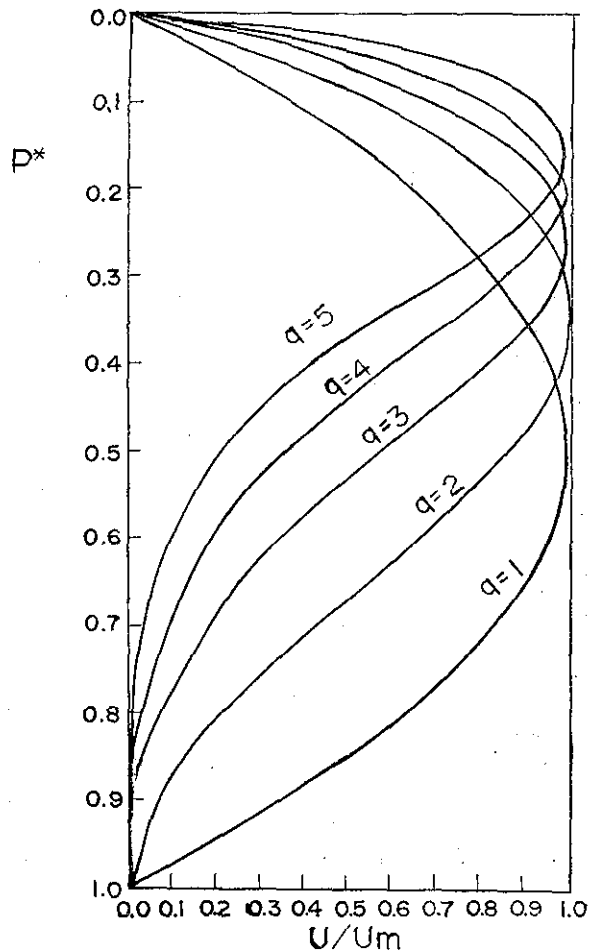
$$\bar{U} = BU_m p_* (1 - p_*)^q \dots\dots\dots (4.1)$$

$B$  為任意常數,  $U_m$  為任意  $\bar{U}$  之值, 視  $B$  值而定,  $q$  為正整數。

$$\text{由 (4.1) 式可求出 } \bar{U} \text{ 之最大值, 令 } \frac{d\bar{U}}{dp_*} = 0$$

$$\text{則 } (p_*)_{\max} = \frac{1}{q+1}$$

$$U_{\max} = B U_m \frac{q^q}{(q+1)^{q+1}}$$



圖(一) 根據 (4.2) 式, 各種不同  $q$  值, 帶流垂直剖面圖。

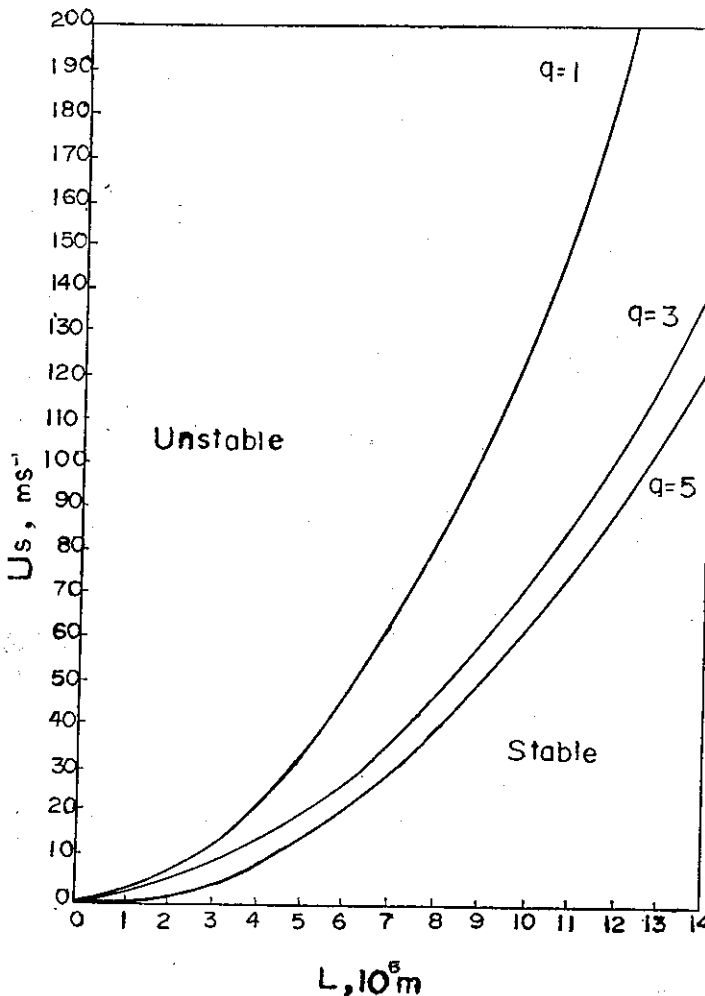
Fig. 1. The zonal wind as a function of pressure for various values of  $q$  based on equation (4.2.)

表(一) 不同  $q$  值時,  $C_{(q)}$  之對應值  
Table 1. The coefficient  $C_{(q)}$  as a function of  $q$ .

$q$	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$C_{(q)}$	1.34	0.88	0.73	0.68	0.66	0.65	0.65	0.66	0.67	0.67

$$\text{故 } \bar{U} = U_{\max} \frac{(q+1)^{q+1}}{q^q} p_* (1-p_*)^q \dots (4.2)$$

如果我們選擇  $B = (q+1)^{q+1}/q^q$ , 則可得  
 $U_{\max} = U_m$ .



圖(一) 不同  $q$  值時之中性曲線圖

Fig. 2. Curves of neutral stability for various of  $q$  in a diagram with wavelength ( $10^5m$ ) as abscissa and the vertical wind shear  $U_s$  ( $m, sec^{-1}$ ) as coordinate.

將 (4.1) 式代入 (3.10), (3.11), 求其積分; 則

$$I_1 = U_m \frac{(q+1)^{q+1}}{q^q} \frac{1}{(q+1)(q+2)} \dots (4.3)$$

$$I_2 = U_m^2 \frac{(q+1)^{2q+2}}{q^{2q}} \frac{2}{(2q+1)(2q+2)(2q+3)} \dots (4.4)$$

由 (4.3), (4.4) 二式可求出  $I_1, I_2$  之值, 代入

斜壓不穩定之判別式  $I_1^2 - I_2 + \frac{C_R^2}{4}$  中, 若此判別式值小於零, 為斜壓不穩定式。若值等於零, 為中性, 若值大於零, 則為斜壓穩定式。

圖(一)為 (4.2) 式之圖形, 吾人

可由此圖形中了解各種不同之  $q$  值所構成帶流垂直速度之剖面, 當  $q$  值愈大時,  $U_{\max}$  出現的高度也愈高。但需要注意者為  $U_{\max}$  出現在  $p_* \geq \frac{1}{2}$  之處, 且假定在地面及大氣層頂處之帶流速度視之為零, 此些特徵和實際情況極為相近。

由 (4.3), (4.4) 二式知,  $q$  值可影響斜壓不穩定之判別式值。另外帶流垂直方向之風切亦為影響斜壓不穩定之重要因素之一。故定義

$$U_s = \frac{1}{1-p_{*max}} \int_{p_{*max}}^1 p_* dp_*$$

$$\frac{d\bar{U}}{dp_*} = -\frac{q+1}{q} U_m$$

$U_s$  為最大風速高度以下之平均風切,  $p_{*max}$  為最大風速出現之高度。

由於  $I_1^2 - I_2 + \frac{C_R^2}{4} = 0$  為斜壓不穩定之標準, 故可求出在此條件下  $U_s$  與波長  $L$  間之關係為:

$$U_s = C_{(q)} L^2$$

$$C_{(q)} = 0.2 \frac{q^{q-1}}{(q+1)^q} \frac{1}{\sqrt{S}}$$

$$S = \frac{2}{(2q+1)(2q+2)(2q+3)} \dots \frac{2}{(q+1)^2(q+2)^2}$$

圖(二)為  $U_s = C_{(q)} L^2$  在不同  $q$  值時之曲線圖, 為拋物線。給一  $U_s$  值, 則可得一  $L$  值使得

$I_1^2 - I_2 + \frac{C_R^2}{4} = 0$ ，而在此曲線之左上部份為不穩定區，右下部份為穩定區。表(一)為在不同  $q$  值下之  $C(q)$  之值。由表(一)及圖(二)可知， $q$  值愈小， $C(q)$  值愈大，則不穩定之區域範圍愈小。但當  $q=7$  時， $C(q)$  值出現一極小值，此乃表示當  $q=7$  時，圖(二)中不穩定區之範圍為極大，此時最大風速出現之高度約在  $p_*=0.125$  附近。若對相同之波長  $L$  而言，垂直平均風切要減小，才可由不穩定情況趨於穩定。若垂直平均風切相同時，波長愈短之波，愈易造成不穩定之現象。

### 五、靜力穩定度和斜壓不穩定之關係：

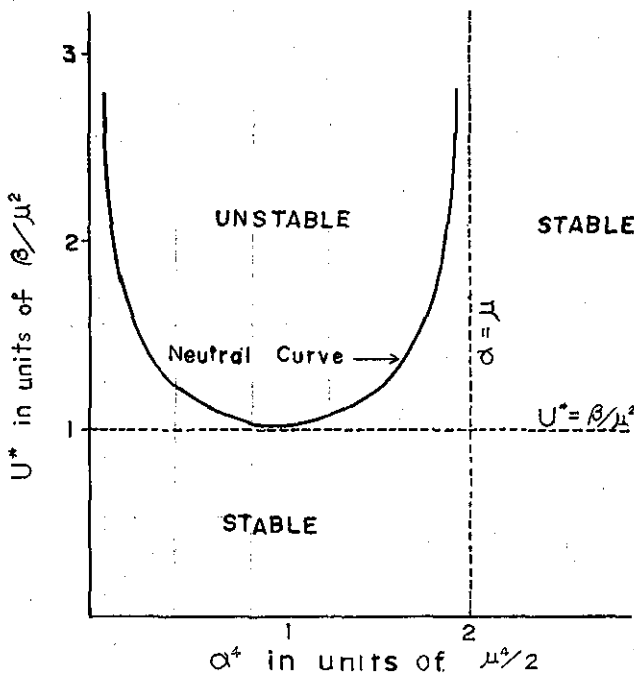
以上所討論者係假定大氣溫度垂直遞減率為乾絕熱式。本節中欲就 Thompson 所論及非絕熱式大氣，二層模式之斜壓不穩定加以比較之。

在 Thompson 模式中，所求得之波速為

$$C = \bar{U} - \frac{1}{2} \frac{\beta}{\alpha^2} \frac{2\alpha^2 + \mu^2}{\alpha^2 + \mu^2} \pm \sqrt{\delta} \dots (5.1)$$

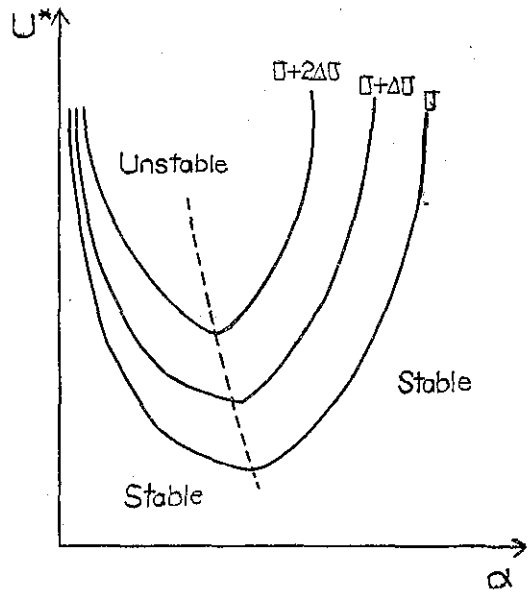
$$\delta = \frac{1}{4} \frac{\beta^2 \mu^2}{\alpha^4 (\alpha^2 + \mu^2)^2} - U^{*2} \frac{\mu^2 - \alpha^2}{\mu^2 + \alpha^2}$$

$$\text{其中 } \bar{U} = \frac{1}{2} (U_{3/2} + U_{1/2}), U^* = \frac{1}{2} (U_{3/2} - U_{1/2})$$



圖(三) Thompson 非絕熱大氣二層模式中中性曲線圖

Fig. 3. The stability of two-level baroclinic flow as a function of vertical wind shear  $U^*$  and wave number  $\alpha$ .



圖(四) 不同  $\sigma$  值時之中性曲線圖

Fig. 4. The neutral curve with different values of  $\sigma$ .

$\alpha$  為波數

$U_{3/2}$  表 750mb 之平均風速

$U_{1/2}$  表 250mb 之平均風速

$$\mu^2 = -2f^2/\sigma g(\Delta p)^2 \dots (5.2)$$

$$\Delta p = \frac{p_0}{2} \approx 500 \text{ mb } p_0 \text{ 為地面氣壓之}$$

標準值。

(5.1) 式當  $\delta < 0$  時， $C$  值有虛數出現，為造成斜壓不穩定之條件。令  $\delta = 0$ ，求其中性曲線，

$$\frac{2\alpha^4}{\mu^4} = 1 \pm \sqrt{1 - \frac{\beta^2}{\mu^4 U^{*2}}} \dots (5.3)$$

其圖形如圖(三)

由圖(三)中可知：垂直平均風切有一臨界值， $|U^*| = \beta/\mu^2$ ，當  $|U^*| < \beta/\mu^2$  時，任何波長之波均保持其穩定性。當  $|U^*|$  稍為大於  $\beta/\mu^2$  時，則波數為  $\alpha^4 = \mu^4/2$  之波變得不穩定，但其他較長或較短之波仍可保持穩定。故波長為  $\alpha^4 = \mu^4/2$  之波稱之為 Dominant wave，其波長  $L_D = 2.38\pi/\mu$ 。

其次可注意到的是此曲線具有一漸近線  $\alpha = \mu$ 。當  $\alpha > \mu$  時，無論垂直平均風切再大，亦不產生不穩之現象。所以凡波長小於  $\frac{2\pi}{\mu}$  值之波動，永遠保持其穩定性。

由 (5.2) 式知,  $\mu^4$  和  $\sigma^2$  成反比, 故當  $\sigma$  值增加時,  $\mu$  值則減小, 而  $L_D$  之值爲之增加,  $|U|$  值亦爲之增加, 此時中性曲線之頂點向左上方移動, 且不稳定區域變得狹窄。如圖(四)。故可知, 當大氣愈穩定時, 則需要更大之垂直平均風切值, 才可造成不稳定之波動。

第四節以前所討論者和 Thompson 非絕熱大氣, 二層模式, 可由二者之中性曲線以爲之比較。圖(二)與圖(三)之最大不同處, 在於圖(三)爲一完整之拋物線, 而圖(二)僅爲一半拋物線。故圖(三)之右半邊曲線, 可視之爲受到靜力穩定度不爲零之影響。當靜力穩定度不等於零時, 若空氣發生垂直方向的運動, 則必需和周圍的空氣發生能量之交換。此能量交換之結果, 正如 H.L. Kuo<sup>(7)</sup> 所指出者: 因空氣垂直運動而造成能量的交換, 可使較短波長之波動, 變得較爲穩定。此一結論, 足可支持 Thompson 之模式, 在短波部份爲穩定之說。故本文第四節所論及愈短波愈不稳定之現

象, 與實際情況並不相符。但在長波部份, 則因本文之模式接近實際大氣垂直剖面運動場之結構, 故較 Thompson 之模式更爲適用。

## 六、東海氣旋波之生長：

初秋至初夏期間, 在長江流域常有氣旋波生成, 稱之爲長江低壓。當氣旋波東移進入東海時, 則因海陸交界處氣溫之差異, 東海地區形成一天然「能源」, 使氣旋波迅速發展, 此即爲典型之斜壓不穩定波。

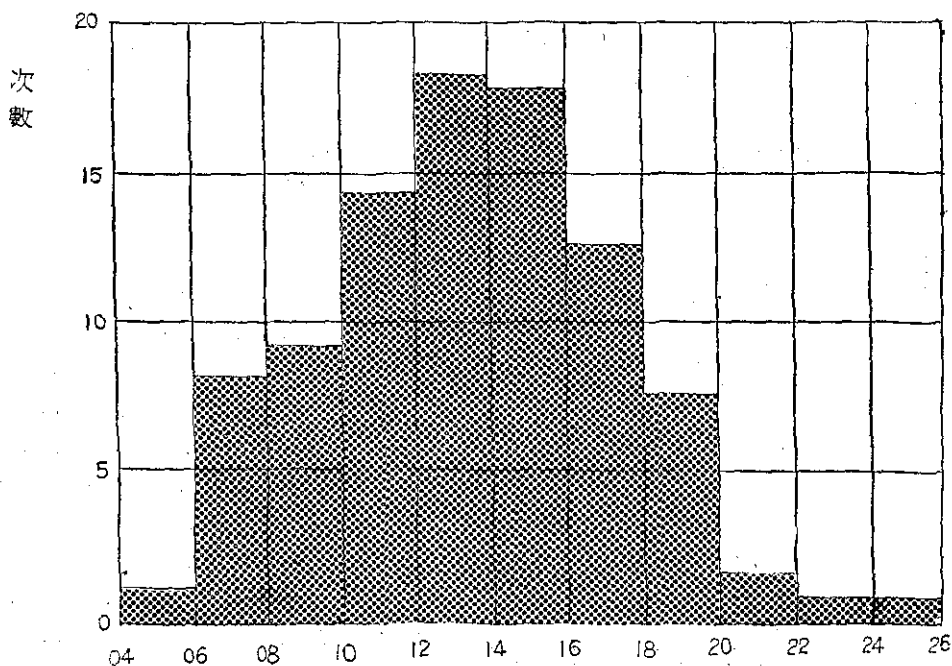
長江低壓每年平均約發生 25 次, 每次平均爲時 2-3 天<sup>(2)</sup>, 但能繼續發展者, 佔 80 % 左右, 本文所根據之資料, 乃爲民國 56 年 10 月至 57 年 5 月及 57 年 10 月至 58 年 5 月之資料。在此期間共發生長江低壓 49 次, 繼續發展成東海氣旋波者僅 38 次, 共計經歷時期爲 91 天。

當長江低壓發生時, 地面之平均氣壓較平常降低約 8-15mb, 其平均氣壓如表(二)及圖(五)所示。

表(二) 東海氣旋波發生時, 地面氣壓之分佈頻率

Table 2. The surface pressure distribution when the  
超出 1000mb (above 1000mb) China East Sea cyclogenesis occurs.

地面 氣壓	04-06	06-08	08-10	10-12	12-14	14-16	16-18	18-20	20-22	22-24	24-26	合 計
次 數	2	8	9	14	18	17	12	7	2	1	1	91



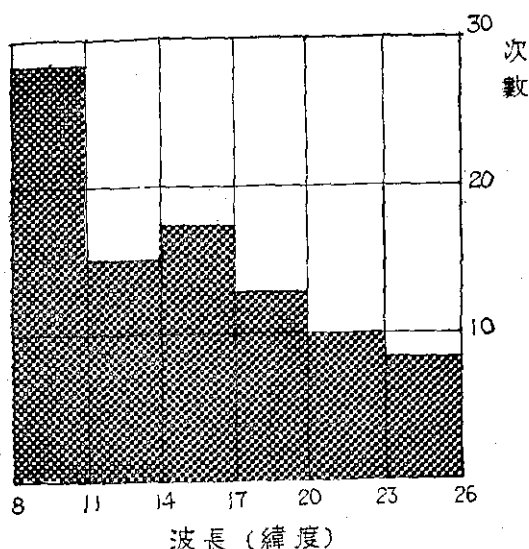
圖(五) 氣旋波發生時, 地面氣壓之分佈頻率圖

Fig. 5. Histogram of surface pressure distribution when the East China Sea cyclogenesis occurs.

又根據高空資料，當東海氣旋波發生時，500mb 等壓面圖上有短波槽出現，其平均波長在 15 個緯度左右，其分佈如表(三)及圖(六)。

表(三) 東海氣旋波發生時，500mb 波長頻率分佈  
Table. 3. The 500mb wavelength (in latitude) distribution when the China East Sea cyclogenesis occurs.

波長 (緯度)	8-11	11-14	14-17	17-20	20-23	23-26	合計	平均
次數	28	15	17	13	10	8	91	15.8



圖(六) 當東海氣旋波發生時，500mb 波長頻率分佈圖  
Fig. 6. Histogram of 500mb wavelength distribution when the East China Sea cyclogenesis occurs.

在垂直風切之結構上，最大風速出現的高度以 200mb 為最多，佔 76.4%，250mb 次之，佔 21.0%，其他佔 4.6%，最強緯流可達 160 節，平均皆在 120 節左右。

實際九十一次之資料中，若僅依觀測資料，很難發現於何種情況下，始有利於東海氣旋波之發展，但將所得之資料，利用第三及第四節中所述之方法分析後，則可發現其具有下列特點：

(1) 在有利於氣旋發展時，其  $c_1$  之平均值為 19.49m/s， $c_2$  之平均值為 20.31m/s， $c_1$  與  $c_2$  平均值之差為 0.82m/s，而  $c_1$  與  $c_2$  差值之平均值為 1.00 m/s。又  $c_1$  之標準差值 (Standard deviation) 為

6.188，變化係數 (Coefficient of variation) 為 22.42。 $c_2$  之標準差值為 5.672，變化係數為 27.94。但在氣旋波消滅或無波動發生時， $c_1$  之平均值為 18.13m/s， $c_2$  之平均值為 19.79m/s， $c_1$  與  $c_2$  平均值之差為 1.26m/s，而  $c_1$  與  $c_2$  差值之平均值為 1.63m/s。 $c_1$  之標準差值為 4.959，變化係數為 27.35。 $c_2$  之標準差值為 3.838，變化係數為 13.39，為易於了解，茲將列表如表(四)，

(表四) Table. 4.

	$C_1$ 平均值 m/s	$C_2$ 平均值 m/s	$C_2-C_1$ 平均值 m/s	$C_1$ 標準差	$C_2$ 標準差	$C_1$ 變化係數	$C_2$ 變化係數
穩定	18.13	19.79	1.63	4.959	3.838	27.35	19.39
不穩定	19.94	20.31	1.00	6.188	5.672	22.42	27.49

(二) 對於指數生長率  $kc_2$  而言，當有氣旋波發展時， $kc_2$  之平均值為  $8122.67 \times 10^{-8} \text{ sec}^{-1}$ ，而其中位數為  $6310 \times 10^{-8} \text{ sec}^{-1}$ 。而氣旋波趨於消滅或根本無氣旋波產生時， $kc_2$  之平均值為  $4840.06 \times 10^{-8} \text{ sec}^{-1}$  其中位數為  $4316 \times 10^{-8} \text{ sec}^{-1}$ 。

又當有氣旋發生時， $kc_2$  之標準差值為  $4468 \times 10^{-8}$ ，變化係數為 55.00，穩定時標準差值為  $2072 \times 10^{-8}$ ，變化係數為 42.81，亦可見表(五)。

(表五) Table. 5.

$kc_2$ ( $10^{-8} \text{ sec}^{-1}$ )	Mean value 平均值	Medium 中位數	Standard deviation 標準差	Coe- fficient of variation 變化係數
穩定	4840.06	6310	4840	55.00
不穩定	8122.67	4316	2072	42.81

由上統計資料中可知，無論穩定波或不穩定波， $c_1$  平均值皆較  $c_2$  平均值為小。不穩定波之  $c_1$ ， $c_2$  之頻率分配較穩定波均勻，但在不穩定波中， $c_1$  之變率較穩定波為小，但  $c_2$  之變率較穩定波為大。至於指數生長率之平均值，則不穩定波較穩定波高出 1.7 倍，頻率分佈亦較不均勻，且變率較小。

## 七、結 語：

在所有資料之整理中，無論穩定或不穩定波，均

有  $c_2$  之值出現，（即  $I_2 > I_1^2 + \frac{C_R^2}{4}$ ），查其原因，乃因一般大氣之平均情況，其垂直溫度遞減率均較乾絕熱溫度直減率為小之故。此時靜力穩定度大於零，有助於波動趨於穩定的特性。所以吾等雖求出有不穩定波波速\*\*的存在，而實際上並無不穩定波生成的現象。

\*\* $c_2$  值實代表不穩定波之波幅部份。

由於人力之有限，資料收集不够詳細，僅取二年以爲代表，若能收集多年資料，再加分析，相信所得結果更有助於對我國東海區氣旋生長或消滅的預報。

本文最主要的目的，是在對斜壓不穩定問題，除了用數值預報法以外，再提供另一種解決的方法，此種處理的方法，最大的好處是在可以用氣象上的參數，直接清楚的將波速求出，以做為分析和應用之資料或參考。

### 參 考 資 料

(1) 彭立 (1969): 論斜壓不穩定長波之結構爲帶流垂直剖面之函數。國立臺灣大學理學院地理學系研究報告第六期第十二頁至第三十三頁。

(2) 王崇岳: 遠東區冬季氣壓場分佈概況。

(3) Wiin-Nielsen, A. (1967): On Baroclinic Stability as a Function of the Vertical Profile of Zonal Wind, Mon. Wea-Rev., 95, 733-739.

(4) Green, J.S.A. (1960): A Problem in Baroclinic Stability, QJRMS 86, 237-251.

(5) Pedloeky, J (1965): On the Stability of Baroclinic Flows as a Function of the Vertical Profile. JAS, 22, 137-145.

(6) Philip D. Thompson (1961): Numerical Weather Analysis and Prediction.

(7) H. L. Kuo (1953): The Stability Properties and Structure of Disturbances in a Baroclinic Atmosphere. Journal of Meteo, Vol. 10, No. 4, 235-243.

註: 本文承允主任王瑾指導、改正，張國平學長幫助收集，整理資料，始得完成，謹致謝意。



# 民國六十年颱風調查報告 研究室

## 第一號颱風露西

### *Report on Typhoon "Lucy" Research Section*

#### *Abstract*

Typhoon season began quite late this year. Lucy was the first typhoon which affected the Taiwan area. This typhoon was developed east of the Phillipine Islands and was located at  $15.1^{\circ}\text{N}$ ,  $132.5^{\circ}\text{E}$  at 8 p. m. 16 July. Two days later, its intensity reached to the stage of a severe typhoon.

The Central Weather Bureau issued its first Typhoon Warning at 10:30 p. m. 18 July. Maximum winds near the center of the storm were 60 meters per second with 55 meters per second winds extending for a radius of 350 kilometers.

At 8 a. m. 20 July, typhoon Lucy was located at  $19.7^{\circ}\text{N}$ ,  $123.0^{\circ}\text{E}$  and moved northwest at an hourly speed of 18 kilometers. Packing 55 meters per second center winds, Lucy passed the Bashi Channel in the evening of 20 July and changed its course toward westnorthwest.

The storm touted as a "welcome typhoon" and counted on to relieve a three-week drought in Taiwan brought very few rainfall over this island except a narrow belt along southeast coast. Only 0.2 millimeters of rainfall was recorded at Taipei station which was scarcely enough to wet the pavements of Taipei area. A total rainfall of 126.2 millimeters fell at Taitung within period of 07:55 a.m. 20 July to 07:10 p. m. 21 July.

The highest winds recorded in this island were less than 20 meters per second except Anpu, Yangmingshan reported to 26.8 meter per second.

Quite few damages were reported after Lucy's passage. Two were killed, five were missing, two were injured, twenty-four houses were destroyed and fifty-seven houses were partially damaged according to the record of Taiwan Police Department.

Tide waves invaded to the shore of southern tip of this island also several portions of Penghu Islands.

#### 一、前言

露西 (Lucy) 爲本年內第一號侵臺颱風。5月初，當颱風寶佩 (Babe) 掠過本省近海時，曾一度發佈警報，但未幾即遠離，故露西爲第2次發佈颱風警報

，時當7月中旬。

當露西之中心位置到達  $16.8^{\circ}\text{N}$ ,  $128.0^{\circ}\text{E}$ ，亦即在恒春東南方約1,000公里海面時，本局發出第1號海上颱風警報，12小時後，即19日8時之資料經研判後

改發海上陸上颱風警報，發佈時間為19日10時20分，與中心距臺灣最近之時間相差39小時40分鐘，與恆春出現每秒17公尺風之時間相差36小時40分鐘，故可以算得上及時發佈。

此次露西自呂宋島東方海面向西北進入巴士海峽後，改向西北西，進入南海；登陸珠江口，不久即消失。中心最近本省時，距恆春約80公里。本島各平地測站，最大風速大都不足每秒20公尺，但瞬間最大風速淡水竟達每秒35公尺。雨量以東南海岸較多，但經過期間合計也不過百餘公厘，故本省所遭受之災情殊為輕微。

本局對露西颱風中心未來24小時之位置，曾作10次預測，平均向量誤差為93浬；最大誤差為157浬。

## 二、露西颱風之發生及經歷

本月中旬，瓊安 (Joan) 颱風誕生於加羅林羣島之西部，向西移出後，在其東方之 ITC 上又有熱帶低壓醞釀。16日20時之地面天氣圖上，瓊安之中心已進抵南沙羣島之東南方，太平洋高壓雖然中心遠在180°經線以東，軸線大約在 35°N，但其尖楔則向西南西方伸出。在 130°E-150°E 之軸線大約在25°N。露西在其南方，由熱帶性低氣壓加深為輕度颱風，中

心在 15.1°N, 132.5°E，中心最大風速測得為每秒30公尺，向西北西推進。

17日8時，露西已正式到達颱風強度，暴風半徑擴大為200公里。當晚20時，中心到達 15.5°N, 130.8°E 中心氣壓降至975毫巴，以每時15公里之速度改向西北進行。

18日20時，露西之中心最大風速已增為每秒55公尺，顯然達強烈颱風，中心氣壓降為940毫巴，暴風半徑350公里，此後之強度大致保持不變，直到21日以後始見減弱。

19日8時，露西之中心已在呂宋島東方約600公里之海面上，有直趨巴士海峽之趨勢。由於路徑之始終走向西北，故在20日8時，中心進抵 19.7°N, 123.0°E 時，已形成威脅臺灣西南部之局面。

20日20時之地面圖上，露西之中心正好在呂宋島與臺灣之間，北部等壓線受臺灣地形之影響，呈楔形插入露西之右前方，未幾入南海，強度略減，方向改為西北西。

22日8時，此一颱風之中心已進抵珠江口外，未幾登陸，強度隨即銳減，23日午夜在廣東境內已成為熱帶低壓。在24日8時之地面天氣圖上已完全消失。

露西颱風全部生命之最佳路徑，如圖1所示。

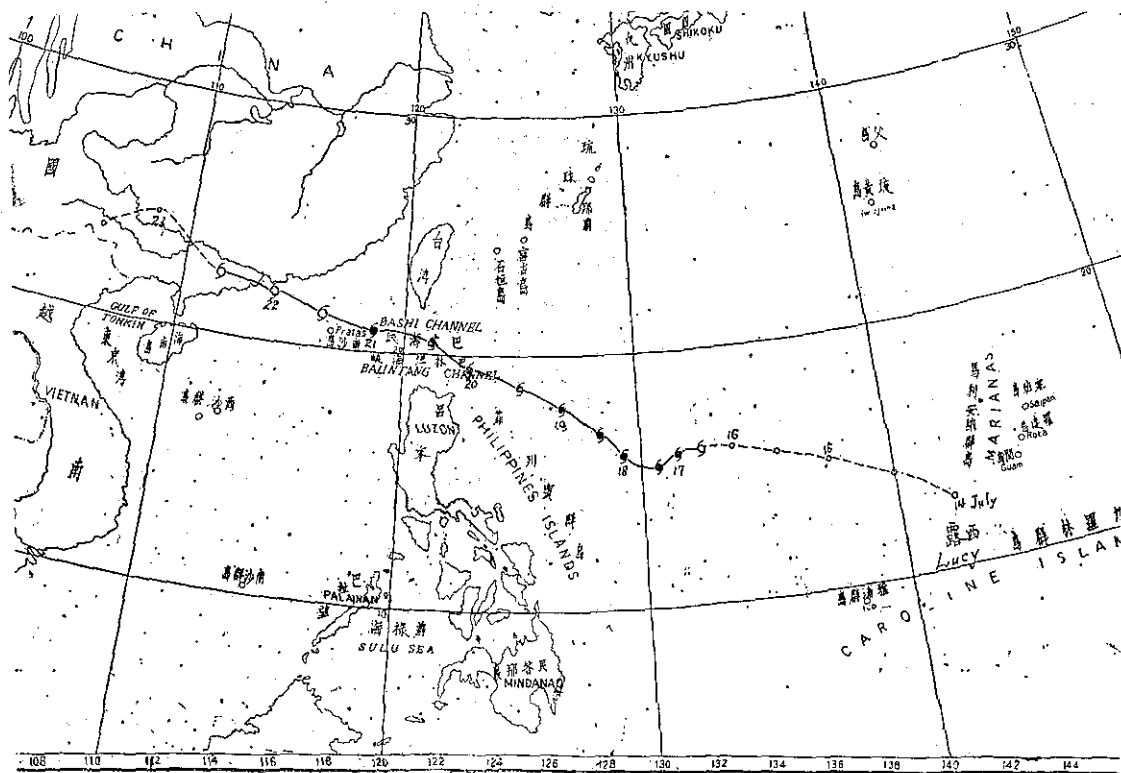


圖 1. 露西颱風之最佳路徑 (60年7月14日至7月23日)  
Fig. 1. The best track of typhoon "Lucy" 14-23 July 1971.

### 三、露西颱風之路徑與天氣圖形勢

露西颱風的路徑，概略而論，從東南東走向西北西，但嚴格說來，捨熱帶低壓時期之游移不定勿論而外，大致可以劃分為三個時期：

- (1) 自16日20時發展成輕度颱風至17日止，走向西南西。
  - (2) 自18日至20日，走向西北。
  - (3) 自21日至22日登陸後消滅，走向西北西。
- 以下試圖解釋何以有如此之路徑。

當露西最初在16日20時形成輕度颱風時，由於地面天氣圖上，在其北方有副熱帶高壓之軸線位於  $25^{\circ}$  N 附近，一直伸至大陸，前方又有瓊恩颱風，故迫使露西走向西方。同一時間之 500 毫巴圖上，露西北方之等高線走向為自 WSW-ENE，6 小時後，地面

高壓楔亦變為自琉球羣島伸向呂宋島附近，故此段時間，露西走向西南西。

17日20時之地面天氣圖上，大陸上被許多小型低壓所佔據，成為一廣大低壓區，主中心似在河套附近，故而露西有直趨此中心之形勢，亦即走向西北。18日8時之天氣圖上更加顯著，露西西北方之高壓楔已經讓開一條通路。

20日20時之地面圖上，露西在呂宋島和臺灣之間，其時我國之西北部仍為低壓區。在 500 毫巴圖上則兩湖盆地之上空有一合圍之較高高度中心，與琉球島上空之高壓相呼應。故露西仍追隨前面颱風之路徑，沿 ITC 向西北行進。

露西颱風侵臺前之地面天氣圖及 500 毫巴形勢見圖 2 及圖 3。

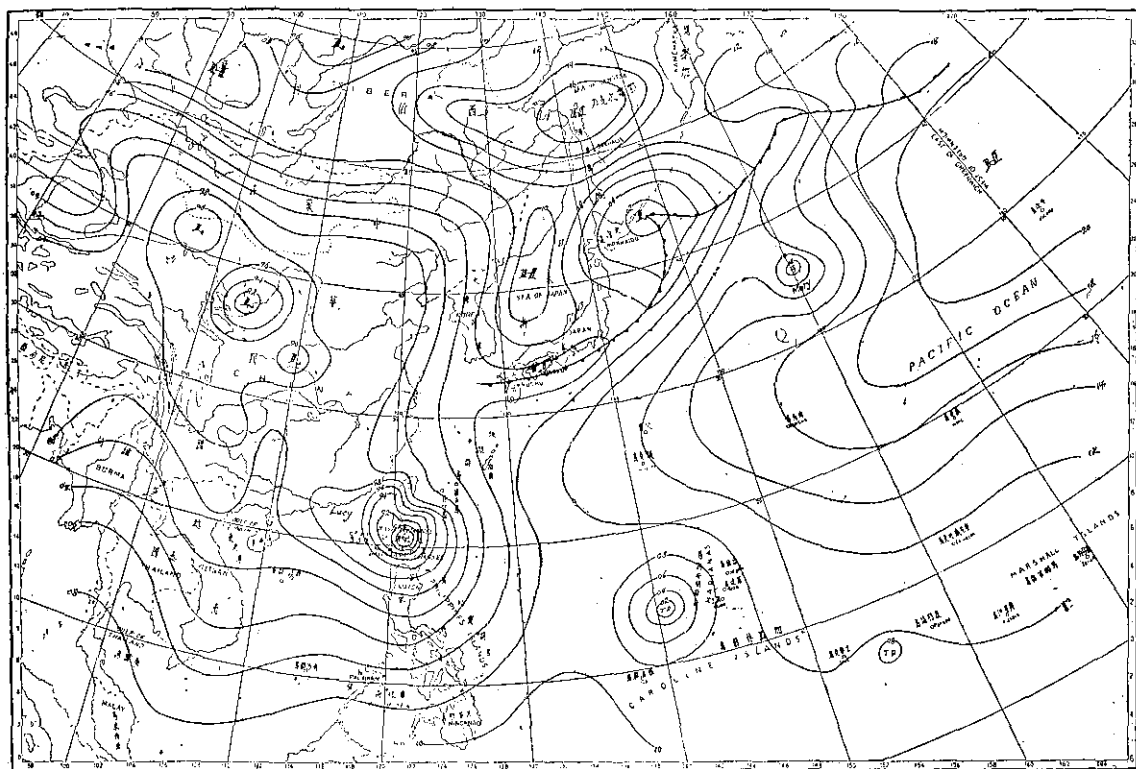


圖 2. 民國60年7月20日20時之地面天氣圖

Fig. 2. Sea level synoptic chart, 1200 GCT, 20 July (97)

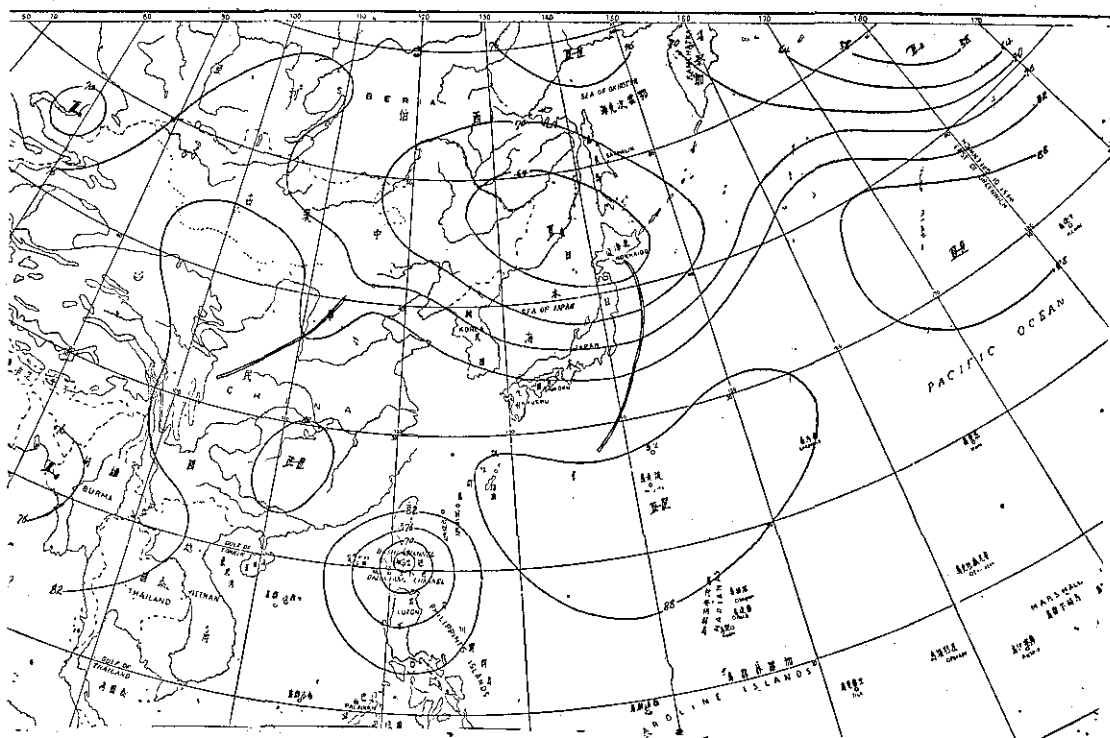


圖 3. 民國60年7月20日20時之500毫巴圖  
Fig. 3. 500mb chart, 1200 GCT, 20 July 1971.

#### 四、露西颱風侵臺期間之各地氣象情況

露西雖為一強烈颱風，但以暴風雨之範圍不大，且中心離本島海岸相當遠，故臺灣各地出現之風雨均不大，本島風最大，平地為高雄之每秒19.2公尺，山地為鞍部之每秒26.8公尺，外島最大為蘭嶼之每秒33公尺，雨量最多為臺東之126.2公厘。

茲將各項氣象要素之情況分述如下：

##### (一) 氣 壓

露西為一強烈颱風，其中心氣壓低至915毫巴，維持達24小時，初生時氣壓大約在1,005毫巴，16日起開始加深，17日14時之飛機偵察測得已到達颱風強度，中心氣壓午夜時降至960毫巴，18日繼續低降20毫巴，19日為其全盛時期，其時中心已在呂宋島之東方。

自20日起，中心氣壓迅速升高。21日午後，露西入南海，中心氣壓曾再度加深，可能因其又進入開闊洋面之故。22日後即迅速填塞，其中心氣壓之變遷見圖4。

當露西自呂宋島東方海面向東北逼近臺灣時，蘭

嶼及臺東一帶之氣壓首先低降。最低大約在20日17時

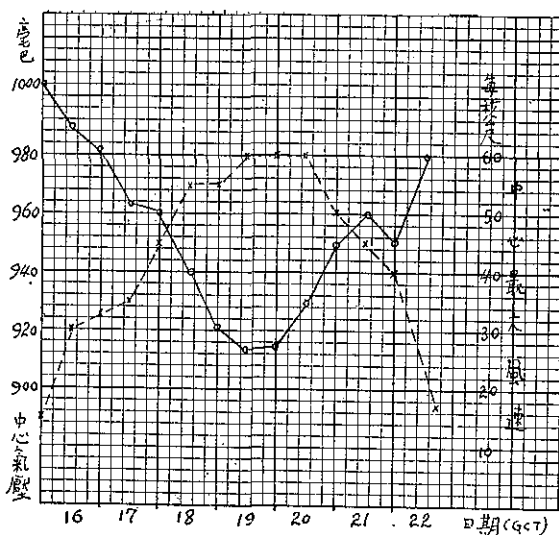


圖 4. 露西颱風中心氣壓及中心最大風速演變圖 (實線為氣壓，虛線為風速)

Fig. 4. The variation of the central pressure and maximum wind velocity of typhoon Lucy (solid line-pressure, broken line-wind velocity)

，恒春則在兩小時後始降至最低。高雄則遲至翌晨 3 時始回升。值得注意者，最低氣壓出現時刻雖自恒春至高雄延遲 7 小時以上，而其時露西之進行速度反而從每時 9 哩增加為每時 20 哩。

一般而論，露西經過期間各地最低氣壓出現時間自西南向東北延遲，到了臺灣之東北端，已延至 21 日午後。此種最低氣壓同時線有向中央山區凸出之形勢。

各地最低氣壓等值線及出現時刻之同時線，見圖 5 所示。

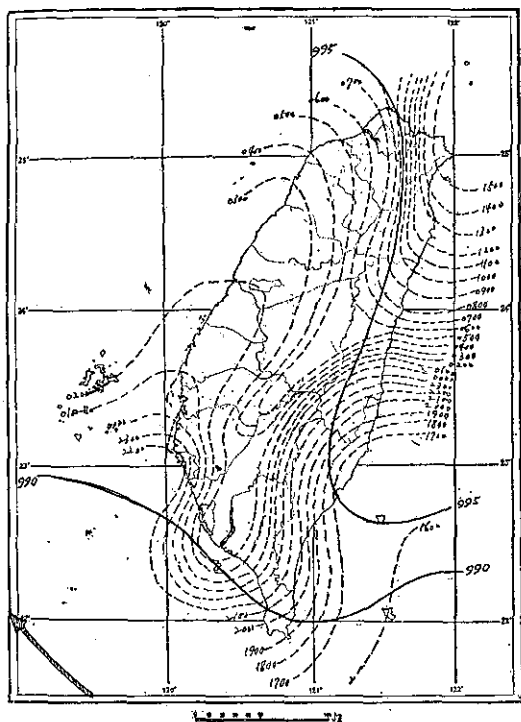


圖 5. 露西颱風過臺灣近海時各地出現之最低氣壓及其同時線之分析。

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

根據本局所屬各測站所報之最低氣壓加以分析，除外島蘭嶼仍由於地形之影響，曾到達 986.9 毫巴外，本島則以恒春之 990.4 毫巴為最低。實際上，臺南、嘉義、高雄等地均與恒春相差不多，但當時露西之中心氣壓則低達 940 毫巴以下，彼此相差達 50 毫巴之多，足見露西影響之範圍雖廣，但中心周圍氣壓潛深之區域則甚小，此區實未影響臺灣。自恒春測站氣壓低降之曲線（見圖 6）視之，低減率相當和緩，最低氣壓出現之時間為 20 日 19 時 45 分，隨後即逐漸升高。

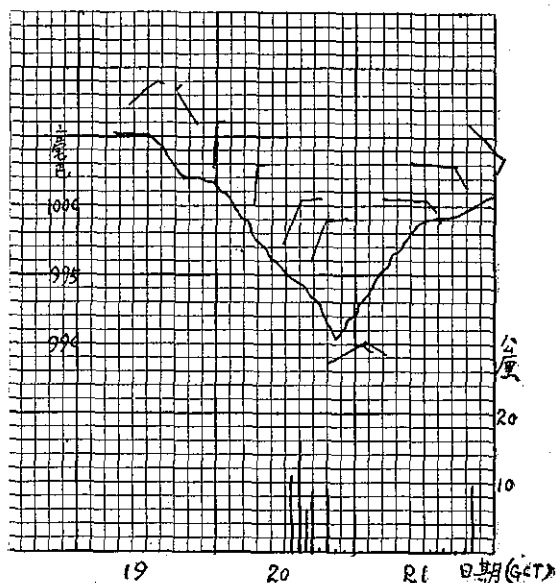


圖 6. 露西颱風經過南方海面時，恆春測得之氣壓，及每時雨量。

Fig. 6. The sequence of pressure, wind, and hourly rainfall which were observed at Hengchung during typhoon Lucy's passage.



圖 7. 露西颱風經過期間臺灣之雨量分佈

Fig. 7. The rainfall distribution of Taiwan during typhoon Lucy's passage.

表 1. 露西颱風侵臺時本局所屬各測站颱風紀錄綱要

Table 1. Meteorological summaries of CWB staions during Lucy's passage

60年 7 月 19-21 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 <sup>6</sup> 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	分
彭佳嶼	997.2	21	15	35	19.3 SSE	21	20	10	25.8	SSE	998.9	27.5	75	21 20 15	0.0	—	20 05 56 22 05 40
基隆	996.0	21	14	00	12.8 SE	21	13	50	24.2	SE	996.0	33.0	48	21 13 44	13.9	20 05 54 21 02 20	21 07 00 21 16 10
鞍 部	903.7*	21	05	15	26.8 SE	21	03	00	—	—	—	—	—	—	9.0	20 10 40 21 02 40	20 05 00 21 15 00
淡 水	991.9	21	06	43	19.0 SE	21	06	40	35.0	SE	992.4	31.4	46	21 06 52	0.3	20 10 35 20 11 00	20 13 00 21 10 00
竹子湖	996.4	21	04	00	5.5 SE	21	05	10	—	—	—	—	—	—	5.6	20 10 35 21 02 15	—
臺 北	994.1	21	07	00	11.7 ESE	21	08	00	22.5	SE	995.3	34.4	38	21 08 58	0.2	20 10 22 20 10 25	21 06 30 21 09 20
新 竹	991.3	21	02	00	11.7 E	21	16	40	16.1	ENE	993.7	35.2	47	20 13 35	2.6	21 16 05 21 17 45	20 13 20 20 16 50
臺 中	991.3	21	02	15	5.0 W	21	13	30	7.2	ENE WNW	991.8 996.8	34.0 33.1	44 58	21 03 12 21 12 25	0.0	—	—
日月潭	885.0*	21	02	00	12.7 SE	21	01	40	—	—	—	—	—	—	0.0	—	—
澎 湖	991.7	21	02	05	17.0 SSE	21	10	50	20.8	SSE	995.8	29.7	68	21 10 45	0.0	—	20 12 00
嘉 義	990.6	21	02	00	5.8 SW	19	14	00	7.6	SW	1002.9	32.1	70	19 14 00	0.0	—	—
阿里山	3020.4**	21	05	00	6.0 ENE	19	21	55	7.8	ENE	3084.7*	12.4	84	19 23 45	4.2	20 17 30 21 05 00	—
玉 山	2981.8**	21	02	00	20.0 E	21	00	20	—	—	—	—	—	—	35.2	20 10 30 22 08 00	20 06 10 22 11 00
永 康	992.2	20	18	20	9.0 SSE	21	10	30	14.3	SSE	997.6	27.9	80	21 10 21	0.1	21 10 50 21 10 57	—
臺 南	990.9	20	18	20	8.3 S	21	09	50	20.4	S	996.8	30.0	62	21 09 42	0.2	20 22 08 21 10 45	—
高 雄	991.0	21	03	00	19.2 S	21	04	10	31.2	S	994.9	27.5	70	21 09 18	7.5	20 18 50 21 20 40	21 01 20 22 14 00
東吉島	992.1	21	01	10	21.3 SSE	21	09	10	29.9	SSE	995.7	25.8	79	21 10 28	0.0	—	20 18 00 21 12 00
恆 春	990.4	20	19	45	17.0 ENE	20	23	00	26.2	NE	990.6	26.6	87	20 19 48	79.5	20 08 42 21 20 07	20 17 00 21 05 00
蘭 嶼	986.9	20	16	00	33.0 NE	20	20	00	44.0	NE	990.1	25.8	92	20 20 00	43.7	19 24 00 21 03 00	19 14 00 21 05 00
大 武	992.6	20	20	13	14.2 NNE	20	20	00	24.8	NNE	993.9	27.7	92	20 20 25	100.6	20 07 39 20 08 00	20 16 00 20 23 00
臺 東	995.0	20	17	00	11.0 NE	20	18	00	18.5	NE	996.4	26.0	87	20 13 40	126.2	20 07 55 21 19 10	20 17 40 20 18 05
新 港	997.3	20	16	30	11.7 N	20	18	10	20.4	SE	1002.0	25.0	97	20 21 50	109.2	20 09 05 21 18 35	20 07 40 21 21 53
花 蓮	999.1	21	07	10	14.5 SSW	21	14	20	15.8	SSW	999.7	30.8	72	21 14 10	42.9	20 08 52 21 16 30	21 14 00 21 14 00
宜 蘭	996.2	21	14	00	11.3 ESE	21	15	15	14.2	ESE	996.3	31.5	63	21 15 12	5.3	20 07 47 20 21 15	21 13 00 21 14 00

\* 仍沿用測站氣壓 mb 數

\*\* 已換算為 700 mb 面高度重力公尺數

## (二) 風

露西之中心附近最大風速，自18日14時起即已到達每秒50公尺。24小時以後，飛機偵察曾一度測得高達每秒65公尺。20日20時以後，始見稍減弱，21日8時後降級為中度颱風。

露西中心附近最大風速之變化曲線見圖4，圖中可以看出：配合中心氣壓之加深，16日以後風速不斷增強，19日20時起為其鼎盛時期。

臺灣各地出現之最大風速，除蘭嶼為東北風每秒33公尺，東吉島為南南東風每秒21.3公尺外，其餘本島各平地測站都不足每秒20公尺；高山測站之鞍部，記錄得最大風速為每秒26.8公尺（東南風），玉山每秒21公尺（東風），值得注意者，恒春距其中心較近，但最大風速僅達每秒17公尺（東北東風），反而不及高雄之每秒19.2公尺（南風），高雄之陣風更達每秒31.2公尺。

恒春在露西中心掠過南方海上期間風向風速如何演變，見圖6。

各地最大風速中，最值得注意者，鞍部最大風速每秒26.8公尺，時間為21日5時15分，竹子湖最大風速則在同日4時出現，但僅每秒5.5公尺，推其原因，除非儀器有問題，否則必為地形影響所致。

## (三) 降 水

露西颱風在臺灣南方海面掠過期間，臺灣大部份

測站所得之雨量均甚少，僅臺灣東南沿岸，一則由於距颱風較近，再則因登陸風之影響，故而雨量較多，臺東總雨量為126.2公厘，新港為109.2公厘，大武為100.6公厘，恒春為80公厘，西部及東北部均極少。

臺東之雨，以21日10-11時最多，達25.4公厘，大武則以同日7-8時之雨量最多，達30.5公厘。

露西經過期間臺灣之等雨量線，見圖7。

本局所屬各測站在露西經過期間各種氣象要素之綱要，見表一。

## 五、災 情

露西掠過本省南方海面，各地風雨均不大，故無重大災害，僅花蓮、屏東、臺東、澎湖等地略有災情，計：

- (1)死亡2人，失蹤2人，輕傷8人。
- (2)房屋全倒28間，半倒33間。
- (3)沉沒16噸漁船一艘。
- (4)屏東縣枋寮鄉葫蘆尾沿海一帶海水倒灌，淹沒稻田300甲；澎湖縣林投村沿海及山水里海水倒灌。
- (5)屏東縣里港鄉損壞香蕉14,850株。
- (6)澎湖縣花嶼碼頭損壞12公尺，將軍碼頭損壞20公尺，東嶼坪防波堤損壞10公尺。（戚啓勳）

# 民國六十年颱風調查報告 研究室

## 第二號颱風娜定

### *Report on Typhoon "Nadine" Research Section*

#### *Abstract*

No sooner after typhoon Lucy passed through the Bashi Channel, a tropical storm named Nadine generated over the near sea of Marianas. This storm really hit Taiwan and ended an one-month drought.

On 8 p.m. 21 July, Nadine suddenly reached typhoon intensity and moved on a northeasterly course. She intensified very rapidly thereafter. Sixty meters per second center winds and 915 millibar center pressure were reported at 8 p. m. on 23 July.

The Central Weather Bureau declared the first Near Sea Typhoon Warning at 10:20 on 24 July. At 8 a.m. 24 July, Nadine was located 900 kilometers southeast of Taitung, headed westnorthwest at 18 kilometer per hour. Her direction and speed remained fairly constant. Twelve hours later, the typhoon reached to its maximum intensity, with 900 millibar center pressure and 75 meters per second winds near the center.

The storm landed 26 July at 01:53 on the southeastern coast between Hsinkong and Taitung. Maximum wind velocity recorded by Central Weather Bureau Stations on Taiwan were 34 m/s in ten minute average at Hsinkong with 45 m/s instantaneous velocity, 24 m/s at Keelung and 29.3 m/s at Tamsui with maximum gust up to 50 m/s and 46.9 m/s respectively.

Typhoon Nadine brought torrential rains over the southeastern coast area, Alisan region and also the northern tip of this island. Total precipitation in some parts during her passage was over 200 mm. 306.6 mm was recorded at Hengchun 292.9 mm at Hsinkong, 268.8 mm at Taitung, 256.1 mm at Tawu, 260.5 mm at Alishan and also about 100 mm over Yangmingshan areas.

Afterward, Taiwan Provincial Police Department reported altogether 25 persons were killed, another 25 were missing, and 118 were injured including 38 in critical condition. Also 1,255 houses were totally destroyed and 2,187 other houses were badly damaged.

Five university students died of exposure in Central Mountains after they became lost in the winds and rains of typhoon while they were mountain climbing.

The landslide occurred at 8 a. m. 27 July on a mountain in Fenglin town-ship some 30 kilometers south of Hualien. Twenty workers were buried by slide, but three were pulled out alive.

## 一、前言

娜定 (Nadine) 爲本 (民國六十) 年內第二次侵襲臺灣之颱風。此一颱風誕生在馬利安納羣島附近。21日8時以後之12小時內，即由熱帶性低氣壓突然發展爲颱風強度，隨後向西北直趨臺灣。中心附近最大風速到達每秒70公尺。25日起，進行速度加快而威力則稍減，子夜後1時53分在臺東新港間登陸，新港出現每秒34公尺之10分鐘內最大風速，瞬間風速則達每秒45公尺。外島仍以蘭嶼之風最大，10分鐘最大爲每秒48.7公尺，瞬間最大每秒51公尺。基隆10分鐘內平均雖不過每秒24公尺，但瞬間最大竟亦達每秒50公尺。其他如陽明山鞍部，玉山、及淡水等風力均大，故災情較爲普遍。以雨量言，則以恆春最多，超過300公厘，其餘南部及東部大都在一、兩百公厘之譜。幸娜定過境甚速，且正在衰退中，故災情尙不能算嚴重，其中以東部損失較大。

娜定臨近本省，中央氣象局於7月24日10時20分發出第三次第一號海上颱風警報，當天22時30分改發海上及陸上颱風警報，至26日21時因娜定已在福建省登陸而解除警報。

本局發佈第一次陸上颱風警報之時刻，距颱風登陸爲38小時23分，堪稱發佈適時。至於颱風中心位置之預測，計24小時後位置發佈三次，事後與實際中心位置核對，得平均向量誤差爲58哩。12小時中心位置之預測發佈六次，平均向量誤差爲47哩。

## 二、娜定颱風之發生及經過

當7月19日，露西 (Lucy) 位於呂宋島之東北方，馬利安納羣島之海面上已有熱帶性低壓在醞釀發展，其時東亞地區幾乎全部被低壓區所控制，從貝加爾湖延伸至河套爲一極深之低壓，極鋒從日本南方向東穿入北太平洋內。500毫巴圖上顯示，主槽從日本海伸入我國東海，太平洋上高壓之軸線在北緯20度。

21日，露西通過巴士海峽進入南海，娜定迅速擴展爲颱風強度，此時地面圖上北太平洋高壓之軸線頓趨明顯，使娜定指向中心在康藏高原東北之低壓區。事實上，21日午後2時飛機偵察測得中心在  $15.6^{\circ}\text{N}$ ,  $137.4^{\circ}\text{E}$ ；6小時後，中心最大風速增爲  $35\text{ m/s}$ ；子夜已增爲  $40\text{ m/s}$ 。中心氣壓之低降更爲顯著，24小時

內超過 50 mb。

娜定以每小時8-9哩之速度走向西北西， $15\text{ m/s}$ 之暴風半徑已擴大爲200哩。22日，中心氣壓不再低降，20時後且一度上升，但好景不常，子夜後直線下降。飛機偵察測得中心在  $17.7^{\circ}\text{N}$ ,  $132.8^{\circ}\text{E}$ ，以時速8哩走向西北，中心附近之最大風速已達  $50\text{ m/s}$ 。23日一天內，中心氣壓又低降 50 mb，中心附近最大風速超過  $70\text{ m/s}$ 。當天20時，飛機偵得中心在  $18.5^{\circ}\text{N}$ ,  $130.8^{\circ}\text{E}$ ， $15\text{ m/s}$ 之暴風半徑300哩，中心氣壓 920 mb。

24日爲娜定之極盛時期，在地面天氣圖上，太平洋高壓之軸線在  $30^{\circ}\text{N}$  附近，整個東亞大陸爲低壓區，故其侵襲臺灣已成定局，以其中心氣壓之低，威力之強，一時極爲惶恐。當天20時飛機偵測得中心位置在  $20.0^{\circ}\text{N}$ ,  $126.8^{\circ}\text{E}$ ，以時速10哩走向西北西，中心附近之最大風速達於每秒75公尺之巔峯數， $15\text{ m/s}$ 之暴風半徑擴展至400哩， $50\text{ m/s}$ 之暴風半徑亦有100哩，中心氣壓已低至 900 mb。在 500 mb 圖上，東亞主槽之位置並未改變，但轉變已較緩和，北緯30度附近之東海地區，南北向風之不連續極爲明顯。

25日，娜定逐漸逼近臺灣，此時中心已有填充趨勢，8時之中心在  $21.1^{\circ}\text{N}$ ,  $124.6^{\circ}\text{E}$ ，進行之方向雖未變，但速度則已增加，每小時約11-12哩，約當20公里。當天14時之中心位置在臺東之東南東方約260公里之海面上，即北緯  $21.8^{\circ}$ ，東經  $123.4^{\circ}$ 。進行速度增至每時22公里。其時，娜定之中心氣壓激升，自24日20時至25日20時已升高 30 mb，中心最大風速則減小  $15\text{ m/s}$ 。故當時暴風圈侵襲臺灣已較緩和。

娜定 25 日 20 時之中心位置在臺東之東南東方約110公里之海面上，即在北緯  $22.3^{\circ}$ ，東經  $122.3^{\circ}$ 。26日1時53分，娜定之中心在新港臺東間登陸，當時娜定之中心氣壓爲 945 mb，中心最大風速已減爲  $45\text{ m/s}$ 。可見娜定未造成本省嚴重之損失，實屬不幸中之大幸。

26日8時，中心已在馬公附近，路徑稍有曲折，轉向西北，午後五時左右在金門附近進入大陸。自25日20時至26日20時，娜定之中心氣壓激升 55 mb。中心最大風速則減小  $35\text{ m/s}$ 。已成爲熱帶風暴。27日

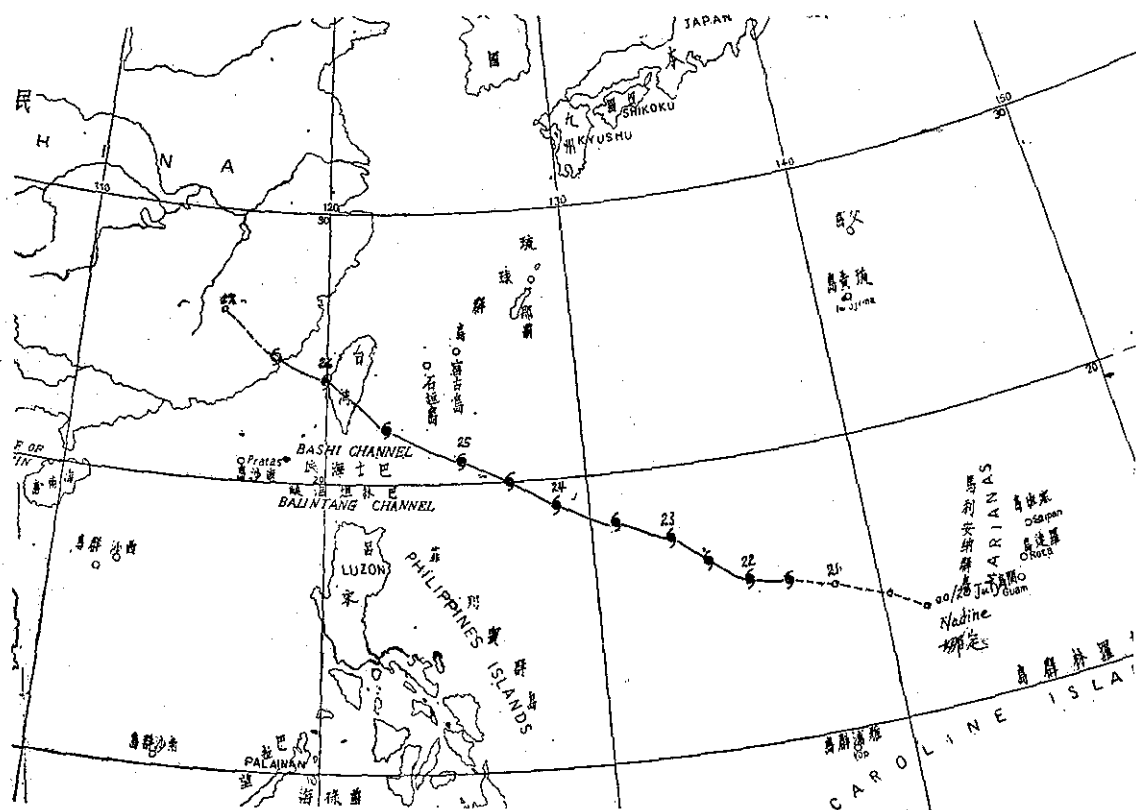


圖 1. 娜定颱風之最佳路徑 (民國60年7月20日至27日)

Fig. 1. The best track of typhoon Nadine (20-27 July 1971)

入內陸成爲熱帶低壓，旋即消失。娜定之最佳路徑見圖 1。

### 三、娜定颱風之路徑與天氣圖形勢

娜定爲一直線路徑之颱風，其走向殊爲單純，大致保持西北西與西北之間，進行速度亦少變化，僅23日後稍見增加，25日後再度加快而已。茲將造成此種路徑之天氣圖形勢檢討如下：

在22日之地面天氣圖上，北太平洋高壓之軸線非常明顯，在國際換日線以東約北緯34度，向西南西伸出，至  $135^{\circ}\text{E}$  大約在北緯 25 度。且比較 8 時與 20 時之地面圖，顯示高壓中心有西移趨勢。大陸上爲低壓區，露西已在廣東登陸。500 mb 圖上，主槽在貝加爾湖之西方，另一主槽在華北沿海。臺灣上空東南風盛行，可見娜定必然趨向西北。

此種局勢保持不變，在24日 500 mb 之圖上仍可看出高壓軸線在北緯30度，該處爲西分風與東分風之交界。琉球上空之優勢東南風可視作娜定之吸引氣流。

25日20時之地面天氣圖及 500 毫巴圖見圖 2 及圖 3 所示。

### 四、娜定颱風侵臺期間氣象情況

娜定颱風侵臺期間，臺灣各地出現之風分佈相當均勻，雨量則較集中在南端，東部及阿里山區。風速除外島仍以蘭嶼最大外，本島玉山出現每秒40公尺之最大風速，陽明山鞍部則高達每秒43公尺，平地則新港亦達每秒34公尺。以其在中心之北。臺東雖較近中心，以其在中心之南，吹南南西風，最大風速僅每秒21公尺。雨量以恆春爲最多，超過 300 公厘，阿里山區亦有約 250 公厘。由此可見所受災情亦以東南部及中南部較重。

茲將娜定颱風侵襲期間之各種氣象要素演變情形分述於後：

#### (一) 氣 壓

娜定颱風於21日生成後，中心氣壓立即暴降，自21日8時至22日8時降 50 mb 以上，實屬少見。

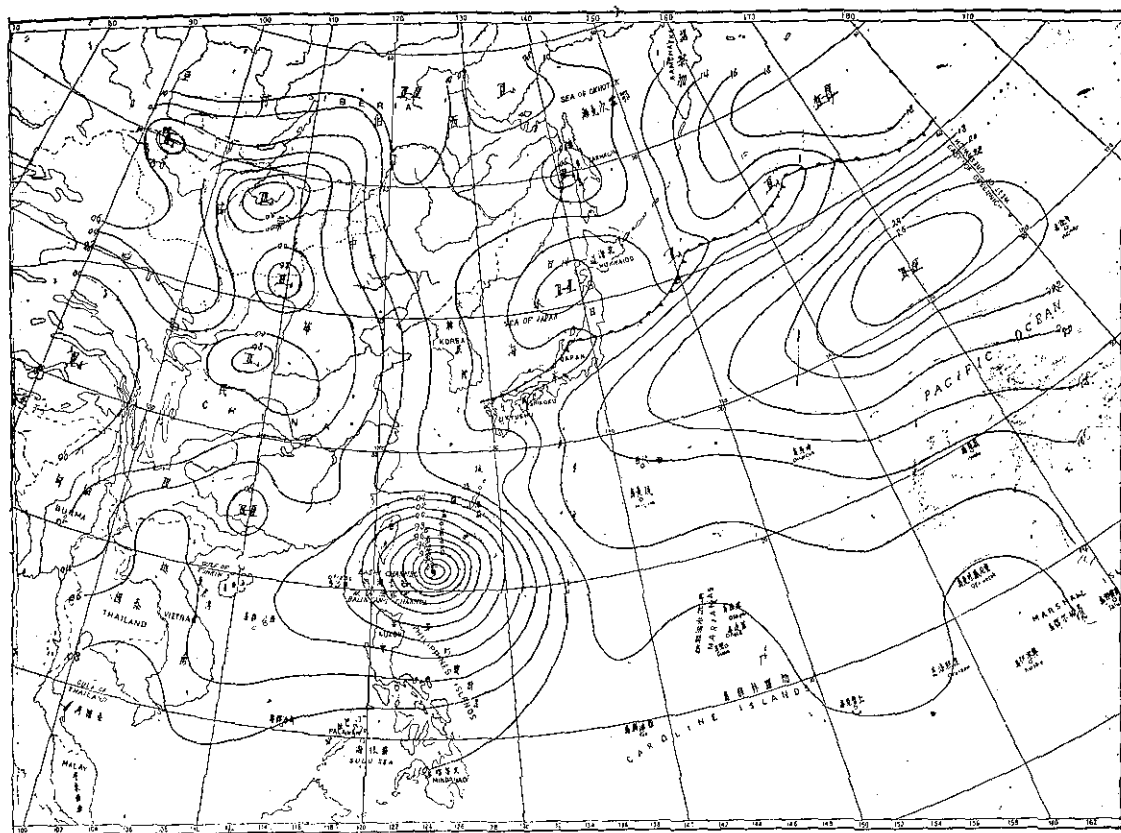


圖 2. 民國60年7月25日8時地面天氣圖  
Fig. 2. Sea level synoptic chart, 0000 GMT 25 July, 1971.

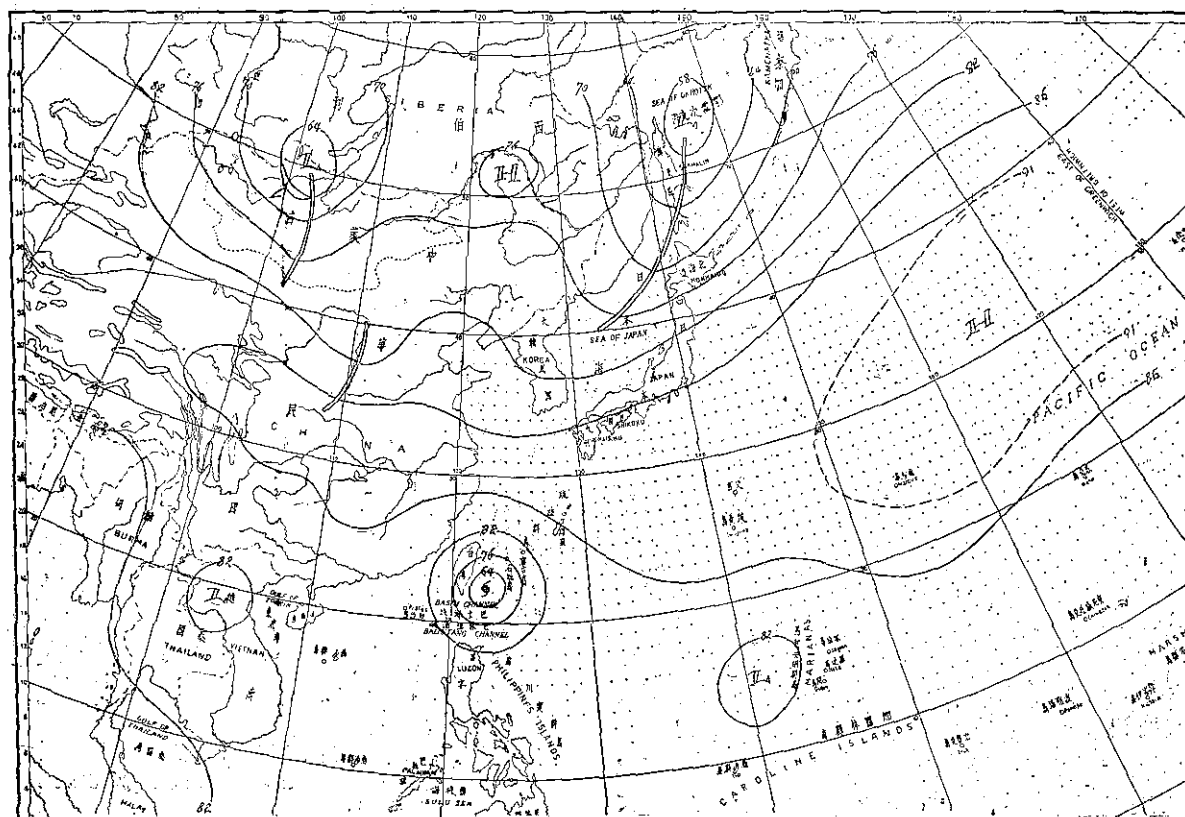


圖 3. 民國60年7月25日8時500毫巴圖  
Fig. 3. 500mb chart, 0000 GMT, 25 July, 1971.

22日一度平穩，23日再度暴降，乃發展至巔峯狀態。可見娜定之發展極為驟急，極盛時期之24日，中心最低氣壓為 900 mb，維持不走半天，24日20時後中心氣壓即激升，見圖 4 所示。中心登陸臺東北方為26日凌晨1時53分，在此曲線上估計約 938 mb，臺東實際出現之最低氣壓為 955.7 mb，時間為1時32分，足見中心距臺東甚近。

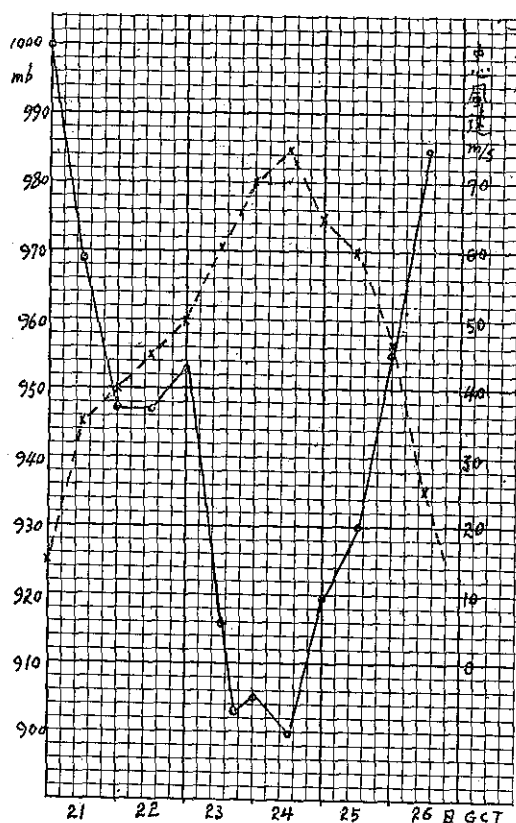


圖 4. 娜定颱風之中心氣壓及最大風速之演變（實線氣壓，虛線風速）。

Fig. 4. The variation of the lowest pressure and maximum wind velocity of typhoon Nadine (Solid line-pressure. Broken line-wind velocity)

臺東之氣壓自24日午夜起開始低降，25日一天內降 40.5 mb。中心經過後，氣壓之上升更快，18小時內上升約 45 mb。見圖 5 中之氣壓變遷曲線。

娜定通過臺灣時各地出現之最低氣壓及其同時分析，見圖 6 所示。圖中可見本省僅臺東一地出現低於 960 mb 之氣壓，其餘通過地區都不過降至 970 mb，北部地區僅約 980 mb，故而災情不大。最低氣壓出現之時間大致自南向北延緩，恒春及蘭嶼早在25

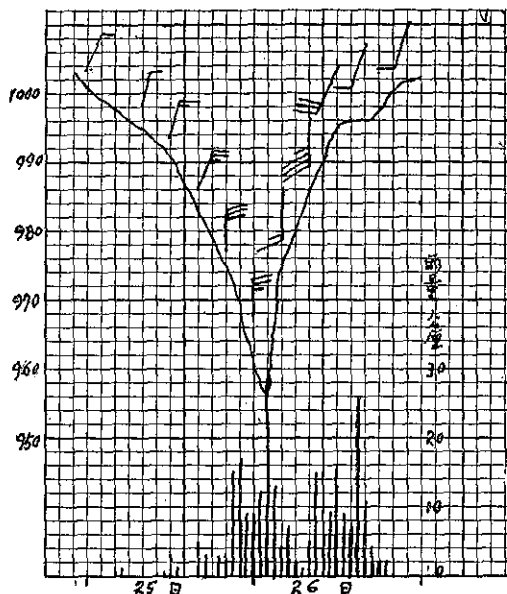


圖 5. 娜定颱風經臺東時，該站測得之氣壓，風向風速（全翅每秒 5 公尺）及每時雨量。

Fig. 5. The sequence of pressure, wind direction and speed (full barb-5m/s) and hourly rainfall which were observed at Taitung during typhoon Nadine's passage.

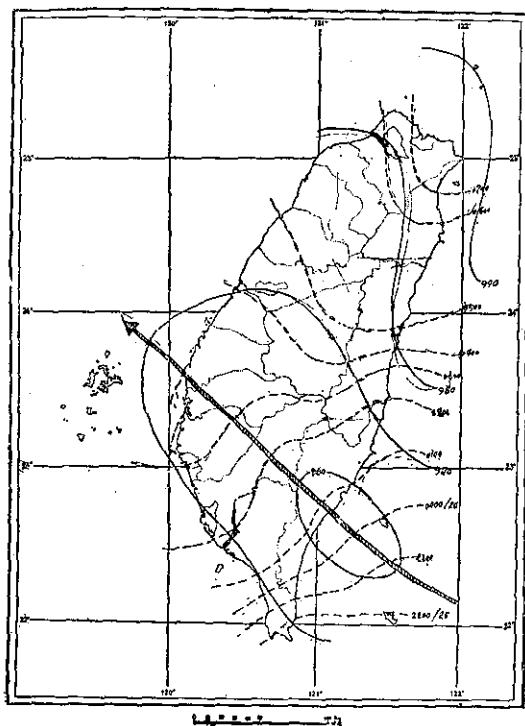


圖 6. 娜定颱風侵臺期間各地出現之最低氣壓同時分析。

Fig. 6. The distribution of minimum pressure and its isotomic analysis in Taiwan during typhoon Nadine's passage.

表一、娜定颱風侵襲期間本局所屬各測站颱風紀錄綱要

Table 1. The meteorological summaries of CWB stations during Nadine's passage 60年7月24-26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 (10m/s)
		日	時	分		日	時	分	風速	風向	氣壓	氣溫	濕度		時間	日	時	
澎湖	990.3	26	04	00	29.0 SSE	26	11	30	48.3	SSE	992.6	25.9	79	26 10 35	10.3	25 13 18 26 13 10	25 03 00 27 05 00	
基隆	986.0	26	11	00	24.0 S	25	10	20	50.0	S	1000.9	30.0	82	25 10 19	80.3	25 10 17 26 09 15	25 14 10 26 17 10	
鞍 部	887.8*	26	06	14	43.0 SE	26	10	20	—	—	—	—	—	—	82.7	25 06 35 26 07 50	25 14 00 26 17 00	
淡 水	979.5	26	05	19	29.3 SE	26	08	00	46.9	SE	979.7	26.6	81	26 05 21	44.5	25 04 32 26 20 30	25 11 00 26 16 00	
竹子湖	983.6	26	05	00	10.2 NE	26	08	00	—	—	—	—	—	—	100.2	25 06 40 26 08 20	—	
臺 北	981.0	26	06	00	20.0 ESE	26	06	00	41.0	ESE	984.6	25.2	87	26 01 48	68.0	25 05 25 26 20 10	25 20 15 26 14 30	
新 竹	970.5	26	05	30	18.3 NE	25	21	25	25.2	NE	986.0	28.0	73	25 21 40	8.5	25 11 15 26 19 10	25 19 30 26 05 40	
臺 中	969.8	26	04	08	10.5 S	26	15	00	14.7	N	981.6	27.6	67	25 19 32	28.9	26 06 39 26 20 56	26 14 50 26 15 30	
日月潭	863.3*	26	04	30	11.0 ESE	26	06	10	—	—	—	—	—	—	35.6	25 19 55 26 22 50	26 02 40 26 08 30	
澎 湖	972.2	26	03	10	24.0NNW	25	23	05	33.9	NNW	980.0	27.2	83	25 22 58	66.6	26 03 45 26 22 40	25 08 20 27 11 00	
嘉義	967.4	26	03	00	19.0 SSE	26	18	00	25.9	SSE	986.8	23.3	100	26 11 25	116.6	25 22 28 26 22 10	25 14 00 26 22 00	
阿里山	2793.7**	26	03	00	21.7 SE	26	09	20	28.0	SE	2887.5*	14.6	98	26 09 02	260.5	25 06 20 27 05 00	25 07 00 26 18 10	
玉 山	2777.1**	26	03	00	40.0 SW	26	18	20	—	—	—	—	—	—	140.7	25 04 00 26 16 20	25 17 00 27 11 10	
永 康	970.0	26	03	00	15.0 N	25	20	30	25.0	N	979.7	27.0	78	25 20 10	193.7	25 06 36 26 10 45	25 17 45 26 20 10	
臺 南	969.3	26	03	00	14.3 S	26	18	00	27.8	NNE	980.6	28.4	73	25 19 15	178.0	25 06 40 26 20 12	25 18 30 26 18 40	
高 雄	970.2	26	03	00	25.0WNW	26	07	50	38.2	WNW	980.6	24.2	100	26 07 50	180.5	25 05 34 26 20 05	25 03 30 26 20 20	
東吉島	971.3	26	02	50	31.7 N	25	23	50	43.2	N	976.3	27.3	86	25 23 43	74.4	26 04 10 26 21 30	25 07 50 26 22 00	
恆 春	974.0	25	22	00	16.7 SSW	26	08	30	26.0	SSW	990.4	23.8	99	26 07 35	306.6	24 19 30 26 18 20	25 21 00 26 16 00	
蘭 嶼	968.0	25	22	00	48.7 SW	25	23	00	51.0	SW	973.2	26.2	89	25 22 55	126.9	25 03 10 26 16 45	24 17 00 繼續大風	
大 武	966.7	26	00	00	13.0 SSW	26	19	50	26.7	SSW	996.2	24.2	92	26 14 26	256.1	25 03 30 26 20 00	26 06 00 26 10 00	
臺 東	955.7	26	01	32	21.0 SSW	26	01	32	33.0	SSW	990.2	24.0	98	26 09 05	268.8	24 03 30 26 22 25	25 14 40 26 16 40	
新 港	966.3	26	00	55	34.0 N	25	19	40	45.0	N	980.3 977.5	23.6 24.3	98 96	25 17 27 25	292.9	25 03 35 26 18 30	25 03 30 26 20 50	
花 蓮	984.3	26	05	22	22.3 S	26	08	10	32.0	NE	987.5	24.5	97	25 21 25	156.7	25 03 12 26 20 12	25 11 37 26 15 38	
宜 蘭	985.6	26	06	50	19.0 SE	26	07	00	27.2	SE	986.2	25.3	94	26 06 40	40.1	25 04 50 26 11 20	25 20 00 26 17 00	

\* 仍沿用測站氣壓 mb 數

\*\* 已換算為 700 mb 面高度重力公尺數。

日22時氣壓已降至最低。臺北則延至26日6時始出現最低氣壓。

## (二) 風

圖4中可見娜定颱風之中心附近風速自21日起逐漸增加，至24日20時到達每秒75公尺最大風速，此後即直線下降。然中心附近風速之低減似不及氣壓上升之快，據此曲線估計，中心登陸臺東附近時，最大風速仍超過50 m/s。但臺灣各地實際上出現之風，則由於地形之影響頗有出入。

自圖5中臺東出現風之轉變，與氣壓曲線配合甚佳，中心經過前自北北東風轉北風，風力不斷增強，中心經過後，急轉為南風，正好相差180度。此後風向順轉為西南風。所可注意者臺東之最大風速出現時刻，較氣壓最低延遲7小時以上，且遠較新港為小。後者早在25日19時40分即已出現34 m/s之最大風速，瞬間最大陣風且達45 m/s，均為北風，主要因新港測候所較暴露之故。

外島之風仍以蘭嶼為最大，25日23時出現48.7 m/s之最大風速，風向為SW，但最大陣風也不過51 m/s。基隆之最大風速雖僅24 m/s，而瞬間最大竟達50 m/s；彭佳嶼最大風速29 m/s，陣風則達48.3 m/s。淡水最大風速29.3 m/s，陣風亦達46.9 m/s。鞍部因地形有利，最大風速亦達43 m/s。可



圖7. 娜定颱風過境期間臺灣之等雨量線。  
Fig. 7. The distribution of rainfall in Taiwan during typhoon Nadine's passage.

見娜定雖在臺東附近登陸，臺灣東北部出現之風亦甚可觀，為造成北部災害之重要因素。

娜定颱風過境，本局所屬各測候所之氣象要表綱要見表一。

## (三) 降 水

圖7中可見娜定颱風過境，臺灣各地之雨量僅達中等強度，恒春最多亦不過306.6公厘，新港居於次，為292.9公厘；臺東再次，為268.8公厘。另阿里山亦達260.5公厘，其餘超過100公厘者尚有竹子湖、嘉義、玉山、永康、臺南、高雄、蘭嶼、花蓮等處。大武與臺東不相上下，計256.1公厘。

圖5內可見臺東之降水以中心經過時最大，一小時內幾達30公厘，中心經過後在旺盛之西南氣流內雨勢亦甚可觀。

北部之雨量不多，臺北僅獲68公厘。

## 五、災 情

強烈颱風娜定侵襲本省，所造成之災害，根據警務處之統計，計：

- (一) 死亡25人（臺北市1人，基隆市1人，臺北縣1人，雲林縣1人，臺南縣1人，南投縣5人，屏東縣2人，花蓮縣11人，臺東縣2人）。
- (二) 失蹤25人（臺南縣2人，屏東縣1人，花蓮縣13人，澎湖縣9人）。
- (三) 不明屍體二具（花蓮縣）。
- (四) 重傷38人（臺北市7人，臺北縣5人，嘉義縣1人，花蓮縣16人，宜蘭縣1人，屏東縣1人）。
- (五) 輕傷80人（臺北市4人，基隆市4人，臺北縣14人，新竹縣3人，桃園縣2人，南投縣2人，苗栗縣2人，雲林縣2人，高雄縣1人，花蓮縣33人，臺東縣6人，宜蘭縣6人，屏東縣1人）。
- (六) 房屋倒塌：
  1. 全倒2,669間（臺北市17間，基隆市28間，臺北縣101間，桃園縣7間，宜蘭縣117間，新竹縣13間，苗栗縣2間，南投縣2間，彰化縣23間，雲林縣120間，嘉義縣24間，臺南縣42間，屏東縣64間，高雄縣262間，花蓮縣964間，臺東縣881間，澎湖縣一間，高雄市1間）。
  2. 半倒3,919間（臺北市103間，基隆市212間，臺北縣422間，宜蘭縣291間，桃園縣58間，臺中縣2間，南投縣10間，彰化縣8間，雲林縣144間，嘉義縣19間，臺南縣74間，屏東縣155間，高雄縣235間，花蓮縣964間，臺東縣940間，澎湖縣2間，新竹縣12間，高雄市1間）。
- (七) 船舶：宜蘭縣沉沒漁船一艘，屏東縣沉沒漁船一艘，澎湖縣沉沒漁船三艘，舢舨二艘。
- (八) 特別災情：
  1. 花蓮縣：木瓜溪林區發生山崩，工人被活埋。
  2. 南投縣：清華大學學生六人，臺灣大學學生一人，21日結伴登山，於25日在奇萊山返回途中遭遇風雨，死亡5人。（戚啓勳）

# 民國六十年颱風調查報告 研究室

## 第三號颱風艾妮絲

### *Report on Typhoon "Agnes" Research Section*

#### *Abstract*

During the morning of 17 September, a weak cyclonic circulation was developed to a tropical storm in the northeast of Luzon which was named Agnes. The storm reached typhoon intensity twenty-four hours later, then changing its direction from northwest to west.

By 8 a.m. 18 September, the weather radar at Hualien discovered the eye of typhoon located at  $23.0^{\circ}\text{N}$ ,  $123.2^{\circ}\text{E}$ . Meanwhile, she went slow as high pressure from the mainland was moved toward Taiwan.

Nevertheless, typhoon Agnes landed at 06:25 p. m. on the east coast between Hualien and Ilan. The storm although rated medium to mild, brought considerable disruption to communications of Taiwan in northern sections. Maximum wind velocities on Taiwan itself were founded at those mountain stations. Highest wind speed in ten minutes was recorded to 27.5 meters per second at Anpu, Yangmingshan and 29.0 meters per second at Yushan, the highest station in Taiwan. Pengchiayu and Lanyu, the nearby small islands, were recorded at 30.2 meters per second and 29.7 meters per second with peak gust up to 40.3m/s and 32.5 m/s respectively.

The storm also brought torrential rains to the northeastern and southwestern portions of the island. Total rainfalls in the period of 17-19 September were 442.5 millimeters at Anpu, 407.6 millimeters at Chutzhu, 324.4 millimeters at Yushan, 260.3 millimeters at Alishan, 249.4 millimeters at Tainan and 246.7 millimeters at Tamsui.

Flooding in Taipei was reported extremely serious in area of Mushan and all the lower areas of the city were badly flooded.

Many highways in central and northeastern portion were closed to traffic due to dangerous flooded. Two persons were reported missing by flash flood currents.

The Taiwan Police Department reported the damage and casualty associated with Agnes were as follows: 1 was killed, 5 were missing, 3 were injured, 49 houses were completely destroyed and also 56 houses were partially damaged.

## 一、前言

娜定於七月底過境後，大約有一個半月臺灣地區未受颱風滋擾，直至九月中，艾妮絲 (Agnes) 在巴林坦海峽東方海面育養，17日發展成輕度颱風後即移向臺灣，翌日到達颱風強度，中心在花蓮附近登陸。以其生命史短暫，威力不強，未造成重大災害，但北部之雨量則相當豐沛，鞍部不足兩日內獲得 442.5 公厘之雨量，竹子湖亦超過 400 公厘。但花蓮之最大風速不過 10.7 m/s，海拔較高之鞍部及玉山反而接近 30 m/s。瞬間風速以彭佳嶼最大，超過 40 m/s。

當艾妮絲中心位置在  $21.2^{\circ}\text{N}$ ,  $124.8^{\circ}\text{E}$  時，本省發出第4次第1號海上颱風警報，當時為17日10時10分，當天午後4時即改發海上及陸上颱風警報。19日15時30分，艾妮絲之中心已在馬祖南方約 100 公里之海面上，乃發佈解除警報。第一次陸上警報發佈時刻距中心在18日18時25分登陸為26小時25分，堪稱適時。

24小時後中心位置之預測共發佈五次，事後核對，平均向量誤差為93哩。

## 二、艾妮絲颱風之發生及經過

在9月14日之地面天氣圖上，東亞大陸為一高壓區，海上則為低壓區，因錫低壓之中心在堪察加半島之尖端。東經 130 度，北緯 20 度處有一熱帶性低壓，有漸趨活躍之跡象。

16日之地面圖上，大陸高壓在高緯度已有一部份出海，阿留申低壓內伸出之極鋒，尾部在日本九州以南，黑龍江以北出現另一低壓。此種天氣圖形勢，殊有利於颱風之發展。故在17日即成為輕度颱風，命名為艾妮絲，午後4時飛機偵得中心在  $21.6^{\circ}\text{N}$ ,  $125.1^{\circ}\text{E}$ ，中心氣壓 980 mb，中心最大風速為 22 m/s，以時速 8 哩移向北北西。當天20時以後，此一颱風即始終在花蓮雷達涵蓋之內。

18日8時，花蓮雷達測得艾妮絲之中心在  $23^{\circ}\text{N}$ ,  $123.2^{\circ}\text{E}$ ，15 m/s 之暴風半徑為 120 哩，中心最大風速為 20 m/s，但 6 小時後即增強為 32 m/s。艾妮絲幾乎與後方馬利安納羣島附近之貝絲 (Bess) 同時發展。但在18日之地面天氣圖上已可見大陸高壓中心自貝加爾湖南下，有阻截艾妮絲之趨勢，由此亦使其雨量增多，冷鋒自九州南方延伸至東海。

艾妮絲初向北北東進行，18日2時到達石垣島南方後，一度折向西方，6小時後再轉為偏北，故14時測得中心在花蓮東方約 130 公里之海面上，即北緯  $23.6^{\circ}$ ，東經  $122.8^{\circ}$ 。傍晚6時25分，終於在花蓮宜

蘭間登陸，隨即減弱為輕度颱風，向西緩慢進行。

19日2時，艾妮絲之中心位置在新竹臺中間之沿海，改為北移，再轉西北。14時中心在馬祖南方約 100 公里之海面上。20時登陸後即趨消滅。

艾妮絲颱風之最佳路徑見圖 1。

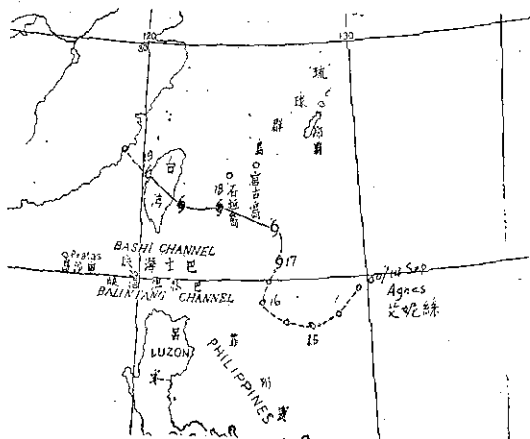


圖 1. 艾妮絲颱風之最佳路徑 (60年9月14日至19日)  
Fig. 1. The best track of typhoon Agnes 14-19 Sep. 1971.

## 三、艾妮絲颱風之路徑與天氣圖形勢

艾妮絲颱風之路徑甚短，而走向頗不穩定，育養期間，低壓之路徑呈順時鐘向之彎曲；17日發展成輕度颱風後改為反時鐘向彎曲。登陸臺灣之前，路徑極不穩定，穿過臺灣時路線又有曲折，整個路線殊難劃分階段。茲就當時之天氣圖情況分析如下：

9月16日8時之地面天氣圖上艾妮絲北方自我國東北、蘇俄海濱省至北海道，為一廣大之高壓區，即將全部移出，後方有一顯著之極槽移入，我國東部氣壓梯度甚弱，可見艾妮絲如育成，以北進最為有利。20時之地面圖上極槽正好在艾妮絲之北方。500 mb 圖上，石垣島與臺北間有輻合氣流，華南上空屬反氣旋形渦旋度，而華東上空則為氣旋形渦旋度，30度北緯形成輻散流，此種形勢使艾妮絲之發展緩慢。

17日，艾妮絲育成後，中心北移，此時貝加爾湖之高壓已南下，華中之氣壓梯度加深。艾妮絲之深度既不大，勢必受冷流之影響，無法繼續北進，故在18日之地面天氣圖上，顯示其一度停滯不進，隨後即移向西方。此時高壓中心已在河套附近，海上高壓之中心亦在相當之緯度，中緯度形成一鞍式高壓帶。我國東南地區之氣壓梯度急速增加，逼退艾妮絲之路徑動盪不定。

及至登陸臺灣，一方面由於摩擦作用之影響，另

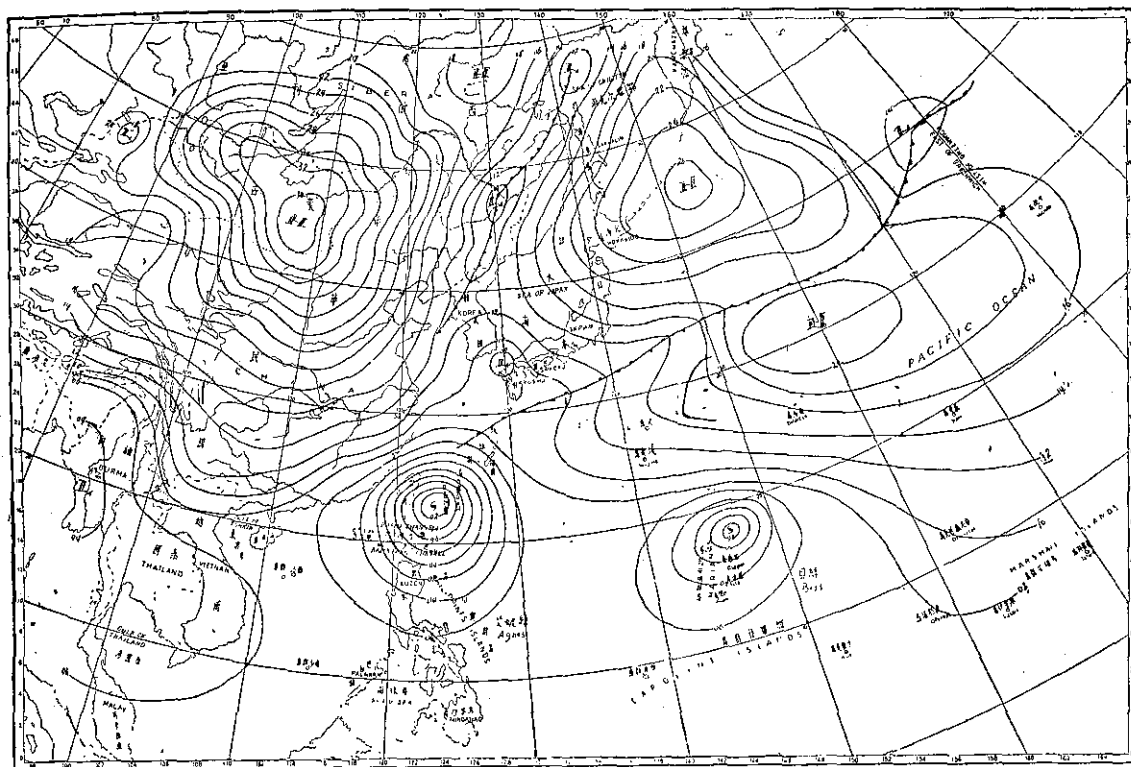


圖 3. 民國60年9月18日8時500毫巴圖  
Fig. 3. 500mb chart, 0000 GMT, 18 Sept. 1971.

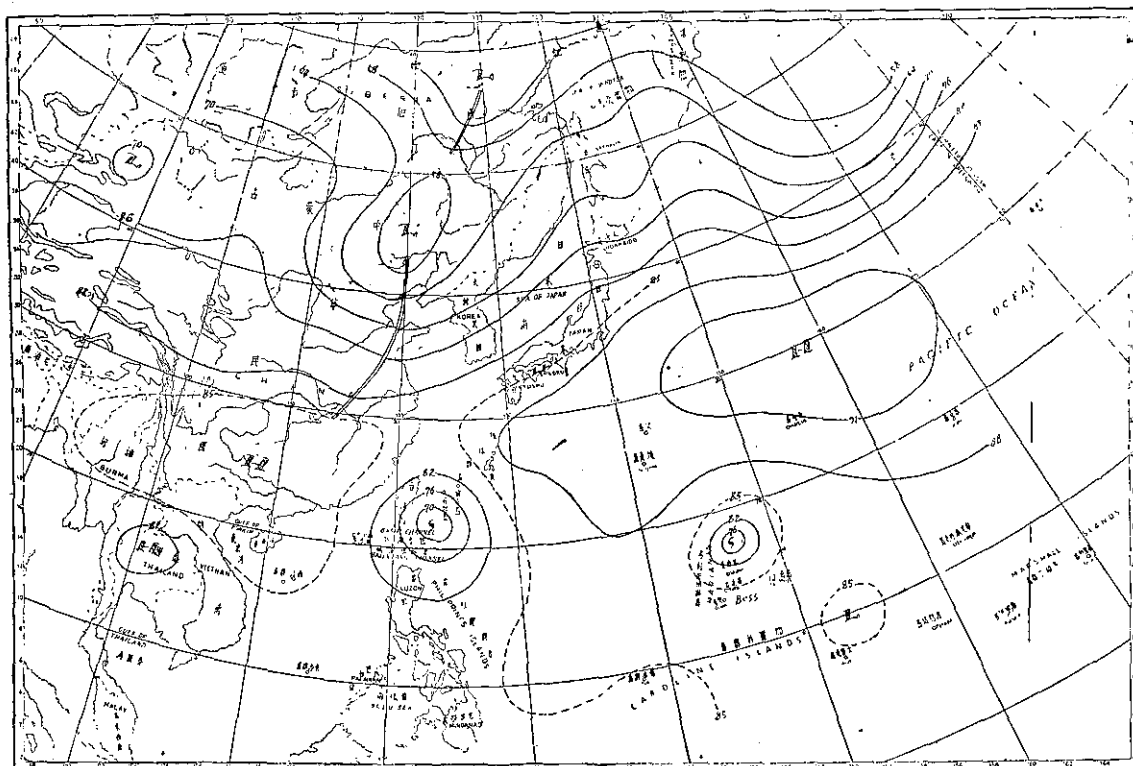


圖 2. 民國60年9月18日8時地面天氣圖  
Fig. 2. Sea level synoptic chart, 0000 GMT, 18 Sept. 1971.

一方面則由於冷空氣之加入，故越過臺灣海峽即趨消滅。

綜上所述，可見艾妮絲之所以有如此路徑，最初受極槽之影響而稍偏北，隨後因大陸高壓之南下，且中緯度連成一高壓帶而轉為向西，再受冷空氣之衝擊而路徑動盪不定，最後因高壓阻擋而迅趨消滅。

艾妮絲颱風侵襲臺灣前，地面天氣圖及 500 毫巴圖上之形勢見圖 2 及圖 3。

#### 四、艾妮絲颱風侵台期間各地氣象演變

由於艾妮絲颱風歷史短暫，威力不大，故而侵臺期間各地出現之風力不强，僅高山及外島出現 20m/s 以上之風速，本島平地以臺中最大，10 分鐘之平均最大風速達 18.8 m/s，瞬間最大達 28.6 m/s，實屬少有之現象。雨量方面則由於大陸高壓之南下，東北風加入產生抬升作用，各地所得雨量相當可觀，尤以陽明山區為顯著，鞍部達 442.5 公厘，玉山亦超過 300 公厘；東南沿岸反較少。

茲將艾妮絲颱風侵襲期間，各種氣象要素之演變



圖 4. 艾妮絲颱風之中心氣壓及最大風速之演變（實線氣壓，虛線風速）

Fig. 4. The variation of the lowest pressure and maximum wind velocity of Typhoon Agnes (Solid line-pressure, Broken line-wind velocity)

情形說明如下：

#### (一) 氣 壓

艾妮絲本身之中心氣壓不深，自 16 日起逐漸降低，至 18 日到達最深，20 時測得為 975 mb，此後即填充，19 日 8 時後中心氣壓之升高更快，12 小時內上升 20 mb，而趨於消滅。由此可見登陸臺灣時適當其發展最盛之階段。

花蓮 18 日 18 時記錄得最低氣壓為 979.3 mb，與上述 975 mb 相差不多，足證中心極靠近花蓮，且登陸適在極盛時期，圖 5 中花蓮所得之氣壓變遷曲線，自此曲線中亦可看出 17 日至 18 日上午花蓮之氣壓頗不穩定，實受路徑動盪之影響。中心經過後，19 日晨間花蓮之氣壓一度平穩，至夜晚始逐漸上升，恢復正常。

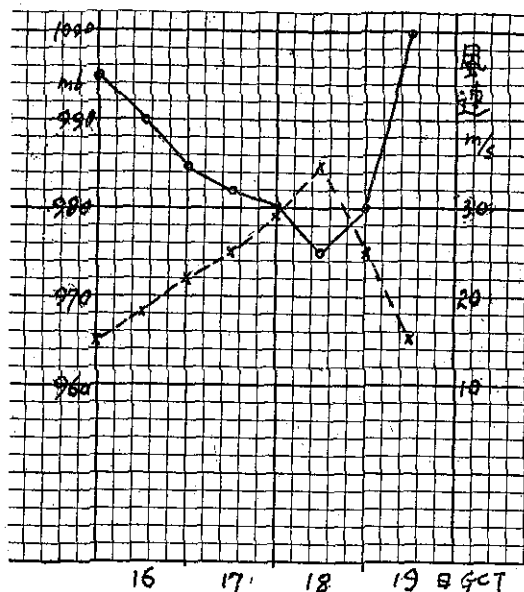


圖 5. 艾妮絲颱風侵襲期間，花蓮所測得之氣壓、風向風速（全翅為 5 m/s）及逐時雨量。

Fig. 5. The sequence of pressure, wind direction and speed (full barb 5m/s) and hourly rainfall which were observed at Hualien during typhoon Agnes' passage

圖 6 為艾妮絲颱風經過期間臺灣各地所出現之最低氣壓及其同時分析，圖中可見中心以北最低氣壓隨距離之相差遠較中心以南為大。易言之，蘭嶼及綠島一帶受臺灣地形之影響，有形成副低壓之趨勢。

各地最低氣壓出現之時間頗為規律，臺灣北部自登陸處自西北向迅速落後，中部自東向西延遲，南部

表一、艾妮絲颱風侵襲期間本局所屬各測站颱風紀錄綱要

Table 1. The meteorological summaries of CWB stations during Agnes' passage

60年9月17-19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 時間	雨 量 總計 (mm)	起止時間			風力 <sup>6</sup> 級 以上 之 間 (10m/s)
		日	時	分		日	時	分	風速	風向	氣壓	氣溫			濕度	日	時	
彭佳嶼	991.0	18	23	52	30.2 ESE	19	04	26	40.3	ESE	994.6	26.3	83	19 07 20	142.0	17 16 14 19 10 05	17 15 50 19 18 10	
基 隆	990.9	19	03	00	18.0 N	18	08	10	32.3	N	998.3	26.0	96	18 08 04	200.1	17 10 26 19 17 03	17 15 10 19 09 10	
鞍 部	898.9 <sup>*</sup>	19	03	00	27.5 S	19	07	20	—	—	—	—	—	—	442.5	17 12 28 19 10 30	17 24 00 19 12 00	
淡 水	988.2	19	04	00	14.0 SE	19	07	20	25.0	SE	991.0	27.5	72	19 07 19	246.7	16 05 10 19 17 00	19 04 00 19 07 20	
竹子湖	989.0	19	03	00	10.7 NW	18	11	00	—	—	—	—	—	—	407.6	17 18 28 19 09 45	18 13 00 18 19 00	
臺 北	989.0	19	03	00	11.7 ENE	18	16	10	22.0	ENE	992.3	25.7	94	18 16 00	239.1	06 07 53 19 17 35	17 09 40 19 08 06	
新 竹	985.4	19	02	25	15.7 NNE	18	16	50	20.0	NNE	991.4	23.2	99	18 15 50	179.5	16 08 20 19 17 35	18 10 00 19 22 00	
臺 中	985.4	18	19	40	18.8 N	18	19	10	28.6	N	987.0	23.4	95	18 19 06	63.1	18 02 35 19 17 30	18 19 00 18 21 00	
日月潭	877.8 <sup>*</sup>	18	21	00	6.0 SSW	19	08	00	—	—	—	—	—	—	57.6	17 16 25 19 17 00	—	
澎 湖	993.6	19	04	08	20.3 NNW	18	20	50	26.2	NNW	996.8 <sup>*</sup>	24.5	85	18 16 30	104.8	18 16 08 19 18 30	18 09 15 19 12 25	
嘉 義	987.5	18	23	20	16.0 NW	18	19	40	26.3	NNW	991.4	22.8	98	18 19 00	196.6	18 04 08 19 17 00	18 08 00 19 06 00	
阿里山	2934.2 <sup>**</sup>	18	22	00	7.7 W	18	20	40	14.2	W	2942.8 <sup>*</sup>	13.2	100	18 20 40	260.3	17 17 10 19 17 00	—	
玉 山	2902.9 <sup>**</sup>	18	22	00	29.0 S	19	16	50	—	—	—	—	—	—	324.4	17 18 00 19 17 20	18 14 40 20 09 10	
永 康	992.7	19	01	00	16.7 NNW	18	17	20	24.0	NNW	994.3	22.9	97	18 17 12	196.8	18 04 45 19 17 35	18 10 10 19 01 20	
臺 南	992.7	19	00	25	15.0 NW	18	21	04	27.2	NNW	994.6	24.6	89	18 14 28	249.4	18 05 08 19 18 20	18 15 15 19 02 45	
高 雄	991.9	19	00	20	17.2 WNW	19	01	20	34.8	NNW	992.0	23.1	100	19 00 20	88.0	18 05 44 19 20 10	18 12 00 19 06 00	
東吉島	993.6	19	01	50	24.7 NNW	18	23	00	34.3	NNW	996.0	24.5	91	18 19 58	66.9	18 16 25 19 17 00	17 17 00 19 12 40	
恆 春	991.1	18	15	00	17.0 NW	18	15	20	26.0	NW	991.3	25.2	85	18 15 17	54.7	17 12 56 19 14 12	19 10 00 18 04 00	
蘭 嶼	983.7	18	16	00	29.7 SW	18 24 00 19 01 00			32.5	SW	990.2	23.7	95	18 24 00	21.2	18 04 50 19 03 40	17 14 00 19 12 00	
大 武	984.7	18	19	45	8.7 SSW	18	22	30	18.0	SSW	990.1	24.8	82	19 01 47	29.5	17 14 21 19 14 10	—	
臺 東	981.2	18	19	45	11.0 SSW	19	10	10	16.2	SSW	997.0	30.1	71	19 19 58	26.3	18 03 05 19 16 00	17 14 00 19 11 00	
新 港	982.3	18	18	35	13.5 NNE	17	13	45	19.5	NNW	997.5	30.0	77	17 13 50	60.1	17 08 30 19 06 35	17 12 25 19 15 15	
花 蓮	979.3	18	18	00	10.7 NNE	18	15	00	19.6	N	992.8	26.1	88	18 10 00	189.3	17 08 31 19 11 06	18 15 00 18 20 00	
宜 蘭	989.9	18	17	00	14.5 N	18	17	00	18.9	N	990.0	24.4	100	18 16 54	250.1	17 19 10 19 11 15	18 14 00 19 02 00	

\* 仍沿用測站氣壓 mb 數

\*\* 已換算為 700 mb 面高度重力公尺數。

則自南端向西北方落後。

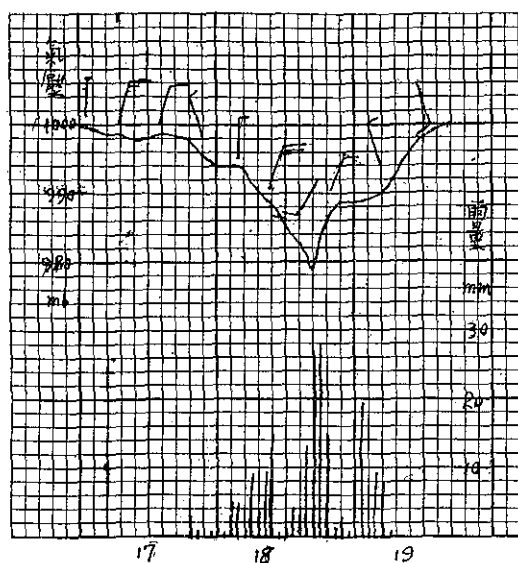


圖 6. 艾妮絲颱風經過臺灣時各地出現之最低氣壓及其同時線分析。

Fig. 6. The distribution of lowest pressure and its isotimic analysis in Taiwan during Agnes' passage.

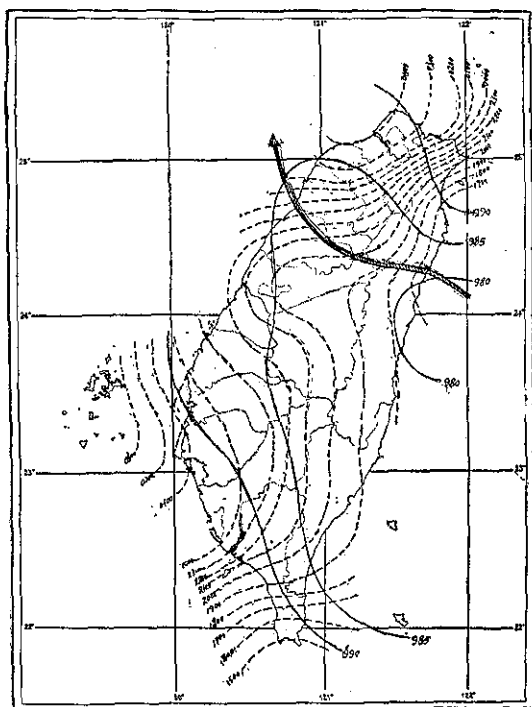


圖 7. 艾妮絲颱風過境期間臺灣各地之雨量 (民國60年9月17-19日)

Fig. 7. The distribution of rainfall in Taiwan during Agnes' passage.

## (二) 風

艾妮絲颱風中心附近之最大風速與中心氣壓之變遷配合甚佳，即自16日起風速逐漸增大，至18日20時中心氣壓最低時風最大，經測得為每秒30公尺，但中心在鄰近登陸之花蓮，僅得 10.7 m/s 之最大風速，陣風最強亦不過 19.6 m/s。主要原因實由於花蓮測候所之地址較隱蔽，相信美崙地區陣風最大必超過 30 m/s。蓋彭佳嶼之最大風速為 30.2 m/s，瞬間最大達 40.3 m/s。鞍部之最大風速為 27.5 m/s，超出臺北達一倍以上。由此可見海拔及地形影響風速之重要。

## (三) 降 水

艾妮絲颱風經過期間，臺灣地區之雨量分佈見圖 7，圖中可見雨量主要集中在大霸尖山、玉山及阿里山，以及陽明山區。鞍部自17日12時28分至19日10時30分共降 442.5 公厘之豪雨，竹子湖為407.6公厘。玉山16日18時至19日17時20分為 324.4 公厘，平地則以宜蘭、淡水、及臺南最多，多約 250 公厘。最少在西海岸及東南海岸，均不足50公厘。

由此可見，艾妮絲所造成之災害，主要為豪雨所致。

## 五、災 情

艾妮絲颱風過境，由於風力不大，損害殊為輕微，根據臺灣省警務處之統計，各縣市之損害如下：

- (一) 死亡 1 人 (臺中市)
- (二) 失蹤 5 人 (臺北市 2 人，花蓮縣 2 人，桃園縣 1 人)。
- (三) 輕傷 3 人 (基隆市，雲林縣，臺南縣各 1 人)
- (四) 房屋全倒 49 間 (彰化縣 23 間，臺中縣 1 間，南投縣 1 間，雲林縣 11 間，嘉義縣 1 間，臺南縣 8 間，臺南市 3 間)。
- (五) 房屋半倒 56 間 (宜蘭 3 間，基隆市 1 間，臺中縣 16 間，彰化縣 9 間，南投縣 8 間，雲林縣 12 間，臺南縣 7 間)。
- (六) 交通：
  - 1. 蘇花公路、橫貫公路交通中斷。
  - 2. 宜蘭縣清水橋沖毀 150 公尺。
  - 3. 北縣濱金公路 35 號附近塌方，單線通車。
  - 4. 北縣新店至烏來公路加九寮塌方。
  - 5. 竹東大橋橋墩沖毀 10 公尺，單線通車。
  - 6. 新竹關西至玉山公路交通受阻。
  - 7. 南投縣信義至和社木造橋沖毀二座。
  - 8. 阿里山鐵路塌方二處，長 20 公里。

此外，臺北地區因艾妮絲颱風帶來豪雨及海水大量倒灌影響，蘆洲國立華僑大學先修班師生、眷屬有 300 餘人被深達 6 公尺之洪水所困。(戚啓勳)

# 民國六十年颱風調查報告 研究室

## 第四號颱風貝絲

### *Report on Typhoon "Bess" Research Section*

#### *Abstract*

No sooner after typhoon Agnes passed through Taiwan, a most severe typhoon named Bess followed in, causing seriously damages to this island. Both typhoon developed almost in same time.

On the morning of 18 September, Bess intensified to typhoon force and was positioned at  $17.9^{\circ}\text{N}$ ,  $147.1^{\circ}\text{E}$  by aircraft reconnaissance. Later on, the typhoon intensified very rapidly and moved with a westly course. The center pressure fell approximately 95mb to 905mb (the lowest pressure recorded within her life history) during 17-19 September.

The Central Weather Bureau declared its first Land Typhoon Warning at 08:10 am. 21 September as typhoon Bess directly toward the island. The eye of Bess at 8 p.m. was located at about 600 kilometers eastsoutheast of Hualien. The exact position was at  $22.9^{\circ}\text{N}$ ,  $127.3^{\circ}\text{E}$ .

Bess moved at a speed of 25 kilometers per hour in the direction of westnorthwest. Maximum winds near the center of the storm was estimated to 65 meters per second, while radius of 17 m/s was 300 kilometers and that of 25 m/s was about 100 kilometers.

Fortunately, typhoon Bess had already filling and reduced its intensity before its center landed on the east coast near Ilan at 10 p.m. 22 September. The eye of the storm passed Taipei from 10:20 to 11:05 p.m. and was estimated to about 25 kilometers in diameter. The storm churned out to sea at 5 a.m. 23 September near Taoyuan.

Highest sustained winds were recorded to 55.6 m/s at Pengchiayu and 35.0 m/s at Keelung with peak gust up to 66.2 m/s and 67.0 m/s respectively. Alishan Station reported that 475 mm of rainfall fell within the period of 13:35, 21st-18:00 23rd, September. Anpu, Yangming shan reported that 387.5 mm fell within the period of 11:30 21st to 09:00 23 rd September.

Flooding in Taipei was extremely bad in places. All main roads out of Taipei were cut by the storm. Flooding also disrupted rail transportation on the Tamsui, Ilan and Keelung lines. Land slides blocked vehicle traffic on the Suao-Hualien Highway and Cross Island Highway. Strong winds and heavy rains snapped high tension lines and knocked transformers out of order.

Serious damage was done to rice, sugarcane and banana crops.

Afterward, Taiwan Provincial Police Department reported altogether 30 persons were killed, 6 missing, 149 injured, and also 2,260 houses were completely destroyed and other 3,845 partially damaged.

## 一、前言

第三號侵臺颱風艾妮絲在臺灣通過不久，極強烈之颱風貝絲 (Bess) 跟蹤而至，造成本省今年颱風季內第四次災害，亦為最嚴重之一次。登陸前，以其路徑極似 52 年之葛樂禮，乃引起極大之驚恐，幸侵臺前速度並未轉緩，亦未偏北，乃得逃過大難。外島記錄得之最大風速，以彭佳嶼居於首位，得 55.6m/s，瞬間最大風速達 66.2m/s。基隆最大風速為 35m/s，瞬間最大陣風竟達 67m/s。雨量則主要集中在北部山區及中南部山區，阿里山 21-23 日共得 475 公厘，陽明山鞍部為 387.5 公厘。

貝絲颱風造成之災害以北部六個縣市較嚴重，包括：基隆市、宜蘭縣、臺北縣、臺北市、桃園縣、新竹縣等。臺北市若干地區之積水極為嚴重。

當貝絲颱風中心在恆春東方約 1,200 公里之海面上，即北緯 21.8 度，東經 131.8 度時，本省發出第 5 次第 1 號海上颱風警報。當時於 9 月 20 日 21 時 30 分。大約 12 小時後即改發海上及陸上颱風警報，中心實際登陸時間為 22 日晚 10 時，距第一次發陸上警報之 21 日 8 時 10 分為 35 小時 50 分，堪稱發佈適時。23 日 10 時 30 分中心在馬祖南方約 90 公里之海面上，乃發佈解除警報。

在此警報發佈期間，本局預測 24 小時後之中心位置 4 次，事後核對平均向量誤差為 54 哩，12 小時中心位置預測 4 次，平均向量誤差為 34 哩。由於貝絲之走向及速度均少變化，故本次颱風預報之成果極為良好。

茲將貝絲颱風發生經過及各地氣象情況檢討如下：

## 二、貝絲颱風之發生及經過

9 月 16 日 20 時之地面天氣圖上，當艾妮絲在呂宋島之東北方發展時，加羅林羣島之東北方亦產生一熱帶低壓，其時副熱帶高壓之軸線近似正常位置，即北緯 30 度上下。故預期育成熟帶紛擾後當向西推進。

在 17 日之地面天氣圖上，艾妮絲發展成熱帶風暴大約比貝絲提前 12 小時，亦即貝絲在 20 時發展成輕度颱風，當時飛機偵察測得中心在 17°N，

148.8°E，中心最大風速為 30m/s，中心氣壓 990mb，以時速 10 哩走向西北西。

12 小時後，貝絲正式到達颱風強度，中心到達 17.9°N, 147.1°E，當時大陸高壓正南下，冷空氣前鋒與艾妮絲相激盪。貝絲遠在東方，乘機勢力大增，並加速西進。19 日 8 時，測得中心在 19.9°N, 141.2°E，中心最大風速增為 45m/s，中心氣壓降為 925mb，以時速 16 哩走向西北西。當時艾妮絲正穿越臺灣。

19 日 20 時，飛機偵測證知中心到達 20.4°N, 138.2°E，中心最大風速增為 63m/s，15m/s 之暴風半徑達 300 哩，25m/s 之半徑為 100 哩，顯已發展為強烈颱風。

自 20 日 8 時至 21 日 8 時為貝絲颱風之極盛時期，中心氣壓保持 905mb，最大風速在 65m/s 上下，25m/s 之半徑達 150 哩。走向保持西北西，時速 14-15 哩。此時大陸高壓在中緯度出海，北太平洋高壓分為兩個中心，一在日本東南東方，一在阿留申羣島之南方。20 日 8 時，飛機偵得中心在 21.1°N, 135°E，12 時則為 21.8°N, 131.8°E，21 日 8 時已進抵 22.2°N, 129.6°E。此時中心位置尚在花蓮東南方約 900 公里之海面上。

21 日 20 時，貝絲之中心氣壓已稍見升高，大致在 920-925mb，中心最大風速則在 50-60m/s。當時中心尚在花蓮東南東方 600 公里之海面上，12 小時後，中心抵達 23.6°N 125.2°E。仍走向西北西，時速約 20 公里，中心氣壓繼續升高，但最大風速並未減小，22 日 14 時，貝絲之中心經石垣島；臺灣東部及北部已進入暴風圈內，花蓮氣象雷達站對其行動瞭如指掌。

22 日 20 時，貝絲之中心已到達臺北之東南東方約 130 公里之海面上，即 24.7°N, 122.6°E，中心最大風速減至不足 50m/s，侵臺之前，獲得此項消息實屬大幸。當晚十時許由宜蘭北方登陸，翌晨由桃園附近出海後威力大減。8 時之中心位置在 25.3°N, 120.3°E，中心最大風速為 35m/s，中心氣壓升為 970mb。隨後改向西北，20 時，中心在 27.5°N, 118.5°E，最大風速已僅 10-15m/s，轉變為熱帶低壓，24 日成為長江下游之溫帶氣旋矣。

貝絲颱風之最佳路徑見圖 1 所示。

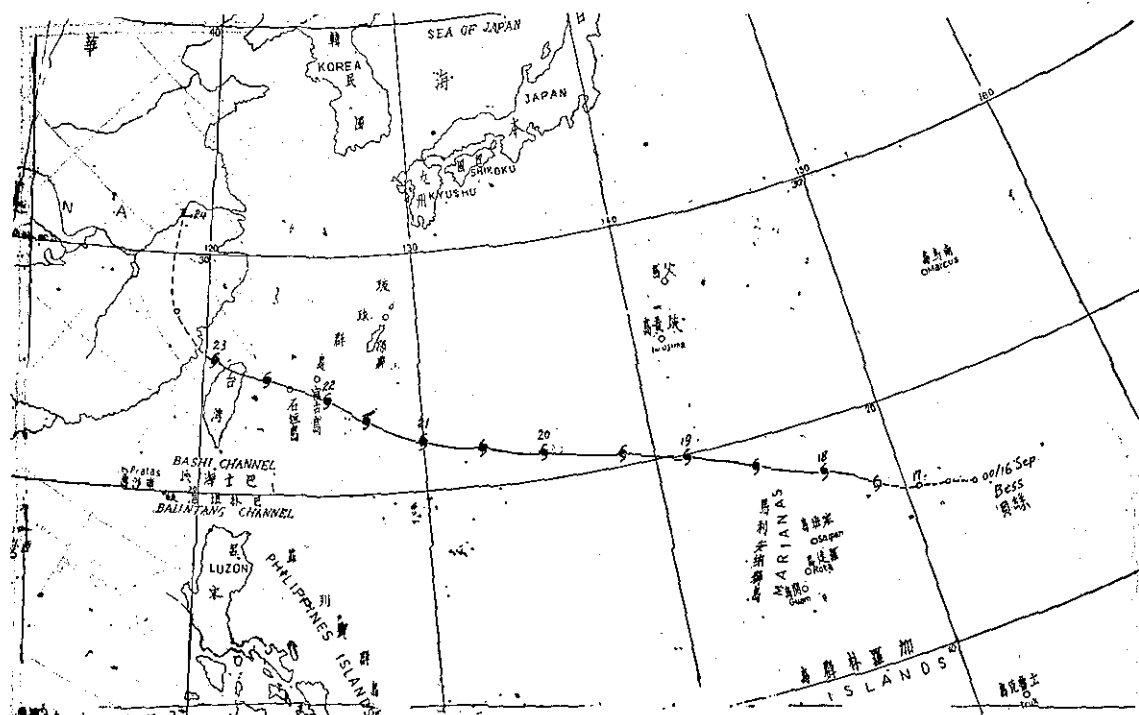


圖 1. 貝絲颱風之最佳路徑 (民國 60 年 9 月 16-24 日)

Fig 1. The best track of typhoon Bess, 16-24 Sep. 1971.

### 三、貝絲颱風之路徑與天氣圖形勢

貝絲颱風從發生至穿越臺灣，始終保持一致之西北走向，直到最後衰減為熱低壓才順轉為向北，此實無關宏旨，故我人須檢討者為貝絲何以始終保持西北西之平穩路徑，速度亦少變化。

上面已經指出：在 9 月 19 日 20 時之地面天氣圖上，東亞地區北緯 30 度附近有一高壓帶，故貝絲一旦生成，必追隨艾妮絲之後走向西北西，至 18 日，貝絲之勢力激增，艾妮絲在前方正侵襲臺灣，大陸高壓南下，太平洋高壓之軸線仍在北緯 30 度附近。500mb 圖上可以看出東亞近海岸之極槽 只能到達北緯 35 度，故而使貝絲繼續走向西北西。

再從 20 日之天氣圖形勢加以分析，渤海、遼北，及日本東南東方，連成一廣大之高壓區，500mb 圖上高壓軸線仍在 30°N，楔形部份一直向西伸至沿海岸，35°N 以北為穩走之西風，故而貝絲仍走向西北西。

22 日為貝絲侵臺之前一日，自渤海、黃海、經日本海至日本東方仍為一廣大而平淺之高壓區，且與華西之高壓遙接，貝絲顯然仍將走向西北西。20 時之地面天氣圖見圖 2，500mb 圖見圖 3。在 500mb

面上，35°N 以北之風頗為一致，但 35°N 以南之大陸上空則甚零亂。

23 日 8 時，貝絲穿過臺灣後，由於 40°N 附近之高壓帶在貝絲之北方分開一條通路，而在黑龍江附近出現一發展完善之低壓系。在 500mb 面上，則華中華北轉為優勢之西南風，故貝絲減弱後即順轉向北。

### 四、貝絲颱風侵臺期間之各地氣象情況

貝絲侵臺前幸虧中心氣壓已在填塞，最大風速亦在減弱，且中心在宜蘭附近登陸，東北象限內之風受地形阻擋而稍減弱，故其侵襲期間僅彭佳嶼憑藉有利之地形最大風速曾達 55.6m/s，瞬間陣風則為 66.2m/s，基隆最大風速 35m/s，陣風竟達 67m/s，中心登陸之宜蘭則僅出現 22.3m/s 之最大風速，臺北亦僅 23.5m/s。雨量以阿里山最多，21-23 日合計 475 公厘。均不能算嚴重，實屬大幸，故災情亦尚輕微。茲將貝絲颱風侵臺期間各種氣象要素之演變情形分述於後：

#### (一) 氣 壓

貝絲颱風中心氣壓之變遷頗具規律，自 17 日誕

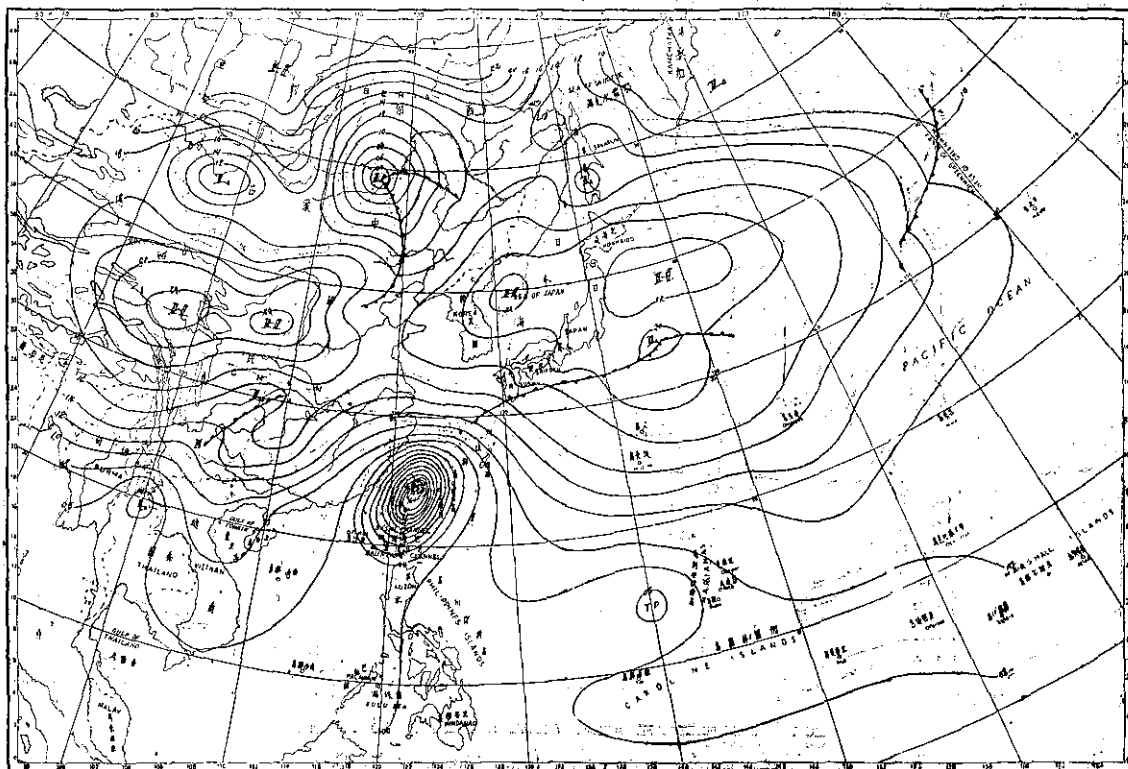


圖 2. 民國 60 年 9 月 22 日 20 時之海面天氣圖  
Fig. 2. Sea level synoptic chart, 1200GMT 22 Sept. 1971.

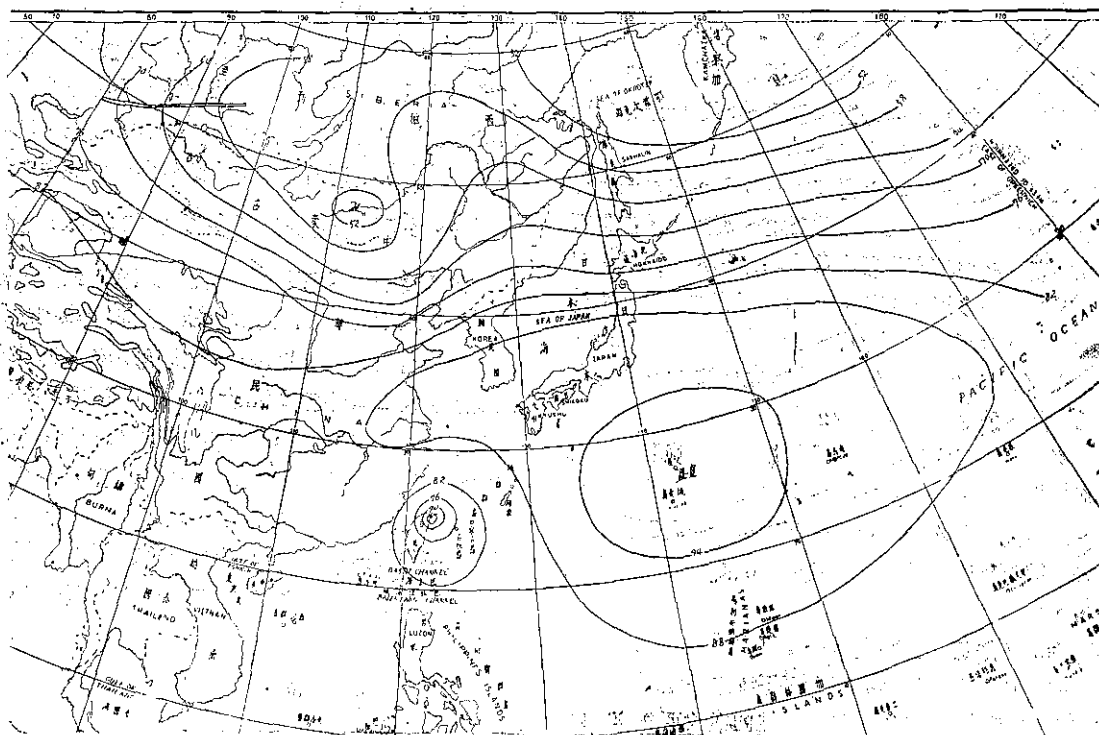


圖 3. 民國 60 年 9 月 22 日 20 時 500 毫巴圖  
Fig. 3. 500mb chart, 1200 GMT 22 Sept. 1971.

生後，中心氣壓即不絕下降，如圖 4 中之實線所示，圖中可見自 18 日 8 時至 19 日 8 時中心加深達 50mb，19 日 8 時至 20 日 8 時再降 20mb，乃達最深，20 日入夜以後，中心即見填充，21 日 8 時至 22 日 8 時，中心氣壓升高 35mb，22 日 8 時至 23 日 8 時再升高 25mb，23 日 8 時後自 970mb 回復至正常。可見其中心氣壓之低降與回升均極正常。此處應注意者，登陸臺灣為 22 日晚 10 時，從曲線上估計中心氣壓應在 957mb 左右。而實際上宜蘭 22 時測得之最低氣壓為 955.5mb，足見中心極接近宜蘭，且飛機偵測中心氣壓稍偏高。

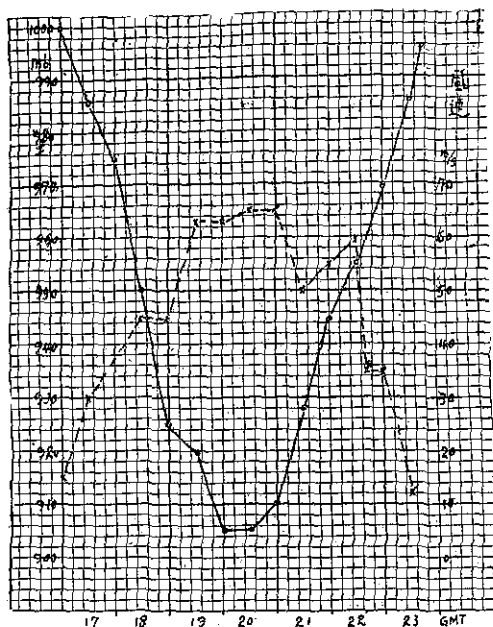


圖 4. 貝絲颱風之中心氣壓及最大風速之演變  
(實線氣壓，虛線風速)

Fig. 4. The variation of the lowest pressure, and maximum wind velocity of Typhoon Bess (Solid line—pressure, Broken line—wind velocity)

宜蘭氣壓 21 日 9 時以後即見下降，但截至午夜僅降低 3mb 左右。自 22 日起即直線下降，子夜至 22 時降低約 52mb，見圖 5 所示。22 時以後，氣壓激升，大約在 23 日中午以後始回復正常。

貝絲颱風通過期間各地出現之最低氣壓及其同時分析見圖 6。圖中可見貝絲暴風圈內之氣壓梯度相當峻急，但中心似較平坦，故出現 960mb 以下之最低氣壓有相當寬廣之範圍，西海岸之梯度較東海岸為大，似乎表示經過臺灣時範圍縮小。以最低氣壓出現之時刻而言，顯然有兩種情形，自臺灣東北端向西南落

後；臺灣之西南部則自南端向北北西方延後。

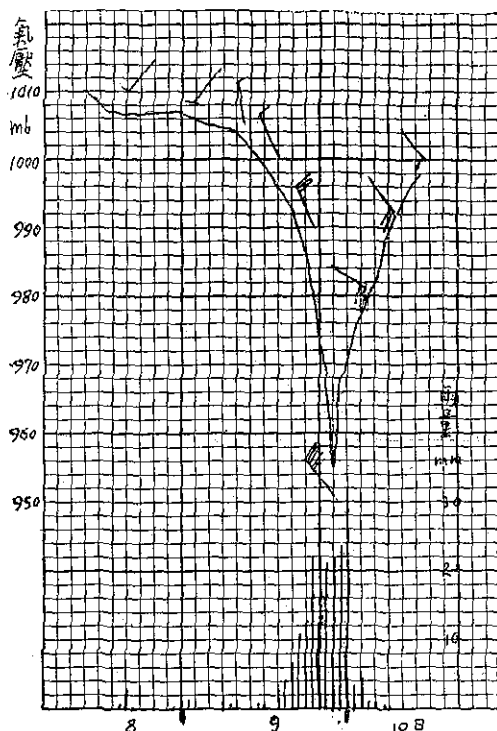


圖 5. 貝絲颱風侵襲期間，宜蘭所測得之氣壓，風向風速（全羽為 5m/s）及逐時雨量。

Fig. 5. The sequence of pressure, wind direction and speed (full barb—5m/s) and hourly rainfall which were observed at Ilan during typhoon Bess' passage

## (二) 風

貝絲颱風經過期間臺灣各地出現之風，外島以彭佳嶼為最大，22 日 21 時 25 分曾出現每秒 55.6 公尺之最大風速，瞬間最大風速達 66.2m/s。本島平地以基隆最大，21 時 30 分吹北風 35m/s，陣風竟達 67m/s。鞍部及竹子湖測得之風亦大致相當，分別為 36m/s 及 34.4m/s。淡水亦有 27.3m/s，但臺北則僅得東風 23.5m/s 之最大風速。

中心登陸所在之宜蘭，僅得 22.3m/s 之最大風速，風向為西北，出現時刻為 21 時 20 分，即中心登陸前約 40 分鐘。此次颱風過境，有一點值得注意，即颱風眼之問題。先從宜蘭之自記風壓計分析，颱風眼經過時，風速顯然下降，降為每秒約 5 公尺，時間大約在 22 時 20 分。但自風向之轉變來看，從西北象限內之風，突然轉為東南象限內之風，時間約在 23 時。自記氣壓計上則最低氣壓出現在 22 時，可見貝絲颱風之中心軸似斜向西北方。

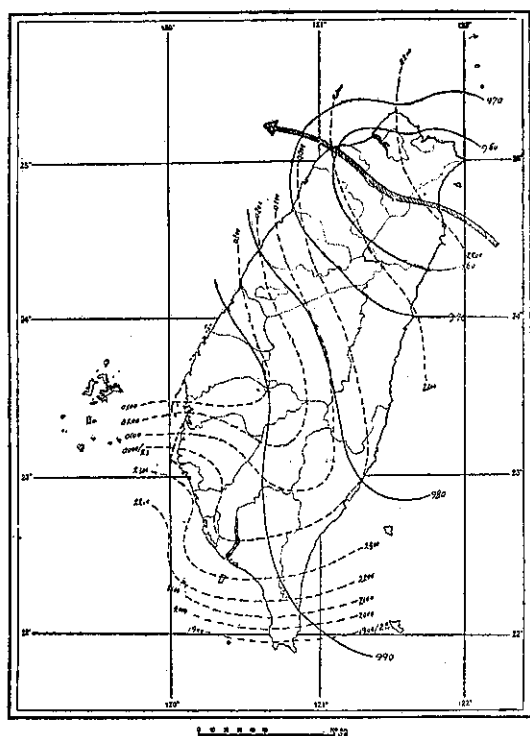


圖 6. 貝絲颱風經過臺灣時各地出現之最低氣壓及其同時線分析

Fig. 6. The distribution of lowest pressure observed in Taiwan and its isotimic analysis during Bess' passage.

再從臺北之自記儀器記錄分析，氣壓計上曲線最低在 22 時 30 分，風速之突然降低在 22 時 20 分至 23 時 05 分。風向之突變在 22 時半。如以颱風移動速率每 25 時公里而言，則貝絲之眼，直徑約 20 公里。基隆也看到有颱風眼經過，時間相差無幾。

貝絲颱風中心最大風速之變遷，見圖 4 中虛線所示。我人可見此曲線遠不及氣壓之規律，18 日 20 時後一度平穩，19 日 8 時後激增，20 時後至 21 日 8 時大致維持威力最大之 65m/s 以下，21 日 8 時後一度減低，但 12 時以後又增強，22 日 20 時激降，此時正當貝絲登陸之前。可見實際測得臺灣北部各地之最大風速，大致能與中心風速當時情況相符。

貝絲颱風經過時本局所屬多測站之氣象綱要見表一。

### (三) 降 水

圖 7 為貝絲過境期間臺灣之等雨量線圖。此圖僅據本局所屬測站之雨量繪成，山地缺少資料，可能有出入，但概略言之，應有三個雨量集中區，一為陽明

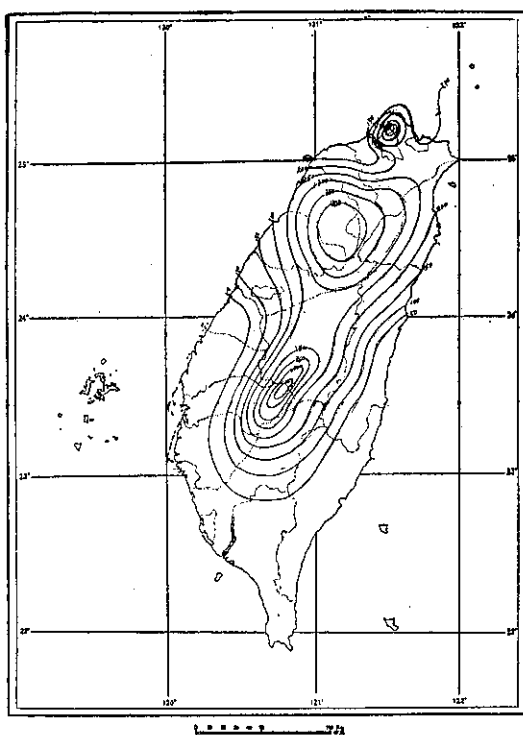


圖 7. 貝絲颱風過境期間臺灣之等雨量線圖 (民國 60 年 9 月 21-23 日)

Fig. 7. The distribution of rainfall in Taiwan during typhoon Bess' passage.

山及大屯山區，一為大霸尖山區，一為阿里山區，估計分別為 350, 400, 450 公厘。

本局所屬各測候所中，以阿里山自 21 日 13 時 35 分至 23 日 18 時之 475 公厘為最多。其次為鞍部 21 日 11 時 30 分至 23 日 09 時 10 分之 387.5 公厘。新竹自 21 日 14 時 45 分至 23 日 11 時 45 分亦得 321.5 公厘。臺北自 21 日 4 時 43 分至 23 日 7 時 20 分僅得 173.7 公厘，不能算多。雨量最少在臺灣之西南岸。

中心經過之宜蘭，亦不過 212.5 公厘，其逐時雨量見圖 5。一小時內最大雨量為 49 公厘，十分鐘內最大降水量為 9 公厘，均出現在中心經過之後。

### 五、災 情

貝絲侵襲臺灣，各地損害情形，據臺灣省警務處發表之公報，計有：

(一) 人員傷亡：

1. 死亡 30 人 (臺北市 6 人，基隆市 3 人，宜蘭縣 1 人，臺北縣 11 人，桃園縣 3 人，新竹縣 5 人，苗

表一 貝絲颱風侵襲時期本局所屬各測站颱風紀錄綱要

Table 1. The meteorological summaries of CWB stations during typhoon Bess' passage

60年9月21-23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 上 之 間 以 時 (10m/s)
		日	時	分		日	時	分	風 速	風 向	氣 壓	氣 溫	濕 度	時 間		日	時	分	
彭佳嶼	972.6	22	21	20	55.6 ESE	22	21	25	66.2	ESE	972.8	23.0	98	22 21 23	235.5	22	05	27	21 15 50 —
基隆	955.0	22	21	45	35.0 N	22	21	30	67.0	N	971.8	24.0	95	22 21 27	196.8	21	14	01	22 06 00 23 09 20
鞍部	873.6*	22	22	18	36.0NNW	22	21	40	—	—	—	—	—	—	387.5	21	11	30	22 21 40 23 08 20
淡水	957.1	22	22	30	27.3 ESE	23	01	00	39.0	ESE	971.8	25.0	95	23 00 20	137.1	21	08	00	22 18 00 23 07 00
竹子湖	959.3	22	22	00	34.4 NW	22	22	00	—	—	—	—	—	—	258.4	21	12	00	22 14 05 22 22 25
臺北	957.6	22	22	22	23.5 E	23	00	10	47.0	N	1004.2	25.0	88	22 21 44	173.7	21	04	43	22 08 03 23 06 56
新竹	965.5	22	23	25	23.3NNW	22	23	00	32.0	NNW	974.5	23.2	99	22 23 05	321.5	21	14	45	22 18 00 23 06 00
臺中	982.6	23	02	00	15.7 N	22	19	00	22.8	N	992.2	25.6	92	22 19 00	106.5	22	08	50	22 19 00 23 01 00
日月潭	876.4*	23	02	30	15.0 W	23	07	00	—	—	—	—	—	—	277.2	22	08	25	23 00 00 23 10 30
澎湖	994.7	23	05	00	18.5 NW	22	23	10	23.9	WNW	995.1	25.5	86	23 02 20	14.2	22	23	45	22 07 05 23 09 30
嘉義	991.4	23	03	00	16.7NNW	22	19	00	22.9	NW	994.2	26.2	89	22 20 40	54.9	22	10	17	22 16 00 23 04 00
阿里山	2958.3**	23	00	45	15.3 W	22	00	10	18.0	W	2961.6**	13.5	100	23 00 15	475.0	21	13	35	22 23 40 23 05 50
玉山	2894.4**	22	23	30	28.7 NW	23	00	10	—	—	—	—	—	—	221.4	22	13	47	22 15 50 23 04 30
永康	994.9	22	18	20	14.3NNW	22	23	00	21.3	NNW	995.3	26.5	87	22 22 52	19.1	22	12	18	22 15 10 23 00 40
臺南	994.7	22	23	35	12.3NNW	22	22	40	26.0	NNW	995.1	26.4	83	23 00 25	9.6	22	12	48	22 20 20 23 00 50
高雄	994.1	23	00	00	17.0 NW	23	04	00	24.0	NW	994.6	26.8	88	23 04 00	0.9	22	15	50	22 21 30 23 05 10
東吉島	995.0	23	03	00	22.7 N	22	22	30	29.9	N	997.5	26.4	92	22 22 35	1.1	22	06	20	21 12 30 23 11 00
恆春	990.9	22	18	15	16.2 NW	22	18	10	23.0	NW	901.1	27.3	83	22 18 12	0.0	—	—	—	22 18 00 23 04 00
蘭嶼	985.0	22	22	30	31.8 SW	23	03	00	36.0	SW	991.5	25.5	83	23 02 50	0.0	—	—	—	21 08 00 23 12 00
大武	984.6	22	23	00	10.0 S	22	23	10	16.0	S	984.6	31.2	56	22 22 20	13.3	22	20	10	22 23 10 22 24 00
臺東	980.7	22	23	40	14.0SSW	23	04	45	22.2	SSW	987.9	28.5	71	23 04 40	2.9	22	17	08	23 02 30 23 06 20
新港	976.2	22	24	00	18.6SSW	23	04	45	27.5	SSW	983.9	30.6	65	23 04 27	1.6	22	15	25	22 23 00 23 16 00
花蓮	970.8	22	23	15	16.7SSW	22	23	30	24.1	SSW	971.0	27.8	79	22 23 34	14.1	22	04	55	22 22 16 23 00 33
宜蘭	955.5	22	22	00	22.3 NW	22	21	20	35.0	NW	971.7	24.7	90	22 20 40	212.5	21	07	40	22 17 00 23 03 00

\* 仍沿用測站氣壓 mb 數，\*\* 已換算為 700mb 面高度重力公尺數。

栗縣 1 人)

2. 失踪 6 人 (臺北市 2 人, 宜蘭縣 2 人, 臺北縣 1 人, 基隆市 1 人)

3. 重傷 26 人 (臺北市 8 人, 基隆市 7 人, 臺中市 2 人, 臺北縣 7 人, 桃園縣 1 人, 新竹縣 1 人)。

4. 輕傷 123 人 (臺北市 18 人, 基隆市 3 人, 宜蘭縣 1 人, 臺北縣 92 人, 桃園縣 5 人, 臺中縣 3 人, 彰化縣 1 人)。

5. 臺東縣關山鎮海端鄉南部橫貫公路戒莫斯工地工寮, 因風雨大樹折斷, 壓死職訓總隊建築大隊隊員 3 人, 傷 8 人。

(二) 房屋倒塌:

1. 全倒 2,260 間 (臺北市 111 間, 基隆市 245 間, 宜蘭縣 77 間, 基隆港 2 間, 臺北縣 1,420 間, 桃園縣 176 間, 新竹縣 150 間, 苗栗縣 33 間, 臺中縣 3 間, 南投縣 2 間, 彰化縣 25 間, 雲林縣 4 間, 臺南縣 1 間, 屏東縣 1 間)。

2. 半倒 3,845 間 (臺北市 399 間, 基隆市 583 間, 宜蘭 157 間, 基隆港 7 間, 臺北縣 2,064 間, 桃園縣 455 間, 新竹縣 88 間, 苗栗縣 26 間, 臺中縣 31 間, 南投縣 8 間, 彰化縣 16 間, 雲林縣 4 間, 臺南縣 4 間, 高雄縣 1 間, 花蓮縣 2 間)。

此外, 臺北縣蘆洲鄉 13 個村 26,000 多居民均被水圍困, 低窪地區, 水深達 13 臺尺; 三重地區財務損失頗鉅, 災民多達 7,874 人。另臺電輸電系統遭受嚴重損害, 蘆洲變電所淹水一公尺半以上, 蘆洲至林口間輸電鐵塔傾倒 19 座, 臺北至深溪間傾倒鐵塔二座。據電力公司謂: 僅臺北地區變電所受損十所, 饋線損失 125 條, 佔全數百分之 85。

由於貝絲颱風帶來豪雨, 關西鎮仁安里山崩壓倒民房, 造成一家五死一傷慘案。

另據臺灣鐵路管理局所報貝絲颱風所造成之災害損失, 估計搶修及復舊費臺幣 11,446,447 元。

(戚啓勳)

## 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、惠稿文責自負、詳細規定請據本學報補充稿約辦理。
- 十一、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象局氣象學報社收。

(請參閱補充稿約)

保密防諜·人人有責

匪諜自首·既往不究

## 氣象學報補充稿約

- 一、來稿須用稿紙（以 $25 \times 24$ 之稿紙為原則）。
- 二、來稿字數以不超過 15,000 字，即連同圖、表，英文摘要以不超過 10 印刷頁為原則。
- 三、圖及表之分量以不超過全文之  $1/3$  為原則。
- 四、英文摘要之字數以不超過 1,000 字為原則。
- 五、關於表格之注意點：

- (一) 表格須另用白紙繕製。
- (二) 表格上方須有標題，並加表 1 表 2 等冠號。
- (三) 表格中之項目，內容應儘量簡化。表中不重要之項目或可用文字說明者應儘量避免列入表中。
- (四) 能以文字說明之小表，請採用文字說明。
- (五) 原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。
- (六) 統計分析表中顯著處，以 \* 號（顯著）及 \*\* 號（極顯著）表之。
- (七) 表幅應考慮適合本刊版幅為準。（寬度勿超過 13.5cm）。
- (八) 表之標題應能表示內容。

### 六、關於插圖之規定：

- (一) 插圖應另貼於大張白紙上，註明作者及文題。
- (二) 插圖下方須有標題，並加圖 1 圖 2 等冠號。
- (三) 統計圖、模式圖及分佈圖一律採用 120—150 磅道林紙，以黑墨水繪製清楚。
- (四) 統計圖原圖幅面應在 12—15cm，以便縮版。
- (五) 模式圖原圖幅面應在 15—20cm，以便縮版。
- (六) 分佈圖原圖幅面應在 30cm 左右，以便縮版。
- (七) 繪製線條粗細應能供縮小至  $1/8$  之程度，但不能超過縮小  $1/2$  之程度。
- (八) 數字應正寫清楚，字之大小粗細應一律，至少能供縮至  $1/8$  之程度。
- (九) 已列表中之內容，勿再重複以插圖表示。
- (十) 圖之標題應能表示內容。

### 七、關於照片之規定：

- (一) 照片用紙一律採用黑白光面紙。
- (二) 照片幅面應在 12—15cm，以便縮版。
- (三) 照片應充分沖洗清楚，須考慮縮小至  $1/2$  時尚能清楚之程度。
- (四) 照片如有特別指明點應加圈或箭頭表明。

八、文稿過長，或圖表過多過大時，投稿人得自行負擔印刷費。

### 九、關於參考文獻之規定：

- (一) 參考文獻以經本人確曾查閱者為限，如係來自轉載之其他書刊時，須加註明。
- (二) 作者姓名以後為發行年份，加以括號，然後為雜誌或書名、卷期數及頁數。（頁數必須註明）。
- (三) 文字敘述中述及參考文獻時，根據文獻之號數，用斜體阿剌伯字，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) 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。

# METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

---

## CONTENTS

### Articles

- A Study on the Relationship Between Meteorological Factors and Long Term Changes of Air Pollution and Radioactivity Contained in Upper Air ..... YUIN-KWEI TAI, SHIH-CHONG LU, FU-LAI CHEN, LIN SHIEH. ..( 1 )
- Main Gaseous Constituents of Pollutants in the Atmosphere and Its Effects on Climate.....KENNETH T. C. CHENG...( 8 )
- Utilization of Satellite Pictures in Analysis and Forecasting of Cyclogenesis over South China and East China Sea.....PAO-CHIN HSU...( 15 )
- The Baroclinic Instability and the East China Sea Cyclogenesis ..... YEOU-AN CHAO...( 23 )

### Reports

- Report on Typhoon "Lucy" ..... RESEARCH SECTION...( 31 )
- Report on Typhoon "Nadine" ..... RESEARCH SECTION...( 38 )
- Report on Typhoon "Agnes" ..... RESEARCH SECTION...( 45 )
- Report on Typhoon "Bess" ..... RESEARCH SECTION...( 51 )

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road Taipei,

Taiwan, Republic of China

# 氣象學報

季刊

第十八卷 第二期

目次

## 論著

- 民國六十年臺灣颱風農業災害之研究.....張月娥..... (1)  
由特例看高層輻散對雷雨的觸發作用.....林鞠情..... (27)  
臺灣地區雷雨發生頻率之研究.....王吉森..... (40)

## 譯述

- 氣象雷達雨量觀測器簡介.....張擇仕、沈維新..... (46)

## 報告

- 民國六十年北太平洋西部颱風概述.....研究室..... (49)

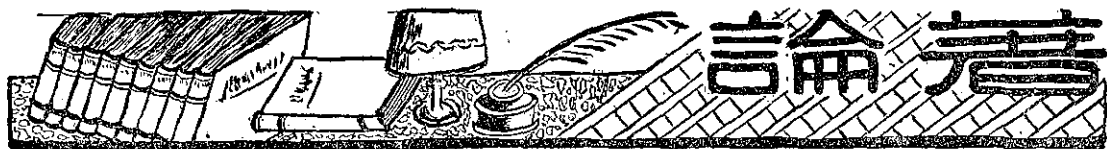
# 氣象學報

(季刊)

第十八卷 第二期

主編者	中央氣象局氣象學報社
地址	臺北市公園路六十四號 電話：三一四一四一
發行人	劉大年
社長	劉大年 電話：三一〇八四〇
印刷者	文英印書公司
地址	臺北市三水街七號 電話：三三四七二四

中華民國六十一年六月出版



# 民國六十年颱風農業災害之研究

張 月 娥

## *The Typhoon Damage of Taiwan Agricultural Products in 1971*

*Yeuch-ngo Chang*

### *Abstract*

During the year of 1971 there were three typhoons invaded the area of Taiwan. NADINE was the first typhoon to strike Taiwan. She landed on the east coast of Taiwan between Changkung and Taitung at midnight of 26 July. It caused a great damage, while the approximate loss was estimated more than NT 632,462,000. The central and southern parts of Taiwan were the heaviest damaged area.

Light typhoon AGNES landed on the east coast between Yilan and Hualien at 10 G.C.T. of 18 September, then traversed across the central portion of this island, and caused a minor damage.

Typhoon BESS with strong wind velocity and heavy rainfall landed in the north of Yilan during the 14 G.C.T. of 22 September, made a great agricultural damage in the northern and central parts.

Three typhoons NADINE, AGNES and BESS made heavy damage to agriculture, which costed to more than NT 1,602,886,000 in total: banana at more than NT 432,566,000; paddy rice at NT 287,699,000; sugarcane at NT 272,591,000; fruitrees at NT 271,372,000; vegetable at NT 221,938,000; and miscellaneous food at more than NT 116,720,000.

### I 前 言

本年在北太平洋發生之颱風共 34 次，其中迫近本省海面，預期有侵襲可能而由本局發出颱風警報者共有 5 次。第一次為寶佩 (Babe) 颱風，由呂宋島西方海面經東沙島東南方海面進入巴士海峽而遠離本省，對本省天氣略有影響而未造成災害。第二次為強烈颱風露西 (Lucy)，於七月廿一日掠過本省南端海面，撲向大陸，對本省各地造成之災害極輕微。第三次為強烈颱風娜定 (Nadine)，於七月廿六日在新港、臺東間登陸，穿越中央山脈，由嘉義西方出海，進入臺灣海峽，造成本省中南部及東部嚴重之災害，死亡及失蹤人數 51 人，連同花蓮林道工寮壓斃人數

共計 66 人，房屋全倒 1255 間，半倒 2189 間 (註一)。農業災害損失，彙計各縣市提供之「娜定颱風農業災害報告表」之結果，全省估計損失新臺幣達 632,462,000 元 (註二)。第四次為輕度颱風艾妮絲 (Agnes)，於九月十八日在花蓮宜蘭間登陸，貫穿臺灣中部，由新竹、臺中間出海，進入臺灣海峽北部，該颱風風力雖弱，但所挾帶之豪雨遍及全省，造成失蹤人員 5 人，輕傷 3 人，房屋倒毀 49 間及濁水溪下游雲林縣麥寮鄉沿海六村洪水氾濫之災害 (註三)。農業損失，彙計有單獨災害調查縣份之結果，估計損失新臺幣 384,147,000 元 (註四)。第五次為強烈颱風貝絲 (Bess) 於九月廿二日晚在宜蘭北部登陸，

(註一) 臺灣省警務處七月廿七日發表之娜定颱風災害情形，中央日報廿八日版。

(註二) 估計損失金額，係各縣市政府依颱風過境後農作物損失情況及當時時價之估計。以下相同。

(註三) 臺灣省警務處九月十九日發表之艾妮絲颱風災情。中國時報九月二十日版。

(註四) 貝絲颱風接踵而至，而部份縣市之艾妮絲颱風農業災害與貝絲颱風農業災害合併調查。

其威力爲本省前所罕見，且風雨交加，幸本局預報正確，使各地加強防範，減少不必要之損失，石門水庫更因此提前洩洪，減少大漢溪下游水災之程度。據省警務處九月二十三日發表之貝絲颱風災情：死亡人數 20 人，失蹤人數 2 人，重傷人數 19 人，輕傷人數 43 人，房屋全倒塌 1184 間，半倒塌 2088 間。農業災害之損失，彙計各縣市「貝絲颱風農業災害報告表」之結果，全省估計損失新臺幣 586,277,000 元。三次颱風之農業災害，共計損失新臺幣 1,602,886,000 元，較之民國五十八年九月二十六日強烈颱風艾爾西 (Elsie) 所造成新臺幣 4,057,678,000 元之災害爲輕 (註五)。

## II 進襲本省颱風之概述

本年度在北太平洋發生之 34 次颱風中，有 9 次係強烈颱風。颱風旺月 (8 月) 所發生之颱風，幸未接近本省而分襲日、韓及香港。歐莉夫 (Olive) 颱風於八月四日越過九州進入日本海時，曾使日本死亡人數 43 人，失蹤人數 24 人，受傷人數 189 人，被水淹沒房屋 10685 間，貨輪觸礁、小船沉沒或被沖失 40 艘；同時使韓國東海岸發生驚濤駭浪、山洪及山崩，致死亡人數達 21 人，受傷人數 4 人，無家可歸人數 3000 人，摧毀住宅 553 間、船隻 5 艘 (註六)。羅斯 (Rose) 颱風於八月十七日凌晨橫掃香港時，造成嚴重財物破壞，水上陸上死亡人數約 100 人 (註七)。強烈颱風崔絲 (Trix) 進襲日本時，曾使日本死亡人數達 30 人，失蹤人數 8 人及受傷人數 76 人 (註八)。

颱風侵入本省海面而有進襲可能者，本年度有五次，第一次爲本年度第 6 號颱風寶佩，本局於五月五日發出第一次海上警報，旋解除。第二次爲本年度第 16 號強烈颱風露西，本局於七月十八日 22 時 30 分發佈第二次海上颱風警報，十九日 8 時颱風中心位置在恆春東南方約 740 公里之海面上向西北進行，逐漸接近本省東南部海面，本局遂發佈本年度第一次海上陸上颱風警報，二十日 8 時之中心位置在恆春東南方約 350 公里之海上仍向西北進行，逐漸接近本省南部海面，十二小時後中心位置在恆春南南東方約 160 公里之海面上繼續向西北進行，進入本省西南部海面，二十一日 2 時之中心位置在恆春南南西方約 80 公里之

海面上向西北西進行，進入臺灣海峽南部，二十一日 8 時之中心位置在恆春西南方約 260 公里之海面上繼續向西北西進行，本省西南部逐漸脫離暴風圈，本局於二十一日 22 時 30 分發佈第二次解除颱風警報。第三次爲本年度第 18 號強烈颱風娜定，本局於七月二十四日 10 時 20 分發佈第三次海上颱風警報，十二小時後颱風中心位置在臺東東南方約 680 公里之海面上向西北西進行，本局於二十四日 22 時 30 分發佈第二次海上陸上颱風警報，二十五日 8 時之中心位置在臺東東南方約 420 公里之海面上仍向西北西進行，逐漸接近本省，六小時後，颱風中心已進至臺東東南方約 260 公里海面上繼續向西北西進行，本省東部已進入暴風圈，二十五日 20 時之中心位置在臺東東南方約 110 公里海面上繼續向本省東南部迫進，二十六日凌晨 1 時 53 分在新港、臺東間登陸，穿過本省南部由嘉義西方出海，威力漸減變成中度颱風，二十六日 8 時之中心位置在馬公附近，狂風鹹雨，造成澎湖罕有之農業災害。二十六日 14 時颱風中心位置在金門東南方約 50 公里海面上向西北進行，二小時後在金門北方登陸，強度減弱，已變爲輕度颱風向西北進行，逐漸遠離本省，本局於二十六日 21 時發佈第三次解除颱風警報。第四次是本年度第 26 號輕度颱風艾妮絲，其中心位置於九月十七日 8 時在恆春東方約 440 公里之海面上向西北進行，逐漸接近本省海面，本局遂於九月十七日 10 時 10 分發佈第四次海上颱風警報，六小時後，颱風中心已在恆春東方約 400 公里之海面上向西北西進行，即將進入本省東部海面，本局於十七日 16 時發佈第三次海上陸上颱風警報，十八日 8 時之中心位置在花蓮東南方約 210 公里之海面上，因受大陸高氣壓南下之影響，威力減弱，近似滯留，六小時後颱風中心位置在花蓮東方約 130 公里之海面上徘徊，十八日傍晚 18 時 25 分在花蓮、宜蘭間之大濁水登陸，向西緩緩進行，威力減弱，十九日 2 時之中心位置在新竹、臺中間沿海向北緩慢進行，進入臺灣海峽北部，十九日 14 時之中心位置在馬祖南方約 100 公里之海面上向北北西轉北北東進行，威力減弱，逐漸遠離本省，本局於十九日 15 時 30 分發佈第四次解除颱風警報。第五次爲本年度第 27 號強烈颱風貝絲，二十日在琉球東南方海面面向西北西進行

(註五) 張月娥：艾爾西及美勞西颱風農業災害之研究，氣象學報第 16 卷 2 期。

(註六)：中央社東京六日美聯電。中央日報八月七版。

(註七)：中央日報駐香港特派員十七日專電。中央日報八月十八日版。

(註八)：中央社東京卅一日合衆國際電。中央日報九月一日版。

，逐漸接近本省東方海面，本局遂於九月二十日21時30分發佈第五次海上颱風警報，二十一日8時之中心位置在花蓮東南方約900公里之海面上向西北西進行，逐漸進入本省東方海面，本局遂於二十一日8時10分發佈第四次海上陸上颱風警報，六小時後，颱風中心在花蓮東南方約750公里之海面上繼續向西北西進行，二十二日2時颱風中心位置在花蓮東南方約500公里之海面上仍繼續向西北西進行，進入本省東部海面，六小時後之颱風中心在臺北東南方約430公里海面上，繼續向西北西進行，逐漸逼近本省東部沿海，二十二日14時之中心位置在臺北東南方約280公里之海面上，繼續向西北西進行，本省北部及東北部地區已進入暴風圈，六小時後颱風中心位置，已在臺北東南方約130公里之海面上仍向西北西進行，二十二日晚十(22)時許，強烈颱風由宜蘭北方登陸，二十三日2時颱風中心位置在桃園附近進入臺灣海峽北部，威力減弱，已成為中度颱風，二十三日8時之中心位置在馬祖南方約90公里之海面上，向西北西進行，逐漸遠離本省。本局於九月二十三日

10時30分發佈第五次解除颱風警報。

### III 颱風農業災害之分析

本年度對本省造成農業災害之颱風，為強烈颱風娜定、輕度颱風艾妮絲及強烈颱風貝絲，以威力言，貝絲颱風最大，其最大風速在彭佳嶼每秒達55.6公尺(m/s)，相當於16級颶風，以降水量言，亦以貝絲颱風最猛，高義降水943公厘。以災害程度言，則娜定颱風損失最為嚴重，茲分別敘述於下：

#### 一、娜定颱風

強烈颱風娜定(暴風半徑350公里，颱風中心最大風速每秒70公尺)，於七月廿六日1時53分在新港、臺東間登陸，跨越海岸山脈、中央山脈後，威力漸減，變成中度颱風，於廿六日5時45分由嘉義西方出海，進入臺灣海峽，當日16時在金門北方登陸，強度減弱，變成輕度颱風，逐漸遠離本省。

##### 1. 娜定颱風風力分佈

娜定颱風侵臺期間，各地之風速分佈如下表(表一)：

表一、民國六十年七月廿六日娜定颱風各地之風速風向表

站名	海拔 (公尺)	瞬間風速風向 (m/s)			最大風速風向 (m/s)			蒲福氏 風級名稱	平均風速每秒≥10公尺之時間							
		風速	風向	發生時間	風速	風向	發生時間		日	時	風向	至	日	時	風向	合計
彭佳嶼	99.0	36.2	ESE	25日22時30分	21.8	ESE	25日22時25分	9級 烈風	25	05	ENE	—	27	02	S	46小時
鞍部	836.2	—	—	—	43.0	SE	26日10時20分	14級 颶風	25	14	SE	—	26	17	SE	28小時
竹子湖	600.0	—	—	—	10.2	NE	26日08時00分	5級 清風	25	08	NE	—	25	09	NE	1小時
淡水	19.0	46.9	SE	26日05時21分	29.3	SE	26日08時00分	11級 暴風	25	11	ENE	—	26	12	SE	20小時
基隆	3.4	50.0	S	26日10時19分	24.0	S	26日10時20分	9級 烈風	25	16	ENE	—	26	17	S	23小時
臺北	8.0	41.0	E	26日01時48分	20.0	ESE	26日06時00分	8級 大風	25	21	ENE	—	26	11	ESE	15小時
文山	24.4	—	—	—	33.9	ENE	26日01時42分	12級 颶風	25	10	ENE	—	26	09	E	17小時
宜蘭	7.4	27.2	SE	26日06時40分	19.0	SE	26日07時00分	8級 大風	25	20	ENE	—	26	17	SE	21小時
金六結	9.5	31.6	SE	26日07時05分	28.3	SE	26日06時50分	10級 狂風	25	21	ENE	—	26	14	SE	18小時
新竹	32.8	25.2	NE	25日21時40分	18.3	NE	25日21時25分	8級 大風	25	20	NE	—	26	05	ENE	10小時
臺中	83.8	14.7	N	25日19時32分	10.5	S	26日15時00分	5級 清風	26	15	S	—	26	16	S	1小時
日月潭	1014.8	—	—	—	11.0	ESE	26日06時10分	6級 強風	—	—	—	—	—	—	—	—
嘉義	27.8	25.9	SSE	26日11時20分	19.0	SSE	26日18時00分	8級 大風	25	14	N	—	27	10	SSE	34小時
阿里山	2406.1	28.0	SE	26日09時02分	21.7	SE	26日9時20分	9級 烈風	25	19	N	—	26	18	SE	11小時
玉山	3850.0	—	—	—	40.0	SW	26日18時20分	13級 颶風	25	17	NNW	—	27	20	SW	38小時
臺南	12.7	27.8	NNE	25日19時15分	14.3	S	26日18時00分	7級 疾風	25	19	NNE	—	26	18	S	9小時
永康	11.0	25.0	N	25日20時10分	15.0	N	25日20時30分	7級 疾風	25	21	N	—	26	09	SW	2小時
高雄	29.1	38.2	WNW	26日07時50分	25.0	WNW	26日01時50分	10級 狂風	26	04	NW	—	26	20	SSW	16小時
澎湖	9.4	33.9	NNW	25日22時58分	24.0	NNW	25日23時05分	9級 烈風	25	09	NNW	—	27	11	SSW	44小時
恆春	22.3	26.0	SSW	26日07時35分	16.7	SSW	26日08時30分	7級 疾風	25	21	NW	—	27	15	S	17小時
東吉	45.5	43.2	N	25日23時43分	31.7	N	25日23時50分	11級 暴風	25	08	N	—	27	17	S	56小時

大武壠	7.6	26.7	SSW	26日14時26分	13.0	SSW	26日09時50分	6級	強風	26	06	SSW	—	26	10	SSW	3小時
臺東	8.9	33.0	SSW	26日09時55分	21.0	SSW	26日09時08分	9級	烈風	25	15	NNE	—	26	22	SSW	22小時
蘭嶼	323.3	51.0	SW	25日22時55分	48.7	SW	25日23時00分	15級	颶風	24	17	NE	—	28	08	SW	63小時
新港	35.5	45.0	N	25日17時27分	34.0	N	25日19時40分	12級	颶風	25	08	N	—	26	16	SSW	23小時
花蓮	17.6	32.0	NE	25日21時25分	22.3	S	26日08時10分	9級	烈風	25	12	NE	—	26	14	SW	25小時

由上表，可見各地十分鐘平均最大風速發生之時間，本省東部較西部為早。新港最大風速為 34.0m/s，發生于二十五日 19 時 40 分，嘉義最大風速為 19.0 m/s，發生於二十六日 18 時 00 分，顯係颱風中心由新港西方跨越山脈時，受高山阻礙風力減弱之結果。本颱風期間，不論瞬間風速抑是最大風速，本省東部均較西部為大，蘭嶼瞬間風速為 51.0m/s，基隆為 50.0m/s；而澎湖為 33.9m/s，淡水為 46.9m/s。最大風速亦以蘭嶼為最大，達 48.7m/s，鞍部次之為 43.0m/s，玉山之 40.0m/s 又次之。通常風速每秒超過 10 公尺 ( $\geq 10\text{m/s}$ ) 時，植物即發生機械之害。由上表可知全省籠罩在強風 ( $\geq 10\text{m/s}$ ) 吹襲之時間甚長，尤以高山離島為甚。平地則以嘉義為最長，達

34 小時，花蓮次之為 25 小時，基隆與新港各 23 小時，臺東 22 小時，宜蘭 21 小時，高雄 16 小時，臺北 15 小時，新竹 10 小時，臺南 9 小時，臺中及竹子湖最短，只有一小時。故本颱風之農業災害以風害為主，全省各地之果樹、香蕉及高莖農作物，受害均極嚴重。

## 2. 娜定颱風雨量分佈

本颱風挾帶之豪雨，受地形影響，集中於本省東部、南部及西南部沿海地區，而本省北部及西北部則降水甚少。茲將本局各測候所及各民用氣象站七月二十五、六兩日之降水記錄整理、統計，列表（表二）並繪雨量圖（圖一）於下：

表二：民國六十年七月廿六日娜定颱風各地之降水紀錄

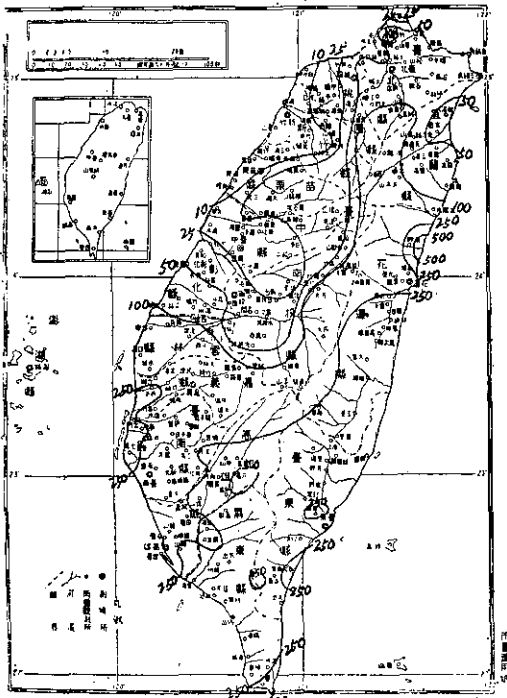
地名	海拔 (公尺)	降水量 (公厘)			一時間最大降水量			一時間降水超過十公厘之時間		
		25日	26日	合計	公厘	日	時	起	至	止 合計 (小時)
*彭佳嶼	99.0	7.9	2.4	10.3	3.9	25	13.38-14.20			
*鞍部	836.7	59.6	23.1	82.7	32.6	25	13.50-13.50	25日12時-2日514時		3小時
*竹子湖	600.0	66.6	33.6	100.2	26.9	25	13.00-14.00	25日14時-25日8時		2小時
*淡水	19.0	35.9	8.8	44.7	21.1	25	13.25-14.25	25日14時-25日15時		1小時
*基隆	3.4	30.3	50.0	80.3	15.5	25	13.03-14.03	25日13時-26日4時		2小時
*臺北	8.0	41.4	26.6	68.0	23.3	25	13.30-14.30	25日13時-25日14時		2小時
*文山	24.4	67.5	0.1	67.6	12.0	76	03.00-04.00			
龜山	72.0	90.0	—	90.0	—	—				
新店	250.0	72.8	6.0	78.8	—	—				
烏來	204.4	200.0	12.0	212.0	—	—				
新莊	9.3	44.0	—	44.0	—	—				
林口	250.0	6.5	—	65.0	—	—				
*宜蘭	7.4	17.2	22.9	40.1	9.0	25	12.75-13.25			
*金六結	9.5	10.9	18.7	29.6	5.7	25	12.00-13.00			
羅東	—	57.0	12.5	69.5	—	—				
天埤	140.0	80.7	—	80.7	—	—				
南澳	55.0	47.6	44.6	92.2	—	—				
石門	170.0	21.7	3.3	25.0	—	—				
霞雲	500.0	148.5	—	148.5	—	—				
高義	650.0	146.6	—	146.6	—	—				
巴稜	1220.0	172.0	1.0	173.0	—	—				

玉	峰	770.0	35.0	0.3	35.3	—	—				
五	峯	1000.0	34.9	1.2	36.1	—	—				
太	閣南	850.0	3.5	5.2	8.7	—	—				
關	西	245.0	19.5	—	19.5	—	—				
*新	竹	32.8	4.3	4.2	8.5	3.1	25	11.15-12.15			
平	鎮	17.3	11.0	3.0	14.0	—	—				
苗	栗	48.0	—	2.5	2.5	—	—				
泰	安	550.0	2.5	3.9	6.4	—	—				
和	平	2196.0	3.2	15.0	18.2	—	—				
后	里	199.0	—	25.7	25.7	—	—				
石	岡	320.0	0.8	19.1	19.1	—	—				
*臺	中	83.8	—	23.9	23.9	8.2	26	17.00-18.00			
梧	樓	6.0	1.2	40.5	41.7	—	—				
新	社	470.0	1.0	22.4	23.4	—	—				
八	仙山	630.0	17.0	11.3	28.3	—	—				
萬	合	18.5	2.3	60.4	62.7	—	—				
露	峰	90.0	1.2	21.5	22.7	—	—				
溪	州	33.5	—	79.1	79.1	—	—				
萬	大	890.0	110.0	2.8	112.8	—	—				
北	斗	32.7	3.4	63.0	66.4	—	—				
二	林	11.5	1.7	76.1	77.8	—	—				
二	水	11.1	4.2	25.4	29.6	—	—				
南	投	100.0	—	34.0	34.0	—	—				
日	月潭	1014.8	9.00	26.6	35.0	4.8	26	09.40-10.40			
魚	池	74.4	—	20.5	20.5	—	—				
集	集	215.0	5.8	14.5	20.3	—	—				
大	觀	407.0	18.0	22.0	40.0	—	—				
竹	山	156.0	8.9	31.5	40.4	—	—				
秒	峰	520.0	18.4	26.0	44.4	—	—				
信	義	485.0	48.1	36.1	84.2	—	—				
和	社	987.0	85.4	45.3	130.7	—	—				
*嘉	義	27.8	1.0	115.5	116.5	28.0	26	16.40-17.40	26日11時-26日19時	4小時	
*阿	里山	2406.0	66.4	171.8	238.2	20.0	25	22.10-23.10	25日22時-26日20時	11小時	
*玉	山	3850.0	74.7	67.0	141.7	13.8	25	20.50-21.50	25日20時-26日10時	5小時	
林	內	121.0	2.0	36.8	38.0	—	—				
虎	尾	24.0	0.2	127.5	127.7	—	—				
斗	涯	33.3	3.3	98.4	101.7	—	—				
斗	六	—	3.4	78.3	81.7	—	—				
大	林	—	65.0	85.8	150.8	—	—				
新	港	13.4	18.8	160.0	178.8	—	—				
四	湖	7.2	21.8	118.6	140.4	—	—				
蒜	頭	10.0	27.2	174.5	201.7	—	—				
東	石	2.03	17.0	155.8	172.8	—	—				
朴	子	8.5	37.5	237.3	274.8	—	—				
白	河	44.3	54.9	140.1	195.0	—	—				
水	上	18.0	35.4	135.9	171.3	—	—				

布	袋	2.0	25.0	184.7	209.7	—	—				
鹽	水	8.4	26.6	219.6	246.2	—	—				
新	化	12.0	60.5	226.5	287.0	—	—				
善	化	12.3	27.0	143.6	170.6	—	—				
安	定	12.0	26.5	163.0	189.5	—	—				
北	寮	—	30.0	114.0	144.0	—	—				
左	鎮	12.0	48.5	123.6	192.1	—	—				
柳	營	13.5	26.0	167.7	193.7	—	—				
北	門	2.0	28.6	222.7	251.3	—	—				
麻	豆	10.0	30.0	194.4	224.4	—	—				
二	溪	—	41.3	115.2	156.5	—	—				
七	股	1.4	31.5	252.2	283.7	—	—				
*永	康	11.0	0.2	193.5	193.7	38.2	26	14.50-15.50	26日10時-26日18時	8小時	
*臺	南	12.7	0.2	177.8	178.0	30.5	26	14.40-15.40	26日10時-26日18時	8小時	
照	興	—	55.7	118.5	174.2	—	—				
玉	井	54.3	71.3	205.5	276.8	—	—				
楠	西	92.0	58.9	116.4	175.3	—	—				
旗	山	64.0	67.5	256.7	324.2	—	—				
六	龜	750.0	300.0	252.0	552.0	—	—				
阿	蓮	17.0	42.0	128.0	170.0	—	—				
岡	山	16.0	42.1	155.0	197.1	—	—				
仁	武	20.3	46.0	171.8	217.8	—	—				
橋	頭	7.0	24.5	140.0	164.5	—	—				
鳳	山	9.5	20.5	232.0	252.5	—	—				
*高	雄	29.1	0.6	179.6	180.5	35.8	26	14.00-15.00	26日4時-26日20時	16小時	
田	寮	60.0	42.0	185.0	227.0	—	—				
小	港	3.6	36.2	175.0	211.2	—	—				
大	寮	9.2	15.0	255.0	270.0	—	—				
高	樹	7.6	24.0	173.0	197.0	—	—				
九	如	3.1	39.2	221.4	260.6	—	—				
屏	東	2.4	58.9	159.0	217.9	—	—				
南	州	7.0	124.5	232.8	357.3	—	—				
東	港	3.5	105.2	219.1	324.3	—	—				
大	漠	1170.0	189.0	269.2	458.2	—	—				
燕	巢	19.0	29.0	192.2	221.2	—	—				
*恆	春	22.3	17.8	288.4	306.2	74.0	26	05.10-6.10	26日5時-26日14時	6小時	
壟	丁	70.0	163.0	54.0	217.0	—	—				
澎	湖	9.4	—	66.6	66.6	18.9	26	16.33-17.33	26日17時-26日20時	4小時	
*東	吉	45.5	—	74.4	74.4	15.6	26	13.00-14.00	26日14時-26日15時	1小時	
茂	林	1300.0	290.0	288.0	578.0	—	—				
*大	武	7.6	48.2	207.8	256.0	37.0	26	07.00-08.00	25日20時-26日16時	11小時	
*臺	東	8.9	67.3	201.7	269.0	37.4	26	1.22-2.22	25日21時-26日16時	9小時	
*蘭	嶼	323.3	95.0	31.9	126.9	27.2	25	20.00-21.00	25日20時-26日9時	4小時	
*新	港	36.5	127.4	165.5	292.9	32.0	25	20.47-21.47	25日18時-26日16時	12小時	
*花	蓮	17.6	114.5	42.2	156.7	23.5	25	19.10-20.10	25日13時-25日23時	5小時	
壽	豐	14.0	290.8	24.8	315.6	—	—				

玉里	133.4	374.5	71.6	446.1	—	—			
瑞穗	—	260.0	8.5	268.5	—	—			
光復	19.0	290.8	24.8	315.6	—	—			
里壠	134.9	36.5	224.5	261.0	—	—			
卑南	16.0	142.0	104.5	246.5	—	—			
太麻里	9.0	41.4	707.8	249.2	—	—			
卑南建興	1665.0	27.0	350.0	377.0	—	—			
秀林	1265.0	576.0	30.0	606.2	—	—			
卡社	—	—	118.0	118.0	—	—			
和社	—	—	74.0	74.0	—	—			
郡大	—	—	117.0	117.0	—	—			
丹大	—	—	162.0	162.0	—	—			

\* 爲本局各洲候所之紀錄



圖一 娜定颱風雨量分佈圖

由上圖表，可見本颱風期間降水量以花蓮山區秀林鄉之606公厘爲最多，高雄山區茂林鄉之578公厘居第二，大漢山區之458公厘居第三。大體上言之，由花蓮大濁水沿中央山脈至雲林濁水溪100公厘之等雨量線以南，降水量較多，在此等雨量線以北，因距離颱風中心較遠且受地形阻礙，降水量減少，尤其西北部，苗栗只有廿六日降水2.5公厘、新竹8.5公厘。一時間降水超過10公厘之時間，高雄最多達16小時，故本颱風因降水引起之農業災害，以高雄最爲嚴重。

### 3 娜定颱風之農業災害

娜定颱風所造成之災害，本省南部及東部因風雨交作，損失嚴重；中部及北部因風大雨小，以風災爲主，尤其中部貴重果樹如蘋果、梨及桃等樹落果，損失極爲嚴重，北部之柑桔落果亦嚴重，其他農作物損失輕微。茲將各縣市提供之「娜定颱風農業災害報告」，整理、歸納、計算列表（表三）於下：

由（表三）觀之，本颱風所造成之農業災害據初步估計，共損失新臺幣632,462,000元。其災害程度，以作物類別而言，因風力強大且吹襲時間較長，故青果類之損失最爲嚴重達新臺幣187,039,000元，佔估計損失總額29.6%；其次爲香蕉達144,578,000元，佔22.9%；再次爲甘蔗，損失達113,536,000元，佔17.9%；蔬菜損失101,259,000元，佔16.0%；其他作物如黃麻、棉、豆等損失達70,123,000元，佔11.1%；受災最輕者爲水稻，只有15,823,000元，佔2.5%。因第一期稻作收穫完畢，第二期稻作本省北部適值整田期間，南部適值水稻營養生長期，稻株低矮受害輕微。以地區言，北部地區：包括臺北市、臺北、桃園、新竹及宜蘭縣，估計損失新臺幣38,126,000元，佔損失總額6.0%。本區各地之最大風速在18-29m/s之間，幸降水量不豐，故農業災害，除溪河下游低窪地區遭受河水或海水倒灌外，主要災害爲風害，例如陽明山之柑桔受狂風吹襲落果損失估計達二百餘萬元。

中部地區：包括苗栗、臺中縣、臺中市、彰化、雲林及南投等六縣市，估計損失178,616,000元，佔損失總額28.2%。本區平地最大風速僅10.5m/s，降水量亦不豐，尤其苗栗僅降水2.5公厘，故本區農業災害，除濁水溪下游沿海低窪地區發生洪水氾濫及海水倒灌、田地遭受流砂埋沒蔬菜浸水腐爛外，主要災害亦爲風害。尤其果樹、香蕉、甘蔗等高莖作物，因狂

表三：民國六十年七月廿六日娜定颱風農業災害損失表

地 點	被 害 程 度	水				稻				甘				蔗				其 他 作 物				香				蕉				青				果 △				蔬				菜				估 總 計 金 損 額 (元)	備 註
		被 害 面 積 (公頃)	被 害 程 度 %	換 算 面 積 (公頃)	金 額 (元)	被 害 面 積 (公頃)	被 害 程 度 %	換 算 面 積 (公頃)	金 額 (元)	被 害 面 積 (公頃)	被 害 程 度 %	換 算 面 積 (公頃)	金 額 (元)	被 害 面 積 (公頃)	被 害 程 度 %	換 算 面 積 (公頃)	金 額 (元)	被 害 面 積 (公頃)	被 害 程 度 %	換 算 面 積 (公頃)	金 額 (元)	被 害 面 積 (公頃)	被 害 程 度 %	換 算 面 積 (公頃)	金 額 (元)	被 害 面 積 (公頃)	被 害 程 度 %	換 算 面 積 (公頃)	金 額 (元)	被 害 面 積 (公頃)	被 害 程 度 %	換 算 面 積 (公頃)	金 額 (元)														
臺北市		55.00	70.0	38.50	762,200	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	620.00	20.0	124.00	2,232,000	340.50	32.2	109.90	2,577,000	5,571,200	風害柑桔落東損失 200 餘萬元無農業災害																				
臺北縣		1,506.00	9.1	138.41	1,678,944	—	—	—	—	—	—	—	—	69.77	30.0	20.93	376,740	354.25	7.3	26.09	547,890	851.60	26.9	212.65	5,103,600	7,707,174	果樹因狂風落果水稻蔬菜又受埋沒浸水之害																				
桃園縣		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	108.00	6.8	7.40	192,000	4.00	50.0	2.00	20,000	212,000	風害																				
新竹縣		609.00	18.0	110.00	1,630,700	—	—	—	—	60.00	20.0	12.00	41,040	54.00	20.0	11.00	100,100	1,961.00	19.2	377.00	6,899,000	309.00	25.0	77.00	1,232,000	9,902,340	風害																				
苗栗縣		2.40	10.0	0.24	3,739	4.80	7.0	0.34	20,400	407.00	53.4	217.50	675,000	24.00	60.0	14.40	129,600	751.90	60.3	453.63	5,288,050	100.00	100.0	100.00	360,000	6,476,789	西瓜蔬菜損失 100 %香蕉倒伏60 %																				
臺中縣		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	550.00	5.0	27.50	756,250	1,105.00	38.3	423.50	68,638,000	—	—	—	—	69,394,250	蘋果、梨、桃等果樹因狂風落果嚴重																				
臺中市		—	—	—	—	200.00	1.0	2.00	120,000	—	—	—	—	502.00	5.0	25.10	542,160	—	—	—	—	—	—	—	—	662,160	風害																				
彰化縣		22.00	59.0	12.98	242,402	2,084.89	18.0	375.30	11,409,120	—	—	—	—	757.00	24.0	181.68	5,995,440	1,407.40	12.0	168.89	5,911,150	2,250.00	23.0	517.50	12,420,000	35,978,112	風害																				
雲林縣		2,280.00	5.0	114.00	171,000	8,328.00	7.2	601.00	25,620,000	302.00	21.1	64.00	1,024,000	196.00	60.0	117.00	3,042,000	—	—	—	—	2,493.00	17.5	438.00	26,940,000	56,797,000	田地遭受流砂埋沒二百公頃未包括在內																				
南投縣		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,237.00	19.1	619.00	6,499,500	86.00	60.4	52.00	2,808,000	—	—	—	—	9,307,500	風害梨樹落果60.4 %																				
嘉義縣		—	—	—	—	5,098.42	6.5	332.66	10,859,640	3,348.02	20.6	692.90	6,131,468	730.10	63.5	463.98	9,743,580	4,567.10	10.6	487.88	16,422,780	3,097.02	15.6	484.82	12,552,715	55,710,183	山區之香蕉果樹，沿海地區之黃麻、棉花、大豆等風害嚴重																				
臺南縣		—	—	—	—	14,229.06	3.1	451.51	21,672,480	2,903.19	13.2	383.66	5,517,900	911.51	69.9	637.05	7,644,600	3,314.17	19.9	662.83	21,143,210	229.96	51.9	119.57	777,205	56,755,395	風雨為害，香蕉倒伏69.9 %																				
臺南市		115.00	40.0	46.00	579,600	851.00	5.9	50.59	1,639,100	—	—	—	—	—	—	—	—	35.00	30.0	10.50	214,200	263.00	22.2	58.60	1,189,800	3,622,700	風雨害																				
高雄市		26.00	12.3	3.20	40,960	88.00	5.8	5.15	133,275	—	—	—	—	3.00	35.0	1.05	21,000	9.60	12.6	1.21	24,115	83.00	21.4	17.80	425,760	645,110	風雨災害，水稻浸水，香蕉倒伏35 %																				
高雄縣		1,848.00	5.1	95.00	127,019	3,207.00	13.2	425.00	17,476,230	2,474.00	23.8	571.00	7,840,054	4,280.00	34.4	1,475.00	68,847,200	1,544.00	50.6	782.00	19,078,898	1,103.00	35.7	394.00	11,700,340	125,069,741	未收成香蕉倒伏折斷達 84.8 %，瓜類損失達60 %，水稻浸水																				
屏東縣		5,431.60	13.1	736.68	5,901,900	1,849.80	8.0	149.34	1,785,000	1,045.50	24.2	253.25	3,548.25	5,709.47	19.7	1,126.20	26,153,280	544.94	37.5	204.62	2,859,828	2,619.00	14.0	367.93	15,486,020	52,540,833	水田沖失15公頃、流失埋沒28公頃、海水浸漬 357 公頃																				
臺東縣		—	—	—	—	3,950.99	21.6	855.11	22,484,000	—	—	—	—	368.60	80.0	294.90	7,431,400	2,289.00	17.8	407.00	15,100,000	800.00	40.0	320.00	2,240,000	47,255,400	香蕉折斷倒伏80 %，柑桔、龍眼及蓮霧等遭受風雨打擊																				
花蓮縣		420.50	48.3	203.41	4,218,774	—	—	—	—	49.90	38.2	19.09	722,604	447.00	85.0	379.95	7,295,040	1,103.00	30.6	337.90	10,521,731	862.10	59.0	212.84	2,796,718	25,554,867	稻田流失埋沒51公頃未包括在內、香蕉折斷倒伏85 %																				
宜蘭縣		152.50	60.8	92.74	466,488	16.00	40.0	6.40	320,000	943.00	20.0	188.60	943,000	—	—	—	—	1,302.00	21.4	279.55	8,875,600	822.00	33.4	275.20	4,128,000	14,733,088	海水倒灌水田被害面積 1,741 公頃未包括在內。																				
澎湖縣		—	—	—	—	—	—	—	—	5,900.00	85.0	5,020.00	46,873,430	—	—	—	—	17.00	100.0	17.00	382,500	90.00	70.0	63.00	1,310,400	48,566,330	狂風驟雨為害，瓜類損失 100 %、甘藷損失90 %、花生損失80 %																				
合 計		12,523.00	12.7	1,591.16	15,823,226	39,907.96	8.1	3,254.71	113,539,245	17,432.61	42.6	7,442.00	70,123,321	17,839.45	30.2	5,394.75	144,577,890	21,115.36	22.8	4,823.00	187,038,952	15,817.18	23.8	3,770.81	101,259,538	632,462,172																					

\* 包括甘藷、落花生、黃蘗、大豆、棉花、綠竹、茶等。

△包括柑桔、木瓜、蘋果、梨、桃、西瓜等。

表四：民國六十年九月十八日艾妮絲颱風各地之風速風向表

候 站 名	海 拔 (公尺)	瞬 間 風 速 風 向			最 大 風 速 風 向					平均風速≥10 公尺之時間							
		風 速	風 向	發 生 時 間	風 速	風 向	發 生 期 間	滿福風級	名稱	日	時	風 向	至	日	時	風 向	合計(小時)
彭佳嶼	99.0	40.3 m/s	ESE	19日 07時 20分	30.2 m/s	ESE	19日 04時 26分	11級	暴風	17	08	N	—	19	17	SSE	57小時
鞍子湖	836.2	—	—	—	27.5 "	S	19 07 20	10級	狂風	18	01	NNW	—	19	11	S	35
淡水	600.0	—	—	—	10.7 "	NW	18 11 00	5級	清風	18	11	NW	—	18	13	NW	2
基隆	19.0	25.0 "	SE	19 07 19	14.0 "	SE	19 07 20	7級	疾風	19	07	SE	—	19	08	SE	1
臺北	3.4	32.3 "	N	18 08 04	18.0 "	N	18 08 10	8級	大風	16	19	N	—	19	07	SE	36
文山	8.0	22.5 "	ESE	19 04 45	11.7 "	ENE	18 16 10	6級	強風	18	18	NE	—	19	07	E	2
宜蘭	24.4	—	—	—	10.5 "	ENE	19 02 30	5級	清風	19	02	ENE	—	19	03	NEN	1
六結	7.4	18.9 "	N	18 16 54	14.5 "	N	18 17 00	7級	疾風	18	14	N	—	19	02	ESE	6
新臺中	9.5	16.7 "	NNE	18 17 10	13.8 "	NNE	18 17 00	6級	強風	—	—	—	—	—	—	—	—
日月潭	32.8	20.0 "	NNE	18 16 59	15.7 "	NNE	18 16 50	7級	疾風	18	10	NNE	—	18	22	NNE	11
嘉義	83.3	28.6 "	N	18 19 06	18.8 "	N	18 19 10	8級	大風	18	17	N	—	18	21	N	5
阿里山	1014.8	—	—	—	6.0 "	SSW	19 08 00	4級	和風	—	—	—	—	—	—	—	—
玉山	27.8	26.0 "	NNW	18 19 02	16.0 "	NW	18 19 10	7級	疾風	17	14	N	—	19	06	SSW	24
臺南	2406.1	14.2 "	W	18 20 40	8.52 "	SE	19 16 20	5級	清風	—	—	—	—	—	—	—	—
永康	3850.0	—	—	—	9.01 "	S	19 16 50	11級	暴風	18	15	NE	—	20	09	S	32
高雄	12.7	27.2 "	NNW	18 14 28	5.0 "	NW	18 21 04	7級	疾風	18	16	N	—	19	02	W	9
澎湖	11.0	24.0 "	NNW	18 17 12	16.7 "	NNW	18 17 20	7級	疾風	18	14	NNW	—	18	21	NW	8
恆春	29.1	34.8 "	WNW	19 01 28	17.2 "	WNW	19 01 20	8級	大風	18	12	NNE	—	19	06	WSW	16
東吉島	9.4	26.2 "	NNW	18 16 30	20.3 "	NNW	18 20 50	8級	大風	16	17	NNE	—	19	12	WSW	61
大武壠	22.3	26.0 "	NW	18 15 17	17.0 "	NW	18 15 20	7級	疾風	18	10	NW	—	19	03	W	18
蘭嶼	45.5	34.3 "	NNW	18 19 58	24.7 "	NNW	18 23 00	10級	狂風	14	14	NNE	—	19	11	WSW	118
新港	7.6	18.0 "	SSW	19 01 47	8.7 "	SSW	18 22 30	5級	清風	—	—	—	—	—	—	—	—
花蓮	8.9	16.2 "	SSW	19 09 58	11.0 "	SSW	19 10 10	6級	強風	17	14	NE	—	19	11	SSW	3
花蓮	323.3	32.5 "	WSW	18 24 00	29.7 "	WSW	18 24 00	11級	暴風	15	02	NE	—	19	11	SW	86
新港	36.5	19.5 "	NNE	17 13 50	13.5 "	NNE	17 13 45	6級	強風	17	10	N	—	19	15	SSW	15
花蓮	17.6	19.6 "	N	18 10 00	10.7 "	NNE	18 15 00	5級	清風	18	15	NNE	—	18	20	E	2

風襲擊而倒伏及落果。例如臺中縣山區之蘋果、梨、桃及柿等貴重溫帶果樹落果損失即達 68,638,000 元。

嘉南地區：包括嘉義、臺南縣及臺南市，估計損失 116,038,000 元，佔估計損失總額 18.4%。本區平地最大風速在 14.3-19.0m/s 之間，山地則為 9 級 (21.7 m/s) 以上之烈風，且吹襲時間又久，（嘉義 34 小時，臺南 9 小時）降水又豐沛，故農業災害，以風害為主、雨害為副。山區之果樹、香蕉，平地之甘蔗、黃麻、棉花及大豆等高莖作物，因狂風倒伏或落果或葉片枯萎，影響產量及品質至鉅。

高屏地區：包括高雄縣、高雄市及屏東縣，估計損失新臺幣 178,256,000 元，佔損失總額 28.2%。本區於七月廿五日即降豪雨，平均降水量在 250 公厘以上，且風力又強，高雄最大風速達 25.0m/s，相當於 10 級狂風，恆春 16.7m/s，相當於 7 級疾風，平均風速每秒超過 (≥) 10 公尺之時間又長，高雄 16 小時，恆春 17 小時，故本區受嚴重風雨災害。水稻、蔬菜遭受流失、埋沒及浸水之災，香蕉、甘蔗遭受倒伏、折斷之害。例如高雄未收成香蕉倒伏達 84.8%，估計損失新臺幣 68,847,000 元，佔高雄縣農業損失總額 55.0%。屏東香蕉損失亦達新臺幣 26,153,000 元。

東部地區：包括臺東及花蓮縣，估計損失新臺幣 72,810,000 元，佔損失總額 11.5%。本區為娜定颱風登陸之區，登陸時之瞬間風速新港達 45.0m/s，相當於 14 級颶風，最大風速新港為 34.0m/s、花蓮 22.3m/s，臺東 21.0m/s 均相當於 9 級烈風以上之威力；平均風速每秒超過 10 公尺之時間又久，花蓮 25 小時，新港 23 小時，臺東 22 小時，兼之降水量甚多，新港 292 公厘，臺東 269 公厘，花蓮 156 公厘，故本區為嚴重之風雨災害。臺東損失 47,255,000 元，以甘蔗、青果之損失最為嚴重，其次為香蕉。花蓮損失 25,555,000 元，亦以青果損失最為嚴重，香蕉次之，稻田之損失亦嚴重。

澎湖：以區區島縣農業損失達 48,566,000 元，佔全省農業損失總額達 7.7%，其災害程度可想而知。

緣娜定颱風於廿六日 8 時經馬公附近之瞬間風速達 33.9m/s，相當於 12 級颶風，最大風速亦達 24m/s，相當於 9 級烈風，強烈風暴，攜帶海水，降落地面，變成鹹雨，使甘藷枯萎致死 90%，落花生枯死 80%，兩項估計損失 46,873,000 元。蔬菜類枯死 70%，洋香瓜及加寶瓜則全部枯萎致死。

## 二、艾妮絲颱風

輕度颱風艾妮絲（暴風半徑 200 公里，颱風中心最大風速每秒 25 公尺），於九月十八日傍晚在宜蘭、花蓮間之大濁水登陸，跨越中央山脈由新竹、臺中間出海，進入臺灣海峽，威力減弱，逐漸遠離時省。

### 1. 艾妮絲颱風風力分佈

本次颱風，全省各地之風力除高山離島外均不強烈，且強風吹襲時間亦不久。茲將本局各測候所之風向風速紀錄，列表（表四）於下：

由（表四），可知在本颱風期間，本省各地之瞬間最大風速除彭佳嶼之 40.3m/s 外，以高雄之 34.8m/s 為最大，蘭嶼之 32.5m/s 次之，基隆之 32.3m/s 又次之，臺中之 28.6m/s 再次之，以阿里山最小，只有 14.2m/s。

各地十分鐘平均最大風速，除外島及高山外，以臺中之 18.8m/s 為最大，基隆之 18.0m/s 次之，高雄之 17.2m/s 又次之。以日月潭最小，因受地形影響只有 6.0m/s，相當於 4 級之和風。

平均風速每秒超過 10 公尺 (≥10m/s) 之時間，除高山離島外，以基隆之 36 小時為最長，嘉義 24 小時次之，高雄 16 小時又次之，以淡水最少只有 1 小時。故本颱風之風害輕微。

### 2. 艾妮絲颱風雨量分佈

本颱風雖為輕度颱風，但所挾帶之豪雨遍及全省，尤其北部及西南部山區。茲將本局各測候所及各民用氣象站九月十七、十八及十九三日之雨量紀錄，整理、統計、列表（表五）並繪製等雨量圖（圖二）如下：

表五：民國六十年九月十八日艾妮絲颱風各地之降水紀錄

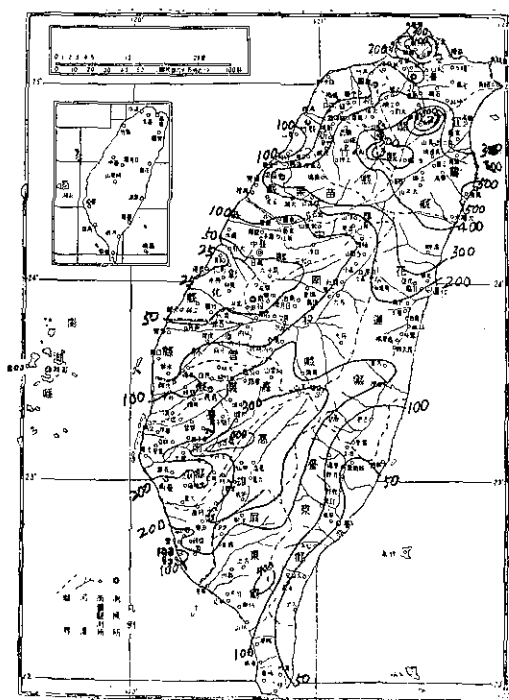
站 名	海 拔 (公尺)	降 水 量 (公厘)				一時間最大降水量			一時間降水超過十公厘之時間		
		17日	18日	19日	合 計	公厘	日	時	起	至	止 合 計 (小時)
*彭佳嶼	99.0	23.0	127.0	12.5	162.5	26.7	18	12.09-13.29	18日11時	18日15時	4
*竹子湖	6000.0	—	377.5	22.4	400.2	48.9	18	13.00-14.00	18日03時	18日23時	15
*鞍 部	836.7	95.7	402.6	23.9	522.2	41.0	18	08.00-09.00	16日18時	18日23時	23
*淡 水	19.0	22.6	181.5	7.4	211.5	24.0	18	13.00-14.00	18日03時	18日23時	10



和社	987.0	43.5	107.5	2.5	153.5							
*嘉義	27.8	—	102.3	81.1	183.4	20.0	19	06.00-07.00	18日22時-19日08時	4		
*阿里山	2406.1	0.9	205.4	55.4	261.7	27.0	18	19.00-20.00	18日15時-18日23時	8		
*玉山	3850.0	0.7	297.1	25.8	323.6	50.7	18	20.00-21.00	18日12時-18日22時	9		
林內	121.0	7.0	62.7	4.4	74.1							
虎尾	24.0	—	60.4	32.8	93.2							
斗南	33.3	8.0	87.2	5.4	100.6							
大林	—	11.2	111.1	19.7	142.0							
新港	13.4	2.0	85.0	10.5	97.5							
四湖	7.2	1.6	79.5	8.9	90.0							
蒜頭	10.0	2.7	48.5	6.4	57.6							
東石	2.0	0.9	84.2	9.4	94.5							
朴子	8.5	3.2	115.0	10.5	128.7							
白河	44.3	5.2	247.6	22.8	275.6							
水上	18.0	7.1	154.4	24.6	186.1							
布袋	2.0	1.1	78.6	22.5	102.2							
鹽水	8.4	4.3	148.3	20.5	173.1							
新化	12.0	1.7	215.0	52.8	269.5							
善化	12.3	3.0	163.5	23.7	190.2							
安定	12.0	2.0	147.6	48.2	197.8							
北寮	—	2.6	252.4	22.0	277.0							
左鎮	12.0	—	210.2	51.0	261.2							
柳營	13.5	5.1	168.2	20.0	193.2							
北門	2.0	1.7	124.1	22.8	148.6							
麻豆	10.0	2.9	170.2	21.8	194.9							
二溪	—	2.8	198.2	26.5	227.5							
七股	1.4	2.6	139.1	24.8	166.5							
*永康	11.0	—	67.0	131.8	198.8	23.4	19	00.00-01.00	18日21時-19日04時	6		
*望南	12.7	—	91.3	158.1	249.4	33.2	19	00.20-01.20	18日21時-19日04時	8		
照興	—	8.9	417.7	44.0	470.6							
玉井	54.3	4.5	232.8	23.9	261.2							
楠西	92.0	6.8	450.3	38.2	495.3							
旗山	64.0	1.9	222.0	29.1	253.0							
六龜	750.0	24.2	26.8	269.0	320.0							
阿蓮	17.0	1.5	170.0	35.0	206.5							
岡山	16.0	2.5	147.6	22.2	199.3							
仁武	20.3	3.7	167.4	23.9	195.0							
橋頭	7.0	2.0	143.3	25.3	170.6							
鳳山	9.5	—	145.0	27.0	172.0							
*高雄	29.1	—	29.8	58.4	88.2	8.7	20	01.45-02.30	—			
田寮	60.0	8.0	185.6	28.0	221.6							
小港	3.6	—	115.8	44.2	160.0							
大寮	9.2	—	142.5	23.5	166.0							
高樹	7.6	6.0	193.5	31.1	230.6							
九如	3.1	0.3	166.4	24.9	191.6							
屏東	2.4	1.3	146.0	15.7	163.0							

南 洲	7.0	12.7	131.0	21.6	165.3						
東 港	3.5	2.9	135.6	21.8	160.3						
大 漢	1170.0	24.2	379.2	34.6	438.0						
燕 巢	19.0	2.3	187.0	20.0	209.3						
*恆 春	22.3	8.2	22.4	25.3	55.9	8.4	18	23.00-24.00	—	—	
墾 丁	70.0	10.0	32.5	16.5	59.0						
澎 湖	9.4	—	27.3	77.8	105.1	11.1	19	02.00-03.00	19日03時-19日00時	1	
*東 吉	45.5	—	16.5	50.4	66.9	8.1	19	06.00-07.00	—	—	
茂 林	1300.0	28.0	288.0	20.0	336.0						
*大 武	7.6	13.5	3.5	12.5	29.5	9.6	17	19.00-20.00	—	—	
*臺 東	8.9	—	15.5	13.7	29.2	3.6	18	22.00-23.00	—	—	
*蘭 嶼	323.3	20.6	18.5	25.8	64.9	12.0	19	12.15-13.15	19日13時-19日13時	1	
*新 港	36.5	0.3	53.7	6.1	60.1	16.8	18	15.05-16.05	18日10時-18日16時	2	
*花 蓮	17.6	4.8	146.4	38.6	189.8	38.6	18	20.40-21.40	18日14時-19日04時	6	
壽 豐	14.0	6.5	172.0	1.8	180.3						
玉 里	133.4	7.1	50.8	0.5	58.4						
瑞 穗	—	7.0	158.2	—	165.2						
光 復	19.4	13.5	182.8	0.1	196.4						
里 壠	134.9	—	10.3	20.5	30.8						
卑 南	16.0	—	19.7	52.8	72.5						
太 麻	9.0	8.5	3.5	15.3	27.3						
秀 林	1265.0	37.6	261.1	0.7	299.4						

\* 為本局各測候所之紀錄



圖二 艾妮絲颱風雨量分佈圖

由上圖表顯示，本颱風之雨量分佈，顯分四區：  
 (1)北部多雨區，本颱風之降水量集中於雪山山脈及大屯山區，尤其石門水庫之上游於九月十七日即開始豪雨，高義共降水 795 公厘，巴陵 511 公厘，霞雲及玉峯各降 444 公厘，使石門水庫灌溉發電缺水情況改觀。新店雙坑降水 652 公厘，烏來 672 公厘。鞍部降水 522 公厘，竹子湖 400 公厘。大體言之，200 公厘等雨線自花蓮西向，跨越中央山脈，經臺中、苗栗、新竹及桃園縣等東部山區至臺北縣觀音山，此線以內降水量均在 200 公厘以上，致山洪暴發，橋樑衝斷，公路坍方，溪河下游積水成災。  
 (2)西南部多雨區，中央山脈及阿里山山脈之西南部，包括嘉義、臺南及高雄縣山區，降水亦在等雨線 200 公厘以上，尤其楠西降水 495 公厘，照興 470 公厘。  
 (3)臺中盆地少雨區，因艾妮絲颱風攜帶之水汽，在跨越中央山脈時，被迫上升，凝結成雨降落於山區，而本盆地位於背風面，空氣乾燥，故雨量減少。臺中、彰化西部平原降水量均在等雨量線 50 公厘以下，尤其沿海一帶。  
 (4)東南沿海少雨區，自新港沿臺東海岸山脈山麓南下經臺東、大武之沿海地帶，其降水量亦在 50 公厘等雨量線以下，

表六：民國六十年九月十八日艾妮絲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				青 果 △				蔬 菜				估 總 計 額 (元)	備 註
	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)	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)		
臺北市	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	本颱風災害輕微，與貝絲颱風災害合併調查。		
臺北縣	582.68	11.3	66.14	802,014	—	—	—	—	0.12	100.0	0.12	2,880	—	—	—	—	—	—	—	243.50	39.7	96.85	2,324,400	3,129,294		
桃園縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	無農業災害		
新竹縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	無農業災害		
苗栗縣	17.98	81.2	14.60	224,538	—	—	—	—	—	—	—	—	155.00	5.64	87.50	1,438,500	730.90	9.8	72.26	4,243,651	178.00	39.9	44.54	890,800	6,797,490	農田流失埋沒 14.98 公頃
臺中縣	720.00	14.6	105.40	1,992,060	790.00	11.6	91.75	3,211,250	153.00	30.0	45.00	511,560	1,859.00	53.5	995.50	24,887,500	845.50	5.4	45.98	4,081,240	544.00	15.5	84.10	1,076,608	35,760,218	
臺中市	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	本颱風災害與貝絲颱風合併調查		
彰化縣	—	—	—	—	2,082.00	12.8	249.84	7,595,136	—	—	—	—	740.00	30.0	222.00	7,326,000	896.00	14.9	283.68	13,154,400	2,046.00	20.0	409.20	9,820,800	37,896,336	
雲林縣	1,562.00	20.0	312.00	5,628,480	8,030.00	6.1	494.00	21,048,000	1,712.00	11.5	198.00	1,329,600	196.00	40.0	78.00	2,028,005	440.00	5.0	22.00	858,000	2,500.09	20.0	750.00	22,500,000	53,892,080	海水倒灌水稻12公頃、落花生23公頃、甘藷32公頃
南投縣	7,004.80	16.0	336.48	5,700,444	12.68	25.0	3.24	58,320	2,309.40	18.7	433.24	5,907,348	8,082.00	39.0	3,212.00	80,530,725	85.00	10.0	8.50	76,500	50.00	54.0	27.00	1,225,000	93,498,337	
嘉義縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	本颱風與貝絲颱風合併調查		
臺南縣	8,525.00	17.0	1,449.25	30,144,400	24,713.92	3.6	912.24	43,787,520	2,312.15	11.6	270.03	4,006,201	723.50	60.0	434.10	5,209,200	—	—	—	—	511.60	50.0	255.80	1,585,960	84,733,281	
臺南市	1,470.00	10.0	147.00	1,852,200	—	—	—	—	36.00	10.0	360	23,760	—	—	—	—	—	—	—	202.00	11.2	22.70	391,200	2,267,160		
高雄市	208.00	7.1	14.95	191,360	71.00	6.4	4.58	95,830	14.00	10.0	140	4,200	2.00	20.0	0.40	8,000	2.00	10.0	0.20	2,600	46.00	11.6	5.35	117,900	426,890	
高雄縣	10,759.00	16.5	1,775.10	23,623,921	5,485.00	8.5	469.00	13,129,689	482.00	22.2	107.40	1,082,766	3,754.00	11.9	447.10	13,681,260	433.00	25.8	112.00	3,318,875	1,049.00	31.0	326.00	10,025,216	64,861,727	
屏東縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	艾妮絲與貝絲接踵而至被害情形合併調查。		
臺東縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	無農業災害		
花蓮縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	無農業災害		
宜蘭縣	905.00	11.8	94.75	1,137,000	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	19.50	84.6	16.50	247,500	1,384,500	〃	
澎湖縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	無農業災害		
合 計	26,754.46	16.5	4,415.67	71,296,417	41,184.60	5.4	2,224.65	88,925,745	7,018.67	15.0	1,059.69	12,875,315	15,511.50	35.3	5,476.60	135,109,185	4,432.40	12.2	544.62	25,735,267	7,389.60	27.5	2,038.04	50,205,384	384,147,313	

\* 包括甘藷、落花生、黃蘗、大豆、棉花、綠竹、茶、玉米、樹薯。

△包括柑桔、木瓜、蘋果、梨、桃、西瓜、楊桃、荔枝、蕃石榴。

太麻里只有27公厘，大武、臺東均降水29公厘。是以本次颱風，臺東、花蓮兩縣均無農業災害。

### 3. 艾妮絲颱風之農業災害

由以上分析，艾妮絲颱風之風力雖弱，而所攜帶之雨量却充沛，使北部溪河水位暴漲，橋樑冲毀、公路坍方，交通阻斷，淡水河下游之蘆洲恰似水鄉，三重積水嚴重。中部濁水溪下游之麥寮鄉更是洪水氾濫，農作物腐爛、流失（註九）。茲將各縣市提供之「艾妮絲颱風農業災害報告表」，整理、統計、歸納之，列表（表六）如下：

由上表觀之，本颱風造成之災害，除臺北市、臺中市因災害輕微無個別調查及嘉義、屏東兩縣因貝絲颱風接踵而至，被害情形與貝絲颱風合併調查外，估計損失總額達新臺幣384,147,000元。其災害程度，以作物別而言，高莖作物倒伏、折斷受害較為嚴重。香蕉因風雨襲擊，損失估計達新臺幣135,109,000元，佔損失總額35.2%；甘蔗損失88,926,000元，佔損失總額23.1%；水稻損失71,296,000元，佔損失總額18.5%；蔬菜因浸水腐爛或埋沒流失，估計損失50,205,000元，佔損失總額13.1%；青果落果嚴重，損失25,735,000元，佔損失總額6.7%；其他作物損失12,875,000元，佔損失總額3.4%。以地區言，北部地區包括臺北市、臺北、桃園、新竹及宜蘭等五縣市。本區降水量雖然極豐沛，但久旱逢甘霖，地表乾燥，雨水滲透容易，只有臺北縣之三重、蘆洲因海水倒灌及宜蘭縣蘭陽溪下游稻田、菜園浸水，估計損失新臺幣4,513,000元，僅佔損失總額1.2%。中部地區：包括苗栗、臺中、彰化、雲林及南投等六縣市。本區受狂風豪雨襲擊，致高莖作物倒伏折斷，損失嚴重，估計損失新臺幣227,344,000元，佔損失總額59.2%，僅香蕉一項，南投損失80,531,000元，臺中損失24,888,000元。嘉南地區：包括嘉義、臺南三縣市。嘉義因貝絲颱風接踵而至，未及調查，其災害與貝絲颱風災害合併調查。臺南縣損失新臺幣84,733,000元，臺南市損失2,267,000元，二者共損失87,000,000元，佔損失總額22.6%。僅甘蔗之損失即達新臺幣43,787,000元，水稻適值抽穗開花期，故損失亦嚴重達31,996,000元。高屏地區：包括高雄縣市及屏東縣。因屏東縣艾妮絲與貝絲颱風之農業災害合併調查，僅高雄縣、市之農業損失即達新臺幣65,289,000元，佔損失總額17.0%。以水稻之損失最為嚴重，達新臺幣23,815,000元，其次為香蕉達新臺幣13,689,000元，再次為甘蔗估計損失新臺幣13,226,000元。東部地區：包括臺東、花

蓮兩縣，因本颱風期間該兩縣之風速不大，雨量又不豐，故均無農業災害，澎湖縣亦然。

## 三、貝絲颱風

強烈颱風貝絲（暴風半徑300公里，颱風中心最大風速每秒65公尺），於九月二十二日晚10時許由宜蘭北方登陸，肆虐四、五小時後，由桃園附近進入臺灣海峽北部，威力減弱，變成中度颱風。二十三日8時颱風中心位置在馬祖南方約90公里之海面上向西北進行，逐漸遠離本省。

### 1. 貝絲颱風風力分佈

本次颱風為本省前所罕見之颶風，全省各地之風力及平均風速每每秒超過10公尺（ $\geq 10\text{m/s}$ ）之時間，除大武、花蓮而外，均強烈而長久。茲將本局各測候所之風向風速紀錄，統計之列表（表七）於下：

由上表顯示，本颱風期間，不論瞬間風速抑是十分鐘平均最大風速，均以北部最為強烈，尤以基隆、彭佳嶼為甚，基隆瞬間風速67.0m/s，彭佳嶼66.2m/s，為陸上罕有17級以上之颶風，臺北瞬間風速為47.0m/s，淡水為39.0m/s，宜蘭為35.0m/s，新竹為32.0m/s，相當於11級以上之暴風。本省中部、南部及東部之瞬間風速較小，臺中22.8m/s，臺南26.0m/s，高雄24.0m/s，澎湖23.7m/s，蘭嶼26.0m/s，臺東22.2m/s。十分鐘平均最大風速，以彭佳嶼之55.6m/s為最大，較部次之為36.0m/s，基隆又次之為35.0m/s，均相當於蒲福氏12級以上之颶風。淡水為27.3m/s，臺北為25.0m/s，均相當於蒲福氏10級之狂風，新行為23.3m/s，宜蘭為22.3m/s，均相當於9級之烈風，其他各地除高山離島而外，最大風速均在7級風左右。平均風速每秒超過10公尺（ $\geq 10\text{m/s}$ ）時間之久暫，以高山離島吹襲時間較長。平地吹襲時間較短，基隆強風吹襲時間最長達21小時，新港17小時，嘉義13小時，臺北12小時，淡水、竹子湖、新竹及宜蘭均吹襲10小時。臺中8小時，臺東7小時，高雄6小時，臺南4小時，花蓮2小時，故本颱風之風害，以本省北部、中部最為嚴重、南部次之、東部最輕。

### 2. 貝絲颱風雨量分佈

本颱風所挾帶之豪雨，籠罩於本省北部及中部山區，引起北部及中部嚴重之農業災害。茲將本局各測候所及各民用氣象站九月二十一至二十三日三日之雨量紀錄，列表（表八）並繪製等雨量圖（圖三）如下：

（註九）：中國時報記者劉燕風雲林縣麥寮鄉十九日專電中國時報九月廿日版。

表七：民國六十年九月廿二日貝絲颶風各地之風速風向表

站名	海拔 (公尺)	瞬間風速風向			最大風速風向				平均風速每秒 $\geq 10$ 公尺之時間							
		風速	風向	發生時間	風速	風向	發生時間	蒲福風紙 名稱	日	時	風向	至	日	時	風向	合計(小時)
彰化	99.0	66.2 m/s	ESE	22日 21時 23分	55.6 m/s	ESE	22日 21時 25分	16級 颶風	22	02	NNE	—	24	05	SSE	52小時
鞍部	836.2	—	—	—	36.0 "	NNW	22 21 40	12級 颶風	22	14	NW	—	23	08	SE	19小時
竹子湖	600.0	—	—	—	34.4 "	NW	22 22 00	12級 颶風	22	15	W	—	23	05	NE	10小時
淡水	19.0	39.0 "	ESE	23 00 20	27.3 "	ESE	23 01 00	10級 狂風	22	20	N	—	23	05	SE	10小時
基隆	3.4	67.0 "	N	22 21 10	35.0 "	N	22 21 30	12級 颶風	22	07	N	—	23	07	SE	21小時
臺北	8.0	47.0 "	N	22 21 44	25.0 "	E	23 00 10	10級 狂風	22	16	NNE	—	23	04	ESE	12小時
文山	24.4	—	—	—	22.6 "	ENE	23 00 47	9級 烈風	21	18	NW	—	23	18	ENE	12小時
宜蘭	7.4	35.0 "	NW	22 20 40	22.3 "	NW	22 21 20	9級 烈風	22	18	NNW	—	23	03	ESE	10小時
六結	9.5	36.3 "	NW	22 20 58	31.2 "	NW	22 20 55	11級 暴風	22	21	NW	—	22	21	NW	1小時
新臺中	32.8	32.0 "	NNW	22 23 05	23.3 "	NNW	22 23 00	9級 烈風	22	18	NNE	—	23	06	SSW	10小時
日月潭	83.8	22.8 "	N	22 19 00	15.7 "	N	22 19 00	7級 疾風	22	19	N	—	23	08	SSW	8小時
嘉義	1014.8	—	—	—	15.0 "	W	23 07 00	7級 疾風	22	03	SW	—	23	07	W	4小時
阿里山	27.8	22.9 "	NW	22 20 40	16.7 "	NNW	22 19 00	7級 疾風	22	16	N	—	23	04	WSW	13小時
玉山	2406.1	18.0 "	W	23 00 15	15.3 "	W	23 00 10	7級 疾風	22	24	W	—	23	04	WSW	5小時
臺南	3850.0	—	—	—	28.7 "	NW	23 00 10	11級 暴風	22	16	NNW	—	24	03	SW	36小時
永康	12.7	26.0 "	NNW	23 00 25	12.3 "	NNW	22 22 40	6級 強風	22	21	NNW	—	22	24	NW	4小時
高雄	11.0	21.3 "	NNW	22 22 52	14.3 "	NNW	22 23 00	7級 疾風	22	21	NNW	—	22	24	NNW	4小時
澎湖	29.1	24.0 "	NW	23 04 00	17.0 "	NW	23 04 00	7級 疾風	22	22	NNW	—	23	05	NNW	6小時
恆春	9.4	23.7 "	NW	22 23 05	18.5 "	NW	22 23 10	8級 大風	22	08	N	—	23	09	WSW	25小時
東吉	22.3	23.0 "	NW	22 18 12	16.2 "	NW	22 18 10	7級 疾風	22	18	NW	—	23	03	WSW	9小時
大武壠	45.5	29.9 "	N	22 22 25	22.7 "	N	22 22 30	9級 烈風	21	14	NNE	—	23	14	SSW	49小時
臺東	7.6	18.2 "	S	23 00 20	10.0 "	S	22 23 10	5級 清風	—	—	—	—	—	—	—	—
蘭嶼	8.9	22.2 "	SSW	23 04 45	14.0 "	SSW	23 04 40	7級 疾風	23	03	SW	—	23	14	SSW	7小時
新港	323.3	36.0 "	SW	23 02 50	31.8 "	SW	23 03 00	11級 暴風	21	08	NE	—	23	20	SW	47小時
花蓮	36.5	27.5 "	SSW	23 04 07	18.7 "	SSW	23 04 45	8級 大風	22	24	SW	—	23	18	SSW	17小時
花蓮	17.6	24.1 "	S	22 23 34	16.7 "	S	22 23 30	7級 疾風	22	23	S	—	22	24	S	2小時

表八：民國六十年九月二十二日貝絲颱風各地降水紀錄

站 名	海 拔	降 水 量 (公 厘)				一時間最大降水量			一時間最大降水超過十公厘之時間	
	(公尺)	21日	22日	23日	合計	公厘	日	時 間	起 至 止	合 計 (小時)
*彭佳嶼	94.0	—	122.7	112.8	235.5	32.8	22	22.55-23.55	22日20時—23日04時	9
*竹子湖	600.0	37.1	174.8	67.3	279.2	36.0	22	19.00-20.00	22日19時—23日03時	9
*鞍部	836.7	70.1	263.4	61.4	394.9	41.0	22	19.00-20.00	22日08時—23日02時	11
*淡水	19.0	17.8	91.2	37.2	146.2	18.8	22	19.10-20.10	22日20時—22日24時	4
*基隆	3.4	5.8	93.1	97.9	196.8	27.0	23	01.00-02.00	22日20時—23日04時	8
*臺北	8.0	25.7	122.1	33.8	181.6	27.4	22	22.50-23.50	22日20時—22日24時	4
*文山	24.4	13.2	188.5	4.0	205.7	24.0	22	20.00-21.00	22日19時—23日13時	6
龜山	72.0	92.0	149.0	1.0	242.0					
新店	250.0	131.0	357.5	2.4	490.9					
新烏來	204.4	—	130.0	340.0	470.0					
新莊	9.3	16.2	182.6	7.4	206.2					
新林口	250.0	6.6	237.5	34.2	276.5					
*宜蘭	7.4	8.3	192.8	12.4	213.5	49.0	22	22.40-23.40	22日17時—22日24時	8
*金六結	9.5	4.5	172.9	10.9	188.3	45.3	22	22.32-23.32	22日17時—22日24時	8
天戟	140.0	22.2	102.5	—	124.7					
南澳	55.0	23.0	234.0	2.8	259.8					
石門	170.0	29.4	248.6	4.3	282.3					
霞雲	500.0	123.0	326.5	3.2	452.7					
高義	650.0	235.5	705.2	2.0	942.7					
巴稜	1220.0	148.1	388.6	—	536.7					
玉峰	770.0	142.3	469.6	—	611.9					
五峰	1000.0	72.4	182.4	0.4	255.2					
太閣	850.0	5.3	372.5	5.8	383.6					
關西	245.0	43.1	330.4	3.8	377.3					
*新竹	32.8	116.6	153.4	51.5	321.5	49.0	22	00.08-01.08	21日20時—22日10時	8
平鎮	17.3	28.0	144.0	174.5	346.5					
苗栗	48.0	34.1	237.0	1.6	272.7					
泰安	550.0	6.9	381.4	22.6	410.9					
和平	2196.0	5.7	185.7	36.5	227.9					
后里	199.0	12.5	106.8	25.9	145.2					
石岡	320.0	3.5	157.4	24.7	185.6					
*臺中	83.8	—	31.1	75.4	106.5	13.6	23	06.00-07.00	23日06時—23日06時	3
梧棲	6.0	5.6	44.0	38.5	88.1					
新社	470.0	—	65.0	181.0	246.0					
八仙山	630.0	1.1	23.0	11.0	35.1					
萬合	18.5	5.2	72.4	11.9	89.5					
東勢	380.0	19.3	1.9	336.0	357.7					
溪州	33.5	—	53.0	7.2	60.2					
萬大	890.0	—	—	207.0	207.0					
北斗	32.7	—	43.8	7.3	51.1					
竹塘	11.5	—	42.8	19.6	62.4					

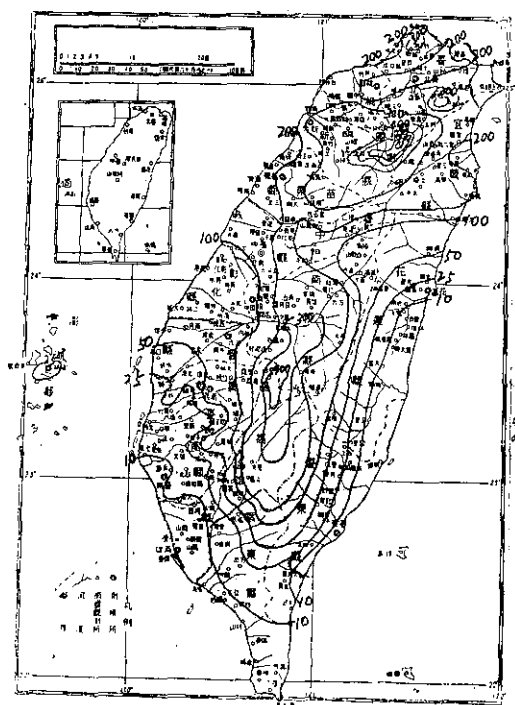


仁武	20.3	—	8.5	—	8.5						
橋頭	7.0	—	7.5	—	7.5						
鳳山	9.5	—	—	—	—						
*高雄	29.1	—	0.1	1.6	1.7	0.8	23	04.10-05.10	—	—	
田寮	60.0	—	8.6	—	8.6						
小港	3.6	—	—	—	—						
大寮	9.2	—	—	—	—						
高樹	7.6	—	15.6	17.2	32.8						
九如	3.1	—	13.2	0.1	13.3						
屏東	2.4	—	10.6	5.8	16.4						
南州	7.0	—	—	7.0	7.0						
東港	3.5	—	—	1.6	1.6						
大漢山	1170.0	0.4	—	20.4	20.8						
燕巢	19.0	—	7.3	—	7.3						
*恆春	22.3	—	—	2.9	2.9	2.9	23	17.55-18.55	—	—	
墾丁	70.0	—	—	1.0	1.0						
澎湖	9.4	—	—	14.2	14.2						
*東吉島	45.5	—	0.2	0.5	0.7	0.5	23	04.10-05.10	—	—	
茂林	1300.0	5.5	332.6	53.6	391.7						
大武壠	7.6	—	—	14.5	14.5	3.0	23	06.00-07.00	—	—	
臺東	8.9	—	2.3	0.6	2.9	1.3	23	02.25-03.25	—	—	
*蘭嶼	323.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
*新港	36.5	—	1.2	0.4	1.6	1.0	22	15.25-16.25	—	—	
*花蓮	17.6	—	13.3	0.8	14.1	4.7	22	16.00-17.00	—	—	
壽豐	14.0	—	9.2	—	9.2						
玉里	135.4	—	0.9	—	0.9						
瑞穗	12.1	—	—	1.1	1.1						
光復	19.4	—	4.5	—	4.5						
里壠	134.9	—	—	—	—						
卑南	16.0	—	—	—	—						
太麻里	9.0	—	—	1.5	1.5						

\* 爲本局各測候所之記錄。

由上圖表顯示，本颱風降水量之分佈，因受地形影響，發生山地多雨、平地少雨之對稱現象。(1)山地多雨區：本颱風在宜蘭北方登陸，其所攜帶之充沛水汽受雪山山脈阻礙，被迫上升，冷卻凝結成豪雨，降落於山區，尤其在石門水庫上游各地。石門水庫二十一日即降豪雨，持續43小時，至二十三日始放晴。計高義降水 943 公厘、玉峯 612 公厘、巴陵 537 公厘、霞雲 453 公厘。幸本局預報準確，使石門水庫提早於二十日洩洪，以減少水災程度。然大漢溪下游之新莊、三重、蘆洲、五股等低窪鄉鎮，在狂風、暴雨、洪流侵襲下，仍變成水鄉澤國。其災害程度遠較「葛樂禮」、「芙勞西」颱風爲嚴重。另一多雨區出現於阿

里山山脈濁水溪上游地區，顯係具絲颱風出海後，由其南側邊緣誘發之南方氣流入侵，受高山阻礙，被迫上升，冷卻凝結所降之豪雨。阿里山二十二日降水 160 公厘而颱風離境後（二十三日）降水 306 公厘，卽爲明證。(2)平地少雨區：降水 25 公厘之等雨量線，由花蓮之北埔沿臺東縱谷南下，跨中央山脈南部西北向至嘉義之東石，此線以南降水量稀少，尤其西南沿海地區，因地勢平坦，入侵之西南氣流不能發生上升作用；及東南沿海地區，因位於中央山脈之背風面。高雄降水 1.7 公厘、東港 1.6 公厘、墾丁 1.0 公厘、臺東 2.9 公厘、玉里 0.9 公厘、新港 1.6 公厘、瑞穗 1.1 公厘。故本颱風之水災亦以本省北部及中部最爲嚴重。



圖三 貝絲颱風雨量分佈圖

### 3. 貝絲颱風之農業災害

由上分析，可見本颱風之農業災害，以本省中部及北部之風雨災害最為嚴重，而南部及東部由於雨量稀少，農業災害極輕微。茲將各縣市提供之「貝絲颱風農業災害報告」，整理、歸納、計算列表（表九）於下：

由上表觀之，本颱風造成之農業災害估計損失新臺幣586,277,000元，以水稻受害最為嚴重，估計損失新臺幣200,480,000元，佔損失總額34.2%。緣本省北部及中部各溪河，受山洪暴發之影響，低窪地區遭洪水氾濫或海水倒灌之災，稻田受流失、埋沒或浸水之害；且時值中南部之水稻抽穗開花之期，狂風吹襲，致水稻花粉墜落，稻穗稻葉受傷，影響稔實率及產量至鉅。其次為香蕉，因中部狂風暴雨交加，使香蕉遭倒伏、折斷及蕉葉破裂之害，估計損失新臺幣152,798,000元，佔損失總額26.1%；再次為蔬菜類，估計損失新臺幣70,473,000元，佔損失總額12.0%；甘蔗因狂風倒伏、折斷、裂葉估計損失70,126,000元，亦佔損失總額12.0%；青果受風吹雨打之害，落果累累，估計損失新臺幣58,598,000元，佔損失總額10.0%；其他作物估計損失新臺幣33,721,000元，佔損失總額5.7%。以受災地區而言，北部地區：在狂風暴雨肆虐下，低窪地區積水數公尺，稻田、菜園遭流失、埋沒及浸水之害，以臺北縣之水稻、蔬菜、青果及宜蘭縣之水稻損失最為嚴重，估計損失新臺幣128,556,000元，佔損失總額23.6%。中部地區：本區平地降水量雖然在100公厘左右，但山地風狂雨猛，山洪暴發，致平地各溪河水位暴漲，又遇漲潮，溪水不但

無法出海，且引起海水倒灌、氾濫成災、田園淹沒、埋沒及浸水之害。香蕉、甘蔗、果樹因狂風而折斷、倒伏及落果，損失極嚴重，估計損失新臺幣294,589,000元，佔損失總額50.3%。以臺中縣損失最大，達99,052,000元。嘉南地區：本區雨量雖少，但強風時間甚長（嘉義13小時），又值水稻抽穗開花期間，故水稻、甘蔗受災嚴重，估計損失新臺幣94,948,000元，佔損失總額16.2%。高屏地區：本颱風期間，本區之風力為7級疾風，強風吹襲時間6-9小時，但雨量稀少，除水稻及香蕉受嚴重影響外，其他農作物損失輕微，估計損失新臺幣55,891,000元，佔損失總額9.5%。東部地區，除臺東縣風力較強（7級），水稻略受損失外，其他農作物無災害。花蓮及澎湖均無農業災害。

## IV、結 論

綜上統計分析，本年度本省颱風農業災害，三次損失共達新臺幣1,602,886,000元。受災最嚴重者為香蕉，估計損失新臺幣432,566,000元，佔全省農業總損失27%，以中部及高屏地區最為嚴重。其次為水稻，估計損失新臺幣287,599,000元，佔總損失18%，以中部及南部最為嚴重。再次為甘蔗，估計損失新臺幣272,591,000元，佔總損失17%，亦以中部及南部最為嚴重。青果類損失新臺幣271,372,000元，亦佔總損失17%，亦以中部及南部最為嚴重。蔬菜損失約新臺幣221,938,000元，亦以中部及南部最為嚴重，北部地區次之。其他作物損失達新臺幣116,720,000元，佔總損失7%，以嘉南地區較為嚴重。災害程度，全省以中部地區損失最大，達新臺幣700,550,000元，佔全省總損失44.0%；其次為高屏地區損失新臺幣299,435,000元，佔總損失19.0%；嘉南地區損失新臺幣298,037,000元，亦佔總損失19.0%；北部地區損失新臺幣181,195,000元，佔總損失11.0%；東部地區因艾妮絲及貝絲兩颱風災害輕微，故只損失新臺幣75,104,000元，佔總損失5.0%；澎湖損失新臺幣48,566,000元（娜定颱風災害），佔總損失3.0%。究其原因：（一）本省地勢陡峻，河流坡度極大，上游水勢激烈，下游砂礫淤積，河床高沙洲多，致河水易泛溢，一旦山洪暴發，即氾濫成災，尤其中部平原。（二）強烈颱風娜定所挾帶之狂風暴雨，使嘉南、高屏及東部地區發生極嚴重之風雨災害，澎湖發生鹹雨災害，本省北部及中部則發生嚴重之風害，尤其中部山區溫帶果樹如蘋果、梨、桃等貴重果樹，落果嚴重。（三）輕度颱風艾妮絲跨越中央山脈時，狂風豪雨，使高莖作物倒伏折斷，使河川氾濫，水稻、蔬菜浸水流失，且災情未復，強烈颱風貝絲即接踵而至，致災上加災，災情更為嚴重。（四）艾妮絲及貝絲颱風侵襲時，適值本省中南部之水稻抽穗開花期，風吹雨打，影響稔實率至鉅；香蕉亦值開花、成熟期，蕉身茂盛，蕉穗長大，果軸沉重，阻風力強，故易倒伏折斷（完）。

表九：民國六十年九月二十二日貝絲颱風農業災害損失表

作物別 地點	水 稻				甘 蔗				其 他 作 物*				香 蕉				青 果 △				蔬 菜				估 總 計 額 (元)	備 註
	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)	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)		
臺北市	1,832.33	41.1	753.52	12,960,544	—	—	—	—	65.60	26.6	17.48	314,640	—	—	—	—	697.00	29.8	207.80	3,735,400	341.50	85.3	291.40	8,742,000	25,752,584	包括艾妮絲颱風受害部份
臺北縣	6,937.12	22.4	1,556.26	18,757,370	—	—	—	—	629.10	12.5	78.46	941,520	36.06	56.4	20.35	427,350	2,764.00	22.1	611.95	11,200,200	892.10	60.4	539.46	12,947,040	44,273,480	
桃園縣	6,796.00	15.0	1,024.00	15,206,400	1.00	50.0	0.50	30,000	49.00	24.4	12.00	160,000	21.00	80.0	17.00	357,000	328.00	30.1	99.00	1,794,000	361.00	66.4	240.00	5,760,000	23,307,400	水稻流失及埋沒75公頃
新竹縣	1,147.15	22.8	262.39	4,235,035	—	—	—	—	75.40	62.8	47.40	596,375	203.00	50.0	62.00	992,000	1,798.00	10.0	180.00	3,240,000	177.70	69.1	122.80	2,745,000	11,808,410	水稻流失及埋沒共212公頃
苗栗縣	1,258.93	31.9	401.83	6,413,999	16.80	16.9	2.85	130,850	1,150.61	33.7	388.05	5,041,430	138.25	76.1	105.25	1,880,150	348.70	20.3	70.871	3,448,820	147.50	34.3	50.55	1,067,805	17,983,054	
臺中縣	10,790.61	20.8	2,244.47	40,400,460	1,261.50	9.8	124.38	4,353,300	1,545.43	22.3	345.80	4,685,250	2,032.00	84.8	1,724.70	43,117,500	1,710.87	9.2	57.46	1,671,312	1,004.00	37.5	376.90	4,824,320	99,052,142	水稻流失及埋沒共30公頃，海水倒灌1,094公頃
臺中市	753.45	25.8	270.20	5,674,200	869.50	0.1	44.87	4,487,000	5.90	70.0	4.13	39,648	500.00	70.0	350.00	31,500,000	283.12	11.8	33.42	837,700	153.00	50.1	76.60	925,800	43,464,348	包括艾妮絲颱風災害在內。
彰化縣	—	—	—	—	5,027.00	3.0	150.81	4,584,624	—	—	—	—	524.00	32.0	167.68	5,533,440	1,708.00	14.4	246.00	11,072,400	1,920.25	34.0	652.89	15,669,360	36,859,824	
雲林縣	9,101.00	7.3	664.00	11,978,560	8,030.00	3.1	252.00	10,860,000	1,712.00	8.7	149.00	997,200	—	—	—	—	440.00	3.5	13.00	507,000	2,500.00	10.0	250.00	7,500,000	31,842,760	海水倒灌水田38公頃旱田52公頃
南投縣	1,653.85	24.0	397.65	6,925,085	489.00	19.0	95.00	5,700,000	2,868.70	20.7	595.00	8,577,360	8,075.75	24.5	1,938.75	43,833,705	216.00	18.0	39.00	351,000	—	—	—	—	65,387,195	水稻田流失埋沒 6.6 公頃，旱田流失 1.5 公頃
嘉義縣	9,615.00	20.5	1,971.60	31,545,600	4,336.78	9.8	423.32	13,187,908	2,242.54	20.3	455.80	7,871,620	272.20	37.6	102.44	2,151,240	2,429.70	11.8	287.69	10,992,120	723.62	30.4	219.63	878,520	66,629,008	包括艾妮絲颱風災害在內，水稻抽穗開花期損害較重。
臺南縣	3,042.00	2.5	75.69	1,574,352	24,713.92	1.8	456.12	21,893,760	2,312.15	3.8	88.13	1,294,431	723.50	30.0	217.05	2,604,600	—	—	—	—	511.60	25.0	127.90	25,580	27,392,723	
臺南市	1,470.00	5.0	73.50	926,100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	926,100	本颱風期間，雨量10公厘，風力只6級，受災輕微。
高雄縣	4,682.00	8.9	420.10	5,590,903	3,118.00	3.0	94.70	2,944,000	1,331.00	11.4	151.90	1,745,120	2,933.00	2.3	66.70	2,041,020	291.00	8.8	25.70	718,123	349.00	14.3	49.80	1,499,826	14,538,992	
高雄市	58.00	25.5	14.81	189,568	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	189,568	
屏東縣	10,614.62	13.0	1,379.90	17,662,820	591.00	3.3	19.73	1,648,560	107.00	60.0	64.20	128,400	5,269.89	7.0	368.82	18,441,000	213.51	7.3	15.54	272,360	404.50	31.0	125.39	3,009,360	41,162,500	包括艾妮絲颱風災害在內。
臺東縣	964.00	16.8	163.40	2,293,280	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,293,280	
花蓮縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	無農業災害。
宜蘭縣	9,007.55	16.7	1,512.20	18,145,400	15.20	40.0	6.08	304,000	1,474.20	15.3	226.50	1,328,500	—	—	—	—	1,299.00	21.2	275.75	8,757,300	837.00	38.8	325.70	4,878,000	33,413,200	水稻田流失埋沒 3.05 公頃。
澎湖縣	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	本颱風過境，無農業災害。
合 計	79,723.61	16.5	13,185.52	200,479,676	48,469.70	3.4	1,670.36	70,126,002	15,568.63	16.8	2,623.85	33,721,494	20,728.65	24.8	5,140.74	152,879,050	14,526.90	15.5	2,263.18	58,597,735	10,322.83	33.4	3,448.52	70,472,611	586,276,568	

\* 其他作物：包括甘藷、綠竹、茶、落花生、樹薯、棉花。

△ 青果：包括柑桔、木瓜、棗、蕃石榴、楊桃。

# 由特例看高層輻散對雷雨之觸發作用

林 翰 情

## *Study on a Special Case of Divergence at Upper Level as a Trigger Action of Thunderstorm*

*Chu-ching Lin*

### *Abstract*

There were some severe thunderstorms over Taiwan island and its vicinity on 31 July, 1971. They began at 0807 a.m. and moved to the south.

It is not a normally time for the occurrence of thunderstorm at 0807 a.m. for summer in this region. The southward movement was also an unusual case, therefore this thunderstorm could not be classified as a frontal storm.

In the case under consideration, Taiwan situated near the axis of contraction of deformation field below 850 mb level, the northerly flow between 6000' to 50,000', dominated over Taiwan and its nearby areas. The significant upper level divergence induced the conditional unstable air at lower level lifting up. This might be the main reason for the severe thunderstorms.

In conclusion, when lower level air is characterized as conditional unstable and which is suppressed by upper level divergence, then the divergence at upper level would change the instability at the lower level and increase the air to be more unstable. Therefore it is possible for the occurrence of a thunderstorm under this condition.

### 一、概 述

民國六十年七月三十一日，臺灣區於久旱之際普獲甘霖，降水性質屬於雷陣雨，而以雷雨佔絕對優勢。降水時間自上午八時以迄於子夜。地點則北起基隆，南迄恆春，西自福建沿海，東至花蓮、臺東皆有雨。

七月末乃臺灣之盛夏，降水以熱雷雨為主，亦即暖濕之海洋氣團，午後為熱力所舉升，或兼有海風吹送之濕氣流入陸，受地形迫升之因子而發生。此種熱雷雨發生之時間，自與各地氣溫日變化之最高溫度出現時間極為接近。臺灣因地形複雜，地表性質互殊，故各地最高溫度之出現時間，容或不一，但在此季節大抵在下午一時至四時之間。而此次廣泛之雷雨，却

初起於早晨，其不屬於純粹之熱雷雨者明甚。

此次雷雨有顯著之自北向南位移，詳附表一。臺灣區過去亦有類似之向南位移雷雨，但均屬於春季之冷鋒雷雨。七月下旬，極鋒遠處北緯 40° 以上，臺灣為熱帶海洋氣團所籠罩，冷鋒既不存在，冷鋒雷雨自不可能。故本例所舉雖為由北向南位移之雷雨，但實不可能歸屬於冷鋒型之雷雨。

又以其發生地區之廣泛言，表面上頗似赤道氣團或間熱帶輻合區入侵之後果；但赤道氣團或間熱帶輻合區所致之雷雨大都有持續性；而此次雷雨之前後則均無雷雨發生。故亦難認為赤道氣團或間熱帶輻合區帶來之雷雨。按七月二十九日僅屏東午後有局部性之

表一、六十年七月三十一日台閩地區各選擇測站降水起止時間 (GMT) 及日雨量。

Table 1. The Daily Rainfall (mm) and its time (GMT) of beginning and ending of selected station in Taiwan and also Fukien coast on 31 July, 1971.

地 點	雨／陣雨 開始	雷雨開始	雷雨終止	雨／陣雨 終止	日 雨 量 (mm)	備 註
馬 祖	0200	—	—	0400	7.4	
莒 北	—	0007	0500	0625	30.1	
桃 園	—	0112	0635	0725	44.0	
新 竹	—	0140	0710	—	21.7	
宜 蘭	—	0110	0525	0800	30.1	
花 蓮	0100	—	—	0120	1	
清 泉 崗	0301	0317	0641	—	13.4	
臺 中	—	0303	0600	0715	14.9	
馬 公	0445	0505	0845	0935	18.2	
嘉 義	—	0501	0805	1010	15.4	
金 門	—	0600	0700	1100	2.1	
臺 南	0625	0700	0935	1135	2.3	
岡 山	—	0635	1110	—	3.8	
屏東 (北)	—	0701	1015	1305	6.1	
屏東 (南)	—	0705	1100	1400	20.3	
高 雄	0725	0750	0850	1250	14.0	
佳 冬	0800	—	—	0905	2.8	
臺 東	—	0800	0900	—	3.0	
恆 春	1400	0900	1000	1600	46.2	

雷雨，三十日全島無雷陣雨，而八月一日全島亦均無雷陣雨。

雷雨之發生為已存在之事實，故當有其特殊之原因存在。姑就所見，試予解釋，以就教於方家。

## 二、有關臺灣區雷雨研究之摘要

鄭邦傑氏曾就臺灣區之雷雨與天氣圖類型之關係

(註一)，分為五型：

1. F 型：鋒面過境時所誘發之雷雨。
2. H 型：日間增溫所誘發之對流性雷雨。
3. I 型：間熱帶輻合區附近，輻合氣流所導致之雷雨。
4. T 型：颱風過境時，由於輻合氣流或強制上升氣流所導致之雷雨。

5. E 型：赤道氣團籠罩下所發生之雷雨。

依本例雷雨之性質，實不同於上述任何之一型。

俞家忠氏「臺北地區雷雨之研究」一文(註二)

，亦有如下之結論：

1. 除鋒面雷雨及熱帶輻合區雷雨可隨時發生外，臺北地區之氣團雷雨大都自下午開始，其

中尤以下午 3—4 時為最多，約佔 6—9 月份雷雨總數之 38.7%。

2. 臺北地區之雷雨，半數以上均具有連續性，即雷雨一經發生，翌日再度出現之謂。其中尤以七月份之連續性最大，最久者曾達六天；連續雷雨在三天及以上者，其可能性為 44.8%。
3. 高空槽線移近臺灣，尤其是對流層上部有深槽在臺灣海峽上空時，更有利於臺北雷雨之發展。
4. 自低層至 20,000 呎 (約 6,000 公尺) 吹西南風，或微弱之東南風，在 20,000 至 40,000 呎 (約 6,000—12,000 公尺) 間出現南或南南西之氣流，且風速在 20 哩時以上，則翌日將有雷雨發生。
5. 高空盛行西南風情況下，如 6,000 至 12,000 呎 (約 2000—4000 公尺) 間有顯著風切存在，且高空風向隨高度有數次順轉及逆轉，最有利於雷雨發展。

鄭、俞兩氏之大作均係根據長期資料作成之研究

，當足徵信。俞氏大作雖為臺北地區雷雨之研究，但其結論應可廣泛引用於臺灣各地。

### 三、地面天氣圖概況

30日 1200 Z 之地面天氣圖見附圖一。颱風歐莉夫 (Olive) 位於琉璜島，中國大陸為熱低壓所據。自日本經琉球至臺灣之島弧地帶，北為太平洋高壓脊，南為赤道氣團。臺灣位於變形場之收縮軸上。

31日 0000 Z 雷雨初起時之地面天氣圖見附圖二。颱風繼續向西緩移，由廣東沿海北上之小型脊線繼續形成，使大陸熱低壓之福建沿海氣旋形環流有割離之勢。臺灣仍處於收縮軸上，但氣旋形環流更見真切。

31日 1200 Z 雷雨已近尾聲時之地面天氣圖見附圖三。臺灣以西之小型反氣旋環流形由圖二之小型脊線發展而成。臺灣東方之氣旋環流，則為圖二中福建沿海氣旋形環流割離東移者。臺灣已為反氣旋環流所據，或位於小型鞍形之輻散軸上。

綜合地面天氣圖二十四小時之變化，臺灣初位於變形場之收縮軸上，但因風場之風速微弱不定，且溫

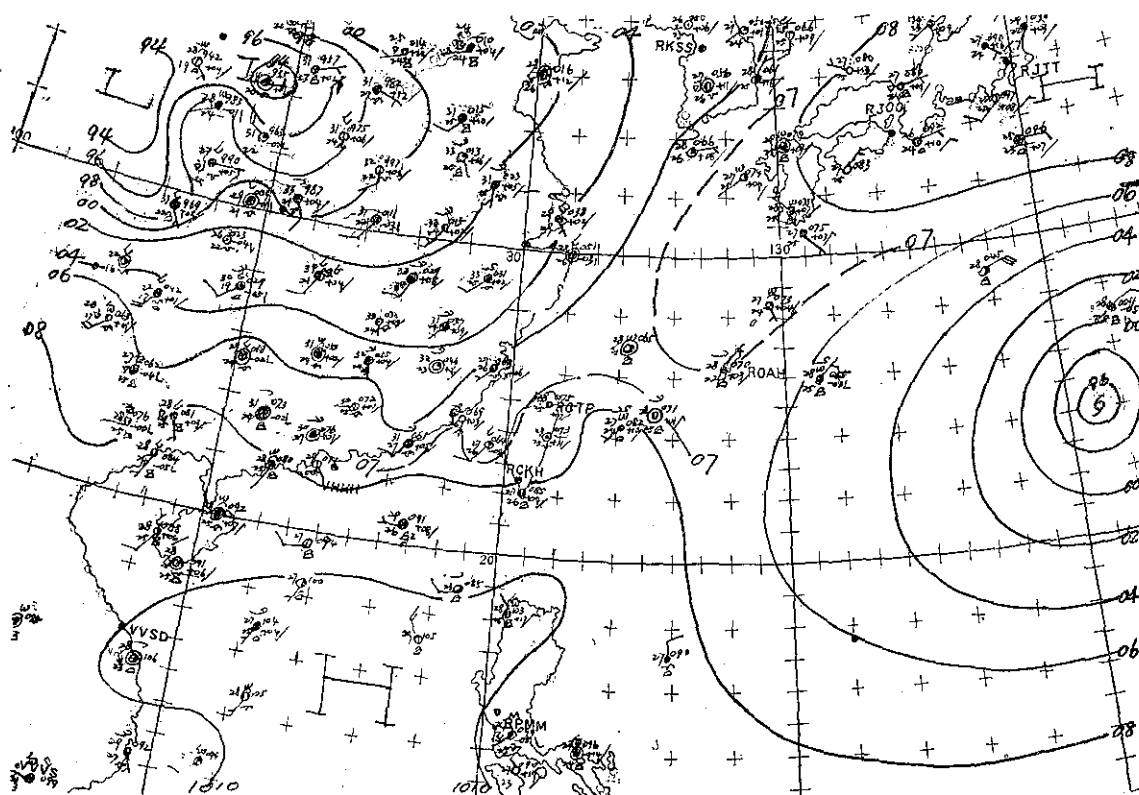
度場之溫度梯度亦極微弱，故雖位於收縮軸上，而未見有鋒面之生成。此證諸歷年之統計，臺灣區於盛夏季節雖天氣圖型式大都如附圖一至三所示，但未有鋒面之存在或生成，即因缺乏風與溫度之適當配合。故地面天氣圖所顯示者，為位於鞍形之輻合區，而低層之空氣屬性為條件性不穩定而已。

### 四、垂直剖面圖

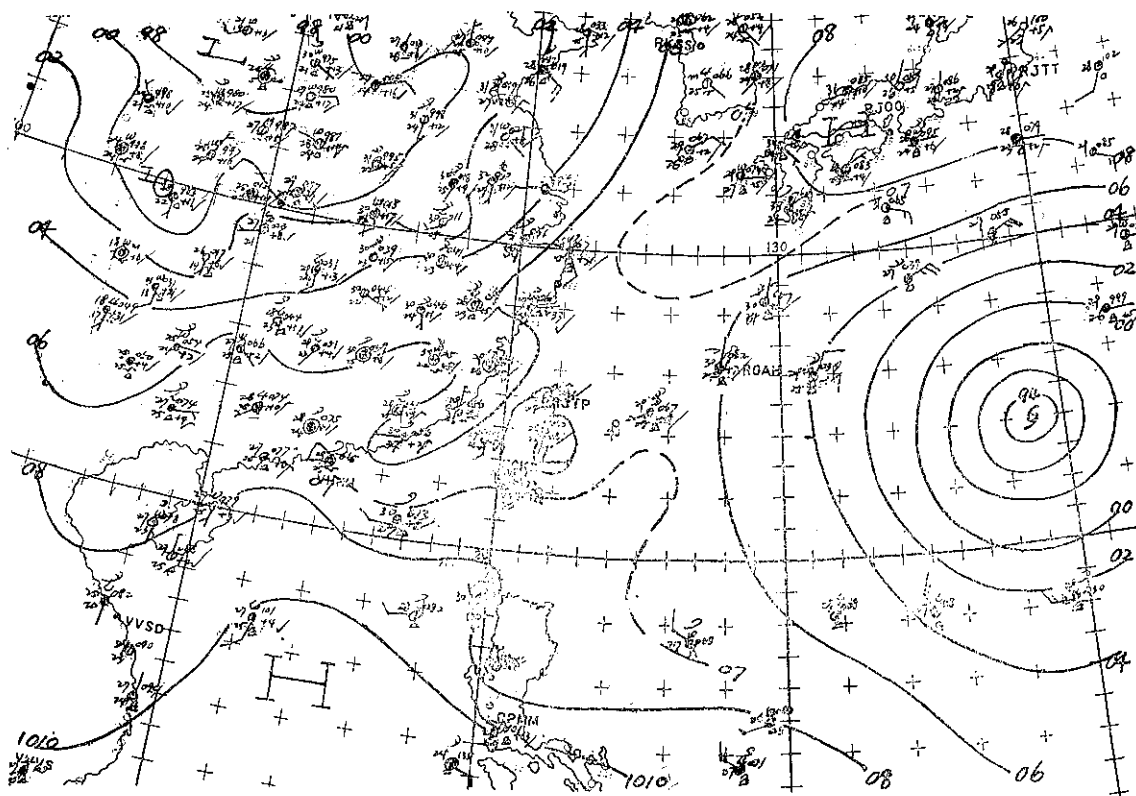
由桃園30日 1200 Z, 31日 0000 Z, 及31日 1200 Z 之時間剖面圖，(附圖四左)，獲知在31日 0000 Z 至 1200 Z 之間，850 mb 等壓面及以下有氣旋自西向東通過測站。400 mb 等壓面及以上則有氣旋自東向西經過測站之北。而自6000呎 (約2000公尺) 至 500 mb 等壓面間則為穩定之北風。

馬公時間剖面圖 (附圖四中) 所顯示之氣流型式，亦屬同性質，僅程度略有差異。

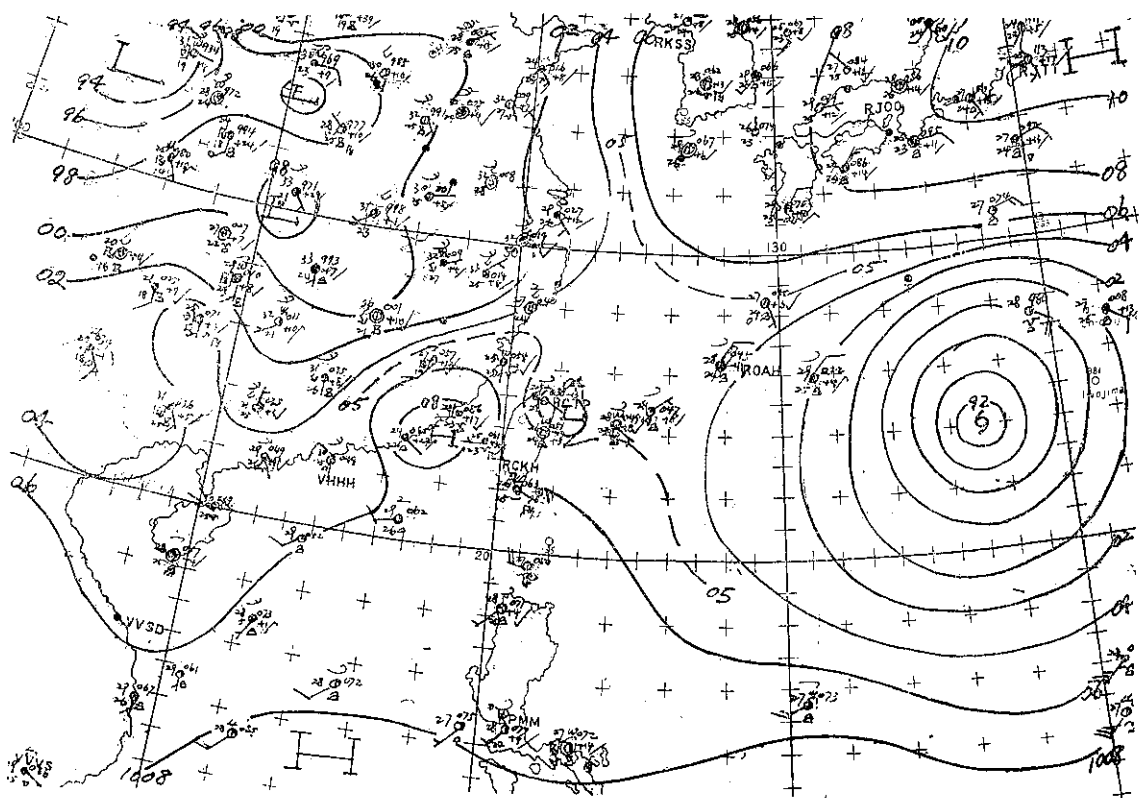
東港時間剖面圖 (附圖四右) 所顯示之氣流型式與桃園或馬公不同。31日 0000 Z 至 1200 Z 間之 1,000—2,000 呎 (約 300—600 公尺)，有氣旋自東向西經過測站。十二小時後 (即 1 日 0000 Z)，即呈消逝。



圖一 六十年七月三十日 1200 Z 地面天氣圖  
Fig 1. Surface synoptic chart 1200 Z 30 July 1971



圖二 六十年七月三十一日 0000 Z 地面天氣圖  
Fig 2. Surface synoptic chart 0000 Z 31 July 1971



圖四 六十年七月三十一日 1200 Z 地面天氣圖  
Fig 3. Surface synoptic chart 1200 Z 31 July 1971

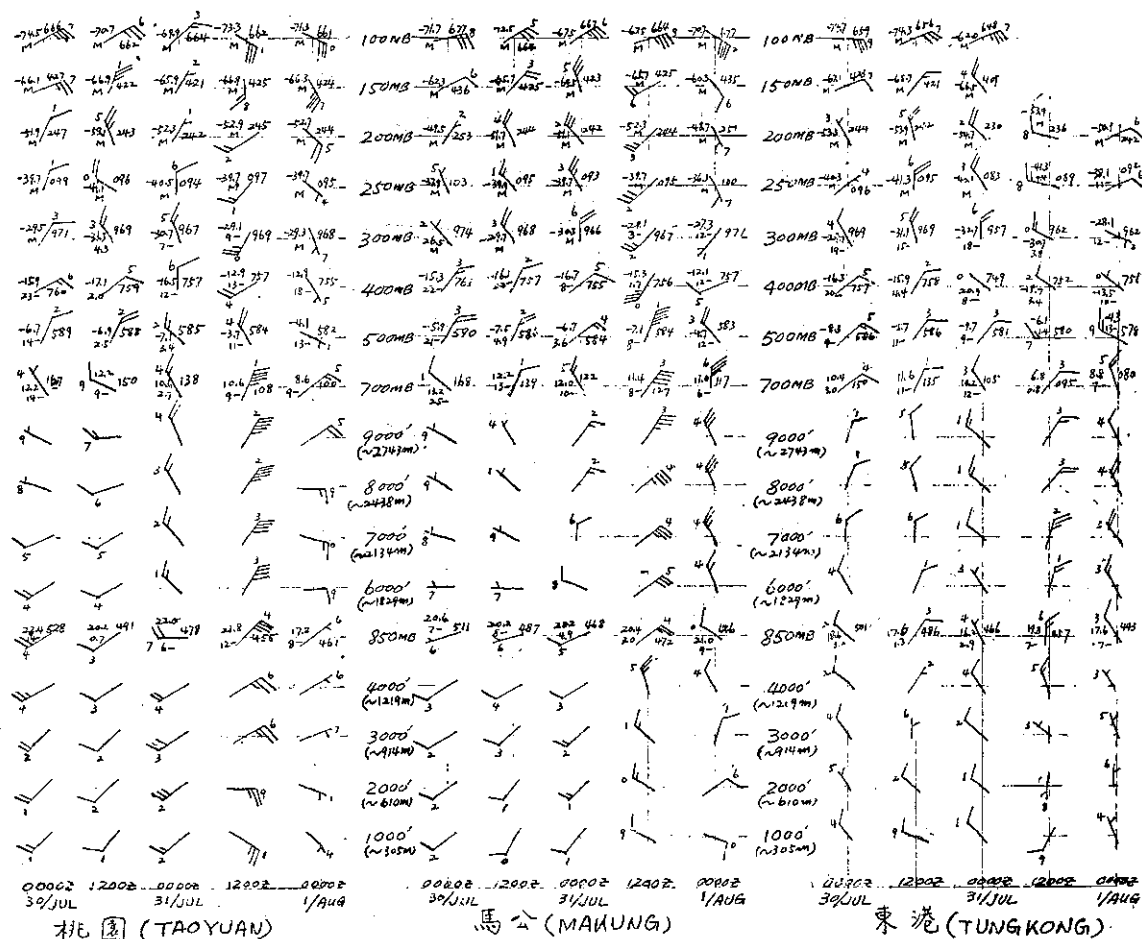
300 mb 等壓面及以上在31日1200 Z至1日0000 Z之間，有氣旋自西向東行，但風力微弱。

故由時間剖面圖，可以判定31日0000 Z至1200 Z之間，臺灣北部及中部有氣旋通過，但上層及低層之路徑不同。而此氣旋之環流強度，又係自北向南遞減，因氣旋之路徑在臺灣之北，較接近北部，故南部之環流亦較北部者為弱。又南部之低層環流受地形之影響，更為零亂。

附圖五之 1-3，分別為30日1200 Z，31日0000 Z及31日1200 Z 沿臺北東西方向數個選擇測站之垂直剖面圖。圖(2)中，59316 測站之500 mb 風向風速之資料缺。由此三張連續之垂直剖面圖，不但可以明晰看出氣旋及反氣旋之位置，垂直結構與位移；並且可以與附圖四之時間剖面圖互相印證。

## 五、高 空 圖

上節所述經過臺灣北部之上層氣旋，若溯其源，可追蹤至7月27日。在27日0000 Z之300 mb 等壓面上，(附圖六)， $36^{\circ}\text{N}$ ,  $150^{\circ}\text{E}$  處有閉合之氣旋形環流存在。此氣旋形環流之形成，似因通過該地區略呈袋形之西風槽線，其南北兩段分受東西向不同緯流之推移所致。因氣旋形風切，使此槽線之南段與母體分離，形成閉合之環流。斷裂後之北段西風槽線，仍順沿西風帶東移。閉合氣旋環流之路徑，受制於副熱帶反氣旋，因副熱帶反氣旋之強弱、伸縮、而改變。31日0000 Z 此氣旋達最南之緯度，然後轉向西北，消失於江西境內。在30日1200 Z及31日0000 Z，此氣旋之環流擴展達最大，故臺灣同高度處之北來風亦最強



圖四 七月三十日 0000 Z 至八月一日 0000 Z 桃園、馬公、東港三測站各高度風向風速等壓面高度溫度露點之時間剖面圖。

Fig 4. 0000/30Jul-0000Z/01Aug time cross section chart of Taoyuan, Makung and Tungkong.

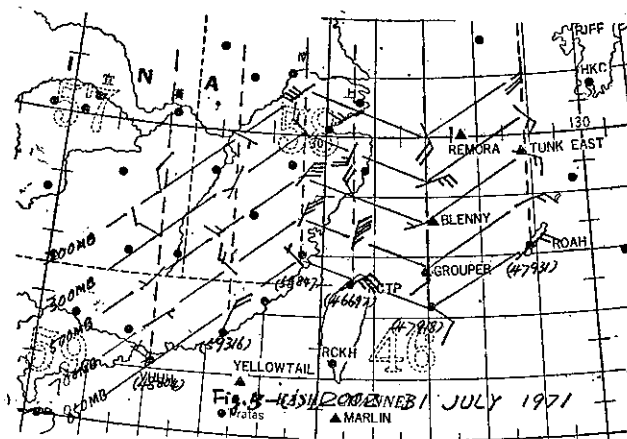
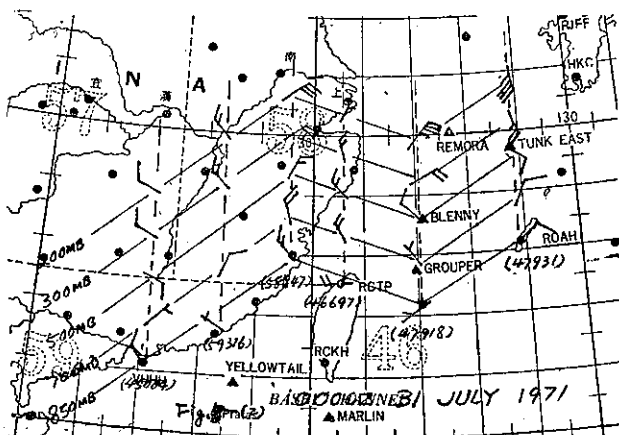
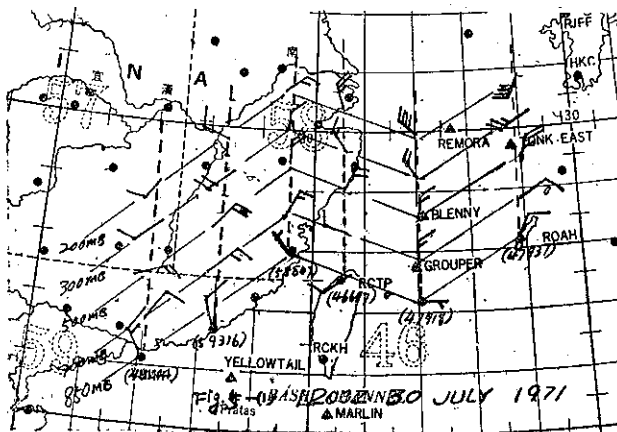
勁。

850 mb 定壓面圖所示者，為地面天氣圖之具體化。

如附圖七（為避免圖面之複雜難於辨認，故附圖

7-9 之等溫線省略），斯時馬祖上空為一氣旋，其槽線位於臺灣海峽，槽線之西為脊線，東為小型反氣旋環流。臺灣位於鞍形地帶。

31日0000 Z，如附圖八，颱風歐莉夫 (Olive) 之



圖五之 (1-3) 沿臺北東西方向選擇測沿 850, 700, 500, 300, 200mb 等壓面上之風向及風速

Fig 5. (1-3) Selected wind reports at 850, 700, 500, 300 and 200mb levels along E-W direction near Taipei.

環流加劇，且向西移。原位於馬祖上空之氣旋環流，因高層北風加劇，故低層之環流因誘發而增強。12小時前，位於此兩系統間之反氣旋環流消失。臺灣東部因低層西風增強所誘生之動力效應，有氣旋環流出現。同時間地面天氣圖同位置之低氣壓應歸同樣性質。

31日 1200Z，如附圖九，臺灣東方之氣旋環流發展更為完整，此實乃日本上空之反氣旋增強，壓迫原位於杭州灣東方之氣旋南移，併入臺灣東方之動力低壓。

30日 1200 Z 之 700 mb 等壓面圖上，環流系統與 850 mb 者（見附圖七）相較呈汰弱留強之勢，即 850 mb 等壓面上臺灣北方之反氣旋及臺灣西方之槽線均消失於 700 mb 等壓面圖上。

31日 0000Z，（見附圖十），環流系統與十二小時前相若。僅華南之反氣旋更見加強耳。

500 mb 等壓面圖，（見附圖十一），顯然受 700 mb 及 300 mb 兩等壓面圖上系統之交互影響。臺灣東方之氣旋環流乃 300 mb 等壓面上氣旋形環流所誘生，而為 700 mb 等壓面上所未見者。長江下游之反氣

旋亦礙其上下層所無，故臺灣上空之輻散作用甚劇。

30日 1200 Z 之 300 mb 等壓面圖，（如附圖十二上）臺灣東方之氣旋環流極為顯著。夏季臺灣上空，因位於副熱帶高壓帶之南緣，幾悉受東來風之控制。七月底，氣旋西來，故桃園、馬公兩地之上層自 30日 0000 Z 即轉為北來風，（參看附圖四）。30日 1200 Z 此種態勢仍持續。

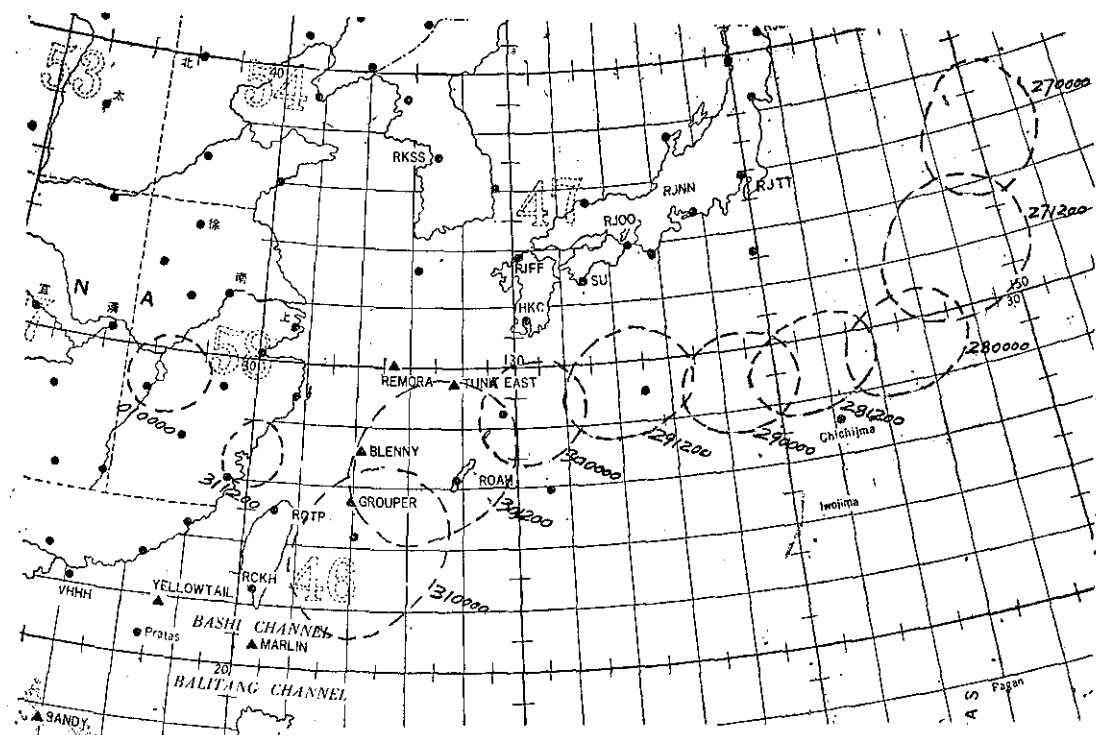
31日 0000 Z，氣旋接近臺灣，故北來風向低層伸展，且風力增強，見附圖十三。

31日 1200 Z，有通盤之改變，即氣旋移經臺灣向西北行。臺灣上空易北來風為西南氣流。見附圖十四。

200 mb 之等壓面圖與 300 mb 者大致相仿。見附圖十五。

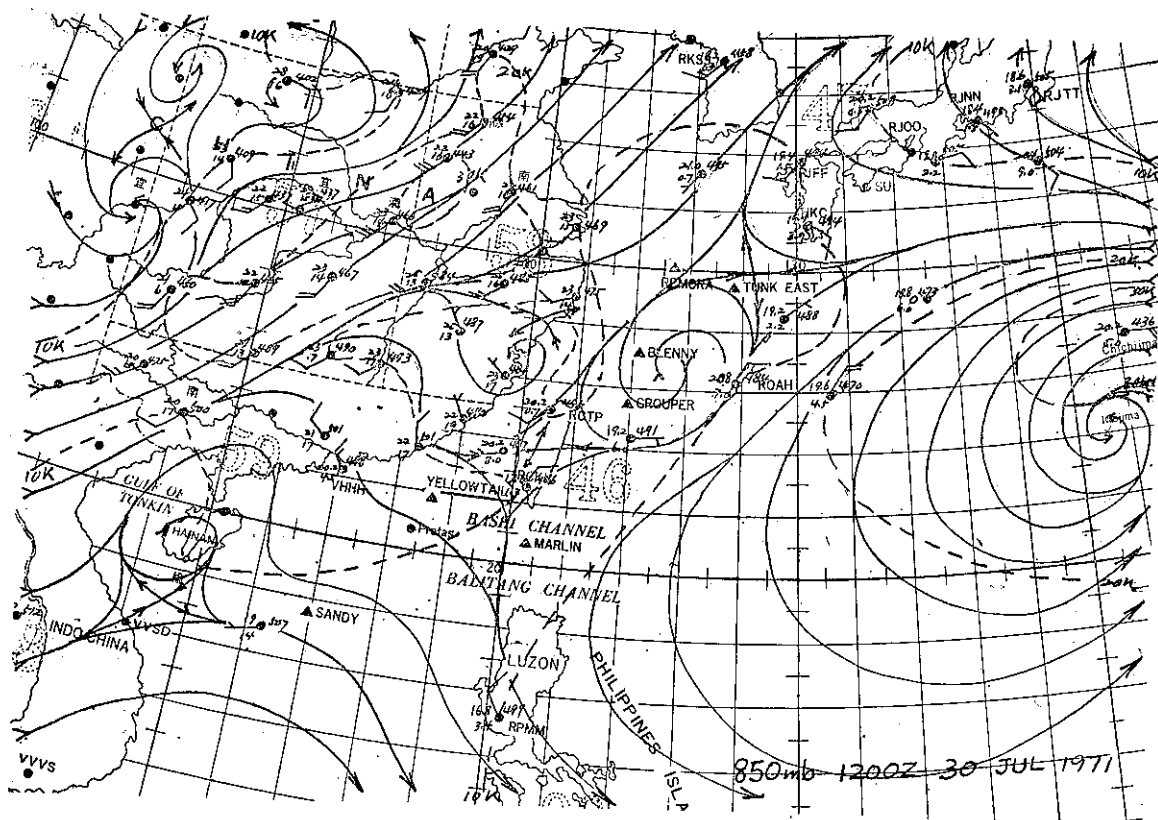
故高空圖在時間與空間言，均有合理之連續，即與垂直剖面圖之間亦有一致之表現。

氣流場乃由流線及等風速線兩者所組成。氣流場上輻合或輻散之決定亦唯此兩者是賴。而附圖上之等，在此輻合輻散與暴風速線之關連及密切情形下，其風速線，稀疏且乏完整之系統，亦即風力之梯度微弱為輻合或輻散，得藉氣流線之助，予以評估。

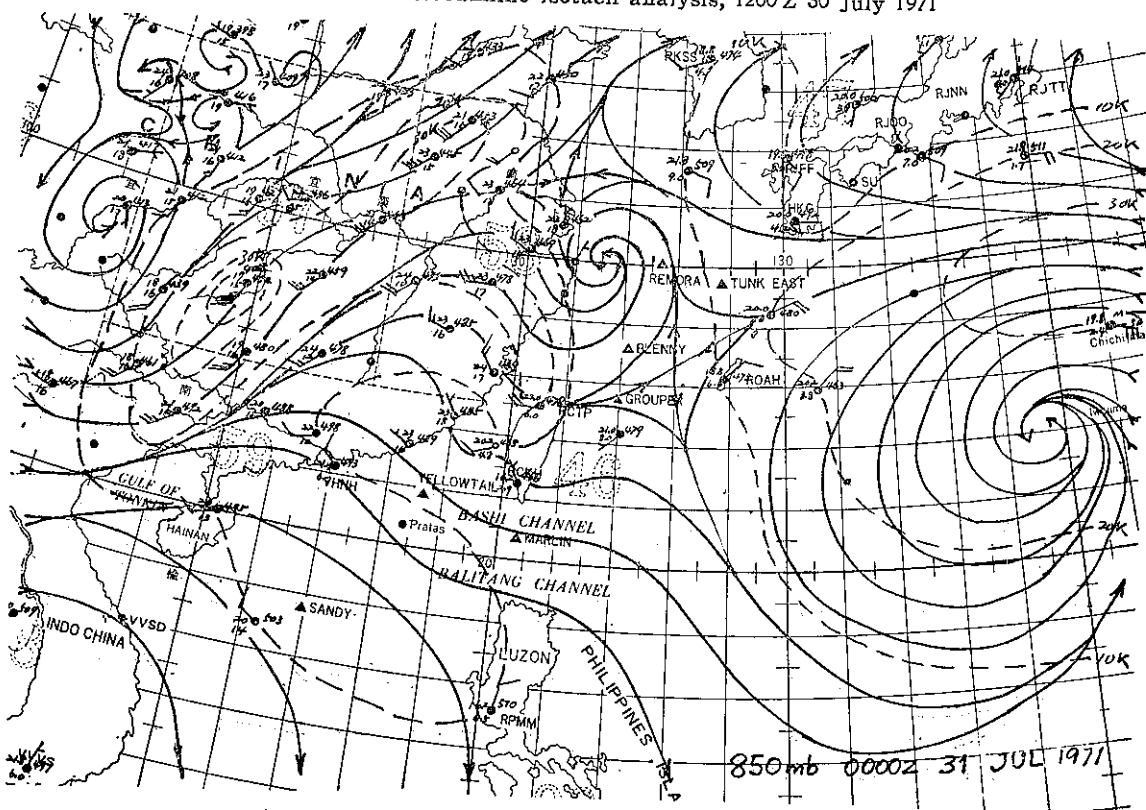


圖六 民國六十年七月二十七日 0000Z 至八月一日 0000Z 300mb 氣壓面上氣旋之行徑，虛線為9660動力公尺之等高線。

Fig 6. The track of cyclone on 300mb from 0000Z July 27 to 0000Z August 1, 1971. Dashed line 9660 (dynamic meter) contour line.



圖七 六十年七月三十日 1200 Z 850 mb 氣流線與等風速線圖  
Fig 7. 850 mb streamline-isotach analysis, 1200 Z 30 July 1971



圖八 六十年七月三十一日 0000 Z 850 mb 氣流與等風速線圖  
Fig 8. 850 mb streamline-isotach analysis, 0000Z 31 July 1971

就溫度場言，有不顯著之低溫區與氣旋偕行，但僅見於 300 mb 及 200 mb 等壓面圖上，其下則難辨認。

### 六、桃園低層大氣之穩定度

桃園之雷雨發生於31日上午九時十二分，則31日 0000Z 該測站之探空資料應具有高度之代表性。試分析比較桃園30日1200 Z，31日0000 Z 及31日1200Z 等三次探空之低層（400 mb 及以下）資料，以明瞭雷雨發生前後各十二小時之間距內，低層大氣之穩定度及有關對流高度等。

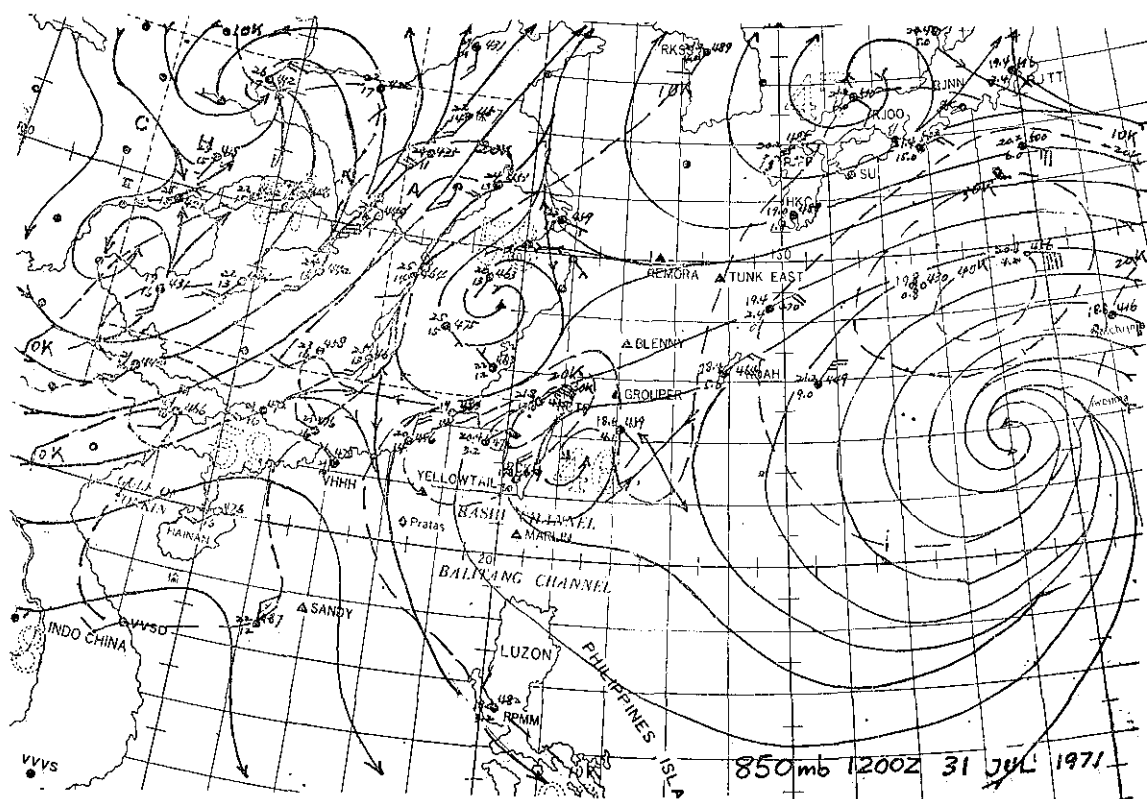
	30日1200 Z	31日0000 Z	31日1200 Z
LCL (mb) 混合凝結面	920	957	945
LFC (mb) 自由對流面	850	768	750
CCL (mb) 對流凝結面	870	856	807
蕭氏指數 (Showalter Index)	-6.6	-4.4	+4.4
舉升指數 (Lifted Index)	-4.8	-4.2	+6.2

蕭氏指數及舉升指數兩者，足以代表大氣之穩定度，已為舉世所公認。當然，其發生雷雨之臨界值為何，則因時地而有不同。是則，由上表可知，31日 0000Z 之蕭氏指數及舉升指數兩者均較十二小時前為低。它如 LFC, CCL 亦較十二小時前者為高。故純就此而言，31日 0000 Z 並非桃園發生雷雨之最有利時間。

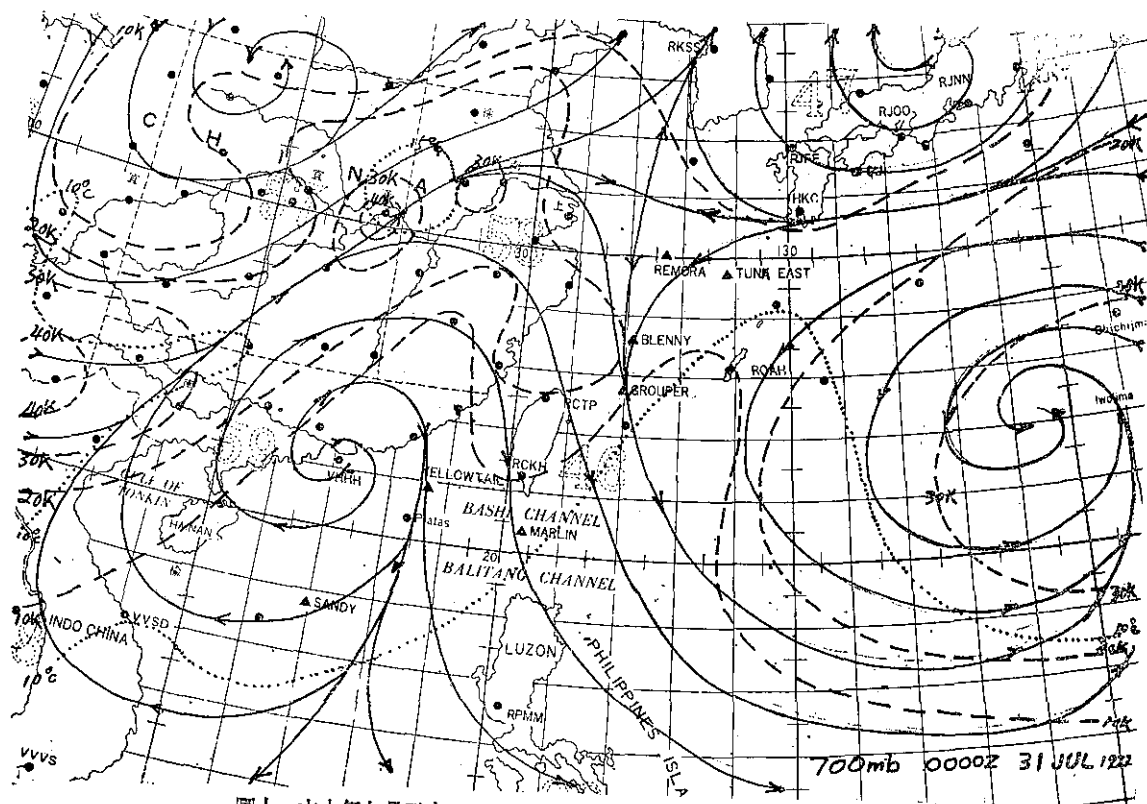
再分析其溫度遞減率，除低層有逆溫外，幾悉處於條件性不穩定性之中；但桃園31日12 Z並無潛在不穩定度，30日及31日 00 均屬於真潛在性不穩定度（註三）。31日 00 Z 者雖有較大之正區，但其底層亦有較大之負區留待機械作用之舉升以克服之。

### 七、研 判

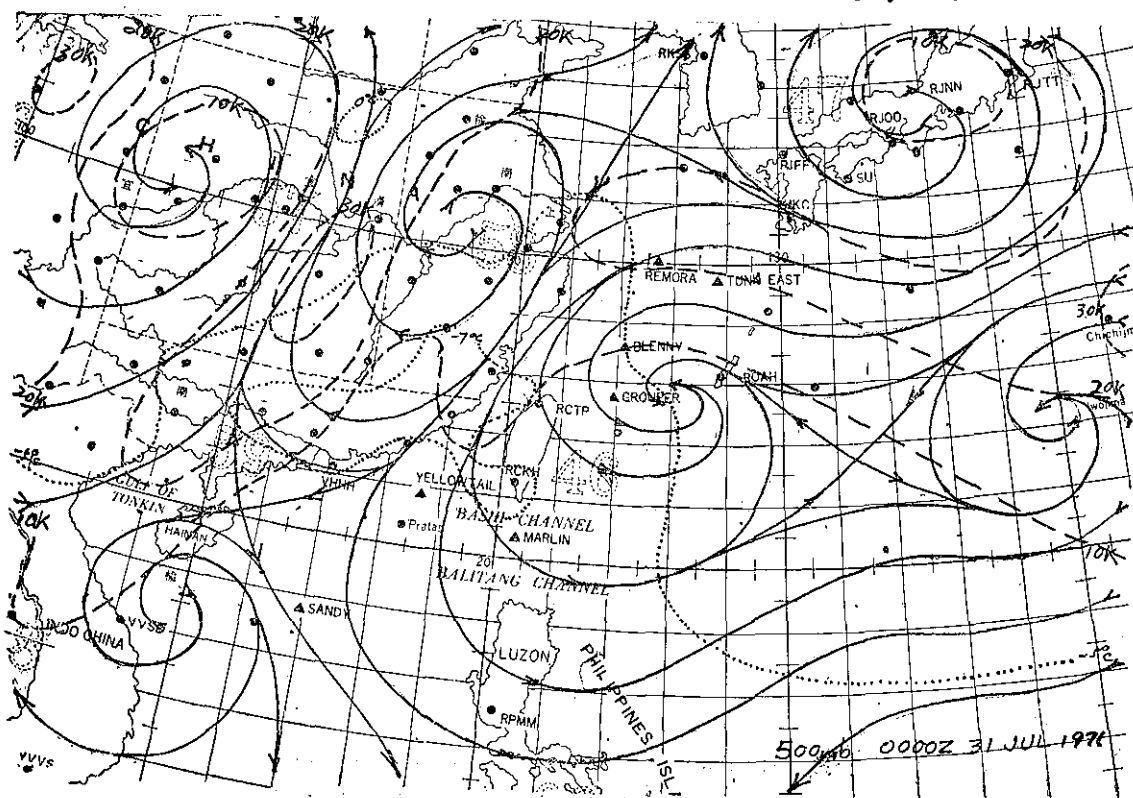
綜上各節所述，斯時臺灣適位於鞍形之間。低層大氣屬條件性不穩定。此種條件性不穩定之氣流，能否發展為雷雨，則需視其他條件為如何而定。如：地面加熱，高層冷平流，或機械作用等。而此時，地面加熱既未開始，高層亦未覺察到大規模之冷平流，又乏鋒面之舉升，故並無其他之外力為之助。



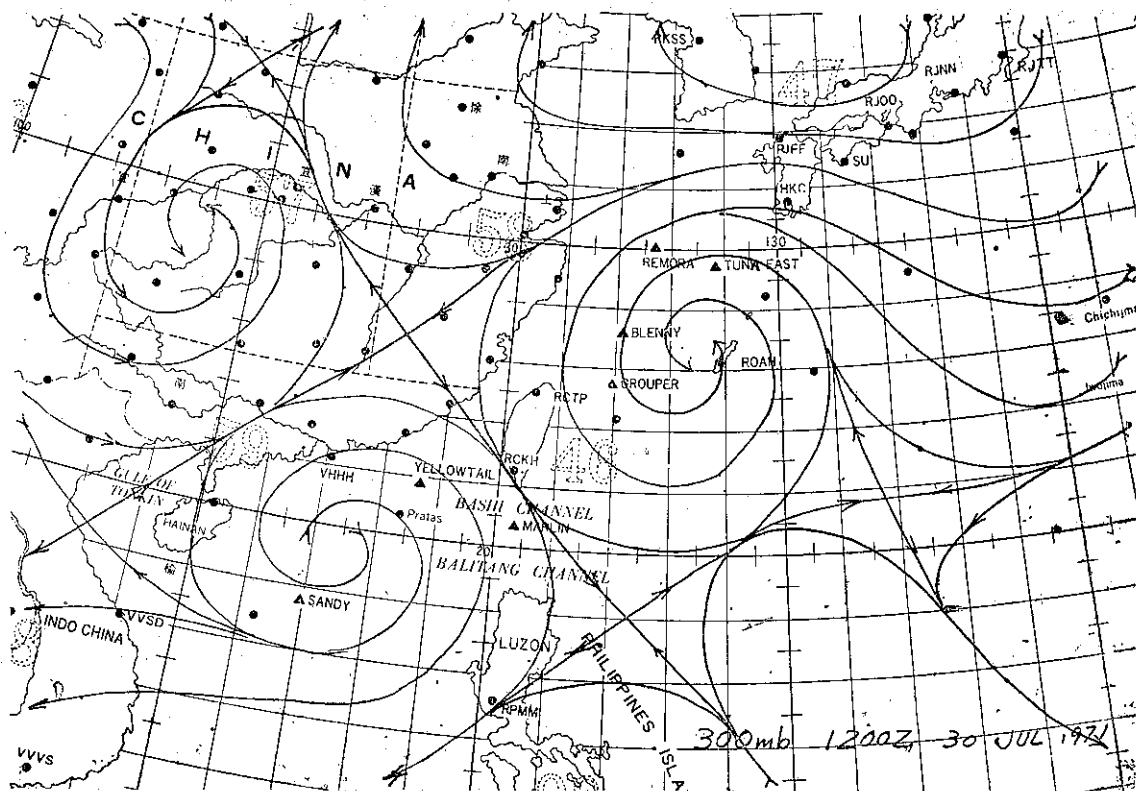
圖九 六十年七月三十一日 1200 Z 850 mb 氣流線與等風速線圖  
Fig 9. 850 mb Streamline-isotach analysis, 1200Z 31 July 1971.



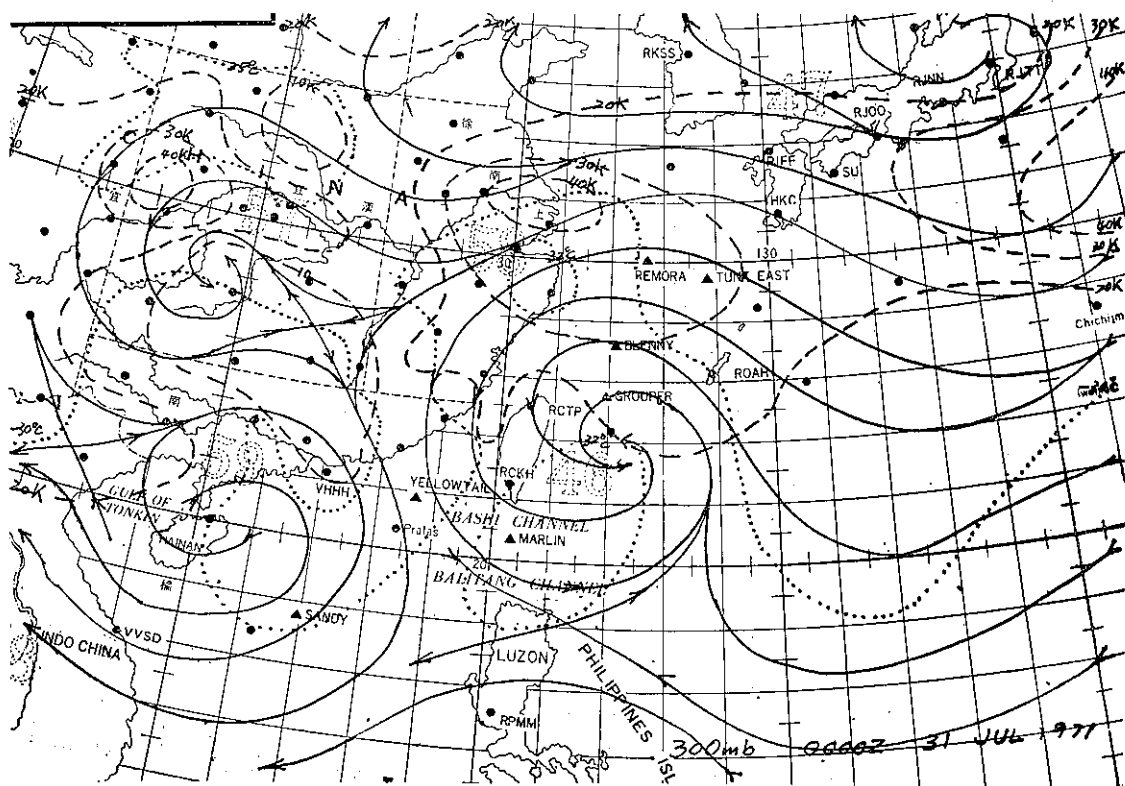
圖十 六十年七月三十一日 0000 Z 700 mb 氣流線, 等風速線及等溫線圖  
Fig 10. 700 mb streamline-isotherm analysis, 0000Z 31 July 1971.



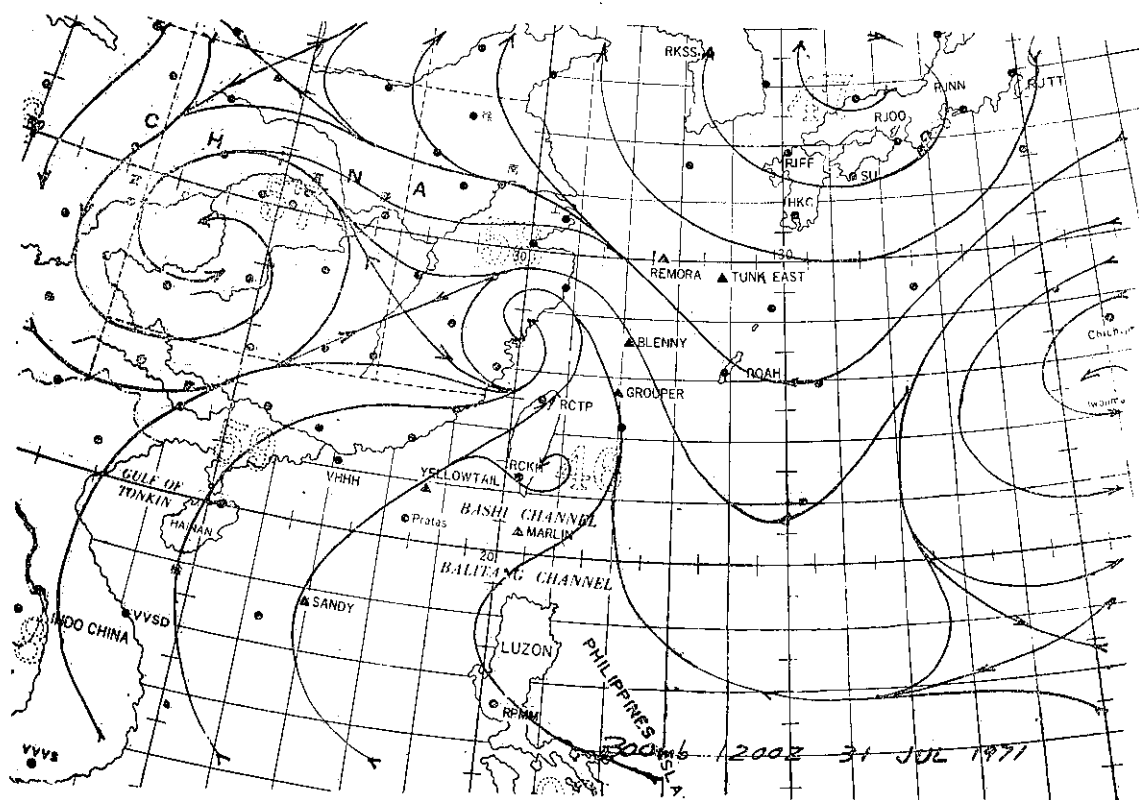
圖十一 六十年七月三十日 0000 Z 500 mb 氣流線，等風速線及等溫線圖  
Fig. 11 500 mb streamline-isotach-isotherm analysis, 0000Z 31 July 1971.



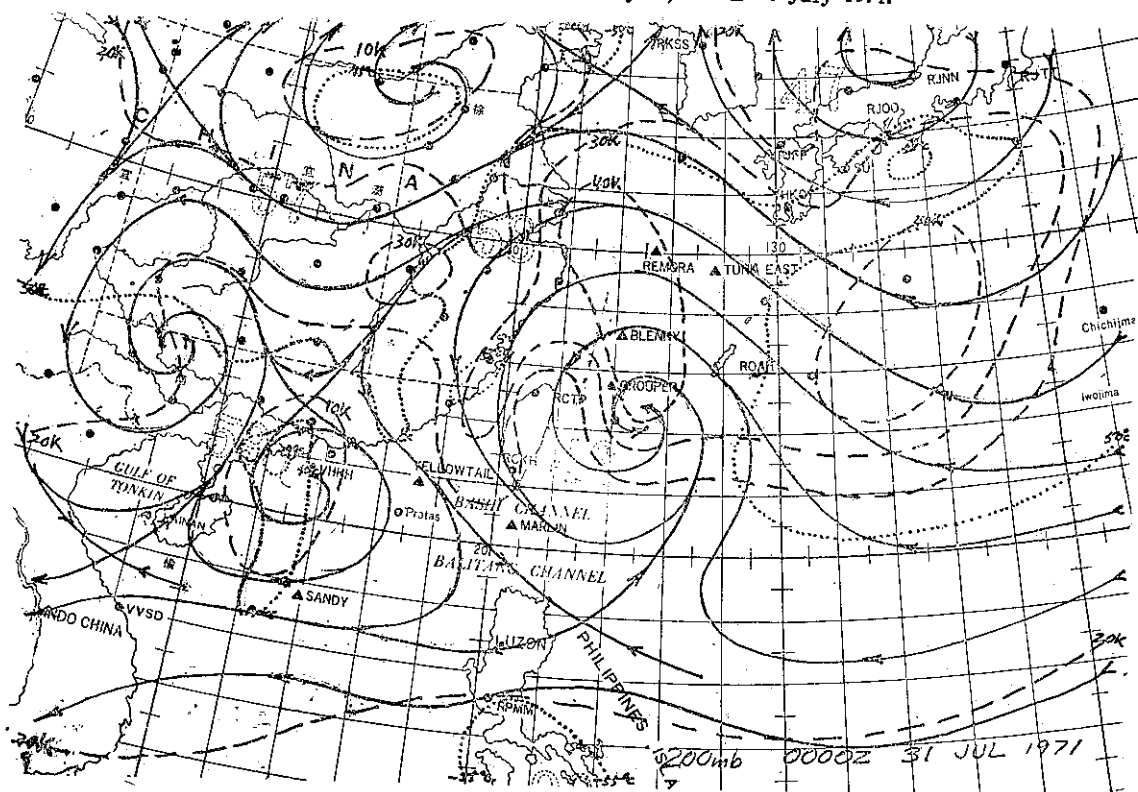
圖十二 六十年七月三十日 1200 Z 300 mb 氣流線圖  
Fig 12. 300 mb streamline analysis, 1200 Z 30 July 1971.



圖十三 六十年七月三十一日 0000 Z 300 mb 氣流線等風速線及等溫線圖  
Fig 13. 300 mb streamline-isotach-isotherm analysis, 0000 Z 31 July 1971.



圖十四 六十年七月三十一日 1200 Z 300 mb 氣流線圖  
Fig 14. 300mb streamline analysis, 1200 Z 31 July 1971.



圖十五 六十年七月三十一日 0000 Z 200 mb 氣流線等風速線及等溫線圖  
Fig 15. 200 mb streamline-isotach-isotherm analysis, 0000Z 31 July 1971

桃園之高空風由30日開始，由東北逆轉為北，如附圖四。30日 1200 Z 逐漸加強，31日 0000 Z 因高層氣旋之迫近，北來風向低層伸展。北來風之加厚增強，使近地面層（地面至 850 mb 等壓面之高度）之西南風增強。即高層輻散作用之加劇，誘發低層之同量輻合作用以補償之。低層西南風之加強兼有舉升及輻合兩作用，故條件性不穩定之氣流乃能在其迫舉之下克服負區而上騰。是以西南氣流增強是發生雷雨之直接原因，而引發西南氣流增強者，則應歸因於高層輻散作用之觸發。

凡此均為雷雨初起於晨間之主要原因。其後，因高層北來氣流之導引，雷雨區向南移，加上南部上午雲量少，地面輻射增熱之推波助瀾，使雷雨聲勢益見浩大。

據 C. W. Newton 等之研究，大型對流暴風雨之移向常與 850-500 mb 間之平均風向近似，但略偏右。本例中雷雨之向南位移與其結論吻合，蓋平均風為  $330^\circ/15\text{NTS}$  也。（註四）

臺北之雷雨止於日下午一時，此時雖為通常熱力作用最盛之際，但因高層之氣旋中心已移至臺北之西，即臺灣北部已位於高層之輻合氣流下。高層輻合所誘生之低層輻散，足以抑遏雷雨，而阻礙力之作用。此亦足以說明誘生之輻散或輻合並非微不足道。南部離氣旋環流較遠，所受影響不若北部，故雷雨之終止與日射之減弱相符合。

琉球附近 500 mb 等壓面及以上之氣旋環流未見於 700 mb 等壓面及以下者，乃因近中心處之低溫不顯，熱力結構未臻完善，故未能伸展至低層。此亦為 7月27日有氣旋環流開始，但沿其路徑，吾人均無法在 500 mb 等壓面及以下各層分析得出。故熱力結構關係環流系統之存在與否極為重要，無適當之熱力分佈與環流相呼應，則很難有自高層直抵低層之理想型式出現。但是高層有環流存在時，則應注意其對低層所誘生之變化。

按理論之推算，咸稱無輻散層最接近 600 mb 之等壓面高度。圖四所示，桃園之高定風其北來風之

層底為 6,000 呎（約 2,000 公尺）遠較 600 mb 等壓面層之平均高度 14,000 呎（約 4,000 公尺）為低，是為輻散作用過剩，需賴低層更多之輻合作用有以補償之，故低層之輻合作用增劇至速。（註五）

31日 1200 Z 後，高層氣旋西移，高層之北來風為南來風所取代，故高達 500 mb（相當 18,000 呎約 5,500 公尺）之北來風層亦衰竭甚速，乃因 18,000 呎（或 5,500 公尺）高過 14,000 呎（約 4,000 公尺），既乏高層對等之輻合作用予以支持，亦只有低層輻散作用減少之一途。故 8 月 1 日 0000 Z 低層之北風銳減。

或謂本例之雷雨，應為間熱帶輻合區型者，僅就地面圖視之，似為間熱帶輻合區之接近臺灣，但間熱帶輻合區之識別，主要在上層，一來自東及東南，一來自南及西南，而此時臺灣及鄰近上層之風向均無此種之輻合存在也。（註六）

## 八、結 論

高層之輻散作用可以觸發低層之輻合作用或增強之；故高層北來風並不一定不利於雷雨之發生。其發生與否，需視其他條件為何而定。若低層之空氣屬性為條件性不穩定，又位於有利之氣壓系統下，如鞍形中心等，則高層輻散作用之誘發，將不僅轉不可能生成為可能生成，並且可使雷雨之存在持久且強度倍增。

（註一）鄭邦傑：臺灣地區雷雨預報之研究  
氣象學報 17 卷 1 期 民國 60 年 3 月

（註二）俞家忠：臺北雷雨之研究  
中美空軍第二屆氣象學術研討會專論彙編  
民國 60 年 4 月

（註三）林則銘譯：美軍斜溫圖分析及預報之應用第五章  
空軍總部印 民國 55 年 10 月

（註四）林鞠情摘譯：大型對流性暴風雨之運動與高空風之關係，氣象分析與預報 3 期 民國 49 年 4 月

（註五）嚴夢輝著：高空預報學教程第二章  
空軍訓部印 民國 44 年 9 月

（註六）徐寶箴著：天氣學與天氣預報第 97 節  
空軍訓部印 民國 43 年 7 月

# 臺灣地區雷雨發生頻率之研究

王 吉 森

## *On the Frequency of Thunderstorms in Taiwan*

*Chi-shen Wang*

### *Abstract*

A statistical analysis on the frequency of thunderstorms in Taiwan was made. Six places, such as, Taipei, Taichung, Kaohsiung, Taitung, Pengho and Hengchun, were selected for study. From the monthly frequency analyses for a period of 30 years, the maximum frequency of thunderstorms occurred in July. From the hourly frequency analyses, no consistent result was obtained. The analyses also indicated that the directions of thunders were effected by not only meteorological but also geographical factors.

### 一、緒 言

雷電問題之引人注意，實在由來已久。當然，原始人類，知識未開，物理不明，每見雷雨，駭然不知所以，終則歸諸神明，甚者膜拜祈禱之。所以，歷史上留下來有關「雷公」、「雷神」之類荒誕無稽的傳說，真不知凡幾。另一方面，雷電之爲害人類，古今中外，屢見不鮮。

雷電問題的研究，已有三百年的歷史，從早期的原始文獻到最近的各項研究報告看來，成因及變化上仍難找出完善無缺的理論，各家學說多只能解釋現象的一部份。因雷電問題之研究，要涉及大氣及電學兩部份。有的學說，在大氣科學上可以說無懈可擊，但在電場及電荷諸現象上，就難以自圓其說，也有的學說在電學解釋上，可謂頭頭是道，但在大氣物理學上又不攻自破。

臺灣地處亞熱帶，因受大氣環流影響，雨量較多，雷雨發生頻繁，且其地形複雜，有崇山峻嶺，也有盆地平原，有港口，也有島嶼。雷雨之形成及發生，與時間及地形，皆有密切關係。本文爰就現有雷雨氣象紀錄、統計、分析、整理，針對此點探討之。

### 二、資 料 採 集

地點上，本文採取臺灣地區之臺北、臺中、高雄、臺東、恆春及澎湖紀錄抽樣，此六地之地理特徵爲：

(1) 臺北：北緯25度02分，東經121度31分，四面環山，市區呈盆地，本世紀來爲該區人文中心。北

方七星山(1,120公尺)，大屯山(1,090公尺)，竹子山(1,103公尺)皆爲北部高峯。

- (2) 臺中：北緯24度09分，東經120度41分，中部大城，四面環山，與臺北地形相近，東部有橫嶺山(2,024公尺)，稍來山(2,301公尺)，東北面有馬那邦山(1,407公尺)，司馬限山(1,434公尺)，北有關刀山(888公尺)，火炎山(601公尺)。
- (3) 澎湖：臺灣西部島嶼，北緯23度32分，東經119度33分，紀錄爲馬公一地。無高山，具備海洋地區之特性。
- (4) 高雄：舊稱打狗，北緯22度37分，東經120度16分，西臨臺灣海峽，爲南部海港及大都市。
- (5) 臺東：北緯22度45分，東經121度09分，東臨太平洋，西有拉嘎拉嘎爾山(2,201公尺)，知本主山(2,369公尺)，背杜爾山(1,946公尺)等高峯。
- (6) 恆春：北緯22度00分，東經120度45分，在臺灣南部，東北方向爲山丘地帶。

時間上，採用1909年至1940年中央氣象局現存之雷雨紀錄資料，其間1926、1927二年資料欠完整，是故捨之。共得30年之紀錄資料整理分析，1940年以後的資料，恐因戰事影響，或欠完整，是故亦不採用。

當然，原始資料之紀錄與整理，事由人爲，當年或不免有偶爾的遺漏或疏失，但是，現在以三十年間雷雨發生之總和來整理、統計、分析、所得結果，當

無太大出入。

上述三十年間，中央氣象局現存紀錄中，各地雷雨發生次數之總和，如表一所示：

表(一) 1909~1940年有紀錄之雷雨發生總數  
(不含1926、1927年)

地 名	臺北	臺中	澎湖	高雄	臺東	恆春
時間紀錄	1,383	1,322	492	1,136	783	864
方向紀錄	1,392	1,325	490	1,135	782	852

時間紀錄次數與方向紀錄次數，並不完全相同，蓋因有紀錄人記下了時間，却不知或忽略了雷鳴方向，也有時注意了方向而沒有記下時間，也有時在同一時間，有兩處同時有雷聲，但就全部紀錄看來，這都是極少數。

### 三、雷雨發生頻率之分析

#### 3-1 月發生頻率

圖(一)至圖(六)是臺北等六地區的三十年中每月雷雨發生次數之總和，圖中可看出，有一重要的共同特點，即不論緯度及地形，臺灣地區雷雨發生之最多月份均為七月。表(二)係三十年中雷雨發生在七月份之次數及其所佔全年發生次數的百分比。

表(二) 1909~1940年發生於七月份之雷雨總和及其所佔全年之百分比  
(不含1926、1927二年)

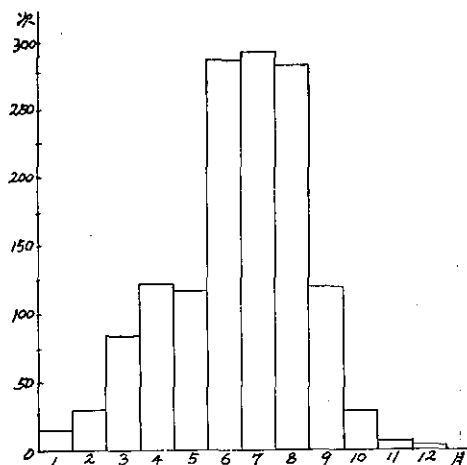
地 名	臺北	臺中	澎湖	高雄	臺東	恆春
七月次數	292	339	103	282	145	197
佔全年%	21%	25.6%	21%	24.4%	18.6%	23%

所以，各地全年雷雨，約有五分之一到四分之一係發生在七月。

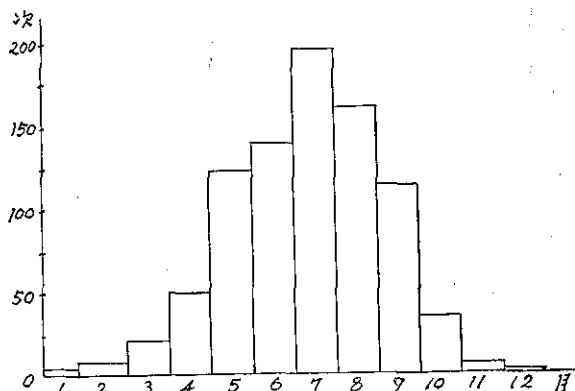
臺北與臺中，緯度較高，屬盆地地形，雷雨之發生次數上有共同處，即六、七、八三個月，雷雨發生遠較其他諸月為高。此三月中臺北共發生861次，佔全年總量的62.5%，臺中共發生871次，佔全年總量的64.8%。

恆春及高雄，因緯度稍低，夏季較長之故，六、七、八三個月之雷雨量亦多，但不若臺北、臺中之突出，五月及九月較諸六月及八月沒有太懸殊的差別。恆春的緯度較高雄更低，從圖形上可看出，五、六、

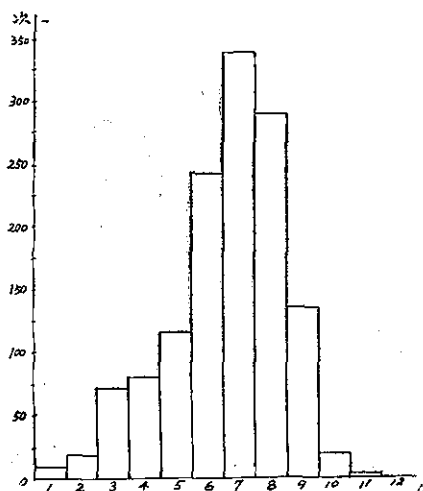
七、八、九月之雷雨發生次數更為均勻。



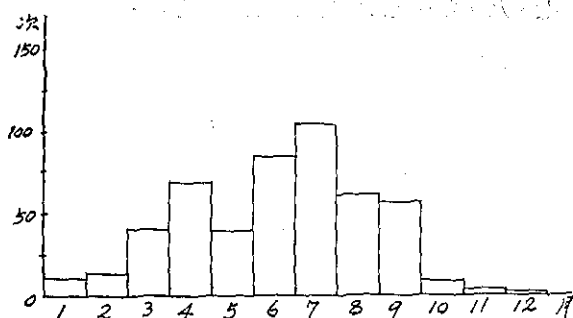
圖(一) 1909~1940年間臺北雷雨月發生頻率總和  
(不含1926、1927二年，共三十年)



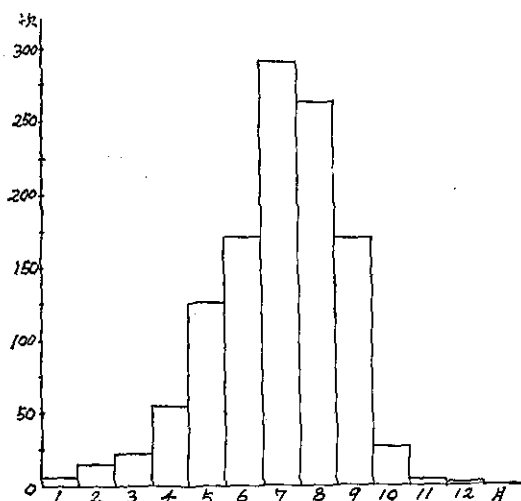
圖(二) 1909~1940年間恆春雷雨月發生頻率總和  
(不含1926、1927二年，共三十年)



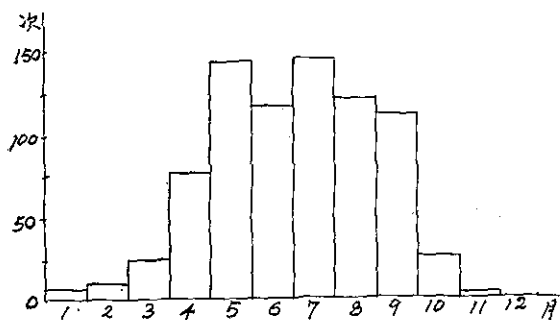
圖(三) 1909~1940年間臺中雷雨月發生頻率總和  
(不含1926、1927二年，共三十年)



圖(四) 1909~1940年間澎湖雷雨月發生頻率總和 (不含1926, 1927二年, 共三十年)



圖(五) 1909~1940年間高雄雷雨月發生頻率總和 (不含1926, 1927二年, 共三十年)



圖(六) 1909~1940年間臺東雷雨月發生頻率總和 (不含1926, 1927二年, 共三十年)

臺東是六地中惟一臺灣東部地區，東臨太平洋，西對知本主山等高峯，地形特殊，氣候複雜，從統計圖上看出，雷雨發生次數，幾乎是平均分佈於五、六、七、八、九五個月中。而四月的發生次數 (77次) 也佔最高月份 (七月，145 次) 的一半，從紀錄上看來，臺東雷雨發生的總次數 (783次) 遠較臺北 (1,383

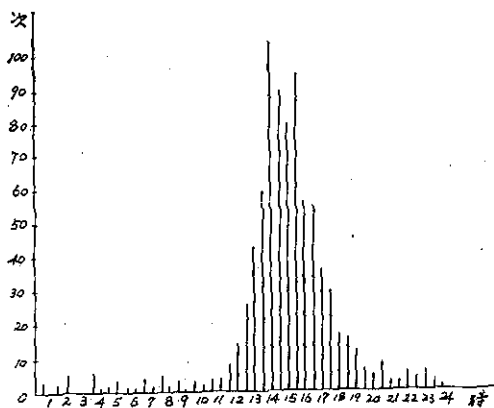
次) 臺中 (1,322 次) 及高雄 (1,136 次) 為少，因臺東濱太平洋，受風面大，積雨雲 (Cumulonimbus) 難以形成故也。

澎湖是臺灣本島與中國大陸間的小島，三十年間，雷雨之總紀錄只有 492 次，是雷雨發生最少之地區，平均每年只有十六次。從月發生量的統計圖上看來，也較其他各地特殊，三、四、五、六、七、八、九七個月中，各月雷雨發生次數幾乎不相上下。考其原因，蓋以雷雨發生之先決條件受降水量 (Precipitation) 及雲層之大氣溫度影響，是故在臺灣地區，應以六、七、八三個月為最有利時期，但澎湖本身，地理上位於大海之中，常年有風，夏季尤甚，對積雨雲之形成，殊屬不利，所以六、七、八三個月雷雨發生量大為減少。其他月份，因雷雨發生之先決條件不足，亦難大量產生。從圖(一)至圖(六)比較之，可以看出，除了五、六、七、八、九五個月外，其他月份的雷雨發生量，澎湖並不遜諸其他地區。

### 3-2 日發生頻率

每日之雷雨發生，以何時最為頻繁，這也是頗饒趣味的問題。就三十年的全部雷雨時間紀錄詳細整理後，發現一個驚人的現象，即使在臺灣地區方圓三百公里的狹小空間，此雷雨發生的時間亦隨地形及緯度而大有出入。

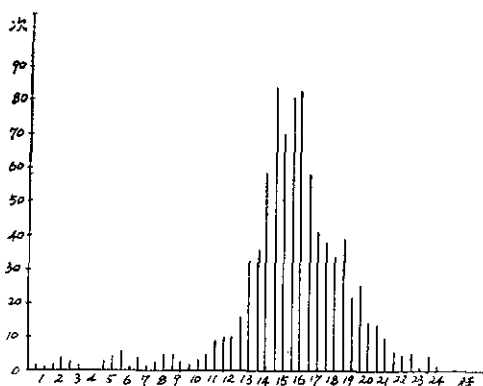
圖(七)至(九)是全年雷雨發生頻率之當地時間分析，各地取雷雨發生最多之月份 (如臺北之六、七、八月，恒春之五、六、七、八、九月等)，其他雷雨較少月份，因在全部統計上不構成重大影響，故捨之。此類圖形之繪製，在此略加說明。橫座標係以每半小時為一時間單元，縱座標則為三十年中該時間單元在該等月份發生雷雨次數之總和。如圖七，橫座標12上有



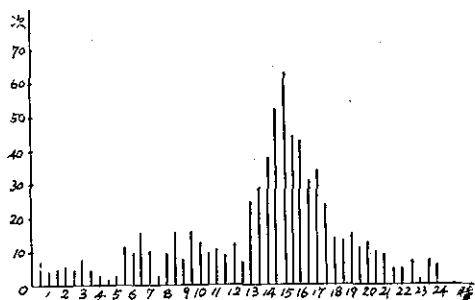
圖(七) 1909~1940年間，臺北 6. 7. 8. 三個月中雷雨發生頻率之時間分佈 (不含1926, 1927二年, 共三十年)

柱，柱高（縱座標）14單位，即表示11點30分至12點正其間共發生14次，橫座標12與13間之柱高為26單位，即12點30分到13點正半小時內共發生雷雨26次。其他部份，以此類推。

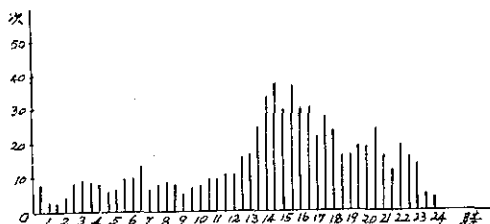
觀察圖(七)至圖(四)發現，臺北、臺中、高雄六、七、八三箇月中，每天之雷雨之發生時間，相當集中，大約在每日午後13至17點間，其他時間，則少有雷雨發生，恒春、澎湖二地每日雷雨發生分散於各時間單元內，我們很難看出也很難決定雷雨發生以何時為多，何時為少。



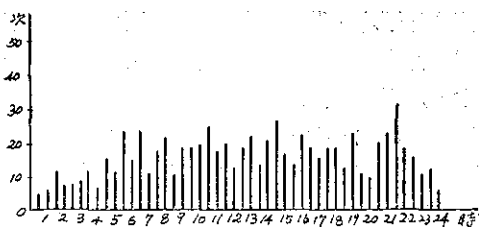
圖(八) 1909~1940年間，臺中 6. 7. 8. 三箇月中雷雨發生頻率之時間分佈（不含1926, 1927二年，共三十年）



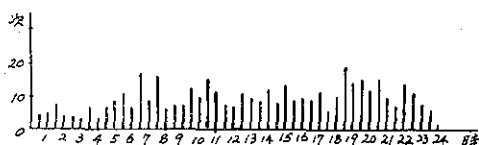
圖(九) 1909~1940年間，高雄 6. 7. 8. 三箇月中雷雨發生頻率之時間分佈（不含1926, 1927二年，共三十年）



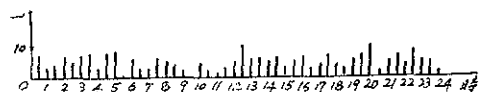
圖(四) 1909~1940年間，臺東 4. 5. 6. 7. 8. 9. 六箇月中雷雨發生頻率之時間分佈（不含1926, 1927二年，共三十年）



圖(二) 1909~1940年間，恆春 4. 5. 6. 7. 8. 9. 六箇月中雷雨發生頻率之時間分佈（不含1926, 1927二年，共三十年）



圖(三) 1909~1940年間，澎湖 5. 6. 7. 8. 9. 五箇月中雷雨發生頻率之時間分佈（不含1926, 1927二年，共三十年）



圖(一) 1909~1940年間，臺北 2. 3. 4. 三箇月中雷雨發生頻率之時間分佈（不含1926, 1927二年，共三十年）

關於臺北、臺中、高雄三地，就圖中之顯峯值看來，雷雨發生次數最多之時間單元分別為：

臺北：13時30分到14時之間。

臺中：14時到14時30分之間。

高雄：14時30分到15時之間。

依據分析結果緯度越低，此顯峯值之發生越晚。

臺北一地，三十年間，發生於六、七、八三箇月份的雷雨共 861 次，佔全年總量的 62.5%，進一步，就時間上考之，發生在 12 時 30 分到 17 時之間，共有 619 次，竟佔該三月份雷雨總量的 72%。再就臺中看看，共發生在該段時間 546 次，佔七、八、九月總量 (871 次) 的 63%。

但再回頭看其他時間的發生頻率，則低之遠甚。自夜間到翌日上午 (20.00~次日 12.00) 幾乎數年難見雷雨發生。就紀錄看來，子夜二點到三點 1 小時間，臺北竟 30 年沒有雷雨發生，在臺中，子夜三點到四點間亦復如是。

從臺北、臺中二地日發生頻率時間分佈圖上看來，二地頗有相近之處，蓋以二地地形近似，僅由緯度的差異，導致了時間座標的後移。

臺北的二、三、四三月間，三十年間共發生雷雨 (俗謂春雷) 235 次，佔全部的 17%，此三月份雷雨發

生時間分佈平均，從圖(四)上看出，三十年總計，任何時間單元都有雷雨發生，而次數最多不超過10次，與六、七、八三月的雷雨發生時間比較，相去甚遠。

再考高雄六、七、八月之雷雨發生之時間分佈圖，可見其顯峯值在午後14時30分到15時之間。12時30分至17時，共發生361次，佔總量(714次)的50.5%。產生次數最少的時間是在夜間3時至5時。比較特殊的，發生在上午(8時至12時)的雷雨量較諸臺北、臺中亦頗可觀。在該段時間內，共發生98次仍佔總量的13.8%，(在該段時間內，臺北共發生39次，佔總量的4.5%，臺中共48次，佔總量的5.2%)。

由每月的雷雨發生量看來，恒春、臺東與澎湖三地分佈於四、五、六、七、八、九六個月份中，所以，在時間的分佈量研究上，也取這幾個月做為分析對象。

就統計圖上看來，澎湖、恒春二地的雷雨發生時間幾乎平均分佈，夜間發生量比日間略少，但在發生總量的比例上，則高出臺北、臺中遠甚。澎湖的雷雨發生，以傍晚(18時至19時30分)及清晨(6時30分至7時30分)略多，其量竟高於午後(12時30分~17時)的時間。而就一般地區來說，午後時間應是雷雨發生的顯峯時期。細考其原因，仍是與當地區的「風」有關。日間風大，故難有積雨雲形成，是故雷雨不易發生。至傍晚，風勢漸小，不得積雨雲之形成，所以此後時間的雷雨發生量並不較其他地區為少。

恒春的情況，與澎湖相近。所以，就三十年紀錄的總計看來，其雷雨發生之顯峯時間，竟在21時至21時30分之間。

臺東四、五、六、七、八、九六個月的雷雨發生

時間分佈看來，仍以午後時間為最多，傍晚次之，晨間及上午更次之，以午夜零時至二時最少，圖形雖較臺北、臺中、高雄平坦，但其發生時間之分佈情況，與該三地已有相近之處。臺東，東臨太平洋，仍受風力影響，致午後時間雷雨發生次數，較諸其他時間，不若臺北、臺中二地之懸殊。

細考圖(五)至圖(七)，除了臺北等地午後雷雨發生頻率特高外，次高頻率均發生於22時至24時之間，其原因與地形及緯度無關，因為此時間是地面和游離層間電位梯度(Potential gradient)漸趨顯峯時間，也就是全球性的雷雨發生的顯峯時間。

#### 四、雷鳴方向之頻率分析

雷雨發生之方向，不僅決定於氣流、風向，而該一地區的地理形勢更具有嚴重影響。所以，任一地區之雷鳴方向之分佈，亦各具特點。

就雷雨原簿紀錄上，來研究雷雨方向，唯一的困難就是難求雷鳴方向的精確角度，原始紀錄的報告人，只能概略地決定其方向。原簿的紀錄分雷鳴方向為十七類，即：東(E)、東南東(ESE或EES)、東南(ES)、東南南(ESS或SES)、南(S)、西南南(SWS或SSW)、西南(SW)、西南西(WWS或WSW)、西(W)、西北西(WNW或WWN)、西北(NW)、北西北(NNW或NWN)、北(N)、東北北(ENN或NEN)、東北(NE)、東北東(NEE或ENE)及天頂(Z)。

但是，在今日來研究雷鳴方向，從雷雨原簿中發現，東南東或東北東之類的產生次數，遠較東、南、北或東北、東南為少。表(三)是臺北等六地三十年中雷雨紀錄中各方向雷鳴次數之總和。

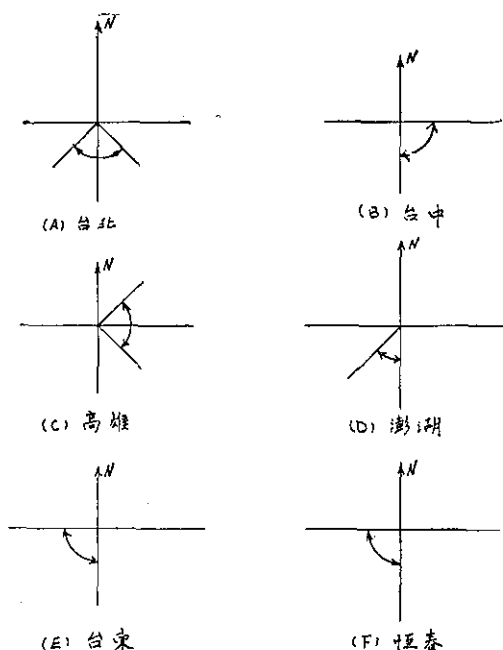
表(三) 1909~1940年間發生於各方向雷鳴次數之總和  
(不含1926、1927二年)

地 名	次 數	E	ESE	SE	SES	S	SSW	SW	SWW	W	WNW	NW	NNW	N	NNE	NE	NNE	Z	Total
臺 北		118	8	350	31	247	20	215	10	83	3	89	5	73	9	100	3	28	1,392
臺 中		169	2	331	21	328	6	155	10	101	0	54	5	37	1	76	0	29	1,325
高 雄		356	6	1000	4	83	5	102	0	114	7	81	6	84	5	146	9	7	1,115
潮 湖		35	1	61	13	84	18	114	5	56	3	32	3	24	3	20	12	16	490
臺 東		58	4	89	4	104	7	176	8	141	8	81	4	37	1	51	2	7	782
恒 春		61	3	88	2	143	18	134	3	115	5	119	6	78	7	49	3	18	852

從表(三)看來，要想做極度精密，分秒不差的方向研究，根本就不可能，因為數十年前做原始紀錄的人，對此已有困難，只能約略記之，以爲參考。但是，我們大處着眼，從較廣的角度來研究，仍能發現一些相當重要的關係。因此，就不從某一定方向做統計對象，而以某一角度單元內之發生總量研究之，試取 $90^\circ$ 爲一角度單元。

臺北之雷鳴方向，來自正東(E)，正南(S)間角度單元(此單元包含東、東南東、東南、東南南、南五欄記錄)者有754次，佔總量(1,392次)的54.1%。而在東南與西南之角度單元中共發生863次，佔總量的61.7%，正南方之發生次數(247次)遠超過正東方(118次)及正西方(83次)，因之，我們可推斷，臺北的雷雨大多發生在南方(可能偏東或偏西)。表(三)中臺北雷鳴方向以東南方爲最多(350次)，東南方只是約略的記法，嚴格地說，應該是東南偏南的分量較多，至少我們可以確定此分量必受南方地勢及南方氣流的影響。至於西南方向的215次，我們也應做如是觀。

臺中一地，雷鳴方向在正東、正南間之角度單元者共有851次，佔總量(1,325次)的64.2%。再就各方向單獨看，最多的是東南(331次)，其次是正南(328次)再其次是正東(169次)。所以，臺中的雷鳴方向多集中於東南，正東及正南方向的雷鳴，顯係受東南方地勢及氣象因素之影響。



圖(四) 臺北等六地所聞雷鳴方向較多之角度單元

以同樣的推理，我們可看出其他四地雷鳴方向的關係。

高雄：雷鳴方向以東南、東北間之角度單元爲多(共617次)佔總量的55.5%，雷鳴多聞自東方。

澎湖：以東南、西南間及正西、正南間之角度單元爲多，而單獨方向又以西南(114次)及正南(84次)爲最多，所以雷電多來自此二方向及其間。

臺東：在正南、正西之角度單元中，雷鳴次數較多，很顯然地，雷電應發生在西南方。

恒春：雷鳴亦多來自西南方。

高雄、臺東及澎湖(觀測所在馬公)三地均係濱海港口，由上面的統計結論可看出，雷鳴方向，多在背海之一面，斯亦與常理吻合。

圖(四)是臺北等六地雷鳴斷數較多之方向角度單元

## 五、結 論

雷雨之發生，除了有適當的氣象條件外，還要有適當的地理形勢。全年按月分析雷雨發生頻率，不論任何地區其產生之最高月份均在七月。臺北、臺中雷雨集中在六、七、八三個月。南部地區則分散於四、五、六、七、八、九六個月。就每天中雷雨發生之時間看，一般而言應集中於午後時間，而以深夜及上午爲小，產生量最多之時間應在下午13時至15時之間。澎湖及恒春因受風吹影響，雷雨發生時間與其他地區不同，各時間單元平均分佈，午後時間要有適當的地理因素。六地地理形勢及位置不同，所以其雷鳴方向至異。

## 參 考 資 料

Chalmers J. A. Atmospheric Electricity, Oxford University Press, 1950

Johnson J. C. Physical Meteorology, M. I. T., 1954

Mason B. J. A Critical Examination of Theories of Charge Generation in Thunderstorms, Tellus V 446-460, 1953

Muller-Hillebrand D. On the Frequency of Lightning Flashes to High Objects (A study on the Gulf of Bothnia) Tellus XII, 444-449, 1960

Gunn R. Electric-Field Regeneration in Thunderstorms, Journal of Meteorology Volume II, 130-138, April, 1954

Richi H. 原著 戚啓勳譯，大氣科學概論，東華書局。民國58年10月

大阪管區氣象台 大阪府防災氣象要覽，雷雨部份。昭和43年3月

中央氣象局 雷雨紀錄原簿，1909~1940年

# 氣象雷達雨量觀測器簡介

張 擇 仕 • 沈 維 新 合譯



引 言：

最近本局獲贈氣象雷達觀測器（原名 Video Integrator and Processor 直譯為視頻積分處理器）一具，由花蓮站架設調整完成，開始使用，對降雨量之觀測預報，極具價值，茲特摘譯如下，以供本局有關作業同仁之參考，並祈指正。

概 說

雨量觀測器簡稱VIP，與氣象雷達配合工作，用以測定大氣團的降雨量（包括雨、雪、雹、霧等），其法係將 115 哩（自 10 哩至 125 哩）範圍內的雷達回波信號，按哩逐步積分，並調製成層狀回波，然後在雷達示波器上顯示出來。

雨量觀測器（VIP）為各氣象雷達的輔助儀器，大量降水回波，經該器若干鑑定處理過程，以測定降水的各種強度與範圍。簡言之，即將大量降水回波信號，以六種強度色層的調製過程，及時在雷達平面示波器（PPI）上顯示出來。圖 1 示 VIP 與 WSR-64M 型雷達連接使用。為求電路與機械上的配合，VIP 曾

作特別設計。

結 構

VIP 裝在  $21\frac{1}{2}$  吋  $\times$   $14\frac{3}{4}$  吋  $\times$   $18\frac{1}{2}$  吋即 3.4 立方呎的長方形金屬箱內，重 65 磅，所有電子設備裝在有控制面板（如圖 6）的拖箱上，而整個拖箱與控制面板又裝置在二個滑軌上，為校正與修護方便，拖箱與控制面板可以整個拖出金屬箱外，甚至可再下垂 90°。

VIP 有其獨立的電源供給部份。

操作型態（Mode of Operation）

VIP 有二個基本的操作型態，一為強度面的一般顯示（Log）。另一由人工選定黑白相間不同強度面的特別顯示（C-Log）。除了在雷達觀測控制台（Console）的等強度對數（C-Log）信號，對數（Log）信號及直線性視頻（Lin video）信號的操作型態以外，並可將此三種型態信號經 VIP 在別處遙用顯示。其遙用之任何一種視頻信號，均對操作時的型態互無影響。

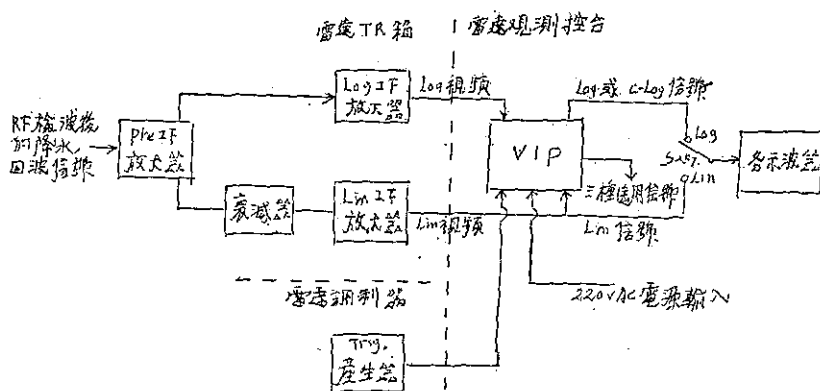


圖 1. VIP 與 WSR-64M 氣象雷達連接圖

操作原理（Principle of Operation）：

雨量觀測器（VIP），增進了氣象雷達測定大量降水強度及涵蓋的正確性，VIP 消除操作人員判斷大量降水的涵蓋與強度所感鑑定不易的困難因素，而代之以五個不等強度降水量的信號，顯示在平面示波器上，第一層是同一顏色，顯示由最小至最大強度的雷

達目標，惟無強度大小之分，其餘五層是以信號強度來分辨標準層次。雖然 VIP 係為有 Log 電路的氣象雷達而設計，但也可將 VIP 輸出作其他偏移板裝置的示波器顯示之用。（如 A-Scope）

觀測員正確判定降水強度的主要困擾乃是雷達降水回波的參差不齊，而又變動不定的波幅問題，為求

決定該降水雨量的大小，首先須確定其均勻值。

統計學上經改進而正確估計均勻值的方法，就是最簡單的平均法，VIP用這種簡單的平均技術，改進了測定降水平均值的正確性。VIP也包含平面，仰度及遠近距離的平均值。

利用雷達電磁波束軸向距離上的一段，作為空間涵蓋平均值的樣品。所謂軸向距離的平均值，就是將發射任一脈波涵蓋距離（115 哩以內）的輸入視頻信號，加以電路上的積分而成，因此信號與下式成正比

$$e = \int_{r_1}^{r_2} e dr \quad \dots\dots\dots(1)$$

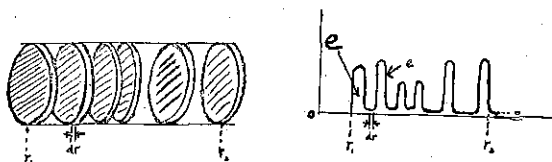


圖 2. 波束回波信號

此處  $e$  為樣品中一個脈波所得一連串回波視頻瞬時值。如圖 2 表示  $r_1$  為起點距離， $r_2$  為終點距離， $dr$  為單位距離。

VIP的第二種平均方法，就是信號脈波束的積分和。在已知的立體樣品中，水平與仰度所包含的平均值，為連續的許多脈波信號幅度平均值所形成，其式可寫成。

$$\frac{1}{n} \sum_n e \quad \dots\dots\dots(2)$$

此處  $n$  為脈波平均數，VIP 即利用對許多脈波束的平均方法，因此綜合 (1)、(2) 二式得

$$\frac{1}{n} \sum_n \int_{r_1}^{r_2} e dr \quad \dots\dots\dots(3)$$

(3) 式為雷達作定向定時正常操作時所得一連串回波信號均勻值之理論式。

### 立體分解 (Volume Resolution)

在多色層等強度對數顯示上，就立體波束與軸距上所作之分解，必須依照掃描指向與速率，分別加以敘述，距離分解以一哩為準，是軸距的平均間段與掃描速率或指向無關，以 PPI 每分鐘三轉的掃描速率，水平分解為  $2^\circ$ ，仰度以垂直波面高而定 (WSR-64M 型為  $2^\circ$ )。掃描指向的分解，由發射時總脈波數的平均值來定，若掃描速率有所變更，則掃描速率對指向所作分解的正確值也會有所改變，降低掃描速率就會增加掃描指向內的角度分解。

### 精確度 (Accuracy) :

在一已知的降水體積回波強度內，經VIP作用而

估計出一個均勻值的精確度，為一有效樣機體與回波變動性質的函數，一般降水回波的變動性質，其標準誤差定為  $\pm 5.57\text{db}$ ，亦即經雷達顯示之任何已知瞬間強度為  $(\pm 5.57) \times 95\% = \pm 5.29\text{db}$ ，其誤差當為  $5.29 \times 2 = 10.6\text{db}$ 。而 VIP 誤差可以下式計算：

$$\text{誤差}_{(VIP)} = 1.96 \sigma_{(VIP)} = \frac{1.96 \sigma_{(A11)}}{\sqrt{n_e}} \quad \dots\dots\dots(4)$$

$\sigma_{(VIP)}$  代表VIP 輸出的標準誤差值。

$\sigma_{(A11)}$  代表顯示一般降水回波變動的標準誤差值。

$n_e$  代表有效的樣體。有效樣體等於  $2^\circ$  水平方位單元內的脈波數乘以每一哩平均軸距內的脈波數。

以掃描速率一分鐘三轉為標準，則一秒鐘內轉  $18^\circ$ 。因此轉  $2^\circ$  軸間角需時為  $\frac{2^\circ}{\text{RPS}} = \frac{1}{9}$  秒。又長波來復頻(PRF) 為 164 次/秒， $\frac{1}{9}$  秒內即射出  $164 \times \frac{1}{9} = 18.2$  次脈波。每個長脈波波寬 (P.W)<sub>L.P.</sub> 為 4 微秒。波束軸距通過每一哩的時間為 12.36 微秒。每哩內可包含  $\frac{12.36}{4} \approx 3$  個長脈波回波數。因此在  $2^\circ$  水平波束涵蓋與軸距一哩的樣體中，共有回波脈波數為  $18.2 \times 3 = 54.6$ 。故綜合得式：

$$\begin{aligned} n_e &= 2^\circ \times \frac{\text{P.R.F.}}{\text{R.P.S.}} \times \frac{12.36 \mu\text{s/NM}}{\text{P.W.}_{(L.P.)} \mu\text{s}} \\ &= 2^\circ \times \frac{164}{3 \times 360} \times \frac{12.36}{4} = 54.6 \end{aligned}$$

代入 (4) 式即得

$$\text{誤差}_{(VIP)} = 1.96 \sigma_{(VIP)} = \frac{1.96 \times 5.57}{\sqrt{54.6}} = 1.48\text{db.}$$

以  $10.6\text{db}/1.48\text{db} = 7.3$

換言之，即比未經VIP處理之雷達視頻信號精確度大七倍有餘。

### 識別色層與信號 (Sensing Levels and Encording)

VIP 具有識別六層特別信號幅度之能力。第一層沒有層次區分，為“有或無”極其輕微信號的一類，第二層到第五層是依照各降水回波強度的不同而分別校準得來者，參照圖 3，二、三間層的降水表示輕度降水三、四間層表示中度降水等等。

VIP輸出一種三色二週期重複程式的信號，凡能被雷達測得有關氣候的回波以灰色顯示，凡屬輕度降水類的回波以白色顯示，中度降水以黑色顯示，強度降水再以灰色顯示，非常強度降水以白色顯示，極強度降水再以黑色顯示，此灰白黑三種亮度變化的重複顯示信號圖，將陰極射線管的動特性範圍，擴展至 60 db。

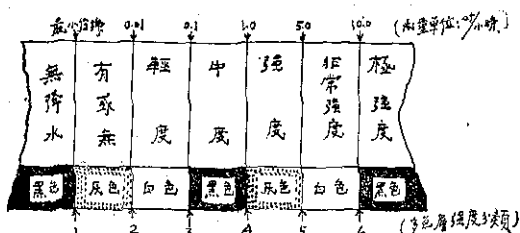


圖 3. 二週期色層強度識別圖

### 開機說明

\* 注意：接到 VIP 中的電源，由雷達觀測控制臺 (Console) 所供應，因此雷達電源須先開動。

- (一) 將 VIP 電源開關  $S_{16}$  扳在 ON 位置。(在 VIP 背面板上)。
- (二) 此時單色層選擇按鈕  $S_1$  至  $S_6$  以及 C-Log, Log 按鈕中的燈均應亮。
- (三) 若要 PPI 上顯示 Log 回波信號，即按下 “Log” 按鈕。(在 VIP 控制面板上)。
- (四) 不用 Log 時可將標示 “R” 的復原按鈕按下。(在 VIP 控制面板上)。
- (五) 若在 PPI 上作多色層等強度顯示，按下 “C-Log” 按鈕。(在 Log 按鈕旁邊)。
- (六) 依情況需要，可任意作單色層的適當選用。(有六個在 “R” 按鈕旁)。
- (七) 觀測時水平方位每旋轉一週，各色層指示燈 (單色層按鈕上方) 應每隔 20 秒，閃閉一次。

多色層等強度對數顯示：(Contoured Log display 簡稱 C-Log)。參看圖 3。

PPI 上掃描顯示多色層等強度對數 (C-Log) 信號的操作過程，如下所述：

- (一) 置雷達天線控制於水平方位轉動掃描。(每分鐘三轉)。
- (二) 將觀測控制臺 (Console) 上視頻選擇開關 S257 (圖 1 所示)，扳在 “Log Video” 位置。
- (三) 按下 “C-Log” 按鈕。
- (四) 若有單色層選擇開關正被使用，須按下復原按鈕 “R”。
- (五) 依需要而按下單色層選擇開關，即可作需要色層的顯示，不需要單色層選擇時，即按下 “R” 按鈕，使恢復原狀。

VIP 可以選擇任何一種或多種強度色層，在 PPI 示波器上以黑白二種程式顯示，白色區域就是所選擇種類的顯示。舉例說：要中度降水顯示，只要按下 VIP 控制面板上單色層選擇按鈕 3 號，即可呈現中等強度的雷達信號顯示，顯示的降水區域即為 3, 4 間識別色層的中度降水，而其他強度色層即不會出現。

### 開機說明：

- (一) 按下色層選擇復原按鈕 “R”。
- (二) 再按使用中之 “Log” 或 “C-Log” 使復原狀。
- (三) 若要 VIP 不工作，將電源開關  $S_{16}$  (背面板上) Off。

### 指示燈 (Summary Light)：

六個指示燈裝置在 VIP 面板上，代表六個識別色層在任何一條掃描線上同波選現的含意，因此讓觀測員能很快鑑定顯示之同波屬何等強度，此點非常有用。因為當示波器上分佈很多種降水同波 C-Log 顯示時，在短暫時間內區分同波強度及是否已達最高級乃是一件非常困難的工作。

每個指示燈代表一種不同的識別色層，因此只要已知的色層被超越，其對應的指示燈自然會亮。一旦一個指示燈工作，就會亮到重新復原為止。所有的指示燈，都是每隔 20 秒重新閃閉一次，正好與雷達操作時天線水平旋轉一週相吻合。

參看圖 4 及圖 5 之說明

圖 4. 未經 VIP 回波顯示



Lin 視頻信號(未經 VIP) 在 PPI 之顯示情形

Log 信號在 PPI 顯示

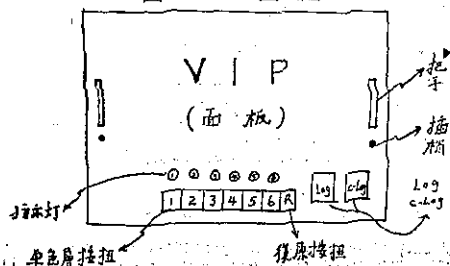
圖 5. 經 VIP 回波顯示



C-Log 多色層信號顯示情形 (單色層按鈕未按下)

單色層按鈕 3 與 4 按下 C-Log 多色層信號之顯示情形

圖 6. VIP 面板圖



# 一、民國六十年北太平洋西部颱風概述

## *A Brief Report on Typhoons in North-Western Pacific during the Year 1971*

### *Abstract*

Thirty-five storms developed in the Western Pacific during 1971, twenty-four reaching typhoon intensity. This compared with a normal of 27.6 storms, 17.9 reaching typhoon intensity per year during past twenty-four years.

Four storms influenced this area with three penetrated Taiwan island itself.

The statistics indicated that tropical disturbances were much active in this year especially in July and September.

### 一、總 論

(一)本年內颱風發生之次數與侵臺之次數。

民國六十年（以下簡稱本年）在北太平洋西部發生之颱風共有 35 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 11 次，佔總數之 31.4 %。此 35 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 5 次，其中五月初之寶佩（Babe）僅發海上警報。其餘四次計七月之露西（Lucy）及娜定（Nadine），九月之艾妮絲（Agnes）及貝絲（Bess）均侵襲臺灣，分成兩對接踵而至之姊妹颱風。本年度發佈陸上警報之準確率故而高達 100 %。

第一次侵臺颱風露西（Lucy）7 月中發生在菲列賓羣島東方，向西北進行，中心在臺灣南端掠過，故災情輕微，但臺灣北端受地形影響，出現相當劇烈

之陣風。

露西過後不久，誕生在馬利安納羣島附近之娜定（Nadine）颱風跟踪而至，此一颱風利害相等，以其結束本省為期約一個月之乾旱也。娜定為一極強烈之颱風，26 日凌晨中心在臺東新港間登陸，各地風雨均強，災情範圍甚大。

九月份之兩次侵臺颱風，艾妮絲（Agnes）形成於菲列賓羣島之東方，18 日在花蓮附近登陸，以其生命史短暫，威力不大，故而災情至為輕微。第二次貝絲（Bess）則遠較強烈而嚴重，該颱風誕生在安尼威吐克島之西北，挾強暴之風力長途跋涉，其路徑極似 52 年之葛樂禮，幸侵臺前速度並未轉緩，路徑亦未偏北，且中心已在填充中，始免大難。貝絲之中心 22 日晚間在宜蘭附近登陸，翌晨穿越北端入海，北部及中南部均有豪雨。

此四次侵臺颱風之綱要如表 1 所示。

表 1. 民國六十年侵臺颱風綱要表

颱風名稱	露西 Lucy	娜定 Nadine	艾妮絲 Agnes	貝絲 Bess
侵臺日期	7 月 20 日	7 月 26 日	9 月 18 日	9 月 22 日
本省測得之最低氣壓 (mb)	990.4 (恆春)	955.7 (臺東)	979.3 (花蓮)	955.5 (宜蘭)
本省測得之 10 分間最大風速 (m/s)	33.0 (蘭嶼)	48.7 (蘭嶼)	30.2 (彭佳嶼)	55.6 (彭佳嶼)

本省測得之瞬間最大風速 (m/s)	44.0 (蘭嶼)	51.0 (蘭嶼)	40.3 (彭佳嶼)	67.0 (基隆)
本省測得之最大總雨量 (mm)	126.2 (臺東)	306.6 (恆春)	442.5 (鞍部)	475.0 (阿里山)
進 行 方 向	NW	WNW	W	WNW
進 行 速 度(每時公里)	18	18	12	25
通 過 地 區	巴士海峽	穿過臺灣南部	穿過臺灣北部	穿過臺灣北部
登 陸 地 點	—	新港臺東間	宜蘭花蓮間	宜蘭附近

#### (二)本年內颱風發生之月份分配

本年內各月颱風之活動情形，1至3月份相當平靜，僅1、3兩月各見輕度颱風一次，4、5月份頗趨活躍，4月出現三次，均達颱風強度，月底誕生一次且發展為強烈颱風，遠較正常為活躍，按過去24年內平均不過0.7次，到達颱風強度者不過0.5次。5月份總數有7次，按過去平均僅1次，幸到達颱風強度不過1次，大致和正常相當，6月份接近正常，但7月份則大為活躍，竟有成8次之多，高出正常達一倍，其中有6次均達颱風級，超過正常一倍以上，強烈颱風亦佔兩次，均為侵襲本區者，故本月份之侵臺颱風亦超過正常一倍以上。

8月份不及正常活動，西太平洋上僅見4次，其中雖有3次到達颱風強度，仍低於正常。9月份又較正常活動，誕生6次之多，其中在5次到達颱風級，強烈颱風又佔3次。侵臺颱風有兩次，中度及強烈各一次。10月份與正常完全相同，即誕生4次，其中3次達颱風強度，11月略低於正常，12月則未見育成。

全年總計為35次，遠超過去年(1970)之26次；到達颱風強度者24次，比去年之13次竟超過11次之多，可見今年之颱風遠較去年為活動，全年侵臺颱風4次，大致稍高於平均數，但遠較去年之1次為多，按以往24年來平均為3.6次。

茲將本年內各月西太平洋上出現之颱風與過去24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

本年內輕度颱風發生之地區顯然以菲列賓羣島以東至馬利安納羣島間為最多，尤其是在菲列賓羣島東方之近海，佔12次之多；馬利安納羣島及琉黃島以西則有11次；其餘有6次在馬利安納及琉黃島以東之廣大區域內，加羅林羣島以南誕生者只有2次，南海中誕生者只有4次。其分配見圖1所示。

以範圍言，東西向約自東經108.5度至166度，佔57.5度，遠較去年為狹窄；南北向約自北緯5.5度至28.5度，佔23度，亦較去年為窄。初生地最靠東方者為最後一次，即11月之裘迪(Judy)，最靠西方者為9月內之范迪(Wenly)；最北生成者為月中之卡門(Carmen)；最南者亦為最後一次裘迪。

本年內出現之颱風，以7月份之娜定及11月份之伊瑪(Irma)最猛烈，中心風速均曾到達每秒75公尺，時速30哩之暴風半徑娜定為400公里，伊瑪則為450公里。時速50哩者均達200公里。但以中心氣壓而論伊瑪遠較娜定為深，前者曾達854mb，而後不過900mb。風速最弱則為5月底之鶯瑪(Emma)。

以生命史之久暫而言，維持熱帶風暴及以上強度最久者為8月內之崔絲(Trix)，計12天。最短暫者為10月之葛樂禮(Gloria)，尚不足1天。

#### (四)本年內颱風路徑之型式及轉向點

本年內各次颱風之路徑型式以近似拋物線者較多，佔16次；其次則為近似西進或向西北西者，佔13次；其餘6次，走向西北及不規則路徑各半。路徑中最特殊者為10月之費依(Faye)，曾在呂宋島反時鐘向轉一圈，再向東北。

本年內轉向颱風中，30-35°N轉向者計有5次，25-30°N轉向者2次；20-25°N轉向者4次，15-20°N者2次；10-15°N也有3次。在15°N以下轉向者均無法形成較理想之拋物線路徑。轉向緯度最高者為11月之范迪及7月之瑪麗，轉向緯度最低者似為3月之賽洛瑪(Thelma)。最高者均在約33度北緯轉向，最低者大約在北緯11度轉向。前者不及去年高，後者雖然較去年高，但路徑並非呈典型之轉向。

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	1	3	2	1	5	4	1
1966	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	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
1969	1	1	0	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	3	3	1
1970	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	3	0	0
總 數	11	4	0	7	2	0	10	4	0	18	12	2	25	20	3	40	28	7	94	85	14
平 均	0.5	0.2	0	0.3	0.1	0	0.4	0.2	0	0.7	0.5	0.1	1.0	0.8	0.1	1.7	1.1	0.3	3.9	2.4	6.2
1971	1	0	0	0	0	0	1	0	0	3	3	0	4	1	0	2	2	0	8	6	0

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
1969	4	3	1	3	3	1	3	3	1	2	1	0	1	0	0	19	15	4
1970	6	4	0	5	2	1	5	4	0	4	1	0	0	0	0	26	13	1
總 數	147	88	22	115	78	24	97	72	8	64	46	7	35	19	0	663	426	87
平 均	6.1	3.7	0.9	4.8	3.2	1.0	4.0	3.0	0.3	2.7	2.0	0.3	1.5	0.8	0	26.6	17.9	3.6
1971	4	3	0	6	5	2	4	3	0	2	1	0	0	0	0	35	24	4

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

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

III為颱風（包括輕度）侵臺之次數（中心登陸或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。

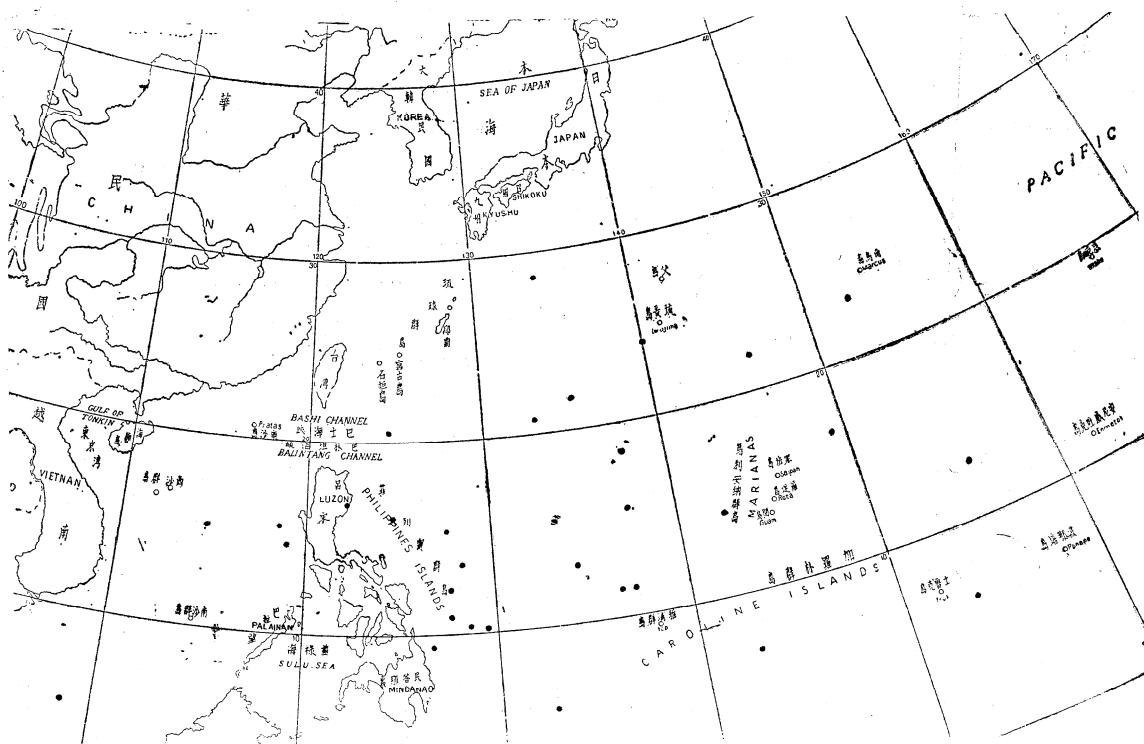


圖 1 1971 年西太平洋上熱帶風暴初生地點之分佈

Fig 1. The positions of tropical storm of Western Pacific first appeared on synoptic chart in 1971

## 二、各月颱風概述

本年內之颱風較一般為活躍，如與過去 24 年內相比較，發生次數超過本年者只有 1948 年之 36 次，1950 年之 44 次，另 1967 年則與本年相等。倘以到達颱風強度而言，僅 1964 年之 25 次超過本年，1962 年之 24 次與本年相同。其中尤以 7、9 兩月格外活躍，惟侵襲臺灣之四次尚不能謂十分嚴重。茲將本年內各月颱風之活動情形分述如下：

(一)一月 早在 1 月 7 日之地面天氣圖上，加羅林羣島南方之海面上氣壓低降，翌日即形成一熱帶性低氣壓，其時阿留申羣島中心在堪察加半島附近，勢力雄厚，中國大陸則為幾個弱高壓所盤據，貝加爾湖北方竟為一低壓所據，足見冷氣流貧弱，而熱帶氣團轉趨活躍。故而北太平洋上有兩條近似平行之鋒面。

9 日之天氣圖上，此熱帶性低壓之旋渦逐漸緊縮加強。中心在北緯 30 度之反角旋出海，形成較峻急之氣壓梯度，次日形成熱帶風暴，受中心已移至日本之反氣旋影響，走向東北，直趨阿留申低壓。惟不久，鋒面已指向此風暴，乃變性為溫帶氣旋。莎拉

(Sarah) 之生命乃告結束。本月份之颱風路徑見圖 2。

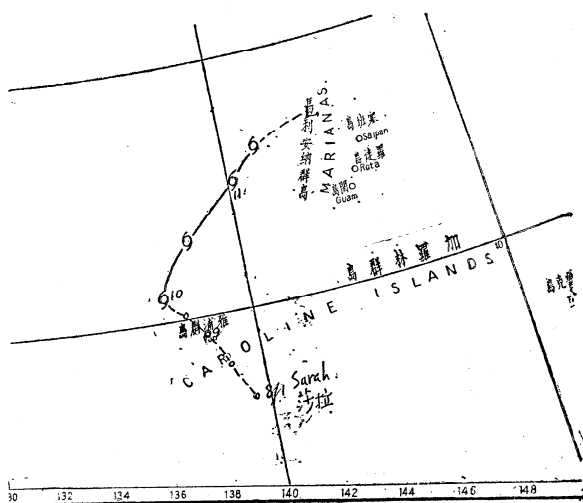


圖 2 60 年 1 月份颱風路徑圖

Fig 2. Typhoon track in January, 1971

(二)三月 本月內仍僅出現一次輕度颱風，此颱風月中醞釀於加羅林羣島之西北，當時大陸上為一連串

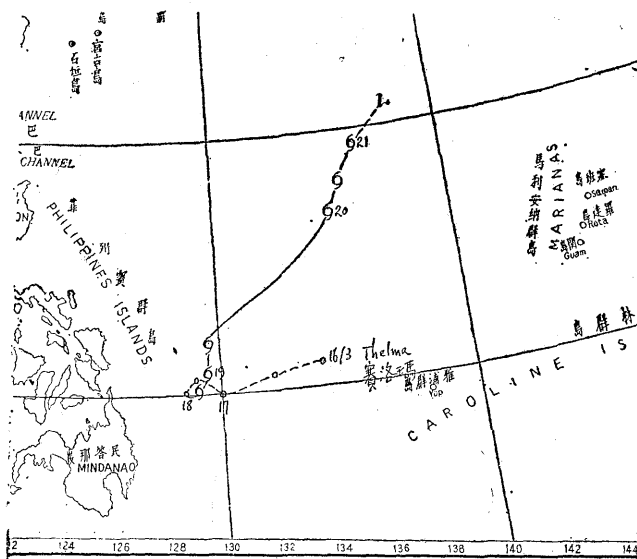


圖 3 1971年3月份颱風路徑圖

Fig 3. Typhoon track in March, 1971

之高壓，軸線自西北至東南，至東海後，與軸線在30度附近之海上高壓遙接。阿留申低壓移至接近阿拉斯

加，中心氣壓極低，鋒系似已消失，僅日本附近有新生波。

輕度颱風賽洛瑪 (Thelma) 於 18 日20時形成，中心在民大諾島之東北方，生成後仍如莎拉之走向東北方，同樣受軸線在 30 度附近之高壓帶所控制。20 日因鋒系穿入，轉變為溫帶氣旋。本月份之颱風路徑見圖 3。

(三)四月 四月份則遠較活躍，共育成三個颱風，均到達颱風強度，其中一個且發展為強烈颱風，實為過去 24 年來所僅見。第一個颱風薇拉 (Vera) 12 日育成於非列賓東方之海面上，初向西北進行，14日到達颱風強度，至巴林坦海峽東方時，速度轉緩，隨即轉向東北。蓋當時高壓帶大約在北緯 35 度處，一發展完善之低壓，中心在堪察加之東南，向西南伸出鋒系，繞過日本之反氣旋，一直伸到琉球羣島之東南方。18日，薇拉到達日本南方時即趨衰弱，並加速走向東北東，19 日晚轉變為溫帶氣旋。此為一典型之轉向颱風。

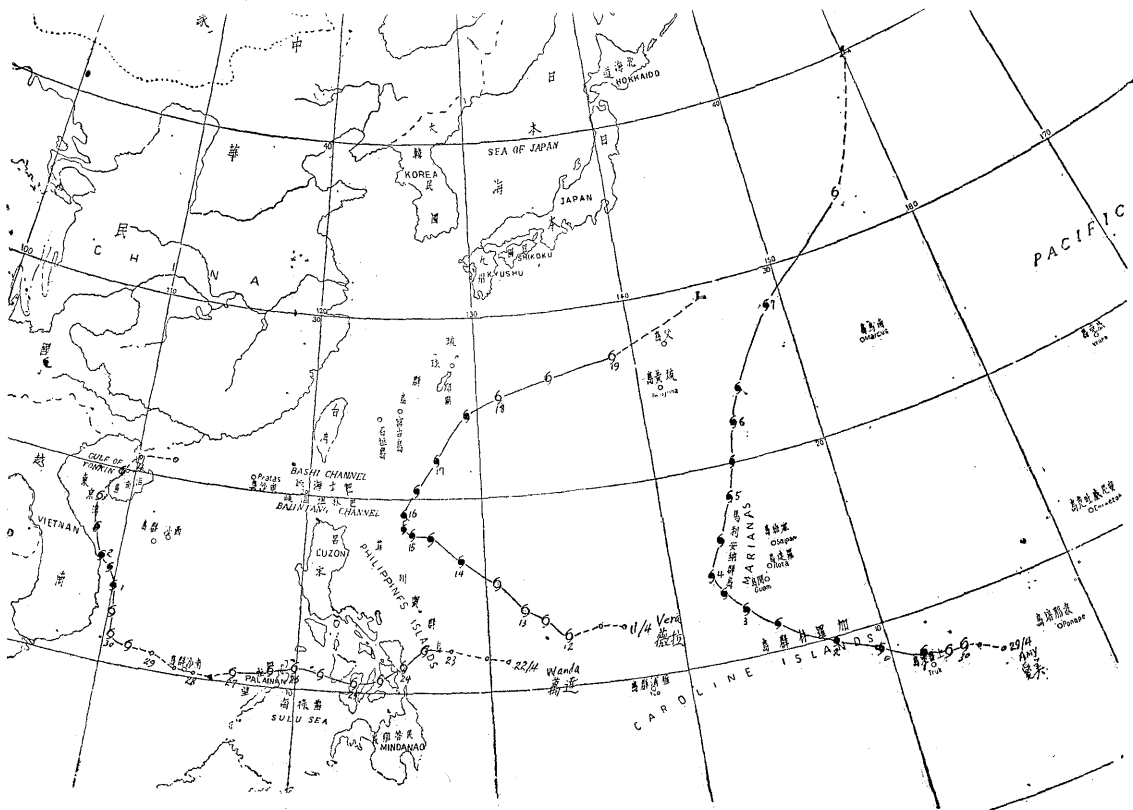


圖 4 1971年4月份颱風路徑圖

Fig 4. Typhoon tracks in April, 1971



(五)六月 本月內颱風轉趨沉寂，只發生二個，但其中一個到達強烈颱風之等級，15日以前，西北太平洋上極為平靜。月中，芙瑞達 (Freda) 出現在菲列賓東方之海上，15日中心穿過呂宋島之北部，16日入南海後始正式到達颱風強度，至17日折而向北，當時中國大陸上為氣壓梯度極弱之低壓區，乃有利於其北上，但18日登陸後即迅速減弱，終趨消滅。

吉達 (Gilda) 之路徑近似與芙瑞達平行而偏南，24日晚發展為熱帶風暴，25日穿過菲列賓羣島時正式到達颱風強度，但其間曾一度減弱。

此颱風移行迅速，27日在西沙羣島東北方經過，隨即穿過海南島，登陸雷州半島，在中國內陸轉變為溫帶低壓，此一颱風中心最大風速曾一度到達每秒50公尺，故列為強烈。本月份之颱風路徑見圖6。

(六)七月 本月為颱風最活躍之月份，共誕生八個颱風，其中輕度颱風只有兩個，即13號之艾威 (Ivy) 及15號之開梅 (Kim)；而12號之哈莉 (Harriet)，16號之露西 (Lucy)，18號之娜定 (Nadine) 均屬強烈颱風，後面兩個且為侵襲臺灣之颱風。自本月份之颱風路徑圖視之。此8次颱風中，除艾威、歐莉夫 (Olive) 以及瑪麗 (Mary) 為近似南北向路

徑外，其餘均為自東南東走向西北西之直線路徑，且有逐漸偏北之趨勢，故而形成先後兩次侵臺颱風。

月初即有哈莉在菲律賓東方形成，最初均在熱帶風暴階段，4日穿越菲律賓羣島入南海後始達颱風強度，隨後繼續發展，移行亦頗迅速，6日晚間逼近越南海岸時始減弱，故7日晨間登陸後即轉變為熱帶風暴，翌日在中南半島山區消失。

正當哈莉穿越菲島、雅浦島之西北方，另一熱帶風暴艾威育成，取近似向北之路徑迅速推進，24小時之內竟移行14度緯度，誠屬罕見，7日過日本本州東南岸時曾一度減弱為熱帶低壓，8日晚再增為熱帶風暴，然不久即告消滅。

繼艾威之後，琴恩 (Jean) 及開梅近似取哈莉同一路徑，惟開梅之路徑較短。琴恩在10日生成，走向西北西，14日穿過菲律賓羣島，17日中心掠過南沙羣島，隨後又穿越海南島，18日進入東京灣，登陸後不久即消失在北越山區。

開梅繼起於呂宋島之西岸，初近似向西，臨近西沙羣島時稍偏北，逕趨越南登陸消失。

露西則較前兩次顯然偏北約緯度五度，走向則仍保持不變，雖勢力遠較猛烈，最大風速達每秒65公

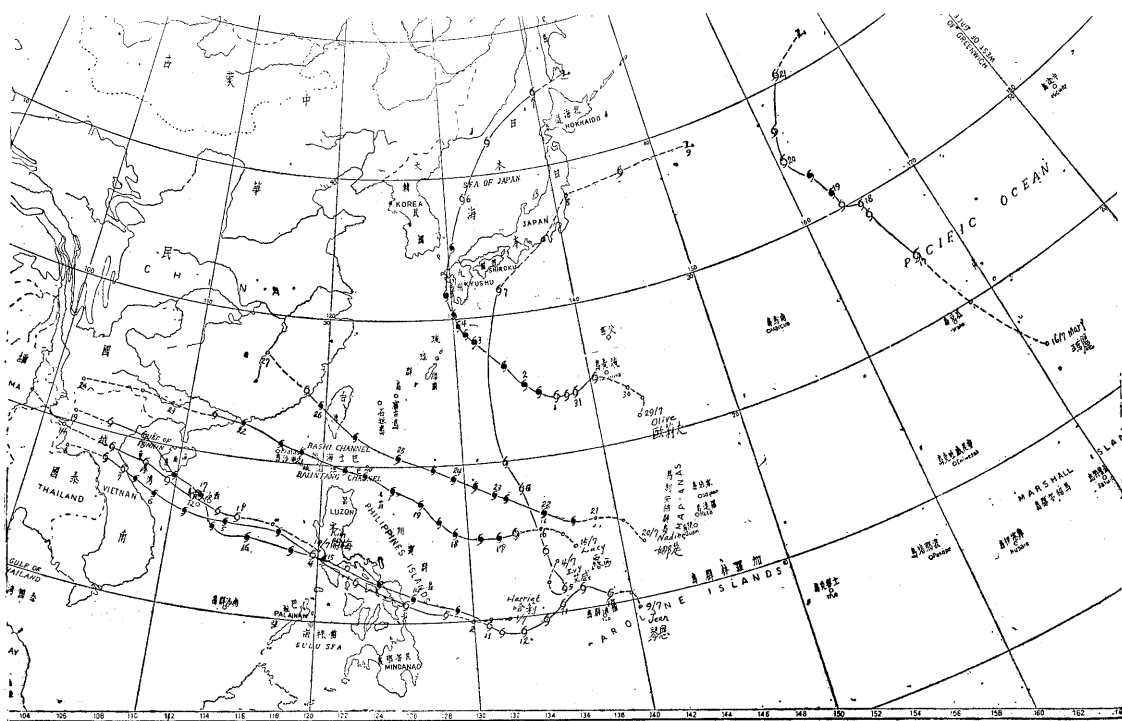


圖 7 1971年7月份颱風路徑圖

Fig 7. Typhoon tracks in July, 1971

尺，時速 30 哩之暴風半徑達 300 公里，50 哩則為 200 公里。中心穿過巴士海峽時曾威脅臺灣，故列為侵臺颱風。露西於 21 日入南海，22 日登陸珠江口附近，23 日後轉變為熱帶性低壓。

正當露西在 20 日穿越巴士海峽之際，另一颱風娜定在馬利安納之西方育養，21 日下午極短時間內到達颱風強度，逕向西北西進行，其路徑又較露西偏北緯度 3 至 5 度，乃成為本年內第一次穿越臺灣之颱風。26 日晚登陸福建後勢力迅速消滅，不久即消滅。

檢討何以有如此近似平行而逐漸偏北之路徑，我人可先自地面天氣圖上之形勢加以分析。7 月初，中國大陸形成一低壓區，中心在康藏高原以東，自此逐漸發展一鋒系，向東穿過日本伸入阿留申羣島。北太

平洋高壓之軸線約自國際換日線之北緯 30 度向西南西伸出。故颱風路徑採取平行於中緯圖之極鋒及稍南之高壓軸心向偏南之路徑。在 500mb 圖上，此種趨勢更為明顯，蓋高壓軸線大約在北緯 28 度，自海上一直伸至華南。此一高壓帶勢必阻擋颱風之向北。

此種形勢隨後始終穩定不變，且更為顯著，在 12-13 日之地面天氣圖上，高壓軸線約自西經 17 度之北緯 36 度向西南西伸至東海之約 29 度。500mb 圖上，此高壓帶竟自西經 170 度向西伸展至東經 70 度，實屬少見，軸線大致在 30 度附近。

月中仍保持此種形勢，故琴恩取同樣路徑走向西北西。但在 20 日前後，北太平洋高壓開始衰退，圖上此高壓帶在大陸上之位置顯已北偏，故而露西之路徑亦較前此之颱風北移。當娜定發展之際，500mb

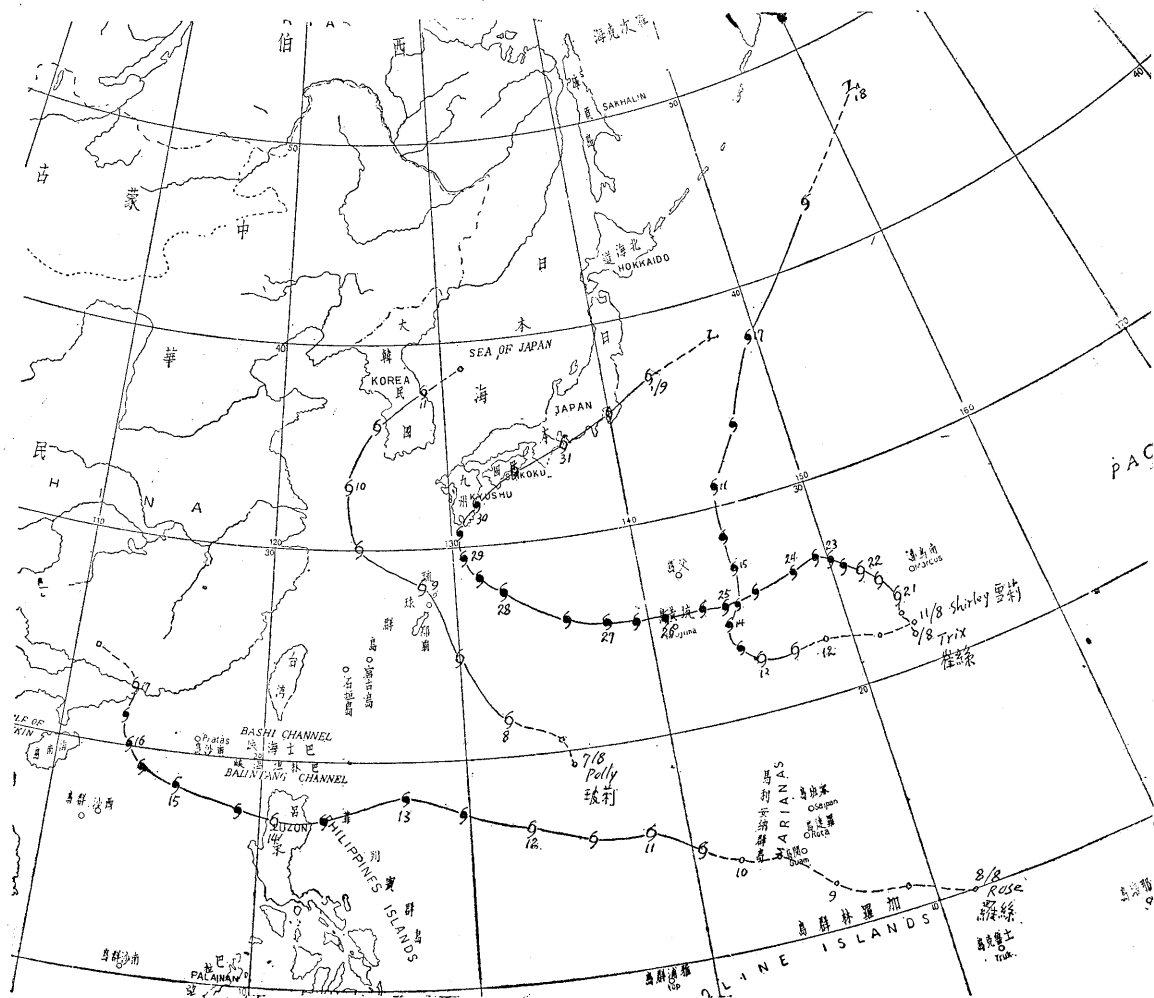


圖 8 1971 年 8 月份颱風路徑圖  
Fig 8. Typhoon tracks in August, 1971

圖上高壓軸線在東經 145 度為 27 度北緯，東經 100 度則到達 30 度北緯。足見此高壓仍相連，但位置偏北，且呈東南至西北西之走向。故而造成穿越臺灣之路徑。

當露西在非列賓東方發展時，另一颱風瑪麗 (Mary) 在中太平洋發展，育成之緯度甚高，且取近似向北之路徑，19 日發展為颱風強度，20 日自北北西之路徑轉變為北北東，21 日晚即成為溫帶氣旋。

本月月終誕生之颱風歐莉夫 (Olive) 在琉黃島附近育成，初向西南西緩進，隨後逐漸轉向為西北，8 月 1 日正式到達颱風強度。至 3 日速度轉緩，為轉向徵兆。5 日完成轉向後加速走向東北，穿越日本海，7 日午後在庫頁島南端轉變為溫帶氣旋。

本月份之颱風路徑見圖 7。

(七)八月 本月內之颱風不及上月為活動，下半年更為沉寂，堪稱反常。輕度颱風玻莉 (Polly) 在本月 8 日育成於琉球羣島之東南方，移動極為迅速，初向北北西，9 日 8 時前後穿過那霸之北方改為西北西走向，入晚轉向，10 日夜間穿過韓國，11 日出海後即成為熱帶低壓。

幾乎與玻莉同時，另一颱風羅絲 (Rose) 在關島西方育成，向西北西進行。12 日晚到達颱風強度。14 日晨間穿過呂宋島北部時曾一度減弱為熱帶風暴，入南海後再轉強。其路徑自近似向西轉為西北西，10 日轉向為北，在珠江口登陸，旋即消滅。羅絲之中心最低氣壓雖為 957mb，但最大風速一度到達每秒 56 公尺，故列為強烈颱風。

其餘兩個颱風雪莉 (Shirley) 及崔絲 (Trix) 均在南鳥島西南方養育，前者 12 日形成，初向西，13 日到達颱風強度後即轉為向北，翌日在琉黃島東方之海面上經過。16 日起改為東北，速度亟增，18 日轉變為溫帶氣旋。崔絲則在 21 日生成，初向西北，22 日晚到達颱風強度，24 小時後突然轉為向西南西，26 日在琉黃島以北經過，路徑逐漸順轉，29 日以後完成拋物線之路徑，在日本之東南方海岸掠過，9 月 1 日晚轉變為溫帶氣旋。

本月份之颱風路徑見圖 8。

(八)九月 本月份颱風又趨活躍，誕生之六個颱風中，列為強烈颱風者居其半。侵臺颱風二個，中度及強烈各佔其一。最先出現者為佛琴尼，2 日生成於馬

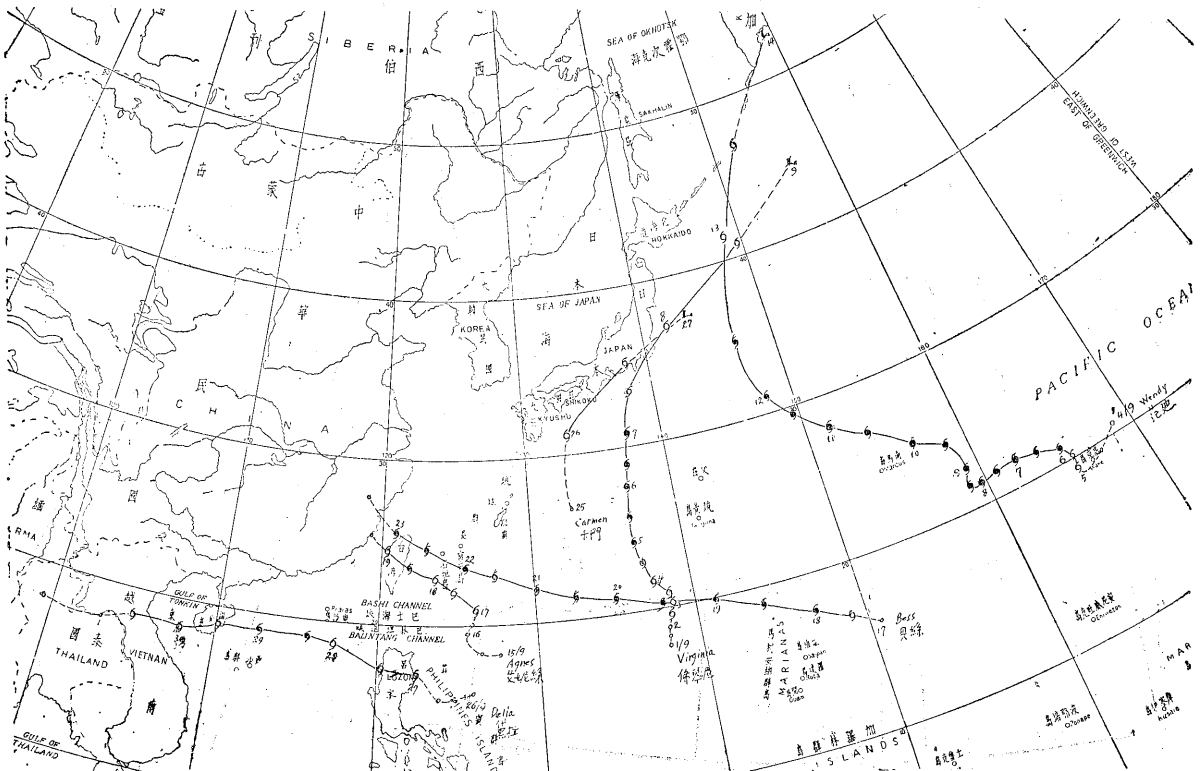


圖 9 1971 年 9 月份颱風路徑圖

Fig 9 Typhoon tracks in September, 1971

利安納之西北方，移行至緩，路徑近似向北，5日到達颱風強度，7日後減弱轉向並加速行進，在日本本州之東南端掠過，9日轉變為溫帶氣旋。

范迪 (Wendy) 則在 6 日形成威克島之附近，初向西方緩進，8 日前後轉為向北，速度更慢，9 日後路徑及速度始趨正常，走向西北，12 日起轉為東北，速度亟增。此一颱風，中心最大風速達每秒 70 公尺，時速 30 哩之暴風半徑竟達 500 公里，50 哩時風速之半徑則為 200 公里。14 日進抵堪察加半島始轉變為溫帶氣旋。此兩轉向颱風均由於 500mb 圖上大陸近海有直達低緯之深槽，高壓在日本以東，故而繞其西側運行。

月中以後，天氣圖形勢有轉變，乃造成前後兩次侵臺之西進颱風。艾妮絲 17 日在巴士海峽以東生成，向西北直趨臺灣，登陸東岸前始正式到達颱風強度，19 日晨間出海後即消滅於大陸近海。

貝絲繼之而生成於馬利安納羣島之北方，18 日到達颱風強度，隨後勢力不斷增加，且行進頗速，22 日過宮古島之南方。23 日子夜登陸臺灣北端，旋即於閩浙山地消失。造成此兩颱風路徑之原因，詳見第三及第四號颱風報告。

貝絲之後不久，輕度颱風卡門 (Carmem) 育成於日本四國南方海上，由於緯度太高，故掠過日本本州東南角 (26 日) 後不久即轉為溫帶氣旋。

最後一個為黛拉 (Della)，27 日生成時已在呂宋島之東岸，28 日穿過呂宋島入南海始達颱風強度，但不久過海南島減弱，10 月 1 日入越南山區消失。

本月份之颱風路徑見圖 9。

(九)十月 上半月有三次颱風，下半月有一次。此四次颱風之路徑均集中在北緯 20 度以南至約 5 度，不若 9 月之分散。艾琳 (Elaine) 為第一次，初見時緯度甚低，但生成時已在非島中部，4 日晚進入南海，翌日始達颱風強度。此後路徑彎曲，且移行甚緩，6-7 日前後大致取向北之途徑，7 日晚間以後為向西加速推進，9 日在海南島南方經過，隨後在越南近海岸處突趨消滅。

同一時期穿過馬利安納羣島之費依 (Faye) 颱風則路徑極為奇特。5 日育成後即加速穿越馬利安納西進，至 8 日轉為西南，24 小時後仍轉回向西。10 日晚加速過呂宋島，11 日 8 時以後路徑突逆轉，12 日再度穿過呂宋島南部，重新進入太平洋走向東北，此實受大陸高壓南下所阻擋，而直趨北海道附近之低壓所致。整個生命史中僅極短暫之一段時間到達颱風強度。14 日夜間以後即趨消滅。

葛樂禮 (Gloria) 為本年內生命最短暫之颱風，在非利賓羣島之東北方，僅 10 日之一短時間內到達輕度颱風，旋即消失。

最後一個為海斯特 (Hester)，20 日在民大諾島北部生成，21 日晨到達蘇祿海到達颱風強度，隨後穿過巴拉望在南海羣島之北方向西北西，23 日逼近越南海岸後路徑稍偏向北方，但不久即在陸地上消滅。

本月份內颱風之所以局限在大約北緯 20 度以南，顯然受大陸上高壓之影響，各該颱風之路徑見圖 10。

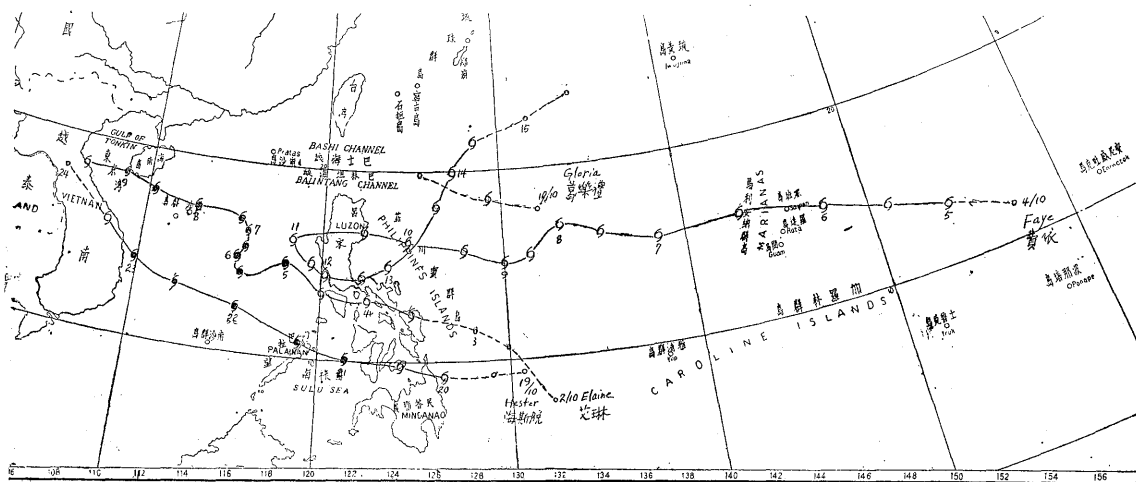


圖 10 1971 年 10 月份颱風路徑圖

Fig 10. Typhoon tracks in October, 1971

(十)十一月 本月內僅出現兩次颱風，伊瑪(Irma)爲一典型之拋物線路徑颱風，7日開始在加羅林羣島醞釀，8日晚發展成輕度颱風，10日8時之地面圖上已經到達颱風強度，此一颱風育成後最初走向西北，11日一度稍偏向西北西，12日改爲北北西，至宮古島東南方時開始轉向，14日完成，走向東北再轉東方，16日減弱成爲溫帶氣旋。

另一颱風裘迪(Judy)在南海活動，生命殊爲短暫，亦爲本年內最後一次颱風，15日育成，路徑作順時鐘方向旋轉，17日即消滅，迄未到達颱風強度。

本月內之颱風路徑見圖 11。

本年內全部颱風之資料綱要見表 3。

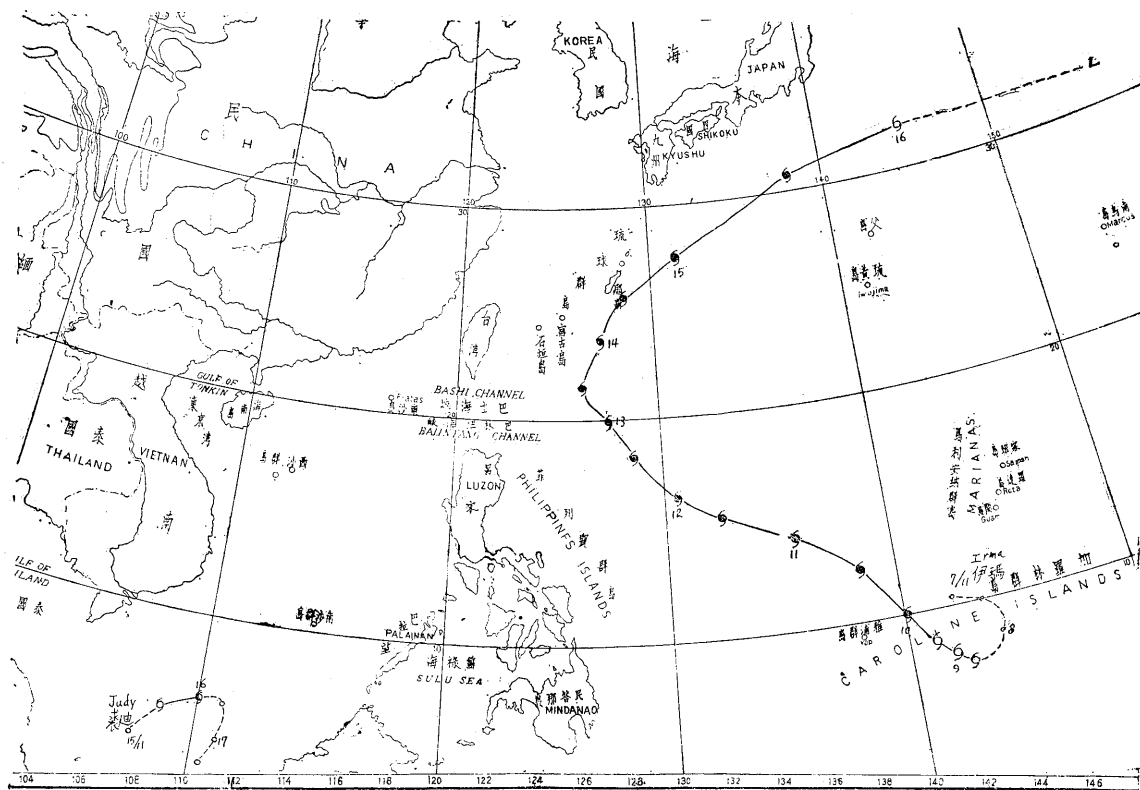


圖 11 1971 年 11 月份颱風路徑圖

Fig 11. Typhoon tracks in November, 1971

### 三、本年內發佈之颱風警報

本年內發佈之颱風警報本年內發佈颱風警報五次，較去年多兩次，其中五月份之寶佩，僅發海上警報，不久因遠離即解除。故發陸上颱風警報之四次颱風因爲多少使臺灣蒙受災害，均列爲侵臺颱風，可見本年內發佈颱風警報之效率達到百分之100，實屬難能可貴，獲得交通部之嘉獎。

第一次侵臺颱風露西，第一次本局發出陸上警報之時間爲7月19日19時20分；中心最接近本島之時間爲7月20日20時，相隔之時間爲33時40分；第二次侵臺颱風娜定，本局發第一次陸上警報爲

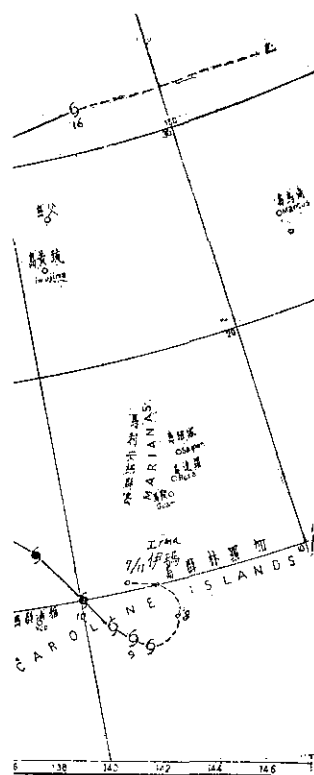
7月24日22時30分，中心實際登陸爲7月26日1時53分，相隔爲38時23分。第三次侵臺颱風艾妮絲，第一次陸上警報9月17日16時發佈，中心登陸爲18日18時25分，相隔爲26時25分。第四次侵臺颱風貝絲，第一次陸上警報在9月21日8時10分發佈，而中心登陸則在22日22時，相隔37時50分。可見此四次侵臺颱風，本局發佈警報堪稱適時。

以本局預測24小時中心位置之向量誤差而言，7月之露西，預測10次，平均向量誤差爲92.8哩，最大誤差157哩，最小爲57哩。同月之娜定僅作3次，平均誤差58哩，最大75哩，最小33哩。9

udy) 在南海活動，生命殊為  
後一次颱風，15 日育成，路徑  
17 日即消滅，迄未到達颱風強

見圖 11。

2 資料綱要見表 3。



分，中心實際登陸為 7 月 26  
38 時 23 分。第三次侵臺颱  
警報 9 月 17 日 16 時發佈，  
時 25 分，相隔為 26 時 25  
絲，第一次陸上警報在 9 月 21  
中心登陸則在 22 日 22 時，  
見此四次侵臺颱風，本局發佈

時中心位置之向量誤差而言，  
次，平均向量誤差為 92.8 哩，  
為 57 哩。同月之娜定僅作 3  
最大 75 哩，最小 33 哩。9

表 3. 民國六十年北太平洋西部地區颱風綱要表

Table 3. Summaries of typhoon data within the area of  
North-Western Pacific during 1971

月 份	當 月 次 序	本 年 編 號 (西元)	颱 風 名 稱	起 迄 時 間			誕 生 地 區	輕 度 颱 風 地 點		最大 風速 km	暴風半徑 mb		中心 最低 氣壓 mb	最大 移行 速度 KTS	颱風 分類	警報 陸段	附註
				全 起	部 迄	經 度 上		北 緯	東 經		30 KTS	50 KTS					
1	1	7101	莎 拉 Sarah	8/1 -11/1	9/1 -11/1	—	加羅林羣島附近	11.5	136.5	25	120	—	990	17	輕度	—	
3	1	7102	賽洛瑪 Thelma	16/3 -21/3	18/3 -21/3	—	非列賓羣島東方	10.1	129.5	23	250	—	990	20	"	—	
4	1	7103	薇 拉 Vera	11/4 -19/4	12/4 -19/4	14/4 -17/4	"	13.0	134.2	43	200	100	960	20	中度	—	
4	2	7104	萬 達 Wanda	22/4 - 4/5	23/4 - 3/5	1/5 - 2/5	"	12.2	127.9	35	125	50	976	15	"	—	
4	3	7105	愛 美 Amy	29/4 - 7/5	30/4 - 7/5	1/5 - 7/5	加羅林羣島以東	6.5	153.5	73	200	100	890	45	強烈	—	
5	1	7106	寶 佩 Babe	3/5 - 7/5	3/5 - 7/5	—	南 海	15.5	118.5	25	100	—	990	25	輕度	海上	
5	2	7107	解 拉 Carla	18/5 -23/5	19/5 -22/5	—	非列賓羣島東方	15.3	127.6	25	100	—	982	19	"	—	
5	3	7108	黛 納 Dinah	24/5 -31/5	25/5 -30/5	25/5 -28/5	"	11.2	130.4	40	175	75	956	15	中度	—	
5	4	7109	鶯 瑪 Emma	28/5 -31/5	28/5 -29/5	—	加羅林羣島以西	6.0	132.6	20	100	—	1000	13	輕度	—	
6	1	7110	芙瑞達 Freda	14/6 -18/6	14/6 -18/6	15/6 -17/6	呂宋島以東	16.0	125.8	38	200	75	978	15	中度	—	
6	2	7111	吉 達 Gilda	24/6 -28/6	24/6 -28/6	24/6 -27/6	非列賓東方	10.9	127.6	50	200	150	950	15	強烈	—	
7	1	7112	哈 莉 Harriet	1/7 - 8/7	2/7 - 7/7	3/7 - 6/7	"	10.3	128.7	60	200	75	920	15	"	—	
7	2	7113	艾 威 Ivy	4/7 - 9/7	5/7 - 8/7	—	琉璜島西南方	21.8	135.2	30	250	25	958	25	輕度	—	
7	3	7114	琴 恩 Jean	9/7 -19/7	10/7 -18/7	13/7 -17/7	雅浦島北方	11.5	137.1	35	200	50	970	17	中度	—	
7	4	7115	開 梅 Kim	9/7 -14/7	11/7 -13/7	—	非列賓羣島附近	15.3	114.7	30	120	25	980	15	輕度	—	
7	5	7116	露 西 Lucy	15/7 -24/7	16/7 -22/7	17/7 -22/7	" 東方	15.2	133.3	65	300	200	915	20	強烈	海陸	侵臺
7	6	7117	瑪 麗 Mary	17/7 -21/7	17/7 -21/7	18/7 -19/7	威克島北方	28.3	163.6	35	150	25	970	25	中度	—	
7	7	7118	娜 定 Nadine	20/7 -27/7	21/7 -26/7	21/7 -26/7	加羅林羣島北方	15.6	137.4	75	400	200	900	20	強烈	海陸	侵臺
7	8	7119	歐莉芙 Olive	29/7 - 7/8	30/7 - 7/8	1/8 - 5/8	琉璜島以東	24.0	140.0	45	350	150	935	25	中度	—	
8	1	7120	玻 莉 Polly	7/8 -11/8	7/8 -11/8	—	非列賓羣島東方	20.8	134.0	28	250	50	960	20	輕度	—	
8	2	7121	羅 絲 Rose	9/8 -17/8	9/8 - 7/8	10/8 -16/8	馬利安納羣島	14.2	142.5	50	200	75	957	12	強烈	—	
8	3	7122	雪 莉 Shirley	11/8 -18/8	12/8 -17/8	13/8 -17/8	馬利安納羣島以北	22.0	146.0	40	300	125	955	40	中度	—	
8	4	7123	崔 絲 Trix	20/8 - 1/9	20/8 - 1/9	22/8 -30/8	南島附近	23.1	152.7	48	300	150	920	25	"	—	
9	1	7124	佛琴尼 Virginia	1/9 - 9/9	1/9 - 8/9	5/9 - 6/9	馬利安納羣島以西	18.5	138.6	50	200	50	948	25	強烈	—	
9	2	7125	范 迪 Wendy	4/9 -13/9	5/9 -13/9	6/9 -12/9	威克島附近	19.7	166.2	70	500	200	915	35	"	—	
9	3	7126	艾妮絲 Agnes	15/9 -19/9	16/9 -19/9	18/9	非列賓羣島東方	20.4	125.8	40	250	65	975	40	中度	海陸	侵臺
9	4	7127	貝 絲 Ress	17/9 -23/9	17/9 -23/9	18/9 -23/9	安尼威吐克島西北	16.7	149.2	65	300	150	905	30	強烈	海陸	侵臺
9	5	7128	卡 門 Carmen	25/9 -27/9	25/9 -26/9	—	琉球羣島東南方	28.5	134.0	25	300	—	990	35	輕度	—	
9	6	7129	黛 拉 Della	26/9 - 1/10	27/9 -30/9	28/9 -29/9	菲律賓羣島東方	16.6	122.2	35	100	50	980	14	中度	—	
10	1	7130	艾 琳 Elaine	2/10- 9/10	3/10- 9/10	5/10- 9/10	呂宋島附近	14.4	119.0	60	300	125	965	12	強烈	—	
10	2	7131	費 依 Faye	4/10-16/10	5/10-15/10	5/10-12/10	加羅林羣島東北	12.8	155.4	38	400	60	947	25	中度	—	
10	3	7132	葛樂禮 Gloria	10/10-11/10	10/10-11/10	—	非列賓東方	13.5	128.3	24	200	—	990	15	輕度	—	
10	4	7133	海斯特 Hester	19/10-24/10	20/10-23/10	21/10-23/10	"	9.3	126.9	50	150	50	968	20	強烈	—	
11	1	7134	伊 瑪 Irma	7/11-16/11	8/11-16/11	9/11-15/11	加羅林羣島	7.2	142.8	75	450	200	854	18	"	—	
11	2	7135	裘 迪 Judy	15/11-16/11	15/11-16/11	—	泰國灣	5.5	108.6	28	200	25	996	7	輕度	—	

月之艾妮絲，預測 5 次，平均誤差為 93 哩，最大 20 哩，最小 28 哩。9 月之貝絲預測 4 次，平均為 54 哩，最大 82 哩，最小 10 哩。故全年四次之平均向量誤差為 75 哩。

12 小時中心位置之預測，娜定有 6 次，平均誤差 47 哩。艾妮絲 2 次，平均為 55 哩；貝絲 4 次，平

均為 34 哩。全年平均誤差為 45 哩。

#### 四、全年內颱風災情概述

本年內因颱風而造成之災情，概略言之，不能算重，但也並不輕，特別為最後一次貝絲，茲列成綱要，如表 4。

表 4 民國 60 年颱風災害綱要表

颱風名稱	人口			房屋		其他
	死亡	失蹤	受傷	全倒	半倒	
露西	2	2	8	28	33	沉 16 噸漁船 1 艘，屏東枋寮海水倒灌，屏東里港損香蕉 14,850 株，澎湖碼頭數處毀損。
娜定	25	25	118	2,669	3,919	沉漁船 5 艘，木瓜溪林區山崩，工人 17 人活埋，大學生 7 人登山遇風雨死 5 人。
艾妮絲	1	5	3	49	56	宜蘭清水橋沖毀鐵路塌方多處，臺北蘆洲華僑大學被水淹。
貝絲	30	6	149	2,260	3,845	臺北蘆洲 26,000 居民被水困，三重災民 7874 人，輸電線嚴重損害，鐵路復舊費臺幣 11,446,447 元，關西山崩死人傷 1 人。

#### 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下列各點：

(一)本年總數 35 次，遠高於過去 24 年之平均，到達颱風強度者 24 次，亦遠高出過去 24 年之平均。可見今年之颱風遠較常年為活躍。

(二)今年 1-3 月颱風並不活躍，4 月起始見活動，7 月特別活躍，但 8 月則低於正常，9 月又趨活躍，10 月起大致屬正常。

(三)本年侵臺颱風 4 次，略高於過去 24 年之平均

數 3.6 次，7 月及 9 月各佔兩次，尚屬正常。以災情而言，僅及中等；但此 4 次分成兩對侵襲，第二次均比第一次災情重。

(四)本年內在西太平洋上誕生之颱風，其範圍遠較本年為狹窄，仍以菲列賓羣島以東至馬利安納羣島間為最多。全年中勢力最強者為 7 月之娜定及 11 月之伊瑪，中心最大風速均達每秒 75 公尺。

(五)本年內之颱風，其路徑呈拋物線狀者最多，佔 16 次，近似西進或向西北西者佔 13 次。路徑最特殊者為 10 月之費依。(威啟勳)

Volume 18, Number 2

June 1972

# METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

---

## CONTENTS

### Articles

- The Typhoon Damage of Taiwan Agricultural Products  
in 1971..... YEUCH-NGO CHANG...( 1 )
- Study on a Special Case of Divergence at Upper Level  
as a Trigger Action of Thunderstorm.....CHU-CHING LIN...( 27 )
- On the Frequency of Thunderstorms in Taiwan CHI-SHEN WANG...( 40 )

### Reports

- A Brief Report on Typhoons in North-Western Pacific during  
the Year 1971.....RESEARCH SECTION...( 49 )

**CENTRAL WEATHER BUREAU**

**64 Park Road Taipei,**

**Taiwan, Republic of 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

第十八卷 第三期

## 目次

### 論著

- 臺灣颱風降雨預報之研究.....魏元恒、謝信良..... (1)  
林民生、蕭長庚
- 臺灣地區地震次數與地震規模之關係.....徐明同..... (22)
- 用比擬法預估颱風侵臺期內降水量.....戚啓勳、陳文恭、任立瑜..... (33)
- 1971年11月18日羅布泊核彈試爆臺灣放射落塵之氣象分析.....蔣志才..... (51)
- 從動力觀點剖析颱風.....徐明同..... (62)

# 氣象學報

(季刊)

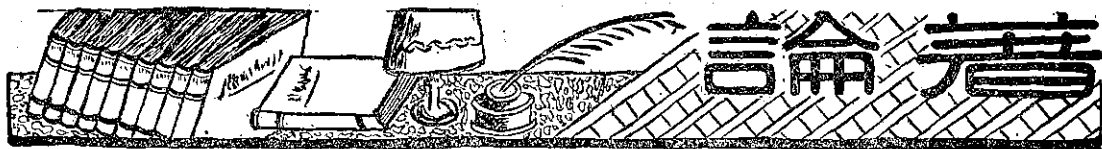
第十八卷 第三期

主編者 中央氣象局氣象學報社  
地址 臺北市公園路六十四號  
電話：三一四一四一

發行人 劉大年  
社長 劉大年  
電話：三一〇八四〇

印刷者 文英印書公司  
地址 臺北市三水街七號  
電話：三三四七二四

中華民國六十一年九月出版



# 臺灣颱風降雨預報之研究<sup>\*</sup>

魏元恒 謝信良 林民生 蕭長庚

## *The Rainfall Associated with Typhoons in Taiwan and Its Forecasting*

*Yuan-heng Wei, Shinn-liang Shieh, Min-sen Lin, Charng-geng Hsiao*

### *Abstract*

Based on the characteristics of surface isobaric pressure patterns, the typhoons which invaded Taiwan area can be classified into two categories, i.e., symmetric and asymmetric types. The rainfall distributions concerning the symmetric typhoons over the island depend on the distance of the station to the typhoon center. There nearly 90% of precipitation concentrated within two latitudinal radius calculated from the center of typhoon. However the rainfall distributions of asymmetric typhoons are quite irregular and mainly dominate by the steep pressure gradients. This type of typhoons usually result in heavy rainfall and serious floods in the northern and northeastern parts of Taiwan.

In analyzing the vertical distribution of average daily rainfall caused by typhoons in the past two decades, we find there exists maximum rainfall level at two different altitudes. One is at an altitude of 900m over the northern part of Taiwan, which increases up to 1000-1100m with the southward migration of typhoon tracks. The other is at an altitude of about 2500m over the central mountain ranges. The former is the result of northeasterly flows while the latter is due to southwesterly flows.

Finally, we adopt the multiple regression equations with the pressure gradients from typhoon centers and Shanghai to the selected stations-Taipei, Taichung, Tainan, and Hualien, as two predictors to predict 12-hour typhoon rainfall. It is found that as the actual rainfall amounts are small, the calculated values are over-estimated. However, when the equations are applied to forecast 36-hour accumulated rainfall, the results are much better at the two stations-Taipei and Hualien. Therefore the equations are available for the reference in quantitative rainfall forecasting of No (the typhoon passing over the sea to the north of Taiwan) and N<sub>L</sub> (the typhoon passing through the northern part of Taiwan) categories of typhoons.

### 一、前言

臺灣每年夏秋兩季，因颱風侵襲所致災害，至為嚴重，其災害之造成，主要係由於颱風降水所引起，直接由風速所致者尚居其次。筆者等在「颱風特性與

臺灣雨量之研究」<sup>(1)</sup>一文中，曾就不同路徑之侵臺颱風，對臺灣所致之平均日雨量形態，予以分析；並就個別颱風雨量，與標準值相比較，得知颱風對稱與非對稱，其所獲雨量有顯著差異。本文係接續上文作更進一步探討，就各路徑侵臺颱風對臺灣各地所致之標

<sup>\*</sup> 本文接受國家科學委員會之補助

準雨量，及颱風型態不同所致雨量之差異，求取颱風降雨之內在因素及外在因素間之相關係數，以顯示颱風之特性，並進而應用計算所得之迴歸方程式，以預報颱風降水。

## 二、颱風之對稱性與臺灣雨量

熱帶氣旋之生成，主要在海洋上氣流斜壓度（Baroclinity）微弱之地區，此與溫帶氣旋，原已具有位能與動能者不同。熱帶氣旋之生成及持續，係由於熱帶大氣對流性不穩定或位勢不穩定（Potential instability）所致，並非由大氣內部熱力，經擾動所致之位能。

颱風內部能量，主要源自大氣低層濕空氣，另一部份來自海面之潛熱。颱風中心附近之雨量強度，可由進入之氣流，及由海面蒸發所得之水汽計算所得。就 Riehl 及 Malkus<sup>(2)</sup> 兩氏，依據大西洋兩個颱風，就其實際總能量，計算距中心半徑一個緯度內，其平均可能降水約為 13.4mm/hr，折算日雨量為 312mm，而颱風內部之雨量，約 90% 係集中於距中心 2 個緯度內，此係就對稱性颱風而言者。

由近代颱風模型試驗<sup>(3)</sup>顯示，在水平及垂直運動方面，颱風確具有非對稱性質之存在。例如颱風在對

流層上部，外流空氣之水平渦旋、雲帶、及颱風眼之演變，在試驗過程中有兩顯著階段。早期風暴環流與垂直軸甚對稱，第二階段時，風暴在輻散層，具有非對性，而垂直運動所形成之螺旋雲帶，則與颱風雲帶甚相似。

就颱風侵襲臺灣所致雨量<sup>(1)</sup>加以分析，發現對稱與非對稱之颱風其所致雨量，有顯著差別；此處所指颱風對稱與非對稱，係就地面天氣圖上，等壓線型態而言。侵臺颱風雨量之多寡，除地形影響外，則由於颱風本身渦旋強度，與颱風外圍氣壓分佈梯度之大小而定。

經選擇通過臺灣南部及海上共四個颱風，其中二個為對稱型者，娜定（Nadine）及范迪（Wendy），而另二個為非對稱型之解拉（Carla）及艾琳（Elaine）（參看圖 1），分析結果略述如下：

（一）對稱型颱風：颱風娜定，接近東部時，其中心氣壓為 946mb，最大風速 110kts，乃一強烈颱風，於 1971 年 7 月 26 日在臺東附近登陸，就其所致平均日雨量，在臺灣東部分佈之狀況（表 1）視之，顯示距颱風中心附近雨量最大，例如臺東平均日雨量為 135mm，宜蘭則僅 20mm，兩地相距約 200 公里，雨量相差約 7 倍，可證明此強烈颱風，由於其對稱性，與理論上純由渦旋作用所致雨量頗相近；又就 Riehl 及 Malkus<sup>(2)</sup> 氏，颱風內部雨量，約有 90% 之雨量，係在距中心 2 個緯度半徑之內，亦頗相符。

表 1 各颱風型之平均日雨量 (mm)

Table 1. Some chosen data of the average daily rainfall for invading typhoons.

站名	型別 颱風名稱	對 稱		非 對 稱	
		NADINE	WENDY	CARLA	ELAINE
恆 春		154	57	60	91
大 武		128	76	154	190
莒 東		135	75	87	183
花 蓮		79	18	67	124
宜 蘭		20	7	169	114
基 隆		41	1	152	108
臺 北		34	2	29	86
淡 水		23	6	108	65

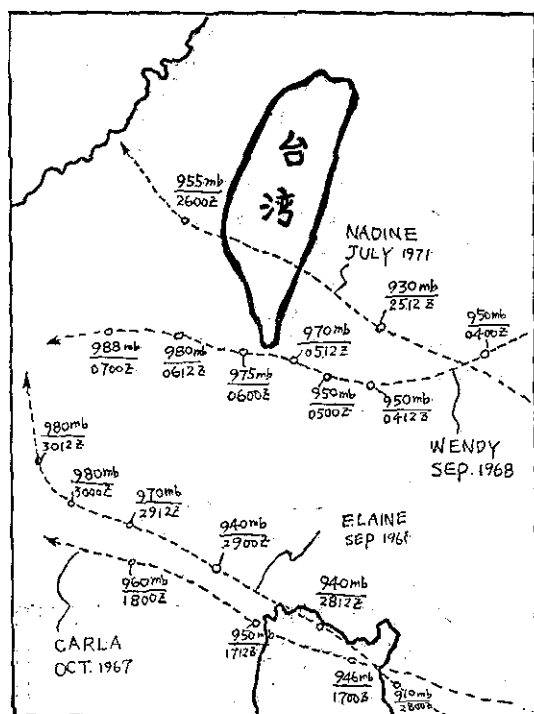


圖 1 侵台颱風路徑簡圖

Fig. 1. A sketch of typhoon tracks

對稱性颱風范迪，接近臺灣南部時，中心氣壓 970mb，最大風速 80kts，於 1968 年 9 月 6 日，在恒春南方海面經過，其所致日雨量（表 1），就東部沿海測站視之，較娜定颱風之雨量少甚多，當由於其本身強度較弱之故，但仍顯示距颱風中心遠時，其雨量迅速減少之現象，例如臺東雨量 75mm，在其北 200km 之宜蘭則僅 7mm，相差 10 倍有餘，此可顯示強度較弱之颱風，其雨量分佈之特性。

上述兩颱風均位於低壓槽內，其雨量主要由內在因素所致為主，即颱風中心強度，及暴風半徑大小等，而外在因素之氣壓型則影響甚少，因此其所致雨量及其分佈，與理論計算所得亦多相近。

(二) 非對稱型颱風：颱風解拉，於 1967 年 10 月 17 日，在呂宋島北端經過。當時颱風中心氣壓為 950mb，最大風速 50kts，其中心距離臺灣南部最近在 300km 以上，但臺灣東北部蘭陽盆地，由於雨量甚大，而造成嚴重之水災。其原因乃由於大陸冷性高氣壓，伴有冷鋒南下，在此颱風邊緣造成極大之氣壓梯度；因而臺灣地區，在廣大範圍內，風速均特強，在 500mb 高度上風速達 100kts，臺灣東部一帶，適為迎風面，加以地形抬升作用，故致豪雨成災，此可示氣壓非對稱型颱風，對雨量之重要性。

颱風解拉侵襲時，在東部沿海所致之雨量，較對稱型颱風雨量為多（參看表 1），而且距颱風中心較遠處，其所致雨量有反多之現象，例如恒春日雨量為 60mm，而距颱風較遠之宜蘭則為 169mm，此乃由於颱風失去對稱性，在其邊緣造成甚強之氣壓梯度及強烈高空風所致。

另一非對稱型颱風艾琳，於 1968 年 9 月 29 日，在呂宋島北端經過時，中心氣壓為 970mb，最大風速為 80kts，對東部亦造成嚴重水患。此颱風之路徑及因大陸冷性高壓南下所形成之急峻氣壓梯度，與上述解拉颱風，極為相似，而其雨量分佈，亦甚相同，距颱風較近之恒春日雨量為 91mm，而較遠之宜蘭則為 114mm。

由上述可知因氣壓梯度形成之颱風非對稱性與對稱型颱風，兩者所致之雨量差異，甚為可觀。對稱型颱風，係處於熱帶低壓槽內，其周圍之氣壓分佈甚對稱，然非對稱型之颱風，係處於熱帶低氣槽之邊緣，其北方為一冷性高壓，兩者間造成甚強之氣壓梯度，使風速加大，導致大量降水。再就另一觀點看，即颱風其為一熱中心系統，與溫帶斜壓系統（mid-latitude baroclinic）如冷性高壓及冷鋒等，在相

互接合時，所導致之異常降水現象。

對稱型颱風，其所致雨量，主要由其本身渦旋決定，所致雨量較為正常且災害不甚嚴重。非對稱型颱風，除其本身內在之渦旋作用外，加上外在因素所造成之強大氣壓梯度，雨量特大，甚異於對稱型颱風，此在預測颱風降水及洪水預報方面，實為一重要參考因素。

颱風對稱與否，影響臺灣東部、東北部之降雨甚鉅，因此預測颱風降雨時，外圍環流形態須加考慮，否則誤差甚大。本文後節所用之迴歸方程式預報法有鑑於此，特將北方系統之氣壓梯度列為一自變數，並且發覺其在雨量貢獻上，佔有相當大之份量，此亦足以證明對稱性與非對稱性之重要，此可從方程式之討論中顯示之，且理論與實際可相互配合。

### 三、侵臺颱風雨量分佈及其垂直變化

氣象學者對雨量的變化與山坡高度的關係，頗多爭論，唯有一多數人採用的論點<sup>(4)</sup>，即認為最大雨量係出現在離地約一千公尺處，過此高度即減少，因空氣柱內的水汽含量暨飽和混合比，超過此高度後又行遞減。然而水汽含量的多寡，並非決定降雨的唯一因

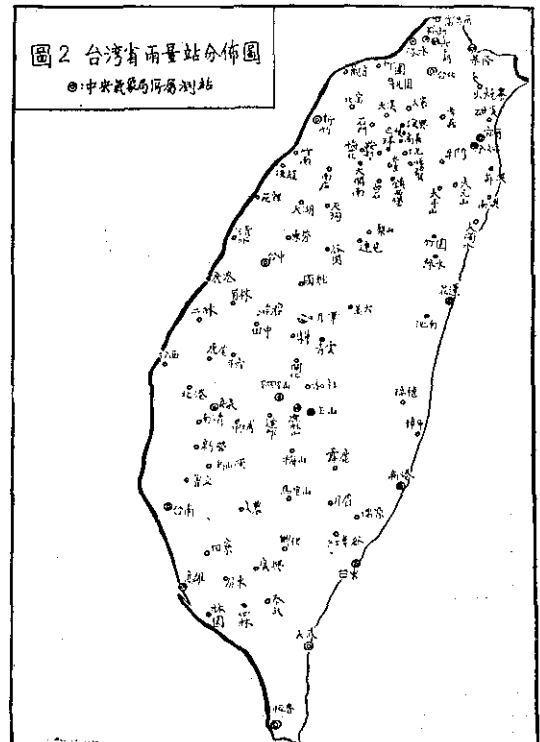


Fig. 2. The distribution of precipitation observatories over in Taiwan area

素，而由上升氣流的作用者影響至鉅，尤以局部地形效應，往往可使上升氣流達相當高度，導致較高的山地亦能出現驚人的降水現象。

今就近廿年 (1951-1970)，侵襲臺灣之颱風平均日雨量分佈，討論於后。此地所選的雨量站 (圖 2)，共計 100 個，分別隸屬於氣象局、水利局、石門水庫管理委員會等單位。首先將侵襲臺灣的颱風 65 個，依路徑分成八類<sup>(4)</sup> (圖 3)，各類颱風之侵襲次數如表 2 所列。

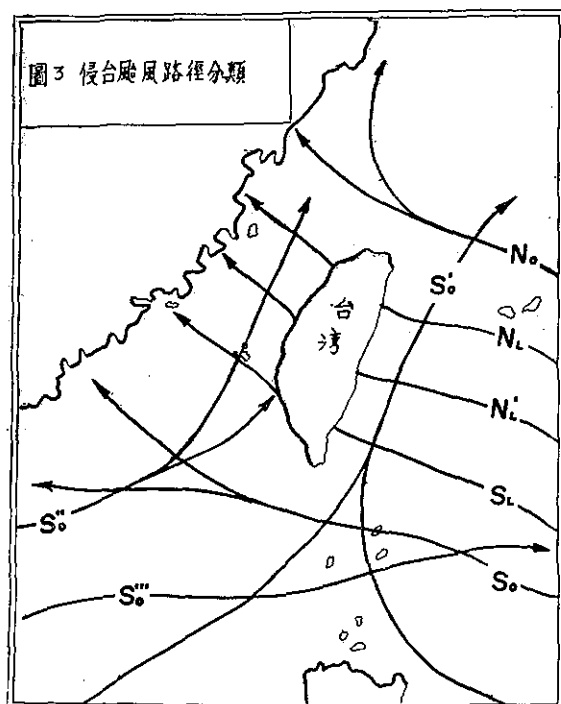


Fig. 3. A classification of typhoon tracks

表 2 侵臺颱風次數 (1951-1970)

Table 2 The frequency of invading typhoons (1951-70)

颱風類別	N <sub>0</sub>	N <sub>1</sub>	N <sub>2</sub>	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	S <sub>3</sub>	S <sub>4</sub>	S <sub>5</sub>	合計
侵襲次數	9	13	7	6	12	10	6	2	65

筆者等前曾分析 1956 至 1969 年 54 個侵襲颱風資料，當時僅選集 37 個雨量站。本文將資料年限延至 20 年 (1951-1970 年)，雨量站則增加至 100 站，如表 3 所示。以比較充分之資料，就不同路徑之颱風，作水平及垂直方面之雨量分佈剖析，藉此可對颱風降雨特性作更進一步瞭解，以為定量降水預報作一重

要基礎，尤其對於山區雨量分佈將予以更詳盡分析。

1. N<sub>0</sub> 類：颱風經過臺灣北部海面者，計有 9 次佔 13.8%，由圖 4 可看出有兩個主要雨量中心，一在石門水庫流域上游，另一在阿里山區。由表 4 可看出，鞍部 (高度 1457m) 雨量 175mm 為最高，白石 (1638m) 及鎮西堡 (1550m) 雨量分別為 163 及 115mm，兩地海拔高度均在鞍部之上，雨量反少，故推斷雨量最多應在 1500m 左右，另一最大雨量在 800m 左右。從石門至玉峯，每增加 100m，雨量增多 16.3mm，而秀巒至鞍部為 6.8mm/100m 之遞增率。



Fig. 4. The distribution of average daily rainfall due to N<sub>0</sub> category of typhoons

表 4 石門水庫流域平均颱風日雨量 (1951-1970)

Table 4. The average daily rainfall due to N<sub>0</sub> category of typhoon in Shihmen basin. (1951-1970)

測站	石門	長興	復興	高義	三光	玉峯	秀巒	噶拉賀	巴陵	鞍部	鎮西堡	白石
高度 (m)	160	320	423	570	630	770	840	1150	1220	1457	1550	1638
雨量 (mm)	88	104	120	145	144	172	133	162	161	175	145	163

表 3 侵臺各路徑颱風之平均日雨量資料 (1951-1970)

Table 3. The average daily rainfall due to different categories of invading typhoons.

over Taiwan.

(雨量單位：公厘)

測站	風類 別	標高 (公尺)	No NL N'L SL So S'o S''o S'''o								測站	風類 別	標高 (公尺)	No NL N'L SL So S'o S''o S'''o							
			No	NL	N'L	SL	So	S'o	S''o	S'''o				No	NL	N'L	SL	So	S'o	S''o	S'''o
富貴角 鞍子湖 淡	角部 湖水	19	41	31	12	23	41	13	48	20	虎尾 斗六 開和	尾六 化莊	24	40	62	27	54	6	7	49	15
		836	129	117	40	22	103	72	23	53			59	42	53	20	54	10	11	62	17
		600	149	145	46	25	97	121	26	47			540	76	75	26	23	10	24	12	
		19	67	85	24	13	29	51	11	19			985	57	70	35	12	13	22	20	
基隆 竹桃	隆北 園	3	64	80	40	20	53	33	41	21	北南 中阿 里山	港靖 埔山	10	39	48	23	8	14	6	13	
		8	76	67	29	12	31	29	19	9			18	32	37	31	13	13	8	15	
			43	27	6	8	16	44		11			182	59	71	48	15	16	10	6	
		95	52	35	6	11	9	62	24	10			2406	161	211	161	67	27	43	148	21
觀北大 大大	晉窩 溪寮	24	50	32	5	9	11	22	6	11	達鹿 林山 營	邦山 山營	939	150	110		18	8	9		14
		260	72	27	8	8	10	39		14			2860	97	141	134	101	42	53	145	29
		118	61	42	20	11	20	52	7	6			3850	141	71	101	69	42	50	87	28
			60	58	34	46	39	67	60	33			13	81	41	43	86	11	21	35	15
復興 高玉 三	興義 寮光	423	120	58	51	13	25	24	27	17	烏梅 會臺	頭山 文南	36	55	48	39	93	13	17	37	22
		570	145	92	93	29	36	45	29	19			139	48	40	46	29	16		48	
		770	172	76	64	19	24	41	31	13			12	49	39	35	93	16	15	24	24
		630	144	132	54	27	41	39	17	17			13	78	19	60	30	10	40	16	55
梅鞍 秀嗎 拉賀	花部 樹賀	900	118	48	18	7	10	23	95	12	美馬 里興	農山 寮化	91	69	81	86	29	30	9		32
		1457	175	45	72	14	17	41	22	16			20	145	39	42	18	22			
		840	131	146	68	23	18	31	32	11			60	54	62	48	29	16	23	37	26
		1150	162	123	94	60	67	66	14	19				77	81	90	35	15	17		54
鎮西 白石 巴	堡石 門	1550	115	79	78	21	22	44	39	13	廣高 屏林	興雄 東園		139	48	40	46	29	16		48
		1638	163	67	79	8	16	38	63	14			29	43	21	51	40	19	34	24	45
		160	88	53	31	7	17	63		13			24	30	36	76	31	36	17		29
		1220	161	121	80	28	39	68	22	20			4	18	20	55	29	43	15		18
長竹 竹南	興新 南庄		103	43	57	15	25	59	34		四泰 恆大	林武 春武		30	38	86	40	58	12		32
		20	57	54	14	5	3	16	12	26			950	129	141	149	120	93	96		83
		50	54	26	8	5	7	18	18	7			22	51	14	76	141	72	76	30	117
		260	76	54	11	9	20	22		12			76	114	40	90	128	96	78	60	100
後園 苑大	龍南 裡湖	5	44	32	13	24	11	20	27	6	臺紅 瑞月	東谷 源眉	9	10	15	48	132	82	54	37	55
		940	116	43	18	6	40	34	25	17			240	32	17	27	182	122	64	58	70
		20	44	41	17	2	4	10	50	10				3	11	5		72	70		63
		275	123	64	15	60	9	9	23	8			16	49	61	43	31	18	21	43	31
天清 東谷	狗水 勢關	970	155	71	17	15	10	14	85	16	霧新 樟瑞	鹿港 原穗	1010	30	24	36	174	78	42	61	36
		10	42	48	14	8	6	13	31	5			37	4	21	62	201	103	72	53	37
		359	83	75	18	15	6	26	48	10				4	23	38		77			60
		890	156	90	31	16	7	21	13	24			99	4	38	63	123	92	56	66	36
梨達 臺國	山見 中姓	1780	56	81	46	39	32	22		8	池花 綠竹	南蓮 水園	142	4	43	47	113	69	54	60	31
		1480	66	71	9	41	21	22	53	12			18	3	43	69	103	69	37	62	50
		77	51	98	38	21	4	18	20	18				12	71	56	135	112	55		25
		310	88	73	28	20	8	21	49	11				20	61	91	131	83	37		14
鹿員 二南	港林 林投	10	29	38	10	12	7	23	41	5	大濁 南澳 元山 太平	水澳 山	55	20	74	49	102	81	62	45	26
		40	37	54	13	20	9	25	46	11			50	39	119	50	42	90	140	3	44
		10	37	39	14	4	11	8		8			1180	73	119	115	86	115	167	18	
		100	31	63	42	71	33	20	62	18			1930	64	97		65	67	86	53	46
日月 潭大 中	集雲 西	1015	74	100	69	34	6	20	89	9	蘇牛 宜	澳蘭	6	46	61	46	92	102	116	13	
		1258	63	61	34	26	16	23		14			216	45	67	57	44	91	148	45	50
		47	26	67	26	23	26	13	47	10			7	32	53	40	43	54	44	48	28
		225	58	82	31	22	9	35		19				104	73	20	52	38	6		33
集雲 西	集雲 西	428	37	62	24	16	11	21		17	孝火 燒礁	義寮 溪	380	89	108	47	49	87	101		64
		3	32	38	14	7	9	7		5			27	47	50	20	44	18	8	9	14

至於阿里山區雨量之垂直分佈，因缺乏在 1000-2400m 高度之測站，較難分析，但就其周圍附近測站雨量分析來看，從任何方向雨量均自平地隨高度而增加，至 850-950m 達一雨量最高點。見表 5 所示：

表 5 阿里山區平均颱風日雨量 (1951-1970)

Table 5. The average daily rainfall due to No category of typhoons in A-Li mt. area. (1951-70)

測 站	南投	集集	國姓	日月潭	阿里山	鹿林山	玉山	萬大	和社	達邦	開化	青雲	清水	東勢	谷關	達見	梨山
高 度 (m)	100	225	310	1015	2406	2860	3850	1258	985	939	540	428	10	359	890	1480	1780
雨 量 (mm)	31	58	88	74	161	97	141	63	57	150	76	37	42	83	156	66	56

如沿橫貫公路東行，自東勢 (359m) 雨量為 83mm，至谷關 (890m) 達 156mm，遞增率約 13.8mm/100m，另一迎西南氣流之達邦 (939m) 站雨量亦高達 150mm，但日月潭 (1015m) 則降至 74mm，其間雖然多少受地形影響，仍可顯示 1000m 以上，雨量有隨高度遞減之勢，約至 2000m 以上後又增加，至 2500m 附近達另一最高點 (阿里山海拔 2406m，雨量 161mm)，更高以後雨量又減少。

另一次要之雨量集中帶於屏東縣境山區，以泰武 (950m) 雨量 129mm 為中心。N<sub>0</sub> 類颱風之雨量分佈，即以此三個雨量集中區向四周遞減。一般而言，平地之雨量自北部之臺北 76mm 為最多，向北及往南減少，至臺中為 51mm，而臺南 (78mm) 附近因颱風過 120°E 後，引入西南氣流，亦成為一較大雨量區，東部地區因在背風區內，雨量皆在 5mm 以下。

2. N<sub>L</sub> 類：颱風在臺灣北部 (24°N 以北) 登陸者計有 13 次，佔 20.0%，由圖 5 可看出，其雨型分佈和 N<sub>0</sub> 類頗類似，仍以各山區為雨量集中地帶，石門水庫流域地區之雨量以秀巒 (840m) 146mm 為最大，雨量自石門約以 13.7mm/100m 遞增至 850m 左右達最高，而後以 16.4mm/100m 遞減至 1500m 左右，如表 6 所示。

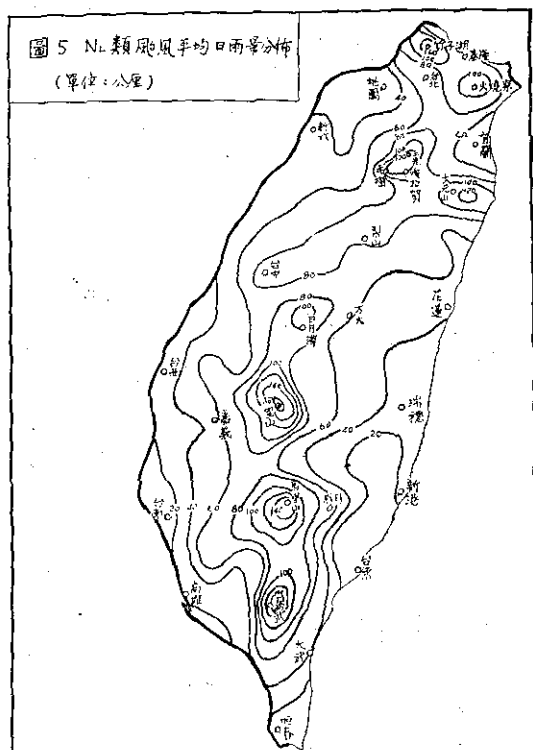


Fig. 5. The distribution of averages daily rainfall due to N<sub>L</sub> category of typhoon

表 6 石門水庫流域平均颱風日雨量 (1951-1970)

Table 6 The average daily rainfall due to N<sub>L</sub> category of typhoons in Shihmen basin (1951-70)

測 站	石 門	長 興	復 興	高 義	三 光	玉 峯	秀 巒	噶拉賀	巴 陵	鞍 部	鎮西堡	白 石
高 度 (m)	160	320	423	570	630	770	840	1150	1220	457	1550	1638
雨 量 (mm)	53	43	58	92	132	76	146	123	121	45	79	67

表 7 阿里山區平均颱風日雨量 (1951-1970)

Table 7 The average daily rainfall due to  $N_L$  category of typhoons in A-L<sub>1</sub> mt. area. (1951-70)

測 站	南投	集集	國姓	日月潭	阿里山	鹿林山	玉山	萬大	和社	達邦	開化	青雲	清水	東勢	谷關	達見	梨山
高 度 (m)	100	225	310	1015	2406	2860	3850	1258	985	939	540	428	10	359	890	1480	1780
雨 量 (mm)	63	82	73	100	211	141	71	61	70	110	75	62	48	75	90	71	81

由表 7，可知中南部山區之雨量分佈，自南投 (100m) 63mm 以 4.0mm/100m 遞增至日月潭 (1015m) 之 100mm，約自 1000m 之後雨量隨高度減少。谷關 (890m) 90mm 及達邦 (939m) 110mm 其雨量皆為其隣近地區之冠；另可顯見者在 2400-2500m 亦為另一雨量集中高度。北部竹子湖 (600m) 雨量 145mm，加上屏東境內泰武 (950m) 141mm，馬里山 145mm，雨量以這些集中區向四周減少。平地雨量以颱風之平均路徑所經處為最多，東部在南澳 (119mm) 附近，西部則在臺中 (98mm) 附近。在此路徑軸之南及北雨量漸減，在平均狀態下，顯現颱風所挾雨量沿颱風路徑形同雨帶，其中心軸即為雨量集中帶。花蓮以南之東部地區，雨量因背風而稀少，均在 5mm 以下。

3.  $N'_L$  類：颱風自臺灣東部登陸，向西橫越臺灣中部陸上者 ( $23^\circ-24^\circ N$ )，計有 7 次佔 10.8%，因颱風路徑較  $N_L$  類偏南，雨量集中帶亦南移，而各地雨量已不若  $N_0$  及  $N_L$  類之多。阿里山區仍是全境雨量最多區為 161mm，因颱風即從此區域通過，雨量除隨高度變化外，其距離颱風之平均路徑，關係亦很大，此兩種因素雙重影響，支配了降水分佈。如南投 42mm，集集 31mm，國姓 28mm 之雨量分佈，顯示其受颱風遠近之影響比高度作用為大；而谷關 (31mm) 在北緯  $24.3^\circ$  度，其雨量比附近測站為多，則顯示 850-950m 附近亦為一最大雨量高度。另一暴雨中心在屏東泰武 (950m) 山區為 149mm，此地為颱風過後西南氣流入侵所致。宜蘭大元山 (1180m) 雨量為 115mm 乃北部山區雨量之最。而降水分佈即以上述為中心向四周減少。但東部地區因距離颱風中心近，且在向風面，雨量平均在 50-60mm，新營以北之中西部地區，皆不足 20mm，愈北雨量愈少。石門水庫流域距離此類颱風較遠，海拔在 400m 以上測站，其雨量皆在 50mm 以上，至嘎拉賀 (1150m)

94mm 達最高，以後逐漸減少，雨量隨高度之變化約為 6.3mm/100m，參見圖 6 所示。

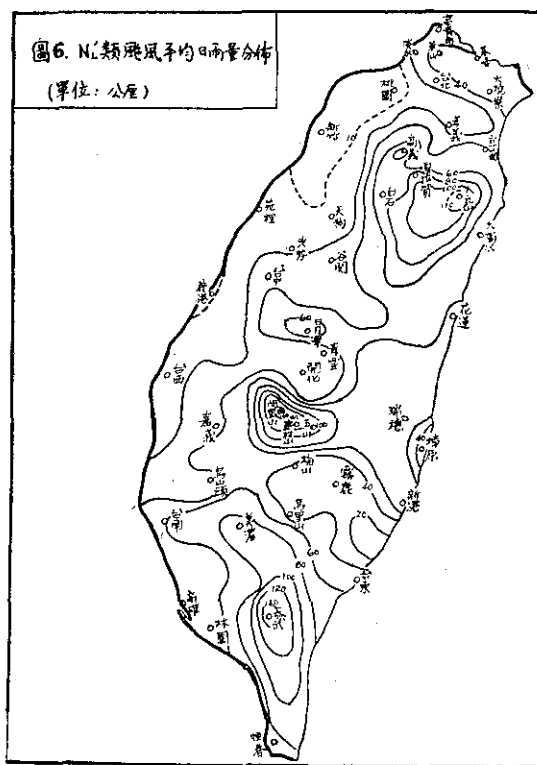


Fig. 6. The distribution of average daily rainfall for the  $N'_L$  category typhoons.

4.  $S_L$  類：颱風在臺灣南部 ( $23^\circ N$  以南) 登陸者，共計 6 次佔 9.2%。雨型 (圖 7) 和上述三類不同，不再以山區為雨量集中之中心，而主要之中心在沿海之新港附近。此地正當平均颱風路徑以北半個緯度左右，正為颱風暴雨之中心帶，故山區雨量之減少為其特色 (因距離颱風中心已較遠，且屬背風型降雨)。另一雨量中心在花蓮以北綠水附近，其地因受東北

風之加強而使雨量特多。石門水庫流域降雨最多在嘎拉賀 (1150m) 為 60mm, 平均自地面以每 100m 增加 5.4mm 至此高度附近, 再高又迅速減少, 至白石 (1638m) 僅有 8mm。而日月潭 34mm 及達見 (1480m) 41mm, 顯示最大雨量高度已稍比前三類颱風提高。廣大之西部地區雨量仍非常少, 尤其沿海地區當氣流翻山越嶺因下沉增溫, 雨量均在 10mm 以下。

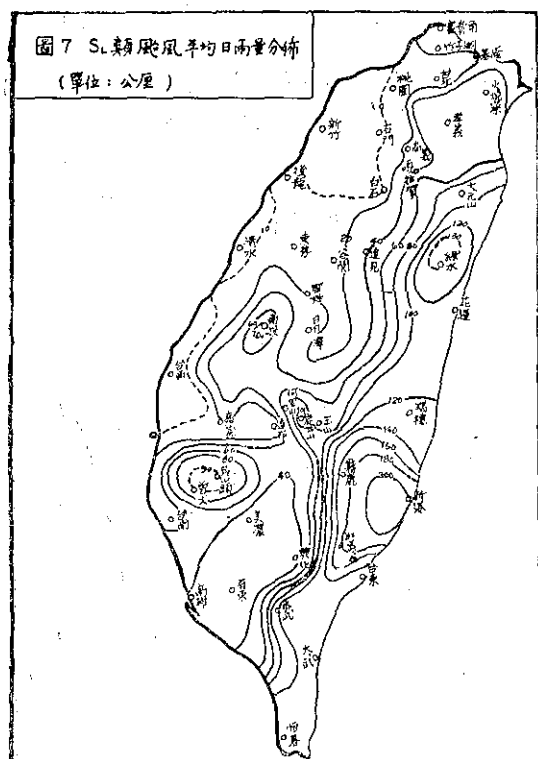


Fig. 7. The distribution of average daily rainfall due to  $S_L$  category typhoons.

5.  $S_o$  類：颱風自東穿過巴士海峽者，計有 12 次佔 18.5%，雨型圖 (圖 8) 則和  $S_L$  類很相似。此類颱風在秋季入侵，時常伴隨著冷鋒南下接近本省北部，形成所謂不對稱型氣壓分佈，因此其主降雨中心，除東南部臺東紅葉谷附近因距離颱風較近，且在向風面外，宜蘭大元山 (1180m) 115mm 及北部鞍部 (836m) 103mm 亦為最大雨量中心。石門水庫流域以嘎拉賀 67mm 為最多，此流域平均降雨比  $S_L$  類多 7.2mm，此多少亦受到非對稱型颱風之影響。阿里山區最多雨量高度已升高，鹿林山 (2860m) 比阿里山為多即其證明。雨量自東南部及東部向西部減少，而雨量隨高度而遞增之現象已不很明顯，主要係受距

離颱風遠近之因素所支配，中部和西南部雨量仍很少，約在 15mm 以下，其原因和  $S_L$  類相同。

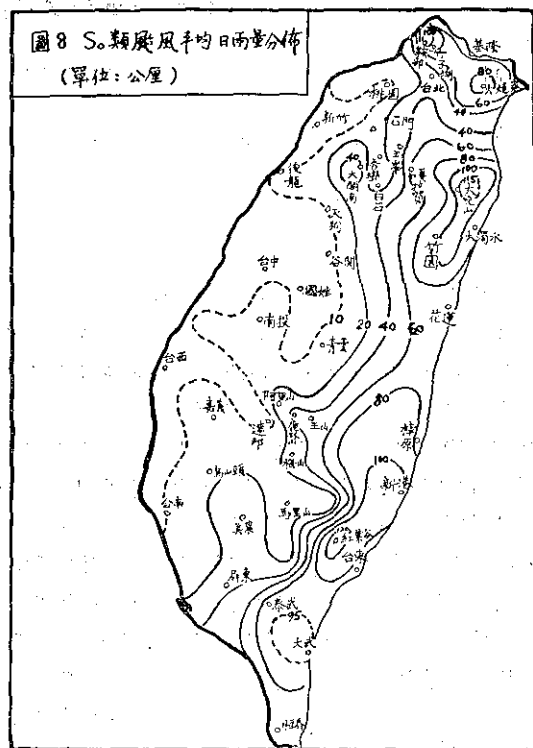


Fig. 8. The distribution of average daily rainfall due to  $S_o$  category typhoon.

6.  $S'_o$  類：颱風在臺灣近海沿東部海面北上者，計有 10 次佔 15.4%。多在初夏或秋末時入侵本省，降雨主中心在宜蘭大元山 (1180m) (圖 9)，雨量 167mm。此地因處於颱風環流內之時間較長，加以東北風之助長，雨量為全省境內之冠。北部之竹子湖雨量 121mm，火燒寮 101mm，多少均係非對稱型颱風之影響，而形成多雨地帶。屏東泰武境內，因首當颱風之衝，獲雨亦多，約在 95mm 左右。至於石門水庫流域，最多降雨區在巴陵 (1220m) 為 68mm，嘎拉賀 (1150m) 雨量 66mm，因其位置靠東，且在多雨高度附近，兩種因素綜合促成多雨。此流域平均降雨比  $S_L$  類多 17.5mm，雨量隨高度遞增之效果，被地形因素及距離颱風遠近作用所破壞而不明顯。一般看來，等雨量線在東部較密，西部仍是少雨地帶；北部降雨比南部為多，其原因為受東北風影響所致。

7.  $S''_o$  類：颱風沿臺灣海峽北上者，計有 6 次佔 9.2%，降雨以阿里山 148mm 為最多 (圖 10)，因

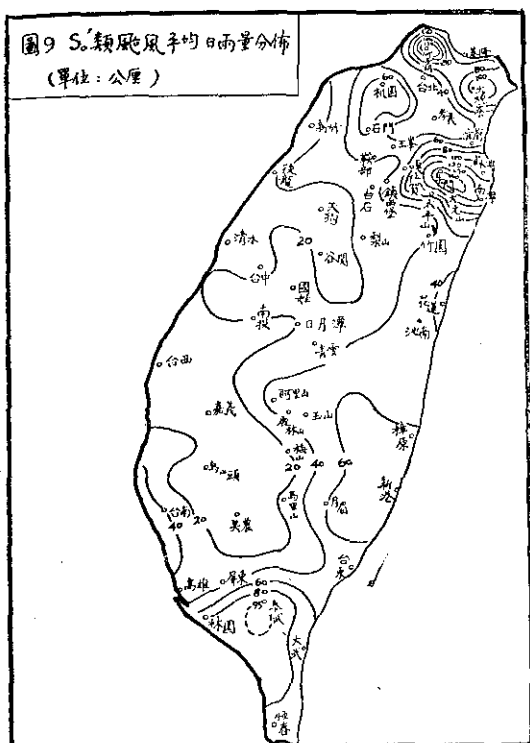


Fig. 9. The distribution of average daily rainfall due to So' category typhoons.



Fig. 10. The distribution of average daily rainfall due to So'' category typhoons

面向潮溼的西南氣流，降雨甚豐。雨量沿中央山脈向北漸減，至石門水庫流域約在 30mm 左右，此區海拔已較低，呈背風型降雨，而南部山區降雨則較多。全省降雨以西北部最少，一般中南部地區受地形抬升作用，常有豪雨成災。此類颱風常在夏季來襲，旺盛的西南氣流常在颱風離境後繼續不停，此種降雨並未併入計算，否則中南部地區之雨量將更大。

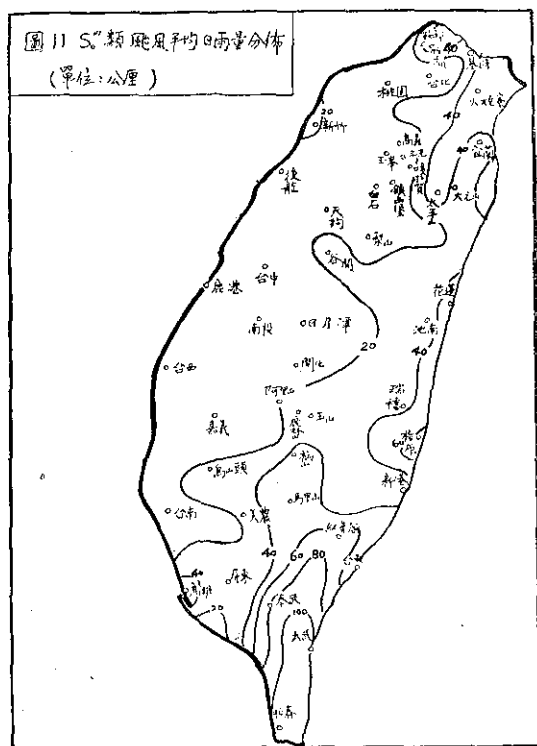


Fig. 11. The distribution of average daily rainfall due to So''' category typhoons.

8. S'''。類：颱風自南海穿越巴士海峽東行者，僅有 2 次佔 3.1%，降雨分佈則很顯然以臺灣南端為最多（圖 11），恒春 117mm 為最多，愈向北雨量愈減少；但臺灣北端之火燒寮 64mm，鞍部 53mm，和 S。類颱風頗相似，此類颱風亦是容易造成氣壓之非對稱型者，當颱風過巴士海峽後，東北氣流亦為東部地區帶來豐沛雨量，中央山脈西側及以西之廣大中西部雨量非常稀少，即石門水庫流域亦僅在 15mm 左右。東南部地區因較長時間處於颱風環流內，因此降雨較多。

綜合以上八類颱風路徑，可看出有三項因素支配降水，最主要的為距離颱風之遠近，其二為高度之變化，三為非對稱型颱風所造成陡峻之氣壓梯度（造成

東北部或北部之多雨)。由上述三因素，可定性的權衡一地降雨之多寡。

另外發現，雖然應用之測站加多，及時間年限延長，但雨量分佈改變甚少，但有穩定恒常性，此點在應用上很有價值。例如  $N_L$  類颱風，侵襲次數由 8 次增加至 13 次，然其雨量中心仍以阿里山及石門水庫流域為主，而颱風之路徑軸亦均為雨量之集中帶，雨量仍然相差很少，如臺中，由 110mm 變成 98mm。

#### 四、颱風降水之預測

今以臺北、臺中、臺南、花蓮四測站作研究，分別代表北、中、南、東部，首先必經本省北部海面侵襲之  $N_0$  類，及登陸北部之  $N_L$  類颱風作試驗，選取預報因子，嘗試求出作定量降水預報之迴歸方程式。

(1) 第一種方法：

利用 1904-1970 年 67 年間之颱風資料，其中屬

表 8. R, P 及 D 三者間之相關係數。

Table B Correlation coefficients among R, Pand D.  
( $N_0$  類)

相關 係數 站 名	$r_{12}$	$r_{13}$	$r_{23}$	$r_{1,23}$
臺 北	-0.44	-0.31	0.12	0.51
臺 中	-0.11	-0.41	0.06	0.41
臺 南	0.16	-0.31	0.01	0.35
花 蓮	0.17	-0.16	0.06	0.24

$r_{12}$ ：雨量及颱風中心氣壓之單相關係數

$r_{13}$ ：雨量及颱風中心距離之單相關係數

$r_{23}$ ：中心氣壓及中心距離之單相關係數

$r_{1,23}$ ：雨量，中心氣壓及中心距離之複相關係數

先從單相關情況加以討論，純由統計學觀點言之，單相關係數  $|r| \geq 0.3$  方具有意義，自表 8 顯見，雨量與颱風中心氣壓之相關，於  $N_0$  類中僅臺北一處 -0.44 合乎要求， $N_L$  類中只臺中達標準亦為 -0.44，此兩者均屬中度負相關，亦即颱風中心氣壓愈低，所獲降水則相對增加。唯在此有一點我們所發現，即颱風侵襲前後，其中心氣壓變差極大，由於當颱風接近陸地時，其環流遭受破壞，磨擦作用消耗能量，使其強度減弱，中心氣壓迅速填塞，其值往往可高達 20mb 以上；而各地降雨之時間亦不一，向風面之東北部地區，就  $N_0$  及  $N_L$  兩路徑颱風而言，獲雨時間較早，主要係直接受颱風螺旋雲帶影響。至於背風面的西南部因下沉氣流作用，使之降雨少，須俟颱風離境，引

$N_0$  類者有 34 個， $N_L$  類有 29 個，包括各颱風於侵襲本省期間，在上述四站所曾經出現之最大日雨量 (R)，颱風通過  $122^\circ E$  時之中心氣壓 (P)，以及颱風之中心軌跡與上述四地之最短距離 (D) (見表 9 及 10)，用 P 及 D 為自變數，R 為應變數，試求其複式迴歸方程式 (Multiple regression equation) 如(1)式：

$$R = a + b_{12.3}P + b_{13.2}D \dots \dots \dots (1)$$

$\begin{cases} a: \text{常數。} \\ b_{12.3}, b_{13.2}: \text{淨迴歸係數 (Partial regression coefficient)} \end{cases}$

將上述雨量、氣壓、距離之資料打成卡片，應用統計學上公式，設計程式，利用行政院資料處理中心之 I.B.M. 360 電子計算機，予以計算，得出其結果，分析如下：

( $N_L$  類)

相關 係數 站 名	$r_{12}$	$r_{13}$	$r_{23}$	$r_{1,23}$
臺 北	-0.14	0.00	-0.57	0.17
臺 中	-0.44	0.08	0.44	0.54
臺 南	-0.27	0.04	0.55	0.31
花 蓮	-0.12	-0.38	0.40	0.38

入潮濕西南氣流，經中央山脈抬舉後方始有大量降水；是故選擇颱風臨境時之中心氣壓作參數，而求其與最大日雨量之相關時，在有些地方並不盡理想，原因在此。而且發生最大日雨量，颱風中心氣壓最低時候及距離軌跡最短時間並不完全一致，三者之間非具有同時性，也影響其相關。

再從不同地點的平均日雨量及其各別之標準差來分析，在  $N_0$  類中，臺北的平均日雨量為 130mm，標準偏差為 94mm，臺中分別為 109mm 及 92mm，臺南 61mm 及 62mm，花蓮為 31 及 47mm。由此可知  $N_0$  類雨量之分散度相當大，除臺北尚可外，其他尤以臺南及花蓮兩地，標準偏差反大於其平均值，使相關係數偏低，呈現結果不佳。至於  $N_L$  類，

表 9. No 類颱風之最大雨量 (R), 中心氣壓 (P) 及測站至颱風軌跡之最短距離 (D) 1904-1970  
 Table 9. The maximum daily rainfall (R), central pressure (P) of typhoon and the shortest distance (D) measured from the four fixed stations to the typhoon trajectory (No category) 1904-1970.

臺 北			臺 中			臺 南			花 蓮		
R (mm)	P (mb)	D (km)	R (mm)	P (mb)	D (km)	R (mm)	P (mb)	D (km)	R (mm)	P (mb)	D (km)
38	980	80	7	980	200	12	980	300	18	980	150
45	985	120	97	985	190	114	985	240	126	985	110
48	965	130	305	965	250	166	965	330	140	965	180
20	990	30	54	990	140	243	990	250	74	996	90
43	960	50	17	960	160	35	960	290	24	960	190
147	955	100	199	955	210	15	955	340	2	955	240
194	935	60	225	935	190	13	935	310	16	935	160
190	960	50	226	960	170	4	960	300	13	960	150
152	935	40	113	935	160	12	935	290	26	935	150
49	985	140	14	985	270	7	985	400	2	985	230
2	975	220	4	975	320	1	975	470	0	975	350
124	955	140	21	955	250	6	955	350	13	955	200
44	975	210	14	975	320	2	975	460	74	975	400
232	950	90	122	950	180	31	950	310	37	950	220
171	935	70	61	935	200	31	935	290	19	935	190
80	945	70	70	945	190	173	945	300	31	945	150
68	975	80	107	975	210	51	975	320	15	975	170
359	955	60	246	955	160	25	955	290	9	955	200
67	960	170	15	960	290	6	960	400	2	960	250
72	960	230	16	960	370	9	960	490	11	960	330
326	950	70	104	950	190	110	950	320	12	950	190
122	975	150	262	975	280	136	975	420	41	975	260
103	960	140	73	960	270	110	960	380	10	960	220
5	945	270	0	945	390	28	945	500	0	945	340
158	945	70	230	945	160	31	945	280	229	945	210
263	940	300	133	940	430	71	940	570	7	940	410
149	950	320	23	950	340	60	950	460	18	950	300
93	910	30	45	910	190	57	910	300	16	910	140
224	960	40	148	960	150	206	960	260	5	960	100
120	930	20	138	930	120	113	930	260	14	930	120
332	925	60	243	925	190	73	925	310	15	925	160
34	965	150	104	965	260	71	965	390	2	965	280
129	945	110	9	945	230	1	945	380	1	945	230
229	975	30	266	975	90	71	975	170	39	975	150

表 10.  $N_L$  類颱風之最大日雨量 (R), 中心氣壓 (P) 及測站至颱風軌跡之最短距離 (D) 1904~1970

Table 10. The maxily rainfall (R), central pressure (P) of typhoon and the shortest distance (D) measured from the four fixed stations to the typhoon trajectory ( $N_L$  category) 1904-1970.

臺 北			臺 中			臺 南			花 蓮		
R (mm)	P (mb)	D (km)	R (mm)	P (mb)	D (km)	R (mm)	P (mb)	D (km)	R (mm)	P (mb)	D (km)
7	985	70	0	985	60	0	985	190	0	985	40
287	955	50	259	955	70	79	955	200	11	955	80
156	975	30	305	975	100	217	975	220	39	975	60
50	970	50	281	970	80	222	970	200	87	970	50
221	930	60	295	930	70	382	930	200	23	930	60
158	990	10	18	990	100	5	990	220	21	990	60
61	950	30	162	950	160	110	950	280	75	950	110
119	975	10	182	975	90	79	975	170	300	975	30
57	965	0	273	965	100	347	965	200	74	965	50
185	980	50	49	980	80	51	980	210	63	980	60
46	955	60	56	955	60	170	955	190	21	955	60
183	045	60	169	945	60	182	945	160	102	945	10
89	955	60	192	955	60	145	955	170	46	955	20
85	985	10	200	985	130	166	985	270	18	985	110
42	960	60	228	960	60	179	960	170	134	960	10
55	960	20	48	980	100	70	980	200	57	980	60
204	970	20	22	970	90	8	970	190	52	970	30
145	950	70	51	950	50	36	950	190	18	950	40
84	980	0	177	980	120	296	980	240	233	980	80
89	990	20	35	990	90	13	990	180	105	990	30
84	910	70	431	910	40	87	910	160	98	910	0
54	995	40	17	995	50	16	995	160	25	995	90
10	950	80	62	950	40	28	950	170	69	950	30
102	935	30	135	935	90	18	935	220	72	935	70
159	950	80	85	950	40	94	950	150	160	950	0
57	975	40	168	935	60	153	935	150	132	935	0
94	950	80	212	950	30	133	950	150	61	950	50
115	970	20	189	970	130	55	970	260	32	970	110
135	930	80	51	930	30	213	930	130	191	930	30

雖各地之標準差無大於平均值的情況發生，（臺北平均日雨量為 150mm，標準偏差 107mm，臺中分別為 108mm 及 64mm，臺南為 122mm 及 101mm，花蓮分別為 79mm 及 68mm），然其間數值相差除臺中較多外，其餘均甚相近，亦即其分散度仍大，同時對相同的平均颱風中心氣壓值 956mb 而言， $N_L$  類的標準差為 21mb，約比  $N_o$  類大 3mb，所以求出之相關係數亦低。

其次就雨量與颱風中心至臺北、臺中、臺南及花蓮最短距離之相關性討論之。在  $N_o$  類中，臺中平均距離及標準差分別為 227 及 78km，其分散度雖較臺南為大（臺南平均距離 345km，標準差為 85km），但因臺南雨量的標準差高於其平均值，導致其相關係數小於臺中，而臺北亦較臺中為小。臺北、臺中及臺南三地之相關係數分別為 -0.31，-0.41 及 -0.31。三者均屬負相關，亦即表示與颱風中心距離愈近則降雨愈多。東部之花蓮，對  $N_o$  類颱風來說，因其居於背風面，直接受颱風環流影響很小，其降雨與颱風中心距離成低度相關。另就  $N_L$  類論之，僅有花蓮之雨量與颱風中心距離成中度相關（-0.38），其他三地則幾無相關性可言，此乃因本類颱風皆係自花蓮以北登陸者，花蓮首當其衝，其他三處因有高山屏障，地形效應影響至鉅，尤以盛行之東北季風及西南季風，常可左右颱風環流中雲雨帶的分佈。Simpson<sup>(5)</sup> 氏曾指出，颱風螺旋型降水雲帶之分佈情形，在接近颱風眼附近數十公里處有驚人的強風暴雨，而多集中於其進行方向之右側，此僅考慮颱風本身之單純渦旋；然侵襲臺灣之颱風，因臺灣地理位置特殊，尚須注意季節變化，以及太平洋副熱帶暖心高壓和中國大陸冷心高壓的消長情形，而支配一地之降水，距離颱風中心之遠近僅為其中因素之一。至於其實際雲雨帶的分佈，我們可藉助於衛星雲圖及氣象雷達之回波情況加以判斷，分析近年來花蓮雷達所拍攝之颱風雨區圖片，顯示出雨帶分佈並不如理論上那樣單純，此乃係侵襲臺灣颱風的一大特色。

從以上分析可知，我們所選擇之兩因子，即颱風中心氣壓及颱風中心與測站之最短距離，和雨量間之相關並不如預期的理想。換句話說，此兩因子雖為影響颱風降雨原因的一部份，但其所佔的份量並不大，直接影響到所求之複相關係數及複式迴歸方程式之結果，自表 8 中可看出  $N_o$  類中以臺北的複相關係數最高亦僅 0.51，而  $N_L$  類中則以臺中最高為 0.54。茲就此兩地所適用之迴歸方程式分別討論之：

#### (a) $N_o$ 類—臺北

$$R = 2179.23 - 2.10P - 0.34D \dots\dots\dots(2)$$

其標準誤為 81mm，因雨量恒為正值，由 (2) 式看出，颱風中心氣壓 10mb 的改變，其對雨量值的影響相當於距離約 62km 變動之作用，由歷史紀錄顯示，中心氣壓最高為 995mb，最低為 910mb，相差 85mb，即單由中心氣壓之不同，即可有 178mm 雨量之變異，就距離而言，最遠為 300km，最近為 20km，此 280km 之差距，足以有 95mm 雨量之伸縮性，由此可看出，氣壓之改變對雨量之影響較為敏感。若以極端氣壓 910mb 及距離為 20km 時，最大日雨量為  $261 + 81 = 342\text{mm}$ （曾經出現之最大日雨量為 350mm，以氣壓 995mb，距離 300km 計算時，雨量為 -12mm（未考慮標準誤），換言之，當氣壓為 965mb 時，只要距離超過 265km 以上則雨量為零，同樣情形，若距離為 300km，氣壓只要在 985mb 以上時，臺北應即無降水。

#### (b) $N_L$ 類—臺中

$$R = 2970.59 - 3.03P + 1.16D \dots\dots\dots(3)$$

標準誤為 90mm，就氣壓而論，中心氣壓 85mb 的變化，可帶來約 257mm 的雨量差距，而 100km 的距離變化（最遠為 130km，最近為 30km），僅有 116mm 的雨量差異。以極端情形來試驗，當氣壓 910mb，距離為 130km 時，計算所得之最大日雨量為  $364 + 90 = 454\text{mm}$ ，而曾經出現過之最高雨量紀錄為 431mm，另當氣壓為 995mb，距離為 30km 時，雨量計算值為 -9mm（未考慮標準誤），換言之，當氣壓為 995mb，則距離小於 36km 時雨量即減為零，同樣理由，距離為 30km 時，氣壓在 963mb 以上者亦應無雨量。

#### (2) 第二種方法：

仍然以臺北、臺中、臺南、花蓮為目標，探討  $N_o$  類及  $N_L$  類颱風在臺灣所致之雨量。

先討論作為預報因子之參數選擇問題，上法係以颱風接近臺灣時，颱風中心最低氣壓 (P)，及颱風軌跡距各測站之最短距離 (D)，求其與最大日雨量 (R) 間之相關。發覺成效不如理想，最主要原因，為三者之間非俱有同時性，意即產生最大日雨量時，並非一定在中心氣壓最低及距離最近時。尤其臺中、臺南之雨量常導源於西南氣流，此常發生於颱風經過  $120^\circ\text{E}$  以後。最大日雨量並非單純由颱風中心氣壓及距離即可決定，而且用 24 小時雨量其時間間隔太長因暴雨很少持續 24 小時者。乃進一步改用 6 小時之颱風雨量

表 11. No 類颱風12小時雨量 (R), 測站至颱風中心氣壓梯度 (G), 上海至測站、氣壓梯度 (G<sub>2</sub>)

Table 11. The 12-hr total rainfall (R) and horizontal pressure gradients-(G<sub>1</sub>):  
measured from the four fixed stations to the typhoon center. (G<sub>2</sub>):  
measured from Shanghai to the four fixed stations. (N<sub>o</sub> category)

臺 北			臺 中			臺 南			花 蓮		
R	G <sub>1</sub>	G <sub>2</sub>	R	G <sub>1</sub>	G <sub>2</sub>	R	G <sub>1</sub>	G <sub>2</sub>	R	G <sub>1</sub>	G <sub>2</sub>
(mm)	(10 <sup>-3</sup> mb km)	(10 <sup>-3</sup> mb km)	(mm)	(10 <sup>-3</sup> mb km)	(10 <sup>-3</sup> mb km)	(mm)	(10 <sup>-3</sup> mb km)	(10 <sup>-3</sup> mb km)	(mm)	(10 <sup>-3</sup> mb km)	(10 <sup>-3</sup> mb km)
8	83	17	4	48	26	8	73	11	0	86	22
264	78	36	38	81	22	7	85	8	1	108	24
13	51	7	96	23	12	96	35	1	4	35	5
8	27	5	37	11	4	127	22	6	1	19	3
41	81	11	2	65	44	1	71	12	8	81	12
18	178	16	9	133	25	3	126	13	5	174	18
105	150	36	120	90	32	5	94	17	3	128	28
13	113	26	12	92	31	108	100	17	0	81	23
1	13	16	28	10	24	52	13	14	0	9	16
9	12	15	0	4	23	0	14	11	2	12	12
2	88	9	0	74	20	0	83	9	0	92	11
14	116	15	21	99	24	0	107	13	0	122	16
32	147	18	36	117	27	2	129	15	0	147	22
127	203	24	43	158	31	1	159	16	0	206	27
219	263	49	153	200	35	6	190	17	0	211	47
74	308	31	94	168	27	28	149	12	0	152	29
2	61	16	155	32	20	4	45	8	0	35	16
3	44	10	116	17	17	17	33	6	3	25	11
1	19	10	29	19	13	65	18	6	1	12	10
3	111	28	0	91	35	0	96	23	0	110	28
54	139	81	0	114	37	0	120	24	0	149	29
17	175	33	0	143	21	0	147	25	0	176	32
20	219	32	6	161	39	0	167	26	1	203	33
37	296	39	0	207	40	0	183	26	0	254	38
92	429	44	6	242	41	0	201	26	0	295	35
2	18	7	1	5	20	18	15	8	1	16	9
47	20	9	0	4	25	1	18	7	0	18	10
133	44	14	158	30	20	10	36	9	158	39	14
59	48	21	147	33	23	11	19	21	146	37	19
19	157	23	168	36	26	64	68	11	168	67	18
0	67	14	60	31	21	20	56	8	60	46	13

作試驗，取用 21Z 至 03Z、03Z 至 09Z、09Z 至 15Z、15Z 至 21Z，而 P 分別以 00Z、06Z、12Z 及 18Z 相對應，且將 D 改為 00Z、06Z、12Z 及 18Z 之颱風中心至各測站之直線距離，再研究 R、P、D 之相關，效果雖比上法有進步，但仍不能令人滿意。

經分析其原因，發現颱風中心氣壓每 6 小時之變動甚微，經常有 24 小時甚或 36 小時皆未有變化者，因此其與雨量之相關不顯。其次我們知道颱風雨量之多寡與颱風距離之相關必需至某一距離範圍內才會增高，亦即當一地進入颱風環流以內，颱風降雨須成對稱型

表 12.  $N_2$  類颱風 12 小時雨量 (R)，測站距風中心氣壓梯度 ( $G_1$ )，上海至測站氣壓梯度 ( $G_2$ )

Table 12. The 12-hr total rainfall (R) and horizontal pressure gradients-( $G_1$ ): measured from the four fixed stations to the typhoon center. ( $G_2$ ): measured from Shanghai to the four fixed stations. ( $N_L$  category)

臺 北			臺 中			臺 南			花 蓮		
R	$G_1$	$G_2$	R	$G_1$	$G_2$	R	$G_1$	$G_2$	R	$G_1$	$G_2$
(mm)	( $10^{-3} \frac{mb}{km}$ )	( $10^{-3} \frac{mb}{km}$ )	(mm)	( $10^{-3} \frac{mb}{km}$ )	( $10^{-3} \frac{mb}{km}$ )	(mm)	( $10^{-3} \frac{mb}{km}$ )	( $10^{-3} \frac{mb}{km}$ )	(mm)	( $10^{-3} \frac{mb}{km}$ )	( $10^{-3} \frac{mb}{km}$ )
1	44	5	0	28	17	0	31	6	0	47	6
25	179	6	10	160	18	2	177	7	7	215	8
12	310	11	11	279	21	3	295	10	7	423	17
84	539	9	63	301	31	55	344	12	154	124	32
45	429	23	359	253	27	63	169	10	94	200	15
26	8	13	31	80	7	15	58	6	6	64	7
1	6	13	10	6	11	78	16	0	1	17	0
11	100	4	0	84	18	0	104	6	3	111	4
16	188	13	0	166	26	0	210	14	17	232	13
100	543	31	14	413	40	2	378	24	57	929	40
17	200	24	125	94	27	18	134	10	9	78	19
39	100	10	9	74	20	0	87	9	6	115	11
67	218	21	245	127	30	21	148	13	18	258	25
40	183	29	81	67	34	33	94	15	59	167	26
2	53	31	101	65	25	92	78	10	2	70	18
1	24	11	12	4	16	73	268	6	1	23	9
4	200	14	0	144	24	0	155	12	5	350	17
12	64	15	49	47	22	119	68	13	67	74	8
24	2	6	17	13	1	26	4	4	35	2	6
17	62	10	11	36	21	1	52	9	2	37	24
103	163	21	178	50	25	2	65	11	11	106	20
9	114	12	10	40	21	12	30	17	0	61	12
5	128	19	3	109	26	0	115	14	1	136	21
162	28	37	46	183	46	32	207	23	165	262	48
23	13	25	23	133	55	180	185	30	15	144	35

分佈，然實際需達觀測顯示並無此理想情況出現，因此間還要考慮地形及風向因素在內，是以用六小時間隔亦不盡理想。

經研究再將雨量改為 12 小時一次，可彌補 24 小時與 6 小時雨量過與不及之缺點。同時將颱風中心氣壓及距離二參數，試圖合併二者成為一參數，此項即為颱風內在因素，而採用氣壓梯度之觀念；並另外考慮外圍氣流因素之影響，乃選擇計算上海至各測站間當時之氣壓梯度，此衡量北方氣壓系統之作用，在秋季颱風侵襲時，即可作為東北風之指標，即使在夏季時，西南氣流之盛行與否亦可由此看出其端倪。

茲詳細說明本文最後所採用之方法，雨量  $R$  取用四測站 18Z 至 06Z 及 06Z 至 18Z 各 12 小時之雨量，分別計算 00Z 及 12Z 時四測站氣壓與颱風中心之氣壓差，除以當時其與颱風之距離，而得氣壓梯度作為  $G_1$  因子，再以同法計算 00Z 及 12Z 上海至各測站之氣壓梯度，作為  $G_2$  因子，選自當颱風進入  $127^\circ\text{E}$  以西至通過  $120^\circ\text{E}$  時間內的資料，因限於氣壓、雨量資料之收集及天氣圖之查閱上的困難，加上不全資料之捨棄， $N_0$  類颱風計得 31 個資料， $N_L$  類颱風則得 25 個資料，見表 11 及表 12 之所示，以此作為研究之依據。

將這些颱風雨量資料（單位 mm），颱風中心及上海至四測站之氣壓梯度（單位 mb/1000km），應用行政院 I.B.M.360 型電子計算機作資料整理，首先求雨量，氣壓梯度之平均值，標準偏差，以及每兩者間之單相關，進而求其複相關，而得三者彼此間之複式迴歸式，今將所得分析如下：

$$R = a + b_{12-3}G_1 + b_{13-2}G_2$$

$$\begin{cases} a: \text{常數} \\ b_{12-3} \text{ 及 } b_{13-2}: \text{淨迴歸係數} \end{cases}$$

先討論單相關情況，由表 13 可看出，雨量與颱風氣壓梯度之相關，僅有  $N_0$  類臺北 0.32 及臺南 -0.37 及  $N_L$  類臺北 0.36 尚佳外，其餘  $|r| < 0.3$ ，顯示颱風雨量變化，與  $G_1$  變數之變化並不甚敏感。臺北站之正相關 0.32 及 0.36 顯較為正常合理，雨量隨氣壓梯度增強而增多；而  $N_0$  類臺南之負相關表示颱風梯度雖增加（即颱風接近時），因其地為背風面，降雨並未相對增多。由資料顯示其降雨常在颱風較遠時及接近至通過  $120^\circ\text{E}$  時。在  $N_0$  類颱風，花蓮及臺中亦發生相同情形，但負相關較小。在  $N_0$  類颱風臺南及花蓮雨量平均值皆小，而其標準偏差皆大。

表 13(a) ( $N_0$ 類)Table 13(a) Correlation coefficients ( $N_0$  category)

相關 站名	係數	$r_{12}$	$r_{23}$	$r_{13}$	$r_{1-23}$	S.E. (mm)
臺 北		0.32	0.79	0.59	0.63	49
臺 中		-0.17	0.74	-0.17	0.18	57
臺 南		-0.37	0.70	-0.40	0.42	31
花 蓮		-0.26	0.85	-0.14	0.29	45

$r_{12}$ : 雨量與氣壓梯度（測站與颱風中心間的氣壓梯度  $G_1$ ）之相關係數

$r_{13}$ : 雨量與氣壓梯度（上海與測站間的氣壓梯度  $G_2$ ）之相關係數

$r_{23}$ : 兩種不同氣壓梯度間之相關係數

$r_{1-23}$ : 雨量與兩種不同氣壓梯度之複相關係數

S.E.: 雨量之標準誤

表 13(b) ( $N_L$ 類)Table 13(b) Correlation coefficients ( $N_L$  category)

相關 站名	係數	$r_{12}$	$r_{23}$	$r_{13}$	$r_{1-23}$	S.E. (mm)
臺 北		0.36	0.06	0.44	0.56	33
臺 中		0.17	0.51	0.18	0.20	84
臺 南		0.02	0.44	0.30	0.32	42
花 蓮		0.21	0.52	0.60	0.61	56

其次談到雨量與各測站至上海間氣壓梯度 ( $G_2$ ) 相關，一般竟比上述相關為佳。在  $N_0$  類中，臺北高達 0.59，臺南為 -0.40； $N_L$  類臺北為 0.44，臺南 0.30，而花蓮則高達 0.60。 $N_0$  類颱風路徑較  $N_L$  類偏北，當颱風接近臺灣近海時，兩種不同氣壓梯度間之相關較高； $N_0$  類中，臺北為 0.59，臺中、臺南及花蓮均呈負相關，尤其臺南負相關達 -0.40，則表示其雨量受南來氣流影響，北方系統作用較少。在  $N_L$  類皆為正相關，花蓮雨量與北方系統之氣壓梯度相關係數高達 0.60，實俱預報價值。

再就颱風中心及上海至各測站間氣壓梯度 ( $G_1$  和  $G_2$ ) 之相關，稍加分析。以  $N_0$  類花蓮最高為 0.85，臺南 0.70 為最低。在  $N_0$  類颱風時，因路徑最偏北，兩種不同氣壓梯度相關也較高。在  $N_L$  類颱風，臺北相關係數為 0.06，其他三站則在 0.44 至 0.52 間。兩自變數間之相關愈小，表示所選之參數獨立性高，因此導至  $N_0$  類臺南及  $N_L$  類臺北雨量與梯度之相關呈

現穩定，其值介於 0.36 至 0.44 間。

由複相關係數而言，以  $N_0$  類之臺北 0.63 及  $N_L$  類花蓮 0.61 為最佳；前者主要歸功於  $R$  與  $G_2$  之相關較高 (0.59)，後者亦由於  $R$  與  $G_2$  之較高相關 (0.60)。一般而言，複相關係數至少須大於 0.40，其迴歸方程式才有價值，在所作之八個迴歸方程式中，有四個合乎所求。

再以標準誤之值以分析， $N_L$  類之臺北及花蓮， $N_0$  類之臺南為所有八個數據中之較小者。標準誤差愈小，其迴歸方程式之可靠性就愈高。 $N_0$  類臺北，因雨量標準偏差高，形成標準誤高，但因其雨量與  $G_1$  之相關高，而形成複相關係數高，今將此種複式迴歸係數大於 0.40 者，討論其複式迴歸式如下：

(a)  $N_0$  類—臺北

$$R = -26.629 - 0.230G_1 + 4.747G_2 \dots\dots(5)$$

標準誤為 49.3mm，由所得資料顯示  $G_1$  最小 12，最大 429， $G_2$  最小 5，最大 49， $R$  最大為 264mm。當  $G_1$  最小， $G_2$  最大時，計算  $R$  應為 203.2mm，若加上標準誤為 49.3mm 成 252.5mm，與  $R$  之最大值 264mm 很接近；當  $G_1$  最大時，經計算  $G_2$  須大於 16 才能有雨量，換言之，當強烈颱風接近時，若有降水，其  $G_2$  值絕不會太小，才能獲得較多雨量。又因  $R \geq 0$ ，比較(5)式中  $G_1$  及  $G_2$  項之係數， $G_1$  之係數比  $G_2$  之係數小很多， $G_1$  項可以忽略，則  $G_2$  值至少  $>56$ ，經檢查結果，僅有  $G_2$  之最小值曾小於此數。當  $G_2$  值在 56 以上， $G_1$  及  $G_2$  同時增加 1 單位時，其對雨量的貢獻， $G_2$  約為  $G_1$  的 20 倍，然而在實際上  $G_1$  的變動較  $G_2$  迅速，因此其對雨量之影響效果實不容忽視。

(b)  $N_0$  類—臺南

$$R = 48.784 - 0.106G_1 - 1.351G_2 \dots\dots(6)$$

標準誤為 31.1mm 因  $G_1$  及  $G_2$  均為正值，由上式觀之，考慮標準誤差 31.1mm，理論上雨量最多只能有 79.8mm，經檢查 31 個數據中僅有 3 個超乎此值，此與標準誤之定義並未矛盾。再深入一層分析，雨量與兩種氣壓梯度均呈負相關，因當  $N_0$  類颱風侵襲時，其降雨直接由颱風環流所致者較少，而是當颱風在較遠或通過  $120^\circ E$  後（此時不需要太大之颱風及北方系統之氣壓梯度），由西南氣流侵入所帶來。本迴歸式可看出一點，即  $N_0$  類颱風對臺南之降雨貢獻甚少，臺南平均降雨僅為 21mm 即可證明，而且

其降雨並非決定於颱風本身之梯度作用。

(c)  $N_L$  類—臺北

$$R = -7.837 + 0.088G_1 + 1.602G_2 \dots\dots(7)$$

標準誤為 32.7mm，由上面之迴歸式可知，臺北之雨量隨颱風中心氣壓梯度及北方系統之氣壓梯度增強而增加，而前者之增加約為後者之 1/18 倍。當  $G_1$  為極大值 543， $G_2$  亦為極大值 45 時，經計算  $R$  值為 111.0mm，加上標準誤成為 143.7mm，25 個資料中，僅有  $R$  之極大值 162mm 超過。當  $G_1$  及  $G_2$  俱為最小值時，計算  $R$  值為 -1.3mm， $R$  值不能為負值，此尚未加入標準誤。我們亦知道當颱風接近至登陸臺灣時，同時也增強了北方系統之梯度，換句話說，其對雨量之貢獻具有雙層正效果。將  $G_1$  及  $G_2$  均以平均值代入上式計算，所得之  $R$  值和  $R$  之平均值相同。

(d)  $N_L$  類—花蓮

$$R = -10.530 - 0.035G_1 + 2.624G_2 \dots\dots(8)$$

標準誤為 35.9mm，由表十三知雨量與北方氣壓梯度相關較高 (0.60)，當  $G_2$  為最大值 48， $G_1$  為最小值 2 時， $R$  計算得 115.4mm，若加上標準誤差得 151.3mm，在 25 個資料中僅有 154 及 165mm 超越其值，但亦相去不遠，其餘盡在 100mm 以下。當  $G_2$  為最小值零時， $G_1$  為任意值， $R$  值皆為負，因  $R$  值不能為負，但表示降雨可能性已極低，但經檢查  $N_L$  類颱風資料，有 56% 之雨量在 10mm 以下，可知  $N_L$  類颱風在花蓮降雨甚稀少。同樣改變一單位之氣壓梯度時，北方系統之梯度為颱風中心梯度之 75 倍，因此秋季颱風 ( $G_2$  值較大) 常給花蓮帶來較多之雨量。

上述四個迴歸方程式有一共同特點  $|b_{13-2}| > |b_{12-3}|$ ，即北方梯度系統項之貢獻皆很大，此點亦可證明非對稱型颱風所造成之陡峻氣壓梯度 ( $G_2$  值增大)，除臺南外，常可帶來較豐沛之雨量，此和本文第二節所敘述者完全吻合。

## 五、颱風雨量預測之實例

今舉 1971 年之颱風為例。就本文所用兩種不同方法所得之迴歸方程式作校驗，經選用為 AGNES 及 BESS 兩颱風。AGNES 颱風於 9 月 6 日至 9 月 19 日侵襲本省北部，屬於  $N_L$  類。而 BESS 颱風，緊接在 9 月 20 日至 9 月 23 日間來襲，颱風中心從臺灣北端掠過，颱風眼直徑達 120km，當時宜蘭以北地區

均在其眼內，颱風眼一直擴張至富貴角以北海面，歸類產生困擾。用本文第二種迴歸式檢驗時，發覺在臺北若將 BESS 颱風當作  $N_L$  類時效果較佳，但在花蓮時，則改用  $N_0$  類較好，茲分別將所得結果分析如下：

(1)第一種方法

AGNES 颱風，因屬  $N_L$  類，僅以臺中作校驗。BESS 颱風，亦以臺中作  $N_L$  類校驗，在臺北因  $N_L$  類迴歸式不佳而改用  $N_0$  類作嘗試，所用迴歸式分別為(2)及(3)式，所得如表 14。

表 14

Table 14 Comparison of actual & calculated rainfall of typhoon AGNES and BESS by the first method.

颱風名稱	站 名	D (km)	P (mb)	Rr (mm)	Rc (mm)
AGNES	臺 中	0	975	57	16
BESS	臺 北	20	960	122	156
	臺 中	100	960	75	161

Rr: 實際雨量。Rc: 計算之雨量

AGNES 之雨量在臺中為偏低 72%，BESS 颱風在臺中（當  $N_L$  類計算）偏高 115%，在臺北（當  $N_0$  類計算）偏高 28%，效果並不太理想，此為選擇之變數不完善所致。

(2)用第二種方法：

AGNES 颱風分別用(7)及(8)式計算臺北及花蓮雨量。BESS 颱風先以(7)及(8)式作校驗，另用(5)式計算臺北雨量，具用(10)式計算花蓮雨量。

$N_0$  類—花蓮

$$R = 22.593 - 0.293G_1 + 1.245G_2 \dots\dots(10)$$

計算所得分別見表 15 至 18。

表 15 臺北 (AGNES, SEP. 1971) 十二小時雨量與氣壓梯度

Table 15. Pressure gradients, actual & calculated rainfall of typhoon AGNES in Taipei

時間 (Z)	1600	1612	1700	1712	1800	1812	1900	1912
$G_1(10^{-3}\text{mb/km})$	13.5	10.3	28.9	42.3	53.6	132.5	90.9	11.1
$G_2(10^{-3}\text{mb/km})$	12.9	15.1	14.3	17.1	26.2	35.5	28.4	19.4
Rr(mm)	0	0	0	0	29.0	11.3	3.6	1.4
Rc(mm)	14.0	18.3	17.6	23.3	38.9	60.4	45.6	32.1

先以 AGNES 颱風說明，由圖 12 可知臺北之雨量，實際上與計算所得其趨勢很相似，僅雨量高峯稍有偏差，臺北實際降雨以 9 月 17 日 18Z 至 18 日 06Z 之間為 29.0mm 為最多，而預測計算所得之雨量高峯落後 12 小時，但再度檢查結果，暴雨係集中於 9 月 18 日 03Z 至 06Z 之間，因此其誤差應算 6 小時以內，此點是可容許的。計算值與實際值間最大之差異，乃在於計算雨量之偏高，其差值約在 20mm 左右，尤其在低雨量時偏差更大， $N_L$  類臺北之標準誤為 32.7mm，因此若以其平均誤差 -29.3mm（此值在標準誤以內）作訂正後，則兩曲線必可十分接近。

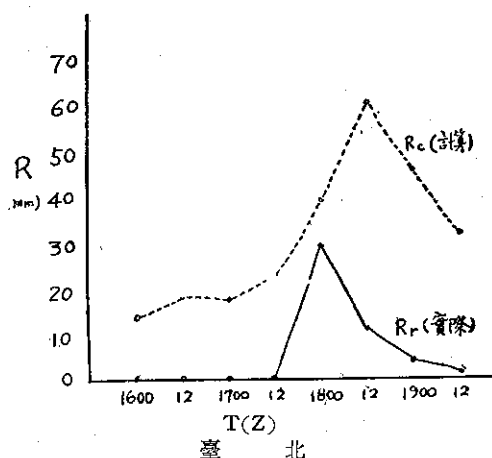


圖 12. AGNES (191. 9 月) 颱風預測雨量及實際雨量  
Fig. 12. Comparative curves of actual (solid) & calculated dashed rainfall in Taipei caused by typhoon AGNES

表 16 花蓮十二小時雨量與氣壓梯度 (AGNES, SEP. 1971)

Table 16. Pressure gradients, actual & calculated rainfall of typhoon AGNES in Hualien.

時間 (Z)	1600	1612	1700	1712	1800	1812	1900	1912
$G_1(10^{-3}\text{mb/km})$	13.5	10.3	28.9	42.3	53.6	132.5	90.9	11.1
$G_2(10^{-3}\text{mb/km})$	12.9	15.1	14.3	17.1	26.2	35.5	28.4	19.4
Rr(mm)	0	0	0.6	5.0	50.4	96.5	38.1	10.0
Rc(mm)	22.9	28.7	26.0	32.9	56.3	78.0	50.3	40.0

至於 AGNES 颱風在花蓮所造成之降雨，發現計算雨量在 26mm 以下時，實際降雨皆不足 1mm，而在最多雨量之 36 小時，則兩者之間非常接近，兩曲線之高峯均出現在 9 月 18 日 12Z，僅預測值比實際降雨少 19%，但兩雨量曲線之形狀非常相似，暴雨

集中之 36 小時，實際降雨為 185mm，預測值總和為 184.6mm，可說完全一致，令人十分欣慰，這種尖峯雨量之預報正確實甚合需要。

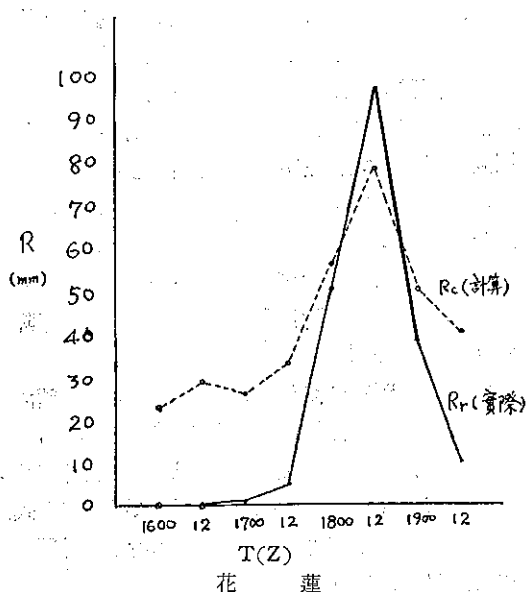


圖 13. AGNES (1971. 9月) 颱風雨量與計算雨量  
Fig. 13. Comparative curves of actual (solid) & calculated (dashed) rainfall in Hualien caused by typhoon AGNES

再就 BESS 颱風作校驗，因此颱風眼之直徑曾達 120km，雖然臺灣北端亦曾在其眼內，但颱風眼之右半部，則從臺灣北部近海通過，因此歸類於  $N_0$  或  $N_L$  皆無不可，故分別以  $N_0$  類及  $N_L$  類在臺北及花蓮作校驗，比較其所得結果，分析如下：

表 17 臺北 (BESS, SEP. 1971)

Table 17. Pressure gradients, actual & calculated rainfall of typhoon BESS in Taipei.

時間 (Z)	2012	2100	2112	2200	2212	2300	2312
$G_1(10^{-3} \text{mb/km})$	95.8	105.4	127.7	107.4	171.8	40.0	19.5
$G_2(10^{-3} \text{mb/km})$	12.1	12.3	15.8	20.9	44.7	28.6	7.6
Rr(mm)	0	1.0	25.7	17.4	120.7	14.4	12.4
Rc(mm) ( $N_L$ 類)	19.0	21.1	28.7	35.1	78.9	41.5	6.1
Rc(mm) ( $N_0$ 類)	8.8	7.5	19.0	47.9	147.0	99.9	5.0

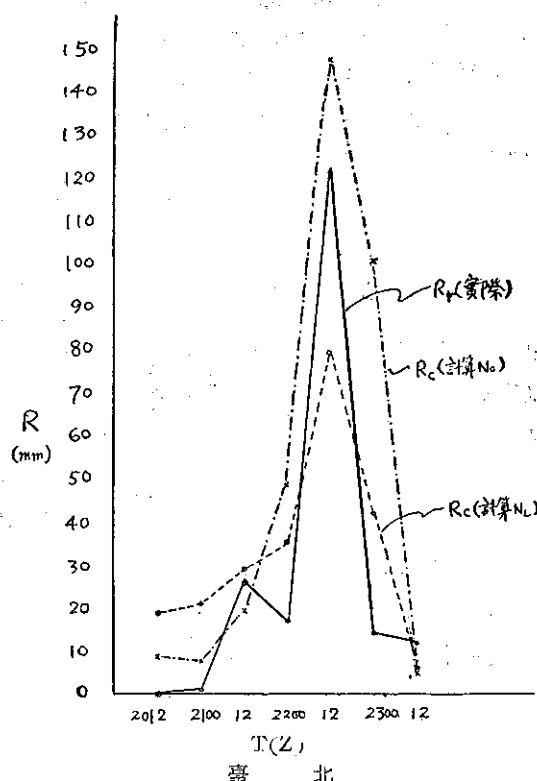


圖 14. BESS (1971. 9月) 颱風雨量雨量  
Fig. 14. Comparative curves of actual (solid) & calculated (dashed) rainfall in Taipei caused by invading typhoon BESS.

由表 17 看出，BESS 颱風在臺北所造成之降水，若歸  $N_0$  類計算時，僅雨量最高值較接近外，其他數值皆偏高。以  $N_L$  類計算時所得結果較為理想，最高雨量亦出現在 9 月 22 日 12Z 前後 6 小時內，與實際吻合。以  $N_L$  類所得數值再作討論，當雨量增大時，其誤差百分率則相對降低。此颱風之平均誤差為 5.5mm/12hr，誤差之造成，在低雨量時之高估。若以 9 月 22 日 00Z、9 月 22 日 12Z 及 9 月 23 日 00Z 共 36 小時，暴雨集中時間內之總雨量作比較，預測值為 155.5mm，而實際降雨則為 152.5mm，即每 12 小時僅差 1mm，可謂非常的理想。因此若能對氣壓值依氣候資料及當時颱風情況作較準確之預測，即可預報出相當準確之雨量。

至於 BESS 颱風在花蓮所致雨量 (表 18)，以  $N_0$  類及  $N_L$  類分別予以計算，但降水分佈則和  $N_0$  類較相似，故以  $N_0$  類所得結果加以討論。因實際降雨量非常少，計算所得雨量之最高值落後 12 小時，並且比實際降雨偏高甚多，平均誤差為 17.9mm/12hr。

$N_0$  類颱風在花蓮之迴歸式(10)，標準誤為 44.8mm，平均降雨量 18.1mm/12hr，而 BESS 颱風降雨之稀少，需從天氣學上另加分析，此為較不尋常之實例。

表 18 花蓮 (BESS, SEP. 1971)

Table 18. Pressure gradients, actual & Calculated rainfall of typhoon BESS in Hualien

時間 (Z)	2012	2100	2112	2200	2212	2300	2312
$G_1(10^{-3} \text{mb/km})$	95.8	105.4	127.7	107.4	171.8	40.0	19.5
$G_2(10^{-3} \text{mb/km})$	12.1	12.3	15.8	20.9	44.7	28.6	7.6
Rr(mm)	0	0	0	0.2	13.1	0.8	0
Rc(mm) ( $N_L$ 類)	17.0	18.1	26.5	40.6	100.7	63.1	8.7
Rc(mm) ( $N_0$ 類)	9.6	7.0	4.9	17.1	28.0	46.5	26.3

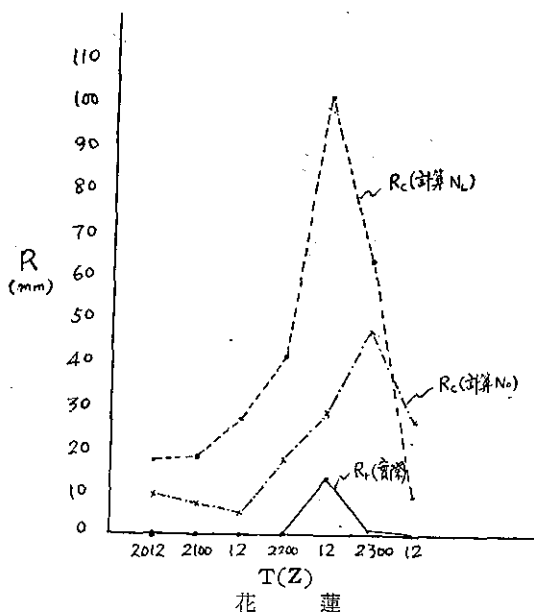


圖 15. BESS (1971. 9月) 颱風雨量與計算雨量

Fig. 15. Comparative curves of actual (Solid) calculated (dashed) rainfall in Hualien caused by invading typhoon BESS.

由以上兩個颱風實例之檢驗，發現預測雨量之最高值有落後或提前12小時之慮，但只要我們能對颱風登陸時間之估計偏差小於6小時，即可獲得解決。以當今之預報水準是可以做到的。至於低雨量時，計算值高估之原因，乃因迴歸方程式之應用，當雨量及氣壓梯度均在平均值左右時較為準確，因此在低雨量時，計算值偏高為必然現象，而且低雨量在颱風降雨上價值也較小。

計算雨量曲線常成較合理、平穩的升降，而實際降雨則成尖峰型分配。自然我們在預報上可作適當的調整，使之與實際更趨配合。

由 AGNES 及 BESS 兩颱風在花蓮所致雨量來分析，降雨之多寡由颱風之強弱所影響者較小，而應視其路徑距離花蓮之遠近而家；因  $N_0$  類及  $N_L$  類颱風對花蓮而言，均屬背風型降雨，屬於  $N_0$  類者降雨必少無疑，若為  $N_L$  類時，而颱風中心離花蓮較近時，則颱風眼附近之暴雨可直接到達花蓮。

由以上討論結果顯示，可發現若干事實甚為重要，茲分述如下：

(1) 臺北及花蓮之預測雨量，在颱風距離較遠或通過東經 120 度 12 小時後常有偏高現象，因實際降雨常在 5mm 甚或 1mm 以下。

(2) 當颱風距離臺灣最近之 36 小時暴雨量預測總值，常與實際降雨甚接近，至多誤差不超過 20%。

(3) 若能預測颱風侵襲或登陸時間（誤差可至 6 小時）及地區，並估計中心氣壓值，則依迴歸方程式計算值，再加上偏差值之訂正（15-20mm），對預測颱風雨量將很有幫助。

## 六、結 論

綜合本篇討論，可獲得以下幾點結論：

(1) 颱風呈對稱型時，雨量隨距離颱風中心之遠近而定，距離颱風中心近者雨量多，尤以距中心一個緯度以內最大，反之則少，而 90% 以上之雨量集中於距離中心 2 個緯度半徑範圍內。若颱風呈非對稱型時，雨量分佈常成不規則，為受氣壓型分佈所支配，在北部及東北部地區常造成較大之雨量。

(2) 颱風雨量之垂直分佈隨颱風強弱及路徑而略有差異，一般在 900m 附近常有最高雨量，但隨颱風路徑之南偏而稍有上升 100 至 200m；另一較高雨量高度則在 2500m 左右。

(3) 各路徑颱風平均日雨量分佈，不因資料增多及時間延長而有大大變化，顯示其穩定，由於其恒常性，乃更俱有預報價值。

(4) 用颱風中心氣壓及最短距離，預測最大日雨量， $R$  與  $P$  之相關，以  $N_0$  類臺北 -0.44，及  $N_L$  類臺中 -0.44 較佳。 $R$  與  $D$  之相關， $N_0$  類花蓮 -0.61 最好。

(5) 用颱風中心及上海至臺北、臺中、臺南、花蓮氣壓梯度，預測 12 小時之颱風降雨，頗為有效。 $R$  與  $G_1$  之相關，以  $N_0$  類臺南 -0.37， $N_L$  類臺北 0.36 較好。 $R$  與  $G_2$  之相關，以  $N_0$  類臺北 0.59，臺南 -0.40

， $N_L$  類臺北 0.44，花蓮 0.60 為較佳。在預測低雨量時有偏高現象，但在颱風暴雨期間 36 小時之總雨量，以臺北及花蓮效果甚佳，尤其當颱風為典型之  $N_0$  類及  $N_L$  類時，準確性更高。

### 參 考 文 獻

- (1) 魏光恆、謝信良、林民生 (1971)：「颱風特性與臺灣雨量之研究」氣象學報 17 卷 3 期。
- (2) Riehl & Malkus (1961)：Some Aspects of Hurricane Daisy, 1958, Tellus 13, p 181-213.
- (3) J. W. Trout (1971)：Horizontal Asymmetries in a Numerical Model of a Hurricane, NOAA, TM ERL NHRL-93, Nov. 1971.
- (4) Riehl (1968)：Tropical Meteorology p. 111-112.
- (5) Simpson (1964)：Experiments in Hurricane Modification Scientific American, Dec. 1964.
- (6) 俞家忠 (1970)：颱風侵襲下臺灣各地雨量及臺北盆地水災之初步研析 (氣象預報與分析第 45 期)
- (7) 臺灣累年氣象原簿 (中央氣象局)：1904-1970.
- (8) 臺灣七十年之颱風 (臺灣省氣象局)：Nov, 1967.
- (9) 周根泉 (1964)：「臺灣地區暴雨特性之研究」氣象學報 10 卷 3 期。
- (10) C. E. P. BROOKS and N. CARRUTHERS (1952)：Handbook of Statistical Methods in Meteorology.

## 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、惠稿文責自負、詳細規定請據本學報補充稿約辦理。
- 十一、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象局氣象學報社收。

(請參閱補充稿約)

保 密 防 諜 · 人 人 有 責

匪 諜 自 首 · 既 往 不 究

# 臺灣地區地震次數與地震規模之關係

徐 明 同

## *Magnitude-frequency Relation of Earthquakes in Taiwan*

*Ming-tung Hsu*

### *Abstract*

It is generally accepted at the present time that the frequency of earthquakes,  $N$ , increases with decreasing magnitude,  $M$ , according to Gutenberg-Richter's statistical relation,

$$\log N = a - bM$$

where the constant  $a$  depends upon the period of observation and the size of the region considered. On the other hand, the constant  $b$  is independent of the period of observation and the size of the region considered, and indicates the relative proportion of earthquakes with high and low magnitudes, provided the number of earthquakes taking into account is sufficiently large. The constant  $b$  is directly related to the tectonic characteristics of the region concerned and therefore may be regarded as a representative seismotectonic parameter.

Considering the geotectonic conditions, the seismic zone in and near Taiwan is divided into three sub-seismic zones namely, (A) West seismic zone, (B) East seismic zone, and (C) Ryutai seismic zone. Using the method of least square, the values of  $a$  and  $b$  of corresponding areas are computed. They differ from an area to another and it seems that the values of  $a$  increase proportionally with the values of  $b$ . The values of  $b$  in Taiwan area are falling into the range of 1.0-0.7 which are for the Circum-Pacific and Alpide orogenic zones including island arcs of big islands after Miyamura.

### 一、引 言

中央氣象局(舊稱臺灣省氣象局)於1896年在臺灣地區開始氣象觀測,同時也辦理地震觀測。於1897年在臺北裝置 Gray-Milne 型地震儀後,陸續在臺南、澎湖、臺東等測候所裝置同型式的地震儀,並加設大森型地震儀以及強震儀等,臺灣之地震觀測,因之乃步入科學的儀器觀測時期。於1920年代,始完成初步觀測網,可收集有感及無感地震之資料。

初期裝用儀器倍率較低,僅20~30倍,無法得到完善之觀測紀錄。後於1928年在臺北開始安裝

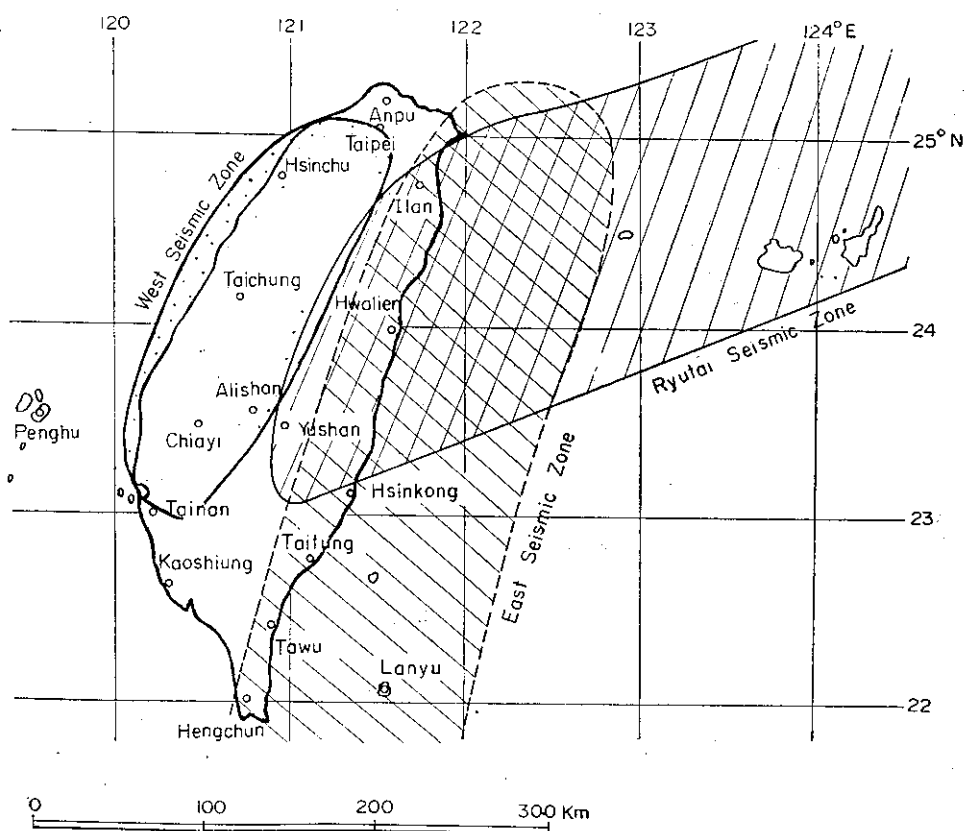
Wiechert 型地震儀,倍率增為80倍。嗣續在臺南、花蓮、阿里山、臺東、恒春、臺中等所亦設置此種地震儀,故於1930年代之上半期,觀測網已顯著加強,可作震央及震源之調查。各測站的振動紀錄也因此比較完善。1935年,因新竹、臺中發生烈震,引致空前地震大災害,故氣象局續在新竹、宜蘭、大武、新港等處裝設 Wiechert 地震儀及其他地震儀。

臺灣光復後,在1951年,花蓮及臺東地區再度發生大地震,因配合耐震工程需要,增設加速度地震儀及新型強震儀。1963年獲得美國商務部海岸大地

測量局之補助，建設鞍部世界標準地震站，裝置高倍率（爲 750 倍）長週期電磁式地震儀及高倍率（爲 6,250 倍）短週期電磁式地震儀各乙套，各爲三分量，我國地震觀測隨之亦邁進了現代化的另一階段。

由於 1930 年代以後的地震資料較爲完善，筆者 [1] 曾於 1970 年參照美國、英國及日本的觀測報告，計算臺灣地區所發生的地震之規模  $M$  (Earthquake magnitude)。所計算者爲  $M$  大於或者等於 4.0 之地震，而得到比較完善之地震目錄，包括發震時間、震央、震源深度及地震規模等。

根據 Le Pichon [2] 的板地體構造學 (Plate tectonics) 及 Isacks and Oliver [3] 的新地球構造學 (New global tectonics) 學說，地震係發生於板的兩端或者板與板的臨界。即地震發生區域和地體構造 (Structure of the earth's crust) 有密切的關係。考慮這種關係，筆者 [1], [4] 曾把臺灣地震帶分爲 3 個副地震帶 (Sub-seismic zone)，即(1)西部地震帶，(2)東部地震帶及(3)琉台地震帶，如第一圖。以下 A 區代表西部地震帶，B 區代表東部地震帶，C 區代表琉台地震帶，而 B' 區代表東部地



第 1 圖 臺灣地區地震觀測站和地震帶

Fig. 1 Seismic Stations and Seismic Zones in Taiwan Region

震帶除掉和 C 區重疊部分即東部地震帶偏南部份，A+B'+C 區則代表整個臺灣地區。

本文應用自 1936 年至 1969 年臺灣地區地震目錄 [1]，研究各副地震帶及全臺灣的地震次數與地震規模之關係，藉以進一步了解臺灣地區地震活動狀況以及和地體構造之關係。

## 二、地震規模

我們知道地震大小有二種含義。一為地震本身之大小，例如「今天伊朗發生大地震」的說法，雖然我們感覺不到，但從災害狀況及觀測紀錄，我們知道它的大小。這時「地震」表示整個地震現象。另一為地震動的大小或者強弱，例如「今天的地震擺得太厲害，房屋傾倒了」的說法，此時地震表示地震動或者簡稱地動。地震動之強弱通常用震度階級表示，亦可用物理量即加速度（單位為 gal）表示之。地震本身之大小叫做地震規模，可用人體有感範圍（面積或有感距離半徑），震央距離一定處的震度或地震動的振幅表示之，並可用能量（單位為 erg）表示之。

Richter [5] 於 1935 年首次使用儀器規模階級 (Instrumental magnitude scale) 定義地震規模 M，俾便比較各次地震大小關係。他着眼於同一震源及同一震央距離的地震，在某測站測得之記象，其最大動振幅較大者其地震規模必較大，而由其記象的最大振幅訂定 M。其定義為在震央距離 100 公里處之標準扭轉地震儀 (Wood-Anderson standard torsion seismometer)，(固有週期  $T_0 = 0.8$  秒，阻尼常數  $h = 0.8$ ，最大倍率  $V_m = 2,800$  倍) 所測記象最大振幅 A (單位為 micron,  $\mu$ ) 之常用對數為 M，即

$$M = \log A \dots \dots \dots (1)$$

如震央距離不等於 100 公里時可用下式

$$M = \log A - \log A_0 \dots \dots \dots (2)$$

A<sub>0</sub> 為標準地震 (M=0) 之最大振幅。

如無標準扭轉地震儀的地方，Tsuboi [6] 發見使用下列公式，可求得日本及其附近發生的地震規模 M。

$$M = \log a + 1.73 \log \Delta - 0.83 \dots \dots \dots (3)$$

上式的 a 為地動的最大振幅以  $\mu$  為單位。Δ 為震央距離以公里為單位。

筆者 [7] 從 Gutenberg 及 Richter 著作 [8] 尋找臺灣地區 M 已知之地震計 31 次，利用最小二乘法求臺北的地震最大振幅與 M 的關係而得

$$M = \log a + 2.24 \log \Delta - 1.77 \dots \dots \dots (4)$$

此顯然因所引用的地震次數太少之故。後又利用此公式實際計算的結果，發現震央距離 100 公里附近的地震，其 M 值較好外，其他均不太符合。

自世界標準地震觀測網完成後，臺灣附近發生的地震，其規模既知者增加不少。美國國立地震情報中心 (National Earthquake Information Center) 所發表的地震規模，為統一地震規模階級 (Unified magnitude scale) m，根據 Ichikawa [9] 所得 m 和 M 有下列關係，

$$M = 0.76m + 1.58 \dots \dots \dots (5)$$

根據此公式，由 m 很容易算出 M。至於大地震 (M ≥ 7) 之地震規模亦可自 Duda [10] 的環太平洋地震帶大地震目錄尋找之。

1971 年筆者 [1] 使用上述方法，從新計算由地動最大振幅求 M 之公式。這次所應用地震計達 165 次，而全臺灣各站的地動最大振幅資料達 666 箇，而得 M 的新公式如下：

$$M = \log a + 1.09 \log \Delta + 0.50 \dots \dots \dots (6)$$

應用此式計算自 1936 年至 1969 年的 M 大於 4.0 的所有地震計 2,510 次，其結果詳列在參考文獻附錄 [1] 之中。

## 三、地震次數 N 與地震規模 M 之關係

現在大家都相信地震規模愈小，其次數愈多，此觀念可用 Gutenberg-Richter [8] 的公式表示，即

$$\log N(M) = a - bM \dots \dots \dots (7)$$

N(M) 表示 M 至 M+dM 的地震次數，常數 a 依觀測年數和所考慮的地區的面積大小而定，等於 M 為零的地震次數的對數。但常數 b 和觀測年數和所考慮的面積大小無關，僅表示此直線的梯度，即 M 小的地震對 M 大的地震的比率。即表示某一地區的地震特性常數，根據 Miyamura [11] 研究，b 和當地地體構造 (geotectonics) 有關。因此關於世界各地的 b 值，最近十幾年來計算者不乏其人。當推算常數 a 及 b 值時，筆者 [1] 曾作數值實驗，發見地震次數太少時，b 值不準確，最少應有 400 次以上所得 b 值才算可靠。

有關臺灣地區的 a 及 b 值，依照引言所述，可分成 A, B, B', C 及 (A+B'+C) 等區計算。各區地震年次數和地震規模如第 2 至第 6 圖第 1 至第 5 表，及。由這些圖，我們知道地震次數 N 於 M 大約等 4.7 附近時為極大，通常 M 愈大 N 愈小，但 M 等於 4.7 以下時，N 亦隨之減小。此表示 M 4.7 以下的地

第1表 依據地震規模統計地震發生次數(A地區)

十一

Table 2 Yearly number of earthquakes according to magnitude (Area B)  
第2表 依據地震規模統計地震發生次數 (B 地區)

M	4.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9	5.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9	6.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	9	7.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	計	
Year																																								
1936	1			1	2	2	1	3	2		4	2	1	1			1	1						1								1								24
37		3	5	7	5	7	10	5	1	6	7	4	3	3		2	1	1	1						1	1							1							74
38	2	1	3	3	4	8	9	13	9	5		2	1	3		4	1		1	1	1		2									2							75	
39		1	1	1		4	1	4	3	1	2	2		2				1									1												24	
40			2		2	4	3	2	2	1	4	2	2	1	1	2	1		1			1																	31	
41	3		2	3		11	3	4	5	2	1	2	2		1	1		1	1	1																			42	
42	2	3	1	1		11	4	3	6	1	2	2	3	3	3	2		2	2	1																			52	
43		1	1	4	6	16	10	4	8	6	4	4	5	1	3	1	4	3				1	1	1															84	
44				2	8	11	10	11	9	3	5	8	5	1	3	2	2	2	2							1													85	
45		1			1	2	3	3	7		1	2	1	2	1		1	1	1		1																	26		
46			2	2	1	4	5		1	4	4	2	3	2	1	1	1	3	2	1					2			1											42	
47	4	7	4	3	4	9	7	6	4	6	3	5	2	4	4	3		2	1	2																		80		
48	3	1	2	1	2		3	1	1	1	3	3	4	2	1	7	1	1	5	1																		44		
49	2	1			2	1		2	3	4	1		2	1		1		3			1																	24		
50	2	1				1	3	2	3	1		12	3	1	1	4	3	1	1																			27		
51	17	11	11	10	15	20	16	14	25	21	8	2	11	12	10	13	20	17	7	11	7	5	1	5	1	1					2		1					304		
52	5	3	5	8	8	7	6	11	5	8	2		4	4	3		1	2	2	1	1																	89		
53	3	3	4	2	4	3	4	5	6	2	4	1		1			3	2		1																		47		
54	2				3		6	9	4	2		1	2		3		1		1						1													35		
55	1		1		2	2	4	4	6	2	2	1	4	1	5	3	2	2		2	1			1		1		1										48		
56			2	2	2	1		7	2	2	3	2	2		1		1		1																			27		
57	1		2	3	5	5	2	6	12	5	3	2	3	1	2	3	3	1			1						1							1				62		
58	5	1	3	3	4	5	3	7	2	3	1	2	4	1	2	2		2	1	1																		52		
59	1	1	2	5	3	6	6	11	7	7	2	3	1	2	2		4					1				1										1		66		
60	3			1	3	4	4	2	5	2	2		4	1			1	1																				36		
61		1	2	2	3	1	2	6	4	2	6		2		1		1	1	2	1						1												38		
62		6	2	3	2	2	4	4	5	7	3	3	4	5		1						2																53		
63	1	4	2	3	3	6	8	7	4	8	5	2	5	3	3	3	4	1		1	1	1										1						76		
64	2	2		3	2	4	5	4	5		2	2	3	1	4	1	2	2	1				1															46		
65	4	4	5	5	2	3	4	4	5	1	1	7	1	2	1		4	2	2	1					1													59		
66	2		3	4	4	1	6	8	8	7	3	10	10	5	5		3	3	1	4					1										1			89		
67	1	1	5	3		4	5	4	4	1	1	4	3	6	3	3	5	2	1			1																57		
68	2	5	8	8	5	1	8	3	8	4	2	4	2	5	3	4	2	1				1										1						77		
69		1					2	1	2	1	2	5	2	1		3	1	1	1																			23		
計	69	63	80	93	107	166	167	180	183	126	93	103	102	79	68	65	75	55	41	30	16	14	6	9	6	5	2	2	1	0	4	3	1	2	0	1	0	1	2018	

Table 3 Yearly number of earthquakes according to magnitude (Area B')  
第3表 依據地震規模統計地震發生次數 (B' 地區)

M	4.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9	5.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9	6.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9	7.0	.1	.2	.3	計
Year																																			
1936				1		1	1	2	1		2	1	1	1									1								1			14	
37		1	4	5	5	4	2	4		3	3	2	2	2		1	1		1							1					1			42	
38		1	2	1	3	3	5	3	2	1						2			1	1	1									1			27		
39			1	1		1		2	2	1				1				1			1												11		
40						1	1		1				1																				4		
41	2		2	2		9	2	2	1	1	1		2			1																	25		
42		1	2	1		3		1	4		2		1			1			1														17		
43		1		1	4	7	4	2	2	2	2	2	3	1	2				1			1		1									36		
44			1	2	4	2	2	4	2			3	2		1	1		1															25		
45			1				1		2			1	1																				6		
46							2				1	1	2			1	1	2															10		
47		1			1	1	2					1			2					1													9		
48	1									1		2					1		2														7		
49									2					1								1											4		
50																	2	1															3		
51	4	6	4	4	4	9	4	3	3	2	2	2	3	2		1	2	2	1	1	1		1									1	62		
52	2	1	2	2	1	1		1	2	1	1	1	2				1	1	2														20		
53	3	1	1		3	2	2	2	4					1				2															17		
54	1				2		3	2	4				1		1	1																	17		
55						1	1	4	2	1	1	1	1	1	1	1	1			1	1			1	1			1				20			
56			1	1			2		2	2	1		1	1	1																		9		
57	1		1	1	1		1	2		2		1	1	1	1			1															13		
58	1		1		2	2		2	1		1	1			1		1		1	1									1				14		
59			1	3	2	2	3	6	4	3		2	2	2	1		3	2		1		1				1							41		
60	2				1	1	2	1				2																					9		
61				2	1		1	1	1	1	1				1		2																10		
62			1	2		1		1			1																						6		
63		1	1			1		1	1	1	1			1																			8		
64	2			1		1	1	1	1	1		2	2	1	1				1		1												15		
65		1	1		2		3	1	1	1	1	2	3	1	2		2		1		1			1									25		
66				1		1	1	2	2		1	2			2				1														13		
67						2	1	1		1				2		2		1	1														9		
68	2	2	5	5	1		2	2	6	1		2					2													1			33		
69						1				1		3	1																					7	
計	21	17	32	36	37	53	48	51	50	28	22	33	34	19	17	11	23	15	11	5	7	3	2	3	1	2	0	1	1	0	3	1	0	1	588

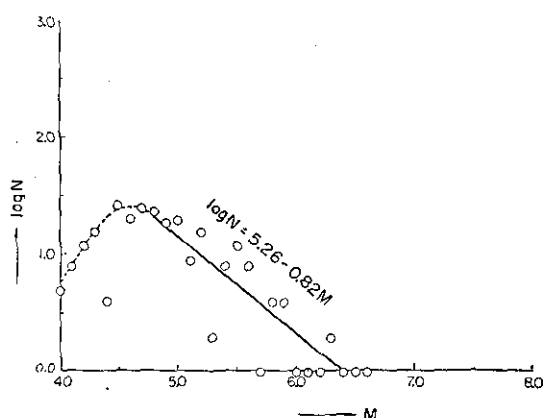
Table 4 Yearly number of earthquakes according to magnitude (Area C)

第4表 依據地震規模統計地震發生次數(C地區)

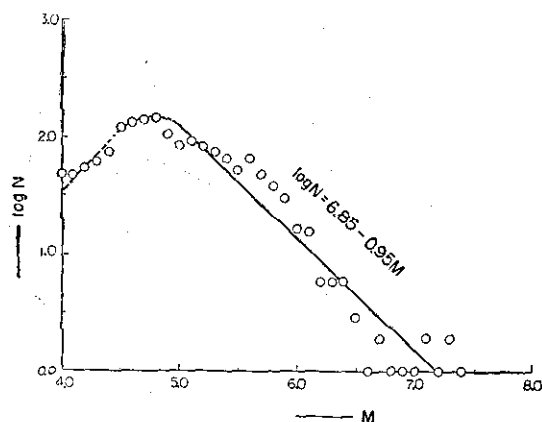
Year	M																												計										
	4.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9	5.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9	6.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7											
1936			1		2		1		1		1	1																	7										
37		4	1	4	2	4	10	3	2	3	5	2	2	2	1	1	1	1			1				1				50										
38	2		1	2	2	4	4	11	7	4	1	2	1	3	1	3	1				1	1	3				1		55										
39		1		1		3	1	2	2		2	2		1	1											1			17										
40			3		2	3	2	2	2	1	4	2	1	1	1	2	1		1			1							29										
41	1		1	1		6	3	2	5	3	2	3		1	1			1	1										31										
42	2	2				9	6	2	3	1	1	2	3	5	3	2			2	2	1								46										
43			1	3	4	9	7	2	7	4	2	3	3		1	1	5	2	1				1						56										
44					4	9	10	7	7	3	5	5	4	1	2	1	1	3	2	3	1	1			1				70										
45					1	2	1	3	5	1	1	1		2	1	1	1	1											20										
46			2	2	1	4	3	1	1	5	3	1		2	1	1		2	2	2				2			1		36										
47	4	5	4	3	3	9	5	7	4	7	3	5	2	4	3	3	1	2	2	2		1						1	80										
48	2	1	2	1	2		3	1	1		4	2	4	2	1	6	2	1	3	1	1								40										
49	2	1			2	1		2	2	4	1			2	1		1		4							1			24										
50	2	1				1	3	2	3	1			3	1	2	4	1		1										25										
51	13	5	7	6	10	12	13	11	21	19	7	10	9	10	10	12	20	15	7	10	6	5	1	5	1	1		2	1	249									
52	3	2	4	7	8	6	6	10	3	7	2	1	2	4	2		1	2	2	1	1		1						75										
53		2	3	2	1	1	2	6	4	2	4			2		1	2				1								33										
54	1		1	1	1	4	7		2		1	1			2		1		1										22										
55	1		1		2	1	3	2	4	2	2		3		6	2	2	2		1					1				35										
56			1	1	2	2		5	2	1	2	1	1		1		1		2										22										
57			1	2	4	5	1	5	13	3	3	2	3	2	2	3	3	1			1				1			1	56										
58	4	1	2	3	2	3	3	5	1	3	1	1	5	1	2	2		1	1	1									42										
59	1	1	1	2	1	5	4	5	3	4	2	1		1	1		1	1										1	35										
60	1			1	2	3	2	3	5	2	2	1	4	1		1	1												29										
61		1	2		2	1	2	5	3	1	4	2	3	1	2	3	1	1	2	1					1				38										
62		6	1	1	2	2	5	3	5	7	2	3	4	5		1					1	3							51										
63	1	3	1	4	3	5	9	6	3	7	4	2	5	2	3	3	5	1		1	2	1					1		72										
64		2		3	2	3	4	4	5		2	2	3		2	1	2	2	1			1							39										
65	4	3	4	5	1	4	1	3	5	1	1	6		2	1	1	4	1	2	1									50										
66	2	1	3	3	4	1	5	8	10	6	6	15	10	7	4	1	3	3	2	4				1	1			1	101										
67	2	1	4	3		4	4	5	5	2	1	6	3	6	3	4	4	2	1			1							61										
68		3	4	3	4	1	6	1	4	3	2	2	3	7	3	3	1	1				1							52										
69		1					1	3	2		3	5	2	1	1	3	2	1											25										
計	48	48	55	63	76	123	134	144	150	109	85	92	84	77	67	63	68	49	40	31	17	16	6	6	6	3	1	2	1	0	1	2	1	2	1	1	0	1	1673

Table 5 Yearly number of earthquakes according to magnitude (Area A+B'+C)  
第5表 依據地震規模統計地震發生次數 (A+B'+C)

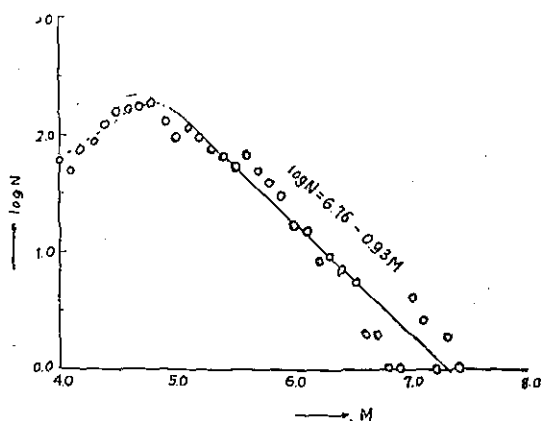
M	4.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9	0.5	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9	6.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9	7.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	計
Year																																							
1936			1		3	2	3	4	4	4	2	3	2	2	1		2	2		1			1										1						38
37		5	7	10	7	9	13	7	3	7	10	4	6	4	2	3	3	1	1		1				1	1							1						106
38	2	2	3	4	6	13	10	17	11	6	1	2	1	3	1	6	1		1	1	2	1	3			1						2							99
39	1	2	1	4	1	7	2	5	6	1	2	2		2	2				1	1		1						1										42	
40		1	5	1	2	5	3	3	3	2	4	2	2	1	1	4	1		1			1																42	
41	3		4	4		18	7	4	6	4	8	3	3	1	1	2		1	1						1							1						72	
42	5	3	3	3		15	7	3	7	1	3	2	4	5	4	2		3	2	1																		73	
43		1	3	5	8	16	12	7	10	7	5	5	6	1	4	2	5	3	1	1		1	1	1														105	
44			1	3	8	11	12	12	9	3	5	8	6	1	3	2	2	3	2	3	1	1			1													97	
45			1		1	2	3	3	7	1	2	2	1	2	1		1	1																				28	
46		1	2	2	1	5	5	1	1	5	5	2	3	2	3	2	1	4	2	3				1	2			1										54	
47	4	7	4	3	4	10	7	9	4	9	3	6	3	4	5	4	1	2	2	3		1												1			96		
48	3	2	2	1	2		3	1	1	1	4	4	4	2	1	7	2	1	5	1	1																	48	
49	2	1			2	1	1	2	4	5	1			3	1		1		4		1							1										30	
50	2	1		1		1	3	2	3	1			4	1	2	4	3	1	2	1																		32	
51	17	11	11	11	13	22	19	15	26	22	10	12	13	12	10	14	22	17	8	11	7	5	2	5	1	1					2		2					322	
52	5	3	6	9	9	7	6	12	5	9	3	2	4	4	2		3	2	4	1	1			1														98	
53	3	3	4	2	4	3	4	6	6	2	4			1	2		3	2		1																		50	
54	2		1		3		8	10	5	3		1	3	1	3	1	2	1	1						1													46	
55	1		1		2	2	4	6	6	4	3	1	5	1	7	3	3	2		2	1			1		1		1										57	
56			2	2	2	3	1	8	5	3	4	1	2	1	3		1		2																			40	
57	1		2	3	5	6	2	7	14	6	3	3	5	3	2	3	4	1		1						1								1			73		
58	5	1	3	3	4	6	3	7	2	3	2	3	5	1	3	2	1		3	1	1																	59	
59	2	2	2	5	4	7	8	11	7	8	2	3	2	3	2		4	3	1		1	1			1			1								1		81	
60	3			1	3	4	5	4	5	2	2	3	5	1			1	1																				40	
61		1	3	3	3	1	2	6	4	2	5	2	3	1	3	3	3	1	2	1					1							1						50	
62		6	2	3	2	3	5	5	6	8	4	3	4	5		3					1	3																63	
63	1	4	3	4	3	6	9	7	4	8	5	4	5	3	3	3	5	1		1	2	1											1				83		
64	2	2		4	2	6	8	8	11	3	6	6	8	2	3	2	3	3	1	1		1		1														83	
65	4	5	6	5	3	5	5	5	8	2	4	8	3	3	3	1	6	2	2	1	1		1		1													84	
66	2	1	3	4	4	1	6	10	12	8	6	17	12	7	6	1	4	4	2	4					1	1									1			117	
67	2	1	5	3		4	6	6	7	3	2	6	3	8	4	4	5	3	2			1																75	
68	2	5	9	8	5	1	8	4	10	4	3	5	4	7	3	5	3	1				1										1						89	
69		1		1	1		2	3	2	1	3	10	3	1	2	3	3	1	1																			38	
計	74	73	99	115	117	203	203	220	124	156	127	134	134	98	92	86	99	65	55	40	24	19	8	11	8	5	1	3	2	0	4	4	1	3	1	1	0	1	2510



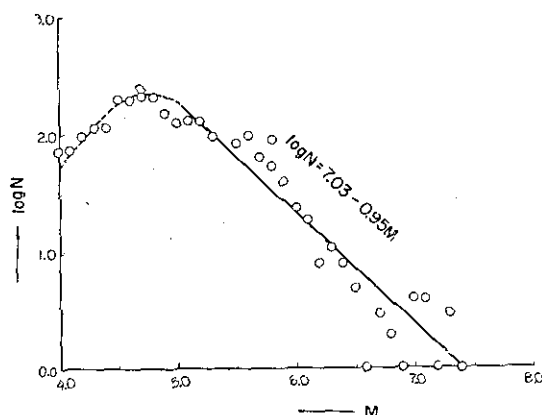
第2圖 地震次數與地震規模之關係 (A 地區)  
Fig. 2. The number of earthquakes versus magnitude (Area A)



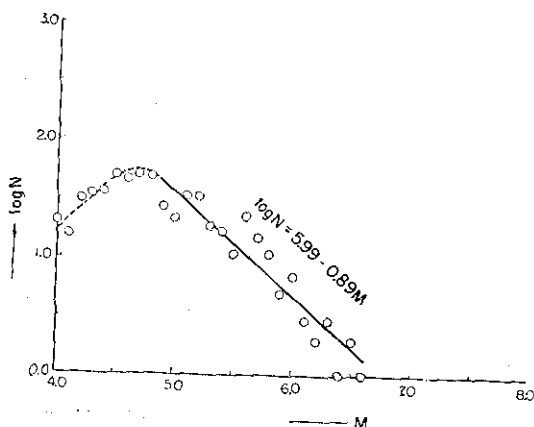
第5圖 地震次數與地震規模之關係 (C 地區)  
Fig. 5. The number of earthquakes versus magnitude (Area C)



第3圖 地震次數與地震規模之關係 (B 地區)  
Fig. 3. The number of earthquakes versus magnitude (Area B)



第6圖 地震次數與地震規模之關係 (A+B'+C地區)  
Fig. 6. The number of earthquake versus magnitude (Area A+B'+C)



第4圖 地震次數與地震規模之關係 (B' 地區)  
Fig. 4. The number of earthquakes versus magnitude (Area B')

震，實際有許多未被現有的觀測網測到，即臺灣現有地震觀測的地震檢知能力僅能達  $M$  等於 4.7 的程度，也就是小區域地震 [12]。

關於 A 及 B' 區， $\log N$  和  $M$  在  $M$  等於 4.7 至 6.6 間有線性關係存在，而 B, C 及 (A+B'+C) 區線性關係在  $M$  等於 4.7 至 7.4 間成立。在上述  $M$  範圍內的地震次數，A 區為 155 次，B' 區為 286 次，B 區為 1,366 次，C 區為 1,124 次而 (A+B'+C) 區為 1,624 次。

依照最小二乘法，決定第 (7) 式的  $a$  及  $b$  之數值。其結果如第 6 表。依照前述的判定基準，於 A 及 B' 區所使用地震次數，稍嫌不足，但 B, C 及 (A+B'+C) 區的  $b$  值已相當可靠。而 C 及 (A+B'+C)

第六表 臺灣之 a 及 b 值

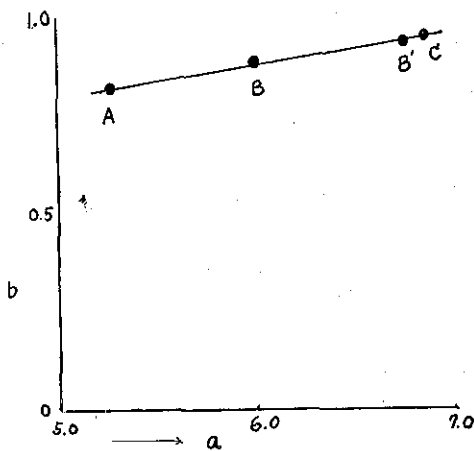
Table 6 The values of a and b in Taiwan

區 域	a	b
A	5.26	0.82
B'	5.99	0.89
B	6.76	0.93
C	6.85	0.95
A+B'+C	7.03	0.95

區的 b 值為 0.95。Tomita 和 Uteu [13] 使用不同資料，計算臺灣地區的 b 值，其數值亦為 0.95 完全和筆者的結果一致。

第 7 圖表示 a 及 b 值的關係，b 值有隨着 a 值增加而增加的趨勢，其關係可由下式表示，

$$b = 0.077a + 0.419 \dots \dots \dots (8)$$



第 7 圖 a 值和 b 值之關係

Fig. 7. The relation between a and b

#### 四、b 值之物理意義

根據 Miyamura [11]，某地區 b 值的大小和其地區地體構造有密切的關係。綜合世界各地的 b 值，而得第 7 表。宮村 [14] 考慮各地區的地質學的歷史及地體構造，把第 7 表歸納為如下三種。

(一) 於海洋中的海嶺（包括小島），裂線，沿海溝的地帶及島弧地帶，b 值較大，大約 1.8~1.0 的程度。

(二) 於環太平洋，阿爾卑斯及喜馬拉雅地帶，b 值大約 1.0~0.7 的程度。

(三) 於大陸內地溝帶，穩定臺地週圍的可動帶，

第 7 表 世界各地區之 b 值（參照宮村並加以補充）

Table 7 The values of b in the various part of the world (after Miyamura with addition)

地 區	b 值
東太平洋	1.8
北極海	1.6
大西洋	1.4
印度洋，東加一刻馬得克群島	1.3
印度洋—南極方面，東北日本濱太平洋地區	1.06
全日本	1.03
所羅門群島	1.01
加羅林群島—馬利亞納群島，全臺灣	0.95
巽他列島，中央美洲，墨西哥，土耳其	0.9
南加利福尼亞	0.88
紐西蘭	0.87
日本—堪察加	0.8
高加索	0.74
貝加爾	0.7
日本濱日本海地區	0.66
匈牙利	0.65
東非洲西剖裂谷	0.61
伯米爾—貝加爾	0.6
中國大陸	0.57
芬奴斯康地	0.46
南美洲	0.45
澳洲	0.4

舊的褶曲山地及大陸臺地，b 值大約為 0.7~0.4 的程度。

以上三種大約依照地質學史的新舊秩序排列。這種事實非常重要。現在我們所觀測的地震活動特性，M 大的地震和 M 小的地震比率，即 b 值足以反映該地區的地質學歷史。地震發生的地方，因其地質學史，分為幼年、壯年及老年階段。從現在觀察，如在幼年期，b 值較大，壯年期 b 值居中，而在老年期之 b 值較小。

據 M.ogi [15] 從實驗室裡的岩石標本破壞實驗研究，衝擊大小和其次數的關係發見，與地震規模與

次數關係相似。而且所使用岩石標本不同時，其  $b$  值亦不同。他發見標本物質愈不均勻， $b$  值愈大。

地震發生地區， $b$  值大的地方為島弧及海嶺地區，如應用 Mogi 的結論，這種地區現在造山活動頗活躍，地體構造不均勻，故  $b$  值較大。而大陸穩定臺地  $b$  值較小，表示其地體構造比較均勻。

關於臺灣地區之  $b$  值落在宮村(二)的範圍中，即  $1.0 \sim 0.7$ ，可表示環太平洋（包括島弧地帶中較大島嶼或半島）的地體構造。

## 五、結 語

本文筆者根據最近三十四年來（1936 年至 1969 年）在臺灣地區所發生地震的地震規模，推算求出地震次數與地震規模的關係。從地體構造考慮，把臺灣地區地震帶分為東部、西部及琉台等三副地震帶，使用最小二乘法求下列經驗公式

$$\log N = a - bM$$

之常數  $a$  及  $b$  的數值，並討論  $a$  及  $b$  值的物理意義。臺灣各副地震帶的  $b$  值落在  $0.7 \sim 1.0$  範圍內，表示此一地區是屬於環太平洋包括島弧地帶中較大島嶼的地體構造。 $a$  及  $b$  值均代表某地區地震活動特性，故亦可進一步說，已把臺灣地區地震活動特性，得到量化的表示。各地區地震次數與地震規模的關係確立後，可推算該地區  $M$  多大的地震，在多長的時間內所發生的次數。

## 六、附 誌

本研究獲行政院國家科學委員會之補助克以完成，特此申謝。所使用地震觀測資料係內子鄭九惠從中央氣象局地震觀測原簿抄錄及統計而成，亦一併附此誌謝。

## 參 考 文 獻

1. Hsu, M. T.: Seismicity of Taiwan and some related problems, Bull. IISSE, Tokyo, Vol. 8, 1971, 40-160.
2. Le Pichon, X.: Sea-floor spreading and continental drift, J. Geophys. Res., 73, 1968, 3661-3697.
3. Isacks, B. and J. Oliver.: Seismology and the new global tectonics, J. Geophys. Res., 73, 1968, 5885-5899.
4. 徐明同：臺灣地區有感地震次數與震度之關係，氣象學報，第 16 卷第 3 期，1970, 24-28.
5. Richter, C. F.: An instrumental earthquake magnitude scale, Bull. Seism. Soc. Am., 25, 1935, 1-32.
6. Tsuboi, C.: Determination of the Richter-Gutenberg's instrumental magnitudes of earthquakes occurring in and near Japan, Geophys. Notes, Tokyo Univ., 4, 1951, 1-10.
7. Hsu, M. T.: Seismicity of Taiwan, Proc. 3rd World Conf. Earthq. Eng., New Zealand, III/H/8, 1965, 1-8.
8. Gutenberg, B. and C. F. Richter: Seismicity of the Earth, 1954, 1-303.
9. Ichikawa, M.: Relationship between local earthquake magnitudes determined by body and surface waves, Zisin, 19, 1966, 280-220.
10. Duda, S. J.: Secular seismic energy release in the Circum-Pacific belt, Tectonophysics, 2(5), 1965, 409-452.
11. Miyamura, S.: Magnitude-frequency relations of earthquakes and its bearing on geotectonics, Proc. Japan Acad., Vol. 38, N1, 1962, 27-30.
12. 徐明同：臺灣地區地震活動，氣象學報，第 12 卷，第 4 期，1966, 33-51.
13. Tomita, H. and T.: Utsu, Magnitude determination of earthquakes in various regions of the world, Geophys. Bull. Hokkaido Univ. 19, 1968, 57-64.
14. 宮村攝三：地震活動之地體構造，地震第 2 輯，第 15 卷，第 1 號，1962, 23-52.
15. Mogi, K.: Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ, 40, 1962, 831-853.

# 用比擬法預估颱風侵臺期內之降水量\*

——臺灣地區颱風雨量客觀預報研究之初步報告——

戚 啓 勳

陳 文 恭

任 立 瑜

## *A study on the Prediction of Rainfall over Taiwan during Typhoon Invasion by Analog Techniques.*

Ke-hsun Chi    Wien-cong Chen    Li-yu Ren

### *Abstract*

The purpose of this research is to provide a forecasting aid of manual selecting punch cards to predict the following six-hour rainfall over certain areas or places in Taiwan by analog techniques during the typhoon invasion.

After analyzing those predictors primarily selected, the author finds out that the distance from Taipei to the center of typhoon and its direction together with the pressure gradient toward northwest and northeast direction from Taipei are most important for the coming six-hour rainfall prediction. The correlation among radius of gale wind and center pressure and its tendency with following six-hour precipitation is not important. No relation was found with pressure index over the Sea of Okhotsk, mean speed of typhoon within past six hours and the total distance which the storm had traveled over sea surface.

Nine hundred and twenty-six side holes punch cards have been prepared within the period of 1962-1967 including fifty eight storms which had passed through Taiwan or nearby areas.

### 一、前 言

臺灣地區受颱風之災害以洪水最為嚴重，但洪水預報之發佈則端賴降水量之預估。颱風經過期間預期可以獲得之降水量，其間涉及之因子甚多。在開闊之洋面上，颱風內部雲雨之分佈尚屬均勻，較易預測，但在地形複雜而又有高山阻擋之島嶼，則無論水平方向或垂直方向之氣流型，勢必受嚴重之修正與破壞，降水量因時因地而有極大之差異，萬難據其物理過程計算，或用模型作試驗加以估計。何況臺灣與大陸相鄰，秋季颱風侵襲時，高壓每同時南下，使雨勢之演變格外複雜。唯一可循之途徑似為分析以往歷年來之

實際記錄，找出各種預測因子，而後比照推斷。此種「比擬法」(analog techniques)原理極為簡單，過去用於預測颱風未來之動向，曾獲顯著之成效。

### 二、假設之前題

此種比擬法係自理論與實際經驗，初步找出所有與一地或一區颱風經過時降水量可能有關係之預報因子，假設此等因子當時之情形，連同局部地理環境，能控制未來某段時間內之降水量。從過去之記錄中加以驗證，將有關者保留，無關者放棄，或另行增加預測因子，各該預測因子並按相關之程度排列。

任何一種預測因子均不斷在改變，故此所謂未

\* 本文接受國家科學委員會補助

來之某段時間，既不能太長，以致在此段時間內各該預測因子變動太大而缺少代表性；也不能太短，以致失去預報上之價值，且製作預報過於頻繁，多有不便。按綜觀天氣之分析預報在正常之情況下既然每天繪四次天氣圖，故而以假設當時之各種預測因子影響未來六小時雨量最為適合，且能適應洪水警告之作業需要。倘其他用途需要預測未來二十四小時內之雨量，則可重疊四次，即第一次所用之各預測因子為實際分析所得，其後每隔六小時之三次則為預報或估計值。各種初步選定之預測因子經過驗證後，即可實際用於降水量之預測。

各地雨量既然相差懸殊，故而其次一個問題即為地理區域之劃分，劃定之區域既不能太大，以致因地理環境之不均勻，而使雨量與各預測因子之相關缺少代表性；也不能太少，以致分區預報過於繁瑣。根據以往歷次颱風侵臺所產生之雨量分佈加以分析，再配合自然環境，本研究決定將臺灣劃分為：北部、中部、南部、東部四區，先以北部為着眼點，而後逐區加以分析研究。與各區雨量相關之預測因子，在程度上可能大有出入。

其次一個問題為如何代表某一地區之雨量，按照水文氣象學之求面積法雖然合理但却不切實際。逐時觀測之雨量記錄唯有中央氣象局（亦即過去臺灣省氣象局）所屬各測候所較為完整，且使用較方便，故本研究決定以淡水、基隆、臺北、宜蘭四處之平均雨量作為北部雨量；嘉義、臺南、高雄、恆春四處之平均雨量作為南部雨量；花蓮、新港、臺東、大武四處之平均雨量作為東部雨量。臺灣中西部本局所屬測站較少，暫以臺中一處代表。此外，高山測站、鞍部、竹子湖、日月潭、阿里山等測候所之記錄可作為估計山地雨量之參考。

我人均知洪水預告對於極端雨量極為重要，歷來颱風中各地測得之最大雨量記錄大都並非氣象局所屬測候所之所在地，例如八七水災為斗六梅林，葛樂禮為桃園巴陵，解拉為宜蘭新寮。可見如需進一步瞭解極端雨量，則必須蒐集全臺灣之各自記雨量站記錄，特別是在山區，整理出每六小時之雨量，繪成等雨量線圖，得到六小時雨量之最大中心，以為估計各區極端雨量之依據。惟以此一部份工作費人力較多，列為下一年之計劃。

### 三、預測因子之初步選定

分析過去十多年來臺灣地區發生歷次颱風洪水之

原因，初步獲得之預測因子如下：

#### 1. 颱風中心之距離與方位

過去對於颱風雨量之研究，大都集中在分析颱風各類路徑與臺灣各部份總雨量之關係。但颱風路徑唯有事後始能確定，在預報當時無法斷定其未來路徑，以其隨時可能變更，況且路徑之分類極為粗略，缺少客觀依據。故以短暫時間之預報而論，則必須將路徑分解為颱風中心之距離與方位。此兩因子顯然與一地未來六小時內之雨量有關，蓋以颱風區內之雲雨帶大都愈近中心雲層愈厚，且愈近中心雲帶亦愈靠近，故而雨量亦較多。可見距離遠近對一地雨量多寡有關，應為一預測因子。

另一方面，颱風區內雲雨帶之分佈並不均勻此在雷達回波中可以證見。當逼近臺灣時，因氣流受地形影響之變形，雲雨帶自必遭受影響，根據我人之經驗，亦顯示颱風中心在一地之某方位常較在其他方位之雨量為多，可見方位似亦應為預測因子之一。

距離及方位初步以臺北為準，蓋本研究之第一目標為臺灣北部之颱風雨量預估，且預報工作之所在地亦在臺北。

#### 2. 颱風之中心氣壓與暴風半徑

根據一般常理與過去之經驗，凡颱風之聲勢愈強大，則帶來之雨量亦較多。至於如何量度颱風之強大與否，唯有從過去資料中考慮颱風之中心氣壓與暴風半徑。然而此種參數與一地雨量之關係極為微妙，例如以中心氣壓而言，凡中心氣壓愈低，繞入中心之氣流愈強暴雖為眾所習知之事實，但如一地位於背風面則可能因焚風效應更為顯著而產生相反之效果。至於暴風半徑則資料本身有欠準確。故而選定此兩預測因子僅屬試探性質，用以發掘其對於未來六小時之雨量究竟有無關聯。另一方面，颱風強弱對一地雨量之控制力實與距離相互牽制，亦即強大之颱風如距離較遠，帶來之雨量顯然不及一較近之小颱風。易言之，以整個颱風經歷而論，我人無法否定此兩預測因子對於一地雨量之重要性，但以瞬間情況對未來六小時雨量而言，可能無明顯之相關。

#### 3. 颱風中心之氣壓變率

由於颱風生命史中，中心氣壓之不斷改變，大致可以代表其生命階段，故中心氣壓之變率表示其強度趨勢係在增強抑或減弱。此與上面分析之中心氣壓相同，關係同樣微妙。根據我人過去之經驗，若干特例彼此確有關聯，例如民國五十五年之寇拉颱風，其路徑及強度與五十二年之葛樂禮極為相似，但寇拉帶來

之北部雨量遠不及葛樂禮，據事後分析獲悉前者侵臺時正在填充中，後者則在發展極盛時期<sup>(1)</sup>。又如五十七年九月之艾琳與五十六年十月之解拉，中心均遠在呂宋島之北海岸附近經過，其所以使蘭陽區及臺北區發生連續豪雨，據事後分析，除因當時高壓自大陸南下外，另一原因似為此兩颱風中心進入巴布烟海峽前，中心氣壓暴降達 100 毫巴之多<sup>(1)</sup>。此一預測因子亦與中心氣壓及氣壓梯度彼此牽制，但在初步分析中似不應予以忽視。亦即吾人必須從以往記錄中尋求過去六小時內颱風中心之氣壓變率對於臺灣北部（或其他地區）之未來六小時雨量有無相關，以及相關之程度如何。

#### 4. 氣壓梯度

我人據過去之經驗，久已獲悉臺灣西北方之氣壓梯度，代表冷空氣之輸入，以其對颱風本身之暖空氣有抬升作用，故其對北部地區之雨量關係特別重要。又如高壓出海，使臺灣東北方之氣壓梯度加深，此時如有颱風逼近臺灣，亦可使若干地區之雨量增多。相反言之，如颱風侵襲前大陸為低壓區，則無冷空氣輸入，僅受颱風本身梯度之影響，預期雨量不致太大。

大陸高壓南下之效應以九、十月間最為嚴重，預報時必須特別注意。此一預測因子如何計量頗有檢討餘地，本研究為節省人力，採取自臺北向西北方及東北方計算緯度五度內平均每一緯度升高之毫巴數，如果向西北方或東北方氣壓反而減低，則為負值。

話雖如此，此種氣壓梯度之計量亦受其他預測因子之牽制，包括中心之距離、方位、及深度（氣壓）等。故與雨量之關係亦不單純。

#### 5. 颱風之移動速度

以整個颱風經過期間一地獲得之雨量而言，如移行迅速則所得之雨量必較少；相反言之，如颱風移動緩慢，由於雨帶在一地上空歷時較久，獲得之雨量必較多。此雖為淺顯之事實，但如對未來六小時內之雨量而言，情況稍有不同。例如一地距中心稍遠，而位於雨帶與雨帶之間，則移動愈緩，停留在此無雨區內愈久，所得之雨量反而愈少。可見此一預測因子亦不簡單，我人必須自過去記錄中尋求事實依據。以五十二年之葛樂禮颱風而言，移動緩慢確為造成空前大水災原因之一。五十八年之芙勞西亦屬如此<sup>(6)</sup>。

#### 6. 鄂霍次克海之氣壓指標

根據中外氣象學者之研究<sup>(4)</sup>，鄂霍次克海上空春季之高壓對於長江流域之梅雨有重大之控制作用。我人分析歷次侵臺颱風則發現鄂霍次克海上氣壓之高低

，對於臺灣地區之雨量具有重大之控制作用。蓋以該處如為一低壓，勢必攝引西南氣流北上，臺灣上空之氣流必較濕潤、炎熱、而不穩定。相反而論，鄂霍次克海如為一高壓，則不利於暖空氣之北上，故本研究亦選定該處之氣壓指標作為預測因子之一，以探究其對於臺灣未來六小時雨量有無操縱能力。

#### 7. 東亞極槽之位置與深度

高空長波控制大規模之天氣已為眾所週知之事實，故東亞極槽之位置與深度顯然對颱風臨近時之雨量具有某種影響力，此項高空預測因子實際上為鄂霍次克海地面低壓指標之反映。假想在 500 毫巴面上，臺灣之北方有一深槽，勢必攝引西南氣流北上。反之，則不利於西南流之深入，惟此一預測因子頗難以客觀方法得到一定數字作公正之評估。

#### 8. 水汽含量

颱風本身氣團內之水汽含量顯然會影響經過地區降水量之多寡，但此項預測因子缺乏資料以為依據。近幾年來，飛機對颱風之偵察雖有中心上空 700 毫巴面上溫度及露點之測定，但該處為颱風眼內之下降氣流所在，能否代表颱風區內空氣之濕潤度頗有疑問，且資料不多，難以作每隔六小時之分析。另一種辦法則採用可能被侵襲地點之探空報告。以臺灣北部而論，當採用臺北或桃園之探空；當然利用南部之東港，相差亦不會大，但無論如何，每天最多只有兩次記錄，故本研究另行選用一種預測因子作為試探，並謀補救，即颱風過去在海上之歷程。按常理推斷，凡歷程愈遠則經暖海面之時間愈長，吸收之水份自必較多。以其與颱風移行之速度及距離等之關係錯綜複雜，不能寄望過高。

綜上可見：此初步選定之預測因子，必須根據以往記錄加以分析驗證，若干因子即使與一地或一區未來六小時之雨量有關，亦不可能有決定性之相關，蓋以各種預測因子彼此牽連，極為複雜，要在全般考慮，一一兼顧，始可得差強人意之結果也。

### 四、手選邊洞卡之設計

打洞卡 (punched cards) 之使用始於 1880 年，為霍爾勒里斯 (Hollerich) 所發明，故而打洞卡又稱為「霍爾勒里斯卡」。此種卡片分機選與手選兩種。近代發展之手選洞卡技術又有兩種，一種為透光卡，另一種為邊洞卡，透光卡雖有一定之使用價值，但在卡片之質量上及製孔之精確度上，技術要求均較高，且無打孔設備時，製孔較為困難，相反言之，邊

洞卡之技術要求較低，任何一種機選卡片均可用來製作邊洞卡<sup>(5)</sup>，邊洞卡係在卡片邊緣，打出有系統排列之一排或兩排圓孔。每四個圓孔即可代表十個數字，亦即十個組距之資料。每六個圓孔則可代表四十個組距之資料。如要表示其組距之量，只需將一個或幾個圓孔用鉗子或普通剪刀剪成缺口，例如四個孔一組代表1、2、4、7。如為3則剪1及2，如為5則剪1及4，如為9則剪2及7；餘類推。六個孔即再加A及B兩個都剪去或都不剪，加上剪其中一孔，即可用於四十個組距之預測因子。本研究初步選定之預測因子，除颱風中心之距離、方位、及中心氣壓採用六個孔

表出以外，其餘均只需四個孔。

此種手選邊洞卡頗能適合於用比擬法製作天氣預報，以其操作簡便而用費低廉。將上述初步選定之各項預測因子，分別按其精確度之需要分成若干組距，設計成之邊洞卡如圖1，卡片上包括年月日時，颱風之名稱編號，以及各測站未來六小時內之降水量與各區平均降水量。背後為一幅臺灣地圖，以為將來繪圖之用。

根據此種邊洞卡即可設計整理資料之作業表。為方便計，一種為預測因子之資料，另一種則為每小時及六小時合計與平均之各測站雨量資料。

年 月 日 時		距離(公里)(表1)						方位(10度)(表2)						中心氣壓(毫巴)(表3)						暴風半徑(哩)(表4)						氣壓變率(毫巴)(表5)						移動速度(每時哩)(表6)					
		A B 1 2 4 7						A B 1 2 4 7						A B 1 2 4 7						1 2 4 7						1 2 4 7						1 2 4 7					
		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					
		距離(公里)(表1)						方位(10度)(表2)						中心氣壓(毫巴)(表3)						暴風半徑(哩)(表4)						氣壓變率(毫巴)(表5)						移動速度(每時哩)(表6)					
颱風名稱(中文): _____ (英文): _____ 編號: _____ 隨後6小時雨量:(公厘) 自__月__日__時至__月__日__時 較 部 _____ 淡 水 _____ 嘉 義 _____ 花 蓮 _____ 竹 子 湖 _____ 基 隆 _____ 台 南 _____ 新 港 _____ 新 竹 _____ 台 北 _____ 高 雄 _____ 台 東 _____ 台 中 _____ 宜 蘭 _____ 恒 春 _____ 大 武 _____ 日 月 潭 _____ 北部平均雨量 _____ 南部平均雨量 _____ 東部平均雨量 _____ 阿里山 _____		31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46																																			

圖一 手選邊洞卡之設計

## 五、資料整理之範圍

我人過去分析之颱風資料，大都以侵襲臺灣之颱風為着眼點，亦即在本區釀成災患者。但本研究則必須以颱風中心進入某特定範圍為對象，五十七年之艾琳與五十六年之解拉，中心遠在一千公里以外，臺灣即發生豪雨。可見雨量預估至少應包括颱風中心在1200公里以內（以臺北為準）。如考慮北部之洪水，則舉凡臺北橋水位超過二公尺之颱風亦應包括在內。一般而論，臺灣地區發佈第一次海上颱風警報後即應估計未來六小時之雨量，針對以上三原則，初步資料整理目標為民國51年起至民國56年止之六年資料，資料之來源如下：

1. 本局之各該時次地面天氣圖及500毫巴圖；
2. 日本氣象廳之印刷天氣圖；
3. 本局及空軍氣象中心之歷年來颱風資料記錄表；
4. 本局歷年來之颱風調查報告，及各屬颱風報告表；
5. 美軍關島聯合颱風預報中心(JTWC)颱風之年報。
6. 日本氣象廳出版之歷年氣象要覽；
7. 本局所屬各測候所之月報表合訂本；
8. 臺北及桃園之探空記錄。

由於資料來源如此浩繁，故受人力限制，若干預測因子無法在第一年內整理完成，以下只能根據部份

年代及部份預測因子先加以分析。此六年資料所包括之颱風名稱，起迄時間，以及製成之邊洞卡數量見表一所示。

表一 本研究計劃初步完成之資料時期及製成邊洞卡數量一覽表

年別	颱風名稱	資料起迄時間 (月, 日, 時)	邊洞卡數
51	1. 賀普 (Hope)	5, 19, 02- 5, 21, 20	12
	2. 瓊安 (Joan)	7, 7, 14- 7, 10, 20	14
	3. 凱蒂 (Kate)	7, 19, 14- 7, 23, 20	18
	4. 娜拉 (Nora)	7, 29, 14- 8, 2, 14	17
	5. 歐伯 (Opal)	8, 4, 08- 8, 6, 20	11
	6. 莎拉 (Sarah)	8, 15, 14- 8, 20, 14	21
	7. 萬達 (Wanda)	8, 29, 14- 9, 1, 08	12
	8. 愛美 (Amy)	9, 2, 14- 9, 6, 14	17
	9. 黛納 (Dinah)	10, 1, 28-10, 4, 08	13
	10. 吉達 (Gilda)	10, 26, 02-10, 29, 08	14
	11. 凱倫 (Karen)	11, 14, 14-11, 16, 08	8
52	1. 羅絲 (Rose)	6, 8, 14- 6, 13, 02	19
	2. 雪莉 (Shirley)	6, 16, 14- 6, 19, 14	13
	3. 崔絲 (Trix)	6, 27, 20- 7, 2, 02	18
	4. 范迪 (Wendy)	7, 14, 14- 7, 17, 20	14
	5. 艾妮絲 (Agnes)	7, 19, 14- 7, 22, 14	13
	6. 卡門 (Carman)	8, 14, 02- 8, 15, 20	8
	7. 費依 (Faye)	9, 4, 02- 9, 7, 08	14
	8. 葛樂禮 (Gloria)	9, 8, 14- 9, 13, 20	22
53	1. 衛歐拉 (Viola)	5, 25, 20- 5, 29, 08	15
	2. 貝蒂 (Betty)	7, 2, 14- 7, 6, 20	18
	3. 都麗絲 (Doris)	7, 14, 02- 7, 16, 08	10
	4. 芙勞西 (Flossie)	7, 26, 08- 7, 29, 08	13
	5. 艾達 (Ida)	8, 6, 08- 8, 9, 08	13
	6. 凱西 (Kathy)	8, 16, 08- 8, 22, 20	23
	7. 魯碧 (Rubby)	9, 2, 02- 9, 5, 14	15
	8. 沙莉 (Sally)	9, 8, 02- 9, 11, 02	13
	9. 蒂達 (Tida)	9, 13, 20- 9, 19, 20	24
	10. 戴特 (Dot)	10, 8, 02-10, 13, 14	23
54	1. 寶佩 (Babe)	6, 30, 02- 7, 4, 20	8
	2. 黛納 (Dinah)	6, 16, 14- 6, 20, 02	15
	3. 驚瑪 (Emma)	6, 22, 14- 6, 25, 20	14
	4. 芙瑞達 (Freda)	7, 12, 20- 7, 15, 08	11
	5. 哈莉 (Harriet)	7, 25, 02- 7, 27, 08	10
	6. 裘恩 (Jean)	7, 31, 14- 8, 6, 08	24
	7. 瑪麗 (Mary)	8, 16, 20- 8, 19, 20	13
	8. 羅絲 (Rose)	9, 1, 14- 9, 5, 14	17

	9. 崔絲 (Trix)	9, 14, 02- 9, 17, 02	13
	10. 費依 (Faye)	11, 23, 20-11, 25, 08	7
55	1. 伊瑪 (Irma)	5, 18, 14- 5, 22, 08	16
	2. 裘迪 (Judy)	5, 26, 08- 6, 1, 02	27
	3. 瑪美 (Mamie)	7, 15, 14- 7, 18, 02	11
	4. 妮娜 (Nina)	7, 17, 14- 7, 20, 14	13
	5. 蘇珊 (Susan)	8, 13, 02- 8, 16, 14	15
	6. 蒂絲 (Tess)	8, 12, 20- 8, 17, 08	19
	7. 艾麗絲 (Alice)	8, 31, 20- 9, 3, 20	13
	8. 寇拉 (Cora)	9, 2, 20- 9, 8, 20	25
	9. 艾爾西 (Elsie)	9, 12, 02- 9, 18, 08	26
	10. 海倫 (Helen)	9, 19, 14- 9, 24, 20	22
56	1. 衛萊特 (Violet)	4, 7, 8- 4, 12, 20	23
	2. 艾妮達 (Anita)	6, 27, 20- 7, 1, 08	15
	3. 畢莉 (Billie)	7, 4, 20- 7, 5, 08	19
	4. 葛萊拉 (Clara)	7, 8, 20- 7, 12, 08	15
	5. 瑪芝 (Marge)	8, 26, 08- 8, 30, 08	17
	6. 娜拉 (Nora)	8, 28, 02- 8, 31, 08	14
	7. 解拉 (Carla)	10, 15, 20-12, 19, 14	16
	8. 黛納 (Dinah)	10, 22, 08-10, 27, 08	21
	9. 吉達 (Gilda)	11, 15, 20-11, 19, 20	17
合 計			926

自上表可知 51 年至 56 年之六年內總共整理颱風 58 個，製成邊洞卡 926 張。第二階段將完成 57-60 年及 49-50 年之六年紀錄，故總計可製成邊洞卡約 2000 張。

## 六、預測因子之分析與討論

根據初步獲得民國 51 年至 56 年之六年資料，分析個別預測因子與未來六小時雨量之關係，並加以檢討，可以進一步決定預測因子之重要性與取舍，將來可作為電子計算機得出迴歸方程之依據。

### (一) 颱風中心臺北之距離

颱風中心之距離顯然與一地或一區未來六小時內之雨量密切關聯，即中心愈近，雨量當愈多。但事實上二者之關係極為複雜。蓋中心距離與颱風之範圍及強度互相牽制，例如同樣距離，強烈颱風勢必較輕度颱風能獲得較多之雨量。颱風環流內之水汽含量關係更大，同樣距離，有些颱風毫無雨澤，另外一些則大雨滂沱。除此而外，與颱風之方位及地形亦有連帶關係。例如同樣距離，中心之方位略有偏差，可使迎風位置一變而為背風位置。

捨此不論，按諸理想，颱風中心到達一定距離以內，降水應開始。中心愈近則雨勢愈強。一旦進入颱風眼內，雨量突然變少或全無雨量。颱風眼一過則重覆原來過程，惟次序相反，即雨勢逐漸減弱，終至於無。

但此種理想之情形，事實上甚少出現。統計 51-56 年穿越臺灣或中心在近海掠過之 56 次颱風中僅有 10 次，約佔 18%，完全無雨者 11 次，約佔 20%，其中 53 年之貝蒂 (Betty) 颱風，中心雖離臺北僅 220 公里而北部竟始終不見降雨。有 6 次颱風在中心最近臺北時，降雨中止，即後方並無降水。中心接近前北部降水停止者有 7 個颱風。二者合計為 13 個颱風，佔總數之 23%。中心遠離後繼續有降水者同樣有 13 個颱風。另降水時斷時續者有個 8 颱風。由此可見颱風內是否有降水，以及經過期間何時有降水已經非常

複雜，況論距離之關係。

另外在統計上也有困難，若干颱風中心離臺北甚遠，臺灣北部出現降水，此種降水是否由於此一颱風所引起殊難加以斷定。又如前後兩個颱風同時在 1200 公里以內，或為具有藤原效應之一對颱風，彼此之中心距臺北遠近不等，北部如有降水，究受何者影響亦難決定，凡此只有靠主觀之研判或予剔除。又如颱風中心遠離後只有極少數颱風能到達 1200 公里，其餘大都在 1200 公里以內消失或轉變為熱低壓；也有一小部份颱風在 1200 公里以內誕生，凡此均足以影響統計數字之準確性。

雖然如此，我人仍無法否定颱風中心之距離與未來六小時內一地或一區雨量之關係。茲統計 51-56 年內颱風中心離臺北之距離與臺灣北部未來六小時內平均雨量之關係，如表二。

表二 颱風中心距離與北部未來六小時內平均雨量之關係

北部未來六小時內之 平均雨量 (公厘)		0	T- <5	5- <10	10- <15	15- <30	30- <45	45- <60	60- <75	75- <90	90- <105	105 以上	合 計
中心距離 (公里)													
不足 100	次 數	2	5	0	0	3	0	0	1	0	0	0	11
	百分比	18	45	0	0	27	0	0	9	0	0	0	100
100—不足 200	次 數	5	11	4	2	2	2	1	1	2	1	1	32
	百分比	16	34	13	6	6	6	3	3	6	3	3	100
200—不足 300	次 數	4	20	4	2	3	1	1	1	1	0	0	37
	百分比	11	54	11	5	8	3	3	3	3	0	0	100
300—不足 400	次 數	24	17	5	3	3	0	0	2	0	0	0	54
	百分比	44	31	9	6	6	0	0	4	0	0	0	100
400—不足 500	次 數	40	21	6	2	3	1	0	0	0	0	0	73
	百分比	55	29	8	3	4	1	0	0	0	0	0	100
500—不足 600	次 數	48	27	6	4	5	0	0	0	0	0	0	90
	百分比	53	30	7	4	6	0	0	0	0	0	0	100
600—不足 700	次 數	53	33	8	3	1	2	0	0	0	0	0	100
	百分比	53	33	8	3	1	2	0	0	0	0	0	100
700—不足 800	次 數	63	15	4	1	5	3	0	1	0	0	0	92
	百分比	69	16	4	1	5	3	0	1	0	0	0	100

800—不足 900	次 數	41	41	6	4	2	0	0	0	2	0	0	96
	百分比	43	43	6	4	2	0	0	0	2	0	0	100
900—不足 1000	次 數	59	36	6	7	2	0	0	0	0	0	0	110
	百分比	54	33	5	6	2	0	0	0	0	0	0	100
1000—不足 1100	次 數	53	25	2	0	1	1	0	0	0	0	0	82
	百分比	65	30	2	0	1	1	0	0	0	0	0	100
1100 以上	次 數	49	20	3	0	1	1	0	0	0	0	0	74
	百分比	66	27	4	0	1	1	0	0	0	0	0	100

表內雨量之組距雖採用每 15 公里，但以 15 公厘以下者佔絕對多數，為求進一步之瞭解，15 公厘以下之組距改為 5 公厘，另加雨量為零之一列。

表內可以看出下列諸種現象：

1. 各雨量組距與中心距離等級之分配相當分散，並未發現有顯著之集中，亦即表示二者之相關並不太密切。

2. 雖然如此，中心距離在 600 公里以內者，與北部平均雨量之相關較明顯，即中心愈逼近，未來 6 小時內之雨量愈多。600 公里以外則不顯著。

3. 中心距臺北不足 100 公里之時機，未來 6 小時內降 5 公厘以下雨之機率最大，約佔一半，其次則為降 15-30 公厘之雨，稍低於三分之一之機會。但無雨亦佔 18%，平均雨量 60-75 公厘則佔 9%。距離不足 100 公里者因次數太少，缺少代表性。

4. 颱風中心距臺北 200-300 公里者，北部無雨之機會最少，而降 5 公厘以下雨之機會最大。但合併中心距離 100-200 公里之組距，未來 6 小時內平均雨

量在 45 公厘以上者顯然佔最多之百分率，大約有 15% 之機會。

5. 中心距離在 300 公里以上者，只有 5 次北部平均雨量在 45 公厘以上。其中有三次中心距臺北在 700 公里以上，北部降 60 公厘以上之雨。此為民國 55 年之艾爾西 (Elsie) 颱風，中心尚在呂宋島以西之南海。

6. 颱風中心距臺北在 300 公里以上時，北部無雨之可能性激增，其中尤以 700-800 公里者無雨之機率最高，800-900 公里時似有減少趨勢。超過 900 公里時，無雨之機會又增加。

7. 颱風中心距臺北超過 900 公里者，雖仍可能有 15-45 公厘之雨（僅 1-2% 之機會），但並無降水達 45 公厘及以上者；至於中心在 700-900 公里者，雖然可能有 60-90 公厘之雨，但機會僅 1-2%。

颱風中心離臺北多少遠，北部地區未來 6 小時以內可望有降水開始，在預報上亦為一重要之課題，統計 51-56 年之 53 次颱風，各中心距離組距之北部開始有雨次數及百分比如表三。

表三 北部未來 6 小時內開始有雨與中心距離之關係

距 離 (公里)	無 雨	不 明	400 以內	400-600	600-800	800-1000	1000 以上	合 計
次 數	7	2	2	7	8	16	11	53
%	13	4	4	13	15	30	21	100

根據表內之數字可見颱風中心距臺北在 800-100 公里者，臺灣北部未來 6 小時內開始有雨之機率最高，佔 30%；其次為 1000 公厘以上，佔 21%，再次為 600-800 公里，佔 15%；400-600 公里者亦佔 13%。至於中心到達 400 公里以內北部始有雨者，機會不多。各組距之分配相當分散，難以作預報上之參考。

無論如何，颱風中心之距離不失為預測臺灣北部未來 6 小時平均雨量之一預測因子，其他地區或任何一地當亦不例外。

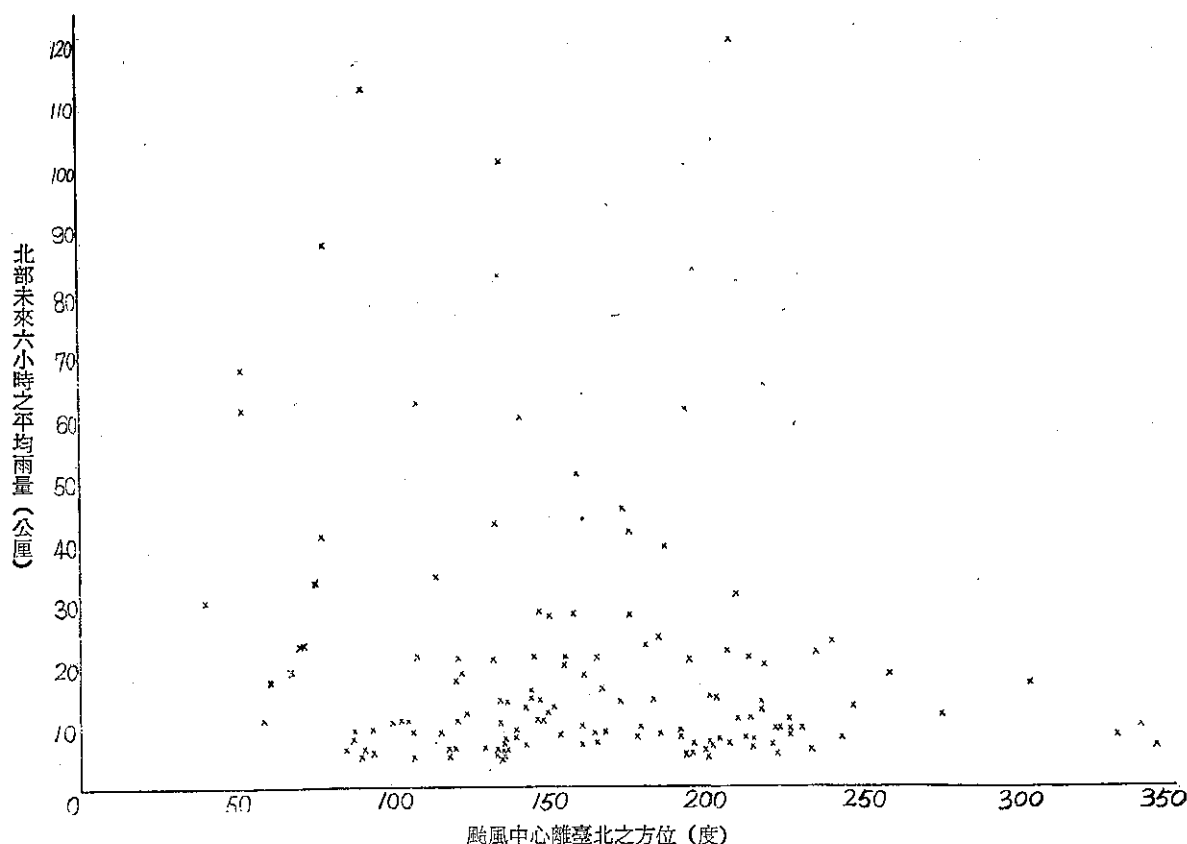
#### (二) 颱風中心之方位

颱風中心對一地而言之方位，其所以影響該地未來短期內之雨量包含兩種原因：第一，颱風環流內雲

雨帶之分佈，各象限內並不一致，此在雷達回波中可以證見<sup>(8)</sup>。蓋以颱風本身雖由一單純氣團育成，但脫離源地後，各方流入之空氣稟性各異，故有時東北象限內雲雨回波特別濃密，有時則西南象限內雨量特別豐沛。另一方面則臺灣因有高聳之地形。颱風逼近時，環流受其影響而變形，方位稍異，抬升或迫降效應大相逕庭。例如颱風中心在臺灣東北海岸向西北行進，臺灣北部必有豪雨，此即所謂「西北颱」是也。

話雖如此，颱風中心之方位仍與其他預測因子相牽連。單獨分析，未必能找到密切之關係。例如，方位與距離息息相關，以其合併控制雨帶之分佈；與氣壓梯度亦有關連。可見我人無法寄以過高之期望。

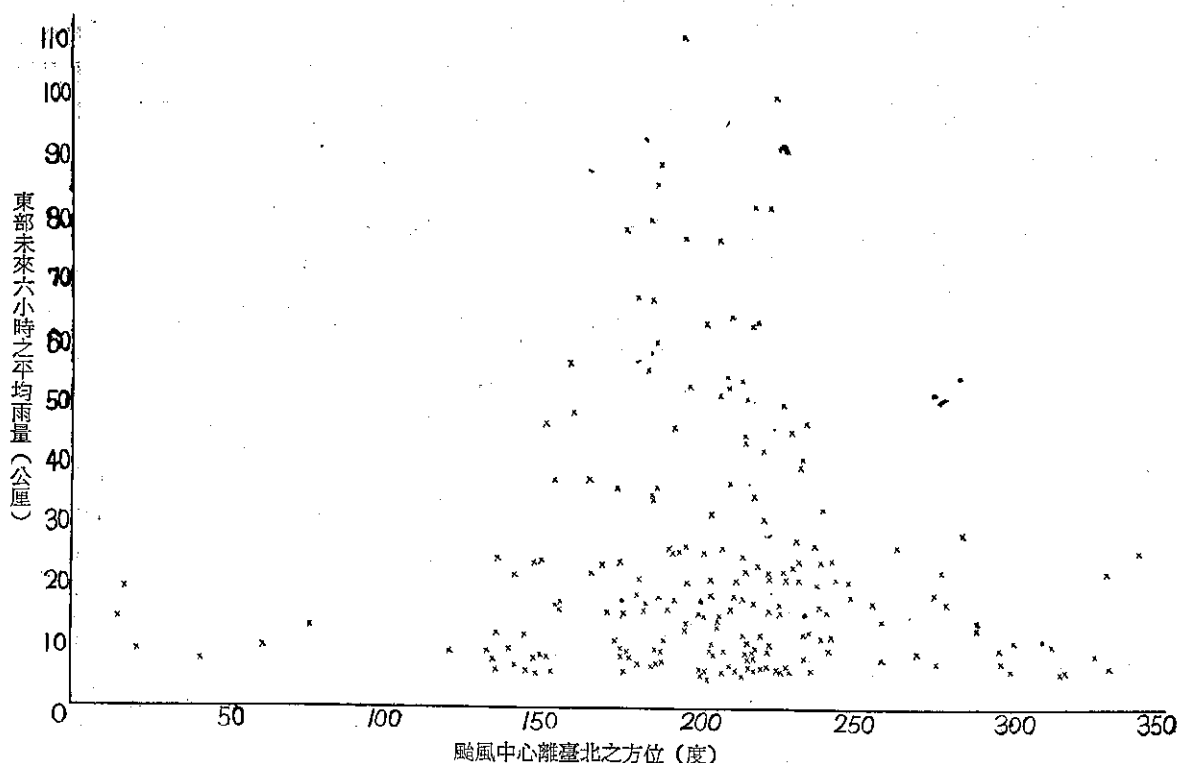
用「點聚圖」(scatter diagram) 分析 51-56 年內颱風中心對臺北而言之方位與隨後六小時內臺灣北部平均雨量之關係，如圖二所示。5 公厘以下之雨量因過於密集，故不得不略去。圖中亦未表出無雨之各次。圖上各點雖然相當分散而零亂，但仍可看出：臺灣北部未來六小時內可望獲得平均雨量在 70 公厘以上者，颱風中心之方位對臺北言大致在 80-230 度之間；50 公厘以上在 50-230 度之間；30 公厘以上者在 40-240 度之間。5-25 公厘者以 80-230 度最集中，由此可以證知：颱風中心之方位確可作為預估未來六小時雨量之因子。



圖二 臺灣北部未來六小時平均雨量與颱風中心離臺北方位之關係 (51-56 年，5 公厘以下雨量不計)

預測北部以外其他地區之未來六小時平均雨量，就距離及方位兩個預測因子而言，按諸理想，應以各該地區之中心地點為準較為合理。但如此則在作業上過於繁瑣。故本研究中不論預測東部或南部之未來六小時內雨量，颱風中心之距離及方位均以臺北為準，蓋以東部而論，臺北距臺東之直線距離僅約 250 公里，距花蓮僅約 120 公里。東部地區不論以臺東或花蓮

為準，與臺北及颱風中心具有一定之幾何關係。易言之，如果東部未來六小時平均雨量與以花蓮或臺東為出發點之颱風中心方位具有明顯之相關，則與臺北為出發點之中心方位亦必有良好之相關。今以 51-56 年內，颱風中心每六小時方位與隨後六小時內東部平均雨量作成點聚圖，如圖三。5 公厘以下之雨量仍省去。



圖三 臺灣東部未來六小時平均雨量與颱風中心離臺北方位之關係 (51-56 年, 5 公厘以下雨量不計)

圖中可見颱風中心對臺北而言之方位，與東部隨後六小時之平均雨量關係遠較北部為佳，各點相當集中，大致可將外圍繪成一條曲線。軸線在 $200^{\circ}$ 。其理由顯而易見，即颱風中心之方位如在臺北之 $200^{\circ}$ 度附近，東部未來六小時內降大雨之可能性最大。以度數之範圍而言。 $175^{\circ}$ - $225^{\circ}$ 之間有降70公厘以上雨之可能； $150^{\circ}$ - $240^{\circ}$ 之間有降40公厘之可能。降25公厘以下之雨，以 $130^{\circ}$ - $250^{\circ}$ 最集中，其次為 $250^{\circ}$ - $330^{\circ}$ 之間。至於中心方位在 $340^{\circ}$ - $130^{\circ}$ 者極少有雨，最多不過20公厘之平均雨量。

我人可以推知其他地區未來六小時之平均雨量，亦必與颱風中心之方位具有明顯之相關。故而颱風中心方位對任何地區均為一重要之預測因子。

### (三)中心氣壓與暴風半徑

個別颱風之中心氣壓與暴風半徑，代表此一颱風之強度，颱風強大，按諸想像應帶來較大之雨量，然而此係就整個颱風而論，根據我人所整理51-56年之資料顯示：此兩預測因子對於任何一地或一區之未來六小時雨量關聯甚微，尤其是中心氣壓。理由不難指出：颱風強大未必都會帶來豐沛之雨量；相反言之，

則小型微弱颱風也可帶來連朝豪雨。例如58年七月之衛歐拉(Viola)颱風，中心氣壓低達895毫巴，暴風半徑廣達350公里，該颱風穿越巴士海峽期間，僅新港一地雨量超過200公厘，其餘各地之雨量極少<sup>(1)</sup>。而56年10月之解拉(Carla)颱風，中心氣壓最低為900毫巴，暴風半徑200公里，取近似而偏南之路徑，中心在呂宋島北岸經過，臺灣蘭陽區竟下傾盆大雨，宜蘭冬山鄉三天內得到2500公厘以上之雨量<sup>(2)</sup>。又如58年10月之芙勞西(Flossie)輕度颱風，中心最低氣壓不過946毫巴，在臺灣東海面折向東北，鞍部得到2000公厘以上之雨量。可見縱使以整個颱風經歷時間而言，中心氣壓亦非重要之預測因子，如以某一時刻之中心氣壓與未來短時間內一地或一區之雨量作分析，更難得到可資利用之相關。蓋此項表示強度之因素已完全被其他較重要之因子(例如距離、方位、氣壓梯度等)所掩蓋。

統計51至56年內颱風中心氣壓與北部未來六小時內雨量之關係，見表四。5公厘以下之雨量不計。表內可以看出各中心氣壓組組內分配相當勻致，表示與北部未來六小時內平均雨量無明顯之相關。所得而言者，中心氣壓在990毫巴以上者，雨量在10公

厘以下者佔 80%之多；雨量之在 20-60 公厘者以中心氣壓在 960-969 毫巴者機會較多。其他由於偶然出現一次而使百分率高者，實不足為憑。

由此可見：如將中心氣壓作為預測因子之一，應居於次要地位。

暴風半徑之資料雖非十分可靠，以其直接影響雨區之範圍，應與一地未來短時期內之雨量具有較密切之相關。茲統計 51-53 年內各次颱風之暴風半徑與臺灣北部未來六小時內平均雨量之關係，如表五所示。

表四 颱風中心氣壓與北部未來六小時平均雨量之相關統計

雨量 (公厘) 氣壓 (毫巴)		5- <10	10- <20	20- <40	40- <60	60- <80	80- <100	100 以上	合 計
不足 930	次 數	3	1	2	0	1	0	1	8
	%	37	12	25	0	13	0	13	100
930-939	次 數	3	4	0	1	1	1	0	10
	%	30	40	0	10	10	10	0	100
940-949	次 數	3	4	2	0	1	0	0	10
	%	30	40	20	0	10	0	0	100
950-959	次 數	5	5	3	0	1	0	1	15
	%	33	33	20	0	7	0	7	100
960-969	次 數	8	7	7	4	0	1	0	27
	%	30	26	26	15	0	4	0	100
970-979	次 數	11	4	4	3	1	3	1	27
	%	41	15	15	11	4	11	4	100
980-989	次 數	11	7	3	0	1	0	0	22
	%	50	32	14	0	5	0	0	100
990 以上	次 數	16	2	2	0	0	0	0	20
	%	80	10	10	0	0	0	0	100

表五 暴風半徑 (30KTS) 與臺灣北部未來六小時內平均雨量 (公厘) 之相關 (51-53 年)

雨 量 (公厘)		0	T-5	5-10	10-15	15-20	20-40	40-60	60-80	80以上	合 計
暴風半徑 (哩)											
不足 100	次 數	74	37	4	1	1	0	0	0	0	117
	%	43	32	3	1	1	0	0	0	0	100
100- <150	次 數	60	21	1	0	2	0	0	0	0	84
	%	71	25	1	0	2	0	0	0	0	100
150- <200	次 數	38	43	8	7	0	2	0	0	0	98
	%	39	44	8	7	0	2	0	0	0	100
200 以上	次 數	5	19	5	4	3	3	1	4	3	47
	%	11	40	11	9	6	6	2	9	6	100

表內可以看出：暴風半徑在100哩以上而不足150哩者，未來六小時內無雨之機率高達71%，雨量在5公厘以下者佔25%；雨量在5公厘以上之機會極少。暴風半徑不足100哩者，北部未來六小時內無雨之機率僅略高於5公厘以下雨量之機率。值得注意者有兩點：5公厘以下之雨量與暴風半徑之關係並不顯著，但200哩及以上之暴風半徑，無雨之機率銳減，而降5公厘以上雨之可能性則激增。北部平均6小時雨量在20公厘以上者，暴風半徑均在150哩以上；平均雨量在40公厘以上者竟全部為半徑200哩或以上之颱風。由此可見暴風半徑作為一種預測因子猶較中心氣壓為有用。

#### 四 颱風中心之氣壓變率

在第三節第3小節中曾經指出：我人之所以將過去六小時內颱風中心之氣壓變率選為預測因子，乃因中心氣壓低降表示颱風加深，升高則表示填充；且自過去經驗中，獲知某種特殊之情況，中心氣壓激降使某一地區發生連綿之豪雨。但一般情況，過去六小時內中心氣壓之變率是否能直接顯示在一地或一區未來短時期內之雨量上則頗有疑問，蓋此一因子與其他預測因子具有複雜之關係。例如颱風中心登陸前有填充現象因氣流減弱，山嶺迎風面之雨量雖可望減少，但背風面之雨量亦可因而增加。又為颱風登陸臺灣後，中心氣壓每激升，此種時機臺灣之地形雨常持續不斷。

統計51-56年內臺灣北部未來六小時之平均量（

到達10公厘及以上者）與過去六小時內中心氣壓變率之關係，如表六所示。

表六 颱風中心氣壓變率與北部平均雨量之關係

雨量 (公厘) 氣壓 (毫巴)	10-20	20-30	30-50	50-100	100以上
-10 以上	1	0	0	0	0
-5 至 -9	4	2	0	1	0
-1 至 -4	3	1	0	1	1
0	21	8	2	4	2
+1 至 +4	1	2	4	0	0
+5 至 +9	7	7	3	0	0
+10 以上	1	0	1	4	1

表內數字相當零亂，無法找出明顯之關係，唯一可以表達者，凡中心氣壓激升時，北部未來六小時內可望獲得較大之平均雨量；中心氣壓不變者，得到豪雨之機會亦不下於中心氣壓激升者。

今如再以北部10公厘以下之雨量及無雨之情況合併統計，找出中心氣壓激降究竟是否較激升時之雨量為多，各次雨量之相差懸殊自可想見。但平均而論，中心氣壓激升後之雨量顯然較暴降後為多，足以推翻當初之設想。此一預測因子顯然亦居次要地位。見表七。

表七 颱風中心氣壓變率（在5毫巴以上者）與隨後六小時內北部平均雨量之關係（51-56年）

中心氣壓變率 (mb)	+15 以上	+10至+14	+5 至 +9	-5 至 -9	-10至-14	-15 以上
次 數	16	52	101	89	16	6
平均 (公厘)	4.4	8.1	6.9	3.4	2.7	0.7

#### (五) 颱風中心之移動速率

此一預測因子用於整個颱風經過期間一地或一區所獲得之總雨量較為明顯。至於根據過去六小時內颱風中心之移動速率，推斷一地或一區未來六小時內之雨量則大有問題。我人需分析過去記錄中此二者有無相關，首先應瞭解未來六小時內之雨量受此段時間內之移動速率所支配，故如速率改變可致全盤失算。此其一；一地或一區如位於雨帶以外，颱風移行愈緩，當地無雨之時間反而延長；如在雨帶內則情況正好相反；此其二；颱風中心蒞臨前之一段時間內雨勢逐漸

加強，中心離去之一段時間內則雨勢逐漸減弱；可見移動快慢對於前後方實有相反之效果。

綜上剖析，可見單獨分析過去六小時內颱風移動速率與未來六小時雨量之關係，不僅非常困難，而且在預報上缺少應用價值。邊洞卡之應用，雖可同時考慮距離、方位、暴風半徑等有關因子，但先決條件仍需尋求二者究竟有無相關。假定毫無關係，則此一預測因子應予剔除。

表八為統計51-56年之六年內各次颱風中心過去六小時移動速率與臺灣北部未來六小時內平均雨量之

關係。爲了要考慮距離因子，每一雨量組距內特別再劃分四個距離組距，A 級爲中心離臺北在 200 公里以內，B 級爲中心離臺北 200 至不足 400 公里；C 級爲

400 及以上至不足 600 公里；D 級爲 600 及以上至不足 800 公里。超過 800 公里者不計。本表僅計算中心最接近前之各次。

表八 颱風中心移動速率與北部未來六小時平均雨量之相關 (51-56 年)

雨量 (公厘) 距離級 速度/每時 類別		T- <5	5- <10	10- <15	15- <20	20- <40	40- <60	60- <80	80 以上	合
		ABCD	ABCD	ABCD	ABCD	ABCD	ABCD	ABCD	ABCD	計
8 以下	次	1 7 8 1 1	0 2 7 4	0 1 1 0	1 6 2 0	0 1 1 3	0 0 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0	50
	數	27	13	2	3	5	0	0	0	
	%	54	26	4	6	10	0	0	0	
8 至不足 12	次	2 8 10 15	4 2 2 3	1 2 3 1	0 0 1 1	1 2 3 1	1 0 0 1	2 2 0 0	2 1 0 0	71
	數	35	11	7	2	7	2	4	3	
	%	49	15	10	3	10	3	6	4	
12 至不足 16	次	1 3 12 9	0 1 3 3	0 0 3 0	0 0 1 0	2 2 1 1	1 2 0 0	0 1 0 0	1 0 0 0	47
	數	25	7	3	1	6	3	1	1	
	%	53	15	6	1	13	6	2	2	
16 及 以上	次	1 0 5 0	1 2 1 1	0 1 0 0	1 0 0 1	0 1 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0	0 1 0 0	16
	數	6	5	1	2	1	0	0	1	
	%	37	31	6	13	6	0	0	6	

自此表內可以看出：颱風中心之移動速率與北部未來六小時之雨量並無任何明顯之相關，同一雨量組距內，各速率組距出現之次數與百分比近似相等；同一中心距離之組距內亦無法發現與中心移動速率有顯著之關係。可見此一預測因子實應予以剔除。

#### (六) 西北及東北方向之氣壓梯度

颱風侵襲臺灣之風力及雨勢，除受颱風本身之氣壓梯度控制而外，大陸高壓與海上副熱帶高壓之助長聲勢，實不容予以忽視。其間尤以晚來之颱風受大陸高壓南下之影響，冷空氣加入，迫使暖空氣滑上，臺灣北部更加上有利之地形，常可導致若干地區連續豪雨成災。但預測未來六小時內一地或一區之雨量究應如何利用此一預測因子，則先決條件當在於決定如何量度此項預測因子，而後發掘與某一地區平均雨量或某一地點六小時之實測雨量有何關係。

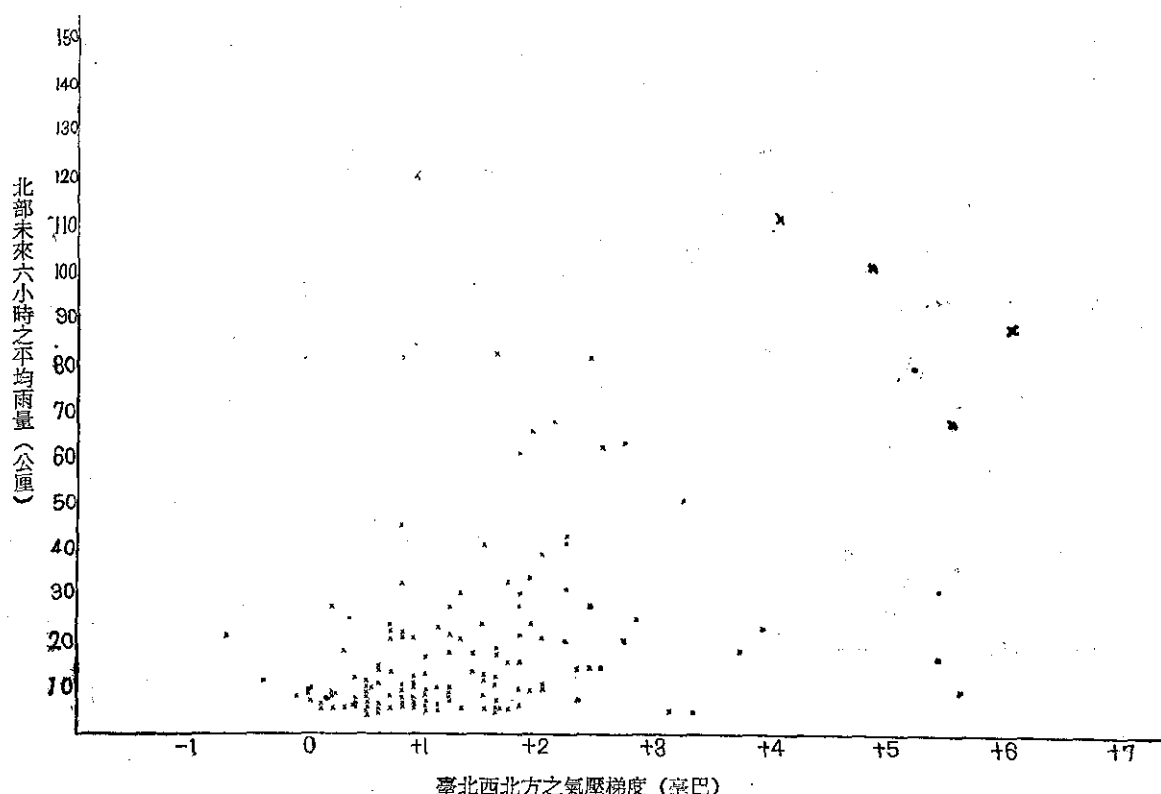
爲簡化手續，本研究係以臺北爲着眼點，向西北

及東北各繪一直線，而後計算緯度 5 度距離內之平均氣壓梯度，倘此一位置（臺北之西北或東北緯度 5 度處）之氣壓反而比臺北之氣壓爲低，則氣壓梯度爲負值。西北方代表與大陸高壓之關係，東北方代表與副熱帶海洋高壓之關係。顯然，此種量度方法未盡合理，亦非純客觀技術，蓋自臺北繪出之方向線未必與等壓線正交，取五個緯度平均值亦未必有充份之代表性。

根據 51-56 年內颱風中心離臺北在 1200 公里以內，地面天氣圖上臺北西北方之平均氣壓梯度與隨後六小時臺灣北部之平均雨量，製成點聚圖，如圖四所示。5 公厘以下之雨量仍不計。圖中各點雖非十分集中，但仍可顯示：北部未來六小時內之平均雨量在 5-10 公厘者，臺北西北方之平均氣壓梯度幾乎完全在 0 至 1.8 毫巴之間；10-15 公厘則在 0.4 至 2.5 毫巴之間；15-25 公厘則大致在 0.7 至 2.8 毫巴之間。至於平

均雨量在 30 公厘以上者，氣壓梯度全部在 0.8 毫巴以上。氣壓梯度在 3 毫巴以上之 11 次，內中有 5 次（約 45%）北部平均雨量在 50 公厘以上；有 3 次（約

27%）在 25 公厘以上。其餘 3 次中 1 次約 10 公厘，2 次為 5 公厘。此三次之所以屬例外均因與過去六小時雨量之相關遠勝於未來六小時。



圖四 臺北西北方之氣壓梯度與北部未來六小時之平均雨量之關係 (51-56 年，5 公厘以下雨量不計)

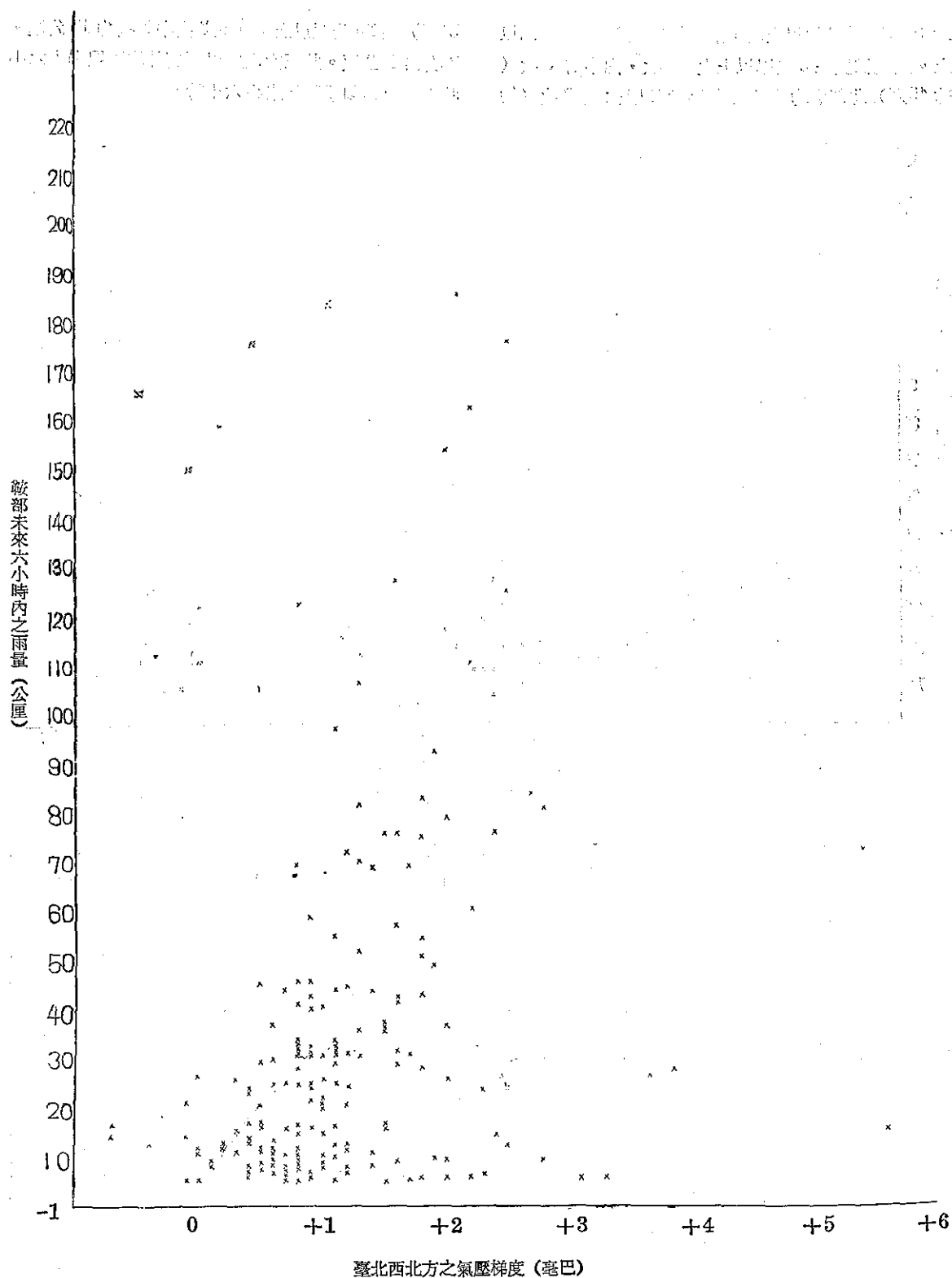
根據以往之經驗，氣象局所屬陽明山鞍部及阿里山兩高山測候所之雨量，對於颱風經過期內之豪雨最富有代表性，亦即凡北部及東北部有大雨時，鞍部雨勢特強；中南部有大雨時，阿里山之雨量特別多。另一方面，我人發現西北方之氣壓梯度主要控制北部雨量，而東北方之氣壓梯度則大都支配中南部之雨量，自氣流線不難解釋其理由。

圖五為臺北西北方向之氣壓梯度與鞍部未來六小時雨量之點聚圖。圖中可見二者之相關較北部平均雨量更為集中。鞍部未來六小時內雨量在 150 公厘以上之 5 次，氣壓梯度均在 2-2.5 毫巴之間。雨量在 115-130 公厘之間者，氣壓梯度之範圍較廣，約自 0.8 各 6.0 毫巴。氣壓梯度之在 3 毫巴以上 11 次，其中有 6 次鞍部未來六小時雨量在 70 公厘以上，佔 55% 之機會，另三次在 15 公厘以上，佔 27%。

我人既未計算 5 公厘以下之各次，故問題在於雨

量甚少或無雨者是否可能有較急之氣壓梯度。表九為 51-53 年臺北西北向氣壓梯度與隨後六小時內北部平均雨量之全部次數統計。

在此表內可以看出：氣壓梯度之為負值者，臺灣北部隨後六小時無雨者有 109 次，佔 83%，其餘 23 次亦在 5 公厘以下，佔 17%。氣壓梯度之自零至不足一毫巴者，北部無雨量 111 次，佔 45%，5 公厘以下有 99 次，佔 40%，5 至不足 10 公厘者 19 次，佔 8%；其餘偶而可以到達 40 至不足 60 公厘，但無到達 60 公厘及以上者。氣壓梯度在 1 毫巴及以上而不足 2 毫巴者，有雨之機會顯然增多，而北部無雨之機會則減少，20-40 公厘亦有 12.5% 之機會，偶而竟有 80 公厘以上者。氣壓梯度在 2 毫巴以上者，雖因次數太少難作定論，但出現豪雨機會之增加仍甚明顯。足見臺北西北方之氣壓梯度與未來六小時內之北部雨量實有密切之關聯。



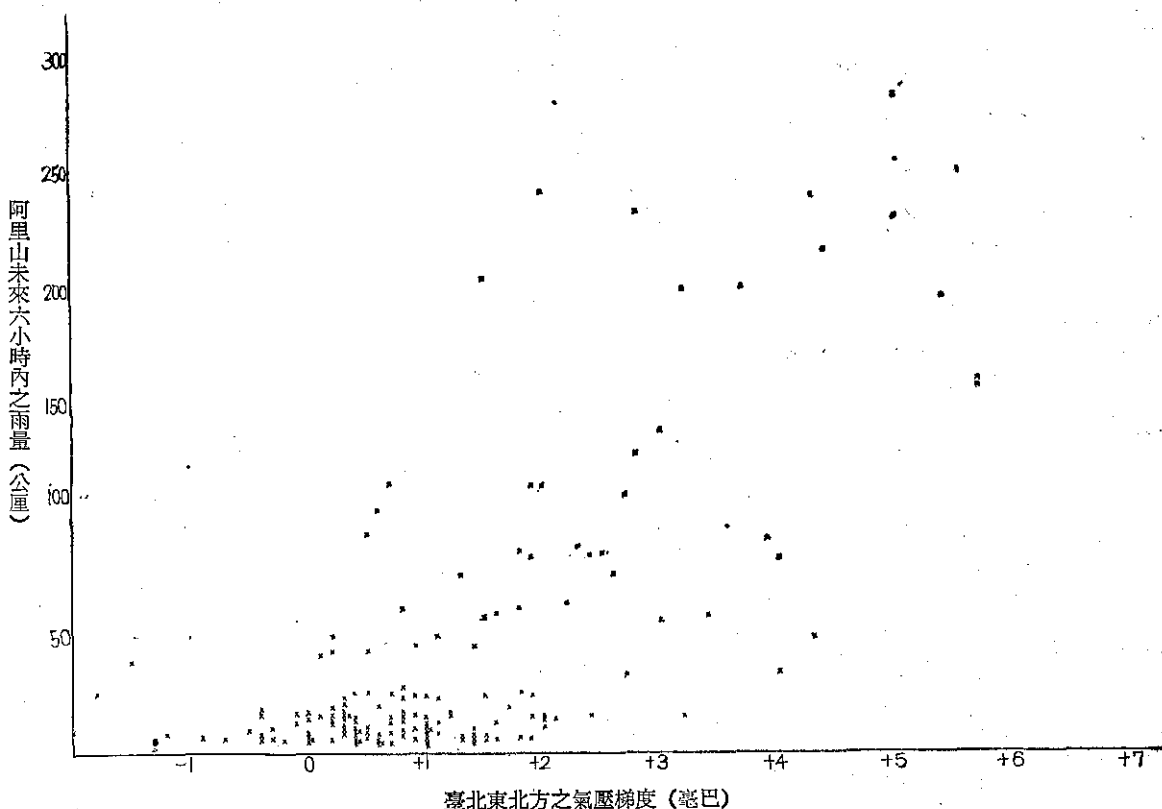
圖五 鞍部未來六小時內之雨量與臺北西北方之氣壓梯度之關係 (51-56年，5公厘以下雨量不計)

表九 臺北西北方氣壓梯度與隨後六小時內北部平均雨量之分組統計 (51-53 年)

雨量 (公厘) 氣壓 (毫巴)	0	T- <5	5- <10	10- <15	15- <20	20- <40	40- <60	60- <80	80 以上	合 計
負 梯 度	109	23	0	0	0	0	0	0	0	132
0- <1	111	99	19	11	1	3	1	0	0	245
1- <2	6	17	6	2	3	5	0	0	1	40
2- <3	0	3	1	1	0	1	0	2	0	8
3- <4	0	0	1	0	1	0	0	0	0	2
4- <5	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2
5 及以上	0	1	1	0	1	0	0	1	1	5

茲再尋求臺北東北方之氣壓梯度與阿里山未來六小時內雨量之相關，仍利用 51-56 年之資料，5 公厘以下不計。得到之點聚圖如圖六所示。各點分佈之外圍大致可繪成一盾形區，向右上方傾斜，表示東北

方之氣壓梯度愈急則阿里山之雨量愈多。氣壓梯度在  $-0.4$  至  $+2.0$  毫巴之間，阿里山雨量在 30 公厘以內者佔絕對優勢。由此可見臺北之東北方氣壓梯度與阿里山未來六小時內之雨量亦有良好之相關。



圖六 阿里山未來六小時內之雨量與臺北東北方之氣壓梯度之關係 (51-56 年，5 公厘以下雨量不計)

此外，我人發現：一般而論，西北方氣壓梯度激增，北部或鞍部未來六小時內之雨量必比照增加；但如西北向氣壓梯度增加而北部或鞍部未來六小時雨量非但不增加並且反而銳減時，則中南部或阿里山之雨量必激增，此時東北向氣壓梯度亦必同時增強。51年9月之愛美 (Amy) 颱風以及7月之歐珀 (Opal) 颱風即為實例。另一方面，西北方向氣壓梯度增強時，亦可使阿里山及中南部之雨量先增加，而後雙方氣壓梯度隨同北部及中南部之雨量同時增加。由此可見大陸高壓與海上副熱帶高壓如果同時增強，則颱風經過期間臺灣北部及中南部發生持續性豪雨之可能性極大。此與湯捷喜研究「颱風圈內降雨區之移位與臺灣洪水發生地區預測之研究」所得結果相符<sup>(3)</sup>。亦即西北及東北方之氣壓梯度為臺灣未來六小時雨量極具價值之預測因子。

#### (七) 鄂霍次克海低壓指標

我人初步選定鄂霍次克海低壓指標作為預估臺灣地區雨量之一種因子，係根據過去分析之經驗，鄂霍次克海附近如有一潛深低壓，常攝引暖氣流北上，臺灣大都有較大之颱風雨量，此項數值之獲得係估計鄂霍次克海中部之地面氣壓約數。據統計 51-53 年之資料，證知此項低壓指標對臺灣北部未來六小時之雨量並無直接關聯，見表十所示。

表十 鄂霍次克海低壓指標與北部未來六小時內之平均雨量

雨量 (公厘)		0	T- <5	5- <10	10- <15	15- <20	20- <40	40- <60	60- <80	80 以上	合 計
氣壓 (毫巴)											
不 足 1000	次數	6	9	0	1	0	0	0	0	0	16
	%	38	56	0	6	0	0	0	0	0	100
1000- <1005	次數	15	27	6	4	0	0	1	0	1	54
	%	28	50	11	7	0	0	2	0	2	100
1005- <1010	次數	62	39	7	1	6	2	0	1	0	118
	%	52	33	6	1	5	2	0	1	0	100
1010- <1015	次數	103	37	5	2	0	2	0	1	2	152
	%	68	24	3	1.5	0	1.5	0	0.5	1.5	100
1015- <1020	次數	34	12	2	4	0	4	0	0	0	56
	%	61	21	4	7	0	7	0	0	0	100
1020 及以上	次數	8	18	8	3	0	1	0	1	1	40
	%	20	45	20	7.5	0	2.5	0	2.5	2.5	100

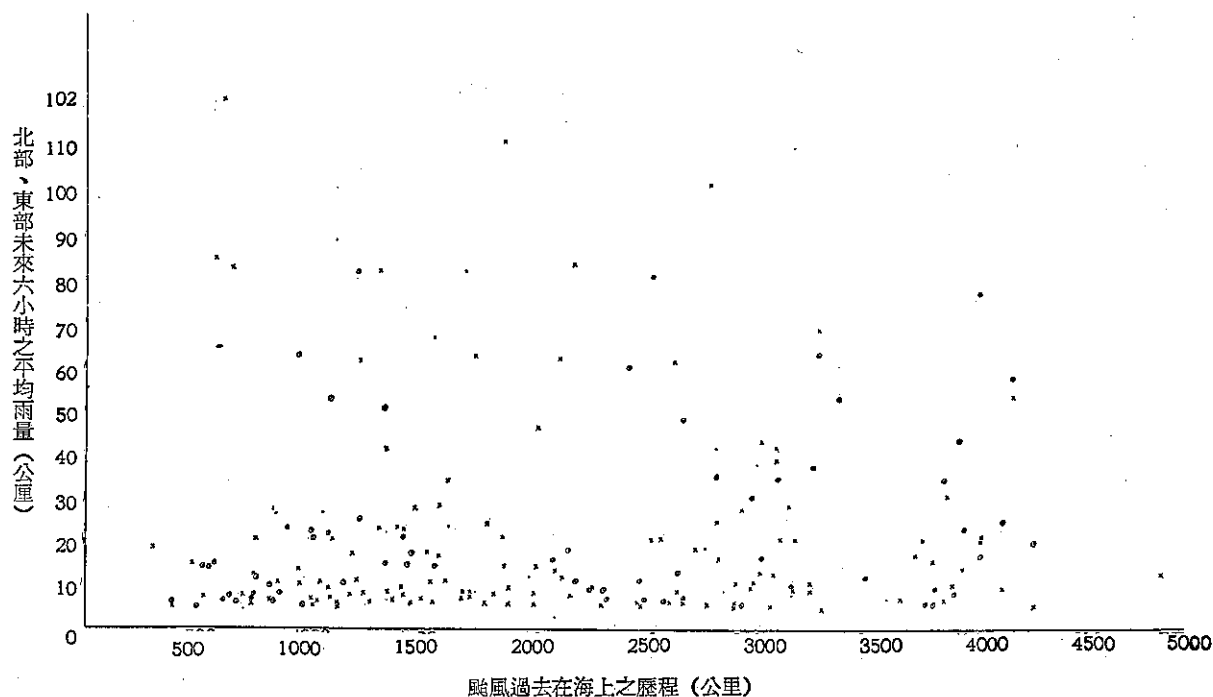
表內並未顯示鄂霍次克海氣壓較低臺灣北部未來六小時有較大之雨量。北部雨量特別多之情況，鄂霍次克海之氣壓亦無指示。表十一為統計臺灣東部平均雨年年之資料，同樣表明與鄂霍次克海氣壓亦無明顯之相關。理由似與颱風中心氣壓變率相同，即在時間上不能配合。足證此一預測因子在修正之邊洞卡中應予剔除。

#### (八) 海上歷程

颱風在海上之歷程與其發展之程度及含濕量不無關係。按諸想像，凡海上歷程愈長，颱風愈強暴；另一方面則由於攝取之水份較多，雨量可能較豐沛。但此種不甚明顯或無法確定之相關是否被其他預測因子湮滅，則必須得到事實之證明。初步觀察，颱風過去在海上之歷程即使與整個颱風侵襲臺灣之總雨量有關，亦不可能與一地未來短時期內雨量有重要之關係。茲分析 51-56 年內颱風中心距離臺北在 1200 公里以內（最接近時在 600 公里以外者不計）各次颱風之每六小時位置過去海上歷程與隨後六小時北部及東部平均雨量在公厘以上者之關係（中心遠離各次不計）作成點聚圖，如圖七所示。圖中顯示各點分佈極為散漫，海上歷程與雨量毫無關係可尋。可見此一預測因子實應予以剔除（圖中×號示北部雨量，○示東部雨量），其原因係與中心移動速率相似。

表十一 鄂霍次克海低壓指標與東部未來六小時內之平均雨量

雨量 (公厘)		0	T- <5	5- <10	10- <15	15- <20	20- <40	40- <60	60- <80	80 以上	合 計
氣壓 (毫巴)											
不 足 1000	次數	9	3	1	1	0	2	0	0	0	16
	%	56	19	6	6	0	13	0	0	0	100
1000- <1005	次數	15	17	6	2	6	4	3	0	0	53
	%	28	32	11	4	11	8	6	0	0	100
1005- <1010	次數	57	36	7	2	3	6	3	1	0	115
	%	50	31	6	2	3	5	3	1	0	100
1010- <1015	次數	87	48	6	2	2	7	0	3	2	157
	%	55	31	4	1	1	4	0	2	1	100
1015- <1020	次數	24	16	4	1	3	4	2	1	0	55
	%	44	29	7	2	5	7	4	2	0	100
1020 及以上	次數	8	11	5	3	2	7	2	1	1	40
	%	20	27.5	12.5	7.5	5	17.5	5	2.5	2.5	100



圖七 颱風過去在海上之歷程與北部東部未來六小時之平均雨量之關係 (51-56 年, 5 公厘以下雨量不計)

## 七、網 要

綜上分析，爰作成綱要如下：

1. 控制臺灣各地或各區未來短時期內颱風雨量之預測因子極為複雜，我人無法依據極少數之預測因子加以預估。

2. 各項預測因子中，仍以中心距離佔較重要之地位，中心距離在 600 公里以內者，與北部平均雨量之相關較明顯，不足 100 公里時，未來六小時內有 5 公厘以下雨量佔 50% 之機率，降 15-30 公厘之雨，稍低於三分之一之機會。但無雨亦佔 18%。中心在 200-300 公里時，北部未來六小時內無雨之機會最少。700-800 公里時，無雨之可能性最大。

3. 颱風中心對臺北而言之方向亦為一重要預測因子，北部未來六小時內平均雨量達 70 公厘以上者，中心均位於  $80^{\circ}$ - $230^{\circ}$ ，50 公厘以上者，中心在  $50^{\circ}$ - $230^{\circ}$ ；30 公厘以上者為  $40^{\circ}$ - $240^{\circ}$ ；至於降 5-25 公厘雨者，以  $80^{\circ}$ - $230^{\circ}$  最集中。東部因位於臺北之南南西方，故獲得颱風中心方位與其未來六小時內平均雨量之相關更佳，雨量集中之軸線在  $200^{\circ}$ 。中心方位在  $175^{\circ}$ - $225^{\circ}$  有降 70 公厘雨之可能， $150^{\circ}$ - $240^{\circ}$  有降 40 公厘雨之可能； $130^{\circ}$ - $250^{\circ}$  有降 25 公厘以下雨之可能。

4. 臺灣西北方及東北方之氣壓梯度顯然為支配臺灣各地區未來六小時內雨量之重要預測因子。北部有雨 5-10 公厘者西北向氣壓梯度均在 0-1.8 毫巴之間，10-15 公厘者在 0.4-2.5 毫巴之間，15-25 公厘者在 0.7-2.8 毫巴之間。平均雨量之在 30 公厘以上者，氣壓梯度均在 0.8 毫巴以下。氣壓梯度在 3 毫巴以上之 11 次，有 5 次（約 45%）北部平均雨量在 50 公厘以上，有 3 次（約 27%）在 25 公厘以上。西北方氣壓梯度之為負值者，北部無雨佔 83%，5 公厘以下佔 17%。

5. 西北方向之氣壓梯度與鞍部未來六小時內雨量之相關更佳。雨量在 150 公厘以下之五次，氣壓梯度均在 2-2.5 毫巴。氣壓梯度在 3 毫巴以上之 11 次，有 6 次雨量在 70 公厘以上。

6. 東北方向之氣壓梯度與阿里山未來六小時內雨量之相關亦佳，表示氣壓梯度愈急，阿里山之雨量愈多，氣壓梯度在 -0.4 至 +2.0 毫巴之間時，阿里山未來六小時雨量不致超過 30 公厘。

7. 暴風半徑與臺灣未來短時期內之雨量亦有相關。暴風半徑之在 100 哩以上而不足 150 哩者，北部未來六小時內無雨之機率為 71%，雨量在 5 公厘以下

者佔 25%，可見雨量之在 5 公厘以上之機率僅 4%。暴風半徑之在 200 哩及以上者，無雨之機率銳減，而降 5 公厘以上雨之可能性則激增。北部未來六小時平均雨量在 20 公厘以上者，暴風半徑均在 150 哩以上，40 公厘以上者全部為暴風半徑 200 哩或以上之颱風。可見暴風半徑尚不失為一有用之預測因子。

8. 颱風之中心氣壓及其變率與臺灣地區未來短時期內雨量之相關並不顯著。唯一可以指出者，中心氣壓在 990 毫巴以上者，北部未來六小時雨量在 10 公厘以下者佔 80%；雨量在 20-60 公厘者以中心氣壓 960-969 毫巴者較多。中心氣壓激升者，北部反而可望獲得較大之雨量。可見二者如選為預測因子，亦必居於次要之地位。

9. 颱風中心之過去移動速率與未來臺灣各地之雨量並無明顯之相關，以其與其他因子具有極複雜之關聯，在時間上亦不能配合。鄂霍次克海之低壓指數以及颱風過去在海上之歷程亦屬類似之情形，此三種初步選定之預測因子應予剔除。

10. 高空圖上及探空報告內之預測因子因限於時間及人力，容待下一步再加分析，我人發現高空風可能為一有用之預測因子，但採用何種高度以及是否同時考慮風向及風速，須予試探後方能決定。

## 重要參考文獻

1. 臺灣省氣象局颱風調查報告（民國 48-60 年）
2. Annual Typhoon Report, JTWC, 1962-1967.
3. Chieh-hsi Tang: Typhoon precipitation patterns and their relation to floods anticipated in arears of concern within Taiwan, Sino-American Air Forces Technical Meteorological Workshop Proceedings, 1970.
4. Chu Ping-hai, Climate of China 1962.
5. 張生恭等：手選邊洞卡在長期天氣預報中的應用 1966.
6. 戚啓勳：葛樂禮颱風侵襲期間臺灣之雨量分析，氣象學報 1964.

# 1971年11月18日羅布泊核彈試爆 臺灣放射落塵之氣象分析

蔣 志 才

*Meteorological Analysis of Taiwan Radioactive Fallout  
Caused by Nuclear Explosion at Lobopo on  
18 November, 1971*

Chih T. Chiang

## Abstract

The Nuclear Explosions at Lobopo has taken place 13 times from 1966 to 1971. The radioactive fallout in Taiwan were surveyed by drawing air through filter paper, exposing filters, and precipitation methods.

The 12nd nuclear explosion on 18 November 1971 was a small size one only 20KT depend on the reports of news paper, but the amount of radioactive fallout collected at surface and deposited by precipitation and air pollution concentration in Taiwan were much more than before during the period of ten days after explosion.

An apparent larger amount of radioactivity both from surface air activity survey and deposition with rain water has already been pointed out by Figure 1, 2, and Table 1. It would certainly influence some one's health and the crops in the partticular area

Why and How so much doses of radioactive particles could reach to Taiwan? That is the reason to make the meteorological analysis for it.

## 引 言

共匪不顧民痛，收括民脂民膏，發展核子武器以來，絡續試爆，迄民國 60 年底已達 13 次之多，其各次試爆均秘密舉行，事前不發佈任何有關試爆消息，甚至試爆後也不立即發佈試爆新聞。而在事後僅宣佈幾個輕描淡寫不關重要之文字，其保密性堪稱嚴密，但事實上其試爆後，科學發達國家如日本美國等，已先後測得震波與放射性浮飄微粒或落塵之增加，而推斷其試爆舉行之可能時間及其威力等，尤其日本爲之曾數度提出對大氣污染之抗議，但是抗議無效，試爆還是試爆。

關於本省對放射性浮飄微粒與降落塵之測量，開始於民國年 46 年 (1957)。其各觀測放射性落塵之量度，氣象局已分別作統計發行專刊，或在「氣象學報

」季刊登載發表，共匪每次核子試爆後 1-2 天，本省上空之浮飄放射性微粒抑或放射性落塵均見增加（詳見本局 1957-1967 放射性降落物測驗報告，氣象學報第 18 卷第 1 期，與東京管區氣象台 1968 年研究報告），其增加量各次均有不同，然 60 年 11 月 18 日下午 2 時（中原標準時）共匪第 12 次核彈試爆後，本省之放射性浮游微粒與降落塵較之往昔各次特多，均認爲係氣象方面之影響因素而造成，因該時期正爲初冬季節，寒潮開始向東南方向襲本省之期間，特爲蒐集資料，作此氣象分析如后。

## 羅布泊第 12 核爆資料

試爆地點：根據日本發表文選，共匪在 1966—1967 年間曾舉行六次試爆，其試爆位置在東經 90°，

北緯40°之新疆羅布泊，但此次試爆據資料是在羅布泊第2試爆場，該試驗場精確位置不詳，據估計在北緯41°，東經91°附近。

試爆時間：民國60年11月18日中原標準時下午2時(14:00L)，即世界標準時為上午6時(格林威治時0600Z)。因中原標準時也是本省所採用，以後均用(L)簡字表示；格林威治時間以(Z)簡字表示之。

爆炸威力：係相等兩萬噸黃色炸藥級(20KT)之小型核彈。

爆炸高度：報載消息係用IL28型轟炸機空中投擲爆炸，然其確實爆炸高度，缺乏可靠資料。

試爆目的：據推測係試驗中程飛彈IRBM之核彈頭之引發系統，或／及地雷與砲彈之核彈試驗；以及大氣污染與落塵之問題研究等。

以下為我國科學機構所蒐集此次試爆後之放射性微塵資料統計：

圖1—係臺北、龍潭、新竹三地之地面空氣放射度(單位微居里／每立方公分，以後簡寫 $\mu\text{ci}/\text{c.c.}$ )。由其三地之放射度曲線得知，11月21日臺北空氣放射度已見增高，而龍潭與新竹二地於次日方見增高，至23日三地均增高至最大值。迄25日降低接近正常觀測值，但仍屬稍有偏高，28日以後方低於正常觀測值。該三地浮懸在近地面空氣中之放射性微粒，以臺北為最高也最久，其理由顯明係臺北為盆地，空氣停滯欠流通關係，新竹放射度超過正常值之時間最短，因新竹位在海邊，11月也是該地強風季節、空氣流動快之故。

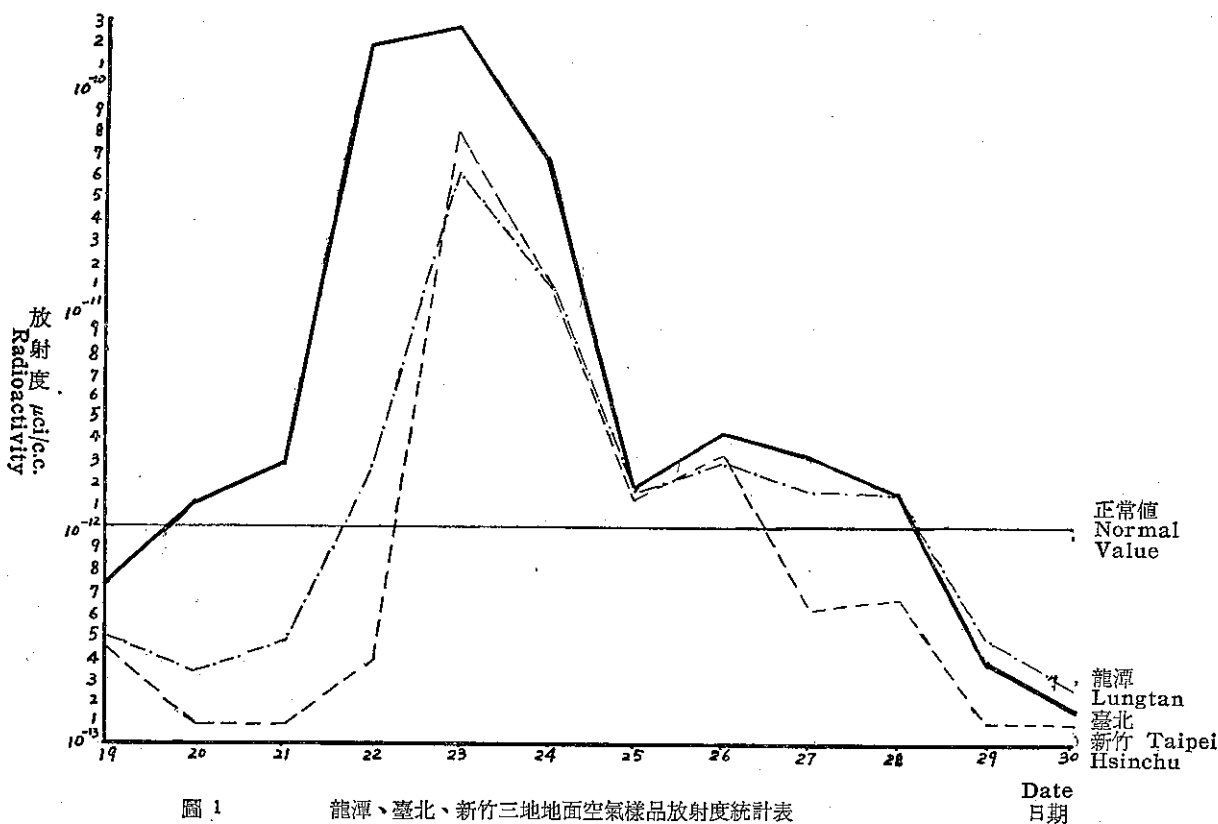


圖1 龍潭、臺北、新竹三地地面空氣樣品放射度統計表  
Fig. 1 Radioactive Particles in the surface air at Lungtan, Taipei & Hsinchu

圖2—為此次核爆後13天內(60年11月18日至30日)，本省各觀測站膠紙樣品之放射度圖。宜蘭在東北角之河谷口，也為東北季風之進喉；基隆雖位在其北方，可是基隆市觀測站在市區，四面小山環繞，將影響放射性降塵之直接黏獲，本圖有說明四點：

1. 圖上地名旁邊橫線上面之數字，為11月18日至30日其13天內測量放射度之總值，單位為每平方

公尺面積之微居里數( $\mu\text{ci}/\text{m}^2$ )，其等值線以實曲線表示之。

2. 地名旁橫線下面之數字，為該13天內平均每天之放射度，其等值線以虛線表示之。

3. 金門、馬祖二地之測得放射度與臺中相接近；又澎湖一地因其測量值實無信賴理由，為縮小幅緣故未列入。

4. 平時測量每日之放射度值，各地不超過  $1.93 \times 10^{-4} \mu \text{ci}/\text{m}^2$ ，但本圖各地數值均已遠超過正常值，尤以宜蘭一地為最高值之中心，左營為最少。又在同緯度位置之兩測站而言（如花蓮與臺中；宜蘭與龍潭），東面之測量放射度高於西面者；再以本島東海岸各測站比較，以宜蘭放射度最高，向南逐漸減少（宜蘭 > 花蓮 > 新港 > 臺東），不論其18天之總值線抑或每日平均等值線，均屬同樣趨向而互相吻合，其理甚明顯係東北季風與地形雙重影響之所致，降落塵由東北方海洋上吹來受中央山脈阻擋關係，降落在本省東北方面者佔多數，西南方背風面者佔少數，故擋風面之宜蘭河谷為最多，西南方背風面之左營地區為最少，然本省南端之車城地帶稍高於左營，係因其經度位向較左營偏東面，並車城東面山脈高度較低，阻擋作用較小之故。

表 1—係此次核爆後本島各地雨水樣品之含放射度統計表，可惜各測站之收集方法有異，資料不齊全，加之各地降水之日數，時間與雨量多少均有不同，以致統計放射度之高低不一致，無從比較，也欠規律可循，僅供留作參考。

圖 3—係此次核爆後飛機以膠紙所收集樣品之每小時平均放射度圖，其實曲線表示飛機自東京→大阪→臺北航線所收集者，飛行高度 26000—

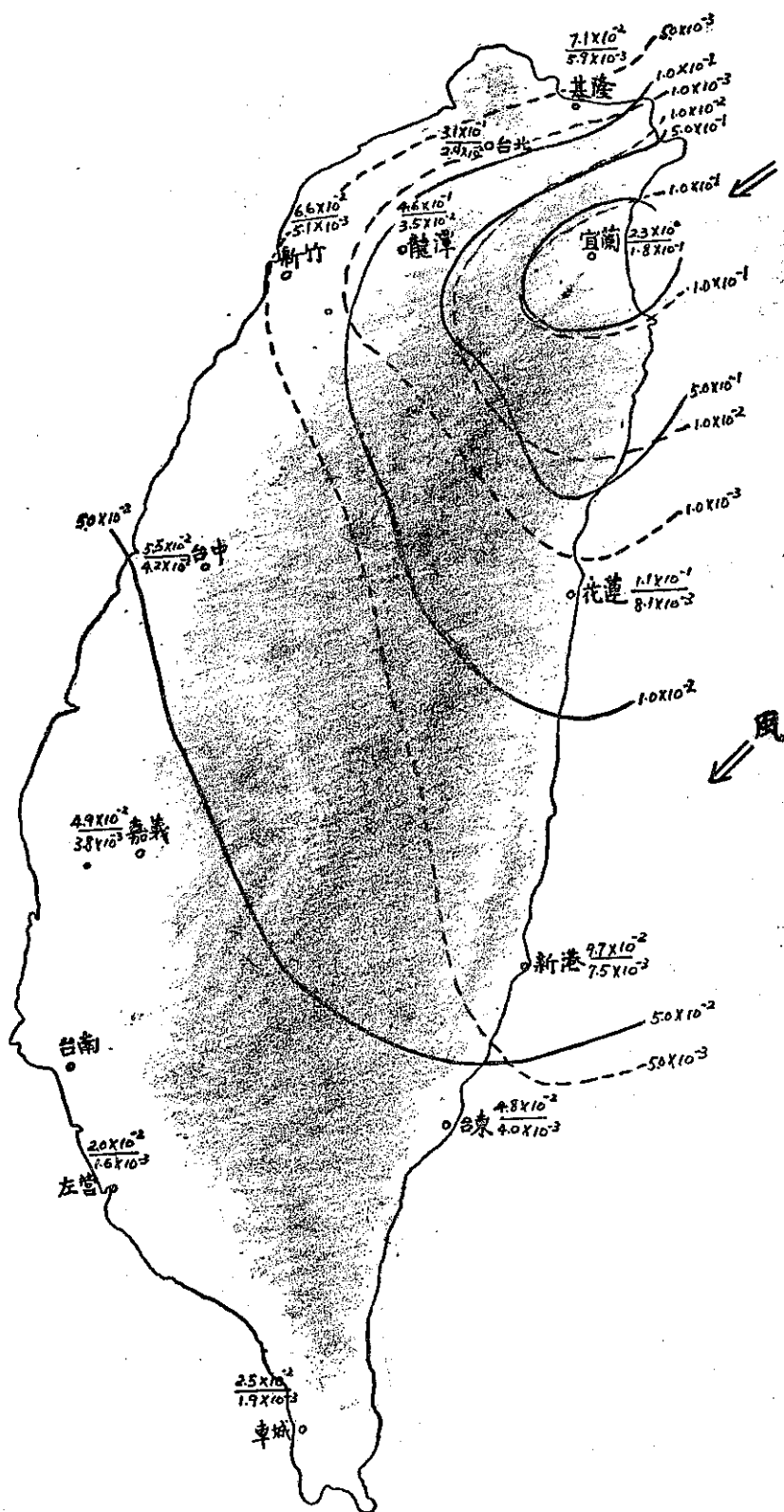
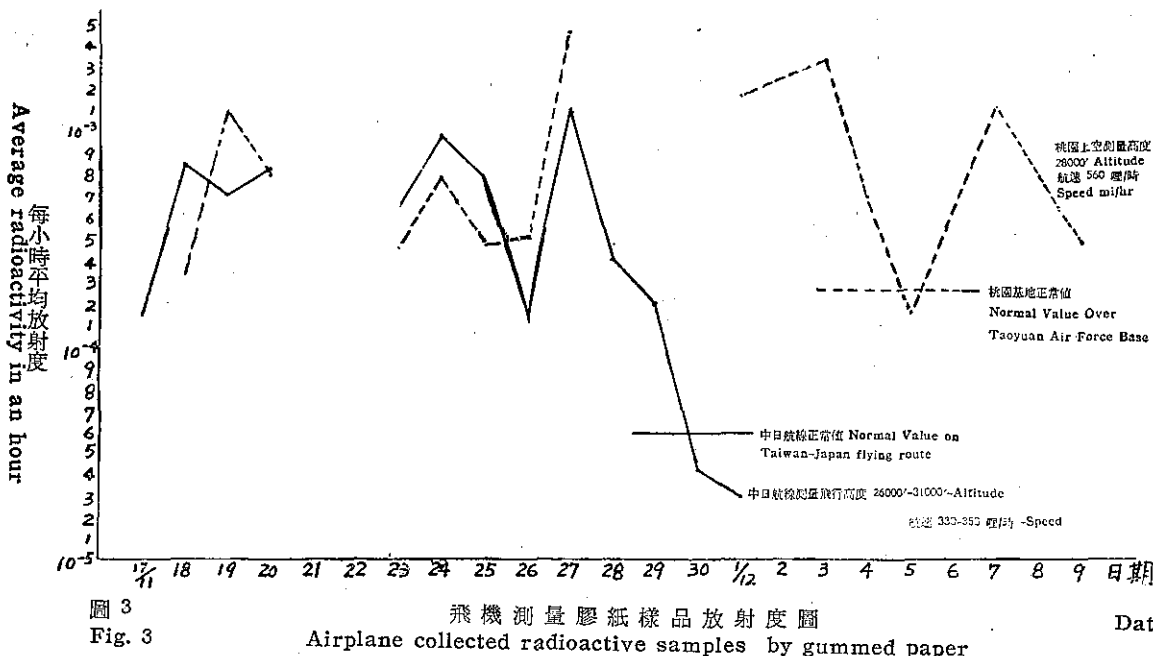
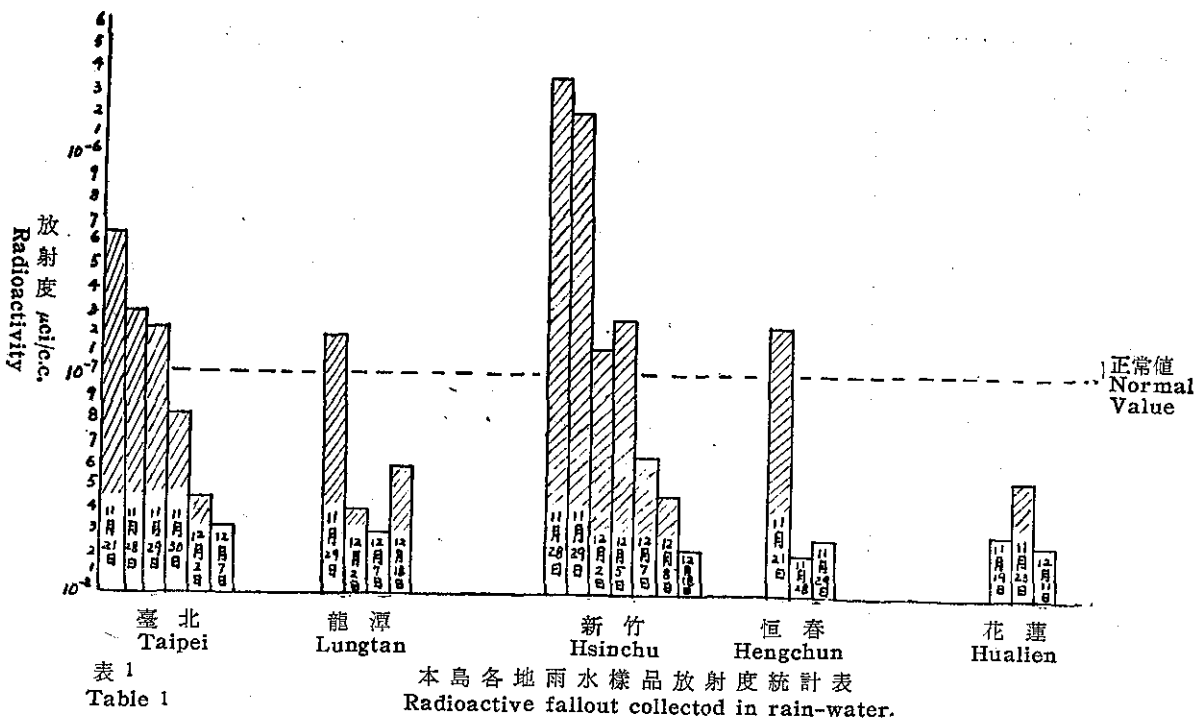


圖 2 60年11月18日至11月30日臺灣各地膠紙樣品觀測放射度圖  
Fig. 2 Radioactive fallout collected by gummed-paper in Taiwan. 18 Nov.-30 Nov. 1971.



31000 呎，航速每小時 330-350 哩，自 11 月 17 日開始收集即超過正常測量值，迄 11 月 29 日以後恢復正常測量以下；至于虛線部份，係桃園基地上空飛機所收集者，飛行高度 28000 呎，航速每小時 560 哩，收集資料期間曾有中斷，但其所測得資料中，僅有 12 月 5 日一天低於正常值，其餘各日均超過正常值，但超量度不大，可見此次核爆後本省高空浮懸放射性微塵

之存在達 14 天以上，超過正常測量值，據屏東基地飛機高空測量，也有類似情形。

以下各圖為地面與高空氣流態勢圖，因各層氣流動態無時無刻不在變動，實難將試爆之後所有氣象圖表一一連接登載，為節省篇幅與類似情況避免重複起見，僅選擇時間上比較具有代表性之氣流線圖，分載如后：

圖 4.1—60年 11月18日 0600Z (中原標準時下午兩點鐘) 之地面天氣圖，羅布泊試爆也正是該圖資料時間，是時該地區在高氣壓控制下，天氣晴朗，天空僅八分之 1-2 個卷狀雲，高度在 30000 呎以上，風力微弱幾至無風，風向不定，實為理想之試爆天氣，自羅布泊至臺灣間有兩個高壓中心，成直線狀伸展向本省。控制本省天氣之高氣壓中心，位在長江口，本省各地為一致之東北季風，風速 15-20 哩/時，天空均為疏裂雲，無降水現象。

圖 4.2—係 11 月 22 日 0000Z (中原標準時 8 點) 之地面天氣圖，羅布泊至臺灣之間的原有分裂高壓帶，已合併為一個龐大之高壓，籠罩整個華南地區，同時半停留性之冷鋒位在呂宋，因本省在其高壓邊緣，東北季風盛行，風速均在 15-20 哩/時之間，該日除嘉南地區在中央山脈背風面未曾降雨外，本省其他各地均曾降雨，其雨量以宜蘭一地最多達 19.7mm。

圖 4.3—係 11 月 27 日 0000Z 之地面天氣圖，原在我國大陸之龐大高氣壓，已分裂後相繼東移出海，此時僅留一分裂高壓中心在長江口，而在蒙古北方之強烈高壓在停滯並增進強度之中，其間在華中有一鋒面分隔，本省在分裂高壓邊緣天氣良好，然各地風向仍以東北為主，風速 5-15 哩/時，無降水發生。

圖 4.4—係 11 月 18 日 1200Z 之 700mb 層氣流圖 (mb 為毫巴，係大氣壓力單位)。該層高度如係標準大氣為 3010 公尺 (約 10000 呎)，此外氣象單位另繪製 850mb 等壓面圖，高度 1470m (約 5000 呎)。但其所示型態與地面相似，故本文從略之，僅就 700mb 圖而論，羅布泊試爆地區之氣流分南北二支

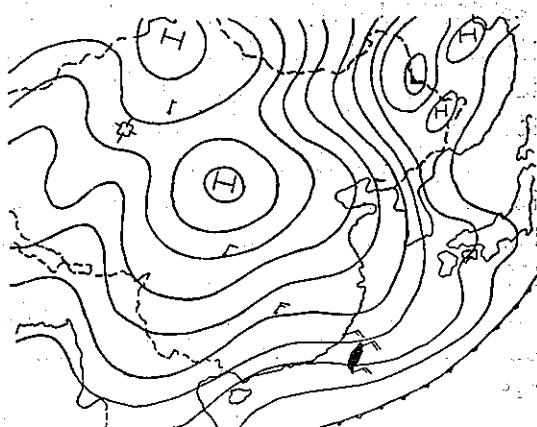


圖 4.2 60 年 11 月 22 日 0000Z 地面天氣圖  
Fig. 4.2 Synoptic situation at sea level.  
22 Nov. 1971. 0000Z

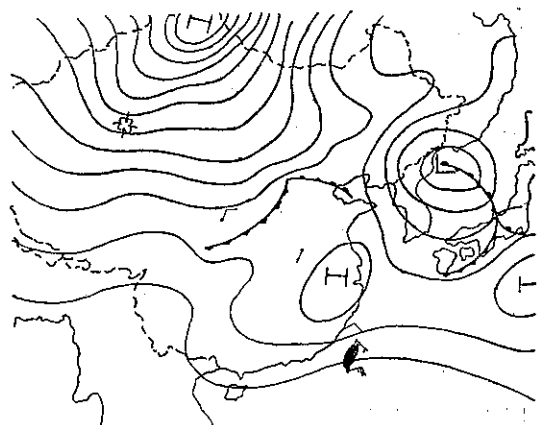


圖 4.3 60 年 11 月 27 日 0000Z 地面天氣圖  
Fig. 4.3 Synoptic situation at sea level.  
27 Nov. 1971. 0000Z

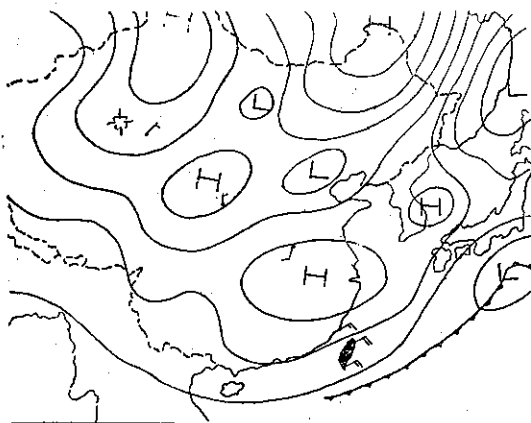


圖 4.1 60 年 11 月 18 日 0600Z 地面天氣圖  
Fig. 4.1 Synoptic situation at sea level.  
18 Nov. 1971. 0600Z

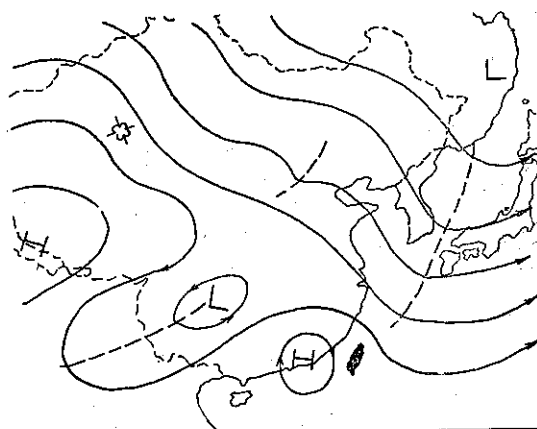


圖 4.4 60 年 11 月 18 日 1200Z 700mb 氣流圖  
Fig. 4.4 Air flow pattern at 700mb level.  
18 Nov. 1971. 1200Z

，北支可直趨長江口出海，如東海上 3000m 以下為東北氣流，該層之落塵則正向本省吹襲無疑；南支氣流則在大陸轉向康藏而赴緬甸印度，路程遙遠加之地勢峻險，如有落塵似無到達本省之可能。

圖 4.5—係 11 月 22 日 0000Z 之 700mb 氣流圖，高度與 4.4 圖相同，僅時間落後 84 小時，該圖之華中區氣流更趨南北向，西北氣流可直達本省上空，如浮懸放射性微粒順着氣流逐漸下降，出東海後低層風向轉變為東北季風，則將迴轉入侵本省各地無疑，如有航空器在該高度上空測量，也必能遭遇大量放射性微塵。

圖 4.6—係 11 月 18 日 1200Z 之 500mb 層氣流圖，該層標準高度 6030m (約 20000 呎)。圖示虛線

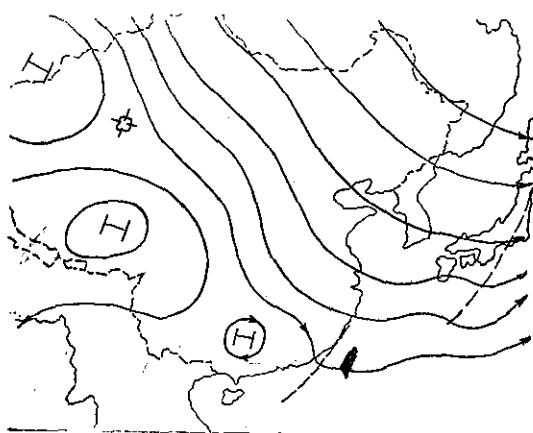


圖 4.5 60 年 11 月 22 日 0000Z 700mb 氣流圖  
Fig. 4.5 Air flow pattern at 700mb level  
22 Nov. 1971, 0000Z

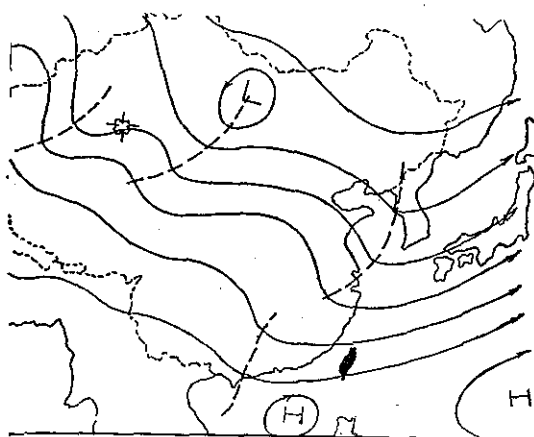


圖 4.6 60 年 11 月 18 日 1200Z 500mb 氣流圖  
Fig. 4.6 Air flow pattern at 500mb level  
18 Nov. 1971, 1200Z

為槽線氣流發生波動，如有浮懸微粒其軌跡將呈波狀，然以本圖概勢而言：華北華中地區上空氣流比較圖 4.4 與 4.5 為緯向（橫方向）。如有落塵則必先降至 700mb 層出東海後，再隨低層風轉向本省東南沿海各地侵襲。

圖 4.7—係 11 月 22 日 0000Z 之 500mb 層氣流圖。該層標準高度為 9160m (30000' 以上)。該圖時間東南沿海雖有一槽線，然大陸上空氣流較為緯向，其起于源地浮飄微粒前鋒將向日本方向，但在大陸沿海地帶其降落塵愈向下沉，因低層風均較有北向分力，則將愈偏向南方，甚至該層浮飄微粒飄達琉球或日本附近下沉者，仍將藉低空東北季風而迴轉吹襲本省。

圖 4.8—係 60 年 11 月 18 日 1200Z 之 300mb 層氣流圖，雖有槽線在我沿海，但氣流南北分力不大。

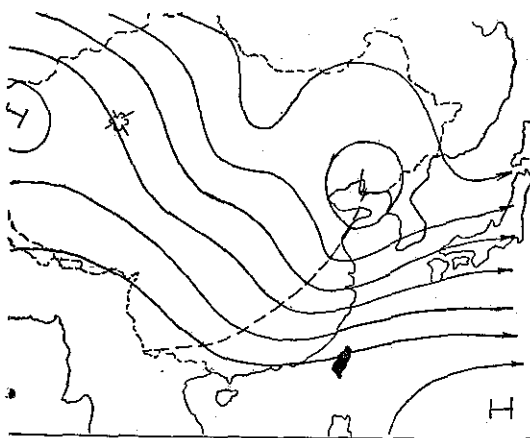


圖 4.7 60 年 11 月 22 日 0000Z 500mb 氣流圖  
Fig. 4.7 Air flow pattern at 500mb level  
22 Nov. 1971, 0000Z

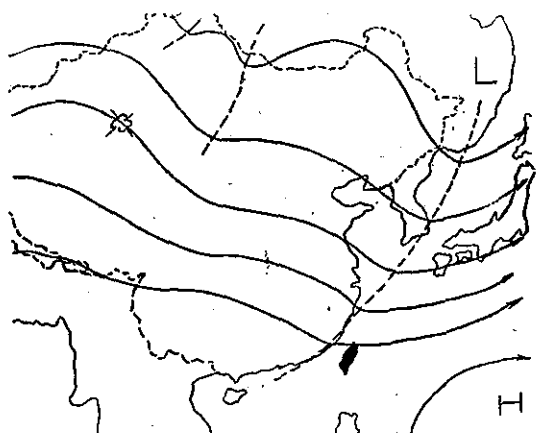


圖 4.8 60 年 11 月 18 日 1200Z 300mb 氣流圖  
Fig. 4.8 Air flow pattern at 300mb level  
18 Nov. 1971, 1200Z

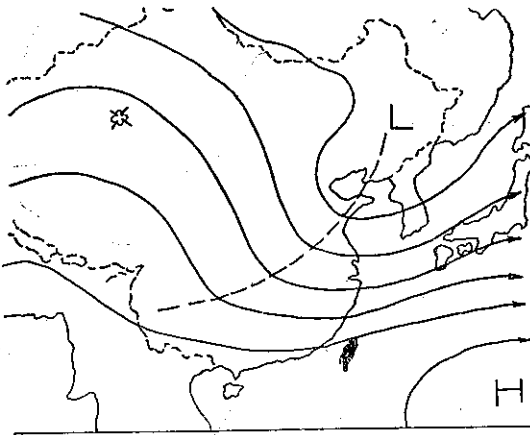


圖 4.9 60年11月22日0000Z 300mb 氣流圖  
Fig. 4.9 Air flow patter at 300mb level  
22 Nov. 1971 0000Z

圖 4.9—係 11 月 22 日 0 000Z 之 300mb 層氣流圖，該圖氣流形態與圖 4.7 之 500mb 者相類似，華北華中均為西北氣流，起于源地之浮飄微粒可直達本省上空，此由圖 3 飛機測量值可予證實：中日航線自 11

月 17 至 27 日均超過正常測量值；桃園基地上空測量自 11 月 18 日至 12 月 9 日止，測量值仍超過正常值。

### 氣象分析

依據以上各項資料，得悉自地面至 850，700，500 與 300mb 各層之風向風速情形，其實 300mb 層之上，仍有 200 與 100mb 層等更高之氣象資料，然據美國陸軍參謀大學教材<sup>(1)</sup>，20KT 核彈空中爆炸高度不詳時，估計核爆草狀雲頂至 33000 呎，草底 27000 呎，雲莖自地面至 27000 呎，所產生草狀雲半徑為 1033 呎 (3.15km)，故本文參照計算雲頂至 300mb 為止，但該教材計算降落塵區域係屬戰術性之近距離範圍，羅布泊至本島有 3500 多公里之遙，本島所在位置又低於爆炸源地之緯度 15° 有多，其間途中各層氣流隨時間有變更，當不能以羅布泊一地高空風作計算預測之準繩，故本文根據氣象單位所繪每日之等壓面圖計算其浮飄微粒之軌跡，首先計算各層微粒浮飄距離如下表：

60年11月18日羅布泊試爆高空氣流與微塵浮飄距離表  
Down wind distance of traveling radioactive particles after nuclear  
explosion at Lo-bo-po

起迄 日期/時間 Z	850mb					700mb					500mb					300mb				
	風向 (度)	風速 哩/時	重力因子	浮飄時數	浮飄距離	風向 (度)	風速 哩/時	重力因子	浮飄時數	浮飄距離	風向 (度)	風速 哩/時	重力因子	浮飄時數	浮飄距離	風向 (度)	風速 哩/時	重力因子	浮飄時數	浮飄距離
18/06-18/12	300		$5 \times 0.61 \times 6 = 18$ 哩			285	$20 \times 0.55 \times 6 = 66$				290	$30 \times 0.47 \times 6 = 84.6$				290	$30 \times 0.42 \times 6 = 75.6$			
18/12-19/00	310		$5 \times 0.61 \times 12 = 36$ 哩			290	$15 \times 0.55 \times 12 = 99$				280	$25 \times 0.47 \times 12 = 141$				280	$40 \times 0.42 \times 12 = 20.2$			
19/00-19/12	350		$5 \times 0.61 \times 12 = 36$ 哩			340	$10 \times 0.55 \times 12 = 66$													
19/12-20/00	050		$3.2 \times 0.61 \times 12 = 23.5$ 哩																	
20/00-20/12	130		$5 \times 0.61 \times 12 = 36$ 哩																	

此表根據當時實測各層風向，作為浮飄微粒之移動方向（無報告之處則以氣流線內插法求之）；至于其所移動距離，則以當時該地風速乘以重力因子與浮飄時間而得。因空氣密度隨高度向上遞減，故重力因子也隨高度減小<sup>(2)</sup>，850mb 層之重力因子為 0.61；700mb 層為 0.55；500mb 層為 0.47；300mb 層為 0.42。浮飄時間之計算，為配合氣象單位資料時間，短者 6 小時，久者 12 小時計算一次，其表列計算結果，繪製其各層浮飄前鋒微粒軌跡路徑線如圖 5.1。

該圖所示軌跡係爆炸中心之放射性微粒隨氣流浮

飄最早所到達之位置，其旁所標數字，斜線左面為日期，右面者為世界標準時，然該軌跡並未顧及中途昇降問題，僅假設其在定壓面上浮飄之位移，由該圖四條軌跡顯示：

1. 850mb 層之浮飄微粒軌跡，抵達長江中游即始轉向南再轉向西南，向康藏高原吹去，其主流無到達本省可能。

2. 700mb 層之浮飄微粒軌跡，時於 11 月 19 日清晨即自長江下游直向本省吹來，至午後其前鋒微粒即可到達本省上空，可惜本省該日未作該高度上空之

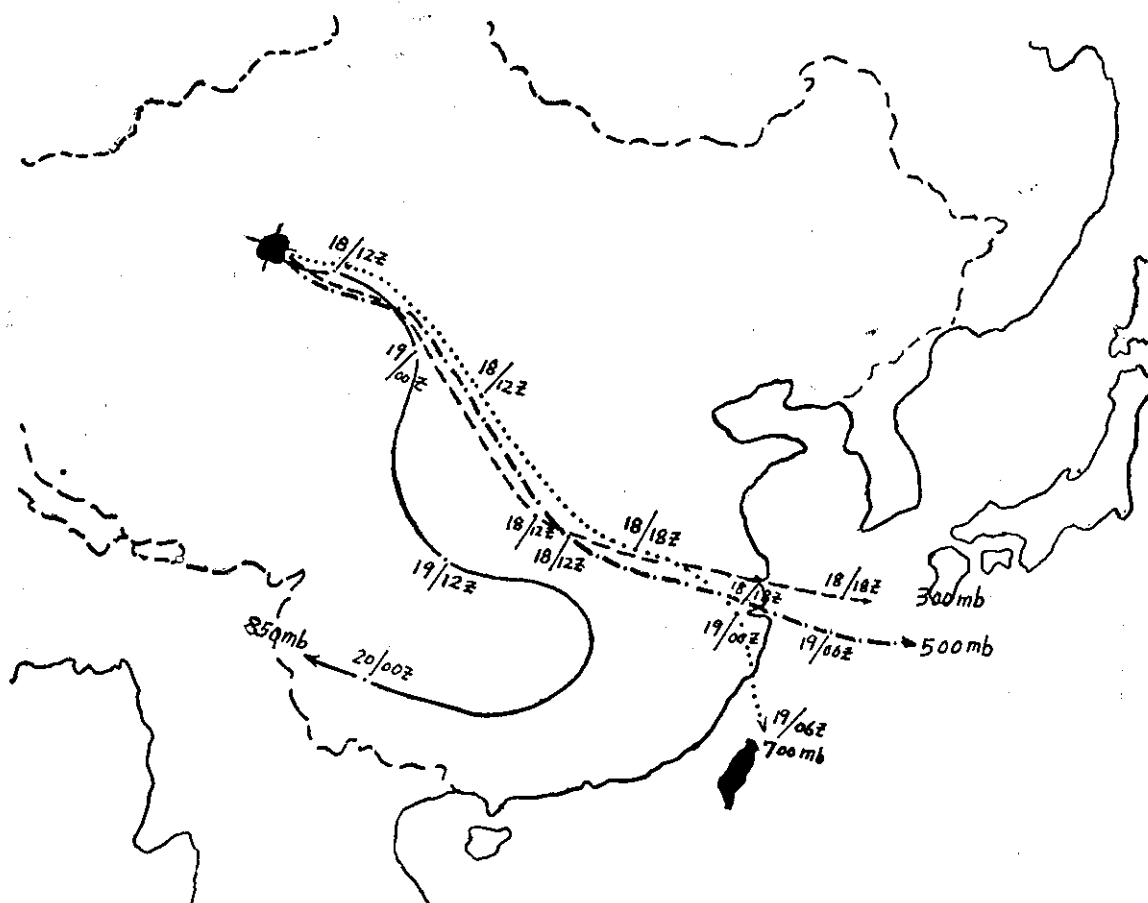


圖 5.1

Fig. 5.1

放射性浮飄微粒行進軌跡圖

Horizontal trajectories of radioactive particles

測量，無從實例證明，然從圖 3 桃園基地 28000 上空之測量與中日航線之測量紀錄曲線言之，18 日已見增加，19 日更增加，其不無關連。

3. 500mb 層之浮飄微粒軌跡，於次日（19 日）即已出東海向日本方向進行。

4. 300mb 層之浮飄微粒軌跡，其前鋒微粒比 500mb 者提早 6 小時出東海，也向日本方向進行。

以上四條路徑綜合比較，顯明的高度愈高之層次，其浮飄微粒軌跡經過  $120^{\circ}\text{E}$  經線時之位置，愈偏北方；同時其自西向東之速率也較快，300mb 層浮飄前鋒微粒早在 18 日當天，即可飄至  $120^{\circ}\text{E}$  經線（長江下游）而沿  $32^{\circ}\text{N}$  緯線向東進行，圖 3 之中日航線測量紀錄，足資證明其推斷之正確性；而 500mb 層者則延後約 6 小時方到達  $120^{\circ}\text{E}$  經線；同時縱方向之比較，300mb 者比 500mb 者偏北方約  $1^{\circ}$  緯度；至于 700mb 者又再延後約 6 小時方到達  $120^{\circ}\text{E}$  經線，緯度也再向南低約  $1^{\circ}$  緯度，出東海其軌跡更轉向

南方；又 850mb 層浮飄前鋒微粒在長江中游，即始轉向赴西南高原地帶矣，其理由為高空風速轉大，各高度空氣密度差異雖乘以重力因子，予以修正，但仍能浮飄至較遠超離，因平面速率大，相應之下向南方偏度為之減小。

至于 850mb 層與以下低空軌跡，因天氣圖形態與高空不同，氣流多沿各氣壓系統之等高（壓）線而轉彎多，致使軌跡彎曲多變，同時隨各氣壓系統自西北向東南位移，故軌跡也隨時間南移較多距離，而與高空路徑相脫節。

本省地面膠紙樣品與地面空氣樣品中放射性微粒，係來自何高度之降落塵？此為值得研究的問題，上節已討論 850mb 層之降落塵，應降落在大陸上，而不可能降落本省，乃降落本省者當係 850mb 層以上高度之浮飄微粒，該項浮飄微粒飄流出東海後，逐漸下降至低空，再受低空東北季風影響，再迴轉向西南而吹襲本省。當然高度愈高，降落至地面之時間愈久

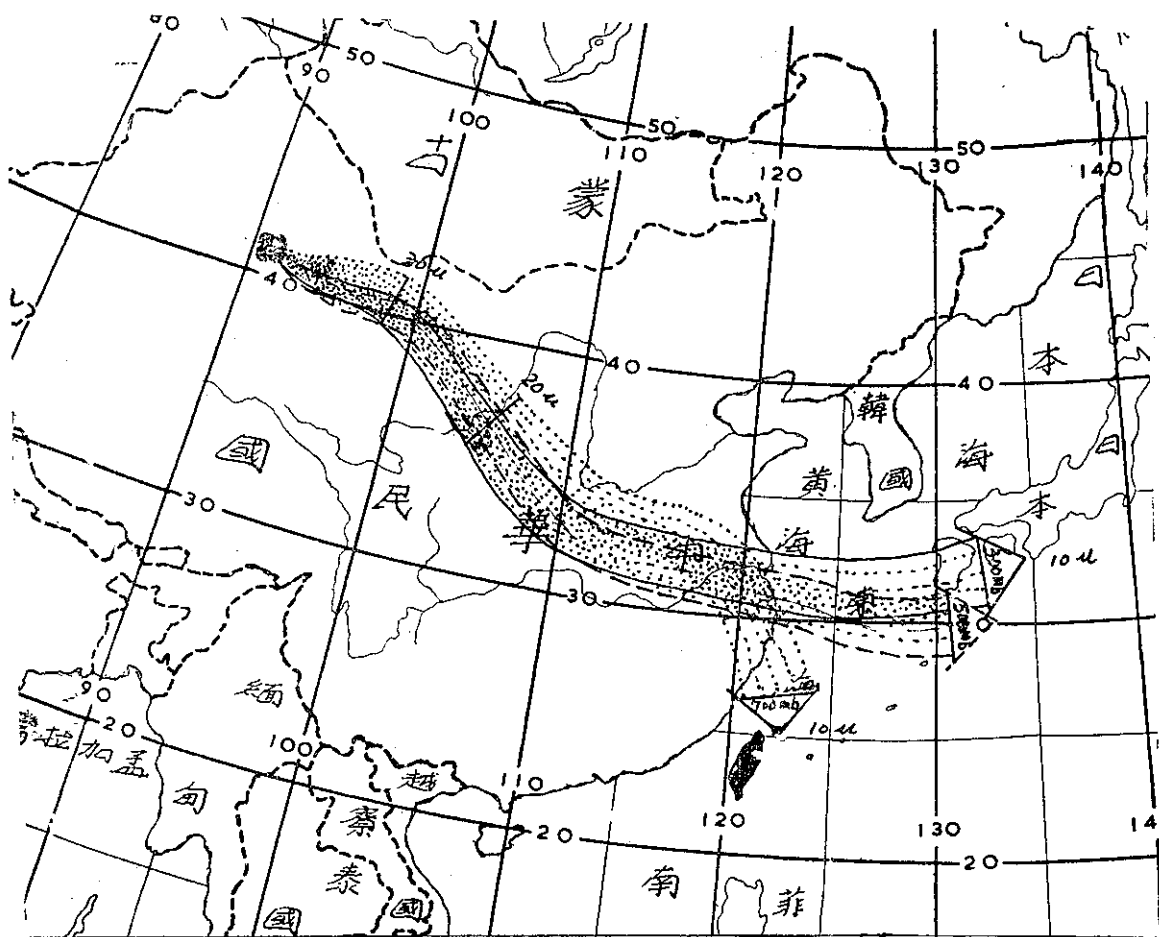


圖 5.2 300mb, 500mb, 700mb 放射性浮飄微粒直徑與擴散路徑圖

Fig. 5.2 Diameter and diffiulence trajectories of radioactive particles at 300mb, 500mb, 700mb levels

，至于降落速率究竟若干？根據東京管區氣象臺研究報告<sup>(2)</sup>所列放射性微粒降落速率公式：

$$\bar{w} = 0.25 \frac{\sigma g r^2}{\mu_0} \cdot \left[ 1 + 0.112 \sqrt{\frac{\rho_0 \sigma g r^2}{0.14 \mu_0 h} (1 - e^{-0.14h})} \right]^{-1}$$

$\bar{w}$  — 平均降落速率 m/hr

$\sigma$  — 球形微粒比重，浮飄至東海以外者，一般為 5-6，本文以 5 代入計算。

$g$  — 重力加速度 980 cm/sec<sup>2</sup>。

$r$  — 微粒半徑 ( $\mu$ )，依據 1966-1967 年共匪四次核爆後日本之測量，在 300mb 層者以 10 $\mu$  之半徑為多，故本文以 10 $\mu$  代入計算。

$\rho_0$  — 該層大氣密度為  $1.29 \times 10^{-3}$  g/c.c.

$\mu_0$  — 大氣粘性為  $1.72 \times 10^{-4}$  g/cm·sec

$h$  — 300mb 之高度 9300m = 930000cm

代入：

$$\bar{w} = 0.25 \frac{5.980 \cdot \left(\frac{10}{10^4}\right)^2}{1.72 \times 10^{-4}} \cdot \left[ 1 + 0.112 \sqrt{\frac{1.29 \cdot 10^{-3} \cdot 5.980 \cdot \left(\frac{10}{10^4}\right)^3}{0.14 \cdot (1.72 \times 10^{-4})^2 \cdot 930000}} \cdot (1 - 2.73 \cdot 10^{-0.14 \cdot 930000}) \right]^{-1}$$

經各因子代入計算，其第二項方括弧內數值大小，隨高度  $h$ ，密度  $\rho_0$ ，與球形比重  $\sigma$ ，半徑  $r$  而有異，但在各種假設情況下計算結果，相差微乎其微，其得數幾乎等於 1，故可省略而免乘之。乃

$$\begin{aligned} \bar{w} &= \frac{0.25 \cdot 5.980 \cdot 100}{1.72 \times 10^{-4} \cdot 10^3} = \frac{250 \cdot 5.980 \cdot 100}{1.72 \times 10^{-4}} \\ &= \frac{12.25}{1.72} = 7.06 \text{ cm/sec} \\ &= \frac{7.06 \times 60^2}{100} = 254.16 \text{ m/hr.} \end{aligned}$$

即在 300mb 層  $10\mu$  半徑之微粒，其平均降落速度為每小時 254 公尺，自 300mb 高度最先降落到地面者將需 36 小時又 35 分鐘，其後則繼往吹來繼續降落，至于該層以下各高度之微粒降落時間，當隨高度降低而減短，如圖 5.3 所示 850mb 層者僅需 6 小時又 11 分鐘即可達地面，但僅能降落大陸而不能出東海；700mb 層者需 12 小時又 21 分方到達地面，因低層風向轉變為東北，原軌跡達本省上空之前鋒微粒，被吹向大陸東南地區，在前鋒微粒之後出海較遠者，方能繼續降落本省；500mb 層微粒需時 22 小時又 25 分方到達地面，根據圖 5.1 軌跡，早在 19 日 0200Z 其前鋒微粒已飄至琉球東北方，沿途繼續逐漸下降，因低層風向轉變為東北，又迴轉吹回  $120^{\circ}\text{E}$  地帶而吹襲本省地區，在 11 月 19 日 04:25Z (中原標準時午後兩點多鐘) 即始有 500mb 之降落塵，繼之 500mb 以上高度者也將連續降落，故自 19 日起本省各地所收集樣品之放射度始超正常之急速增加，與事實相符 (如圖 1)，增加至 23 日達最高峯，之後放射度方逐漸降低，迄 28 日以後方恢復正常之觀測量。

至于各高度浮飄空中之微粒，隨時間之延長而平面擴大範圍計算，如下式：

$$\sigma = \sqrt{2kt} \text{ 擴散距離 km.}$$

k—Fickian Diffusion 經驗常數，當平均風速 20m/s (40kts) 時，水平擴散常數為  $5 \times 10^3 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 。

t—時間 (小時)

代入

$$\begin{aligned} \sigma &= \sqrt{2(5 \times 10^3) \cdot 6 \cdot 60^2} = 46.5 \text{ km (6 小時後兩旁擴散距離)} \\ &= \sqrt{10^3 \cdot 12 \cdot 60^2} = 65.7 \text{ km (12 小時後兩旁擴散距離)} \\ &= \sqrt{10^3 \cdot 24 \cdot 60^2} = 93.0 \text{ km (24 小時後兩旁擴散距離)} \\ &= \sqrt{10^3 \cdot 36 \cdot 60^2} = 114.0 \text{ km (36 小時後兩旁擴散距離)} \\ &= \sqrt{10^3 \cdot 48 \cdot 60^2} = 131.5 \text{ km (48 小時後兩旁擴散距離)} \\ &= \sqrt{10^3 \cdot 72 \cdot 60^2} = 161.0 \text{ km (72 小時後兩旁擴散距離)} \\ &= \sqrt{10^3 \cdot 96 \cdot 60^2} = 185.9 \text{ km (96 小時後兩旁擴散距離)} \\ &= \sqrt{10^3 \cdot 120 \cdot 60^2} = 207.9 \text{ km (120 小時後兩旁擴散距離)} \end{aligned}$$

圖 5.2 係由本式計算結果所繪製，擴散距離為時間之函數，故圖 5.1 所示係浮飄微粒前鋒之路徑，實際上浮飄微粒不斷在擴大面積，同時也在減低放射性之濃度，微粒半徑較大者因重力關係先降落，較小者則浮飄至更遠之距離，沿途緩慢的逐漸降落，甚至永遠浮游在平流層內，不斷的環遊世界。

## 結 論

本文所分析之目的，係推究此次羅布泊核爆十天內，本島為何會有異常多之放射性浮懸微粒與降落塵出現？並於試爆後次日本島放射性落塵即見顯著之增加，此當與氣象條件有關，故以對流層內各高度之氣流，加以研判其吹襲本省的原因，事實上空中爆炸當不

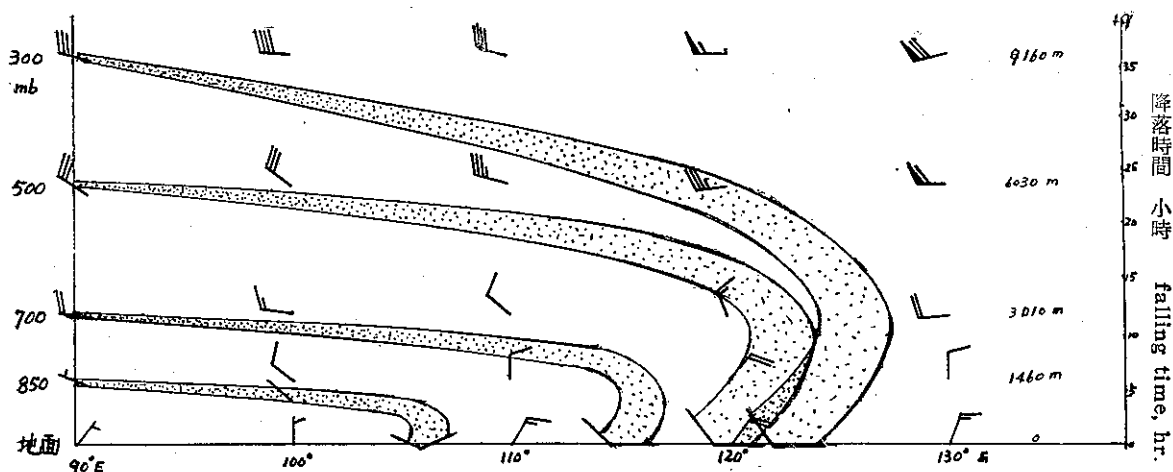


圖 5.3 平均高空風垂直分佈與落塵軌跡圖

Fig. 5.3 Average wind velocity aloft and trajectories of radioactive fallout.

免有放射性微粒昇及平流層內，隨着大氣環流而環繞地球不斷的運行，若某地作經常高空測量，放射性微粒測量值，將會有週期性的增減情形發生，但此非本文研討之原意。

此次試爆後所收集本島各項樣品放射度紀錄，與各項計算之數值相當吻合，似可信賴，也可作為將後數據計算之參考，至于此次試爆為何會造成該項特高紀錄，其主要氣象原因有：

1. 當核爆時為初冬季節，地面蒙古高氣壓建立後曾有強烈寒潮爆發，寒流東南下直達本省。同時 700mb 至 300mb 上空氣流，因有深槽在我國沿海地帶出現，致使大陸上氣流呈偏由北方吹來，將大量放射性微粒攜帶至較南地帶。

2. 試爆後十日內，本省始終東北季風盛行，當高空浮飄微粒自西向東南流動，並逐漸下沉，至東海以外而高度降低達 700mb 層以下時，即行隨氣流迴轉方向朝南，邊降邊向本省吹襲。

3. 本省地形似一長樹葉，其方位為北北東至南南西，其間有中央山脈分隔東西兩岸，東北季風吹來，東岸測站為擋風面，尤其宜蘭一地為北方之河谷口，膠紙樣品放射度成為最高，以南各測站則應逐漸向南方遞減；西面各測站也應有同樣向南遞減之趨勢，不過遞減梯度因背風面之關係，較東岸為小；若有兩測站在同一緯度上言，其所測放射度東岸者應較西岸者為高。不過臺北為盆地，基隆為四面環山之海港，以氣流而言也類似盆地，該二地雖位置較宜蘭偏北，但膠紙樣品放射度較宜蘭為低，可是空氣樣品放射度應為最高，此因低層空氣欠流通關係。

4. 此次試爆後浮飄微粒之前鋒軌跡，在對流層內，高度愈高者，愈呈東西之橫向，行進速率也愈大；

高度愈低者，軌跡愈多變化曲折，落塵不能出東海而降落在大陸地區。

5. 各高度浮飄微粒軌跡比較，以經過 120°E 經線而言；300mb 者比 500mb 者早到約 6 小時，500mb 又比 700mb 者早到約 6 小時；以出海緯度位置而言：300mb 者比 500mb 者偏北約 1° 緯度，500mb 又比 700mb 偏北約 1° 緯度距離；至 700mb 以下高度者乃偏得更多距離，由此可見高空之浮飄微粒下降時，愈下降其位置則愈將偏南，故本省之落塵有高度降落者，也有高空繼往開來，逐漸向南下沉抵達本省者，致使本省超正常測量值，達十天之久。

此次試爆後所收集樣品放射度特別高，氣象條件適宜為其原因，無可疑慮，至于是否尚有核彈原料異別，製造過程異同，與爆炸方法差異等諸問題，有待專家研究。

影響核爆降落塵之氣象因素。當非各高度風向風速兩項，其他諸如沿途氣溫分佈，水汽分佈，昇降氣流，微粒大小與形狀，及其表面吸水性等，莫不影響其降落速率及其放射性之壽命，可是該等資料均為不詳，無從分析推算，今後有關該項問題研究，尚盼各先進多予糾正指導。

### 參 考 書 籍

1. "Nuclear Weapons Employment", U. S. Army Commander & General Staff College, Fort Leavenworth, Kansas.
2. 東京管區氣象台 1968 年研究報告。
3. 臺灣省氣象局出版之「累年放射性降落物測驗報告」1957-1967 年。
4. 「研究高空放射塵及大氣污染長期變化對氣象因素之關係」，中央氣象局氣象學報第 18 卷第一期。

# 從動力觀點剖析颱風

徐 明 同

## *Dynamical Aspects of Typhoon*

Ming-Tung Hsu

### *Abstract*

This is a special lecture presented at the fourteenth general meeting of the meteorological Society of the Republic of China which was held at Taipei on March 1972.

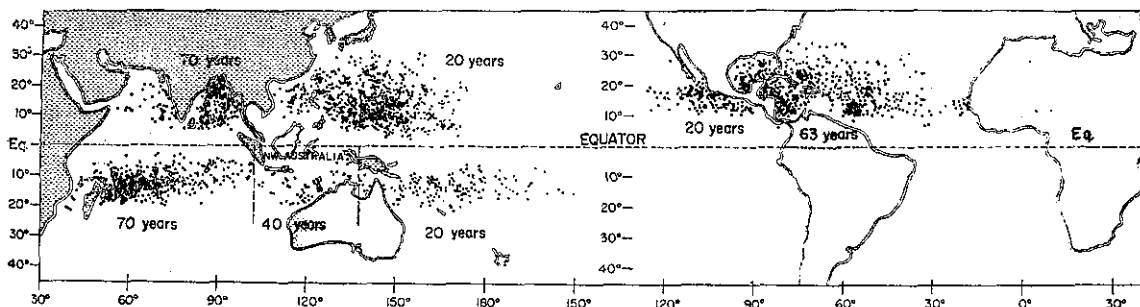
The following topics are comprehended:

- (a) structure of typhoon
- (b) energy of typhoon
- (c) spiral clouds and hot tower
- (d) mechanism of the development of typhoon
- (e) formation of typhoon

### 一、前 言

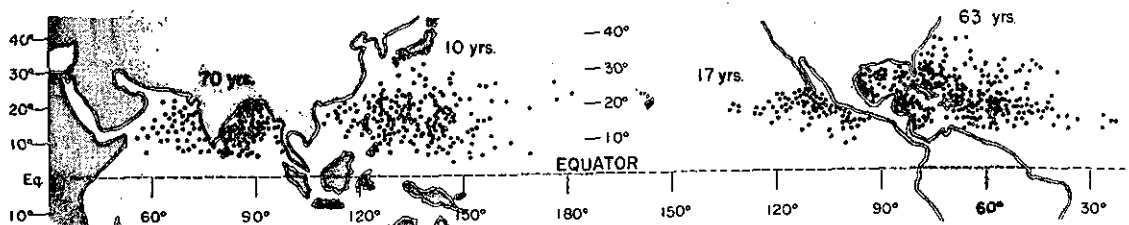
發生於熱帶地區的氣旋有其不同的名稱，例如發生於北太平洋者叫做颱風，於大西洋者為颶風，於印度洋者獨叫做氣旋，而於澳洲者叫做威烈——威烈（Willy-Willy）。各地方熱帶氣旋之名稱雖各不相

同，但均具有同樣的特性。因所有颱風均為發生於大氣中的最猛烈的大幅度對流系統。第一圖及第二圖為 Gray<sup>(1)</sup> 所繪的熱帶氣旋分佈圖。由此我們知道熱帶氣旋並不是在熱帶地區到處可以發生，而僅局限於大洋的西邊地區。



第1圖 熱帶擾亂後來變為風暴最初被發見的位置圖（參照 Gray）

Fig. 1. Location points of first detection of disturbances which later became tropical storms. (After Gray)



第2圖 風暴變為颱風最初被發見的位置圖（參照 Gray）

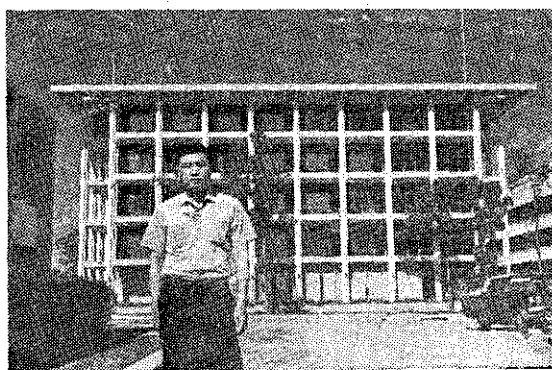
Fig. 2. Location points of storms where hurricane intensity winds were first observed. (After Gray)

\* 本文為筆者於六十一年在中國氣象學會年會所發表的一篇演講詞的大意。

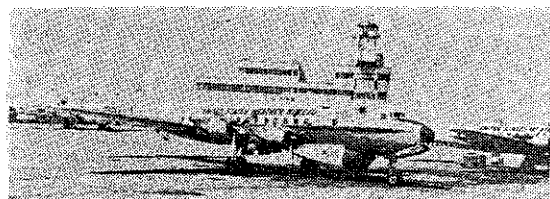
熱帶氣旋（以下以我們所熟知的「颱風」替代），因會帶來暴風及暴雨，和民生有密切關係，故自古以來從事該項觀測和研究的頗不乏人。本會會員亦曾提許多研究報告，其研究大都屬於現象論的，統計的以及綜觀的範疇。

颱風從發生到消滅，有一連串的生命史，其平均生存期間約為六天，但短者僅幾小時，而長者可達二星期之久。第二次世界大戰以前，關於颱風的情報僅限於地面測站或船舶觀測。但戰後至1950年代中期，關於颱風的結構，由於應用偶然得到的探空紀錄及美軍氣象偵察飛機所得觀測的紀錄，已逐漸有所了解。

1956年，美國氣象局在 Simpson 指導下，在邁阿密建立國立颱風研究所（National Hurricane Research Laboratory）（第3圖）設有雷達及颶風偵察專機。當時所使用的偵察機為 DC-6 型（第4圖），內裝氣象雷達以及各種氣象觀測儀器設備，可自動紀錄飛機位置及其高度。此外還備有照相機，可連續拍攝降水及雲的分佈照片。自從專用偵察機開始觀測以後，颱風的結構有了進一步的了解。其中以 Daisy (1958), Denna (1960), Hilda (1964) 及 Dora (1964) 等觀測較為著名。



第3圖 美國國立颶風研究所及筆者  
Fig. 3. U. S. National Hurricane Research Laboratory (簡稱 NHRL) and the writer



第4圖 NHRL 之颶風偵察專機  
Fig. 4. Hurricane reconnaissance airplane (NHRL)

本文將根據這些觀測結果，從動力氣象學的觀點來剖析颶風，盡量避免數學公式，用通俗的話來向各位會員解釋，希望能使颶風研究由定性的記述走進力學的，定量的分野。

## 二、颶風之構造

我們知道颶風為一種巨大的水平旋渦，並具有垂直環流。其半徑通常為數百公里，而對流圈的高度約為十七公里，故它的構造是近乎扁平的。中心的海平面氣壓很低，常降至九百以下。對這種水平幅度很大的現象，流體靜力的方程：

$$dp = -\rho g dz \quad \dots\dots\dots (1)$$

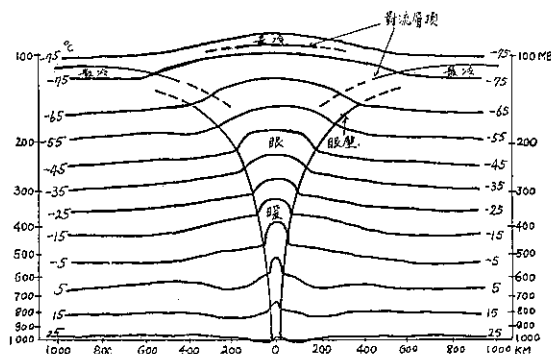
能相當準確的成立。上式  $p$  為壓力， $\rho$  為密度， $g$  為重力加速度， $z$  為鉛直坐標。由(1)式和氣體靜態方程

$$p = \rho RT \quad \dots\dots\dots (2)$$

( $R$  為空氣的氣體常數， $T$  為氣溫)，可知要達到上面所述很低的海面氣壓，必須中心部上空有暖而輕的空氣的存在。

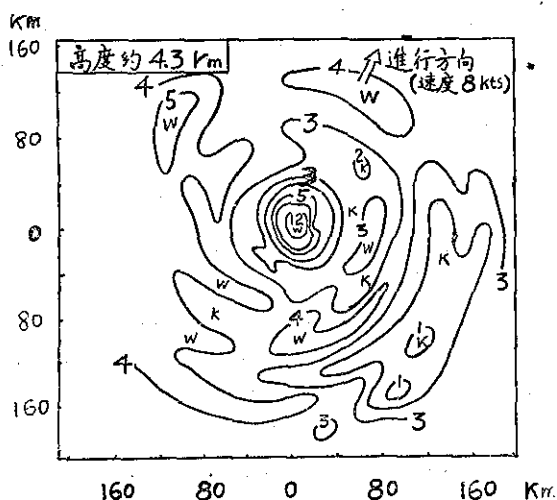
第5圖是 Palmen<sup>(2)</sup> 所畫的颶風垂直剖面圖，表示垂直溫度場，一望就知道中心區域上空要比周圍氣溫為高。這種構造叫做暖心 (Warm core) 型構造。第6圖係 Colon<sup>(3)</sup> 所繪的，高度約 4.3 公里處的颶風中心附近水平溫度分佈圖，亦表示中心附近氣溫比周圍高達  $12^{\circ}\text{C}$  之多。把第5圖模式簡化可得第7圖，等溫線和等壓線有傾斜，表示斜壓性 (Baroclinic)。在斜壓性場內環流，隨着 Bjerknes 的環流定理。

$$-\frac{d}{dt} \oint_c \vec{v} \cdot d\vec{r} = -\oint_c \frac{dp}{\rho} = R \iint_s (\Delta \ln p \times \Delta T)_{nds} \quad \dots\dots\dots (3)$$



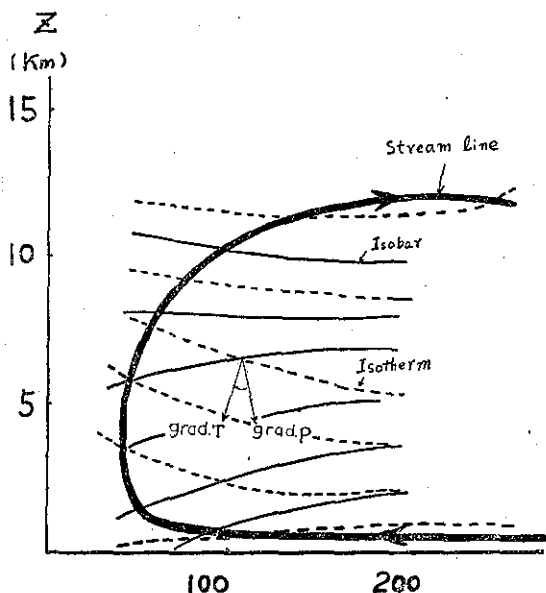
第5圖 成熟期熱帶氣旋垂直剖面圖，等溫線溫度係  $^{\circ}\text{C}$  (參照 Palmen)

Fig. 5. Model of temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) of mature hurricane in vertical cross section. (After Palmen)



第 6 圖 颶風 Daisy 內之水平氣溫分佈 (°C)  
(參照 Colon)

Fig. 6. Horizontal temperature distribution of hurricane Daisy (After Colon)



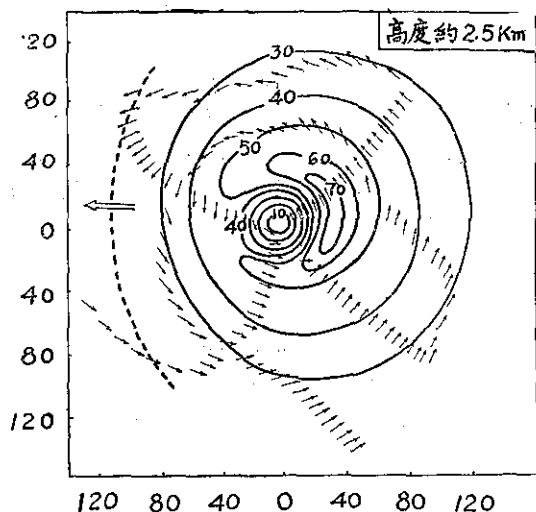
第 7 圖 颶風垂直剖面內環流，等壓線（細實線），等溫線（點線）及流線（粗實線）。

Fig. 7. Isobars (thin solid lines), isotherms (thin broken lines), and stream lines (thick solid lines), in radial-vertical plane of tropical cyclone 2.5 (Riehl)

( $\vec{v}$  為速度， $\vec{r}$  為位移) 會受加速。垂直環流的加速，因科氏力 (Coriolis force) 而引起水平切線分量風速  $v_\theta$  的加速。其關係如下。

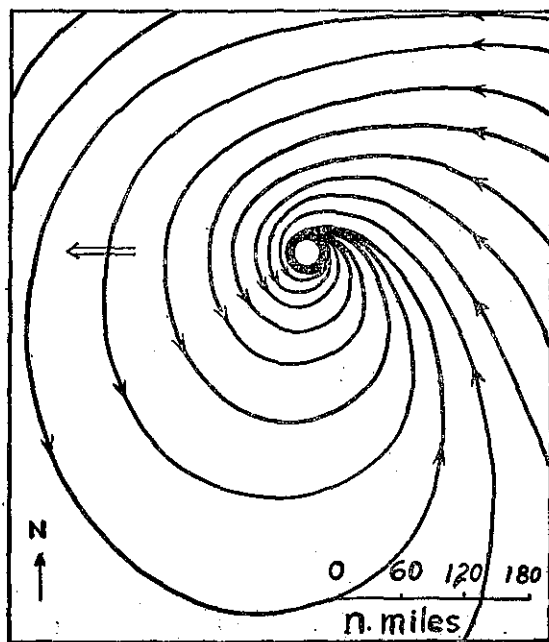
$$\frac{dv_\theta}{dt} + f v_r + \frac{v_r v_\theta}{r} = F_\theta \dots\dots\dots (4)$$

上式  $v_r$  為風速的半徑分量， $r$  為由中心計算的距離， $f$  為科氏參數， $F_\theta$  為由於摩擦切線分量的減速。Palmen 的模式經 Jordan<sup>(4,5)</sup> 的研究，以及美國國



第 8 圖 高度約 2.5 公里颶風內水平風向風速分佈圖  
(參照 Riehl)

Fig. 8. Horizontal wind direction and speed distribution of hurricane at about 2.5 km high (After Riehl)

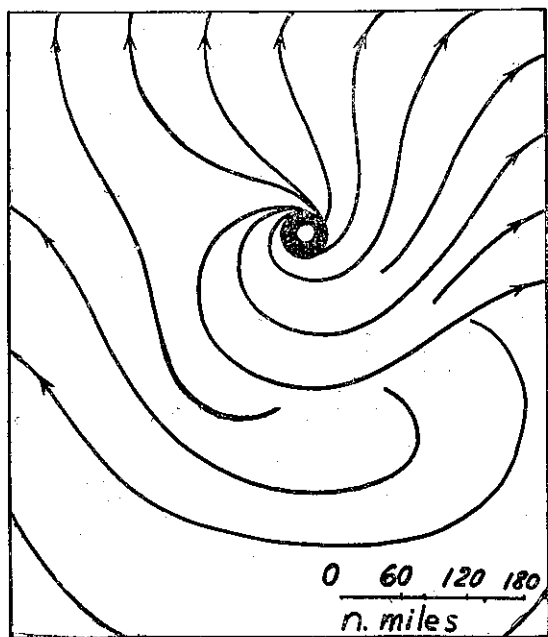


第 9 圖 颶風 Donna 於對流層下層的水平風場  
(參照 Riehl)

Fig. 9. Horizontal wind field of hurricane Donna at lower troposphere. (After Riehl)

立颶風研究研究所偵察機觀測，均證明是正確的。又根據 Jordan 等<sup>(6)</sup>的研究結果，發見眼壁(Eye wall)差不多是垂直，而延伸至 18,000 公尺以上的。

關於風速的水平分佈，近中心處，即眼內部分風速很弱，離開中心 30 至 100 公里處風速最大，向外又逐漸減小。第 8 圖為氣象專用偵察機在颶風 Donna 的高度約 2.5 公里處所觀測的風向及風速的分佈情形。Riehl<sup>(7)</sup> 把它模式化後得第 9 圖及第 10 圖。第 9 圖表示低空的水平風場，有反鐘向的螺旋狀輻合內流，第 10 圖表示對流層上部的水平風場，在中心附近仍沿反鐘向旋轉，但外邊是順鐘向而向外流的。



第 10 圖 颶風 Donna 於對流層上層的水平風場  
(參照 Riehl)

Fig. 10. Horizontal wind field of hurricane Donna at higher troposphere  
(After Riehl).

其次我們來考慮，為什麼中心附近是高溫的理由，這是因為隨着空氣的上升運動，大氣中的水氣凝結而釋放潛熱，由此加熱中心部分的空氣隨之變成高溫。為補償中心部分空氣的上升，下層發生內流，而上層却為外流，有關這個問題在討論到颶風發達機構時再詳加分析。

### 三、颶風之能量

上面說過具有強風為颶風特徵之一。半徑約廣數百公里，高度約十幾公里，在此範圍內有強風在吹，

故颶風的能量(動能)必定很大。

我們首先引用簡單的理論公式考慮颶風內能量之變換。垂直剖面內斜壓場所扮演的角色，使用有關動能的方程式就容易了解。垂直運動  $w$  新具能量遠比水平運動所具能量為小，故垂直運動方程式可用流體靜力方程(1)。由切線方向運動方程(4)和半徑方向運動方程式

$$\frac{dv_r}{dt} - fv_\theta - \frac{v_\theta^2}{r} = -\left(\frac{\partial\phi}{\partial r}\right)_p + F_r \dots\dots\dots (5)$$

( $\phi$  為重力位， $F_r$  為半徑方向摩擦力)，並應用連續方程

$$\nabla_h \cdot \vec{v}_h + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \dots\dots\dots (6)$$

( $\omega = \frac{dp}{dt}$ )，可得有關單位質量的水平動能  $K_h$ ，

$$K_h = -\frac{1}{2}(v_r^2 + v_\theta^2) \dots\dots\dots (7)$$

的公式，即

$$\begin{aligned} \frac{\partial K_h}{\partial t} + \nabla_h \cdot (K_h \vec{v}_h) + \frac{\partial}{\partial p} (K_h \omega) \\ = -v_r \left(\frac{\partial\phi}{\partial r}\right)_p + (\vec{v}_h \cdot \vec{F}) \dots\dots\dots (8) \end{aligned}$$

( $\vec{F}$  為合成摩擦力)。對於颶風環流封閉的全域積分時可得，

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \int K_h \cdot dm = - \int v_r \left(\frac{\partial\phi}{\partial r}\right)_p \cdot dm \\ + \int (\vec{v}_h \cdot \vec{F}) dm \dots\dots\dots (9) \end{aligned}$$

上式中  $dm = g^{-1} \cdot v dr d\theta dp$  為空氣微小部分的質量。

(9)式右邊第一項表示，由於氣壓梯度力的功所生成的務能，第二項表示因摩擦而有的消耗。如第一項要正號， $v_r$  和  $\left(\frac{\partial\phi}{\partial r}\right)_p$  必須有負相關。再看第 7 圖，下層部分，風向中心吹，故  $v_r < 0$  且氣壓梯度我重力位梯度向中心增加，故  $\left(\frac{\partial\phi}{\partial r}\right)_p > 0$ ，於上層  $v_r > 0$

且  $\left(\frac{\partial\phi}{\partial r}\right)_p < 0$ ，故滿足上面所述的條件。這表示於中心區域氣溫較周圍高，且氣柱向上伸張的關係。

利用(1)，(2)及(6)式，(9)式亦可寫做

$$\frac{\partial}{\partial t} \int K_h dm = - \int \frac{RT}{p} \omega dm + \int (\vec{v}_h \cdot \vec{F}) dm \dots\dots\dots (10)$$

由此式可知，由於中心區域的暖空氣上升 ( $\omega < 0$ )，周圍的冷空氣下降 ( $\omega > 0$ )，而位能變換為水平動能。

Palmen<sup>(8)</sup> Riehl<sup>(9)</sup> 估計颶風的能量，而得平均颶風的動能為  $10^{25}$  ergs。此量多大不容易了解，故

製第一表和其他現象相比較，就知道其大小。

第一表 能 量 表  
Table 1 Energy

現 象	能 量
颶 風	$10^{25}$ erg
地 震 (M=8.0)	$6 \times 10^{23}$ erg
(M=7.0)	$6 \times 10^{22}$ erg
原 子 彈	$10^{20}$ erg
氫 彈	$10^{23}$ erg

附註：(因摩擦消耗的動能  $10^{20}$  erg/sec)

根據 Palmen 和 Jordan<sup>(10)</sup>，對於平均颶風而論，半徑 680km 以內的動能生成量和消耗量，均為  $1.5 \times 10^{10}$  erg·sec<sup>-1</sup> 左右，即大約呈平衡。同範圍的全動能為  $10^{15}$  erg，大約等於一天的生成量或消耗量。

以上我們知道颶風因摩擦所消耗的動能大約為每秒  $10^{10}$  erg，如無其他能量供給，由此比率繼續消耗的話，大約24小時颶風就消滅了。換言之要維持颶風生存，必須供給較此量為大的能量，始能維持其壯大。這種能量從那裏而來呢？前面已述及在颶風中心區

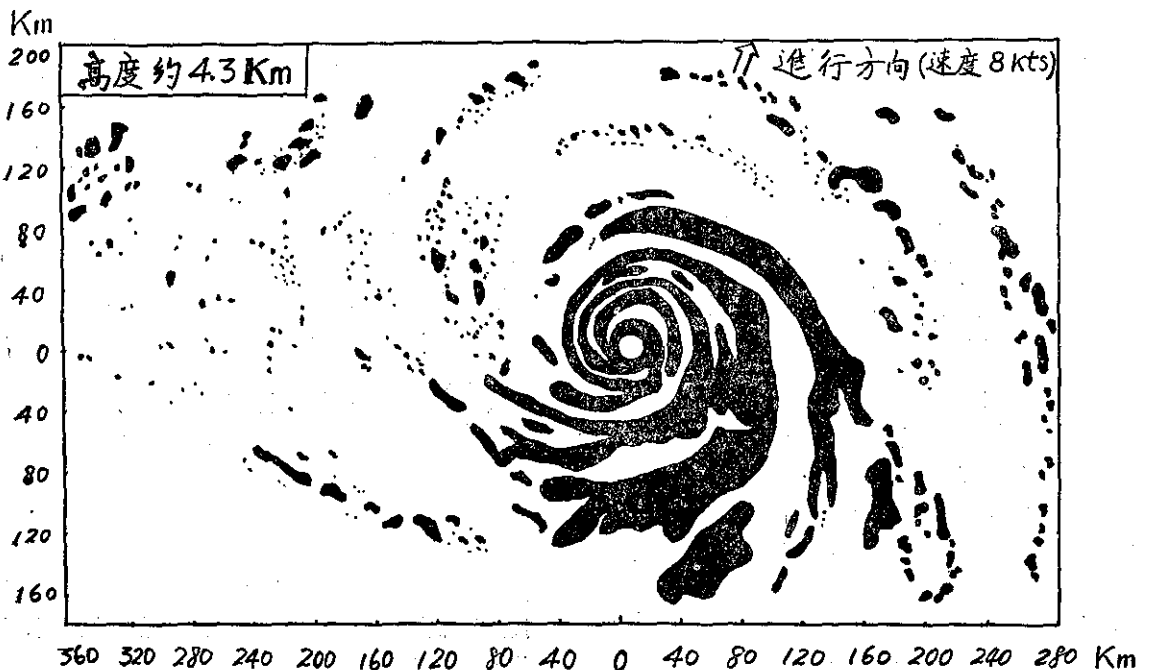
域，有上昇氣流其中水氣凝結時，會釋放潛熱，這種熱能蘊蓄在颶風裏不斷助長其威勢，但究竟此種熱能能够不够消耗呢？

根據 Palmen 和 Riehl<sup>(11)</sup> 的計算，平均颶風半徑 200km 內，如均勻地一天下 100mm 之雨水，即在此範圍內一天凝結的水量約為  $1.2 \times 10^{16}$  gms，因此其釋放的一天潛熱約為  $7 \times 10^{18}$  cal。另外颶風的動能消耗為每秒  $10^{10}$  ergs，即約  $2.4 \times 10^{12}$  cal，一天約為  $2 \times 10^{17}$  cal。此量僅佔有水氣釋放潛熱約 3%。由此可知，隨着颶風而下降的雨，所釋放的能量除補充颶風的動能損失外，尚有足夠餘力擴充其勢能。

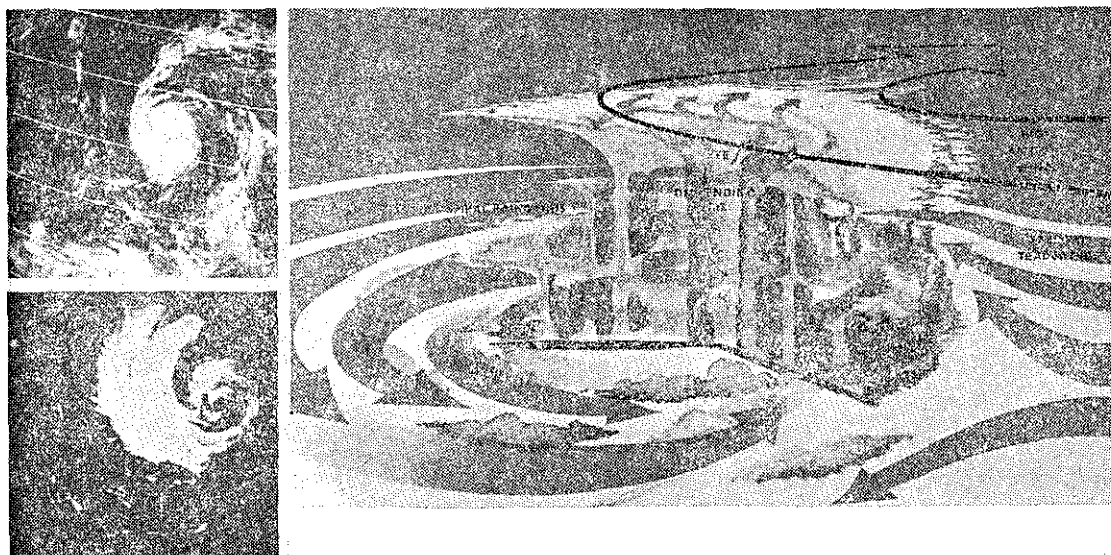
#### 四、螺旋雲與熱塔

颶風內雲所佔有的面積相當大，雲頂亦很高，在中心附近可達對流層頂。即半徑數百公里的面積，高達十公里以上的範圍內有雲的分佈。雲的觀測從前除由地面以目視觀測外沒有其他方法，但最近二十年來有飛機的觀測，有氣象雷達以及氣象衛星的觀測，故颶風內雲的分佈已有更多的了解。

第11圖係 Colon<sup>(3)</sup> 所繪的高度約 4.3 公里處的颶風內雲的分佈圖。由此圖可知颶風內雲分佈並不均勻，而是呈圓環狀或螺旋狀而繞着颶風中心密佈着。



第 11 圖 颶風 Dasiy 之雷達照片高度約 4.3 公里。(參照 Colon)  
Fig. 11. Radar echo of hurricane Dasiy (After Colon et. al.)



第 12 圖 颶風照相，左上為衛星觀測的，左下為雷達觀測的，右圖為插畫家所繪的，垂直方向比水平方向誇大很多。(參照 ESSA)

Fig. 12. Portrait of a hurricane, as seen by satellite (upper left), radar (lower left) and illustrator (right). Cutaway view of storm is greatly exaggerated in vertical dimension (After ESSA)

螺旋狀的雲帶長達數百公里，但寬度在十公里左右。雲帶與雲帶間約隔 50 至 80 公里，愈靠中心其間隔距離愈小。於中心附近雲帶呈圓環狀繞着眼，如第 12 圖，構成眼壁。這叫做眼壁，並不是靜隱的地方，而是狂風暴雨交加的区域。

颶風眼的大小，隨着颶風發達階段而不同，但通常直徑在 20 至 50 公里左右。關於眼內的氣象狀況，常見紀錄說沒有風，雲量很少，晚上可見星星等，但這種和眼壁附近的猛烈暴雨風比較，往往有些誇張。實際上風速由眼壁至中心相差不多，同樣比率減弱，眼內常有中層雲及高層雲，有時也有低層雲。

Riehl 及 Malkus<sup>(13)</sup> 曾分析很多雲的航空照片，結果知道強烈降雨域所佔面積僅為颶風總面積之 6% 左右。即颶風全域內雖有降雨，但並不是整個區域內氣流在上升，只有直徑數公里乃至十公里左右的宏大積雨雲內有強烈上升的氣流，而從此濃積雨雲內下降強雨。此積雨雲所佔面積約為 6% 左右。他們亦詳細計算熱收支 (heat budget) 而知於颶風內濃積雨雲，在熱輸送方面擔任非常重要的角色，而叫這些積雨雲為熱塔 (hot tower)。又據計算，如熱帶大氣上升要下 100mm/day 的雨，其氣流上升速度需每秒數公分 (cm) 左右。假定颶風內總面積的 3% 有上升氣流而殘餘 97% 無上升運動，上升區域的上升速度需為

每秒 2 公尺 (m)。這個數值好像很大，但在濃積雨雲內的上升氣流速度在 2m/sec 者並不罕見。因積雨雲內部氣溫比外圍氣溫高，因浮力產生強烈上升氣流。又因此種熱其高度常達 10 公里以上，故叫做熱塔。

第二表為 Daisy 之觀測例。由此表可知熱塔在颶風發達過程中所擔任的重要角色。

第二表 Daisy 之狀態 (1958 年 8 月)  
(參照 Riehl and Mulcus)

Table 2 States of Hurricane Daisy, (Aug, 1958) (After Riehl and mulcus)

日期	中心氣壓 mb	最高風速 m/s	中心距離 400 公里內之熱塔所佔面積 (%)	熱塔數
25 日	997	30	1	—
26 日	972	45	2.5	60
27 日	950	50	4	200

在一個溫帶低氣壓裡，暖鋒帶上的降雨常為持續性雨，但颶風帶來的雨都是斷續性的陣雨。這是因颶風發生區域的熱帶大氣不穩定，故積雨雲等對流活動旺盛，且螺旋雲帶向觀測點進行時，遇到此帶即有強雨，接二連三颶風帶通過，故有斷續性的陣雨。

## 五、颱風之發達機構

其次我們來考慮颱風怎樣發生及如何發達的問題。前面說過，颱風僅在熱帶地方特定的區域才能發生和發達。為什麼呢？我們已經知道颱風的能量是隨着積雨雲對流的上升運動及大氣中之水氣凝結時所釋放的潛熱而來的。即颱風發生並會發達的條件為，大氣之狀態必須呈容易產生積雨雲的狀態，即呈不穩定或條件不穩定的狀態。

實際上熱帶地方颱風容易發生，發達的區域，根據 Palmen<sup>(2)</sup> 解釋，海面水溫約為 26-27°C 左右，且為條件不穩定。由於因某種理由，空氣如被升高至凝結高度後，就自動上升，使空氣所包含的豐富水氣凝結，釋放多量潛熱以便恢復穩定狀態。換言之，颱風發生及發達區域的大氣常呈一觸即發的狀態。問題就在這裡，要消除充滿於大氣中的不穩定能量，為什麼會產生颱風，好幾個積雨雲發生也可以嗎？颱風的大小約為半徑數百里，每個積雨雲之大小約在半徑五公里左右，即兩者的大小相差很多。一個大規模的颱風是否可由幾十個小規模積雨雲來替代？或者幾十個積雨雲產生後，自然集合而組織變化成為巨大颱風呢？於不穩定的大氣中，積雨雲和颱風是否在相互爭奪，或者互相妥協共存。究竟怎樣才發生而發達呢？

這些問題都是 1950 年代末期颱風研究者所遭遇的問題。有關此一問題，於 1960 年左右差不多同時在 MIT, Chicago 大學以及東京大學利用數值實驗而開始研究。他們假定颱風開始時，先有微弱的擾動，用實際觀測的熱帶大氣的狀態為初期條件，積分運動方程及熱力學方程，而考慮擾動的發達狀況，其結果小規模的積雨雲型對流很發達，而不發生所希望的大規模颱風型環流。

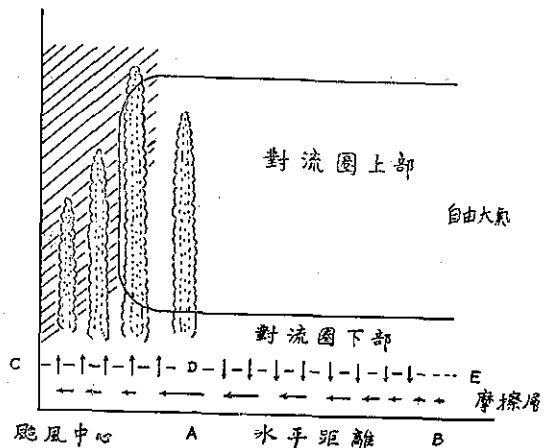
經過這次失敗後，個個積雨雲的力學，尤其積雨雲對流隨着時間的發達的狀況，使用電子計算機做模倣 (Simulation) 的試驗，在 MIT 和美國氣象局實施而獲成功。電子計算機所繪的結果和實際上在大氣中發生的積雲及水槽模型實驗的結果完全一致。

熱帶地方颱風發生的海域上大氣，通常呈條件不穩定，適于積雨雲之發生。但並非整個熱帶地方都能發生積雨雲。由飛機及氣象衛星所攝製的照片獲知，會下雨的濃積雨雲，只有集中於東風波，熱帶性低氣壓及間熱帶輻合帶地域。即熱帶海域的積雨雲好像僅發生於水平寬度一百公里或者以上的大規模微弱上升氣流存在的地域。「好像」的意義是因為觀測結果尚不十分精密之故。

1963 年前後以颱風發達的問題，考慮上述問題再度被提出研究。根據 Malkus 和 Riehl<sup>(14)</sup> 研究，在颱風發達過程中，熱塔所扮演的角色恰如人身的血管，能量經熱塔後被轉運輸送，經這種培養孕育後，颱風就愈形發達。因此要探討颱風的發達經過，與每個熱塔的作用無關，但應考慮整個熱塔由對流圈下層輸送至上層多少熱量就可。即小規模積雨雲對流現象如何以大規模運動方程表示，也就是如何參數化 (Parameterize) 的問題。關於發達機構詳述於下。

首先假定條件不穩定的大氣中有一個半徑數百公里左右的反鐘向渦旋。而於微弱渦旋的初期，假定自由大氣的空氣在中心周圍的同心圓上旋轉。但在摩擦層 (又名境界層，大約指大氣下層 1 公里範圍) 內因受摩擦力，不走圓軌道而會產生向中心的渦流，並且其流動的速度隨着中心距離而變。也就是於渦旋中心，其速度為零，且離開很遠的地方亦為零故，在中間有一點即第 13 圖的 A 點，必須最大。由中心至 A 點的領域，由外邊空氣向內流，故空氣會蓄積在摩擦層內。多餘的空氣經過摩擦層上面 (CD 線) 向自由大氣流動，即在此領域會產生微弱上升運動。相反的摩擦層內 AB 領域內，向中心的速度愈大，為要補償空氣的不足，自由大氣中空氣會向下流動，即於 DE 面有下降的氣流。

當經過 CD 面的上升運動十分強大時，上升空氣並未達到飽和。這裡的大氣係條件不穩定，故立刻產生高達對流層頂的熱塔，其數逐漸增多，開始釋放凝結的潛熱。也可以說第 13 圖斜線所繪部分的溫度受到潛熱的加熱而上升。然而下部對流圈空氣因對流而開始向中心流入，相反的上部對流圈空氣開始向外

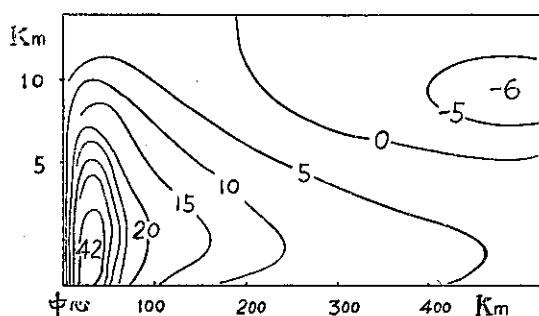


第 13 圖 颱風之發達機構

Fig. 13. Developing mechanism of typhoon

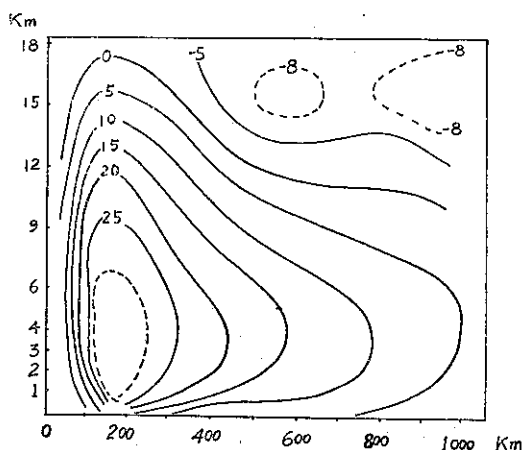
流出。即以前在中心周圍旋轉的自由大氣，加上颱風幅度的對流（第 13 圖粗線），而下部對流圈空氣向中心移動。如無摩擦作用，隨着角動量不變定理，愈近中心速度愈大。颱風在赤道至南北緯 5 度左右地帶，因科氏力太小，故颱風發生亦立刻湮沒。

上面所說的一連串過程，反覆幾次後，渦旋的旋轉加速度增大，然後變成強烈颱風。颱風是否依照上述的機構發達，再組立理論公式，使用電子計算機計算。Yamasaki<sup>(15)</sup> 於 1968 年，所得結果如下。首先假定風速最大處即 A 點為離開中心 100 公里左右，而風速為 5m/s。此微弱渦旋經過 8 天後，風速便達到 35m/s 之大，風速最強處與中心之距離比初期更接近



第 14 圖 由數值實驗計算之颱風內垂直剖面風速分佈，數字表示風速 (m/s)，負號表示順鐘向旋轉。(參照 Yamasaki)

Fig. 14. Vertical wind speed distribution computed by numerical experiment. Figure indicates wind speed in m/s, and negative sign means clockwise rotation. (After Yamasaki)



第 15 圖 颱風風速垂直剖面實測風速分佈。(參照 Izawa)

Fig. 15. Observed vertical wind speed distribution (After Izawa)

中心，而變成通常的颱風。第 14 圖表示從初期經過 8 天後的風速垂直剖面圖。可知風速對於高度與中心距離的分佈。現在把此圖和 Izawa<sup>(16)</sup> 所繪的實際觀測結果第 15 圖比較。強風域集中於颱風中心附近的狀況，下部對流圈內部屬反鐘向旋轉以及上部對流圈外圍為順鐘向旋轉等點，理論結果與實測結果有很好的。這表示發達機構的假設是正確的。

其後，由於颱風模式問題在美國颱風研究中心有 Rosenthal<sup>(17)</sup>, Anthens<sup>(18)</sup>, Hawkins<sup>(19)</sup> 等的研究報告。因篇幅關係將來再另文詳述。

## 六、颱風之發生條件

前節已述假定有初期微弱渦旋而開始討論，然後得到相當的了解。但究竟這種微弱的渦旋怎樣發生呢？颱風之發生問題比發達機構的問題落後很多，主要的原因是廣大熱帶地方的氣象觀測尚未十分完善。

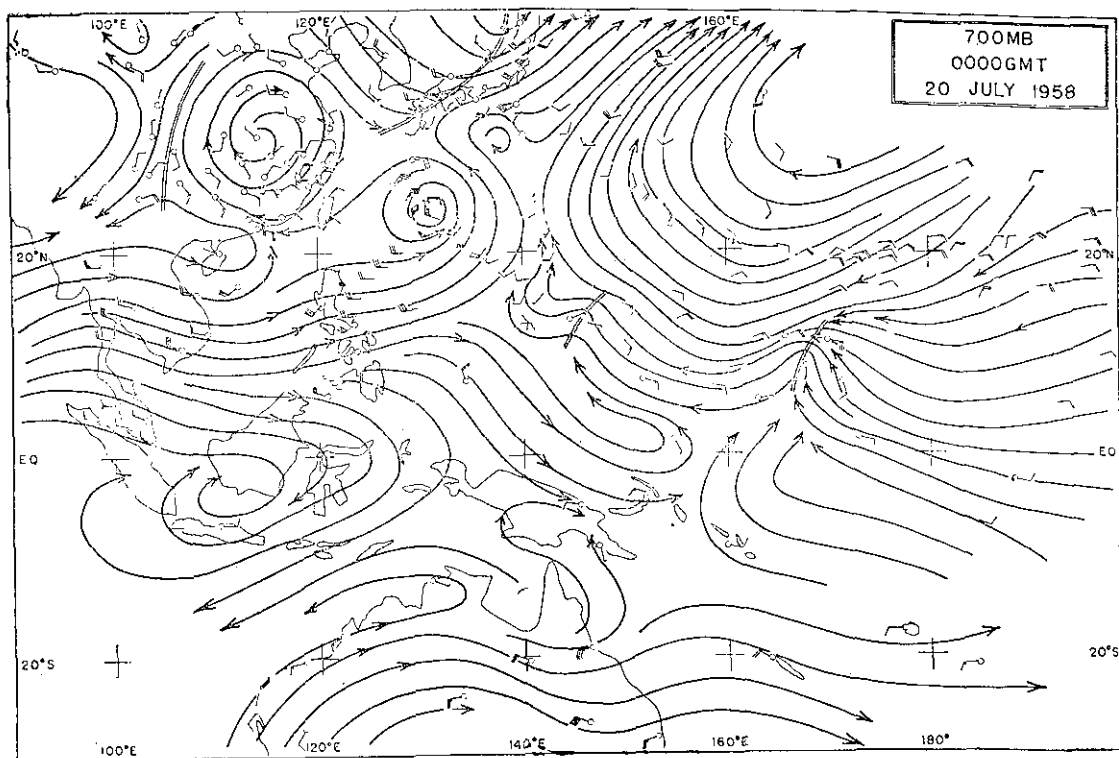
Riehl<sup>(20)</sup> 於第二次大戰中解析西半球熱帶地方的擾動而確立東風波的概念。第 16 圖係 Yanai<sup>(21)</sup> 所作西太平洋東風波之例子。此圖箭頭表示 700mb (高度約三公里) 面的流線。日本東方北太平洋上有一羣順鐘向的流線羣，表示北太平洋高氣壓。此高氣壓南面北緯十度附近由東向西的流線有兩處波動。這就是東風波。東風波的波長平均約 2000 公里。由東向西移動的速度差不多為中緯度西風波之一半，也就是 500 至 600km/day。因此在熱帶地方的某一點觀測時，天 3 至 4 天的期間就通過一個波動。東風波被發見後，大家認為多數的颱風都從這波動發達的。Yanai<sup>(22)</sup> 利用 1958 年美國在比基尼羣島氫彈試爆時的氣象觀測資料，詳細分析西太平洋的東風波。他發見經過下列三階段，東風波就變成颱風。

(1) 波動期 (初期) 對流圈下層東風波動軸的東邊有上升氣流，此上升氣流的區域，其溫度比周圍低。200mb 面 (高度約 12 公里) 上有順鐘向渦旋。

(2) 暖化期 (24 小時後) 因凝結潛熱的釋放，高度 8 至 10 公里即對流圈上部逐漸增溫。下層的波動振幅增大，開始旋轉。

(3) 發達期 (48 小時後) 下層渦旋之上空，高度 3km 至對流層頂部分，氣溫比周圍增高，在中心部的颱風形心暖心。自此時起，中心氣壓急劇減低，形成前節所說的發達機構。

由觀測結果知道以上的事實如第 17 圖。但是前面已述關於颱風發生的問題，至今尚有許多未解決。東風波也就是其中之一。



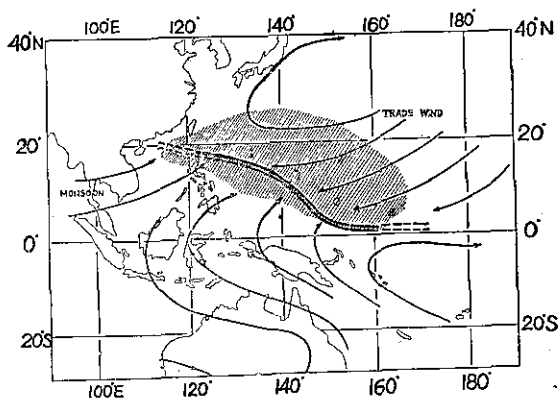
第 16 圖 西太平洋東風波之一例。(參照 Yanai)

Fig. 16. An example of easterly waves over western Pacific ocean (After Yanai)

關於西風波，波動軸東邊為上升氣流而溫度比西邊下降氣流較高。即形成暖氣上升，冷氣下降，故位能減少動能增加。但是關於東風波動，如上面所述上升氣流在波動軸東面，而這裏的溫度比較低。如果這是事實，東風波的能量那裏而來？此外在這原為冷氣的區域又怎樣變成具有暖心的颱風？這種現象的水平幅度最多為 300 公里左右，如用觀測來證實，必須有很稠密的觀測網。未解決的尚有，颱風經常發生於東風波裡，相反地東風波動並不一定會變成颱風。究竟那一種狀態變成颱風？關於此問題大家一向認為對流圈上部的運動很重要。即上層有順鐘向的高氣壓到來時，其位置和下層東風波動一致時，會發生颱風。這種關係適合於形成大規模大氣上升運動。但是上層有高氣壓也不一定產生颱風。其他尚有中緯度伸展槽 (extended trough) 及海水溫度等和颱風發生有關的說法，但關於颱風發生的必要條件我們還未完全明瞭。

最後和颱風發生有關的熱帶大氣裡值得一提的現象是關於熱帶輻合帶問題。第 18 圖係 Yanai<sup>(21)</sup>所繪的一例。以前就有颱風會發生在間熱帶輻合帶的說法，但其關係尚不太明瞭。在此帶上因有從兩半球來的

氣流衝突，故發生大規模上升運動，且積雲和積雨雲的對流活動很旺盛，因此適於颱風發生的狀態。

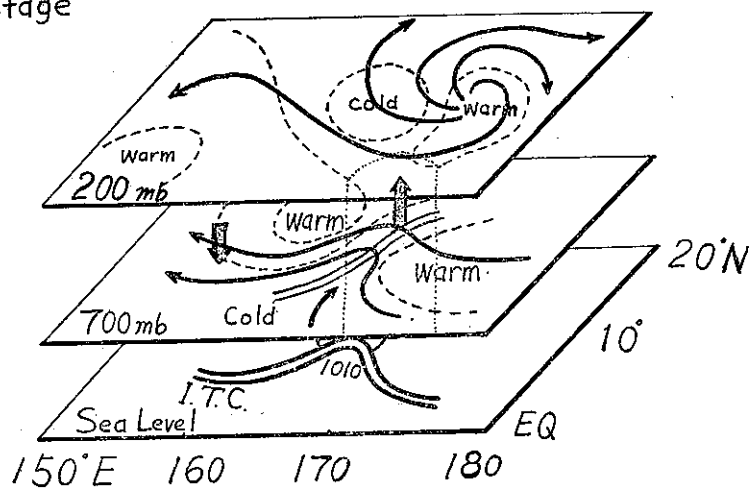


第 18 圖 間熱帶輻合帶之一例。斜線部分表示颱風發生區域 (參照 Yanai)

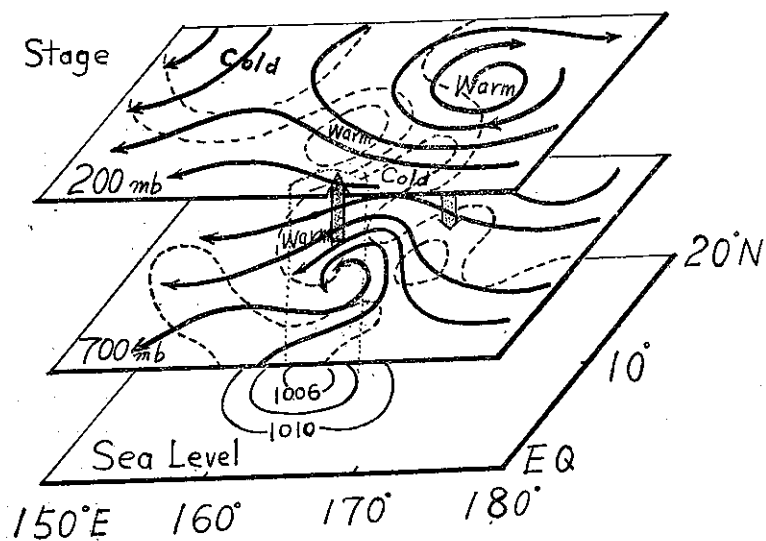
Fig. 18. Example of an intertropical convergence zone, typhoon generating region is shown by shaded area. (After Yanai)

西太平洋間熱帶輻合帶之出現比加勒比海顯著。據統計發生於西太平洋的颱風次數比加勒比海為較多，是否和間熱帶輻合帶有密切關係呢？這些問題都有

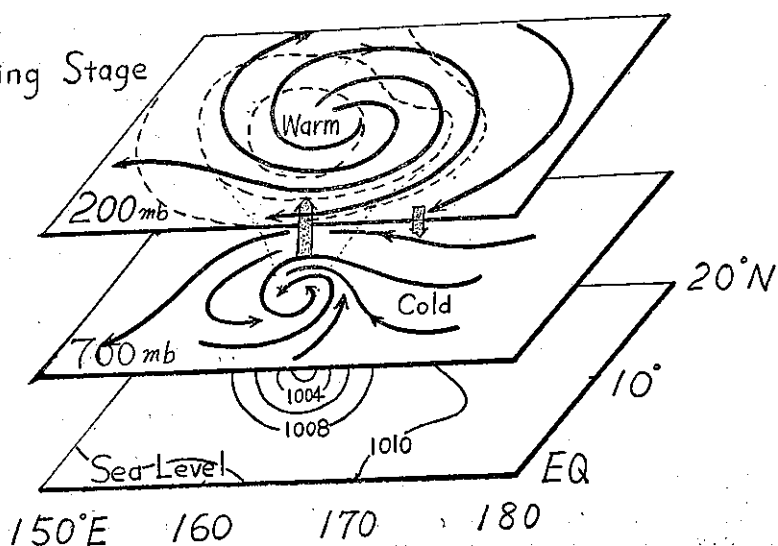
(a) Wave Stage



(b) Warming Stage



(c) Developing Stage



第17圖 颱風發生之三階段。(參照 Yanai)  
Fig. 17. Model of typhoon formation process. (After Yanai)

待解決。總而言之，熱帶海域現在觀測網不太完善，要進一步了解這些問題，必須增加觀測站。世界氣象組織正在近年中的地球大氣研究計劃 (Global Atmospheric Research Project, 簡稱 GARP) 及熱帶氣象實驗 (Tropical meteorology experiment, 簡稱 TROMEX) 正是針對這些問題而做的。希望很快能得到預期結果。

本文除下述參考文獻外關於全盤問題還參考筆者<sup>(23,24)</sup>之文獻。

### 參 考 文 獻

- (1) Gray, W. M. (1967): Global view of the origin of tropical disturbances and storm Atmospheric Sc. paper No. 114, Colorado State Univ, 1-105.
- (2) Palmen, E. (1948): On the formation and structure of tropical disturbances, *Geophysica*, 3, 26-38.
- (3) Colon, J. A. et al. (1961): On the structure of Hurricane Dasiy, (1958): Natl. Hurricane Res. Proj. Rept. 48, 1-102.
- (4) Jordan, C. L. (1958): The thermal structure of the core of tropical cyclones, *Geophyica*, 6, 281-297.
- (5) Jordan, C. L. et al. (1960): on the structure of hurricane Dasiy on 27th August 1958, *J. Met.* 17, 337-348.
- (6) Jordan, C. L. and E. S. Jordan (1954): on the mean structure of tropical cyclones, *J. Met.* 11, 440-448.
- (7) Riehl, H. (1963): Some relations between wind and thermal structures of steady state hurricane, *J. Atm. Sci.* 20, 276-287.
- (8) Palmen, E. (1958): Vertical circulation and release of kinetic energy during development of Hurricane Hazel into an extratropical storm *Tellus*, 10, 1-23.
- (9) Riehl, H. (1948): On the formation of typhoons, *J. Met.*, 5, 247-246.
- (10) Palmen, E. and C. L. Jordan (1955): Note on the release of kinetic energy in tropical cyclones, *Tellus* 7, 186-188.
- (11) Palmen, E. and H. Riehl (1957): Budget of angular momentum and energy in tropical cyclones, *J. Met.* 14, 150-159.
- (12) Malkus, J. S. (1960): Recent developments in studies of penetrative convection and an application to hurricane cumulonimbus towers, in cumulus dynamics.
- (13) Riehl, H. and J. S. Malkus (1961): Some aspects of hurricanes Dasiy 1953, *Tellus*, 13, 181-213.
- (14) Malkus, J. S. and H. Riehl. (1960): On the dynamics and energy transformations in steady-state hurricanes, *Tellus*, 12, 1-20.
- (15) Yamasaki, M. (1968): Numerical simulation of tropical cyclone development with the use of primitive equations, *J. Jap. Met. Soc.*, 46, No. 178-201.
- (16) Izawa, T. (1964): On the mean wind-structure of typhoon, *Typhoon Res. Lab., Tech. Note No. 2, Met. Res. Inst, Tokyo.*
- (17) Rothen, S. L. (1971): The response of a tropical cyclone model to radical changes in data fields during the mature stage, NOAA Tech. Memo. ERL NHRL-96, 1-18.
- (18) Anthes, R. A. (1972): Non-developing experiments with a three-level axisymmetric hurricane model, NOAA Tech. Memo. ERL NHRL-97, 1-18.
- (19) Hawkins, H. F. (1972): Development of a seven-level, balanced, diagnostic model and its application to three disparate tropical disturbances, NOAA Tech. Memo. ERL NHRL-98, 1-207.
- (20) Riehl, H. (1954): *Tropical Meteorology*, 1-392.
- (21) Yanai, M. (1964): Formation of tropical cyclones, *Rev. of Geophysics*, Vol. 2, No. 2, 367-414.
- (22) Yanai, M. (1961): Dynamical aspects of typhoon formation, *J. Met. Soc. Japan, Sec. II*, Vol. 39, No. 5, 282-309.
- (23) 徐明同 (1970): 成熟期熱帶氣旋之結構, 臺灣省氣象局簡訊, 第 392 期, 403-407, 第 393 期 416。
- (24) 徐明同 (1970): 熱帶氣象學現況簡介, 氣象學報, 第 16 卷, 第 2 期, 32-38。

## 氣象學報補充稿約

一、來稿須用稿紙（以 $25 \times 24$ 之稿紙為原則）。

二、來稿字數以不超過 15,000 字，即連同圖、表，英文摘要以不超過 10 印刷頁為原則。

三、圖及表之分量以不超過全文之 $1/3$ 為原則。

四、英文摘要之字數以不超過 1,000 字為原則。

五、關於表格之注意點：

(一) 表格須另用白紙繕製。

(二) 表格上方須有標題，並加表 1 表 2 等冠號。

(三) 表格中之項目，內容應儘量簡化。表中不重要之項目或可用文字說明者應儘量避免列入表中。

(四) 能以文字說明之小表，請採用文字說明。

(五) 原始記錄應加分析簡化後始可列入表中。

(六) 統計分析表中顯著處，以 \* 號（顯著）及 \*\* 號（極顯著）表之。

(七) 表幅應考慮適合本刊版幅為準。（寬度勿超過 13.5cm）。

(八) 表之標題應能表示內容。

六、關於插圖之規定：

(一) 插圖應另貼於大張白紙上，註明作者及文題。

(二) 插圖下方須有標題，並加圖 1 圖 2 等冠號。

(三) 統計圖、模式圖及分佈圖一律採用 120—150 磅道林紙，以黑墨水繪製清楚。

(四) 統計圖原圖幅面應在 12—15cm，以便縮版。

(五) 模式圖原圖幅面應在 15—20cm，以便縮版。

(六) 分佈圖原圖幅面應在 30cm 左右，以便縮版。

(七) 繪製線條粗細應能供縮小至  $1/8$  之程度，但不能超過縮小  $1/2$  之程度。

(八) 數字應正寫清楚，字之大小粗細應一律，至少能供縮至  $1/8$  之程度。

(九) 已列表中之內容，勿再重複以插圖表示。

(十) 圖之標題應能表示內容。

七、關於照片之規定：

(一) 照片用紙一律採用黑白光面紙。

(二) 照片幅面應在 12—15cm，以便縮版。

(三) 照片應充分沖洗清楚，須考慮縮少至  $1/2$  時尚能清楚之程度。

(四) 照片如有特別指明點應加圈或箭頭表明。

八、文稿過長，或圖表過多過大時，投稿人得自行負擔印刷費。

九、關於參考文獻之規定：

(一) 參考文獻以經本人確曾查閱者為限，如係來自轉載之其他書刊時，須加註明。

(二) 作者姓名以後為發行年份，加以括號，然後為雜誌或書名、卷期數及頁數。（頁數必須註明）。

(三) 文字敘述中述及參考文獻時，根據文獻之號數，用斜體阿剌伯字，加以括號，如 (1) (2) (3) 等插入文句中。

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。

Volume 18, Number 3

September 1972

# METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

## CONTENTS

### Articles

- The Rainfall Associated with Typhoons in Taiwan and Its  
Forecasting.....YUAN-HENG WEI,  
SHINN-LIANG SHIEH, MIN-SEN LIN, CHARNG-GENG HSIAO...( 1 )
- Magnitude-frequency Relation of Earthquakes  
in Taiwan.....MING-TUNG HSU ...( 22 )
- A Study on the Prediction of Rainfall over Taiwan during  
Typhoon Invasion by Analog Techniques.....  
.....KE-HSUN CHI, WIEN-CONG CHEN LI-YU REN...( 33 )
- Meteorological Analysis of Taiwan Radioactive Fallout Caused  
by Nuclear Explosion at Lobopo on 18 November, 1971 .....  
.....CHIH T. GHIANG ...( 51 )
- Dynamical Aspects of Typhoon.....MING-TUNG HSU...( 62 )

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road Taipei,

Taiwan, Republic of China

內政部雜誌登記內版臺誌字第一八九三號登記爲第一類新聞紙類

# 氣象學報

季刊

第十八卷 第四期

## 目次

### 論著

- 臺灣高空風與地面天氣之研究.....劉衍淮..... (1)
- 以氣象衛星照片預報寒潮之爆發.....徐寶箴..... (14)
- 侵襲臺灣颱風之分析研究.....徐晉淮、羅宇振、王博義..... (21)
- 侵臺颱風路徑預報之研究.....鄭邦傑..... (39)
- 冬季平流層增溫效果與臺灣持續性天氣之研究.....洪理強..... (62)

# 氣象學報

(季刊)

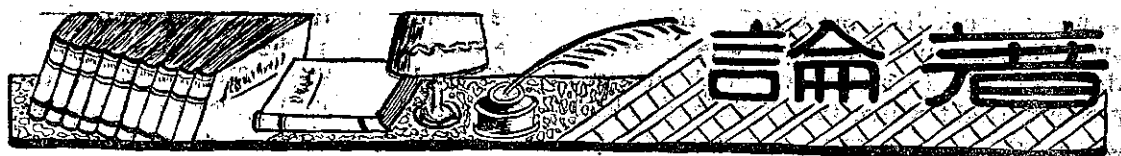
第十八卷 第四期

主編者 中央氣象局氣象學報社  
地址 臺北市公園路六十四號  
電話：三一四一四一

發行人 劉大年  
社長 劉大年  
電話：三一〇八四〇

印刷者 文英印書公司  
地址 臺北市三水街七號  
電話：三三四七二四

中華民國六十一年十二月出版



## 台灣高空風與地面天氣之研究\*

劉 衍 淮

### *A Study of Wind Aloft and Surface Weather over Taiwan*

by Yen Huai Liu

#### Abstract:

1. *Data used:* There are 3 rawinsonde stations in Taiwan located in Taoyuan, Tungkong and Makung respectively. The records of observation made at Taoyuan are more complete than that of the 2 other stations, so, in the discussion of annual variation, periodicity and the relation between the wind aloft and the surface weather, the data of taoyuan were used.

2. *The annual means of the wind aloft:* The winds near the surface of ground at the 3 stations in Taiwan were highly effected by local topography, direction and form of coastline, and the general distribution of air pressure. Therefore, the mean surface wind at the 3 stations were quite different. The wind directions of this 3 Stations differ fewer. The mean wind directions of this 3 stations were: Taoyuan SSE, Tungkong SE, and Makung SW, at the 1500m level. There was a deep layer of W wind between the levels of 3000 and 20000 m over Taiwan. Above 20000 m the E winds were most predominant. The wind velocity decreased from surface to about 1500 m and then increased with height up to 12400 m where the core of the jet stream was frequently located the mean wind velocity at this level were: Taoyuan 58.1, Tungkong 41.8, Makung 42.8 kts.

3. *Annual variation of winds aloft over Taoyuan.* From the distribution figure of wind directions of monthes 1965, one can clearly see that except in July, there was a deep W wind layer in the atmosphere over Taoyuan. The depth of this W wind layer decreased from January to June gradually and increased from August to December. In warmer seasons there was a E wind layer in the stratosphere. This upper E wind layer lowered down to the middle troposphere, beneath this layer were the SE and S winds. The boundary of the upper E wind and lower W wind in a year shaped like a funnel. the isoplethes of wind velocity were hyperbolas with July and August as dividing area. The center of the greatest wind velocity located at the level of 200 mb or 12400 m. The mean wind velocity of January and February were both 118 kts. The upper E wind had its greatest velocity at the higher level in the stratosphere.

4. *A comparison of winds over Taoyuan and that over Tungkong in Summer and Winter:* In Winter, the surface wind direction at Taoyuan was ENE and at Tungkong was N. The wind direction at the level of 1500 m over Taoyuan and Tungkong were nearly the same. From 3100 m to about 16600 m, the height of the tropopause, wind directions at all the levels over these 2 stations were the same, W and WSW. The E winds above 18600 m over these 2 stations were again a little different in directions. At the same level the wind over Taoyuan was always stronger than that over Tungkong except at 5800 m. The greatest difference of wind velocity occurred at the level of jet stream, 12400 m. The wind over Taoyuan was (42.6 kts) stronger than that over Tungkong. In

\*本研究之完成，曾得國家科學委員會之補助。

Summer month July, the biggest difference of the wind directions at the same level over Taoyuan and Tungkong was observed at the 110 m level but the difference between these 2 stations was already much smaller at 1500 m level. From 3100 m up to the greatest height where the rawinsonde observation reached, wind directions at the same levels over these 2 stations were nearly the same. In contrast with the case in Winter month, the winds at different levels over Tungkong were stronger than that over Taoyuan. The biggest wind speed difference between these 2 stations 15.5 kts occurred at 100 mb or 16600 m level.

5. *Periodicity of the variation of wind aloft over Taoyuan:* From the curves of the daily variation of wind direction and wind velocity during Winter and Summer months, it was found that any number of days from 2 to 8 was there as period of variation. Periods of 2-4, or in average 3 days were the most frequent ones. Variation of the wind and variation of air pressure were closely connected and they had also relation with weather changes.

6. *Relationship between wind aloft and weather with rainfall:* In both Winter and Summer months rain fell in Taoyuan with NE and E wind mostly. The stronger the eastern wind in the lower layer, the heavier the rainfall. In Winter months the W wind layer reached to greater height in the stratosphere. The variation of the upper W wind is insignificant and had no definite relation to rainfall. The relationship between wind velocity at higher levels and the surface weather with rainfall was not discernible.

### 壹、本研究所使用之資料

#### 一、測風探空觀測站

臺灣本島有無線電測風探空 (rawinson) 觀測站二處，一在北部之桃園，另一在南部之東港，每日施放測風探空氣球二次，時間為 0000 GMT 與 1200 GMT，另一觀測站在澎湖之馬公，觀測時間為 0600 與 1800 GMT。三個無線電測風探空站皆隸屬空軍氣象聯隊，因馬公測站觀測時間與桃園東港二地者不同，故只能作有限度之比較，三站所使用之裝備完全相同，無線電測風 (雷文) 接收機為美製自動式之 AN/GMD-1 型，配合無線電探空 (雷送) 接收機 AN/TMQ-5A 型工作，氣球下懸掛之無線電發射機為 AN/AMT-4 式，器材裝備，全係美式，三測站之地名號碼，經緯度與高度如下：

測 站	地名號碼	北 緯	東 經	高度(公尺)
桃 園	46697	20°03'	121°13'	46.0
東 港	46747	22°28'	120°26'	3.1
馬 公	46734	23°31'	119°34'	21.1

#### 二、紀錄次數

桃園馬公二測站，已有近二十年之紀錄，東港測站成立於 1957 年，桃園 1956-1965 十年，東港 1958-1965 八年與馬公 1956-1958 與 1960-1965 共九年之年平均資料，作者已在臺灣自由大氣之研究一文中發表。

歷年來三測站之定時工作，常受器材不繼，或其他困難而紀錄缺漏，三站中以桃園之紀錄為比較完整

，在高空風之探測中，有一項困難，就是在冬季高空西風強烈，將攜帶發射機之氣球吹至過大之水平距離而失去紀錄，或則及至到達風速較小之平流層中又得末後數個氣壓面之記錄，由於此一缺點，使人懷疑所測得之高空最大風速，是否真有代表性。

以 1965 年一月桃園所作 31 天之 0000 GMT 測風記錄而論，達 200mb 氣壓面者為 29 次，150mb 氣壓面者 27 次，100mb 氣壓面者僅 26 次，50mb 氣壓面者 25 次，30 與 20mb 氣壓面者 24 次，達 10mb 氣壓面者僅 13 次，同月東港同時之 31 次測風記錄，達 400mb 氣壓面者為 28 次，200mb 氣壓面者為 19 次，150mb 氣壓面者只有 11 次，氣壓面者 100mb 只一次，到 50mb 氣壓面又稍多，有 12 次，30mb 氣壓面有 19 次，20mb 氣壓面有 26 次，到達 10mb 氣壓面者有 23 次。

在 1965 年一月 31 天 0000 GMT 測風記錄中，桃園東港雖同有 31 次觀測，但達於 200mb 氣壓面之觀測，桃園有 29 次，東港僅 19 次，100mb 氣壓面之紀錄，桃園有 26 次，東港僅 8 次，因此本文主要的以桃園之觀測為根據，在 1965 年全年 365 日之 0000 GMT 測風紀錄中，桃園只缺 13 次，而有 352 日之觀測，是所缺次數僅占全年總次數 3.56%。

#### 三、各氣壓面高度

在臺灣自由大氣之研究中，作者曾將計算出之臺北、桃園、東港、馬公四地各氣壓面之平均高度及桃園東港馬公三地總平均高度列出，在本研究中講述高空風亦使用氣壓面以代替高度面，故列出以三地平均可代表臺灣地區之氣壓面高度如下，以幫助對高空風之瞭解，表中數字中 70，50。與 30mb 之高度係新

算出者，高度單位 gpm 在數值上與 m 數極接近。

桃園東港馬公三地各氣壓面平均高度重力位公尺 (gpm)：

氣壓 (mb)	高度 (gpm)
1000	113
850	1,507
700	3,127
600	4,384
500	5,825
400	7,530
300	9,626
200	12,364
150	14,166
100	16,562
80	17,839

70	18,670
60	19,546
50	20,640
40	22,051
30	23,980
20	26,524
10	31,014

## 貳、臺灣高空風之年平均

### 一、平均風向

按 1956-1965 年之期中，桃園 10 年東港 8 年與馬公 9 年之無線電測風或雷文之紀錄，由三地每日二次之觀測加以平均，求得各地各氣壓面之平均風向如下：

氣 壓 面 (mb)	桃 園		東 港		馬 公	
	方 位 角	方 向	方 位 角	方 向	方 位 角	方 向
地 面	64	ENE	341	NNW	21	NNE
1000	64	ENE	330	NNW	23	NNE
850	165	SSE	126	SE	234	SW
700	245	WSW	257	WSW	242	WSW
600	255	WSW	257	WSW	253	WSW
500	258	W	256	WSW	258	W
400	259	W	261	W	260	W
300	259	W	262	W	262	W
200	259	W	261	W	262	W
150	260	W	259	W	262	W
100	263	W	270	W	270	W
80	258	W	259	W	253	WSW
60	245	W	94	E	129	SW
40	86	E	91	E	97	E
20	85	E	88	E	92	E
10	85	E	87	E	91	E

由表可見地面到 850mb 氣壓面或約 1,500 公尺高度之大氣下層，三地風向受地形，海岸線走向與平均氣壓分布之影響，差別頗大，桃園地面附近為 ENE 風，850mb 氣壓面平均為 SSE 風，東港則地面附近多 NNW 風，850mb 氣壓面吹 SE 風，馬公則地面附近平均風向為 NNE，850mb 氣壓面為 SW 風，700mb 氣壓面即約 3,100 公尺之高度，業已進入西風層，三地風向全為 WSW，自 500mb 氣壓面或約 5,800m 之高度，直至平流層中之 80mb 氣壓面，即大約 17,800m 之厚逾 12,000m 之大氣層中，三地皆吹西風，在 60mb 氣壓面或約 19,500m 之高度，桃園仍吹西風，但東港已進入東風層，馬公則吹 SW 風，此上直至無線電測風探空氣球所達最

大高度 31,000 公尺之 10mb 氣壓面，三地全為東風。

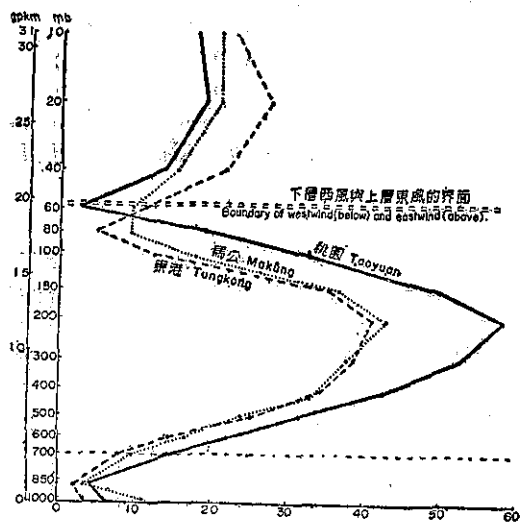
### 二、平均風速

將桃園 10 年，東港 8 年與馬公 9 年之每日二次觀測作為平均，則得三地平均風速時溼 (kts) 如下：

氣壓面 (mb)	桃 園	東 港	馬 公
地面	5.8	3.6	11.0
1000	6.6	3.0	10.9
850	3.9	2.0	3.5
700	14.1	9.0	9.7
600	21.9	15.7	16.3

500	31.9	25.5	23.8
400	42.8	34.5	32.6
300	52.9	39.5	37.8
200	58.1	41.8	42.8
150	50.9	35.5	35.7
100	32.5	12.2	17.8
80	19.0	5.0	9.5
60	3.0	11.2	9.5
40	18.7	20.8	15.6
20	19.6	27.8	20.9
10	17.7	22.4	20.8

有如第一圖所示，桃園東港與馬公三地平均風速隨高度而變化的曲線，略呈>形，三地大致相同，地面到 850mb 氣壓面或約 1,500m 之高度面，風速因風向之轉變而減弱，850mb 氣壓面平均風速為：桃園 3.9，東港 2.0，馬公 3.5kts，此上為西風層，風速隨高度而增，高度風速曲線在 850mb 氣壓面出現顯明的拐角，風速隨高度之增加率幾為直線的，在桃園直至 10,000m，東港直至 7,000m，馬公直至 8,000m 如此，更向上風速隨高度之增加率漸減，高度風速線彎曲，200mb 氣壓面即約 12,400m 高度面，為冬季噴射氣流之核心，風速最大，平均風速桃園 58.1，東港 41.8，馬公 42.8kts，自 200mb 氣壓面再向上風速隨高度而減，減低率幾為直線的，在平流層下部，桃園在 60mb 氣壓面或約 19,500m 高度，東港在 80mb



第一圖 桃園東港馬公三地平均風速 (哩/時)  
Fig. 1 Mean wind velocity (kts) at Taoyuan, Tungkong, and Makong

氣壓面或約 17,800m 之高度，風速出現最小，桃園為 3.0，東港為 5.0kts，馬公在 60 與 80mb 氣壓面有相同之最小風速 9.5kts。

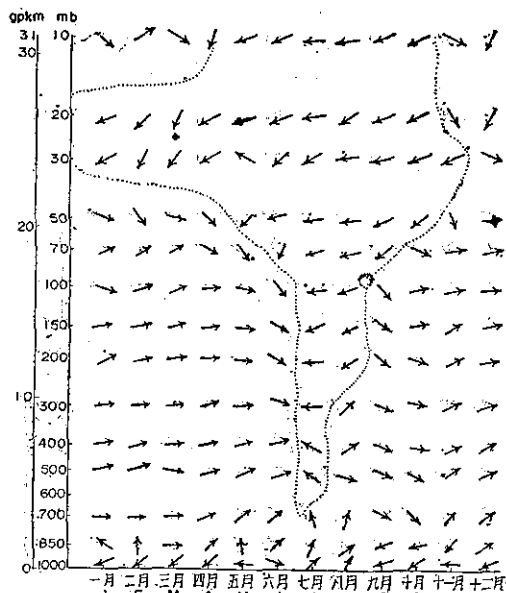
自 60-80mb 氣壓面更向上之平流層中，風速又隨高度而微增，20mb 氣壓面或 26,500m 之高度面又見一直到 10mb 氣壓面或 31,000m 之高度間的最大風速，桃園 19.6，東港 27.8，馬公 20.9kts。

### 參、桃園高空風之年中變化

1965 年桃園所作 0000GMT 之無線電測風紀錄，比較完整，在全年之 365 日，有 352 日之紀錄，只缺 13 日者，此 352 次觀測，皆達 700mb 氣壓面，其中 351 次皆達 300mb 氣壓面，200mb 氣壓面之記錄共有 346 次，150mb 氣壓面之記錄，有 334 次，100mb 氣壓面之記錄有 323 次，70 與 50mb 氣壓面之記錄，皆有 322 次，30mb 氣壓面記錄有 325 次，20mb 氣壓面之記錄有 321 次，達於 10mb 氣壓面之觀測有 247 次，由此項桃園一年的測風結果，可以看出高空風年中變化之規律。

#### 一、平均風向之年中變化

第二圖為桃園 1965 年各月各氣壓面與高度面之平均風向圖，地面與 1,000mb 氣壓面或 110m 高度之地面層大氣中，一月到三月與九月到十二月皆多 E 風與 ENE，四月此層為 NE 風與 NNE 風，六月地面吹 ESE 風，1,000mb 氣壓面則多 WNW 風，



第二圖 桃園 1965 年各月各氣壓(高度)面平均風向  
Fig. 2 Monthly mean wind direction at different levels over Taoyuan

桃園 1965 年各月各氣壓面平均風向 (度)

氣壓面 (mb)	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
地 面	73	80	68	52	130	110	190	235	90	100	100	84
1000	72	66	61	70	97	292	211	206	87	96	96	57
850	115	180	273	228	175	230	204	242	78	75	30	261
700	612	252	265	254	248	238	173	196	282	298	238	260
500	263	264	274	259	260	262	121	277	281	283	238	258
400	264	264	268	259	263	263	127	243	291	279	242	259
300	260	263	265	259	266	286	94	236	307	279	247	258
200	248	258	260	263	272	295	87	58	315	282	240	263
150	255	258	259	267	276	305	71	56	312	279	241	263
100	259	259	256	271	277	336	72	71	332	256	247	261
70	262	252	245	280	310	32	79	77	54	301	245	261
50	291	319	281	329	38	74	82	83	72	65	355	266
30	56	27	33	59	86	75	86	87	74	85	53	298
20	59	31	27	54	77	72	88	53	79	75	333	29
10	303	273	288	12	77	65	87	87	83	76	290	12

桃園 1965 年各月氣壓面平均風速 (kts)

氣壓面 (mb)	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
地 面	8.8	9.3	7.4	6.2	5.8	5.1	4.2	5.6	4.6	5.2	9.5	8.4
1000	10.4	11.1	9.0	5.7	5.9	6.0	3.3	4.0	5.6	6.4	10.3	10.8
850	13.8	17.8	16.5	14.4	14.3	13.4	15.4	12.7	10.1	10.5	14.7	14.4
700	20.3	25.0	25.0	23.5	21.3	19.5	16.4	14.6	10.9	12.6	13.8	29.3
500	51.1	64.0	51.0	36.8	30.3	17.0	15.4	14.5	14.4	26.3	28.9	57.1
400	85.6	83.6	73.2	43.4	39.8	16.7	14.0	12.5	17.8	35.5	43.1	72.2
300	113.2	106.2	108.3	52.0	52.0	16.6	16.0	13.5	23.8	48.7	59.7	85.5
200	118.0	118.0	112.4	64.3	65.6	20.3	23.9	19.2	23.3	55.3	67.9	100.4
150	108.5	106.0	105.1	63.7	58.8	20.4	31.3	19.7	26.4	47.2	67.9	93.7
100	73.3	76.7	79.4	44.6	39.1	16.4	31.3	20.2	20.2	29.1	38.4	70.0
70	43.7	40.1	43.4	19.4	13.6	12.0	33.3	23.2	19.6	8.6	17.1	43.7
50	20.0	23.0	22.8	10.0	10.3	18.2	33.3	28.7	21.2	11.2	7.2	23.6
30	16.3	16.5	12.6	8.4	19.3	26.3	42.3	36.3	26.0	15.0	8.5	16.8
20	20.1	12.3	8.7	11.0	22.0	30.9	48.0	48.8	29.0	12.7	8.8	19.3
10	22.8	14.4	12.6	9.0	19.3	30.6	50.5	49.4	32.8	12.8	14.9	17.7

七月則直至 700mb 氣壓面或 3,100m 之高度，吹有 S 風或 SSW 風，更上為 E 風層，八月地面附近吹 SW 風與 SSW 風，850mb 氣壓面則吹 WSW 風，700mb 氣壓面吹 SSW 風，500-300mb 氣壓面吹 W 到 SW 之風，200mb 氣壓面或 12,400m 之高度，已進入高空之東風層，風向為 ENE 或 E。

在冬季月份 850mb 氣壓面以上，直至平流層中有深厚的西風層。此西風層之厚度，向夏季月份而減，七月份全無此層，盛行東風與東南風，因之，在各月各高度平均風向圖中，西風層與東風層之界線，出現為類似漏斗或 V 字之形狀，八月及以後，西風又漸變厚，西風層之頂界，在一至四月約達 22,000m，五月降至 20,000m 以下，七月僅達 16,000m，七月份西風層完全不見，八月份僅出現於 5,000-10,000m 之層，九月西風層上達 16,000m，十月伸達 20,000m，十一月份更高，十二月份則 24,000m 或 30mb 之面。

## 二、平均風速之年中變化

第三圖為 1965 年各月桃園各氣壓面及高度面之平均風速圖，桃園高空風，以冬季之一月與二月 200mb 氣壓面或約 12,400m 之高度面風速為最大，平均皆達 118kts，三月此一氣壓面平均風速達 112.4kts，十二月此層平面風速亦達 100.4kts，自一月至三月三

個月 300-150mb 氣壓面或 9,600-14,200m 之氣層，各高度面之平均風速皆在 100kts 以上，是即噴射氣流層，地面與 1,000mb 氣壓面之平均風速，以二月者為最大，七月者為最小，1,500m 之高度，二月風最強，九月風最弱，700mb 氣壓面即 3,100m 高度面風速以十二月者為最大，九月者為最小，500mb 氣壓或 5,800m 高度面，風速以二月者為最大，九月者為最小，400-150mb 氣壓或 7,500-14,200m 高度面平均風速，全以一月者為最大，八月者為最小。平流層頂及以上，風速最大最小出現月份逐漸改變，100mb 氣壓面或 16,600m 之高度，平均風速以三月者為最大，六月者為最小，70mb 氣壓面或 18,600m 高度面，則最大風速見於十月，最小風速見於六月。50-10mb 氣壓面或 20,700m-31,000m 之平流層東風中，則正與對流層西風之情形相反，七月出現風速之最大。三月或四月出現最小風速。十二月與一月見有風速之次大，另一風速之次小，見於十月與十一月，是平流層東風速度之年中變化，顯示兩個週期，最大一在夏月，一在冬月，最小則一在春月，一在秋月。

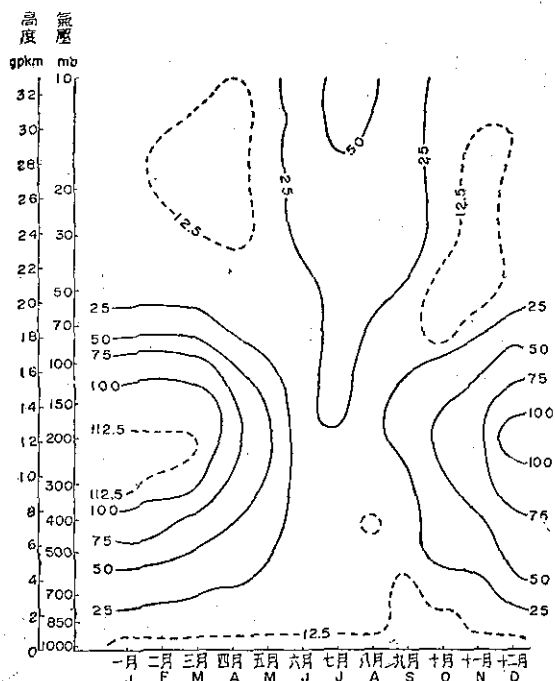
第三圖中等風速線顯示出在直至平流層下部之西風層中，呈以七月八月為分界之雙曲線，一月與二月 200mb 氣壓面或 12,400m 高度面附近為風速最大之核心區，平流層之東風，以七月者為最強，在 28,000m 以上時超過 50 哩，夏季高空東風等風速線，成尖端向下之 V 字形。

## 肆、桃園東港二地冬夏高空風之比較

為明瞭臺灣北部與南部同時高空風之異同，茲將桃園與東港二地 1965 年冬季一月與夏季七月之平均風向與平均風速作一比較如下：

### 一、冬季

1. 風向 自地面至 1,000mb 氣壓面或 110m 之高度，桃園與東港二地，因地形，陸海方位，與一般氣壓分佈之差異，風向差別頗大，一月平均風向，桃園為 ENE，東港為 N，二地風向差，地面為 65°，1000mb 氣壓面為 67°，到達 850mb 氣壓面或 1,500m 高度面，二地風向業已大致相同，桃園為 ESE，東港為 SE，相差為 15°。在 700mb 氣壓面或 3,100 高度面，二地皆已進入西風層，桃園為 261°，東港 279°，相差 18°，500-200mb 氣壓面或 5,800-12,400m 之高度面間，二地一月平均風向幾完全相同，風向 W 與 WSW，方位差小於 4° 150mb，氣壓面二地風向相差又大，為 17°，但平流層頂之 100mb 氣壓面，



第三圖 桃園 1965 年各月平均風速 (哩/時)  
Fig. 3 1965 Monthly mean wind velocity at different levels over Taoyuan.

二地之 WSW 風，相差僅 3°，平流層中同一高度面桃園、東港二地風向差又大，以 50mb 氣壓面或 20,700m 高度面附近風向差為峇大，桃園 WNW，東港 NNW，相差 53°，在 30 與 20mb 氣壓面或 24,000-26,500m 高度之東風層 ENE 與 E 及 10mb 氣壓面或 31,000m 高度面之 NW 與 NNW，相差又較 50mb 氣壓面者為小。

2. 風速 就一月平均風速而論，桃園、東港二地雖同為自地面向上直至噴射氣流之核心，200mb 氣壓面，或 12,400m 高度面，而增強，但增強率在桃園遠大於東港者，地面至 850mb 氣壓面或 1,500m 高度面，桃園風速約為東港同高度風速之二倍，500mb

氣壓面或 5,800m 高度面例外，東風風速大於桃園者 2.9kts，此或為觀測缺點所致，在 200mb 氣壓面或 12,400m 高度面，桃園為 118.0kts，東港為 75.4kts，桃園強於東港 42.6kts，東港一月平均風速以 300mb 氣壓面或 9,600m 高度面者為最強 81.6kts，比同高度同月桃園之 113.2kts 弱 31.6kts。200mb 氣壓面或 12,400m 以上之氣層中，同高度同月平均風速差，即桃園大於東港之數，又隨高度而減，30 與 20mb 氣壓面，或 24,000 與 26,500m 之高度面，又見東港有較桃園為強之平流層東風。10mb 氣壓面或 31,000m 高度面則見桃園之 NW 風，強於東港之 NNW 風，平均風速差 5.2kts。

一月平均風向 (方向與度數)					一月平均風速 (kts)			
氣壓面 (mb)	桃	園	東	港	差 (桃園減東港)	桃	園	東 港 差 (桃園減東港)
地面	73	ENE	8	N	65	8.8	4.7	4.1
1000	72	ENE	5	N	67	10.4	5.0	5.4
850	115	ESE	130	SE	-15	13.8	7.4	6.4
700	261	W	279	W	-18	20.3	15.0	5.3
500	263	W	267	W	-4	51.1	54.0	-2.9
400	264	W	265	W	-1	85.6	73.6	12.0
300	260	W	260	W	0	113.2	81.6	31.6
200	248	WSW	245	WSW	3	118.0	75.4	42.6
150	255	WSW	238	WSW	17	108.5	69.4	9
100	259	WSW	256	WSW	3	73.3	36.1	37.2
70	262	W	294	WNW	-32	43.7	19.1	24.6
50	291	WNW	344	NNW	-53	20.0	11.9	8.1
30	66	ENE	84	E	-18	16.3	19.2	-2.9
20	59	ENE	87	E	-28	20.1	20.8	-0.7
10	303	NW	332	NNW	-29	22.8	17.6	5.2

## 二、夏季

1. 風向 七月大氣下層桃園與東港二地各層風向之差異頗大，自地面到 700mb 氣壓面或 3,100m 高度面桃園轄有 S, SSW, SSW, 與 S 風，變化不大，東港此層風向則為 NE, ENE, SE 與 SE，二地風向差以 1,000mb 或約 110m 高度為最大，為 142°。850mb 氣壓面或 1,500m 高次之，風向差 70°，700mb 氣壓面相差 30° 500mb 氣壓面或 5,800m 高度二地同為 ESE 風，400mb 氣壓面則桃園有 SE

風，東港恒吹 E 風，二地風向差 32°，自 300mb 氣壓面或 9,600m 高度起，直至觀測所達最大高度之 31,000m 即 10mb 氣壓面，二地上空全屬東風層，僅對流層頂以下 150-100mb 氣壓面吹有 ENE 風，二地同高度之風向差，皆小於 10°，就各高度二地風向角度，桃園者減東港者的差數而論。地面到 300mb 氣壓面或 9,600m 高度面除 500mb 或 5,800m 之面上為負數以外，皆為正數，自 200mb 或 12,400m 之面向上，直到最大高度之 31,000m，或 10mb 氣壓

面，不及 8% 之各層差數，全為負數。

2. 風速 七月桃園風速，1,000mb 氣壓面或 1,100m 高度面者小於地面者，此上在 700mb 氣壓面或 3,100m 高度面風速向上而增，以上到 400mb 氣壓或 7,500m 之高度風速又減。更上風速又增，自 150mb 或 14,200 到 50mb 或 20,700m 之高層中，風速介於 31.3 與 33.3kts 之間。再向上風速又增，10mb 或 31,000m 之高度，平均風速大至 50.5kts。

七月東港大氣各層風速，通大於桃園者，自地面

向上，風速隨高度而增大，至 700mb 或 3,100m 之面，風速為 20.0kts，此上風速減小，400mb 或 7,500m 之面，風速降為 16.6kts。再向上又增，100mb 或 16,600m 之對流層頂，風速達 47.0kts，但更向上風速又減小，50mb 或 20,700m 風速減至 39.0kts，自此到 10mb 或 31,000m 風速又增，10mb 氣壓面風速大至 64.7kts，七月各層風速，東港強於桃園之數，以對流層頂之 100mb 氣壓面者為最大，15.5kts，10mb 或 31,000m 之 14.2kts 次之。

七月平均風向 (方向與度數)						七月平均風速 (kts)		
氣壓面 (mb)	桃	園	東	港	差 (桃園減東港)	桃	園	東 港 差 (桃園減東港)
地面	190	S	57	NE	33	4.6	5.2	-0.6
1000	211	SSW	69	ENE	142	3.3	5.9	-2.6
850	204	SSW	134	SE	70	15.4	16.3	-0.9
700	173	S	143	SE	30	16.4	20.0	-3.6
500	121	ESE	123	ESE	-2	15.4	18.0	-2.6
400	127	SE	95	E	32	14.0	16.6	-2.6
300	94	E	84	E	10	16.0	21.0	-5.0
200	87	E	90	E	-3	23.9	29.8	-5.9
150	71	ENE	73	ENE	-2	31.3	42.3	-11.0
100	72	ENE	77	ENE	-5	31.5	47.0	-15.5
70	79	E	85	E	-6	33.3	42.4	-9.1
50	82	E	87	E	-5	33.3	39.0	-5.7
30	86	E	91	E	-5	42.3	54.1	-11.8
20	88	E	93	E	-5	48.0	57.0	-9.0
10	87	E	94	E	-7	50.5	64.7	-14.2

### 伍、桃園高空風變化之週期性

作者曾將桃園 1965 年冬夏各月多個氣壓面 0000 GMT 逐日風向風速之變化，畫為曲線，數出各月曲線顯示折曲波形數目，計算各波週期及平均週期，得有以下之結果：

#### 一、冬季

1. 十二月 1965 年十二月桃園 0000 GMT 各層風向風速變化曲線，顯示地面風速有大小波形 10 個，週期 2-5 日不等，平均為 3.1 日，另顯大波，週期 7 與 8 日，850mb 或 1,500m 之面風向變化有波 10 個，週期 2-4 日不等，平均 3.1 日，大波 7，

週期可達 6 日，平均 4.4 日，風速曲線顯有大小波 12 個，週期 2-4 日不等，平均為 2.6 日。

500mb 氣壓面或 5,800m 高度面風向變化有 7 個波，週期 2 到 10 個不等，平均 4.4 日，風速變化有波 9 個，週期 2-4 日，平均 3.4 日。

200mb 或 12,400m 之面，是臺灣噴射氣流之核心區，風向變化曲線顯有 5 波，週期 2-7 日不等，平均 6.2 日，風速曲線表示有 9 波，週期 2-7 日，平均 3.4 日。

2. 一月 1965 年一月之 31 日 0000 GMT 各層風向風速變化曲線，地面之風向風速皆表示其各有 8 波，週期 2 到 5 日不等，平均為 3.9 日 850mb，

或 1,500m 風速變化有 10 波，週期 2-4 日，平均 3.1 日。

700mb 或 3,100m 風向風速之變化曲線，皆顯示 9.5 個波，週期 2-8 日不等，平均 3.3 日，風向變化並顯有大波，週期 10 日。

500mb 或 5,800m 風向風速月中變化曲線，顯有 8 波，週期 2-6 日平均 3.9 日。

200mb 或 12,400m 之風向變化中，22 日有 7 波，週期 2-5 日，平均 3.1 日，風速變化亦顯有平均週期 3.1 日之波，並有週期 6 日與 9 日之大波。

3.二月 1965 年二月桃園連續 28 日之 850mb 或 1,500m 風向變化曲線，形成 9 波，週期 2-5 日不等，平均 3.1 日，風速變化曲線則顯有 7 波，週期 2-5 日，平均 4 日。

500mb 或 5,800m 之風向風速變化，皆顯有 6 波，週期 2-6 日，平均 4.7 日風速變化中尚顯有週期 7 日與 8 日之大波。

200mb 或 12,400m 之面，在連續 25 日之曲線中，發現風向輕微波動 5，週期 2-7 日，平均 5 日，此一強烈噴射氣流之核心高度，風速變化有大小波 7 個，週期 2-7 日不等，平均 3.6 日。另顯有為期 8 日之大波。

100mb 或 16,600m 之對流層頂，在 14 日之風速變化曲線中，顯有大小波 5，週期 2-3 日，平均 2.8 日，另又見有週期 4 日之大波。

## 二、夏季

1.六月 1965 六月一日到十二日桃園地面風向風速之變化曲線，顯示 4 波，週期一波為 2 日，三波為 3 日。850mb 或 1,500m 之面連續 25 日風向風速變化，指出有 6 個波，週期為 2-7 日，平均 4.1 日，並另見有週期 9 日與 10 日之大波。

500mb 或 5,800m 風向風速之變化，在 25 日中顯有波動 7 個，週期 2-4 日平均 3.6 日，另見為期 8 日 16 日之大波。

200mb 或 12,400m 在 26 日之風向變化曲線中有波 6，週期為 2-7 日，平均約為 4.3 日，風速曲線顯有週期 2-6 日之波。100mb 或 16,600m 風向風速變化有 7 波週期 2-6 日，平均 3.7 日，30mb 或 24,000m 風向變動有 3-6 日，平均 3.6 日之週期。

2.七月 1965 年七月桃園 0000GMT 無線電測風，缺十六日至十九日者，地面風向在 14 日中顯有週期 3-5 日之波動，風速則見週期 2-8 日之波動，

另在 11 日之曲線中，地面風速顯有週期 2-3 日平均 2.2 日之波。

在 850mb 或 1,500m，12 日之風向變化，顯有 4 個波，週期平均為 3 日，另在 11 日中風向變化曲線中有 2 大波，週期為 5 與 6 日，此面風速變化，在 14 日中顯有大波 1，週期 8 日，小波 2，週期各為 3 日，另在 850mb 或 1,500m 連續 11 日之風速曲線中，見有週期為 2，2，3 及 4 日之波。

500mb 或 5,800m 之面，在 14 日中風向變化顯有大波 1，週期 7 日，小波 1，週期 4 日，另在末旬之變化中有大波 2，週期為 4 日與 6 日，此層風速變化，上半月有 5 波，週期 2 至 5 日不等，平均為 2.8 日。末旬風速變化有 2 波，週期一為 3 日，另一 5 日。

200mb 或 12,400m 之面，風向在上半月之變化，顯有 3 波，週期 4，3，與 6 日，平均 4.3 日，風向在末旬之變化，見有 3 波，週期 2-4 日，此面風速之變化，上半月見有週期 4，3 與 6 日之波 3 個，末旬見有週期 6 日與 5 日之波各一。100mb 或 16,600m 高之對流層頂，風向在上半月之變化甚微，末旬見有週期 5 日與 4 日之波各一個，風速之變化，上半月見有為期 3 日 5 與日之波，末旬見有為期 2-3 日之小波與 5 日 6 日之大波。

30mb 或 24,000m 之面，風向變化顯有週期 2-4 日之波，風速變化則見為期 2-6 日之波。

3.八月 1965 年八月桃園地面風速之變化曲線，形成大小波 8 個，週期 3-6 日，平均 3.9 日。850mb 或 1,500m 之面，風向變化形成 8 個波，週期 2-6 日，平均 3.8 日，風速變化顯有週期為 2-6 日，平均 4.8 日之波。

500mb 或 5,800m 之面，風向變化顯有 2-8 日之波，風速變化顯有 2-7 日之週期，200mb 氣壓面或 12,400m 高度面風向變化呈現週期為 2 日，5 日，3 日，5 日，3 日與 3 日之波，風速變化則有週期 2-7 日之波，平均週期 4.3 日。

100mb 或 16,600m 之面，風向變化有波 9 個，週期 2-6 日，平均 3.2 日，風速變化則有波 6 個，週期 4-6 日，平均 5 日。30mb 或 24,000m 之面，風向變化顯有週期 2-4 日之輕微波動，風速變化顯有週期 2-6 日之波。

由冬夏兩季六個月各層面風向風速之變化週期 2-8，日各數皆有之，其中以 2-4 日或平均 3 日上下之週期變化為最多見，風向風速變化週期與氣壓波動

週期有關，臺北曾見有影響天氣變化之 6.2 氣壓波，是此風變週期之二倍，或謂兩個風變週期，代表一個較大氣壓波動週期。

### 陸、高空風與有雨天氣之關係

作者曾對 1965 年冬夏兩季各月桃園 0000GMT 有雨當時高空各層風向風速，加以分析，以瞭解雨與高空風之關係，茲將各月雨日情形分述如下：

#### 一、冬季

1. 十二月 1965 年十二月桃園有 12 日在 0000 GMT 降雨，

(1) 六日降雨，地面風向 NE (50°)，風速相當大，為 22kts。850mb 或 1,500m 之面風向 ESE (110°)，風速 14kts，500mb 或 5,800m 之面吹 W (280°) 風，速度 26kts，200mb 或 12,400m 之噴射氣流軸心區，風向 W (260°)，速度較前後日期者為弱，74kts。在對流層頂之 100mb 或 16,600m，風向 W (270°)，風速 82kts。平流層中 30mb 或 24,000m 面有 ENE (60°) 與 14kts 之風。

(2) 八日降雨，地面吹 NE (50°) 與 12kts 之風。850mb 或 1,500m 風向 W (270°)，風速 10kts，500mb 或 5,800m 有 W (270°) 與 55kts 之風，200mb 或 12,400m 亦吹 W (270°) 風，速度 92kts，100mb 或 16,600m 風向 W (260°)，風速 78kts，30mb 或 24,000m，仍為 W (260°) 風，22kts。

(3) 十五日至十七日連續三日桃園降毛雨，地面風向為 NE (50°)，ENE (60°) 與 E (80°)，風速 16，30 與 20kts，850mb 或 1,500m 風向 WSW (250°)，E (80°) 與 ENE (70°)；風速為 4，12，20kts。500mb 或 5,800m 此三日風向為全為 W (260° 270° 與 260°)，風速 46，54，與 53kts 200mb 或 12,400m 吹 WSW 與 W (250° 250° 260°) 與 54，56 與 83kts 之風，100mb 或 16,600m 此三日亦全吹 W (270°，260°，260°)，速度 40，50 與 88kts 之風。

(4) 二十日降雨，桃園地面靜，850mb 或 1,500m 吹方位 260° 之 W 風，速度 13kts。500mb 或 5,800m 有 WSW (240°) 風，風速強勁，78kts，200mb 或 12,400m 吹有 WSW (250°) 與速度高達 127kts 之風。100mb 或 16,600m 紀錄缺漏，30mb 或 24,000m 之平流層中仍有 WSW (250°) 風，速度 29kts。此上直到探測所達最大高度 31,000m 之 10mb 氣壓面，全轄有 WSW 風。

(5) 二十四與二十五兩日連續有雨，地面吹 NE

(50°) 與 E (80°) 風，風速 14 與 7kts，850mb 或 1,500m 風向仍為 NE (50°) 與 E (90°)，速度 20 與 8kts。500mb 或 5,800m 此二日皆吹 W 風 (270° 與 280°)，風速 64 與 56kts。200mb 或 12,400m 風向 WNW (290°) 與 W (270°)，風速 116 與 94kts，100mb 或 16,600m 二十四日紀錄缺漏，二十五日吹 W (270°) 與 76kts 之風。

(6) 二十七日到三十日連續四日桃園降雨，此四日 0000 GMT 地面風向全為 NE，(50°，30°，50°，50°)，風速為 8，8，10 與 25kts，850mb 或 1,500m 為 NE (40°)，S (190°)，SSE (110°) 與 ENE (70°) 風，速度 14，8，12 與 26kts。500mb 或 5,800m 此四日吹 W 風與 WSW 風 (260°，260°，260° 與 250°)，風速 54，60，60 與 76kts。200mb 或 12,400m 此四日風向全為 W (260°)，風速增大，為 82，102，103 與 120kts。100mb 或 16,600m 此四日風向為 W，WSW，WSW 與 W (270°，250° 與 260°)，風速 64，56，80，與 70kts，直到 30mb 或 24,000m 仍屬西風層。

由本月 12 個雨日風向風速觀之，可見全係地面有東風或東北風時降雨，雨日東風東北風之層多厚達 850mb 或 1,500m 之面，200mb 附近之噴射氣流在雨日多不甚強，12 個雨日中 7 日風速低於 100kts，4 日介於 100 與 120kts 之間，僅 1 日風速達 127 kts，本月所見最大風速 168kts 之日無雨，高空西風在雨日多伸入平流層之較大高度，10 個雨日中有 6 日西風伸達 30mb 或 24,000m 以上，4 日此高吹有東風。

2. 一月 1965 年一月桃園共有 7 日在 0000GMT 有雨。

(1) 二日與三日降雨，地面風向為 ENE (60°) 與 NE (50°)，風速 14 與 6kts，850mb 或 1,500m 吹 SE (140°) 與 E (90°) 風，速度 16 與 19kts，較一般日期為強，在 700mb 或 3,100m 風向西轉為 WSW (240°) 與 SSW (200°)，風速 24kts，500mb 或 5,800m 二日全吹 WSW (250° 與 240°) 風，速度 36 與 59kts。200mb 或 12,400m 此二日轄有強大之西風 (280° 與 260°)，142 與 175kts，100mb 二日吹 W (260°) 與 70kts 之風，三日此高記錄缺。

(2) 五日六日降雨，地面吹 8 與 6 kts 之 ENE (60°) 與 NE (50°) 風，850mb 或 1,500m 五日吹 SE (140°) 風，六日吹 W (270°) 風，速度 14 與 6kts。700mb 或 3,100m 以上之大氣層，此二日全為 WSW

與W風，速度隨高度而增甚迅速，200mb或12,400m西風速度五日為184kts，為本月桃園上空之最大風速，六日為162kts。對流層頂之100mb或16,600m亦見100kts上下之西風。於50或30mb，即21,000或24,000m高方見東風。

(3)十六日有雨，地面吹NE(50°)與12kt之風。風向隨高度而順轉，到500mb或5,800m風向已變為WSW(240°)，風速28kts。噴射氣流特弱，200mb或12,400m之高空，風速僅38kts，風向WSW。西風直達平流層中，70mb或18,600m吹有速度28kts之W風(270°)。

(4)二十四日降雨，桃園地面風向ENE(70°)，風速16kts，850mb或1,500m有E(80°)風，速度20kts，700mb或3,100m風向轉變為WSW(240°)，風速24kts，此上直至10mb或31,000m全為西風，200mb或12,400m之層，西風速度105kts。

(5)三十一日降毛雨，當時地面無風，850mb或1,500m之面，風向W(280°)，速度8kts，此上直至50mb或20,600m全為西風，200mb或12,400m之風為WSW(250°)與98kts，30mb或24,000m以上為ENE風。

總觀一月份7個雨日高空風情形，可見降雨時地面全係吹東北東或東北風，有一日無風，所降雨小，空中西風所達甚高，200mb或12,400m之噴射氣流，多不甚強，惟亦有雨日噴射氣流特強之情形，例如一月五日者然。

3.二月 1965年二月有8日桃園在0000GMT降雨或毛雨。

(1)一日降毛雨，地面風向NE(50°)，風速22kts。850mb或1,500m則吹有微弱(4kts)之SSE(160°)風。700mb或3,100m風向又變為WNW(290°)，風速14kts。500mb或5,800m風向W(260°)，風速56kts。噴射氣流軸心區之200mb或12,400m之面，吹速度106kts之WSW(250°)風。此上風向不變，風速減弱，到50mb或20,600m以上風向方轉變為NE(40°)及ENE(70°)之風。

(2)五日六日桃園降雨，地面此二日風向為NE(50°)與ENE(70°)，風速8與18kts，850mb或1,500m吹SE(130°)與E(80°)風，速度2與20kts，700mb或3,100m以上，直到平流層中30mb或24,000m之高度，全為WSW(250°)左右之風。五日200mb或12,400m之風速，達131kts，六日風速以150mb或14,200m者為最大，160kts。

(3)十日與十一日桃園0000GMT降毛雨，二日地面全為速度10kts之NE(50°)風，850mb或1,500m吹SW(230°)與W(270°)風，700mb或3,100m十日為WSW(240°)風，速度28kts，十一日則吹W風(260°)風速24kts。此上十日直至50mb或20,600m全為260°或270°之W風，十一日記錄只達100mb或16,600m，自850mb或1,500m以上全為250°-280°之WSW或W風。十日150mb或14,200m之風速96kts為最大，十一日則最大風速84kts見於300mb或9,600m。

(4)二十二與二十三兩日0000GMT桃園有雨，此二日地面皆為50°之NE風，速度18與20kts，比平常無雨日為強。850mb或1,500m二十二日吹210°之SSW風，速度14kts。二十三日吹100°之E風，風速8kts，二十二日自700mb或3,100m至紀錄所達最大高度150mb或14,200m全為260°-280°之西風。200mb或14,200m風速最大，143kts。二十三日風速以400mb或7,500m與150mb或14,200m二面之風速為最大，同為128kts。其間300mb與200mb，或9,600與12,400m二面風速反較其上其下為小，西風層達於70mb或18,700m之高度，50mb或20,700m以上為平流層東風層。30與20mb或24,000至26,600m之層，東風頗強，為56與50kts。

(5)二十五日亦降雨，地面吹ENE(70°)風，風速8kts，850mb或1,500m風向E(90°)，風速30kts，700mb或3,100m進入西風層，風速隨高度而大增，200mb或12,400m風向W(260°)，風速182kts。次日，二月二十六日陰而無雨，風速出現一最高紀錄，260kts，風向WSW(250°)，出現在300mb或9,600m之高度。

與十二月及一月之情形類似，二月8個雨日之高空風，在850mb或1,500m以下之氣層中，多吹東北風與東北東風，風速一般較無雨日者為大，1,500或3,100m以上進入西風層，風速隨高度而增，但在有本月中最強烈之噴射氣流之日無雨，或謂雨日對流層上部噴射氣流多不甚強，西風層之擴達平流層，在雨日多較無雨日為高。

## 二、夏季

1.六月 1965年六月桃園有7日0000GMT降雨。

(1)二日降毛雨，地面吹NNE風(30°)，速度6kts。850mb或1,500m風向S(180°)風速3kts

，700mb 或 3,100m 風向轉變為WSW(250°) 速度 8kts，500mb 或 5,800m 之面，吹NW(310°)速度 9kts 之風。此上直至 200mb 或 12,400m 吹 NW 與 WNW 風，風速微弱，但不超過 10kts，對流層頂之 100mb 或 16,600m 之層吹N風，350°，速度 10kts。50mb 或 20,600m 以上為東風層，風向ENE(60°)，風速 10kts，30mb 或 24,000m 為 E(80°) 與 29kts 之風。

(2)五日降雨，六日仍有雨，此二日地面吹有 4 與 6kts 之 E(100°) 與 ENE(70°) 之風，850mb 或 1,500m 二日風向為 WSW(250°) 與 W(270°)，風速為 14 與 10kts，更往上皆為W風，200mb 或 12,400m 之層，此二日風速為 44 與 30kts，100mb 或 16,600m 風向為 NW(310°) 與 WNW(290°)，風速 24 與 18kts，50mb 或 20,600m 已入平流層東風中。

(3)十四日降雨，地面到 850mb 或 1,500m 之層，吹 SSW(210°) 與 SW(230°) 之風，地面風速 2kts，但 850mb 或 1,500m 之面，強至 36kts，700-400mb 或 3,100-7,500m 之層，全為 250° 之 WSW 風，風速由 30kts 降至 20kts。300mb 或 9,600m 吹 W(270°) 風，速度更降為 14kts，更上風向順轉，150mb 或 14,200m 風速最大，為 40kts 之 WNW(290°) 風，100mb 或 16,600m 吹 8kts 之 NW(320°) 風，70-10mb 風向由 NNE(30°) 而 NE(40°-50°)，再變而為 E(80°) 風，20mb 或 26,500m 之 ENE(60°) 風，強至 38kts。

(4)十六日降雨，地面無風，850mb 或 1,500m 吹有速度 16kts 之 WSW(250°) 風。700mb 或 3,100m 風向亦為 WSW(250°)，速度 20kts，200mb 或 12,400m 西風(270°) 最強 42kts，100mb 或 16,600m 吹 290° 與 10kts 之風。70mb 或 18,600m 風向轉 E(80°)，速度 20kts，再向上為 34-30kts 之 E 風與 ENE 之風。

(5)二十日降雨，地面無風。850mb 或 1,500m 風向 SW(230°)，風速 23kts。此上直至 400mb 或 7,500m 為 SW 風，風速隨高度而減，300-150mb 風向WSW(240°-250°)，速度 11-8kts。100mb 或 16,600m WNW(300°) 風，速度 4kts，70mb 或 18,600m 以上，吹有 ENE 到 ESE 之風，20mb 或 26,600m ESE(110°) 風，強至 40kts。

(6)二十二日降雨，地面附近吹微弱(2kts)之 ENE(60°) 風。850mb 或 1,500m 及 700mb 或

3,100m 皆吹 24kts 之 SW 風，500 與 400mb 或 5,800 與 7,500m 風向不變，風速微低。300mb 吹 18kts 之 W(260°) 風，200mb 或 12,400m 為 22kts 之 W(280°) 風，此上風速順轉，70mb 或 18,600m 吹NNW(340°)風，速度僅 2kts，50mb 或 20,600m 以上之平流層中，略有 ENE(70°) 與 E(80°) 風，風速隨高度而微增。

綜觀 1965 年六月七個雨日風的情形，可見地面風向有 4 次係介於 NNE 與 E 之間，2 次無風，1 次 SSW 風，850mb 或 1,500m 之風，則 6 次風向介於 SW，WSW 與 W 之間，1 次為 S 風，降雨與高空風向風速之關係，並不明顯。

2.七月 1965年七月桃園只有 2 日在 0000GMT 降雨。

(1)十五日降雨，當時地面刮 E(90°) 風，速度 6kts，850mb 或 1,500m 之層有 S(170°) 風，風速 12kts。此上風向偏右，700mb 或 3,100m 吹有 190° 與 20kts 之 S 風。500mb 或 5,800m 風向 SSW(210°)，風速 16kts，此上風向逐漸為 S，200mb 或 12,400m 吹有 6kts 之 S(180°) 風，150mb 或 14,200m 以上則為 ENE(60°) 到 E(90°) 之風。50mb 或 20,600m 以上風速大增，20mb 或 26,600m 之 E(90°) 風，強度為 56kts。

(2)二十六日颱風哈莉(Harriet)侵襲臺灣北部，桃園強風暴雨，地面吹 E(90°) 風，速度 30kts。850mb 或 1,500m 吹有速度達 70kts 之東風(100°)，本日直達 10mb 或 31,000m 全為東風，風速以 400mb 或 7,500m 之 78kts 為最大。以上風速減小，而以對流層頂 100mb 或 16,600m 之 22kts 為最小，以上風速又增，10mb 或 31,000m 之 E(90°)風，又強至 68kts。

七月 0000GMT 降雨之日，地面皆吹東風，地面附近東風特強則降雨亦強，以雨日少故此月降雨與高空風之一般關係，難下結論。

3.八月 1965年八月桃園 0000GMT降雨之日，僅有十八日一日，此日自地面向上風向逆轉，地面為 E(90°) 風，速度 12kts，1000mb 或 110m 風向即已變為 NNE(20°)，風速 18kts，為此月此層面所見最大風速。700mb 風向 NE(50°)，速度 34kts。500-150mb 或 5,800-14,200m 紀錄中斷，100mb 或 16,600m 吹 E(90°)風，風速 28kts。70mb 或 18,600m 亦吹 E(90°)風，速度 20kts。再向上紀錄又缺漏。

由上可見勿論冬夏，桃園降雨之日地面到 1,500m

之下層，多吹東北風與東風，下層東風強則雨亦強大。冬季雨日桃園上空之西風層特厚，伸入平流層較大高度，西風層風向變化甚微，不能由之確定高空風向與晴雨有何關係，風速度化雖大，但亦不見其與地面天氣之晴雨有何關係。

### 參 考 資 料

1. 國際地球物理年中國委員會觀測報告第1冊，第2冊 民國50年五月。
2. 國際地球物理合作組織中國委員會觀測報告 民國51年十二月與民國53年十二月。
3. 國際地球物理合作組織中國委員會太陽寧靜年觀測報告 民國54年十二月。
4. 曹淦生 臺灣地區對流層頂特性之統計研究 氣象預報與分析 第5期 民國49年十月。
5. 魏元恆 臺灣對流層頂及平流層風系之研究 氣象學

- 報 第11卷 第3期 民國54年九月
6. 亢玉瑾 臺灣上空氣流之初步研究 國立臺灣大學理學院地理學系研究報告 第3期 民國54年十一月
7. 劉衍淮 臺灣自由大氣之研究 氣象學報第13卷 4期 民國56年十二月
8. 劉衍淮 臺灣高空大氣性質變化之研究 氣象預報與分析 第40與41期 民國58年8月與11月
9. 劉衍淮 臺北之氣壓波動與天氣 氣象學報第9卷 第2期 民國52年七月
10. K. Mitra, General Aspects of Upper Atmospheric Physics, Compendium of Meteorology 1951
11. Allen E. Cole and Arthur, J. Kanter, Tropical and Subtropical Atmospheres, Journal of Applied Meteorology Vol. 2 No. 1 February 1963

## 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、惠稿文責自負，詳細規定請據本學報補充稿約辦理。
- 十一、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象局氣象學報社收。

(請參閱補充稿約)

保 密 防 諜 · 人 人 有 責

匪 諜 自 首 · 既 往 不 究

# 以氣象衛星照片預報寒潮之爆發\*

徐 寶 箴

## *The Use of Satellite Picture in Forecasting the Cold Air Outbreaks*

*Pao-chin Hsu*

### *Abstract*

From previous data and weather maps in the period of September 1969—April 1970 and September 1970—April 1971, The properties and indications of the cold air outbreaks from Siberia were analysed. By using the satellite APT pictures received by CAF weather central during the above mentioned period of time, the cloud patterns produced in the cold advection over China mainland were compared with that produced in the ocean. Some special cases in Spring, Winter and Autumn respectively were studied. Some useful conclusions have been drawn as follows:

1. Cloud patterns produced by the cold air advection in The continent is completely different from that produced in the ocean.
2. Cloud systems produced by the cold air outbreaks in China mainland have the following characteristics:
  - A. The edges of the frontal cloud band are not as smooth as smooth as that formed in the ocean.
  - B. Although the frontal cloud band is usually mingled with local cloud systems in the continent, it is still recognized by continuity and other features.
  - C. To the rear of the frontal cloud band, the low clouds (or fog) are usually observed and when in high latitude dust storm can be seen. No cloud lines or cellular clouds as seen in the ocean were formed.
  - D. The frontal cloud band is shorter and narrower when in high latitude than in the lower.
  - E. Usually there is a large cloudless area between the Yellow and the Yantze River, after the outbreak cold front arrives in SE China coast.
3. The interpretation of the satellite pictures should be a great aid in the analysis and forecasting of the cold air outbreaks.

### 一、引言

臺灣之天氣，多受季風之影響，夏季半年盛行南來季風，（南風，東南或西南風）南來之風伴來溫暖潮濕之天氣，有時颱風入侵，可伴來狂風暴雨，造成極大之災害。冬季半年，盛行北來季風，西北風帶來之空氣比較寒燥，其經北方或東北海洋而來之空氣，秉性寒冷而潮濕，冬季時，此種自北方來之強烈冷空氣稱之為寒潮。凡受寒潮侵襲之地區，天氣有顯著之突變。冬季時，此種寒潮之來與不來，其移動速度之

快與慢，停留一地之久與暫及其範圍之大小，均為天氣預報人員所必須考慮之問題，如研判錯誤，可能造成冬季天氣預報之嚴重失敗。

寒潮之前端為冷鋒，通常稱之為寒潮冷鋒，鋒面上有特殊之雲帶。鋒面之後方，為冷氣平流，此種冷氣平流生成有特殊之雲系。海上所生之寒潮雲系，研究發表之文章圖片甚多，陸上寒潮所生之雲系，與海上者不同，一般雜誌書本均少有介紹論述，本研究欲以每日所得之衛星照片，作為認識及研判東亞地區來

\* 本著作之完成，曾得行政院國家科學委員會之補助。

自西伯利亞大陸寒潮之爆發，追蹤其行動，以爲分析及預報冬季天氣之用。

## 二、本研究之對象

冬季時，凡北方地區之冷空氣突然南侵，均可稱之爲寒潮。本研究所指之對象寒潮，僅限於東亞之中國大陸及其以北地區。以時間言，僅包括1969年9月至1970年4月，及1970年9月至1971年4月。凡在此兩段時間以內，中國大陸及其以北地區爆發之寒潮，不論其範圍大小，歷時久暫，及其影響是否及於臺灣地區，只要有衛星照片可以比較研究者，均爲研究之對象。

## 三、本研究所用之資料

本研究所用之氣象衛星照片，包括二部份：

1. 中國空軍氣象中心所收集之每日氣象衛星照片。
2. 澳大利墨爾本世界氣象中心所接收由美國經計算機整理後，經由太平洋衛星轉播之氣象衛星照片。

本研究用之地面及高空天氣圖，及其他紀錄係採用本局繪製及接收到者。此外亦採用日本氣象所印製之地面及高空天氣圖。

## 四、亞洲寒潮之特性

### (一) 寒潮之通性：

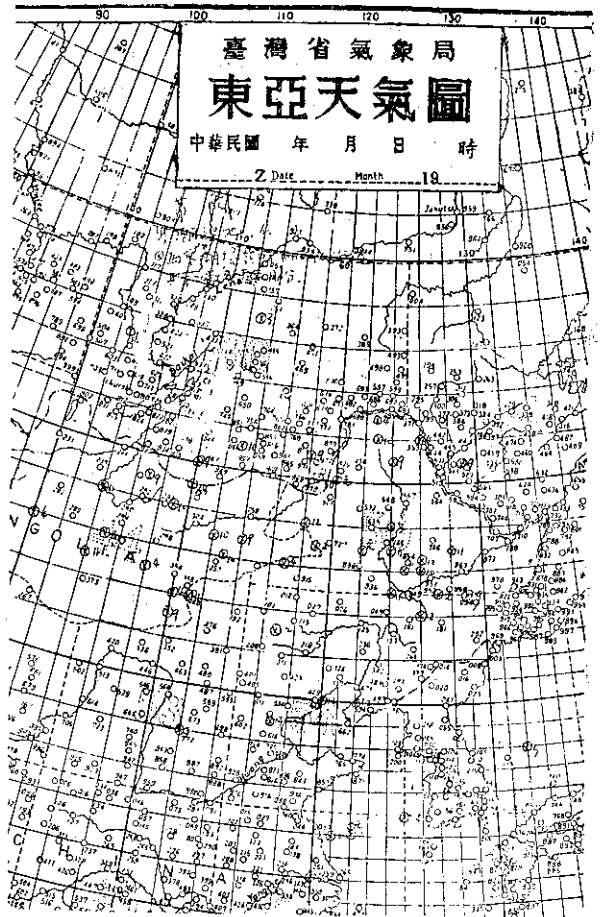
亞洲寒潮之主要源地爲西伯利亞，冬季時該地區，晝短夜長，空氣寒燥凝重，造成地面極高之氣壓。寒冷之空氣經長時期之積聚後，或因堆積過厚，或因高空槽之導引，向外溢出；其向我國方向溢流者，是成爲我國冬季之寒潮。寒潮南侵由於北方空氣較寒冷而凝重，可使南方較暖之空氣逼升於其上，使南方地區之天氣，發生極大之變化，寒潮所到之處，常氣壓急升，氣溫突降，風向轉北，西北或東北，風速大增。在北部乾燥地區，可引發沙陣塵暴；南部潮濕地區，可降雨雪或雷暴。

### (二) 寒潮之源地：

寒潮之主要源地，當然爲西伯利亞，但西伯利亞面積極大，每次寒潮爆發並非皆由同一地點而來，再經冷空氣南侵到某一地區，並經停留一段時間後，可造成該地區之另一個新高壓中心，如有槽經過，可引導該處之冷空氣成爲寒潮之新源地，再度爆發南侵，故寒潮之爆發並非限於同一地點。

寒潮冷鋒之北端，常爲氣旋之中心，中心之西方

或西北地區應爲寒潮最北源地。茲將1969年9月至1970年4月及1970年9月至1971年4月兩段時間內與寒潮爆發有關之氣旋中心（即第一次發現寒潮冷鋒之低中心），繪點於地圖上，可知寒潮爆發之源地，多集中於北緯 $44^{\circ}$ 及 $54^{\circ}$ ，更經 $100^{\circ}$ 及 $130^{\circ}$ 間之地區中。在公緯 $35^{\circ}$ 至 $45^{\circ}$ 之間，多集中於 $110^{\circ}$ 及 $120^{\circ}$ 兩經度線左右，如第一圖所示。



第一圖 寒潮源地分佈圖。潮爆發時低壓中心位置其旁之數字表示月份

### (三) 寒潮爆發之頻率：

按照本次研究時間內所用資料統計結果，各月寒潮爆發之次數如下第一表所示：

第一表 各月寒潮爆發次數統計表

年	月	9	10	11	12	1	2	3	4	統計
1969—1970		4	5	4	2	2	3	3	5	28
1970—1971		4	4	4	2	2	4	5	3	28

由上第一表可知，兩個寒潮爆發季，共 16 個月

，共爆發寒潮 56 次，平均每 8 日爆發一次。九月至 11 月為西伯利亞高氣壓勢力漸形增強，太平洋高壓漸向東方退縮之期，亦為中國地區南北向氣壓差別最大之時，故寒潮爆發較頻，源地可遠發生於北緯  $50^{\circ}$  以北及東經  $100^{\circ}$  以西，自發生至抵達臺灣，中間行行停停，可需時十數日以上。自 12 月至次年之 2 月，中國大陸經常為冷性高壓所籠罩，寒潮發自西伯利亞直接侵達華南及臺灣地區者較少，有適當之高空槽經過華北或以北地區時，可引導該等地區之冷空氣南侵而造成寒潮。故在此三個月中寒潮之特性，其發源地較前三個月者偏南，由於源地空氣之溫濕與南方地區者之溫濕性質相差較小，故寒潮經過一地前後之天氣（包括氣溫氣壓等）較少懸殊。三及四月之間，由於中國大陸上之高氣壓，已漸形衰弱，寒潮活動之情況，頗與 9 至 11 月者相似，惟爆發次數略形減少。

四寒潮南行之速度及其到臺灣所需之日數：

在本研究之兩個冬季時間內，共爆發 56 次寒潮，如第一表所示，其中有 39 次曾侵入臺灣，約佔總數之百分 67 強。在此侵臺 39 次之寒潮中，自爆發到臺灣所需之日數，在各月之分配如第二表所示。由表可知到達臺灣之寒潮以三月為最多，9，2 及 4 月次之，以 12 月及 1 月為最少，其原因似與前（三）節所述寒潮爆發頻率有密切之關係，3 月份之所以侵臺寒潮最多乃由於太平洋高壓尚未伸展到臺灣地區，而中國大陸高壓已漸消去，但西伯利亞高壓仍頻頻南下有以考之。

第二表 寒潮自爆發到達臺灣之日數統計

(9 月 1969—4 月 1970) (9 月 1970—4 月 1971)														
月 份	日 數	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	總計
9				2	1			1					2	6
10					2			1						3
11				3		1								4
12				2										2
1		2												2
2			3	3										6
3			3		5	5								13
4			2		2	1	1							6
統 計		8	10	11	7	1	2						2	39

寒潮爆發後未能奔向臺灣之原因約有以下數端：

1. 寒潮之行動，多受高空氣流（500 或氣流 700 mb）所操縱，故低指數時，每可導引寒潮自西伯利亞

直奔華南臺灣；於高指數時，每經華北或黃河一帶出海逕向日本。

2. 長江一帶停留有高氣壓時，可使南下之寒潮受阻不能南行。

3. 華南一帶，有深厚強烈之西南氣流時，可使南下之寒潮轉向東北行。

4. 太平洋之高氣壓已伸展到臺灣一帶，寒潮多已無力再入侵。

## 五、寒潮爆發之徵兆

寒潮之爆發可由以下各種途徑，尋找其徵兆：

1. 高空槽所引發，其中以 500mb 或 700mb 之槽最為重要，槽後西北或北風愈強，寒潮之爆發亦愈猛，槽之南北向伸展愈長，寒潮南行亦將愈速。

2. 高空等溫線：等溫線表示空氣溫度之分佈，寒潮南下時，北方空氣南行，高空等溫線必定向南方突出。依據本研究二段時間內天氣圖中等溫線分析之結果得知，每次寒潮南下 700mb 或 850mb 圖中槽後之等溫線，均成波浪形向南方突出或者是最寒冷中心區，向南方移進。前節所述高空槽後方之北或西北風，表示該處可能有寒潮發生，本節所述等溫線槽或最冷中心區之南移，係表示現在或過去短時間內有寒潮南侵。

3. 地面鋒：北方冷空氣南下，與南方不同溫濕，性質之空氣相遇，必可生成鋒面，即所謂寒潮冷鋒。寒潮冷鋒為寒潮之前端，由鋒面之雲系之性質及其行踪，可以推知寒潮性質及其行踪，此種由雲系分析寒潮之方法比較以天氣圖分析寒潮為完整及實用，故以氣象衛星照片分析及追蹤寒潮冷鋒，頗為有用。

4. 冷氣平流之雲系：

寒潮冷鋒之後方有冷氣平流，冷空氣南行，自地面吸收熱量及水氣，使低層空氣原為穩定者變為不穩定，因而起對流及發生雲類。由於不穩定之性質及程度不同，其產生雲類亦頗不同。

海上冷氣平流之情況，依據 GRAHAM 等之試驗結果，證明與實際衛星照片所見者相同，則由冷氣平流所造成之初期不穩定 Initial instability 與後期穩定情況 Steady State 下所生之雲類，有顯著之不同，由冷氣平流而起之雲類形態及構造，可以推知寒潮之性質，對冬季時之天氣預報有極大幫助。

## 六、衛星照片中之寒潮雲系

寒潮南侵，其前緣部分，由於空氣寒冷凝重，必沿地面而行，伸入南方暖空氣之下方，迫使暖空氣上

升而生鋒面雲系，在鋒面之後方，空氣南行，自地面受熱及水氣增加，氣團變為不穩定而生氣團性之雲類。不論前者之鋒面雲系或後者之氣團雲系，均須視冷空氣流經之地面為海洋或為大陸有極大不同，茲分述如下：

### 1. 海上寒潮雲系：

寒冷之大陸空氣進入溫暖潮濕之海洋，接近海面之薄層空氣，因為溫濕增加，造成所謂初期不穩定之空氣層，初入海洋，常因為太乾燥不能造成相當大之雲塊，須待海洋中所行數小時後，才有扁平之積雲出現。通常此種快行之淺層空氣，由於磨擦作用，常有垂直向之風切。依照理論及實際均可以證明，只有無垂直向風切時，才有三向度發展之細胞狀雲系。故有垂直向風切時，因對流而造成之雲類，只有沿風切向量方向，排列成二向度之型式，造成所謂線狀排列之積雲。此時該層空氣之上下風切之向量約與該層空氣之平均風平行。

此種成行之積雲，其高度及體積向平均風下游方向漸漸增加，在衛星照片中，可見風初離海岸時無雲，須離海岸一段距離後，才漸見微細之積雲條紋，條紋積雲線漸漸變粗，然後再變為細胞狀之雲系。細胞狀之雲系有兩種，即空心細胞狀及實心細胞狀兩種，前者係由於強烈地面加溫而起，為空氣極不穩定之象徵；後者係由於中度或輕度之地面加溫而成，是空氣層僅有中度不穩定之結果。

自細胞雲再向下游前進，或有一段無雲之空間，係由冷空氣下降所生成。過後，即為鋒面雲帶，鋒面雲帶係由於冷空氣前進抬升暖空氣而成。由於海面情況比較均勻，故不論低層冷空氣之前進邊緣，或是被

逼上升暖空氣之邊緣，均比較有規則而圓滑，故海上鋒面雲帶有比較清明圓滑之輪廓。海上寒潮所生之線狀排列積雲或層積雲，細胞雲系，及鋒面雲帶如第二圖所示。

### 2. 陸上寒潮雲系：

中國之寒潮大多來自西伯利亞，來自西伯利亞之冷空氣南侵，開始時，其所經之地面多乾燥而寒冷，空氣增溫增濕不多，故氣團之初期變性不大，當亦無如海洋上之條狀積雲，或細胞雲系之發生。

經檢視本研究所用每日衛星照片之結果；知每次寒潮南下，在冷空氣與南方空氣相遇之鋒面上，均有鋒面雲帶。惟此種鋒面雲帶，視緯度及地面性質而有不同；通常在黃河以北地區時，鋒面雲帶較短而狹窄。過黃河後，鋒面雲系將較長而寬。

冬季時，四川盆地長期籠罩着低雲，每與南下寒潮雲系混和或相連一起。

寒潮雲系到達長江流域，或到達華南地區，雲區更擴大。此時，甚易與由西南氣流而生之雲系相混淆不清。須視雲系之前後演變及配合其他資料而判別之。

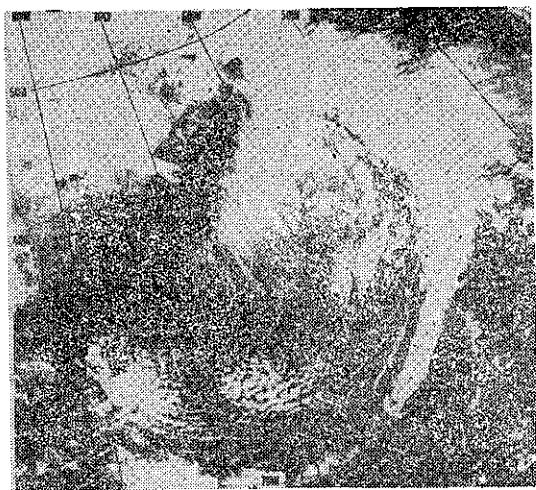
寒潮亦可沿河谷或海岸南流；有此種情況時，可發現沿河谷或海濱之雲系。

關於寒潮南下時，大陸上之雲系，將按以下春、冬、秋各季之例分述之。此外，尚有一例說明西南氣流造成華南一帶雲區之情況。

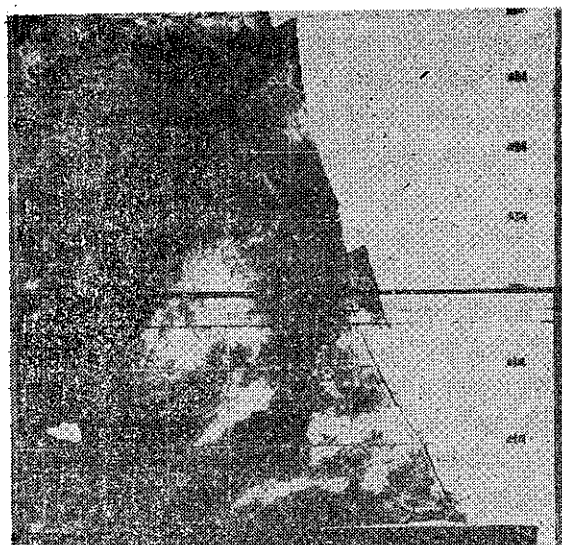
## 七、特殊範例分析

(一)春季之例：民60年3月20日。按該日地面天氣圖，有高氣壓在貝加爾湖之西方，中心位置約在東經90°，北緯48°處，中心氣壓為1040mb。另有數個低壓中心，位於我國之東北及華北一帶，有一冷鋒自東北方之低氣壓中心，經華北之低氣壓中心向西南方延伸至河南省一帶。

按該日之700mb天氣圖，有一低壓槽約在東經122°。又按該圖中之等溫線，有一低溫槽在東經110°。由以上之高空及地面天氣圖，均可知已有寒潮，在東經110°以西之地區南侵。按該日氣象衛星照片，如第三圖所示，（此照片係由單號愛沙衛星所攝，經美國以電子計算機處理後再由衛星ATS轉播給世界各處應用者）。很明顯有一寒潮鋒面雲帶。自華北向西南方延伸達河南西部及東經106度北緯31度。與該日地面天氣圖中之鋒面位置相合。惟華北一帶之空氣比較乾燥，鋒面上之雲系並不濃密及寬大，鋒面後更無



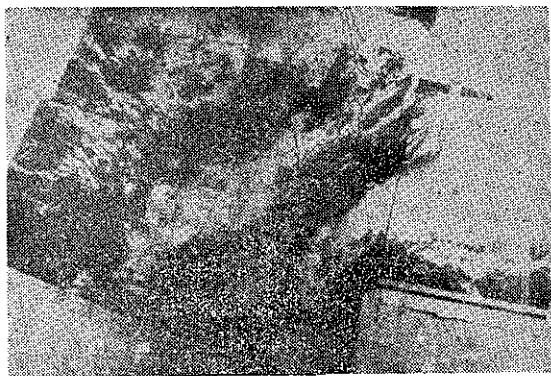
第二圖 海上寒潮雲系



第三圖 春季寒潮鋒面雲系在華北及黃河中游一帶時之例  
60年3月20日經美國 ATS-1 衛星轉播之照片。

線狀排列之積雲或細胞狀之雲系。惟在東經 100 度至 110 度之間，有一與高層平均風平行之高層雲，此種雲系之分佈，可為寒潮到達華北地區時之代表，與通常一般海上寒潮所有者完全不同。

自 21 日以後，寒潮已漸向東南方伸展，22 日，寒潮冷鋒已到達我國東南沿海如第四圖所示，鋒面上雲帶已比較在華北時為寬為長，蓋華南沿海一帶水氣比較華北一帶為豐富。圖中之黃河流域下游已出現晴天，是表示該地區已多下降氣流，亦表示該一帶之冷氣平流已不顯著。



第四圖 春季寒潮鋒面到達東南沿海之例  
60年3月20 0000Z ESSA 衛星照片。

由以上之例可知，雖由天氣圖及衛星照片均可追蹤寒潮冷鋒之行踪，但在衛星照片中鋒面上雲系之分佈組織等資料，可有完整圖片可以比較研究，對天氣預報可有極大之價值。此外在寒潮鋒面之後方，更可由衛星照片中，推知冷氣平流之情況，對未來天氣預報更提供寶貴之資料。

如果一旦天氣報告受到阻碍，天氣圖不能繪製時，衛星照片乃成為天氣預報惟一用以為依據之工具。平時如果對衛星圖片之判讀具有經驗，即一旦無天氣圖時，以衛星照片仍可以製作天氣預報。

## (二) 冬季之例：

在 1969 年 12 月 4 日 1200Z 之 700mb 天氣圖中由等溫線知最冷中心在貝加爾湖之東北方，最低氣溫為  $-30^{\circ}\text{C}$ ，同月次日（5 日）同時之 700mb 圖中，最低氣溫之中心在貝加爾湖之南方，最低氣溫為  $-33^{\circ}\text{C}$ 。六日同時該等壓面之最低氣溫中心，又南移至北緯  $46^{\circ}$  度及東經  $111^{\circ}$  度一帶，且溫度比前更低，為  $-36^{\circ}\text{C}$ 。又查五日 500mb 之天氣圖，在貝加爾湖之西北方盛行北及北北東風，六日之 500mb 圖中，顯示在該湖之南方，亦已變為北風，由以上所述 500mb 圖中風之變化，及 700mb 圖冷氣中心之南移，是很明顯表示西伯利亞寒潮已自五日開始南下。

按 12 月 5 日 0000Z 之地面天氣圖，高氣壓在

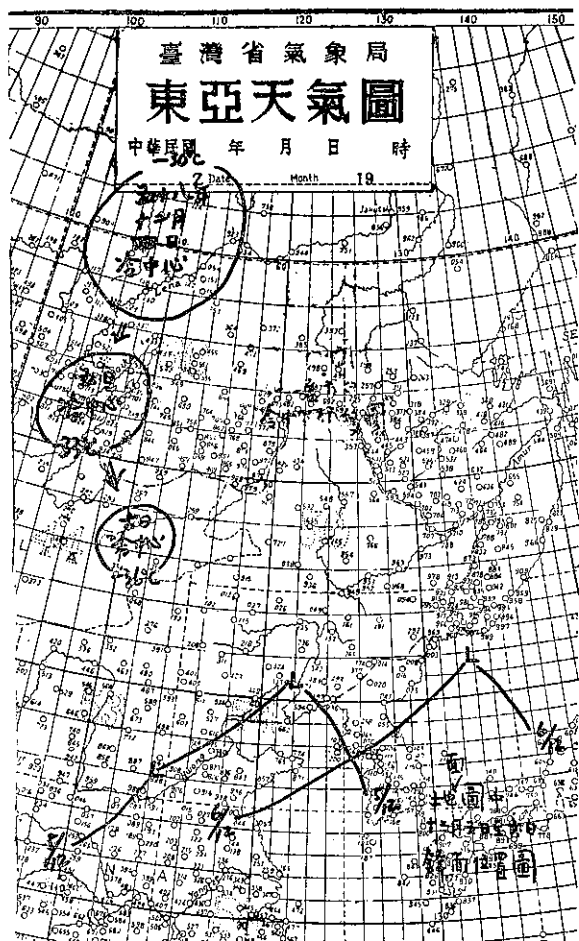
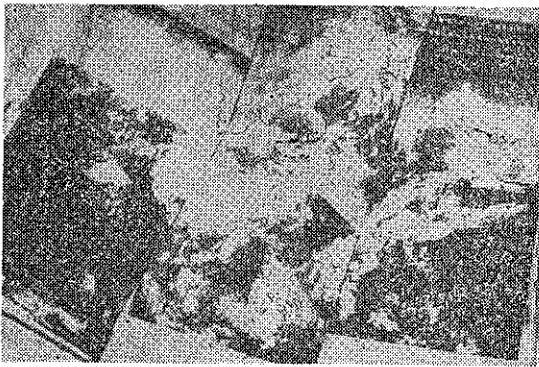


圖5. 700mb圖中四日至六日冷中心位移圖

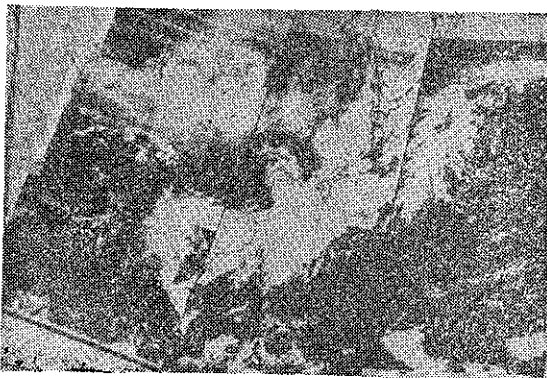
貝加爾湖之西北方，中心氣壓為 1042mb，有二個低壓中心，一約在東經 121° 度，北緯 41° 度。另一中心約在東經 115° 度，北緯 36° 度；有一冷鋒連貫兩個中心，並向西南方延伸。自五日開始，寒潮前端在地面上南行情況，可由寒潮冷鋒推知之。四日至六日 700mb 圖中冷中心之位移及五日 六日地面天氣圖中寒潮冷鋒之位置，如第五圖所示。

六日寒潮時之衛星照片，如第六圖所示。大陸上所生之寒潮雲系，常與地方雲系相混合。由照片可知川康一帶地方性之常駐低雲，沿東南沿海一帶因南方空氣北行經冷海面而成之霧或低雲。華南有因西南氣流上滑而成之低雲。惟黃河下游南方之鋒面雲帶，仍清晰可別，鋒後有與地面層平均風平行之低雲或沙土。



第六圖 冬季寒潮南行雲系與地方雲系混合之情況  
69年12月6日照片

第七圖為八日之衛星照片，由照片可知寒潮前端已過臺灣。在渤海及黃海一帶條狀之積雲，可見仍有強烈之西北風冷氣平流。可知此次寒潮範圍之廣，延續時間之長。在黃河及長江之間，已接近高氣壓中心地帶，多下降氣流，故無雲。

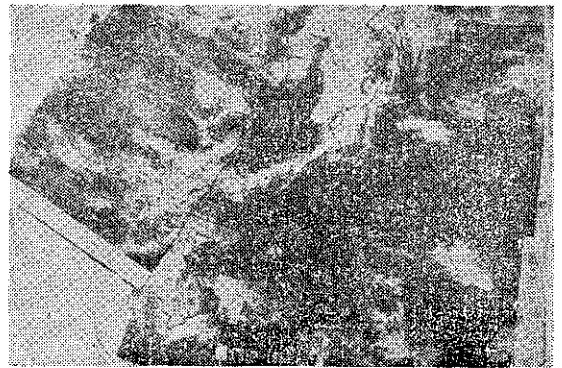


第七圖 58年12月8日照片  
冬季寒潮到達東南沿海時衛星所攝雲系之例

### (三) 秋季之例：

1969 年 9 月 2 日 0000Z 之天氣圖，高氣壓在青海，中心氣壓約 1020mb，低氣壓中心在東經 115° 度，北緯 35°，有一寒潮冷鋒自該中心向西南方延伸。由同日 1200Z 之 700mb 天氣圖，知有一槽線在東經 118° 度，在同時之 850mb 圖中有顯著之等溫線槽線在東經 117° 度，可知在該經度以西，已有寒潮南侵。

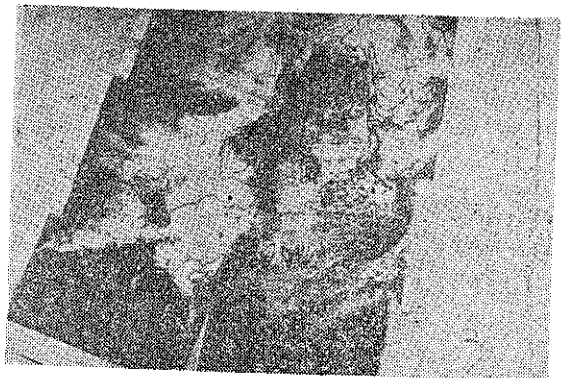
9 月 3 日之衛星照片，如第八圖所示，此次之寒潮冷鋒雲帶特別清楚，由於陸地地面高低不平，故雲系之前後邊緣均參差不齊。由於空氣乾燥及風亦不大，故鋒面後方之低雲或沙土均不顯著。秋季時，通常寒潮之勢力較弱，有時不待抵達長江流域，便已消失。是為秋季寒潮之特徵。



第八圖 58年9月3日照片  
秋季寒潮雲系，在長江一帶之例

### (四) 寒潮雲系與西南氣流造成雲系之區別

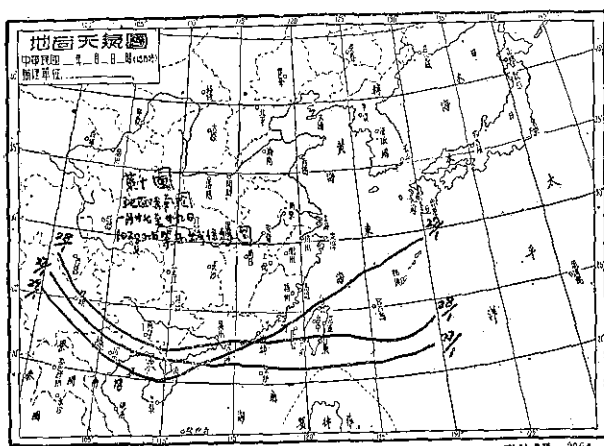
60 年元月 27 日 0000Z 時地面天氣圖中，高氣壓中心在西伯利亞之貝加爾湖附近，整個中國大陸及其沿海均在此高氣壓範圍之內，寒潮前端已遠達菲律賓一帶。按該日之 700mb 及 500mb 天氣圖，整國中



第九圖 60年1月27日照片  
冬季冷氣平流，在海上及陸上造成雲系之例

國大陸及其沿海均在西北風之冷氣平流中。第九圖爲元月 27 日 ESSA8 衛星照片。照片之海洋部份，爲一標準之寒潮雲系照片，有標準之寒潮鋒面雲帶在菲律賓之東北方，其後方有細胞狀雲系，再後方在黃海一帶有標準線狀排列之積雲。在中國之黃河及長江中上游均有雲層，沿海地區因爲空氣自較高之地下沉增溫，故雲量減少。

由 60 年元月 29 日 0000Z 地面天氣圖，知前 (27) 日之高氣壓已再南移。有兩個高氣壓中心，一在貝加爾湖附近，中心氣壓 1054mb；一在華北，中心氣壓爲 1048mb，該日華南普遍降雨。按 27，28，及 29 日地 0000Z 面天氣圖中之 1020mb<sup>f</sup> 之等壓線分佈，如第十圖所示，可知華南地區該三日之氣壓並未上升，且有普遍下降之勢。此可說明該日華南之陰雨並非由於寒潮南侵之結果。



第十圖 地面天氣圖一月廿七至廿九日  
1020mb 等壓線位移圖

按同日 1200Z 700mb 天氣圖，槽線在東經 128 度，其槽之南方界限爲北緯 28 度。等溫線槽在 126 度，其南方界限在北緯 26 度，由上可知雖有冷氣平流，僅限於長江以北之地區。在華南普遍降雨區域，在 1200Z 之 850mb 圖中多微弱之東北及北風，溫度梯度小。在同時之 700mb 圖中有強大之西及西南風，等溫線成東西平行走向，如此較冷空氣之上，有溫暖而潮濕之空氣滑升，當可造成雲雨。29 日之 ESSA8 號衛星照片，如第十一圖所示，華南及東京灣一帶全部爲雲層所佔有，此種雲爲暖空氣上滑冷空氣及西南高地而成，與寒潮時因冷空氣南侵而成之雲系不同，且前者常停留一地甚少移動，後者係隨寒潮冷鋒而行，且海上有冷氣平流雲系，華南山地雲少。



第十一圖 60 年 1 月 29 日 西南氣流造成雲系之別

## 八、結 論

- (一) 大陸上寒潮雲系與海洋上所見者完全不相同。
- (二) 大陸上寒潮所生之雲系有以下諸特點：
  1. 寒潮鋒面雲帶前後之邊線，由於地面粗糙不平，並無清明整齊之輪廓。
  2. 寒潮鋒面雲帶，雖有時與地方雲系相混，但其存在與移動仍可明顯辨認。
  3. 寒潮雲帶，在高緯度時，比較短及狹小。且南方部份與北部者雲系有別。
  4. 寒潮鋒面雲帶之後方，常有低雲或霧，在高緯度時，常有黃沙，並無海上冷氣平流所生之線狀排列積雲或細胞雲。
  5. 寒潮鋒面雲帶移出我國東南沿海之後，在黃河長江之間常有廣大之無雲區域。
- (三) 以衛星照片分析寒潮雲雨系統，比較憑天氣圖分析所得者爲完整而詳細，對冬季時之天氣預報有極大之價值。
- (四) 如因故不能接收大陸上之天氣報告時，以衛星雲照片可知來自大陸之寒潮性質及動態，對天氣預報之助益更大。

## 參 考 文 獻

1. James C. Sadler & Bairy E. Harris "The mean tropospheric circulation and cloudiness over S. E. Asia and neighboring areas". 1970.
2. Vincent J. Oliver some thoughts on use of ATS data to improve short range forecast. 1969.
3. WMO Technical Note No. 75 "The use of Satellite pictures in Weather Analysis & Forecasting". 1966.
4. Lester F. Hubert "Mesoscale Cellular Convection". 1969.
5. Vincent J. Oliver "Some application of space observations to Meteorology Oceanography & Hydrology". 1967.
6. T. Kamiko & M. Okana: "Cellular Cloud Pattern". Geophysical Magazine, JMA Tokyo Vol. 35.
7. A.M. Graham "Shear Patterns in An Unstable layer of Air" S. T. R. S. London 1933.

# 侵襲臺灣颱風之分析研究\*

徐 晉 淮      羅 宇 振      王 博 義

## *A Study of the Typhoon Which Attacks Taiwan*

*Chin-huai Hsu   Zu-chen Loh   Bor-yih Wang*

### *Abstract*

The relationship between typhoon tracks and heavy rainfall is utilized to prepare standard rainfall distribution charts. From these charts, the characteristics of separate rainfall distribution and maximum rainfall centers in mountain areas caused by various paths of typhoons are classified. The maximum rainfall centers in mountain area can also be used for the purpose of the development of mountainslopes, water conservation and soil control.

Detailed data of 34 typhoons which invaded Taiwan area from 1960 to 1970 have been analyzed and their H-value and K-value have also individually been computed. According to these values obtained, the H-value and K-value distribution charts were compiled. Their relationships with the typhoon movements were concluded as follows:

1. There are four categories of close relations between typhoon paths and average stream fields namely: (A) Westward type (B) Recurvature type (C) Col type (D) Multiple type.
2. Typhoon paths are nearly parallel to the ridge lines of H-chart.
3. Typhoons have a trend to approach toward maximum K-value area and also have the characteristics of moving along WET axes.
4. Typhoons move either toward minimum K-value or along outskirts of DRY axes.
5. If the maximum wet center locates in front of typhoon with larger K-values ( $K \geq 40$ ), typhoon will be well developing. On the other hand, typhoon will be weakening provided that the D-value is large (i.e.,  $K \leq 20$ ).
6. The slight changes and persistence of George's stability index in low latitudes can be available for typhoon movement forecasting.
7. It is relatively convenient to prepare both K-value and H-value distribution charts, so we can readily use them in practical forecasting work.

These above-mentioned results can be considered as a dependable method in typhoon movement forecasting.

---

\* 本研究之完成，得國家長期發展科學委員會之補助。

## 一、前 言

臺灣位於亞熱帶地區，每年受颱風侵襲，每易引起嚴重災害，生命財產之損失甚鉅，影響經濟建設發展，目前一般對於颱風警報之準確性要求提高，並需求發佈洪水預報。在發佈洪水預報之先，我們須知道颱風路徑與豪雨之關係，但最重要的仍是準確的颱風路徑之預報，也可以說，如無正確的颱風路徑預報，則無法做到完善的洪水預報，蓋因至今對於颱風之路徑預報雖有很多方法，但此等方法必須經過繁雜之計算手續始能應用。

本研究為發展計算簡便之颱風路徑預報方法計，對於1960年至1970年，11年間34次侵襲臺灣颱風，進行分析研究侵臺颱風路徑與駛流氣壓場之相關性質，並應用東亞地區高空探測資料，計算颱風侵臺前2至3天之各測站穩定指標K值，加以研究分析，得悉穩定指標K值(Stability index)之分佈與颱風路徑具有密切之關係，而計算穩定指標，繪製K值分佈圖，雖類似徐晉淮氏(1)之可降水量分佈圖預報颱風路徑方法，但應用K值分佈圖則比可降水量分佈圖方法，手續簡便頗適合於實際預報颱風路徑之應用。

## 二、方法與資料

欲分析研究颱風，必須有較完整之資料，因之在

本研究中，乃是利用中央氣象局專案計劃「分析研究侵襲臺灣颱風之路徑與豪雨之關係」，收集各侵臺颱風之天氣圖表，雨量分佈圖，颱風路徑圖及飛機偵察原始資料等，從事比較分析，應用駛流氣壓場，穩定指標之分佈等方法，俾可預測颱風之未來動向，可作為預測颱風動向之重要參考。

## 三、各月侵臺颱風之頻率

分析 1960 年至 1970 年間各月出現侵臺颱風頻率變化，得知 11 年來侵臺颱風總數共計有 34 次，颱風侵襲臺灣者，最早在 5 月，最晚在 11 月，9 月份佔 10 次，8 月份佔 9 次，7 月份佔 7 次，隨後順序為 10 月，6 月，5 月，11 月，以 8 月下旬至 9 月上旬為頻率出現之最高峯期(如圖 1)。然後按各該月發生總次數計算侵臺颱風之機會率，參看表一所列

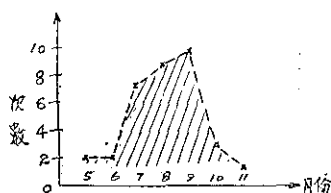


圖 1: 各月份侵臺颱風之頻率分佈

Fig 1: The monthly Frequency of typhoon invading Taiwan

表一：各月份侵臺颱風所佔百分率表 (1960~1970)

Table 1: The monthly percentage of typhoon invading Taiwan (1960-1970)

年份	月份 發生次數	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	合 計
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	合 計
1960		0	0	0	1	1	3	3	9	4	4	1	1	27
1961		1	0	1	0	3	3	5	3	7	4	1	1	29
1962		0	0	0	1	2	0	5	8	3	5	3	2	29
1963		0	0	0	1	0	4	4	3	5	4	0	3	24
1964		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
1966		0	0	0	1	2	1	5	8	7	3	2	1	30
1967		1	0	2	1	1	1	6	8	7	4	3	1	35
1968		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
1970		0	1	0	0	0	2	3	6	5	5	4	0	26
合 計		5	3	5	8	14	20	49	70	57	46	28	12	317
侵 臺 次 數		0	0	0	0	2	2	7	9	10	3	1	0	34
佔 百 分 率		0.0	0.0	0.0	0.0	0.14	0.10	0.14	0.13	0.18	0.07	0.04	0	0.11

數字顯示 9 月份侵臺之比例值最高，即發生在北太平洋西南部之颱風個數中，每年有百分之十八為侵襲臺灣颱風者；其次為 7 月，佔百分之十四；而全部侵臺次數佔十一年來北太平洋西部地區出現颱風次數之十分之一強而已。若以 34 次颱風個數作十一年平均分配，則每年平均侵臺颱風為 3 次，以 3 至 4 次為絕對多數。

#### 四、侵臺颱風路徑之特性

根據 34 個侵臺颱風路徑，配合全部飛機偵察報告，按月份合併分類統計，加以整理討論分析如下：

5-6 月份發生之侵臺颱風，緯度偏低，約在北緯 10 度附近，行速緩慢，路程較長，抵達臺灣附近時強度已甚為猛烈，運行軌跡均有直上北向之趨勢，曲線變化幅度較大而不曲折（如圖 2a），

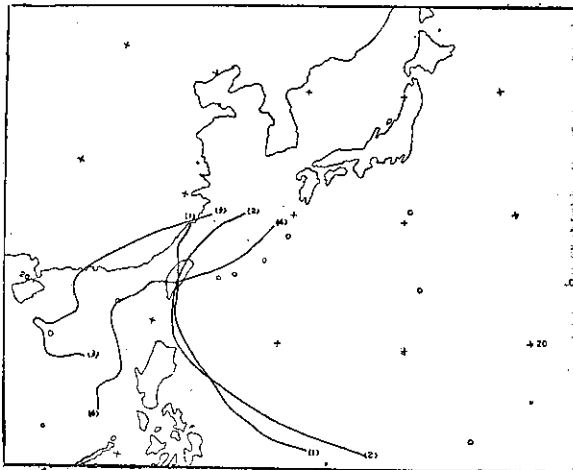


圖 2a: 5-6 月侵臺颱風路徑圖 (1960-1970)

Fig 2a: The tracks of typhoon invading Taiwan on May and June (1960-1970)

7-8 月份侵臺颱風發生地區平均在北緯 15-20 度，東經 130-140 度範圍附近，約 4 天半時間抵達臺灣附近，平均速率為每日 3.3 個緯度，7 月份運行路徑與共同特徵為西向偏西北方向移動，至 8 月份時反而由西北偏西向路徑者較多（如圖 2b）。

9-10 月份發生侵臺颱風之位置偏北緯 20 度附近，即在 Marianas 海面地方，平均路徑特徵為西北西偏西向移動；常構成平行於緯度方向之運行（如圖 2c）。

11 月份僅 1967 年吉達 (Gilda) 颱風，路徑呈穩定西轉西北方向運行，其折向點位於北緯 17 度，東經 131 度（如圖 2d）。

上述各月份路徑特徵要點，包括型態較規律者所

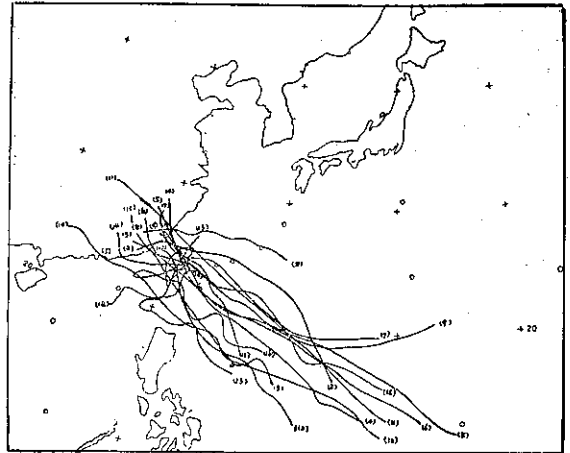


圖 2b: 7-8 月侵臺颱風路徑圖 (1960-1970)

Fig 2b: The tracks of typhoon invading Taiwan on July and August (1960-1970)

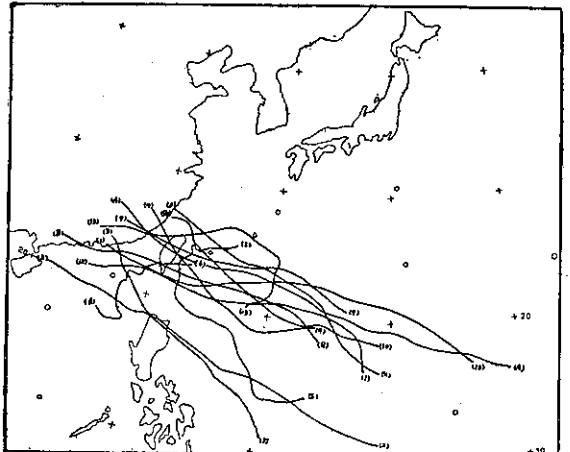


圖 2c: 9-10 月侵臺颱風路徑圖 (1960-1970)

Fig 2c: The tracks of typhoon invading Taiwan on September and October (1960-1970)

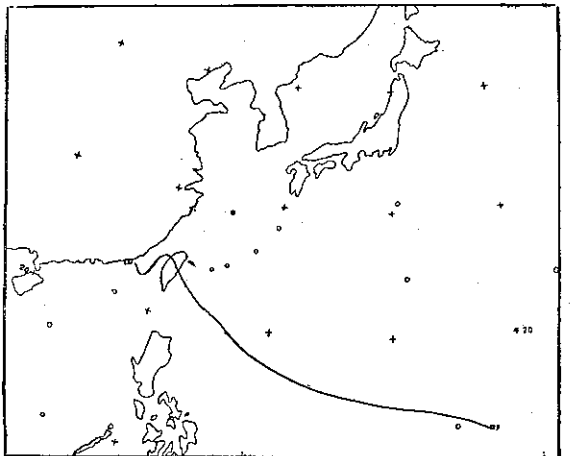


圖 2d: 11-12 月侵臺颱風路徑圖 (1960-1970)

Fig 2d: The tracks of typhoon invading Taiwan on November (1960-1970)

作統計結果，事實上在 34 個颱風中，已佔有三分之一颱風其路徑無法指明為何種情況下方向運行，因此若按過去僅以颱風中心氣壓值或臺灣近海颱風路徑分類，作雨量相關性探討，可能有較大誤差及預報時間落後問題之存在。

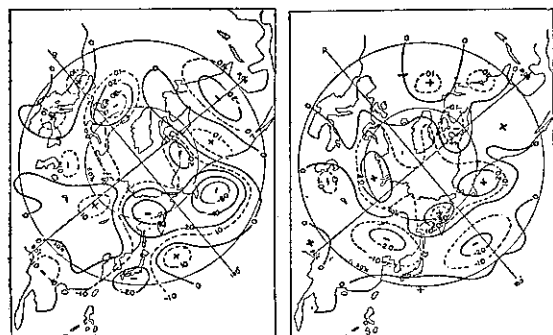
在大尺度範圍下討論月份整體路徑之平均變化現象。自 5 月份至 11 月順序起止，明顯變化是由北、西北、西北西及西向等逆時鐘季節性緯度偏差變化，一般發生颱風位置以 7-10 月由北緯 10 度，15 度，20 度，至 9 月份為變化高峯點，然後 10 月份以後加入大陸冷氣團系統，使得路徑緯度偏差模糊。

在緯度偏差變化方面，6-9 月平均路徑由東向西接近本省，與副熱帶高壓西伸季節性變化互相配合。至 10-11 月，則受西伯利亞極地大陸高壓侵入影響，侵臺颱風路徑至北緯 26 度，東經 120 度附近時有折向西南或東北象限之情況發生。

由以上種種路徑經緯度綜合特徵，顯然地直接影響侵臺颱風之氣象因子衆多，約歸納為下列諸要素：(1) 中緯度副熱帶高壓西伸強度所在位置；(2) 西風槽前西南導引氣流所在位置；(3) 鞍形氣流場造成不穩定氣壓場配置之發生。

### 五、駛流氣壓場與颱風路徑之關係

根據 T. Matsuoko 氏<sup>(2)</sup> 研究北半球 500 毫巴層大氣環流之距平天氣形勢結構，認為當極區為負距平區及中緯度為正距平區時，相對在低緯度則頻現有熱帶性風暴（如圖 3a 及 3b）。又經驗預報法則上，東經 180 度附近有一主深槽西風長波槽時，相應在東經 140 度附近有明顯脊線存在，如此位在副熱帶高



(3a) 經常發生颱風型 (3b) 不常發生颱風型

圖 3: 500mb 季節平均高度距平圖

Fig 3: Composite maps of seasonal mean 500mb height anomaly for frequent seasons (a) and infrequent seasons (b). (in gpm)

壓脊之南端東風波帶中經常有風暴之形成，當風暴逐漸發展形成為颱風時，其運動向量與副熱帶高壓脊走向息息相關，此種現象經分析颱風周圍之 700-850 毫巴間平均氣流場後，初步獲得此項高度值 (H) 分佈圖，明顯看出 H 脊線方向，每與颱風路徑近乎平行，颱風動向之預測與此 H 分佈圖相關性顯著。（按 H 值之計算公式為： $\bar{H} = \overrightarrow{hhh}(850mb) + \overrightarrow{hhh}(700mb)$  註：在實際操作時，係逐行採用圖加法，以補救資料分佈之稀疏，以求得較為圓滑且有分類價值之 H 等值線圖）。

此 H 圖即是計算 700 與 850 毫巴兩層等壓面間高度值之向量和，繪製成間隔 30 重力位公尺之 H 圖確定之，H 圖上之氣流線間接表示該兩等壓面上氣流之平均狀態。按此 H 圖作為駛流氣壓場來研究颱風路徑關係，可以避免對於單獨使用在 500 或 700 毫巴以上或

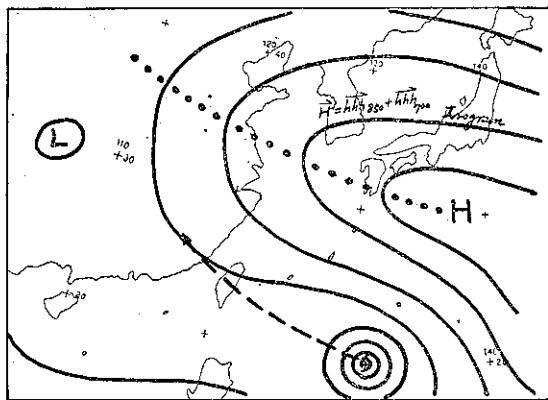


圖 4: 西進型侵臺颱風示意圖

Fig 4: The westward type for the track of typhoon invading Taiwan

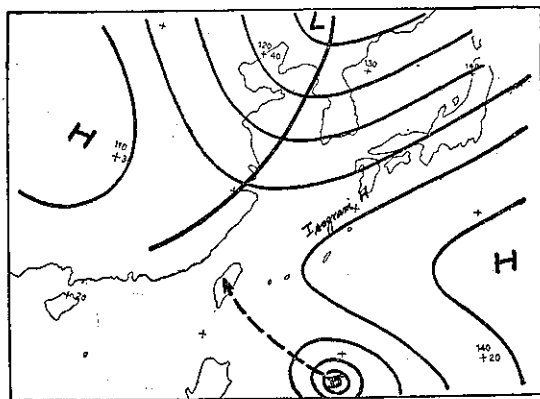


圖 5: 轉向型侵臺颱風示意圖

Fig 5: The Recurvature type for the track of typhoon invading Taiwan

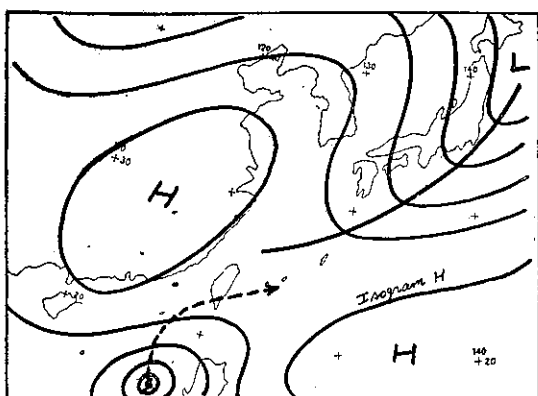


圖 6: 鞍部型侵臺颱風示意圖

Fig 6: The Col type for the track of typhoon invading Taiwan

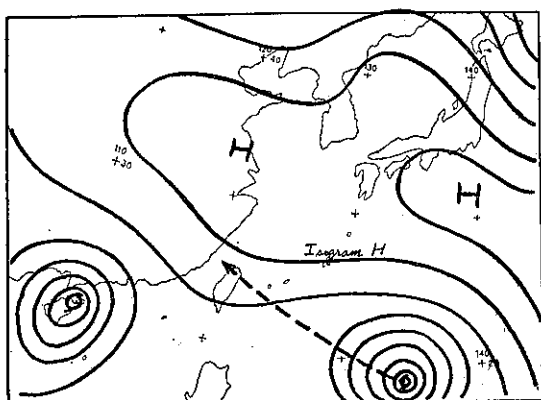


圖 7: D<sub>A</sub> 複型侵臺颱風示意圖

Fig 7: The Multiple type (A) for the track of typhoon invading Taiwan

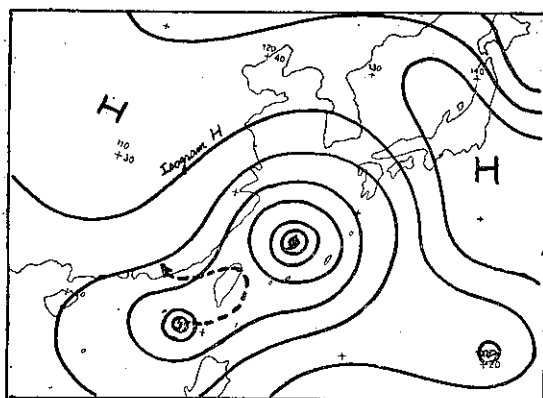


圖 8: D<sub>B</sub> 複型侵臺颱風示意圖

Fig 8: The Multiple type (B) for the track of typhoon invading Taiwan

以下高層或低層氣流作為颱風移動相對駛引現象之混淆，故在實際颱風預報作業上無需再用好幾層氣壓面之駛引氣流。

綜合歸納各颱風路徑與其氣流場關係，分類成下列數種基本式圖（如圖 4 至圖 8）：A：西進型颱風；B：轉向型颱風；C：鞍部型颱風；D：複型颱風。茲分別細述如下：

A 類：西進型：此類型颱風運行軌跡比較規律，以副熱帶高壓脊線之西伸或傾斜互為相輔作用，通常副熱帶高壓長軸偏東西向，短軸偏南北向，地面颱風中心常沿高 H 圖之反氣旋外圍封閉輻合氣流線相運行（利用 700 及 850mb 高度值合成量 4620 GPM 為參考線），形成沿西北西或西北向運行，平均每經過 10 個緯度，即有偏北向折曲約 0.5-2.0 個緯度向 H 圖上高值中心傾斜之偏差趨勢。

B 類：轉向型：每當秋季或初夏常因北半球氣壓系統為東風與西風指數變換期，此時颱風中心因高緯度西風槽接近影響，受西風槽前西南暖濕氣流之駛引，颱風沿着西向轉東北或北北東向折曲，尤其當距離槽前 10 個緯度時，其轉向因西南氣流之配合，更加迅速及明顯化。

C 類：鞍部型：如圖 6 此類型氣流線呈兩高壓間之低壓地帶，高氣壓與低氣壓位置互相對稱而且勢力均衡，颱風一旦形成後，常沿着運動緩慢之高氣壓邊緣有逐漸向鞍部中心運行之趨勢。此類型經常出現於冬末春初時，大陸冷氣團勢力減退，太平洋副熱帶高壓勢力漸向西伸，即在兩種不同氣團作季節性交換時，形成此鞍部氣流場型，此時恰為南海颱風出現頻率最高期，因此在季節交換的時候，同時有南海颱風的存在，則更應加注意此類型的配置與瞭解颱風未來之趨向。

D 類：複型：此複型颱風北端經常分佈着東西軸向之高壓帶，副熱帶高壓脊線由太平洋西伸至長江南岸地區，惟一般氣壓梯度平坦，氣流微弱，發展型之颱風常沿此高壓邊緣成西北西到西北方向運行，與 A 類特性大致相符，當高壓帶受高緯度西風槽帶來冷氣侵入，使高壓帶分裂時，西進颱風開始有轉向為西北或北北西之趨勢，否則一般此型颱風經常西進穩定運行到南海北部，逐漸因脊線強度減弱而趨向華南沿海，登陸於中國。

按 D 類複型颱風，由於兩個颱風間距大小不同，有時候會產生所謂「藤原效應」之動力現象，故在 H 圖氣流場上又將間距為 10 個緯度分成 D<sub>A</sub> 和 D<sub>B</sub> 兩個

副型。(圖 7 及圖 8)

D<sub>B</sub> 類即為複型颱風中有可能發生藤原效應者 (如圖 9)，此種複型颱風通常以其雙颱風間隔在 10 個緯度左右，尤其呈東西向排列者，藤原效應明顯達成，能够擾亂原有規律之颱風運行路徑，若原有雙颱風呈南北向排列着，往往位在高緯度之颱風逐漸納入西風帶低壓槽系統內，位低緯度之颱風反而跟上此變化後低壓帶偏向北方進行，一般當颱風發生藤原效應後，其路徑變化甚為複雜，必須另外加以研究，在 H 圖氣流場上，可以預知雙颱風發生此效應前之雙颱風周圍氣流，呈現廣泛低壓帶之不穩定空間範圍。

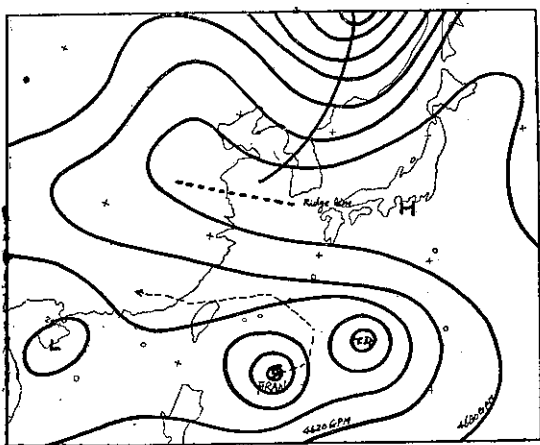


圖 9: 1970年9月4日 1200Z 美安颱風(發生侵原效應)

Fig 9: H-chart at 1200Z September 4, 1970, Typhoon

綜合上述基本氣流型模式分類後，將過去 34 個颱風 (參考附錄) 依照各類型分別繪在同一圖上，得到一相當可靠的驗證，即是按同類場型合併成圖，其路徑趨勢均相一致，足以證明颱風行徑確實跟分類所得各型示意圖密切相關。今後在預報作業上以繪成之氣流場，配合上述五個基本類型，提供預報颱風未來路徑之可行預報法則，同時亦可利用氣流場型態來尋求各型對於豪雨之關係，相信其結果必有重大發現之可能性。

圖 10 為 A 類型過去侵臺颱風路徑合併圖，顯示路徑趨向均一致為西北方向，與高壓脊線互相平行，在花蓮、宜蘭間登陸者較多。

圖 11 為 B 類型過去侵臺颱風路徑合併圖，表現出颱風因受西南氣流導引作北北西方向進行。

圖 12 為 C 類型過去侵臺颱風路徑，出現南海颱風者較多，與南海颱風形成環境之條件有關，故其路徑

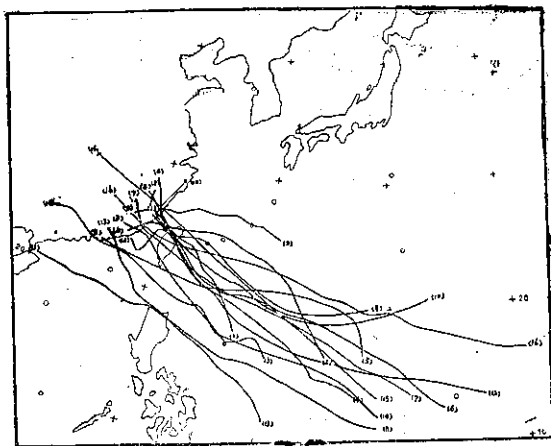


圖 10: A 型侵臺颱風行徑合併圖 (1960-1970)  
Fig 10: The composite chart of A-type's typhoon tracks (1960-1970)

- 1 SHIRLEY July 29-August 2, 1960
- 2 TRIX August 6-9, 1960
- 3 LORNA August 23-26, 1961
- 4 OPAL August 3-6, 1962
- 5 DINAH October 1-3, 1962
- 6 WENDY July 14-17, 1963
- 7 HARRIET July 17-19, 1965
- 8 MARY August 17-19, 1965
- 9 TESS August 14-17, 1966
- 10 CLARA July 9-12, 1967
- 11 CARLA October 15-18, 1967
- 12 GILDA November 15-18, 1967
- 13 ELAINE September 27-October 1, 1968
- 14 VIOLA July 25-28, 1969
- 15 BETTY August 7-8, 1969
- 16 ELSIE September 25-27, 1969

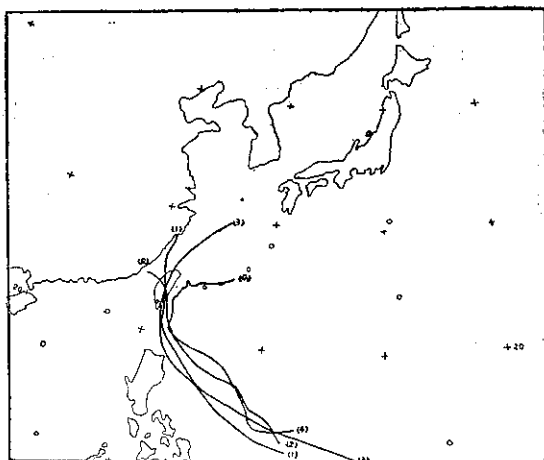


圖 11: B 型侵臺颱風行徑合併圖 (1960-1970)  
Fig 11: The composite chart of B-type's typhoon tracks (1960-1970)

- 1 BETTY May 24-27, 1961
- 2 JUNE August 4-8, 1961
- 3 DINAH June 16-19, 1965
- 4 FLOSSIE September 30-October 3, 1969

趨勢超過北緯20度時，往往順着 300 及 500mb 平均氣流導引而運行。(如圖15a 及 15b)。

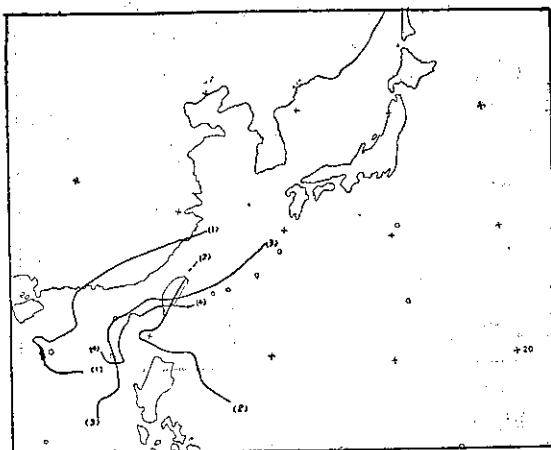


圖 12: C型侵臺颱風行徑合併圖 (1960-1970)  
Fig 12: The composite chart of C-type's typhoon tracks (1960-1970)

- 1 MARY June 4-6, 1960
- 2 KATE July 17-23, 1962
- 3 JUDY May 28-31, 1966
- 4 ELSIE September 14-17, 1967

圖13為 D<sub>A</sub> 類型過去侵臺颱風路徑，似如 A 型單一颱風行徑，以西近颱風為佔多數，主因乃是平行於高壓帶南緣走向所致。

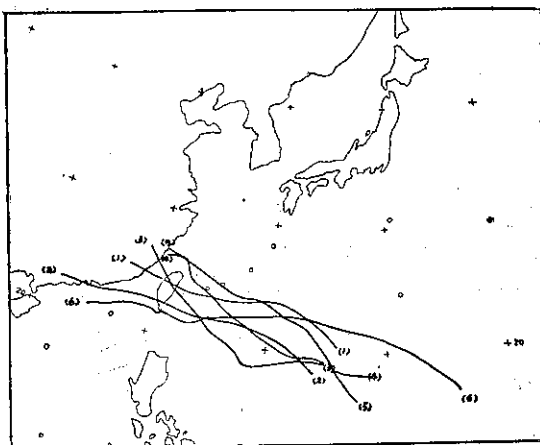


圖 13: D<sub>A</sub>型侵臺颱風行徑合併圖 (1960-1970)  
Fig 13: The composite chart of D<sub>A</sub>-type's typhoon tracks (1960-1970)

- 1 PAMELA September 11-12, 1961
- 2 SALLY September 26-29, 1961
- 3 AMY September 1-6, 1962
- 4 GLORIA September 8-12, 1963
- 5 CORA September 3-7, 1966
- 6 WENDY September 2-12, 1968

圖14為 D<sub>B</sub> 類型過去侵臺颱風路徑，由於藤原效應影響，造成路徑不規則，今後需要牽涉到動能均衡問題之運動力學方面之討論。

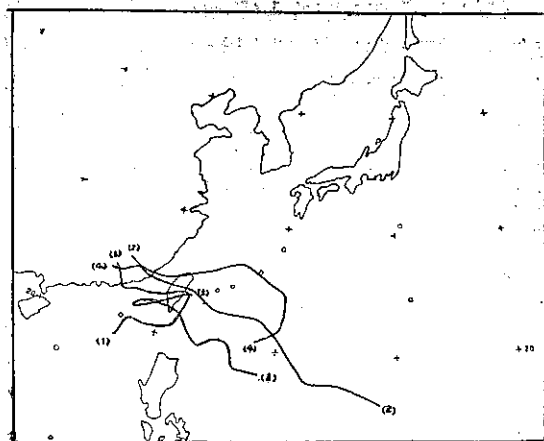


圖 14: D<sub>B</sub>型侵臺颱風行徑合併圖 (1960-1970)  
Fig 14: The composite chart of D<sub>B</sub>-type's typhoon tracks (1960-1970)

- 1 ELATNE August 20-24, 1960
- 2 NORE August 26-30, 1967
- 3 NADINE July 22-28, 1968
- 4 FRAN September 6-7, 1970

自圖 10 至圖 14 足以證實利用基本平均氣流場型，用作未來颱風展期趨勢預報，必然比其他經驗法則或駛流方法來得有效而且工作手續亦非常簡便。

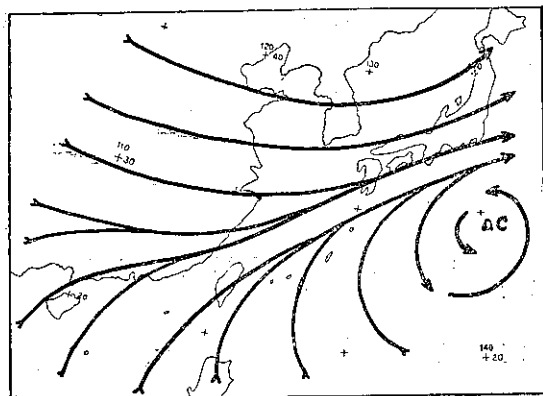


圖 15a: 6月份 500mb 平均氣流圖  
Fig 15a: 500mb mean stream-line on June

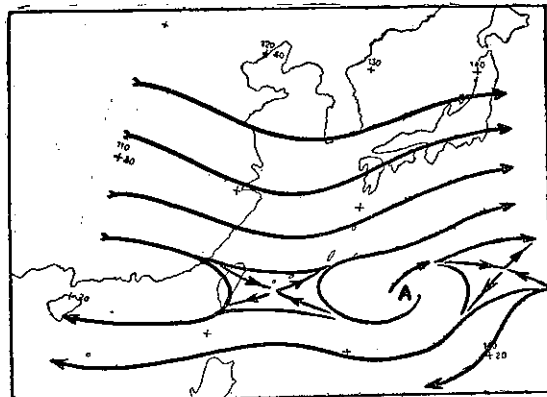


圖 15b: 6月份300mb平均氣流圖  
Fig 15b: 300mb mean stream-line on June

例如 1967 年貝蒂颱風 (Betty)，其運行速率及方向均甚穩定，如圖 16 至圖 19。颱風行徑與副熱帶高壓脊線互相平行，各在 24 小時、48 小時及 72 小時內具有偏北向誤差趨勢，偏差值大致為 50 公里、200 公里及 300 公里。這種問題之發生如同利用 700mb 或以上各氣壓面駛流場的偏差情形完全一樣。問題癥結亦牽涉到颱風接近陸地時海陸地形及流體力學等因素影響所至。其他如圖 20 為 B 類型 1969 年 9 月 29 日英勞西颱風，顯示颱風中心運行路徑深受西風槽之影響，圖 21 為 C 類型 1966 年 9 月 12 日艾爾颱風，為鞍形場向北邊低壓槽運行之實際路徑與預報路徑比較圖。(圖 22) 為 D<sub>A</sub> 類型 1963 年 9 月 6 日葛樂禮颱風，為西北西進與高壓脊線相配合路徑圖。

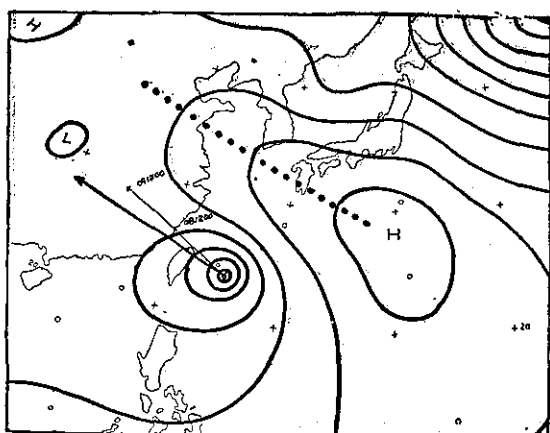


圖 18: 1969年8月7日 1200Z 貝蒂颱風 H 圖  
Fig 18: H-chart for typhoon Betty, 1200Z August 7, 1969

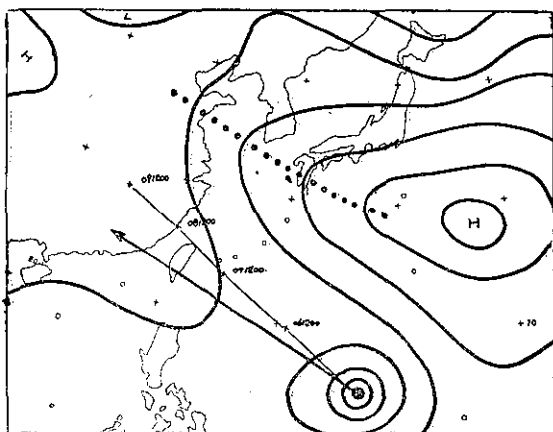


圖 16: 1969年8月5日 1200Z 貝蒂颱風 H 圖  
Fig 16: H-chart for Typhoon Betty, 1200Z 5 August, 1969

註明：虛線為實測路徑實線為預報路徑點線為高壓脊線

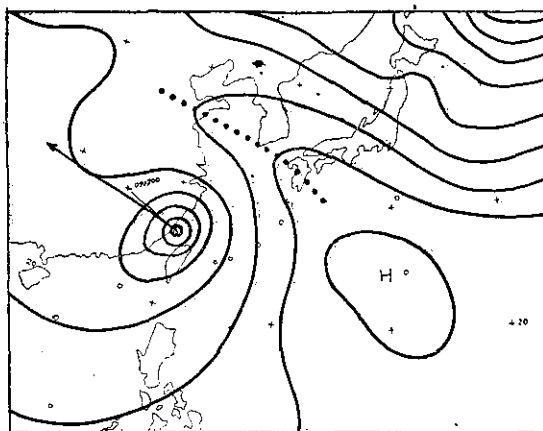


圖 19: 1969年8月8日 1200Z 貝蒂颱風 H 圖  
Fig 19: H-chart for typhoon Betty, 1200Z August 8, 1969

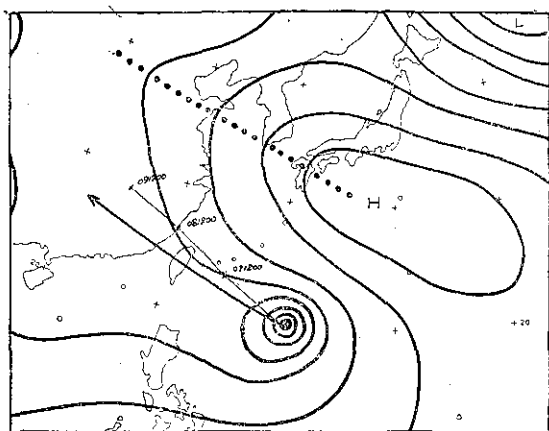


圖 17: 1969年8月6日 1200Z 貝蒂颱風 H 圖  
Fig 17: H-chart for typhoon Betty, 1200Z 6 August, 1969

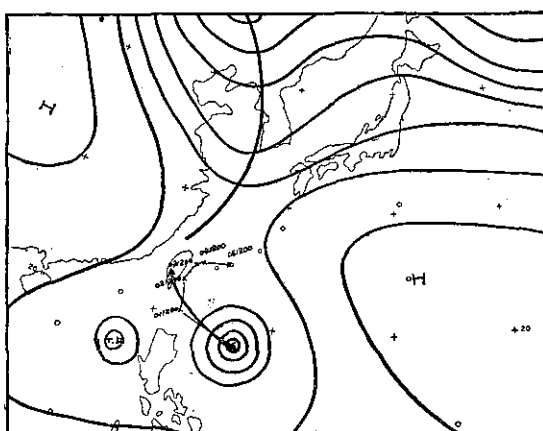


圖 20: 1969年9月29日 1200Z 英勞西颱風 H 圖  
Fig 20: H-chart for typhoon Flosie, 1200Z September 29, 1969

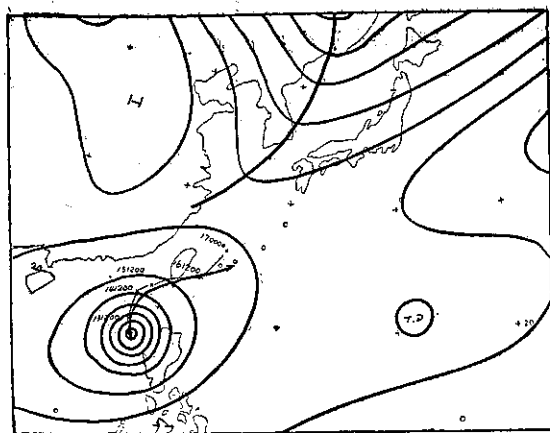


圖 21: 1966年9月12日 1200Z 艾爾西颱風H圖  
Fig 21: H-chart for typhoon Elsie, 1200Z September 12, 1966

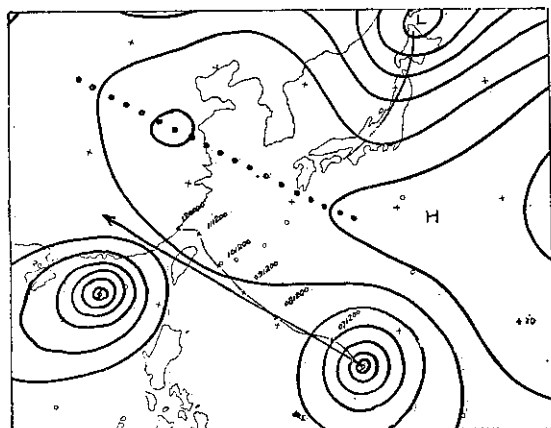


圖 22: 1963年9月6日 1200Z 葛樂禮颱風H圖  
Fig 22: H-chart for typhoon Gloria, 1200Z September 6, 1963

利用H圖為基本方法，至此，可以說明H圖之可行性，因為H圖兼顧到兩相鄰層面氣流的分佈，它本身具有向量之合成，故可以代表該兩層氣柱間的平均氣流場，此點較單層之高度場問題更科學化與實用，至少避免用單層時，必須假設氣象理論基礎之正壓模式問題，我們若能用簡單方法而可以同時包括兩層的物理因子，這是種較進步而合理化的客觀分析法則，故今後不論用於500與700mb間或700與850mb間的颱風駛引問題之研究，這個起程步驟，值得繼續研究與修正。

## 六、穩定指標與颱風路徑之關係

### (一)、穩定指標之計算法

穩定指標係 George 氏<sup>(3)</sup> 所提示之雷雨預報方法，其公式於下：

$$K = TT_{850mb} - TT_{500mb} + T_d T_{d850mb} - (TT_{700mb} - T_d T_{d700mb})$$

TT: 溫度,  $T_d$ : 露點溫度

按 850mb 與 500mb 兩定壓面之溫度差可代表大氣柱內之溫度直減率，850mb面之露點溫度可代表低層大氣中之水汽含量，700mb面上溫度與露點溫度差表示低空濕氣層是否向上發展至 700mb 面，故上述K值可代表空氣中所含水汽量及其穩定度之指標，K值乃為指示氣團本身之特性，故其須具有保守性之氣團，才有應用價值，因此適用於海洋性氣團。追蹤K值之發生與移動也須考慮其保守性，按颱風之發源地係在海洋上（太平洋或南海）其歷程大都經過海洋上，對K值變性之影響甚小，故尚可利於表示颱風之水汽量及穩定度之指標，因此應用K值做為對颱風路徑預報尚具有合理意義。

計算例：1966年8月17日 1200Z 之臺北高空探測資料為；850mb氣溫為19.5°C，露點溫度為 19.0°C，700mb 氣溫為 10.9°C，露點溫度為 10.4°C，500mb 氣溫為 -1.9°C，茲將納入公式如下：

$$19.5 - (-1.9) + 19.0 - (10.9 - 10.4) = 39.9$$

即當時臺北之穩定指標為 39.9。

### (二)、穩定指標分佈圖之繪製步驟：

本研究應用之東亞地區各站高空探測資料係根據中央氣象局之 850mb, 700mb, 500mb, 定壓面圖及日本氣象廳發刊之印刷天氣圖之高空氣象電碼，分析對象為 1960 年至 1970 年，11年間 34 次侵襲臺灣之颱風。海面上缺少高空探測資料，尤在颱風中心資料極感缺乏，因此假設颱風中心附近K值為最大，即最不稳定以便分析，此假設根據颱風登陸時之高空

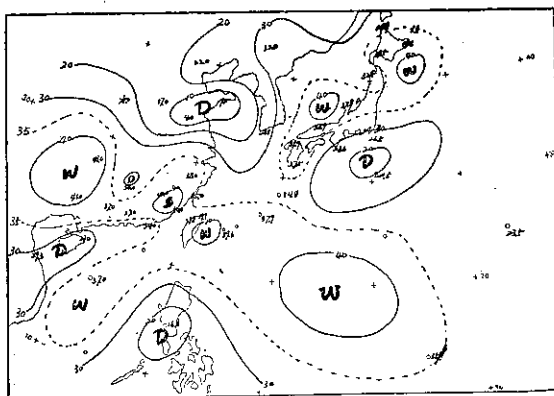


圖 23: 蒂絲颱風在福建登陸時之 K 值分佈圖  
(1966年8月17日 1200Z)

Fig 23: K-value distribution chart for typhoon Tess, (1200Z August 17, 1966)

探測資料，校驗結果，證實上述假定頗符合，附圖23為1966年8月16日颱風蒂絲（Tess）通過本省北部海面，由福州東北進入大陸，17日抵達福建附近時之K值分佈圖，由此圖可知當時福建沿海一帶為K值之最大中心區。其次計算所應用時間定為颱風接近陸地或島嶼2~3天前，以便供颱風路徑2~3天預報參考。第一步驟：從中央氣象局高空圖及日本氣象廳刊印之印刷天氣圖中抄出各站之850mb溫度，露點溫度，700mb溫度，露點溫度及500mb溫度，依照上述公式求出各測站之穩定指標K值，如附表2。第二步驟：將計算所得穩定指標K值填入空白天氣圖上，繪成等K值線（每10或5為間隔繪一條線）設颱風中心處為最大K值中心，即穩定指標最大處。如附圖24中，W為Wet表示高溫而不穩定處，D表Dry乾燥而穩定處，以粗線與箭頭表示颱風過去預報路徑，即此預報路徑由經驗上則為K值圖W之軸線，即高溫

不穩定處所連結者。第3步驟：將所預報之結果與實際颱風路徑以虛線表示填在預報圖上以便參考比較。

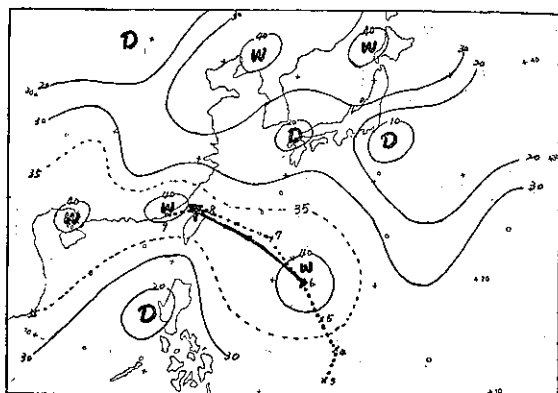


圖 24: K值分佈與蒂絲颱風實際行徑圖  
(1960年8月6日 1200Z)

Fig 24: K-value distribution chart for typhoon Tess, (1200Z August 6 1960)

表 2 : 1966 年 8 月 17 日 1200Z 各站 K 值計算資料

測 站	K 值 參 數	TT (850)	-	TT (500)	+	Td Td (850)	-	(TT - Td Td) (700)	=	K
臺 北	46692	19.5		-1.9		19.0		10.9	10.4	39.9
桃 園	697	19.5		-1.8		18.5		11.2	11.2	39.8
東 港	747	19.5		0.0		17.8		10.2	8.8	35.9
辜 琴 浦	47187	20.2		-0.5		17.5		13.5	3.8	28.5
稚 內	401	16.2		-3.8		15.2		8.2	7.8	34.8
札 幌	412	17.0		-3.5		17.0		10.5	10.5	37.5
根 室	420	18.5		-6.2		16.5		9.8	8.2	39.6
秋 田	582	16.8		-4.2		14.5		9.5	6.5	32.5
仙 臺	590	20.5		-4.8		13.8		10.5	6.8	35.4
輪 島	600	20.5		-2.8		15.8		10.8	9.5	37.8
館 野	646	19.5		-3.5		15.5		11.5	5.2	33.2
八 並 島	678	20.5		-2.8		14.2		12.2	2.2	26.5
米 子	744	18.2		-2.2		18.2		13.2	11.2	38.9
潮 岬	778	21.2		-2.2		15.2		13.5	-3.8	18.3
福 岡	807	21.8		-0.2		20.8		13.5	7.2	35.9
鹿 兒 島	827	21.2		-0.2		20.2		13.5	8.8	37.5
名 鑾	909	20.2		-1.2		18.8		13.8	7.8	34.4
石 垣 島	918	22.2		-3.5		18.2		12.5	10.2	39.6
嘉 手 納	931	19.8		-0.8		20.5		14.8	9.2	37.9
南大東島	945	19.2		-2.8		17.2		11.2	10.2	38.2

Ship Tango		-19.2		-1.5		17.5		14.0		5.0		29.2
西貢	48900	17.2		-5.0		16.8		9.0		7.0		37.0
Vinh	855	21.2		-3.0		13.2		12.8		5.2		29.0
呼和浩特	53463	21.0		-10.0		-1.0		6.0		-8.0		16.0
長春	54161	15.0		-13.0		6.0		1.0		-1.0		32.0
北平	511	18.0		-10.0		1.0		3.0		-4.0		22.0
成都	56294	24.0		-1.0		17.0		14.0		7.0		35.0
西安	57036	21.0		-2.0		11.0		11.0		2.0		25.0
鄭州	083	20.0		-3.0		9.0		10.0		-5.0		17.0
漢口	494	23.0		1.0		17.0		13.0		5.0		31.0
芷江	745	23.0		-1.0		19.0		14.0		14.0		43.0
徐州	58027	20.0		0.0		7.0		14.0		-9.0		4.0
南京	238	21.0		1.0		20.0		14.0		4.0		32.0
上海	367	21.0		-1.0		16.0		13.0		9.0		34.0
衡州	633	23.0		2.0		18.0		14.0		13.0		38.0
南昌	606	21.0		1.0		17.0		13.0		12.0		38.0
邵武	725	21.0		0		20.0		13.0		12.0		40.0
福州	847	19.0		-1.0		18.0		13.0		10.0		35.0
廣州	59287	23.0		-2.0		18.0		12.0		8.0		37.0
汕頭	9161	20.0		-2.0		17.0		13.0		8.0		34.0
南寧	481	25.0		-1.0		20.0		14.0		9.0		41.0
海口	758	22.0		-1.0		15.0		14.0		-1.0		23.0
廈門	134	20.0		-2.0		19.0		11.0		10.0		40.0
梧州	265	23.0		-2.0		18.0		12.0		6.0		37.0
西沙島	981	20.0		-3.0		18.0		11.0		7.0		37.0
硫磺島	91115	18.5		-3.2		17.5		11.2		8.2		36.2
Marcus	131	17.5		-5.8		13.2		9.2		-3.8		23.5
關島	217	18.5		-5.5		17.2		10.5		4.5		35.2
Eniwetok	250	19.2		-11.5		8.8		10.8		-0.5		28.2
稚浦	413	20.2		-5.5		12.2		9.8		1.2		29.3
Ship 4YV		16.5		-7.8		8.2		7.5		4.2		29.2
Clark	98327	18.8		-5.2		8.2		10.2		-5.2		16.8

### (三)應用穩定指標分析颱風路徑實例

由於颱風發生以及路徑之情況不同，對於應用K值分佈圖預報颱風路徑亦有差異，茲將1960年至1970年，11年間之84次侵臺颱風，分析研究結果歸納為六類型式，分述如下：

#### 1. 西進颱風

如附圖25，颱風北方有D中心存在而其D軸線呈

東西流，颱風西方有W中心存在而其W軸線為東西走向，此類型K值分佈時，颱風均向西或西北西進行，其進行速度，平均在每小時20公里以上。屬此類颱風路徑計有8次，佔11年間侵臺颱風之24%，此例有1960年8月之崔茲 (Trix)，1961年9月之波密拉 (Pamela) 及同年同月之沙莉 (Sally)，1968年9月之范迪 (Wendy)，及1969年9月26日由本省東部

登陸，造成全省各地嚴重災害之艾爾西 (Elsie) 颱風等。

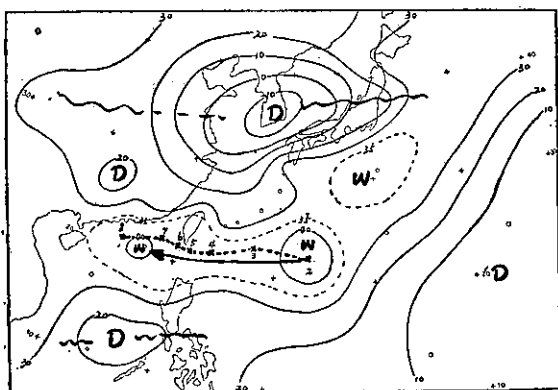


圖 25: K值分佈與范迪颱風實際行徑圖  
(1968年9月2日 1200Z)

Fig 25: K-value distribution chart for typhoon Wendy (1200Z September 2, 1968)

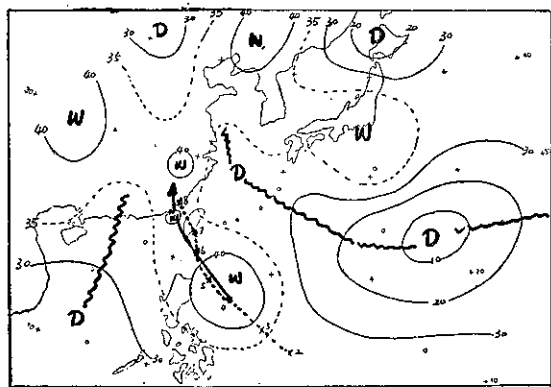


圖 26: K值分佈與賽恩颱風實際行徑圖  
(1961年8月4日 1200Z)

Fig 26: K-value distribution chart for typhoon June (1200Z August 4, 1961)

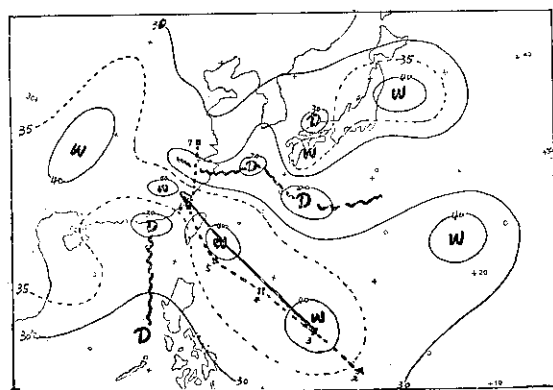


圖 27: K值分佈與歐珀颱風實際行徑圖  
(1962年8月3日 1200Z)

Fig 27: K-value distribution chart for typhoon Opol (1200Z, August 3, 1962)

## 2. 西北進颱風：

如附圖 26 及附圖27, K 值分佈圖上, 颱風之東北方或北方及西南方有D域存在, 而W域在颱風之西北方或西方, W軸線為西北向東南延伸, 呈一袋型時, 颱風之運行方向均為西北, 其進行速度, 平均為時速15至20公里之間, 屬此類路徑颱風計有15次之多, 佔總數之44%, 此例有1961年8月之賽思 (June), 及同年同月之勞娜 (Lorna), 1962年8月5日登陸宜蘭附近, 造成蘭陽地區空前大風災之歐珀 (Opal), 及同年9月之愛美 (Amy), 1963年7月之范迪 (Wendy) 及同年9月11日掠過本省北部海面, 造成北部及中部地區大水災之葛樂禮 (Gloria), 1965年8月之瑪麗 (Mary), 1966年9月之寇拉 (Cora), 1968年7月之娜定 (Nadine), 同年9月之艾琳 (Elaine), 1969年7月之衛歐拉 (Viola) 及同年8月之貝蒂 (Betty) 颱風等。

## 3. 西北轉北進颱風

1965年6月16日 1200Z, 颱風中心位置在菲律賓東方海面向西北進行並於18日 1200Z 其颱風中心抵達巴士海峽後轉向北進行, 侵襲臺東附近, 造成臺東地區空前大災害之黛納 (Dinan), 如附圖 28 係1965年6月16日 1200Z 之K值分佈圖, 颱風中

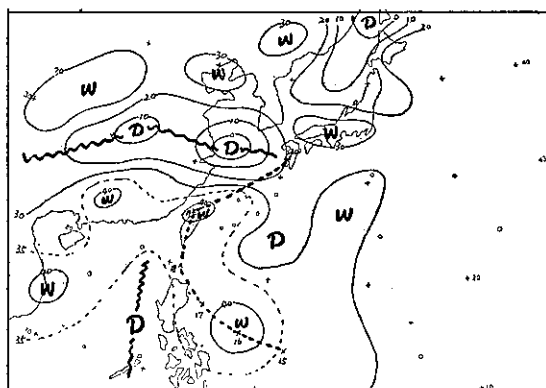


圖 28: K值分佈與黛納颱風實際行徑  
(1965年6月16日 1200Z)

Fig 28: K-value distribution chart for typhoon Dlinah (1200Z June 16, 1965)

心之北北西方即臺灣北部有40之不穩定指標W中心存在, 而其W軸線呈北向南延伸, 在南大東島有特徵之D域, 東海亦有±00之D中心, 其D軸線向西伸展至華中, 此K值分佈圖於18日 1200Z 變為附圖29, 即颱風中心抵達巴士海峽, 原在本省北部海面之W中心已向東北移動至日本九州南方海面, 其W軸線呈東北向西南延伸, 原在南大東島附近海面之特徵D

域則東移加強為 10 之 D 中心，而在東海之 D 中心北移，K 值減弱為 10，颱風沿着日本九州南方之 W 軸線，轉向北進行，此類型較少，僅有二次，佔 6%，本例有 1962 年 7 月之凱蒂 (Kate) 及上述 1965 年 6 月之黛娜納 (Dinah) 颱風等，此例之 D 及 W 軸線之變化較大，幸好這種颱風進行速度較慢，必須每日計算 K 值，繪製 K 值分佈圖，以提早瞭解其變化，以供颱風路徑預報之參考。

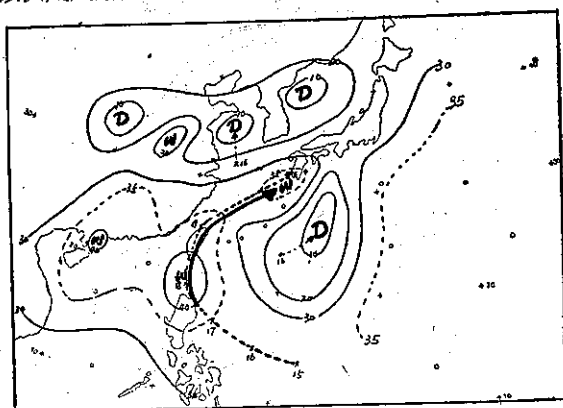


圖 29: K 值分佈變化與黛娜納颱風實際行徑圖  
(1965年6月18日 1200Z)

Fig 29: K-value distribution chart for typhoon Dinah (1200Z June 18, 1965)

#### 4. 北進颱風:

如附圖 30，K 值分佈圖中，颱風在呂宋島東方海面時，在琉球東方海面有穩定指標 K 值 20 之 D 中心，其 D 軸線向南伸展至颱風之右側，菲島西方海面，即南海亦有 D 域存在，其 D 軸線則向北伸展至華南沿海，而位於其中間之臺灣北部則有 K 值 40 之不穩定中心，籠罩東海及我國東南沿海，即 W 軸線呈南北走向，K

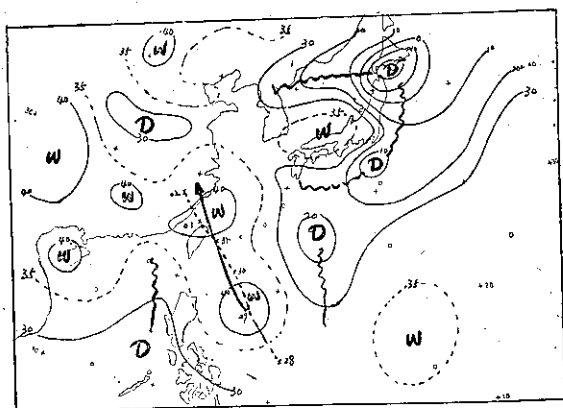


圖 30: K 值分佈與雪莉颱風實際行徑圖  
(1960年7月29日 1200Z)

Fig 30: K-value distribution chart for typhoon Shirley, (1200Z, July 29, 1960)

值分佈圖有類似分佈時，颱風均有北上趨勢，北上颱風進行速度通常緩慢，約每小時 10 公里左右，屬於本路徑之北進颱風計有 3 次，佔 9%，此例有 1960 年 7 月之雪莉 (Shirley)，1961 年 5 月之貝蒂 (Betty) 及 1169 年 9 月之芙勞西 (Floosie) 颱風等。

#### 5. 東北進颱風

如附圖 31，K 值分佈圖中，颱風之東方及西方有 D 域存在，而 W 軸線呈東北，西南走向時，颱風均有沿 W 軸線進行傾向，此類型颱風均在南海向東北進行，侵襲本省者，而其進行速度相當快，時速均在 25 公里以上，因此有本類颱風時應提高警覺，以便提早發佈警報，此類路徑颱風計有 4 次，佔 12%，本例有 1960 年 6 月之瑪麗 (Mary)，同年 8 月之艾琳 (Elaine)，1960 年 5 月之裘迪 (Judy) 及 9 月艾爾西 (Elsie) 颱風等。

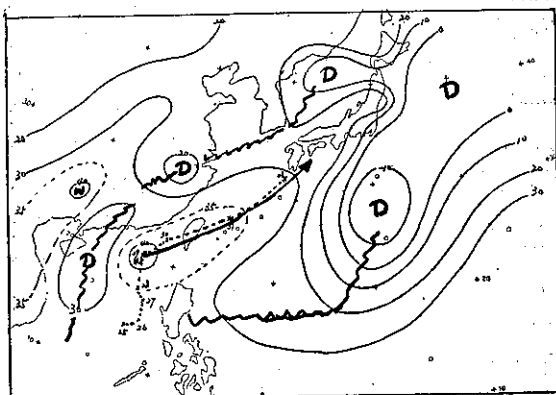


圖 31: K 值分佈與裘迪颱風實際行徑圖  
(1966年5月28日 1200Z)

Fig 31: K-value distribution chart for typhoon Judy (1200Z May 28, 1966)

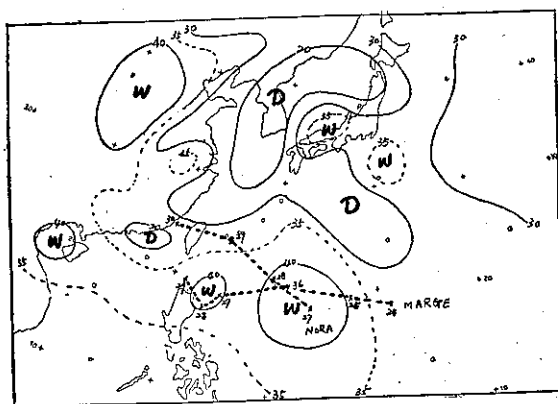


圖 32: K 值分佈與娜拉和瑪麗颱風路徑圖  
(1967年8月26日 1200Z)

Fig 32: K-value distribution chart for typhoon Nora and Mary (1200Z August 26, 1967)

## 6. 特殊路徑：

如附圖32，有兩個颱風併行，而發生藤原效應時，本方法效果較差，經逐日分析K值分佈圖結果，由於K值分佈圖中，D及W軸線變動甚大，因此本方法不能適用於此類颱風，屬於此類颱風僅有兩次，佔6%，此例有1967年8月之娜拉(Nora)與瑪芝(Marge)，1970年9月之英安(Fran)與艾倫(Ellen)颱風等。

## 七、侵臺颱風路徑與豪雨之關係

過去颱風之雨量資料與圖表，因本局所屬測候所與公民營機構所設置之雨量站，觀測時間不一致，且所繪製之雨量分佈圖上不到五十站，資料缺乏不够精細，且只有颱風侵襲全期間之總雨量分佈圖，根本無法比較分析颱風位置與雨量分佈之直接相關，故本研究計劃進行過程中，於發現此項重大問題後，做了以下兩點改進：第一、先將本局二十四站，在颱風期間資料，配合民營機構雨量站，上午九時之觀測時間，一一換算為九時至翌晨九時，以日為單位，避免雨量分佈圖，因時間之差距而發生誤差，早期之雨量分佈圖上常出現極大之時間誤差值圖。第二：過去資料少，以致無法得到仔細正確之雨量分佈圖。常發現過去山區雨量站稀少，因而其雨量分佈圖上，雨量最多處，常為靠近有測候站之海岸地區，與地形降雨理論不符合，細加研討後，向水資源委員會及水利局等機構，再抄錄及收集有關山區雨量站，每日每次約有600站左右，以彌補過去資料之不全。然後將此珍貴颱風雨量資料，填繪於附有地形底圖之對開大圖，製成合理而完整之颱風雨量分佈圖。

本節乃針對上述過程當颱風侵襲臺灣時所觀測之雨量，繪製成清晰標準型之雨量分佈圖，從事侵臺颱風路徑與雨量關係之分析研究：臺灣地形特殊，致河流坡度陡峻，同時源短流急，一旦山洪爆發，充塞河谷，尤在颱風侵襲臺灣時，加以降水量之宏大，這種不適稱現象，尤為顯著，每每「一雨成災」。對農，工，商及整個國家的經濟發展，莫不存有具大之影響，故研究颱風的路徑與豪雨之關係自有其重要性之特殊意義。

分析侵臺颱風路徑與臺灣各地雨量之關係，按雨量之分佈，以平地及山區來討論，平地又分為西海岸平地及北部丘陵地；和東海岸平地，此節中之山區降雨，即是豪雨中心之所在，可加以參考。（有關侵臺颱風之路徑經區分為8類如圖33）

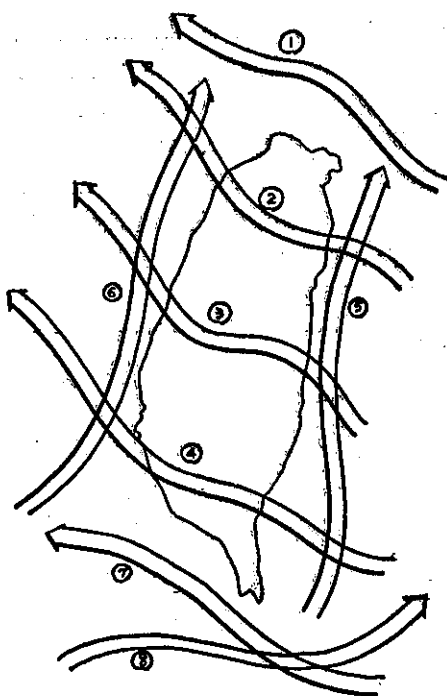


圖 33: 侵臺颱風之路徑分類

Fig 33: A classification of the tracks of the typhoon invading the Taiwan area.

第一類 颱風自東南向西北，或自東向西通過本省北部近海，平地之雨量分佈大致如下：①西海岸平地及北部丘陵地區，雨量自苗栗或大安溪流域，向南向北遞減。②東海岸平地，自火燒寮向南遞減。③恆春為一中心，雨量向北遞減。④平地降水以北部最多，東部最少。⑤雨量由高山向平地遞減；颱風循此路徑襲臺時，降雨較著之山區有北部的石門區，陽明山，中部的鞍馬山，南部的阿里山區，南鳳山，而中部的八仙新山，合歡山區，及蘭陽地區之福山，有時降水亦大，雨量最大者為石門山區。（如圖34）

第二類 颱風自東南向西北，或自東向西經過北部陸上（24°N 以北），平地之降水情形如下：①西海岸平地及北部丘陵地區，雨量之分佈大致自臺中向南向北遞減。②東海岸平地，自南澳或大濁水向南北遞減（有時，如西海岸之降水，自珊瑚湖向南北遞減時，對應之東海岸亦變更，而自火燒寮向南北遞減。）③雨量隨着高度遞減。④中部雨量最多，東部最少；山區之降水；降雨較著之山區計有北部的石門山區，陽明山，中部的合歡山，鞍馬山及橫龍山，南部的阿里山，南鳳山及高屏山區，南陽地區之大元山，福

GLORIA  
9 8 7 6

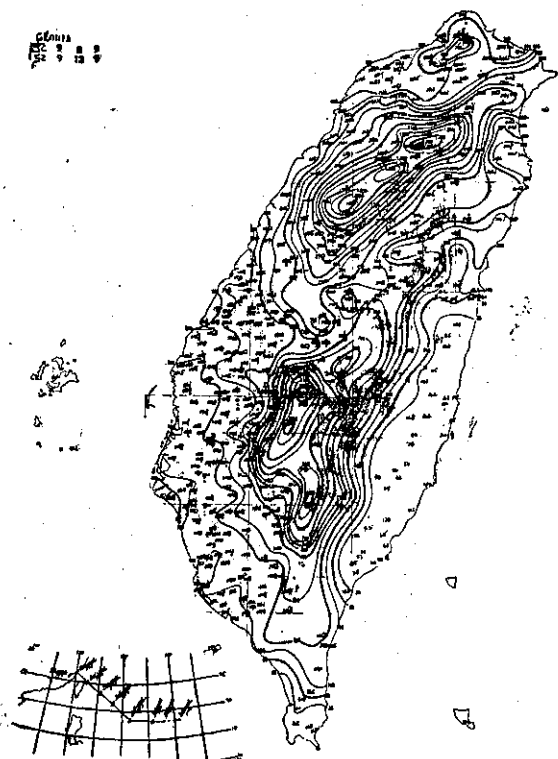


圖 34: 1963年9月8-13日葛樂禮颱風總雨量圖  
Fig 34: The distribution chart of the total rainfall for typhoon Gloria during Sep. 8-13, 1963

BETTY  
20 8 7 9  
20 8 7 9

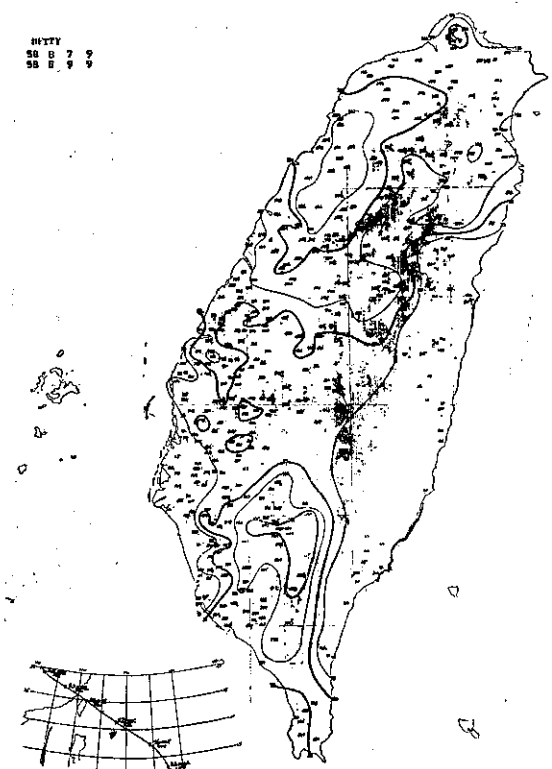


圖 35: 1969年8月7-9日貝蒂颱風總雨量圖  
Fig 35: The distribution chart of the total rainfall for typhoon Betty during Aug. 7-9, 1969

山及太平山。降雨次數較頻凡者，有南鳳山，阿里山及石門山區，雨量之大小大致由南向北遞減。（如圖35）

第三類 颱風自東南向西北，或自東向西橫穿臺灣中部陸上（ $23^{\circ}\text{N}$ - $24^{\circ}\text{N}$ ），平地之降水情形如下：①西海岸平地和北部丘陵地區，降水甚不規則。②東海岸平地，由南澳、大濁水一帶，向南北遞減（有時亦自新港向南北遞減）。③本省西南部及東北部，降雨較多，其他各地雨量參差不齊。北區降水：降水較著之山區有北部的陽明山、石門山區，中部的合歡山、橫龍山及鞍馬山，南部的阿里山、南鳳山、高屏山區及大湖山，東部的高嶺及紹家以西之山區，蘭陽地區之大元山及福山。其中以石門山區、陽明山、大元山、南鳳山、高屏山區及合歡山等地，出現大雨之頻率較多。（如圖36）

PAMELA  
50 7 13 9  
50 7 13 9



圖 36: 1961年9月11-13日波密拉颱風總雨量圖  
Fig 36: The distribution chart of the total rainfall for typhoon Pamela during Sep. 11-13, 1961

第四類 颱風自東南向西北或自東向西通過臺灣南部（ $23^{\circ}\text{N}$  以南之陸上），平地之降雨情況如下：①西海岸平地及北部丘陵地區，大致自南部及北部，

向中部遞減，中部爲無雨地區。②東海岸平地，以南澳或瑞穗爲中心，向南北遞減（有時亦出現，以新港至綠水間及黍源至太麻里間之地區爲中心，向南北遞減。③東部雨量最多，中部最少。山區之降雨情況如下：降雨較著之山區，計有北部之石門山區，中部的合歡山東側及東眼山，南部的高屏山區，南鳳山及鹿林山，蘭陽地區的大元山和福山，東部之玉山東側山區，大武西南山區及高嶺附近山區；其中降雨頻率較多之山區爲石門山區、合歡山東側、玉山東側，高屏山區、南鳳山、大元山及福山。（如圖37）

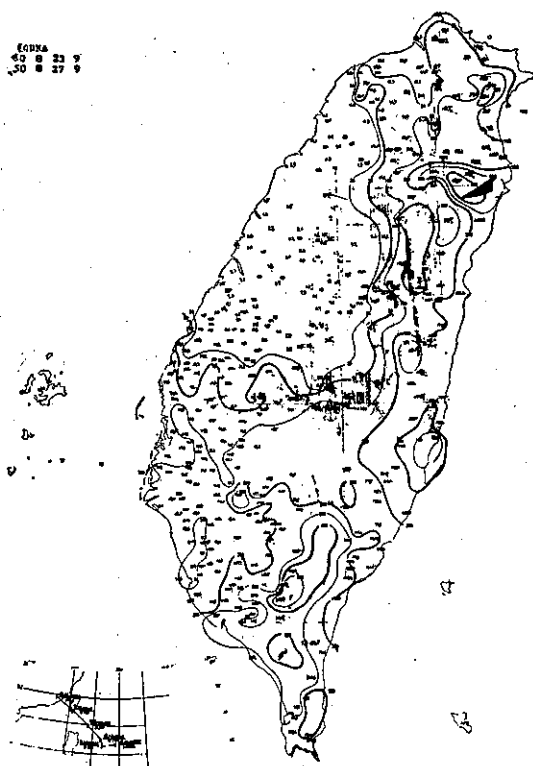


圖 37: 1961年8月23-27日勞娜颱風總雨量圖

Fig 37: The distribution chart of the total rainfall for typhoon Lorna during Aug. 23-27, 1961

第五類 颱風自東南向西北，或自東向西至臺灣近海時，沿本省東海岸北上者。平地之降水情形如下：①平海岸平地及北部丘陵地區，由臺灣南端向高雄遞減，由臺灣北部向清水遞減，同時其間有，以鹿港及小港爲中心而向南北遞減之雨區。②東海岸平地，每以蘇澳、南澳間地區，樟原、黍源及大武爲中心

，南南北遞減。③太底言之，東南部降雨最多，中部次之，東北部最少；山區之降水：降水較著之山區，計有北部的陽明山、火燒寮附近山區，中部的合歡山、鞍馬山及東眼山，東北部之大元山及福山，西南部的高屏山區，南鳳山、阿里山，東部之玉山東側山區，高嶺北側山區及紹家附近山區；其中出現頻率較多之山區，有南鳳山，高嶺北側及合歡山區。（如圖38）

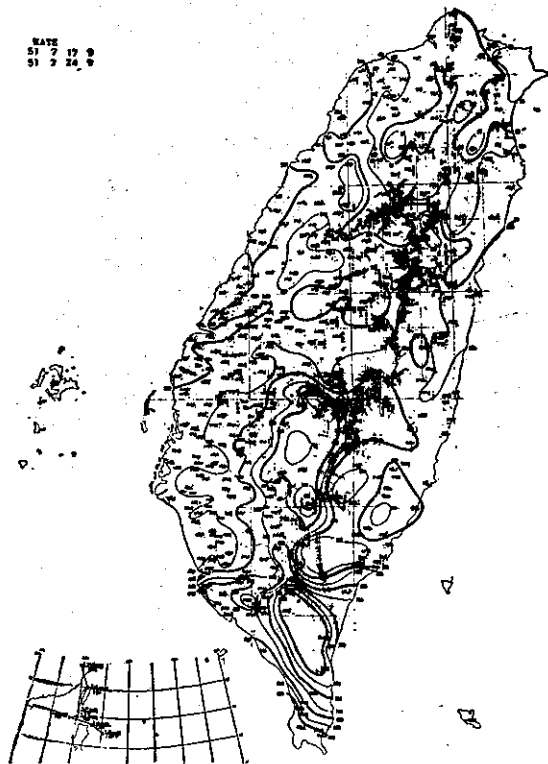


圖 38: 1962年7月17-24日凱蒂颱風總雨量圖

Fig 38: The distribution chart of the total rainfall for typhoon Kate during July 17-24, 1962

第六類 颱風自巴士海峽，或南海沿西海岸或臺灣海峽北上者，平地之降水如下：①西海岸平地及北部丘陵地區，由後安寮向北遞減，南部雨量均勻。②東海岸平地，由新港向北遞減，向南遞增。③臺灣南端雨量最多，東部次之，東北部最少；山區之降水，降水較著之山區，計有北部的陽明山，中部的鞍馬山、合歡山、西南部的阿里山、南鳳山及玉山，東部的大武附近，東北部的大元山。（如圖39）

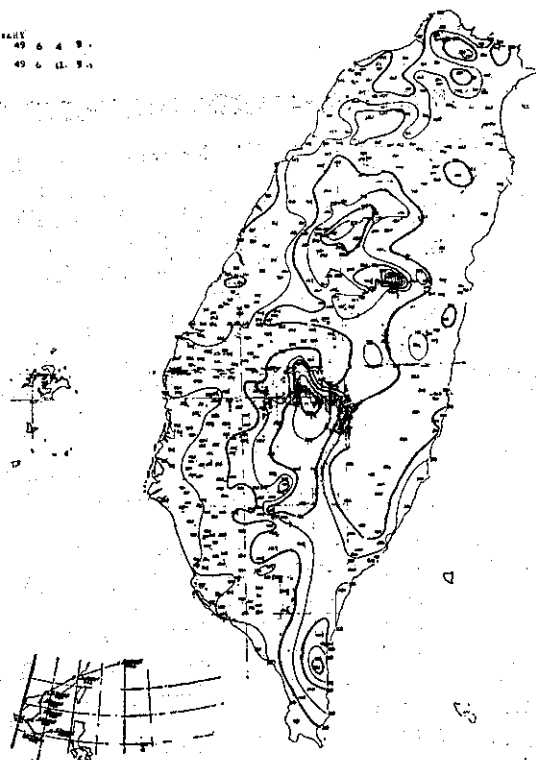


圖 39: 1960年6月4-11日瑪麗颱風總雨量圖  
Fig 39: The distribution chart of the total rainfall for typhoon Mary during June 4-11, 1960

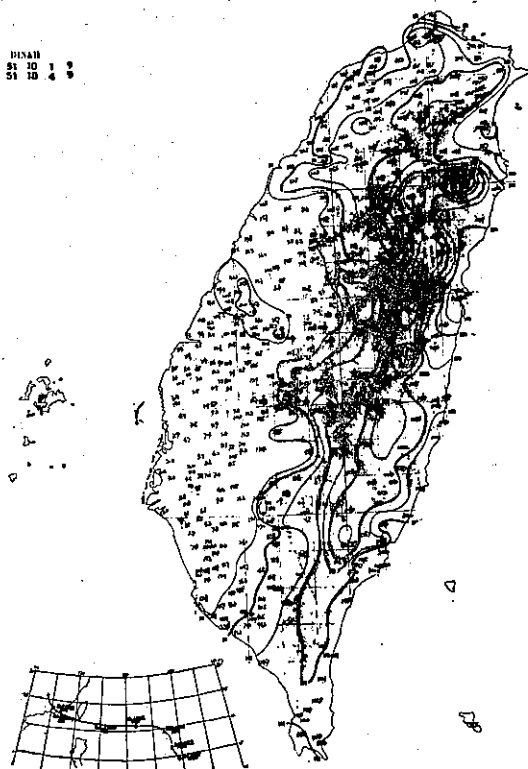


圖 40: 1962年10月1-4日黛納颱風總雨量圖  
Fig 40: The distribution chart of the total rainfall for typhoon Dinah during Oct. 1-4, 1962

第七類 颱風自東南向西北，或自東向西經巴士海峽，平地之降水情況如下：①西海岸及北部丘陵地區，雨量自臺灣南端向高雄、臺南一帶遞減，自臺灣北端向南遞減至苗栗一帶，中部幾乎無雨。②東海岸平地，降水之形成，為獨立雨系羣，分列於沿海各地，常以太麻里、紹家、南澳、花蓮、瑞穗及新港等地為中心，向四周遞減。③東南部雨量最多，東北部次之，中部最少；山區降水；降雨較著之山區，計有北部的石門山區，陽明山及火燒寮附近山區，中部的合歡山及梨山，東北部的大元山及福山，東部的高嶺，池上、綠水、立山苗圃、阿里山；降水頻率較多之山區為石門山區、合歡山、大元山、立山苗圃附近山區、高屏山區及南鳳山。（如圖40）

第八類 自南海生成之颱風，東移經巴士海峽者，平地之降水情形如下：①西海岸平地及北部丘陵地區，由南部向中部地區遞減，同時自北部向中部地區之臺西、苑裡或臺中等地遞減。②東海岸平地，雨區孤立，沿海岸並列，各以泰源、新港、太麻里、大武、三民、蘇澳及南澳為中心，向四周遞減。③東南部雨量最多，中部最少；山區降水；降雨顯著之山區計有北部的石門山區、陽明山及火燒寮附近山區，中部



圖 41: 1966年9月14-18日艾爾西颱風總雨量圖  
Fig 41: The distribution chart of the total rainfall for typhoon Elsie during Sep. 14-18, 1966

的鞍馬山，東北部的大元山，西南部的高屏山區，東部的玉山東側，大武附近山區及太麻里附近山區；降雨出現次數較多之山區有高屏山區、南鳳山、陽明山、玉山東側及大元山。（如圖41）

由上定性敘述中可知，颱風路徑與雨量有着一定的關係，故爲了確實掌握侵臺颱風路徑和豪雨之預報，不可讓兩者分離，應相輔相成來作預報。

## 八、結 論

自 1960 年至 1970 年，11年間計 34 次侵襲臺灣颱風，經逐一逐日計算其H值與K值而繪製成H及K值分佈圖，分析其與颱風運行之關係歸納如下：

1. 颱風路徑與H圖上平均氣流場有四種基本模式關係；(A)西進型颱風；(B)轉向型颱風；(C)鞍部型颱風；(D)複型颱風。
2. 颱風路徑與H圖上有線走向近乎平行。
3. 颱風確有向最大K值區域進行及順着W軸線進行之特性。
4. 颱風不向K值最小區域進行，乃沿着D域外圍進行。
5. 颱風進行前面如有W中心出現，且其K值較大時（ $K \geq 40$ ），颱風有發展趨勢，如D值較大時（即 $K \leq 20$ ），颱風反而有減弱之趨勢。
6. 低緯度穩定之指標變化較小，且具有持續性傾向，故頗能適用於颱風路徑之預報。
7. 繪製H或K值分佈圖，手續簡便，可供實際颱風預報應用。

以上所學實際所得諸例而言，實可利用於颱風路徑之預報，希望以後能供颱風預報工作者作爲有效工具，提高颱風預報效率，進而利用已繪製成之標準雨量圖（含侵臺颱風之個別日雨量分佈圖及全路徑過程下總雨量圖），作爲雨量類型之比較，供爲洪水預報依據。

## 參 考 文 獻

- (1) 徐晉淮 (1966) 颱風徑路展期預報，氣象學報12卷2期。
- (2) T. Matsuoka: Relation between Long Period Circulation Anomalies and Typhoon Formation. The Geophysical Magazine Vol. 35 No. 2 Jan. 1971.
- (3) Joseph J. George (1960): The prediction of Severe Weather. Weather Forecasting Aeronautics.
- (4) 宮國實康 (1969) 高層資料およびレーダー情報の大気雨預報への利用，研究時報21卷8號。
- (5) 草野和夫 (1957) 地形降雨の預報。研究時報9卷P. 811~822.

## 附錄：1960~1970侵襲臺灣颱風一覽表

- |       |  |
|-------|--|
| 1960年 | 1. 6月4日~6月6日瑪麗 (Mary) 發生於南海由香港進入大陸，後東北進行並由浙閩沿海出海。<br>2. 7月29日~8月2日雪莉 (Shirley) 由花蓮北方登陸，後並由馬祖附近進入大陸。<br>3. 8月6日~8月9日崔絲 (Trix) 通過基隆彭佳嶼之間向西南西進行。<br>4. 8月20日~8月24日艾琳 (Elaine) 發生於南海向東北進行抵本省東部海面轉向侵襲西南部。                 |
| 1961年 | 1. 5月24日~5月27日貝蒂 (Betty) 臺東新港之間登陸。<br>2. 8月4日~8月8日裘恩 (June) 新港北方登陸。<br>3. 8月23日~8月26日勞娜 (Lorna) 大武附近登陸。<br>4. 9月11日~9月12日波密拉 (Pamela) 花蓮宜蘭之間登陸。<br>5. 9月26日~9月29日莎莉 (Sally) 大武登陸。                                    |
| 1962年 | 1. 7月17日~7月23日凱蒂 (Kate) 掠過恆春附近入東部海面後橫越北部進入臺灣海峽。<br>2. 8月3日~8月6日歐珀 (Opal) 由宜蘭登陸。<br>3. 9月1日~9月6日愛美 (Amy) 由花蓮北方登陸。<br>4. 10月1日~10月3日黛納 (Dlinah) 通過恆春南方海面   |
| 1963年 | 1. 7月14日~7月17日范迪 (Wendy) 花蓮北方登陸。<br>2. 9月8日~9月12日葛樂禮 (Gloria) 通過北部海面。  |
| 1964年 | 無侵臺颱風  |
| 1965年 | 1. 6月16日~6月19日黛納 (Dlinah) 登陸大武南方轉北侵臺東。<br>2. 7月24日~7月29日哈莉 (Harriet) 由新港南方登陸<br>3. 8月17日~8月19日瑪麗 (Mary) 在宜蘭東海岸消失。  |
| 1966年 | 1. 5月28日~5月31日裘迪 (Judy) 自東沙島向東北進行由高雄附近登陸。<br>2. 8月14日~8月17日蒂絲 (Tess) 通過北部海面。<br>3. 9月3日~9月7日寇拉 (Cora) 通過彭佳嶼海面。<br>4. 9月14日~9月17日艾爾爾西 (Elsie) 由南海向東北進行恆春北方登陸。   |
| 1967年 | 1. 7月9日~7月12日葛榮拉 (Clara) 由花蓮北方登陸<br>2. 8月26日~8月30日娜拉 (Nora) 花蓮、宜蘭間登陸後威力急激減弱。<br>3. 10月15日~10月18日解拉 (Carla) 通過呂宋島北部、本省東北部受強烈東北季風侵襲。<br>4. 11月15日~11月18日吉達 (Gilda) 花蓮南方登陸。   |
| 1968年 | 1. 7月22日~7月28日娜定 (Nadine) 掠過本省南方海面在東沙島轉向東北由臺南附近登陸。<br>2. 9月2日~9月22日范迪 (Wendy) 掠過恆春南方海面。<br>3. 9月27日~10月1日艾琳 (Elaine) 通過呂宋北部，本省北部東部受強烈東北季風侵襲。   |
| 1969年 | 1. 7月25日~7月28日衛歐拉 (Viola) 通過巴士海峽由汕頭西南進入大陸，本省南部沿海發生高潮。<br>2. 8月7日~8月8日貝蒂 (Betty) 基隆彭佳嶼間通過，新竹地區有豪雨成災。<br>3. 9月25日~9月27日艾爾爾西 (Elsie) 由宜蘭南方登陸後橫越本省，各地災情嚴重。<br>4. 9月30日~10月3日芙勞西 (Flossie) 在呂宋島東方轉向北進行緩慢，抵宜蘭東方始轉向東北，北部水災。 |
| 1970年 | 1. 9月6日~9月7日芙安 (Fran) 在琉球海面向西南西通過北部海面，中部北部嚴重水災。  |

# 侵台颱風路徑預報之研究\*

鄭 邦 傑

## *A Study on the Forecasting of Typhoon Tracks nearby Taiwan Area*

*Pan-chie Cheng*

### *Abstract*

Taiwan is an area with high frequency of typhoon invasion which caused great losses of life and tremendous property damages, and highly influenced the development of national economy.

For the purpose of improving the technique in the typhoon track forecasting, the author used the 500mb 5-days mean chart to analyze the relationship between typhoon track and upper mean flow patterns.

The data traced from 1960 to 1970 included 106 typhoons. According to the characteristics of mean flow pattern, ten types of flow patterns were divided, each pattern has its own special typhoon track, excluding two exception. The pattern show high correlations between the mean flow and the typhoon track.

The relationship between 500mb 5-days mean anomaly pattern and typhoon movement is summarized as follows:

1. The typhoon track has tendency of approaching to negative anomaly trough and keeps away from the positive anomaly.
2. When the anomaly pattern show the east-westwards orientation as zonal type flow and the typhoon locates at the south of positive anomaly, the westwards movement component of typhoon will increase.
3. In anomaly patterns, the rate of occurrences of typhoon track is the most frequent in the area between zero and plus 30 g.p.m. anomaly line, but scarcely in area beyond minus 30 g.p.m. anomaly line.
4. If the center of positive anomaly locates nearby Kyushu, Japan the probability of typhoon invading Taiwan will increase. If the center of positive anomaly incline westward and locates at Shanghai or west portion of East China Sea, then the typhoon invading Philippine or passing Bashi channel is predominant.
5. Most of well-developed severe typhoon moved along the anomaly flow, however, the weak typhoon didn't.

By applying Wang's regression equation, i.e.  $D = 270 - (ZZZn + Zn) + hhh$ , on 500mb 5-days mean chart with certain technical modification to test the extended forecasting of typhoon movement, through July to September in 1971, with 12 cases, the westwards typhoon as it entered the region west of  $150^{\circ}E$ , we found the mean deviation between 5-days forecasting track was 1.6 latitudes the degree of accuracy reached 83%. We can draw to a conclusion that this method is worth while using in actual forecasting work.

---

\* 本研究蒙國科會補助而完成

## 一、前言

臺灣地處副熱帶，居歐亞大陸東南側，西臨颱風溫床之廣闊北太平洋海域，為颱風必經之要道，每年遭颱風災害損失平均達新臺幣 10 億元以上，對國家經濟發展影響至鉅。

颱風所造成災害不外乎風災與雨災，暴風固可摧毀建築物，農作物而釀成災害，惟其受災範圍有限，而暴雨則由於大量雨水不易排洩，引起山洪暴發，河川水位高漲導致氾濫，釀成田地淹沒，鐵路、公路、橋樑、房屋毀壞流失等災害，且由於釀災地區較為廣泛，每造成嚴重損失，以臺灣而言由於地形效應顯著，颱風臨近時颱風環流每受阻擋遭破壞，無形中可減輕風災，但另一方面此種地形效應反而助長颱風所帶來暴雨而誘發嚴重水災。民國 49 年 8 月，登陸花蓮之雪梨颱風，民國 52 年 9 月通過北部海面之葛樂禮颱風為釀成水災之顯著例證，前者於中南部地區造成嚴重水災，後者則於北部地區（臺北盆地）造成空前之大水災，損失達新臺幣 5 億元之鉅，復舊工作歷時三年始完成。

政府鑒於颱風所造成災害日益嚴，影響國家經濟發展至鉅，於是近年積極推動防洪計劃，籌建洪水警報系統以期減輕災害，保護國家人命財產之安全。

如衆所知臺灣由於顯著之地形效應，颱風侵襲所導致豪雨之出現地區每視颱風所通過之路徑而異，基於此，正確之颱風路徑預報乃為洪水預報之一基本要件，臺灣適處颱風平均轉向緯度附近，其路徑之變化較為複雜，預報技術上遠較菲律賓、日本等國家為複雜，本研究以尋求有效颱風路徑預報方法以期提高颱風預報之精確度，配合洪水警報系統以增加防災作業之效果，減輕颱風災害於最低限度，以間接促進國家經濟繁榮為目的。

## 二、北太平洋颱風之氣候學考察

北太平洋海域颱風之活動情形經長年之分析、統計及研究，吾人已獲得深入之了解，雖然對於颱風之發生機構，垂直構造等近年仍續有新學說公諸於世，但以統計學的見地而言，對於颱風之一般特性則大致已可窺其全貌。

近年各國已發展試圖控制颱風之新構想，美國氣象局早自 1965 年即開始從事控制颱風威力之研究，至 1968 年已初步獲得控制颱風風力之可行理論，曾對於北大西洋海域颱風加以實地試驗，經三次試驗其中有二次颱風證實確可減低其風力 20% 至 25% 左右

，但由於試驗機會仍少且對此嘗試可能引起其他要素之變化，如是否導致颱風路徑，暴雨情形等變化，目前尚未能徹底了解，猶待將來之發展，距實用階段尚有一段距離。目前吾人僅能藉已往所得經驗及研究成果進一步探究發展更為正確，適合現時作業之預報技術，以增加颱風預報效率，配合積極防範措施以減輕颱風災害。

茲舉述北太平洋颱風最近之氣候學的特性供實際作業之參考。

### (一) 颱風之發生

颱風之活動與大氣環流形勢具有密切關聯，和田英夫曾指出颱風發生較多年次之 500mb 高空形勢有顯著之關聯，即北太平洋副熱帶高氣壓之脊線位置偏北，位於北緯 40 度附近，正距平區呈帶狀，接連伸展於東西向，而北緯 50 度以北則呈負距平區。反之颱風發生較少年次則副熱帶高氣壓位置偏南，其脊線南移至北緯 30 度附近，另在北緯 60 度附近高緯度處有顯著正距平區出現。此事實與北半球環流形勢相關，相當於緯流指數呈高指數之年次颱風之發生較多，而低指數年次則颱風之發生次數較少之見解。

Ballentzweg 曾與 Orgil 合作廣泛調查北太平洋海域之熱帶氣旋，發現當微弱之熱帶性低氣壓發展為颱風時北太平洋廣域之大氣環流呈現顯著特性，即日本附近之緯流呈高指數，太平洋中部（170°E~180°E）有加深槽存在。

有關太平洋中部高空槽與颱風發生之關係，Ramage 亦具有同樣見解，雷氏認為北太平洋中部高空槽為一半永久性之低壓槽，通常自阿拉斯加向東南伸至北緯 15 度處，據雷氏研究北太平洋中部空槽之深化將充足之能量輸送至低緯度處，再由低緯度東風波傳播其能量至下游一至二波數處，即槽之西方 20 至 30 經度處之低層低氣壓，而助長其加深發展為颱風。

如上所述隨大氣環流形勢之演變而颱風之發生次數年年有所變動，圖一示緯流指數之增加趨勢與颱風發生次數之增加呈顯平行之關係。

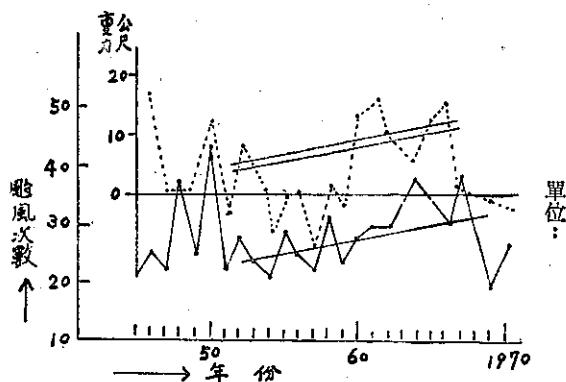
如圖所示緯流指數自 1950 年代之低指數狀態逐漸上升（其間雖有小波動，但以大局而言則呈漸趨於高指數狀態），配合指數之上升，颱風之發生次數亦呈逐年增加之趨勢。表一示最近 25 年間發生於北太平洋區颱風之統計。如表所示已往 25 年間颱風發生之年平均次數為 28.0 次，與 1897 年至 1966 年間之 70 年統計之年平次數 20.3 次相比較，則發生次數有

表一 北太平洋各月颱風發生次數之統計(1947-1971)

Table 1 Number of typhoons in the Northwestern pacific region during 1947-1971

月 份 年 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
1947	0	0	0	0	2	1	3	2	4	6	3	1	22
1948	1	0	0	0	2	3	4	8	6	6	4	2	36
1949	1	0	0	0	0	1	6	3	5	3	3	2	24
1950	0	0	0	2	1	2	5	18	6	3	3	4	44
1951	0	1	1	2	1	1	3	3	2	4	1	2	21
1952	0	0	0	0	0	3	3	5	3	6	3	4	27
1953	0	1	0	0	1	2	1	6	4	4	3	1	23
1954	0	0	1	0	1	0	1	5	5	4	3	1	21
1955	1	1	1	1	0	2	7	7	3	3	1	1	28
1956	0	0	1	2	0	1	2	5	6	1	5	1	24
1957	2	0	0	1	1	1	1	4	5	4	3	0	22
1958	1	0	0	1	2	3	7	5	5	3	2	2	31
1959	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
1961	1	0	1	0	3	3	5	3	7	4	1	1	29
1962	0	0	0	1	2	0	5	8	3	5	3	2	29
1963	0	0	0	1	0	4	4	3	5	4	0	3	24
1964	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
1966	0	0	0	1	2	1	5	8	7	3	2	1	30
1967	1	0	2	1	1	1	7	9	9	4	3	0	38
1968	0	0	0	1	1	1	3	8	3	5	5	0	27
1969	1	1	0	1	0	0	3	4	2	4	2	1	19
1970	0	1	0	0	0	2	3	6	5	5	4	0	26
1971	1	0	1	3	4	2	8	4	6	4	1	0	34
統計次數	12	8	10	21	29	42	103	152	122	101	66	34	700
平均次數	0.5	0.3	0.4	0.8	1.2	1.7	4.0	6.1	4.9	4.0	2.6	1.4	28.0
平均次數 (1940-1962)	0.4	0.4	0.3	0.8	0.8	1.7	4.5	6.4	4.5	3.8	2.2	1.5	27.3
平均次數 (1897-1966)	0.2	0.1	0.1	0.4	0.9	1.1	3.5	4.0	4.0	2.9	2.0	1.0	20.3

顯著增加之趨勢，此變動部份可歸因為早期觀測網較為稀疏，未能完全發現所有發生於太平洋廣闊海面之颱風所致，未便據以採信，但根據大戰末期 1940 年至 1962 年，23 年間之統計則颱風之年平均發生次數為 27.3 次，此統計事實可佐證近 25 年來颱風之發生實有增加之趨勢。至於最近幾年颱風之發生趨勢則如表一所示。1967 年發生次數為 38 次，超過年平均 10 次之多，以後即呈減少趨勢，1969 年間僅發生 19 次，為 1940 年以來之最少次數年，至 1971 年颱風發生次數又急劇增加為 34 次，超過年平均次數 6 次，以此類推，近年來颱風發生次數之三至四年小週期變化似有振幅變大之趨勢。



圖一 夏季緯流指數與颱風全年發生次數之關係  
虛線：緯流指數  
實線：颱風發生次數

Fig 1. The relationship between zonal index (summer) and number of typhoon generation (year).

dash line Zona index  
solid line: Number of typhoon

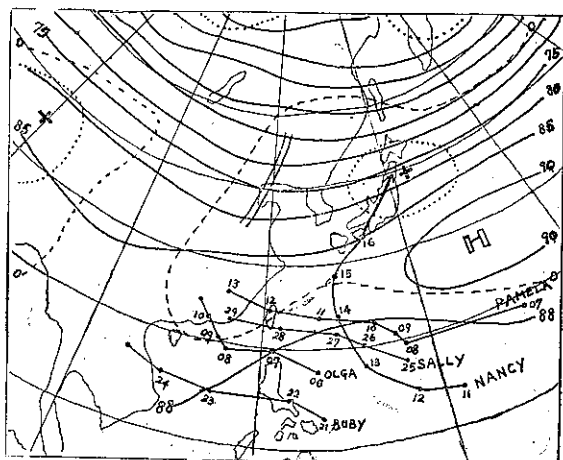
考察各月份颱風之發生平均次數則 1897 年至 1965 年間，8 月份與 9 月份之平均發生次數均為 4.0 次，但根據最近之二次（見表一）統計則示 8 月份之發生平均次數顯著增加，各為 6.4 次及 6.1 次，颱風之各月發生次數近幾年來顯示 8 月份有顯著增加取代已往發生次數 9 月份最多之趨勢。

表二示最近 25 年間侵臺颱風之統計，侵臺年平均次數為 3.7 次，與 70 年間侵臺次數之統計年平均 3.7 次相同，可知颱風發生次數近年雖有增加，但侵臺颱風次數則未見有增加趨勢。考察颱風侵臺月平均次數之變化則以 9 月份之 1.1 次為最多，依次為 8 月份之 1.0 次，7 月份之 0.6 次，而居末位之 6、10、11 月份則同為 0.3 次，再詳察其逐年變動則 1959 年至 1962 年四年內 8 月份計有 10 次颱風侵臺，9 月份計

有 4 次侵臺紀錄，但近四年內即 1968 年至 1971 年則 9 月份之侵臺次數反而增加，計有 7 次，而 8 月份則顯著減少，四年內僅有一次侵臺之紀錄，具有顯著之逐年變化。

## (二) 颱風之路徑

颱風之路徑大都由高空環流形勢所主宰，考察各月颱風之路徑可發現颱風路徑具有集中於某一軸線上之趨勢，此現象於月平均環流上主要長波位置及強度較為穩定之月份尤為明顯，惟上述趨勢乃屬氣候學上之特性，事實上各個颱風之行徑由於大氣環流之時常變動，路徑極為複雜，如颱風活動期間之環流與月平均環流有顯著不同，則其路徑與月平均路徑無明顯之相關，其路徑與月平均形勢迥然不同，吾人於日常作業中時常發現某一年之颱風路徑偏東轉向北移之特性極為顯著，或某一年之颱風西進特性卓越等現象，此乃由於長時期之平均環流形勢穩定，而導引颱風循同一路徑運行之故。圖二為 1961 年 9 月份 500mb 五日平均圖，該月份之平均環流極為穩定，如圖所示。北緯 30 度以南有一顯著副熱帶高氣壓中心，其脊線伸展呈東西向，中緯度環流屬高指數狀態，並有一微弱平均槽位於渤海灣，但未伸至低緯度，此種形勢下，該月份颱風之路徑應沿副熱帶高氣壓南緣向西進行，1961 年 9 月份共發生颱風 5 次，其中 4 次為西進颱風，顯示該月份之月平均形勢主宰颱風之行徑。圖中有一次颱風南施 (Nancy) 路徑呈不同之現象，考察月平均圖則並無此種特異路徑發生之跡象可尋，圖三為南



圖二 500mb 月平均圖與颱風路徑之關係 (1961年9月)  
等高線單位：10<sup>3</sup> 重力公尺

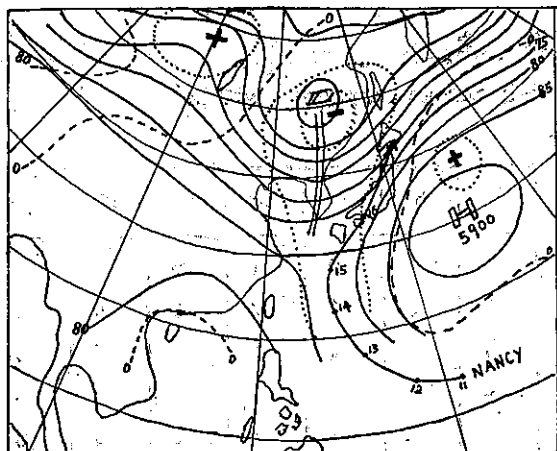
Fig 2. The relationship between 500mb monthly (Sept. 1961) mean chart and the typhoon tracks in same month.

unit of counter line: 10g.p.m.

表二 侵 臺 颱 風 之 統 計

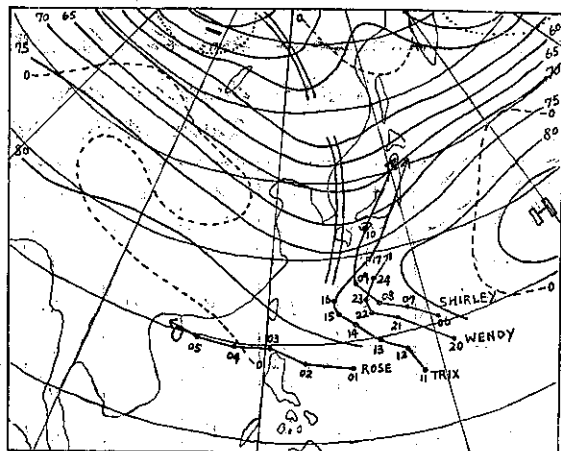
Table 2 Number of typhoons which caused damages within Taiwan during 1947-1971

月 份 年 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
1947	0	0	0	0	1	1	0	1	0	1	0	0	4
1948	0	0	0	0	0	0	1	0	2	0	0	0	3
1949	0	0	0	0	0	0	1	0	2	1	0	0	4
1950	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	3
1951	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	3
1952	0	0	0	0	0	1	1	0	1	0	2	0	5
1953	0	0	0	0	0	1	1	2	1	0	0	0	5
1954	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	0	4
1955	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1
1956	0	0	0	1	0	0	0	1	3	0	0	0	5
1957	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	2
1958	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	3
1959	0	0	0	0	0	0	1	3	1	1	1	0	7
1960	0	0	0	1	0	1	1	3	0	0	0	0	6
1961	0	0	0	0	1	0	1	2	2	0	0	0	6
1962	0	0	0	0	0	0	1	2	1	1	0	0	5
1963	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	2
1964	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1965	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	3
1966	0	0	0	0	1	0	0	1	2	0	0	0	4
1967	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	4
1968	0	0	0	0	0	0	1	0	2	0	0	0	3
1969	0	0	0	0	0	0	1	1	2	0	0	0	4
1970	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1
1971	0	0	0	0	0	0	2	0	2	0	0	0	4
統計次數	0	0	0	2	3	7	16	22	27	7	7	0	9.1
平均次數	0	0	0	0.1	0.1	0.3	0.6	1.0	1.1	0.3	0.3	0	3.7
平均次數 (1940-1962)	0	0	0	0.1	0.2	0.2	0.6	1.0	1.1	0.3	0.3	0	3.7
平均次數 (1897-1966)	0	0	0	0	0.2	0.2	0.9	1.1	0.9	0.3	0.1	0	3.7



圖三 500mb 5日平均圖與颱風路徑之關係  
(1961年9月13-17日)

Fig 3. The relationship between 500mb 5-days (13-17 Sept. 1961.) mean chart and typhoon tracks in same period.



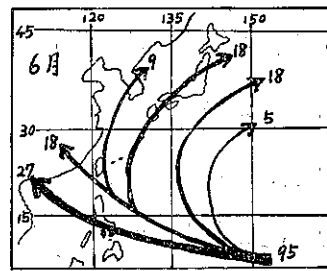
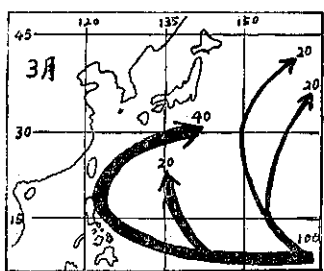
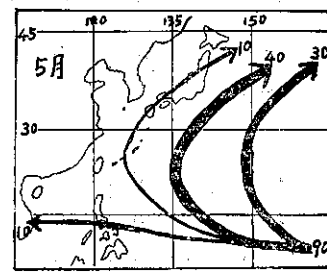
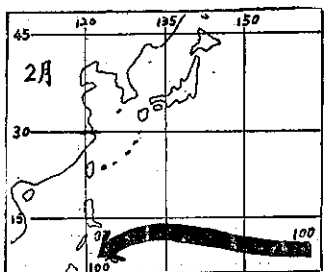
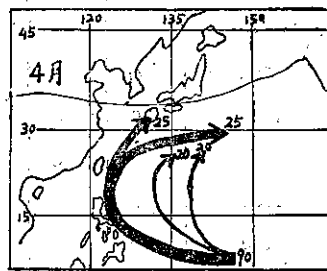
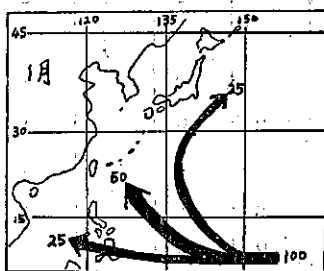
圖四 500mb月平均圖與颱風路徑之關係 (1965年9月)

Fig 4. The Relationship between 500mb monthly (Sept. 1965) mean chart and typhoon tracks in same month.

施颱風活動期間，1961年9月13日至17日之500mb 5日平均圖，與圖二之月平均圖相比較其形勢顯然不同，月平均圖呈副熱帶高氣壓脊線東西向之伸展之高指數環流形勢，但5日平均圖則示副熱帶高氣壓分裂為二，原在月平均圖上之弱平均槽加深東移至 $130^{\circ}\text{E}$ ，而槽之南端則伸至低緯度處，槽側之偏南氣流導引南施颱風在槽前轉向進行。上述為颱風活動期間之環流形勢與平均環流形勢不同，時呈特異路徑之一顯著例證。

圖四之1965年9月份月平均圖為轉向颱風路徑佔優勢月份之實例，圖示較深之平均槽位於 $130^{\circ}\text{E}$ ，副熱帶高氣壓中心位於日本東方海面面向西伸展，槽前之琉球東方海面、日本南方海面偏南氣流佔優勢，該月份有4次颱風發生。其中除9月初於槽後高壓區內發生之羅絲颱風未受平均槽影響呈西進路徑外，其餘三次颱風均循月平均環流形勢所導引而於平均槽前面轉向東北移動。

圖五為1963年2月，美軍第一氣象聯隊刊印氣象手冊所載，北太平洋颱風各月平均路徑圖，圖中分支路徑傍註數字為該路徑出現之頻率，本圖未說明統計年數，因此年份無從查考。



圖五 月平均颱風路徑圖

Fig 5. Monthly mean tracks of typhoons.

表三 鄰近臺灣海面之颱風路徑分類之統計

Table 3 Classification of typhoon tracks which approached sea near of Taiwan

年 月 份 路 徑		1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	計
A 類 路 徑	4	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	2
	5	0	2	0	0	0	0	2	0	0	0	0	4
	6	1	1	0	1	0	2	0	1	0	0	0	6
	7	1	1	1	1	0	1	1	1	2	1	0	10
	8	3	2	3	0	0	1	3	1	1	1	0	15
	9	0	3	1	2	1	0	1	0	0	2	1	11
	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	11	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1
	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	計	6	9	5	4	1	4	6	5	3	4	1	49
B 類 路 徑	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	6	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	1	4
	7	0	1	0	1	1	2	1	0	0	0	1	7
	8	1	0	1	1	1	1	0	1	2	0	1	9
	9	0	1	1	0	3	0	0	0	1	0	1	7
	10	2	0	0	0	3	0	1	2	0	0	3	11
	11	0	0	2	0	3	0	2	0	2	0	1	10
	12	0	0	0	2	0	0	1	0	0	0	0	3
	計	4	2	4	5	12	3	5	3	5	0	8	51
C 類 路 徑	4	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1
	5	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	2
	6	1	0	0	1	0	1	0	1	1	0	1	6
	7	1	0	2	0	0	1	0	1	1	0	0	6
	8	1	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	4
	9	0	0	0	0	0	1	1	0	1	0	1	4
	10	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	3
	11	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	2
	12	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
	計	3	2	6	1	1	4	3	2	4	0	3	29

如圖所示 1 月至 5 月之間，颱風侵臺之機會鮮少，颱風多循西進路徑而運行，部份於臺灣東方海面轉向東北移動。6 月至 9 月間，侵臺颱風路徑頻率劇增，以 8 月份之 28% 為最，依次為 9 月份之 24%，7 月份 12%，6 月份 9%，至 10 月份則未見有侵臺路徑，僅 9% 路徑通過臺灣南部海面，但 11 月份則侵臺颱風路徑反而增為 5%。圖上示 12 月份仍有 6% 之侵臺路徑出現，但根據臺灣 75 年來之統計則無一次颱風侵臺之紀錄，與事實稍有出入，應用上應注意。

### (三) 臨近臺灣附近颱風路徑之分類

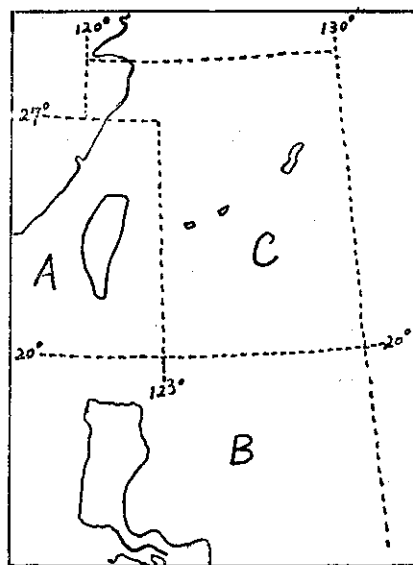
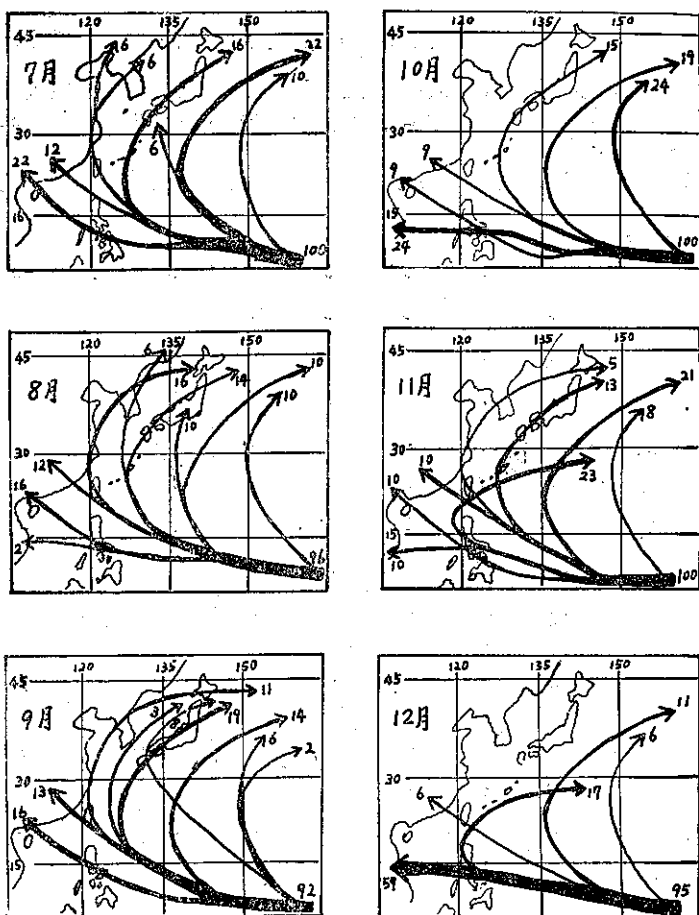
茲調查 1960 年至 1970 年，11 年間之颱風路徑，依照下列標準分類臨迎臺灣附近颱風路徑之分佈供參考。

1. A 類 (侵臺颱風) —— 通過  $20^{\circ}\text{N}$ — $27^{\circ}\text{N}$  間， $123^{\circ}\text{E}$  以西颱風路徑。
2. B 類 (西進颱風) —— 通過  $20^{\circ}\text{N}$  以南之颱風路徑。
3. C 類 (轉向颱風) —— 通過  $20^{\circ}\text{N}$  以北， $123^{\circ}\text{E}$ — $130^{\circ}\text{E}$  間之颱風路徑。

上述分類區域示於圖六。

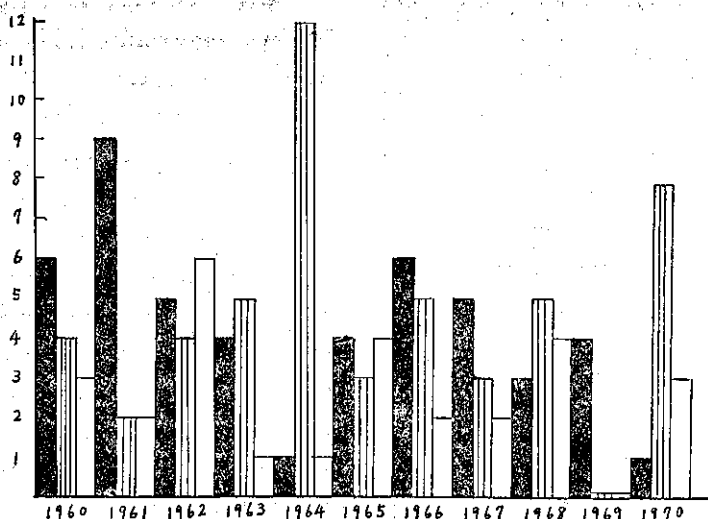
根據此分類各種路徑之出現次數如表三所示，已往 11 年間以 B 類之西進颱風路徑出現次數最多，計有 51 次，依次為 A 類之侵臺颱風路徑 49 次，C 類之轉向颱風路徑 29 次。共計有 129 次颱風通過臺灣或鄰近 800 公里以內區域，已往 11 年內北太平洋海域共發生颱風 321 次，以此發生總數計算上述分類路徑之出現頻率則 A 類佔 15%，B 類佔 16%，C 類佔 9% 可知發生於北太平洋之颱風，其中有 40% 之颱風對臺菲、琉球等區迫近構成威脅，其餘 60% 則在  $130^{\circ}\text{E}$  以東轉向，侵襲日本或在廣潤之北太平洋海域終其一生。

考察各路徑之月別分佈則 A 類路徑以 7、8、9 三個月份出現最多，至 10 月份則顯著減少，B 類路徑以 10、11 月份出現最多，C 類路徑以 6、7 月份出現最多，顯示颱風路徑之季節性變化。圖七為各路徑之年變化情形，如圖所示 A 類路徑出現較顯著之年份 (1961 年)，則 B 類路徑顯著減少，而 B 類路徑卓越年份 (1964 年，1970 年)，則 A 類路徑反呈減少趨勢，可知西進颱風卓越年份，颱風之侵臺機率減少，反之則颱風之侵臺機率增大。此與北太平洋副熱帶高氣



圖六 臨近臺灣颱風路徑分類區域圖

Fig 6. The regions of typhoon occurrence for forecasting purpose,



圖七 臨近臺灣颱風各分類路徑出現次數之年變化

Fig 7. Inter annual variation of typhoon occurrence in the regions which classified by Fig 6.

壓脊線之伸展情況具有密切關係，即亞洲環流呈高指數狀態，北太平洋高氣壓脊線發展西伸之年，西進颱風較為顯著，而亞洲環流指數較低年份則侵臺颱風要轉向颱風之出機率較大。

### 三、500mb五日平均圖與颱風路徑之關係

中央氣象局氣象報告發佈連繫辦法對於發佈颱風警報有詳細規定，即海上颱風警報應於颱風外圍七級暴風半徑侵襲臺灣 100 公里內近海 24 小時以前發佈，而陸上警報則應於颱風外圍七級暴風半徑侵襲陸上 18 小時發佈之。當預報人員執行颱風測報作業時除應嚴守上述規定外尚需考慮分析作業及警報傳遞所需時間，以期發佈警報之時間距颱風侵襲時間不致發生過於短促或持久之弊。以綜觀天氣圖分析時間而言，則以颱風侵襲前 30 小時（海上警報），或前 24 小時（陸上警報）之一次綜觀天氣圖為判斷是否應發佈颱風警報之依據最為適宜，如此則對侵襲臺灣之颱風，各界均可獲得恰當適時之颱風情報以便事先採取應變措施，惟近年我國經濟建設突飛猛進，隨之各界對氣象預報之要求日高，冀望能自氣象機構獲得較長期間預報資料之呼聲日殷，尤以經年在海上作業之漁民最為迫切需要此種展期預報資料，此外如工程建設，外銷農產物之節制，水庫水位之調節、電力調節、修護等均需早期準確之颱風預測資料以便及早採取防範措施，減輕災害。

氣象局目前已有為期三天之漁業氣象預報及區域

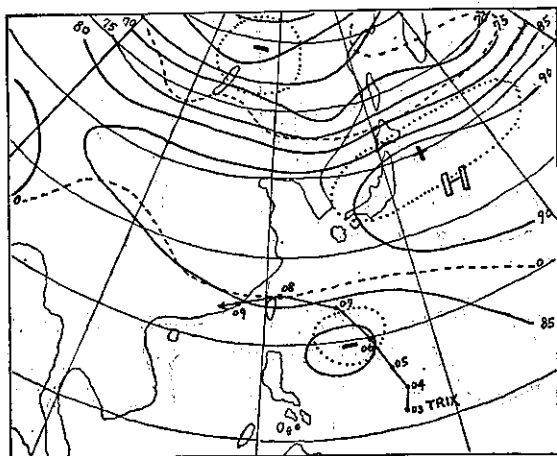
預報供各界參考，如在颱風期亦能增加為期三天之颱風動態趨勢預報供各界參考預作心理上或實質上之準備則必可進一步減輕災害，無形中促進國家經濟繁榮無疑。

茲為提高颱風測報效率計，筆者根據 1960 年至 1970 年之夏季天氣圖資料分析進入我國預報區 ( $10^{\circ}\text{N}$ – $30^{\circ}\text{N}$ 、 $105^{\circ}\text{E}$ – $140^{\circ}\text{E}$ ) 颱風之運動與 500mb 5 日平均形勢之相關關係供參考。

為期二至七天之颱風路徑預報應先將颱風活動期間主宰颱風運行之大規模環流予以準確估計始能獲得良好成果，目前展期預報作業上最為基本之工具乃為五日平均圖。因展期預報首重者即為估計未來數天之平均趨勢，經 5 日平均操作可將對平均形勢無關重要之短波槽勻消，而五日平均圖上則僅現示與大規模天氣演變有顯著影響之長波脊槽，預報人員可藉此平均圖分析判斷未來一段期間，可能導引颱風行徑之基本環流形勢，並對於改變颱風行徑具有重要影響力之長波脊槽之強度、位置、移動情況加以追蹤，以利預測未來三至五天之颱風路徑。

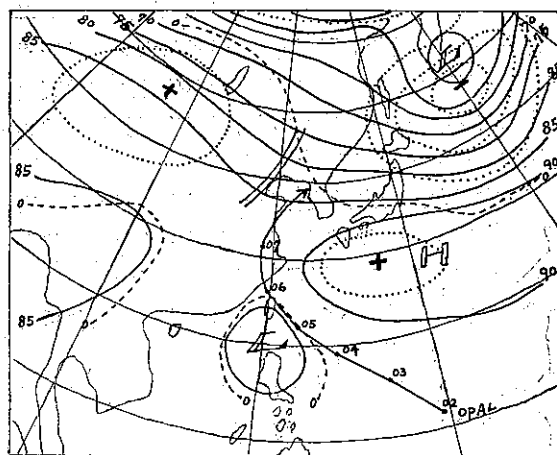
如前節所述颱風之行徑具有循 500mb 月平均形勢所示卓越導引氣流而運行之特性，但此種特性僅限於大氣環流長期形勢較為穩定期間，大多數颱風之行徑則顯示係由颱風活動期間之大規模環流所主宰，颱風之活動範圍如仍在廣大偏東風帶內，則由於導引效應顯著，颱風每沿 500mb 五日平均等高線之走向而運行，此種導引效用在強烈副熱帶高氣壓之南緣及西

南緣，發展之平均熱帶性低氣壓區東北、北或西北緣之平均氣流，具有極佳效果。當平均氣流形勢明顯時，或颱風範圍狹小時，導引效應最佳，否則其行徑每呈不規則，遇有少許局部力量介入，即可影響及其行徑。發展良好之大型強烈颱風應考慮其內力所導致北偏效應，此效應於導引氣流不明顯時，一天可使颱風之中心位置北偏緯度一至二度。圖八為颱風受平均熱帶性低氣壓導引實例，圖九為颱風受熱帶性高氣壓西南緣及平均熱帶性低氣壓導引實例。



圖八 500mb 5日平均圖與颱風路徑之關係  
崔絲颱風 1960年8月4-8日

Fig 8. The relationship between 500mb 5-days (4-8 Aug. 1960) mean chart and the track of typhoon Trix.



圖九 500mb 5日平均圖與颱風路徑之關係  
歐珀颱風 1962年8月4-8日

Fig 9. The relationship between 500mb 5-days (4-8 Aug. 1962) mean chart and the track of typhoon Opal.

經調查 1960年至1970年夏季進入  $140^{\circ}\text{E}$  以西之颱風行徑與500mb五日平均圖形勢，得知兩者具有如下所述密切之關係。

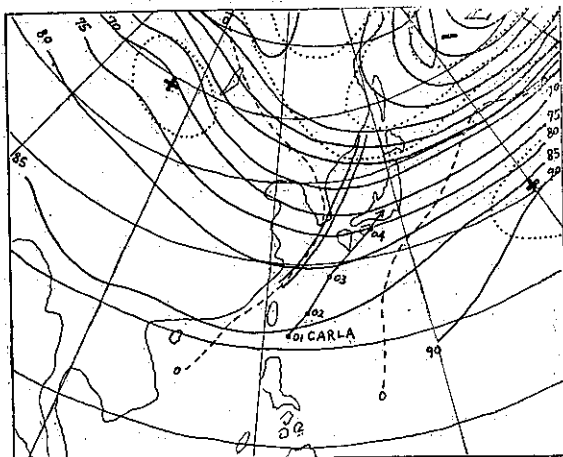
#### (一) 轉向颱風之平均氣流形勢

##### 1. R1型——沿西風槽轉向颱風之平均氣流形勢

五日平均圖所示形勢為顯著平均西風槽自中緯度向南伸入於低緯度處，如平均槽緩慢東移或呈滯留狀態，則槽前之偏南氣流將導引颱風沿槽轉向北或東北移動，如西風槽移動急速則颱風於抵達槽後較高緯度處始由西風帶導引轉向東北移動。平均槽深時颱風將沿槽之近傍轉向，否則颱風將在槽前5度至10度經度處轉向。本類平均形勢已往11年間出現16例，除1965年瑪麗颱風於槽後轉向外其餘15例均沿槽前導引氣流轉向東北移動。侵臺颱風有4例均在平均槽位於  $120^{\circ}\text{E}$  以西，臺灣附近偏南氣流卓越形勢下出現。本類於秋季頻現，屬於大型強烈颱風。圖三為本類轉向颱風示例。

##### 2. R2型——發生於西風槽南端颱風之行徑

如圖十所示，平均形勢與R1型相似，颱風發生於平均槽南端，即由槽前之偏南氣流導引沿槽向北或東北移動。颱風大都發生於高緯度海面，發展有限，生命亦短促，約三天左右。已往11年間出現7例，其中二例(1962年沙拉颱風，1970年魏達颱風)由於副熱帶槽之介入而發展為強烈颱風外，其餘5例均為中度以下之小型颱風。侵臺颱風之1例為1966年裘迪颱風。圖十為本類轉向颱風實例。

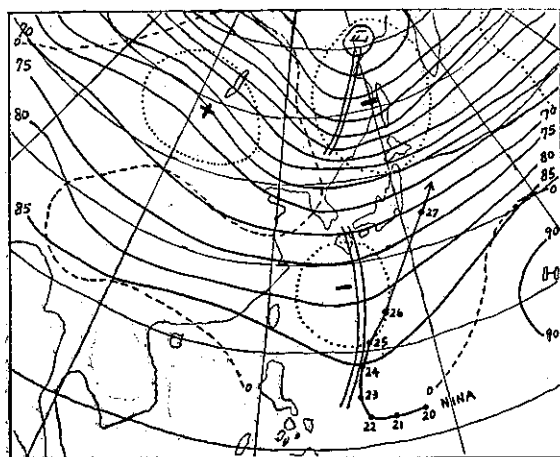


圖十 500mb 5日平均圖與颱風路徑之關係

R2型 解拉颱風 1965年5月31日6月4日  
Fig 10. The relationship between 500mb 5-days (31. May-4. June 1965) mean chart and the track of typhoon Carla. Type R2.

### 3. R3 型——颱風沿低緯度槽轉向之平均形勢

颱風與副熱帶內之大規模平均槽相遇則颱風將於槽之近傍轉向，向西風帶移動。此類形勢中緯度南部經流顯著，副熱帶地區出現平均低緯度槽，由於西風帶南移，副熱帶高氣壓偏南位於北緯 20 度附近，有時退縮西方，無封閉中心可見，脊線呈西南西——東北東走向。伸展於北緯 20 度以南海面，颱風發生於北緯 12 度附近低緯度海面，在低緯度槽近傍西進在再轉向西風帶移動。轉向點偏南，約在北緯 15 度附近，颱風轉向後抵達北緯 20 度以北則由於西風帶之導引，加速向東北移動。本類春秋季頻現，鮮見於盛夏。已往 11 年間有 13 例，其中 11 例為強烈颱風，無侵臺颱風例。圖十一為此類颱風行徑例。



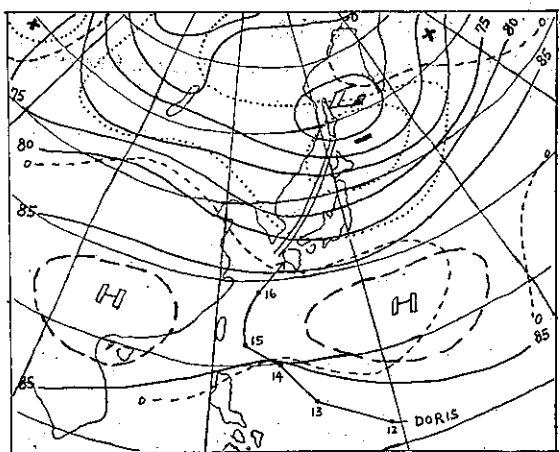
圖十一 500mb 5日平均圖與颱風路徑之關係

R3 型 妮娜颱風 9160 年 10 月 23-27 日

Fig 11. The relationship between 500mb 5-days (23-27 Oct. 1960) mean chart and the track of typhoon Nina. Type R3

### 4. R4 型——颱風行徑沿副熱帶高壓帶裂縫北移之平均形勢

中緯度西風槽不顯著，副熱帶高氣壓呈帶狀無明顯之封閉中心，颱風有時可通過此高壓帶裂縫向北移動，此環流形勢由於導致颱風轉向之跡象不明顯，因此對於颱風路徑轉向之預報較為困難，颱風轉向與否端賴高壓帶裂縫之加深與否而定，此種估計可藉助較高層次 (200mb) 之環流形勢綜合判斷之，如對流層上部之高度有輕微下降則可助長高壓帶裂縫之顯著化，導致高壓帶分裂呈現二副熱帶高氣壓細胞，如是颱風北移之機率將增大。本類已往 11 年間有 4 例，均於盛夏時出現。圖十二示本類形勢。



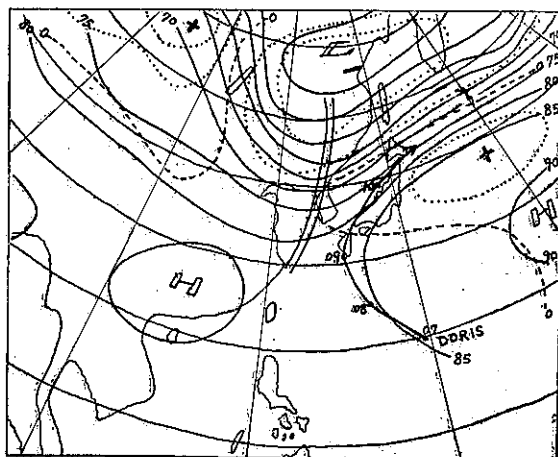
圖十二 500mb 5日平均圖與颱風路徑之關係

R4 型 都麗絲颱風 1964 年 7 月 15-19 日

Fig 12. The relationship between 500mb 5-days (15-19 July 1964) mean chart and the track of typhoon Doris. Type R4.

### 5. R5 型——颱風沿副熱帶高氣壓邊緣運行之平均形勢

副熱帶高氣壓孤立發展，颱風在低緯度海面發生後沿副熱帶高氣壓邊緣運行，於高壓脊所在緯度近傍轉向，由西風帶導引移動，呈拋物線狀路徑，轉向點偏於高緯度。如副熱帶高氣壓分裂中心偏西，位於日本九州南方，則颱風侵臺機率較大。本類已往 11 年有 13 例，其中一例 (1970 年魯碧颱風) 行徑與導引形勢不相符。侵臺颱風有 4 例。本類形勢示於圖十三。



圖十三 500mb 5日平均圖與颱風路徑之關係

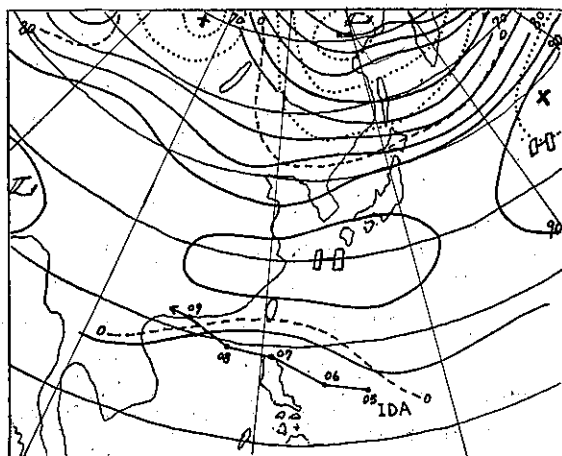
R5 型 都麗絲颱風 1966 年 9 月 8-12 日

Fig 13. The relationship between 500mb 5-days (8-12 Sept. 1966) mean chart and the track of typhoon Doria. Type R5

## (二) 颱風無轉向時平均氣流形勢

### 1. W1 型——沿副熱帶高壓脊運行之高緯度西進颱風

顯著副熱帶高氣壓或高壓脊在颱風之北方，其位置北偏至北緯 30 度附近，平均槽在颱風所在經度之遙遠西方，颱風大部份發生於高緯度海面，由副熱帶高氣壓南緣之偏東氣流導引向西移動通過巴士海峽或呂宋島北部進入華南，颱風如發生於北緯 20 度附近海面則侵襲臺灣之機率較大。本類已往 11 年發現 26 例，侵臺颱風有 12 例。盛夏季頻現。(圖十四)



圖十四 500mb 5日平均圖與颱風路徑之關係

W1 型 艾達颱風 1964 年 8 月 4-8 日

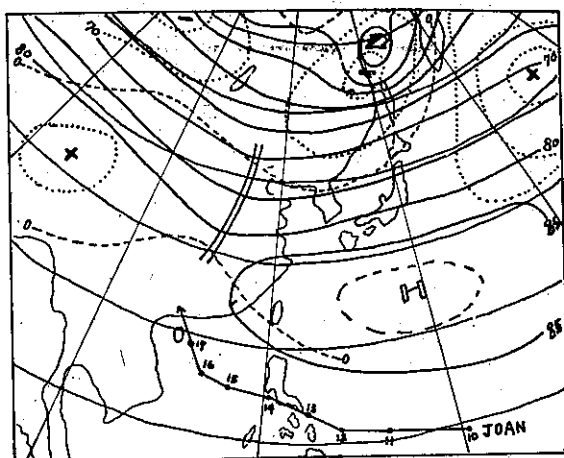
Fig 14. The relationship between 500mb 5-days (4-8 Aug. 1964) mean chart and the track of typhoon Ida. Type W1.

### 2. W2 型——沿副熱帶高壓脊運行之低緯度西進颱風

平均環流形勢與 W1 型相似，惟副熱帶高氣壓或高壓脊之位置稍為偏南，約在北緯 25 度附近，颱風發生於低緯度海面，向西移動通過菲島中部進入南海。本類形勢已往 11 年間出現 15 例，其中 11 例出現於秋季，無一次侵臺颱風。(圖十五)

### 3. W3 型——西風帶平滑，位於平均緯度處或較高緯度時之西進颱風

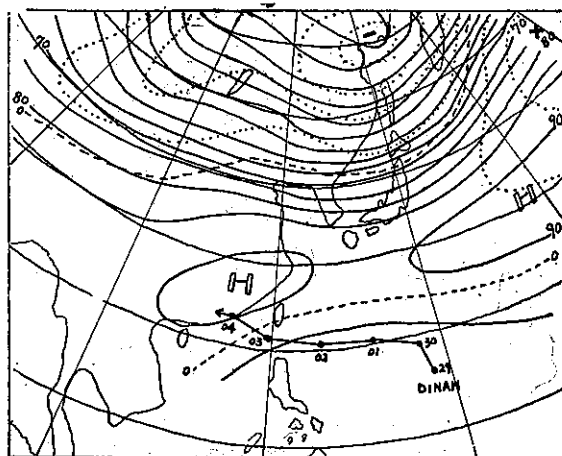
平均環流偏於高指數狀態，西風帶內無顯著經流。副熱帶高氣壓呈細長之帶狀將西風帶與副熱帶槽隔離，時而有西風槽出現於颱風北方同一經度上或鄰近經度處，此形與 R4 型同為預報颱風行徑較為困難之類型，當副熱帶高氣壓脊發生裂縫則颱風偶而可沿此裂縫向北移動，否則仍呈西進趨勢。本類 11 年間發現 4 例，均為侵臺颱風例。(圖十六)



圖十五 500mb 5日平均圖與颱風路徑之關係

W2 型 瓊恩颱風 1970 年 10 月 13-17 日

Fig 15. The relationship between 500mb 5-days (13-17 Oct. 1970) mean chart and the track of typhoon Joan. Type W2



圖十六 500mb 5日平均圖與颱風路徑之關係

W3 型 黛納颱風 1962 年 9 月 28 日~10 月 2 日

Fig 16. The relationship between 500mb 5-days (28. Sept.-2 Oct. 1962) mean chart and the track of typhoon Dinah. Type W3

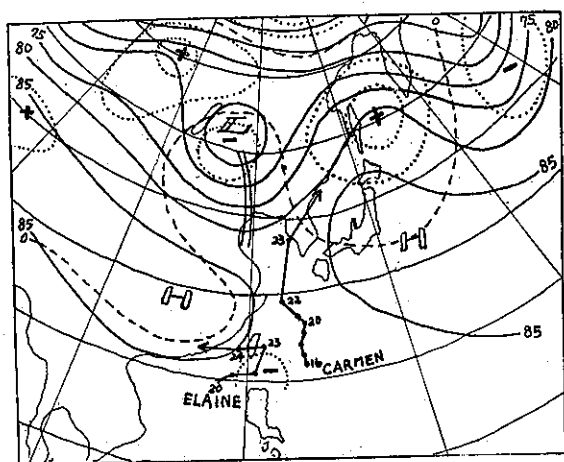
## (三) 雙渦旋颱風之運動

兩颱風並存於相距 1000 公里範圍內常產生藤原效應而互相吸引，如兩颱風之強度及規模大致相同，則以連結兩颱風中心軸之中點為旋轉中心而呈互相繞轉行徑，如颱風強度有顯著不同，則視其強度而旋轉中心將偏向於強度較弱之颱風一邊。產生藤原效應時，颱風所循行徑有二：

### 1. F1 型——平均氣流形勢有利於颱風北移時

兩颱風於此氣流形勢下產生藤原效應則右側較高

緯度颱風之北移成份將增大並加速移動，而左側較低緯度之颱風則減速或呈近似滯留狀態，然後逐漸移近右側颱風，終於跟隨右側颱風移動，或脫離藤原效應由卓越平均氣流所導引而運行。此例颱風已往 11 年間有 5 例，即 1960 年卡門～艾琳，1962 年芙瑞達～鶯瑪，賽洛瑪～微拉，1965 年琴恩～艾薇，1966 年芙瑞達～葛瑞絲等。圖十七示 1960 年卡門～艾琳颱風活動期間之平均形勢，卡門於 8 月 16 日發生於鞍型氣壓場，逐漸發展向北緩慢移動，艾琳於 19 日發生於東沙島鄰近海面在發源地徘徊，至 20 日產生藤原效應受卡門颱風吸引而向東緩慢移動，此期間兩颱風之移動均甚遲緩，至 22 日卡門颱風沿西風槽向北加速移動，艾琳颱風亦隨着北移，23 日兩颱風距離增大而脫離藤原效應，始由卓越平均氣流所導引轉向西方移動，橫越臺灣消失於華南。



圖十七 500mb 5日平均圖與颱風路徑之關係

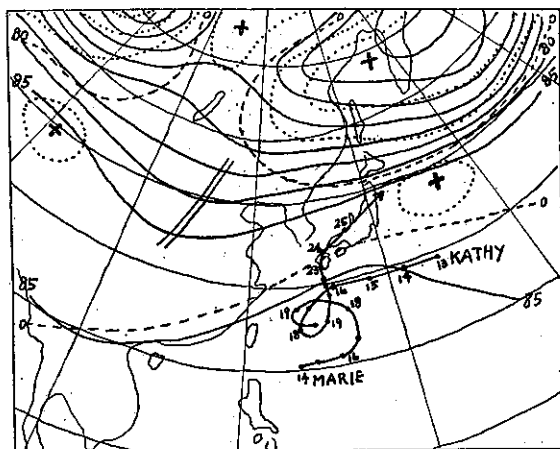
F1 型 門颱風 1960 年 8 月 19-23 日

Fig 17. The relationship between 500mb 5-days (19-23 Aug. 1960) mean chart and the track of typhoon Carmen. Type F1

## 2. F2 型——平均氣流形勢有利於颱風西進時

此形勢下之雙渦旋颱風將產生繞轉現象，最後將合併為一颱風環流系，循卓越平均氣流形勢而移動。根據渦旋能量傳播理論，北側之颱風將接受南方颱風之能量而發展，而南方之颱風則逐漸減弱被併入於北方颱風環流系，惟 1970 年之艾琳～芙安颱風例則反而北方之艾琳颱風被併入於南方之芙安颱風環流系，為一種特例。本類雙渦旋颱風已往 11 年間出現 3 例。為 1964 年凱西～梅瑞，1966 年蒂絲～蘇珊，1970 年艾琳～芙安等。圖十八，a 示凱西與梅瑞產生藤原效應期間之 500mb 五日平均形勢，沿北緯 30 度緯度

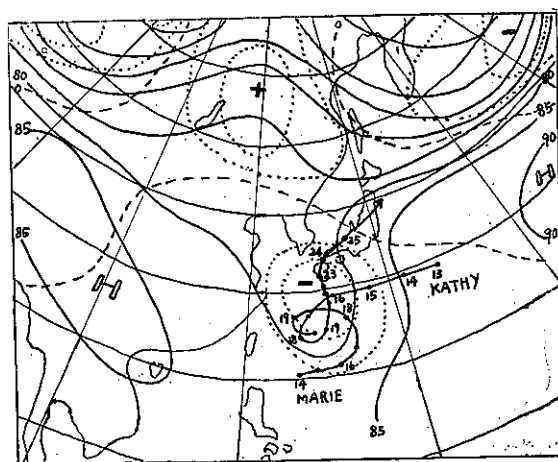
圈呈副熱帶高壓帶，導引颱風西移之趨勢極為顯著，凱西與梅瑞於此環流特性下產生繞轉運動，凱西併吞梅瑞後循圖十八、b 所示形勢沿槽向北移動進入西風帶。其餘 2 例則合併後循高壓脊南緣卓越偏東氣流導引西進而侵襲臺灣。



圖十八 a. 500mb 5日平均圖與颱風路徑之關係

F2 型 凱西與梅瑞颱風 1964 年 8 月 14-18 日

Fig 18a. The relationship between 500mb 5-day (14-18 Aug. 1964) mean chart and the track of typhoon Kathy and Marie. Type F2.



圖十八 b. 500mb 5日平均圖與颱風路徑之關係

F2 型 凱西與梅瑞颱風 1964 年 8 月 19-23 日

Fig 18b. The relationship between 500mb 5-days (19-23 Aug. 1964) mean chart and the track of typhoon Kathy and Marie. Type F2

以上係根據調查期間 106 例颱風模式與各颱風活動期間之 500mb 五日平均圖相比照分析其形勢予以

分類所得具有代表性之十種類型，預報人員可藉此分類之助，利用最新一次 500mb 五日平均圖預測未來五至七天颱風路徑趨勢。表四為各類平均形勢之月別出現次數之統計，如表所示 R1 型與 R3 型之轉向颱風形勢於副熱帶高氣壓尚未發展之春季及副熱帶高氣壓開始衰退之秋季出現頻率較大，反之盛夏之 7、8 月及初秋之 9 月份則以 R5 型之拋物線路徑及 W1 型之

高緯度西進颱風形勢頻現，而 W2 型之低緯度西進颱風形勢則大部份出現於 10、11 月份初冬之候，顯示各類環流型之季節特性。各類形勢中颱風侵臺之機率則以 W3 型為最多，次之為 F2 型，惟上述兩類出現之個例較少，所具代表性尚待考證，除此則以 W1 型之 46%，R5 型之 33% 為侵臺機率較大之類型，而 R3 型及 W2 型則無一次侵臺颱風紀錄可見。

表四 500mb 五日平均形勢類型月別出現次數之統計

Table 4 Statistics of monthly appearance of 500mb 5-day mean pattern which classified by 10 types.

類 型	細 目	出現 例數	月 別 出 現 次 數							颱風強度			侵臺 颱風 次數	侵 臺 颱 風 頻 率	
			5	6	7	8	9	10	11	強烈	中度	輕度			
R 1 型		16	2	1	0	1	7	3	2	13	3	0	4	4/16	25%
R 2 型		7	3	1	0	3	0	0	0	2	4	1	1	1/7	14%
R 3 型		13	2	2	0	2	0	5	2	9	3	1	0	0/13	0%
R 4 型		4	0	0	2	2	0	0	0	3	1	0	0	0/4	0%
R 5 型		12	0	1	5	3	3	0	0	3	7	2	4	4/12	33%
W 1 型		26	0	0	4	10	12	0	0	10	14	2	12	12/26	46%
W 2 型		15	0	0	2	2	1	5	5	8	5	2	0	0/15	0%
W 3 型		4	0	0	0	0	2	1	1	4	0	0	4	4/4	100%
F 1 型		5	0	0	1	2	1	1	0	2	3	0	1	1/5	20%
F 2 型		3	0	0	0	2	1	0	0	1	1	1	2	2/3	75%

詳察上類平均形勢，可知颱風之行徑與副熱帶高壓脊、西風槽之強度、位置、走向等具有高度之相關性，此種相關性可歸因於西風形勢可直接反映於脊槽之形態，故而主宰颱風之行徑，茲分別敘述高空脊槽之基本形態與颱風路徑之一般性關係以供參考。

#### (一) 高空脊之走向與颱風路徑之關係

1. 副熱帶高氣壓脊之位置北偏，呈帶狀，顯著伸展於東西方向，此為緯流卓越時之形勢，颱風將維持西進趨勢，很少轉向。(圖十九、a)

2. 顯著高壓脊自東北伸向西南，東移速度較大，此種形態乃示西風環流由低指數狀態回升為高指數環流之過程， $\bar{u}\bar{v}$  為正值，角動量由南輸往北方，由於角動量蓄積於高緯度導致  $u$  值之上升，環繞極圈低氣壓之西風氣流增強，氣壓系之移動加快，於此形態下颱風之初期行徑為西北西至西北，在高壓脊西側轉向東北，埋沒在次一高空槽內。此類於秋季頻現。(圖十九、b)

3. 高壓脊南北方向伸展，移動遲緩，此形態出現於低指數環流形勢下，颱風將沿高壓脊西側向北移動。(圖十九、c)

4. 高壓脊呈西北～東南方向伸展，此形態出現時極為穩定，變動很少， $\bar{u}\bar{v}$  值為負，角動量由北向南輸送，為西風帶減弱過程，極低氣壓分裂南移，極圈則出現高氣壓，氣壓系呈阻滯現象，颱風由高壓脊西側之偏南氣流導引緩慢北移，並發展為大型強烈颱風。(圖十九、d)

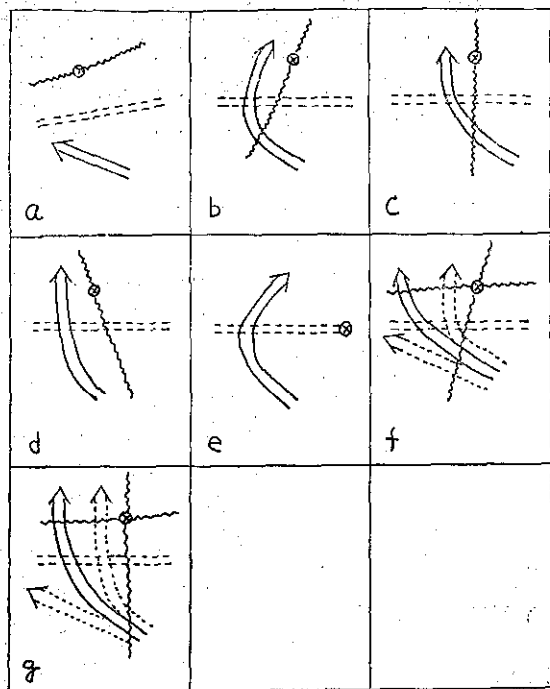
5. 琉球～日本南方海面一帶距平值近似零值，此時高壓脊之強度及位置均接近累年平均形勢，颱風將循季節性路徑運行，在標準平均轉向緯度處轉向。(圖十九、e)

6. 副熱帶高壓脊兼具緯流型(帶狀型)與經流型(南北型)之兩種形態時，颱風將沿兩種特性所示颱風路徑之合成方向移動。圖十九、f 示 (a+b) 型之颱風路徑，圖十九、g 示 (a+c) 型時之路徑。

#### (二) 高空槽之走向與颱風路徑之關係

1. 高空槽於北緯 40 度附近沿緯度圈延伸於東西方向，此種形態通常變化較少，颱風將呈西進趨勢。(圖二十、a)

2. 高空槽是東北～西南方向延伸，東移速度較大，此形態與圖十九、b 相當，颱風將在高空槽前面轉



圖十九 高空脊形勢與颱風路徑之關係

Fig 19. Relation between pattern of ridge and typhoon track.

—— ridge  
 ..... average position of ridge line  
 ——> typhoon track  
 ⊗ center of high

向北方移動，逐漸溫帶化。(圖二十、b)

3. 高空槽呈西北至東南向伸至低緯度，此形態與圖十九、d 型相當，颱風將沿槽後緩慢北移。(圖二十、c)

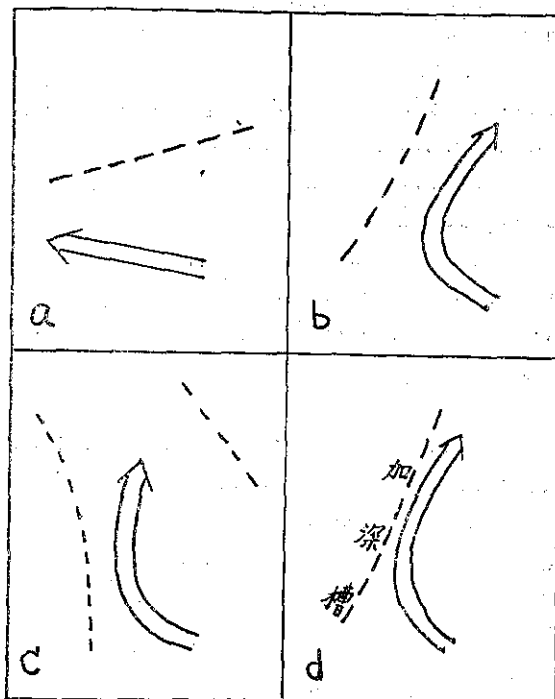
4. 短波槽接近長波槽場而呈現之深槽高空槽，此時颱風將沿槽之近傍急速北移。此類形態於 10 月份頻現。(圖二十、d)

由上述分類可知 500mb 五日平均形勢較為穩定而其特性(緯流型或經流型)明顯時，可以預估未來幾天之颱風行徑相當準確。茲補述本研究所得 500mb 五日平均形勢與颱風行徑之一般特性，供實際作業之參考。

1. 颱風未達熱帶高氣壓脊線所在緯度以前，將沿平均等高線，以地轉風速度進行。

2. 長波槽未伸至副熱帶高氣壓脊線時，脊線所在位置將為颱風之轉向緯度。(脊線所在緯度或脊線南方緯度 3 度以內)

3. 颱風未進入西風帶內以前其偏北成份為一天約緯度 2 度，如有短波槽脊之影響介入則偏北成份增為



圖二十 高空槽與颱風路徑之關係

Fig 20. Relation between trough and typhoon track.

—— trough  
 ——> typhoon track

一天 3 度或減為一天 1 度。

4. 颱風進入西風帶內則與平均等高線呈  $30^\circ$  之偏角朝向低高度處進行，但颱風中心氣壓深潛而外圍較小之颱風則偏角較大，反之則偏角較小。

5. 颱風未抵達副熱帶高氣壓脊線前為發展階段，通過脊線後則呈逐漸減弱趨勢。

6. 五日平均形勢不穩定則除考慮距平分佈場修正平均形勢而估計颱風行徑外，可利用下述經驗法則修正之。

①北太平洋高氣壓西進則颱風之轉向點將偏北，反之北太平洋高氣壓東退則轉向點將南偏。

②如有西風帶短波槽接近則西風帶將南下，隨後颱風之轉向點將南偏。

③高度場之變化緩急時，颱風轉向後每呈異常路徑。

以上係論述 500mb 五日平均圖高度場與颱風路徑之關係，同樣 500mb 五日平均距平分佈場亦可利用於颱風路徑之預報。圖八至圖十八另有以虛線繪製之五日平均距平分佈場。經調查五日平均距平形勢與颱風路徑之關係如下所述。

1. 颱風之行徑具有趨向於負距平槽區而避開正距平區之特性。

2. 距平分佈呈東西向之緯流型時，通過正距平區南面之颱風將西進，同樣如零值距平線於颱風北面延伸於東西向則颱風之西進成份將增大。

3. 代表副熱帶高壓帶之正距平區內如呈裂縫，則颱風將沿此裂縫北進。

4. 距平形勢內颱風路徑之出現率以通過零距平線與正距平值 30 重力公尺之間者為數最多，而偏入於 30 重力公尺以上之負距平區內之颱風行徑，則甚少發現。

5. 正距平中心位於日本九州附近則颱風侵臺機會較多，而正距平中心偏西位於上海，東海西部則侵襲菲島或通過巴士海峽之西進颱風較多。

6. 發展良好之強烈颱風大都沿距平線而進行，但微弱颱風則每呈與距平線走向不相符之路徑。

#### 四、展期颱風路徑客觀預報法

如上節所述，展期颱風路徑之預報，應用 500mb 五日平均圖思考其導引效應可估計其未來三至五天之移動趨勢，惟此種形勢之判斷尚需依賴經驗豐富之預報人員始能獲得良好效果，且由於若干主觀思考之介入，雖同為資深預報員有時亦難免有同一高空形勢下各人對颱風路徑之預報未能一致之情事發生，如能覓取定義顯明之預報方法，以客觀性操作預測未來一般時間之颱風行徑則必對展期預報作業有所裨益。

臺大教授王崇岳以簡單數值公式表現一般流型利用於 24 小時颱風路徑之預報。其方法由於操作簡便，所費時間不多，頗適合於實際作業，以下略述其預報方法以利論究。

王氏利用 700mb 高空圖，假設颱風北方之高度及副熱帶高氣壓細胞之消長可主宰颱風之行徑而使用 1950 年至 1955 年颱風資料，經分析統計而求出 24 小時颱風行徑預報之簡單預報式。上述可主宰颱風行徑之二要素王氏定義如下：

1. 距颱風中心北方緯度 10 度處（以下稱 N 點）之高度及該地 24 小時高度變化量之  $\frac{1}{2}$ 。
2. 具有導引颱風動向效應之副熱帶高氣壓細胞之強度及其軸線之方向。

預報式為：

$$D = 270 - (ZZZ_N + \Delta Z_N) + hhh \quad (1)$$

上式各項所代表意義為：

D：颱風之進行方向（以數度表示之。）

270：代表副熱帶高氣壓細胞軸線之方向，高氣壓細胞之軸線呈東西向時為 270，軸線如未呈東西向時取軸線方向之實際度數，例如軸線呈西南西～東北東方向，則為 250 或 240。

ZZZ<sub>N</sub>：N 點之現在高度，以百位、拾位、個位值表示之。

$\Delta Z_N$ ：N 點之 24 小時後之高度與現在高度差值之一半，24 小時後之高度值較現在高度為大時為「+」。

hhh：副熱帶高氣壓細胞之強度，原則上取颱風移動方向右方 30 度經度區域內之最高高度值，以百位、拾位、個位值表示之。

導出上式之基本原理係根據統計所得颱風中心北方 10 度緯度處之高度 (700mb) 偏高則颱風之進行方向將偏西。反之，其高度偏低則颱風將偏北或偏東北方向進行。預報式係使用每日 700mb 高空圖計算之，預報時效為 24 小時，其基本原理與高空駛流之觀念相一致。

茲試將此預報方法推廣於展期預報以利颱風預報時效之延長。展期預報之主要工具乃為可表示未來一段時間平均形勢之 500mb 五日平均圖，因此試將王氏預報式適用於此平均圖上以研討其可行性。

王氏預報式內  $\Delta Z_N$  係考慮 N 點高度之未來變化趨勢，惟五日平均圖可代表較長期間之穩定形勢，因此可忽略此項要素，如是預報公式可改寫為：

$$D = (270 + hhh) - ZZZ_N \quad (2)$$

上式各項所代表之意義為：

D：颱風之進行方向，但此處非直接表示進行方向之度數，須經變換始為颱風進行方向之度數。

270：500mb 五日平均圖上副熱帶高氣壓細胞軸線之方向。

ZZZ<sub>N</sub>：N 點高度值，以百位、拾位、個位值表示之。

hhh：500mb 五日平均圖上副熱帶高氣壓細胞之強度，原則上取颱風進行方向右方 30 度經度區域內之最高高度值，以百位、拾位、個位表示之。

五日平均圖所代表一段期間內之副熱帶高氣壓形勢將不變，因此一張五日平均圖上之 (270 + hhh) 應為固定值，因此 N 點之位置如隨颱風位置有所改變上項 (270 + hhh) 乃可共同適用於預報公式，即颱風之

行徑可僅視各 N 點之高度值而加以決定。換言之，D 等值線與等高度線相一致，但其整個分佈形勢則應偏南 10 度緯度。由預報式 (2) 計算所得 D 值並非直接表示颱風之移動方向，因 500mb 面 (hhh-ZZZ<sub>N</sub>) 項與 700mb 面 (hhh-ZZZ<sub>N</sub>) 項之數值不相同之故，因此需將 500mb 面計算所得 D 值改變為一般氣流之角度，此步驟將需繪製厚度分佈圖，而增加作業量，因此為省事計，將 D 值與實際颱風路徑相比較而製作如下所示之 D 值與颱風進行方向對照表，以利操作。使用對照表時如計算所得 D 值超過 360 則應先減去 360 再利用對照表變換為一般流之角度。

表五 D 值與一般流方向對照表

D	方 向	D	方 向	D	方 向
270 或以下	270°-290°	0	0°	120	40°
300 或以下	300°	30	15°	150	45°
300	310°	60	30°		
330	345°	90	35°		

五日平均圖上任意 N 點之等 D 值線分佈與等高度線分佈相一致，因此使用預報公式 (2)，計算各等高度線之 D 值，變換為等角線，再將其分佈形勢向南移 10 度緯度，填入最近一次颱風風位置，循其所在點之等角線所示角度平流即可得颱風之預報路徑。

茲示預報作業步驟如下：

1. 自 500mb 五日平均圖求 hhh。
2. 決定副熱帶高氣壓細胞軸線之方向。
3. 計算 (hhh + 方向) - ZZZ<sub>N</sub>，繪製 30 為間隔之等值線，此時 D 值為 360 以上時則減去 360，以零線為基準線。

4. 將上一步驟所得等值線值變換為颱風進行方向度數，可得等角線圖。

5. 將等角線分佈向南移 10 度緯度。

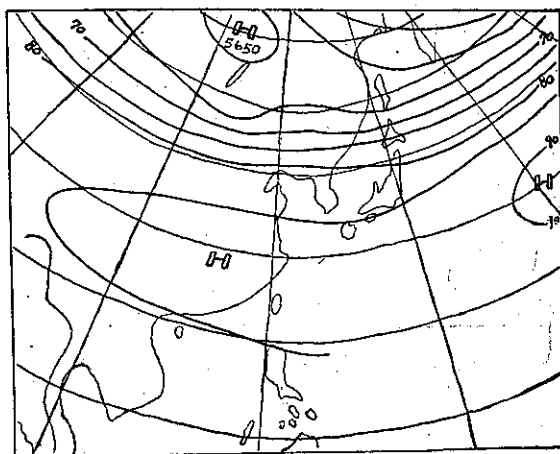
6. 將最新颱風中心位置填入圖中，由其所在點之角度位移颱風，即得 500mb 平均高空形勢未變化或變化輕微時之颱風展期預報路徑。

7. 上述步驟所得預報結果，如遇平均趨勢不穩定時可考慮其未來之高度變化，軸線傾斜之變化，hhh 之變化而修正之。

圖二十一-A 為 1967 年 8 月 19 日至 23 日之 500mb 五日平均圖，將此圖改變為等角線圖預測以 19 日上午 8 時中心位置為起點之魯意絲颱風行徑示於圖二十

一 a。如圖所示預測路徑與實際路徑頗為接近，颱風轉向期之 24 日之預測與實際路徑略有偏差，但轉向後二路徑乃呈接近趨勢，以其全程路徑趨勢而言可謂完全相符。

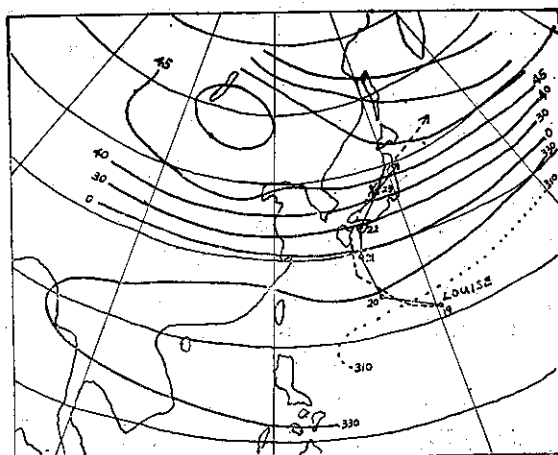
圖二十一-B b 為 1967 年 7 月侵臺颱風之一預報例，預測路徑與實際路徑始終保持緯度一度左右之偏差，以展期預報而言其預報效果極為良好。預測路徑



圖二十一 A. 魯意絲颱風活動期間之 500mb 5 日平均圖

1967 年 8 月 19-23 日

Fig 21A. 500mb 5-days (19-23 Aug 1967) mean chart for the period of typhoon Louise



圖二十一 a. 自圖二十一 A. 計算所得等角線圖及颱風預報路徑

實線——颱風實際路徑

虛線——颱風預報路徑

圈點——傍註日期上午八時之颱風實際位置

Fig 21a. Isogon chart obtained from Fig. 21. A. and forecasting typhoon track.

solid line—observed typhoon track

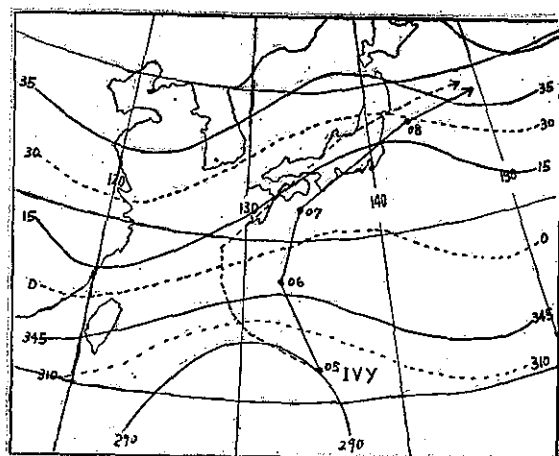
dash line—forecast typhoon track

dots—location at 00Z by dated



表六為使用日本氣象廳刊印之 500mb 五日平均圖，以本預報方法對於 1967 年間進入東徑 140 度以西範圍內，強度達中度（中心最大風速達 64 哩/時）以上之 12 個颱風計算其預測路徑之成果統計。如表所示，預測路徑與實際路徑之總平均偏差為緯度 1.6 度，約等於 180 公里，按氣象局目前 24 小時颱風路徑預報之平均偏差為 110 公里，相較之其準確性可謂極佳。考察各日之預報平均偏差則第一天至第四天之平均偏差均為緯度 2 度以內，效果較差之第五天預報偏差亦不過緯度 2.5 度而已。茲以各例颱風預測路徑與實際路徑之平均誤差在緯度 2 度以下者為預報準確，而誤差超過 2 度以上者為預報不準確，而判別其精度則 12 個預報例中有 9 例屬於預報準確，其命中率為 75%，尚能符合展期預報之要求。以上所述係使用實際資料所繪製五日平均圖而預報颱風路徑者，實際作業上如俟過去五天之每日高空圖齊備後再繪製五日平均圖供颱風路徑預報之需，則未能適時利於展期預報日之分析作業，中央氣象局自 1970 年秋季起每日自行繪製，以使用前三天實際資料，後二天估計資料組成之五日平均趨勢圖，利用此圖，以組成五日平均趨勢圖最後一天上午 8 時之實際颱風位置為預測未來颱風路徑之起始點而應用本方法對 1971 年 7 月至 9 月間，發生於西部太平洋而進入 150°E 以西之 12 個颱風，預測其展期預報路徑，再校驗其實用性，得如下所述結果。

圖二十二 a 至 l 示使用於預測颱風路徑之等角線圖，預測路徑及實際路徑，圖二十二、a 艾威颱風及圖二十二、F 玻莉颱風之預測路徑與實際路徑，其偏差較大外其餘十例颱風預測路徑則大致與實際路徑相符。艾威颱風與玻莉颱風預測路徑偏差之原因諒係由於該颱風活動期間高度場產生變化，副熱帶高氣壓強度之改變所導致，如前所述本方法之基本計算因子為 N 點之高度值，副熱帶高氣壓之中心值、副熱帶高氣壓脊線之方向等，其中副熱帶高氣壓之中心示度及脊線方向，則於短時間內發生變化之機率較少，但北方 N 點之高度之高度值則由於平均槽之加深或未出現於平均圖上之短波槽之接近、遠離而可能改變，導致預報之偏差，如表五所示，D 值相差 30 則颱風之進行方向將產生方位角 15 度之偏差，因此對於可能導致偏差之 hhh 值之選擇，N 點高度值之未來變化趨勢如能於五日平均圖勢不甚穩定時事先加以考慮修正則將可減低其偏差幅度。



圖二十二 a. 預測艾威颱風路徑示例

R=270°

hhh=880 重力公尺

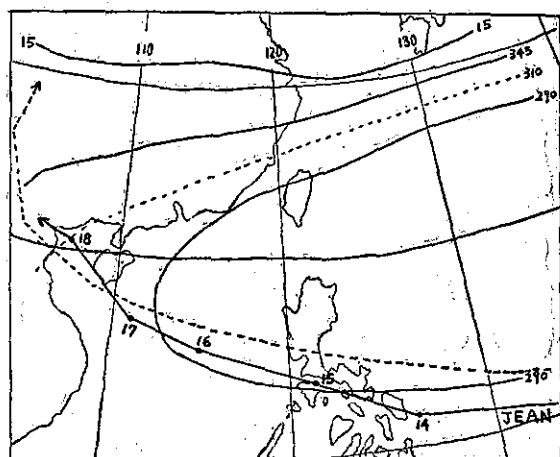
1971 年 7 月 1-5 日

Fig 22 a. Example of track forecasting for the typhoon Ivy.

R=270°

hhh=880gpm

1~5 July, 1971.



圖二十二 b. 預測琴恩颱風路徑示例

R=270°

hhh=880 重力公尺

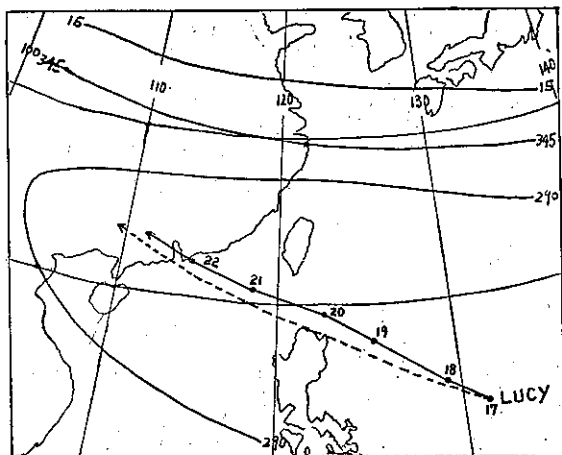
1971 年 7 月 9-13 日

Fig 22. b. Example of track forecasting for the typhoon Jean

R=270°

hhh=880gpm

9~13 July, 1971.



圖二十二 C 預測露西颱風路徑示例

$R=270^\circ$

hhh=880 重力公尺

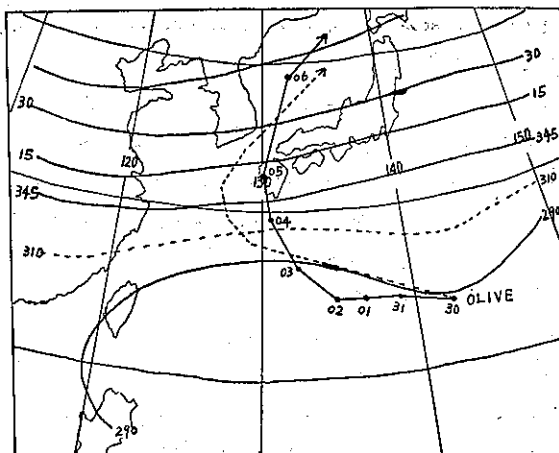
1971 年 7 月 13~17 日

Fig 22 C. Example of track forecasting for the typhoon Lucy

$R=270^\circ$

hhh=880gpm

13~17 July, 1971.



圖二十二 e. 預測歐莉芙颱風路徑示例

$R=270^\circ$

hhh=880 重力公尺

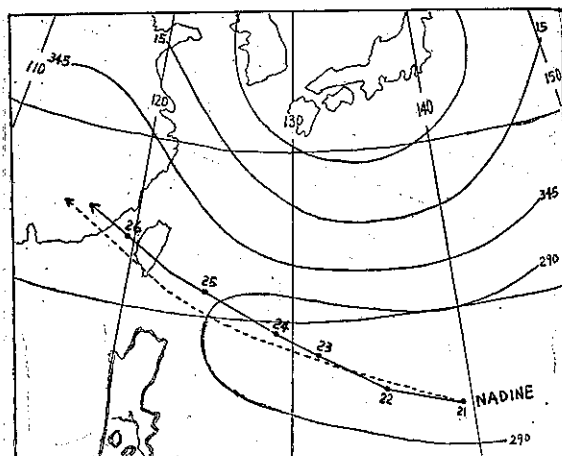
1971 年 7 月 26~30 日

Fig 22. e Example of track forecasting for the typhoon Olive

$R=270^\circ$

hhh=880gpm

26~30 July, 1971



圖二十二 d. 預測娜定颱風路徑示例

$R=270^\circ$

hhh=880 重力公尺

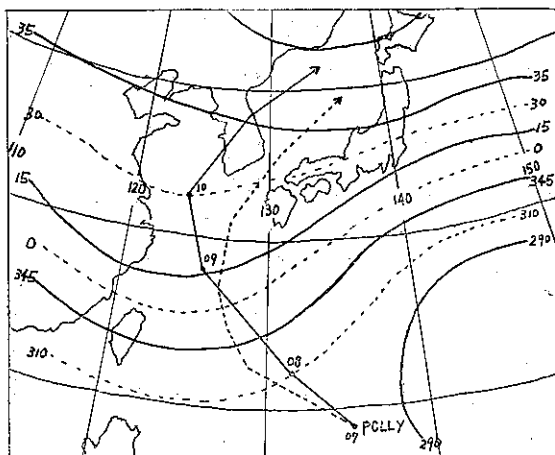
1971 年 7 月 17~21 日

Fig. 22 d. Example of track forecasting for the typhoon Nadine

$R=270^\circ$

hhh=880gpm

17~21 July 1971



圖二十二 f. 預測波莉颱風路徑示例

$R=270^\circ$

hhh=880 重力公尺

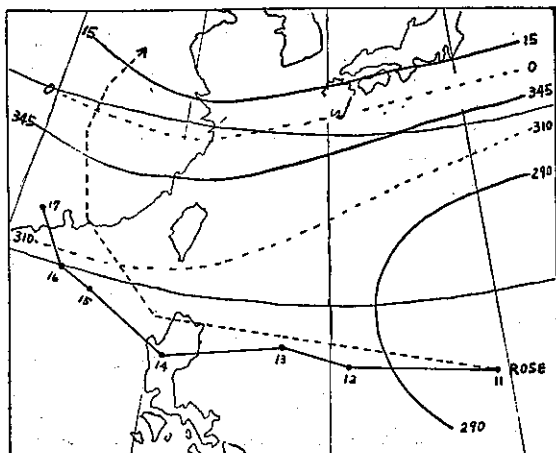
1971 年 8 月 4~8 日

Fig 22. f. Example of track forecasting for the typhoon Polly

$R=270^\circ$

hhh=880gpm

4~8 Aug. 1971.



圖二十二 g. 預測魯絲颱風路徑示例

$R=270^{\circ}$

hhh=880 重力公尺

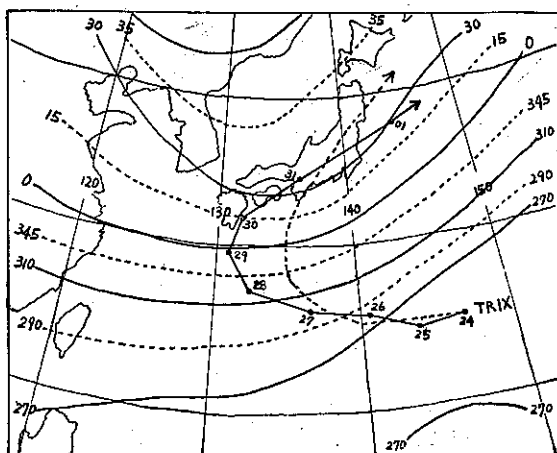
1971年8月7~11日

Fig 22. g. Example of track forecasting for the typhoon Rose.

$R=270^{\circ}$

hhh=880gpm

7~11 Aug. 1971.



圖二十二 i 預測崔絲颱風路徑示例

$R=270^{\circ}$

hhh=880 重力公尺

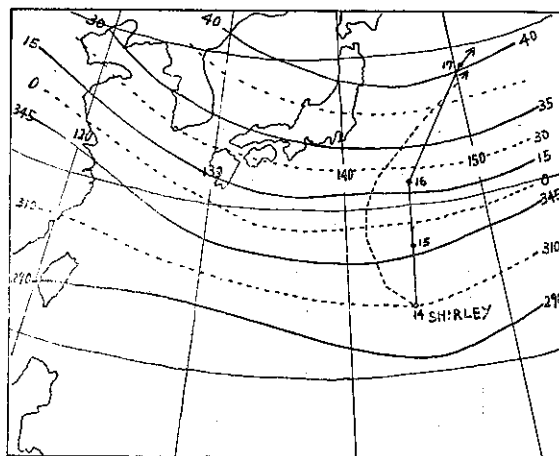
1971年8月20~24日

Fig 22. i Example of track forecasting for the typhoon Trix

$R=270^{\circ}$

hhh=880gpm

20~24 Aug. 1971



圖二十二 h. 預測雪莉颱風路徑示例

$R=270^{\circ}$

hhh=880 重力公尺

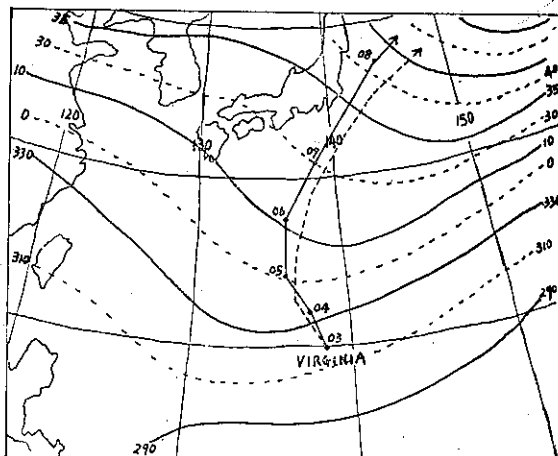
1971年8月10~14日

Fig 22. h. Example of track forecasting for the typhoon Shirley

$R=270^{\circ}$

hhh=880gpm

10~14 Aug. 1971.



圖二十二 j 預測佛琴颱風路徑示例

$R=270^{\circ}$

hhh=880 重力公尺

1971年8月30~9月3日

Fig 22. j Example of track forecasting for the typhoon Virginia

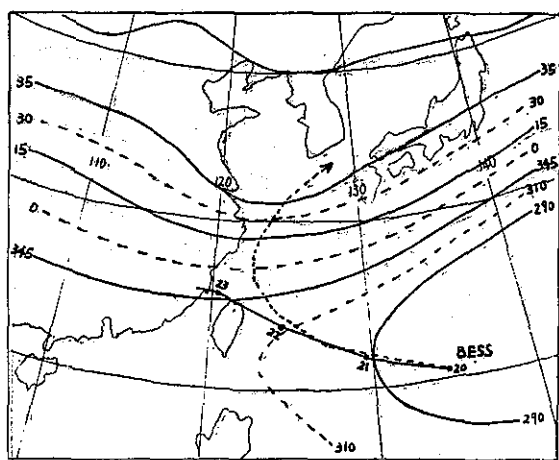
$R=270^{\circ}$

hhh=880gpm

30 Aug.~3Sept. 1971.

1971年9月13~17日

13~17 Sept. 1971.



1971年9月17~21日

17~21 Sept. 1971.

**Talbe 7. Verification for the extended forecasting of typhoon tracks: (Jnly-Sept. 1971)**

項 目 颱風名稱	五日平均圖 構成日期	預 測 起 始點日期	預 報 誤 差 (緯度單位)					平 均 誤 差	判 別 ○~準 ×~不準
			第一天	第二天	第三天	第四天	第五天		
IVY	7. 1~ 5	7. 5	4	2	1			2.3	×
JEAN	7. 9~13	7. 13	3	1	1	1		1.5	○
LUCY	7. 13~17	7. 17	0	1	1	1	1	0.8	○
NADINE	7. 17~21	7. 21	0	0	1	1	1	0.6	○
OLIVE	7. 26~30	7. 30	1	2	3	1	2	1.8	○
POLLY	8. 4~ 8	8. 7	1	1	5			2.3	×
ROSE	8. 7~11	8. 11	1	0	2	2	3	1.6	○
SHIRLEY	8. 10~14	8. 14	3	2	1			2.0	○
TRIX	8. 20~24	8. 24	1	1	1	3	4	2.0	○
VIRGINIA	8. 30~9. 3	9. 3	0	1	2	1	2	1.2	○
AGNESS	9. 13~17	9. 17	1	1				1.0	○
BESS	9. 17~21	9. 21	0	1	3			1.3	○
平均誤差			1.3	1.1	1.9	1.4	2.2	1.6	
								猜中率	83%

此種估計可利用五日平均距平圖，追蹤距平值達 30 重力公尺以上之正負距平中心之移動而修正平均高度場。

表七為 1971 年 7 至 9 月間之 12 個颱風預測路徑與實際路徑偏差之統計，如表所示總平均偏差為 1.6 度，命中率為 83%，成績尚佳，可應用於實際展期預報作業。本校驗乃僅考慮預報路徑與實際路徑之偏向，對於颱風之移動速度則未加考慮，如加上颱風移動速度之預報因素則其差距可能較大。關於颱風進行速度之預報，王氏以颱風進行方向之右方 90 度，距颱風中心 10 度緯度處之 R 點高度為預報因子而求得速度預報式，但其預報式似不能適用於 500mb 平均圖上，留待今後進一步研討。

茲補述使用本預報法應注意事項如下：

1. 本預報方法對於副熱帶中心示度值、脊線難於取決之南海颱風路徑之預報成果較差，未能適用。

2. 秋末至初冬之颱風每受地面顯著氣壓分佈之影響，而減低高空駛流效應，此季節之颱風路徑之預報應考慮地面氣壓系統之變化而修正之。

3.  $ZZZ_N$  (與預報因子有關之高度場) 之距平達 30 重力公尺以上則颱風路徑將發生變化，如正距平於較大範圍呈東西向分佈，而平均形勢較為穩定則颱風將西行進入南海或侵襲臺灣。如西風槽發展將正距平割離於東西側，則颱風之北移成份將顯著化。

4. 正負距平呈東西交替並列則颱風北移趨勢增大，反之正負距平交替排列於南北方向則西進趨勢顯著。此種距平區之排列特性與西風指數具有密切關聯。

5. hhh 值之決定對於等角線之絕對值關係至鉅，應十分小心選擇，如誤差達 30 重力公尺則預報路徑將發生極大偏差。hhh 值有時於次五天內產生變化，尤其副熱帶高氣壓細胞之中心顯示較周圍高度特別高，則多缺乏穩定性。

6. 颱風轉向後之預測路徑有偏向實際路徑右方之趨勢，尤以平均槽顯著時為甚。

7. 位於封閉等角線內之颱風可由其外圍等角線所示方位角預測其路徑，如北緯 20° 以南廣闊海域內無等角線可以表示其導引方向，則以鄰近北方之等角線所示方位角預測其路徑。

## 五、結 語

本文係以展期預報之觀點論述 500mb 五日平均形勢與颱風行徑之關係，可供展期颱風預報作業之參考。

本文第二節乃根據各種統計事實所論述者，可供颱風預報作業上氣候學考察之參考。

第三節係論述 500mb 平均流場與颱風行徑之相關，以過去 11 年間颱風活動期間之高空平均形勢依其特徵分為 10 大類，經分析各類平均形勢下均有特定之颱風路徑出現，調查標本之 106 例中僅有二次特例出現，其可靠性極高，預報人員可利用本節之分類輕易地估計未來三至五天之颱風行徑趨勢，本節述及平均高度分佈形勢與平均距平分佈形勢與颱風行徑之一般關係，將兩者配合應用則效果更佳，五日平均距平場對於秋季颱風行徑之預報具有良好效果。

第四節乃應用王氏 700mb 24 小時颱風行徑預報之迴歸方程式，將其略加技術上之轉換適用於 500mb 五日平均圖，以試圖颱風行徑之延長預報，校驗結果預測路徑之平均偏差為緯度 1.6 度，命中率為 83%，以五天為期之趨勢預報而言成績良好，可供預報作業之用。

目前我國對於颱風之短期預報技術經歷年努力改進，準確性已大幅提高，以防災觀點而言實已儘最大之貢獻，惟對於颱風展期預報方面則遲遲未見有所發展，近年由於我國科學，經濟發達，是種延長預報必然為各界所需求，冀望本研究與筆者前撰「北太平洋西部颱風之長期預報」一文所論述之三日平均距平法相配合對颱風展期預報之發展有所貢獻，此為筆者之幸也。最後謹請各界先進不吝賜教。

## 參 考 文 獻

1. 和田英夫 (1951) 颱風移動之預報 預報研究ノ一ト 2 卷 9 號 氣象協會
2. 渡邊和夫 (1950) 颱風移動之理論 預報研究ノ一ト 1 卷 5 號 氣象協會
3. 根山芳春 (1959) 颱風之長期預報 研究時報 11 卷 4 號 氣象廳
4. U. S. A. Weather Bureau (1959) Hurricane Forecasting. Forecasting guide No. 3.
5. 廖學鑑 (1962) 颱風之發生行徑與北半球大氣環流之特性 氣象學報 8 卷 4 期 臺灣省氣象局
6. 竹永一雄 (1960) 颱風之週間預報 1960 年本日全國預報技術研討會
7. 高橋浩一郎 (1964) 颱風與雨 最近之氣象學 第二集 氣象協會
8. 徐晉淮 (1969) 颱風預報方法之研究 研究發展報告 臺灣省氣象局
9. G. Wang (1960) A method in Regression Equations for Forecasting the Movement of Typhoon. Bull. Amer. met. Soc. 41.

# 冬季平流層增溫效果與台灣持續性天氣之研究\*

洪 理 強

## *The Study of Effects of the Winter Stratospheric Warmings and the Persistent Weather in Taiwan*

Lee-chiang Hong

### Abstract

The study is based on the literature dealing with the stratospheric mid-winter warmings, 500mb upper charts and surface data in Taiwan in winters 1957-1964. The results are:

- 1) One must be careful to distinguish between the stratospheric mid-winter warming and the final spring warming, the former warming causes a breakdown of the stratospheric polar vortex, but the later one brings about the change from a winter to summer circulation.
- 2) The stratospheric mid-winter warmings are not a necessary condition for blocking action, but might be taken as a second indicator for forecast of blocking.
- 3) It seems not direct, but indirect, relationship between the stratospheric mid-winter warmings and the persistent weather in Taiwan.
- 4) Our lack of knowledge is due to the relatively infrequent occurrence of large-scale mid-winter warmings as well as the relatively small amount of data available at middle and upper stratospheric levels during warming periods.

### 前 言

由於高空探測技術之進步，以及火箭被用於高層大氣觀測之後，平流層之資料才逐漸的建立起來，尤其自1958年起西德柏林自由大學每日分析並發行100, 50, 30 (或25) 及10毫巴北半球天氣圖，因此才提供了研究平流層氣象問題之具體條件。

冬季北半球平流層平均高緯度為單一之冷心低壓所盤踞，極地低渦 (Polar Low Vortex) 中心位於北極附近；中緯度為暖區所環抱；低緯度為另一低溫帶。但在隆冬時節平流層中緯度之暖區常有迅速增溫並侵入極地，甚至迫使低渦分裂之現象。自1952年 Scherhag 由柏林及維也納僅有之高層探空資料首先報導平流層爆發性增溫 (explosive warming) 後，有關爆發性增溫或突發性增溫 (sudden warming or abrupt warming) 之文獻相繼出現。諸如 Teweles, 1958; Teweles 及 Finger, 1958; Craig 及 Herring, 1959; Scherhag, 1960, 1963; Reed, 1963; Finger 及 Teweles, 1964 等等，甚至資

料稀少之南極區也發現有此種增溫現象 (Belmont 等; 1958; Julian 1968)。

本文就 1957 至 1964 年間發生過之平流層增溫資料為主，並參考以後所發生之增溫報告，研究其增溫結果於對流層所產生之效果，並探討其對臺灣冬季持續性天氣之影響。此處所指之持續性壞天氣是連續九天以上降水；若十天以上連續無降水但氣溫均比平年值為低者，則認為是持續性好天氣。

### 隆冬平流層增溫之生成、發展與路徑

平流層增溫通常始於每年隆冬之十二月、一月及或二月間<sup>(1)</sup>，生成之主要源地為堪察加、阿拉斯加、歐洲大西中部四區<sup>(12)</sup>。增溫前源地之地面氣壓顯著降低<sup>(4)</sup>，隨後極夜噴射氣流 (Polar night jet stream) 強化，風速最大可達每秒 198 公尺 (385 哩/時)，此數值被認為自由大氣中最大風速記錄，發生於 1966 年 2 月 1 日蘇俄 Heiss Island (北緯 81 度，東經 58 度) 39 公里之高空。數日後在噴射氣流之南緣 (北

\* 本研究承國家科學會之補助始克完成。

半球)，平流層 10 毫巴 (30公里) 或更高之中氣層 (mesosphere) 增溫形成。增溫率竟達每日攝氏14度之多 (Heiss Island, 1966 年二月)，在30至40公里處曾測得最高溫度為攝氏正 20 度，比增溫前之溫度高出 85 度。增溫中心每日約位移 15 個緯度。平流層增溫依其路徑可分為三種類型：

(1)歐洲型：源於東經 30-70 度之歐洲區，起初均有後退現象，且西歐 500 毫巴及 300 毫巴形成強勁之西北噴射氣流，暖中心在東南歐迅速增溫。此型路徑比較規則，幾乎全與緯度圈平行且與對流層中部 (300 毫巴及 500 毫巴) 之氣流背道而馳，可達大西洋中部或橫越大西洋到達北美洲五大湖甚至遠抵美國西海岸。圖 1 所示，為伴隨增溫區之 10 毫巴反氣旋中心之路徑。屬於此型的有：1958年1月21日至同年1月31日，1958年2月3日至同年 2 月 16 日，1960年 1 月 17 日至同年 2 月 3 日，1960年 2 月 (確實日期不詳) 至同年 3 月 2 日，以上四次為主要增溫。1962年 2 月 15 日及 1964年 1 月 28 日為次要增溫<sup>(4)</sup>。

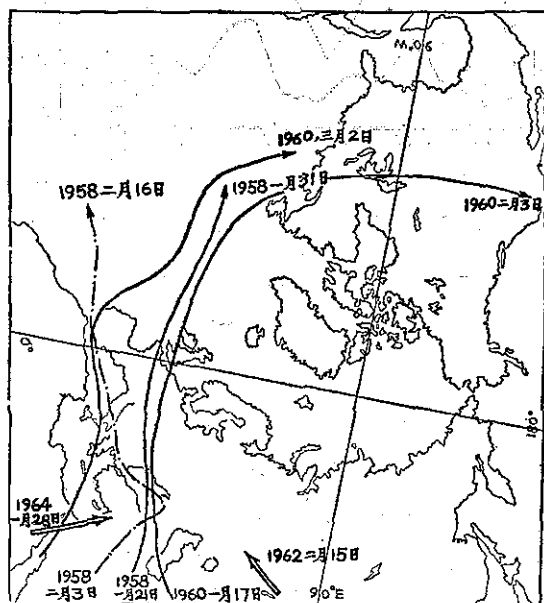


圖 1. 歐洲型增溫期間 10 毫巴面之高壓行徑

Fig. 1. The movements of the highs at the 10mb level during the european type of warmings.

(2)美洲型：源於阿拉斯加之暖脊沿噴射氣流之南緣，向東南移入美國中南部，對流層噴射氣流在該區以北強化，隨後平流層迅速增溫。初期增溫中心沿緯度圈東移，再北偏進入格陵蘭、冰島區，或沿緯度圈橫越大西洋直入地中海或歐洲。圖 2 亦為伴隨增溫區之 10 毫巴反氣旋中心之路徑。發生於 1957 年 1 月

23日至同年 2 月 20 日，1959 年 1 月 6 日至同年 1 月 20 日，1960 年 12 月 23 日至 1961 年 2 月 3 日，1961 年 1 月 26 日至 1961 年 2 月 2 日，1963 年 1 月 14 日至同年 2 月 1 日屬於美洲型平流層增溫<sup>(4)</sup>。

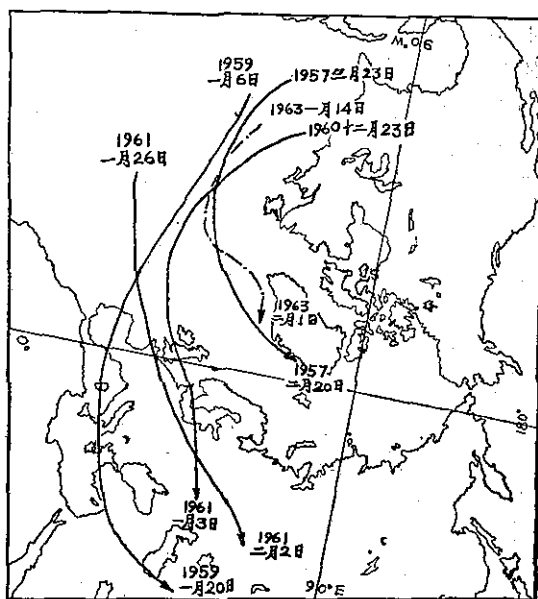


圖 2. 美洲型增溫期間 10 毫巴面之高壓行徑

Fig 2. The movements of the highs at 10mb level during the american type of warmings.

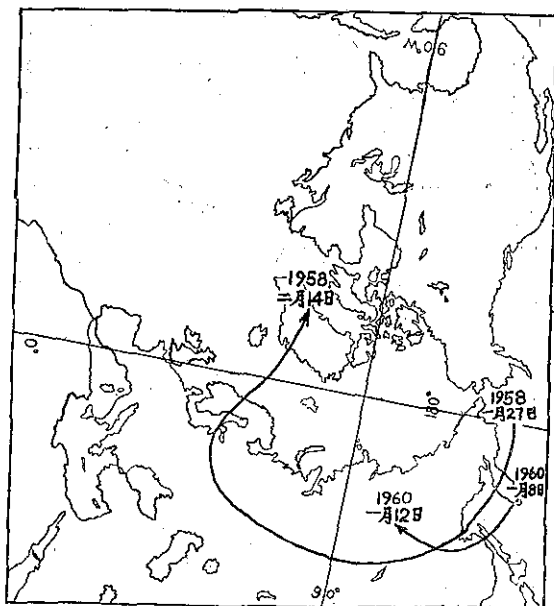


圖 3. 西伯利亞型增溫期間 10 毫巴 24 小時溫度變差大於 25°C 之行徑

Fig 3. The movements of the 24hr temperature change  $>25^{\circ}\text{C}$  at 10mb during the siberian type of warmings

(3)西伯利亞型：源於阿拉斯加及堪察加之暖脊，沿氣流之相反方向往西到達西伯利亞東部再迅速增溫。其路徑先沿緯度圈西進，再偏北到達蘇俄亞洲部份，如1960年1月8日至同年1月12日；或沿緯度圈長途跋涉，越歐亞大陸直抵格陵蘭，如1958年1月27日至同年2月14日所發生之平流層增溫均屬此型。由於蘇俄及中國大陸之資料久缺，對於此型之增溫認識尚不够完整。圖3所示者為伴隨着西伯利亞型平流層增溫之24小時增溫中心路徑，此增溫中心以三天內最大增溫在  $25^{\circ}\text{C}$  以上作標準<sup>(12)</sup>。

### 平流層增溫效果

由於北極地區冬季缺乏日照，隆冬時期，極渦深度達最大值，且中緯度或副極地反氣旋（如阿留申反氣旋）之發展，使中高緯度高空等壓面之高度梯度加大<sup>(7)</sup>，因此對流層及平流層之極夜噴射氣流隨之強化，通常最大風速之出現比最高溫之出現時間提早了3到10天。

圖4所示為平流層及對流層幾個選定之物理參數在增溫期間之變化狀況。圖中曲線c是由北緯45度以北之10毫巴最高之高度值（即曲線a所示者）減去10毫巴極渦中心之高度值（即曲線b所示者）所得之差，以代表中緯度及高緯度10毫巴等壓面之高度梯度。曲線c高度梯度之兩個高峯比曲線d之兩個溫度高峯提早三天。曲線c之第一高度梯度高峯顯示阿留申反氣旋之建立及極渦之加深兩種效用而引起了極夜噴射氣流之強化，其中以極渦之加深對噴射氣流之強化貢獻最大。至於高度梯度之第二高峯則純由阿留申反氣旋之加強而來。值得注意的是曲線e之高峯出現於曲線c高峯之前約3至5天，這一點說明了通過100毫巴往上流動之能量極大值比高度梯度之極大值出現為早。

由動能之觀點看，極區波數1之動能增加，對應阿留申反氣旋之發展，在反氣旋區，可測得暖空氣系統穿越高空等壓面圖之等高線向高緯度移動，使原來環繞極地（circumpolar）之低渦被迫向低緯度南移，於是轉換為波數2之動能增加，當動能到達最大值時，低渦隨即崩潰，整個北半球平流層環流成為雙極型態（bipolar pattern）<sup>(6)</sup> 每逢增溫中心北上進入極地時，均釀成極渦崩潰之局面，但極渦事後均能復原並回到其北極點附近之正常位置。

Mahlman (1969)<sup>(5)</sup> 並進一步計算極渦崩潰前、崩潰期間及崩潰後之垂直速度面積平均值。（參閱

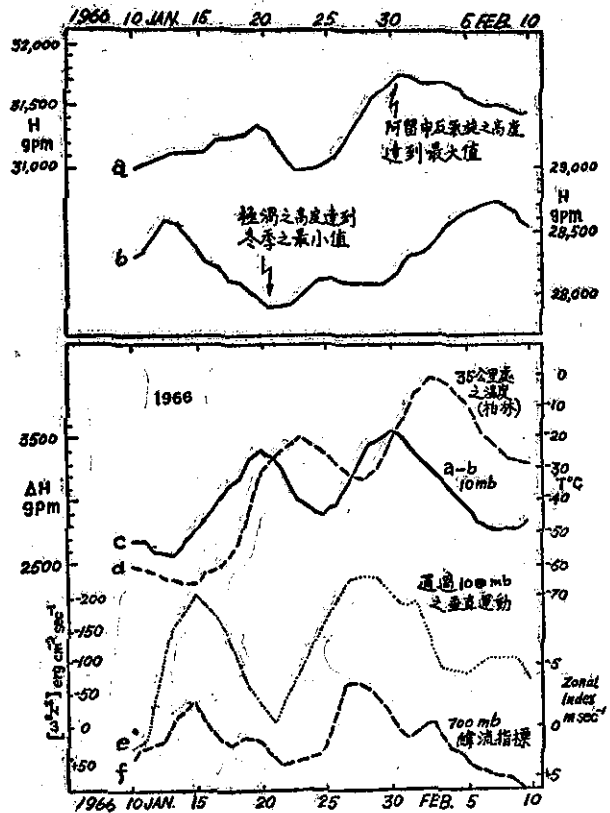


圖 4. 1966年初，對流層與平流層物理參數之變化

- 曲線a：北緯45度以北10毫巴面之最大高度。
- 曲線b：10毫巴面極渦之中心高度。
- 曲線c：由曲a線減曲線b所得之差。
- 曲線d：35公里處之柏林實測溫度。
- 曲線e：通過100mb面之垂直運動。
- 負值表示上升氣流。
- 曲線f：700mb55°-70°N緯流指標(西半球)

Fig 4. Tropospheric and stratospheric parameters during early 1966.

- Curve a: max. height of 10mb level N. of  $45^{\circ}\text{N}$ .
- Curve b: Central height of 10mb polar vortex.
- Curve c: difference, a minus b.
- Curve d: temperature at 35km, Berlin
- Curve e: vertical flux of geopotential through the 100mb level.
- negative value refer to upward flux.
- Curve f: Polar zonal index ( $55^{\circ}$ - $70^{\circ}\text{N}$ ) 700mb



表1. 平流層極帽地區之熱力平衡 (單位: 度/日)

Table 1. Heat balance of the polar cap in the stratosphere  
(unit in deg. per day)

	實 測 增 溫	估 計 輻 射 量	平 均 主 環 流 胞	水 平 渦 旋 熱 流
		崩 潰 前	1月 10—20 日	
100mb				
50°N以北	0.0 度/日	-1	+0.3	+0.7
60°N以北	+0.1	-1	-0.3	+1.4
70°N以北	+0.2	-1	0.0	+1.2
50mb				
50°N以北	-0.4	-1	-0.4	+1.0
60°N以北	-0.2	-1	-1.0	+1.8
70°N以北	-0.3	-1	-1.5	+2.2
		崩 潰 期 間	1月20日—2月4日	
100mb				
50°N以北	+0.4	-1	+1.2	+0.2
60°N以北	+0.8	-1	-1.1	+2.9
70°N以北	+1.1	-1	-2.2	+4.3
50mb				
50°N以北	+0.7	-1	-0.1	+1.8
60°N以北	+1.0	-1	-1.7	+3.7
70°N以北	+1.3	-1	-3.9	+6.2
		崩 潰 後	2月4日—19日	
100mb				
50°N以北	+0.1	-1	+1.6	-0.5
60°N以北	+0.1	-1	+0.4	+0.7
70°N以北	0.0	-1	+0.4	+0.6
50mb				
50°N以北	+0.1	-1	+0.3	+0.8
60°N以北	0.0	-1	-0.2	+1.2
70°N以北	-0.2	-1	-0.4	+1.2

## 平流層增溫對臺灣冬季持續性天氣之影響

每屆冬季，臺灣北部地區經常毛毛細雨，連日不開，此乃受冬季盛行東北季風，加上地形抬舉所影響，北部及東北部地區下雨之機率最大。通常冷鋒通過，連續三五日之降水不足為奇。但連續一週以上甚至整個月連續降水者，必定受到整個半球大規模之環流所牽制，才能迫使鋒面徘徊不前或不斷的有新生鋒面通過。

臺灣地區平均月降水日數超過半個月的月份計北部地區（以臺北為代表）為12, 1, 2, 3及6, 7月份；中部地區（臺中為代表）為6, 7, 8三個月；南部地區（以高雄為代表）6, 7, 8為三個月；東部地區（以花蓮為代表）除7, 8, 9三個月外，其餘月份其降水日數均佔半個月以上（參閱表二）。因此對臺灣冬季持續性天氣之討論可直接以北部地區作為探討對象。何況臺北之雨日串（即連串降雨日數）之平均串長

，以三月份為最長<sup>(13)</sup>，串長1至8天之頻率較多，對於冬季持續性雨日均以連續九日及九日以上作為標準。但串長為9天之頻率竟比6天之頻率為多。因此本文

表 2. 臺灣各區平均降水日數

Table 2. Average number of days with precipitation in Taiwan

地 區 \ 月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
臺 北 1897—1960	16.3	16.4	17.1	15.0	16.1	16.1	14.3	14.3	13.9	15.0	15.0	16.1
臺 中 1897—1960	7.5	9.9	11.9	11.1	12.9	15.7	15.9	17.1	8.8	3.4	4.5	6.2
高 雄 1932—1960	3.6	4.4	5.6	6.2	8.9	16.8	17.6	17.6	12.1	4.9	2.8	3.8
花 蓮 1911—1960	17.0	17.6	19.1	18.4	21.5	16.3	10.9	12.9	14.9	15.6	15.9	16.4

檢查 1957 至 1964 年間1月至3月份臺北連續九天以上(含九天)雨日之發生時間與增溫發生時間作比較(參閱表3)，就時間而言，兩者似無相關可

尋，很難看出平流層增溫與臺灣冬季持續性壞天氣有某些直接關係。但每次發生持續性天氣時則與阻塞高壓息息相關。

表 3. 平流層發生增溫期間與連續降水九天以上之日期

Table 3. Periods during stratospheric warmings and durations of precipitation over 9 days.

年	平 流 層 發 生 增 溫 期 間	連 續 降 水 九 天 以 上 之 日 期	持 續 天 數
1957	1月23日 — 2月20日	2月3日 — 3月2日	28
1958	1月21日 — 1月31日 2月3日 — 2月16日 1月27日 — 2月14日	—	—
1959	1月6日 — 1月20日	2月3日 — 2月11日 2月20日 — 3月2日	9 11
1960	1月8日 — 1月12日 1月17日 — 2月3日 2月7日 — 3月2日	1月22日 — 2月2日 3月14日 — 3月27日	12 14
1961	1960年12月23日 — 1961年2月3日 1月26日 — 2月2日	2月15日 — 2月25日 3月5日 — 3月16日	11 12
1962	2月15日 — ?	—	—
1963	1月14日 — 2月1日	—	—
1964	1月28日 — ?	1月22日 — 2月1日 2月19日 — 3月1日	11 12

值得注意的是美洲型平流層增溫大多數長途跋涉後到達東歐止步，高溫區約 1 至 2 日後可反映於 500 毫巴東經 70 至 90 度之暖脊，東亞東經 100 至 120 度

有一對應冷槽，但並不能構成阻塞作用，尚須阿拉斯加及北歐阻塞高壓之配合，才能構成顯著阻塞作用，使臺灣附近之鋒面滯留一相當長時間。

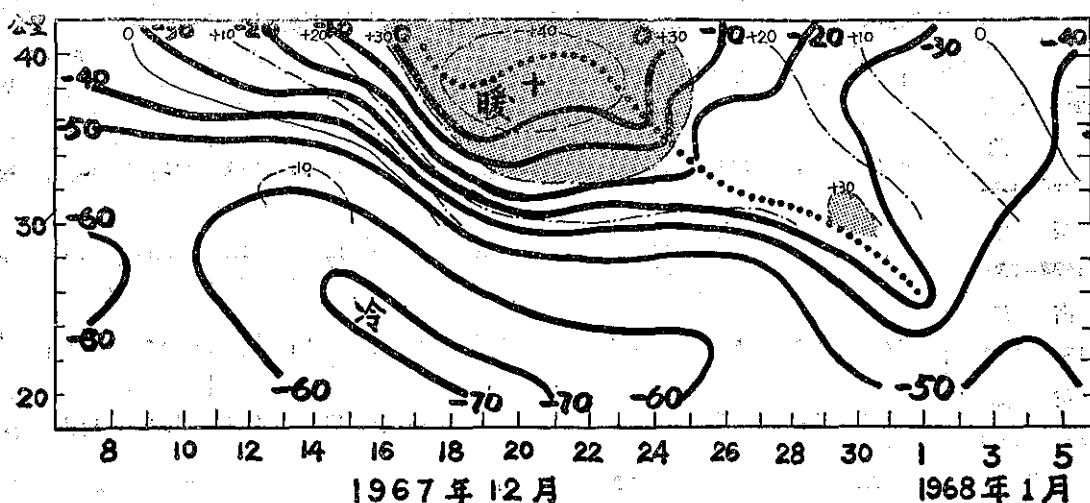


圖 6. 西德柏林之溫度時間剖面圖。

粗實線為等溫線，以攝氏溫度表示。

細線為與國際太空研究委員會之參考大氣之偏差，也以攝氏度表示。

陰影區表偏差攝氏正30度以上之區域。

平流層頂以點線表示。

Fig 6. Time section of temperature for Berlin, Germany.

Isotherms are solid lines labeled in degree Celsius.

Deviations from the Committee on Space Research International Reference Atmosphere are plotted as thin lines labeled in degree Celsius with deviations over +30°C shaded.

Stratopause is shown by dotted line.

## 結 論

- 一、隆冬平流層增溫與暮春平流層增溫有別，前者常可導致極渦崩潰，進而造成阻塞作用；而後者則可使平流層多型環流轉變為夏型環流。
- 二、隆冬平流層增溫並非阻塞作用之必要條件，但可作為預測阻塞高壓之次要指標。
- 三、平流層增溫對臺灣冬季持續性天氣似未構成直接影響，但有間接影響。
- 四、由於大規模之隆冬平流層增溫比較不常發生，且在增溫期間，平流層中部及上部可獲得之資料較少，對於平流層增溫之知識仍然缺乏。

## 參 考 文 獻

- (1) Hering W. S. and Craig R. A. 1959  
The stratospheric warming Of Jan-Feb 1957  
Journal of Meteorology. Vol. 16, No. 2.  
pp 91-107
- (2) Johnson K. W. 1969  
A Preliminary Study of the Stratospheric Warming of Dec. 1967-Jan. 1968  
Monthly Weather Review, Vol. 97, No. 8, pp 553-564.
- (3) Johnson K. W. and Gelman M. E. 1968  
Temperature and Height Variability in the Middle and Upper Stratosphere During 1964-1966 as Determined From Constant Pressure Charts  
Monthly Weather Review Vol. 96, No. 6.  
pp 371-382.
- (4) Labitzke K. 1964  
On the Mutual Relation between Stratosphere and Troposphere during Periods of Stratospheric Warmings in Winter.

- W.M.O. Technical Note No. 66  
W.M.O. No. 162, TP. 79. pp 249-261
- (5) Mahlman J. D. 1969  
Heat Balance and Mean Meridional Circulation in the Polar Stratosphere during the Sudden Warming of Jan 1958  
Monthly Weather Review, Vol. 97, No. 8, pp. 534-540
- (6) Miller A. J. and Johnson K. W. 1970  
On the interaction between the Stratosphere and Troposphere during the Warming of Dec. 1967-Jan. 1968  
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society Vol. 96, No. 407, pp 24-31
- (7) Quiroz R. S. 1969  
The Warming of the Upper Stratosphere in Feb. 1966 and the Associated Structure of the Mesosphere  
Monthly Weather Review, Vol. 97, No. 8, pp. 541-552
- (8) Scherhag R. 1960  
Stratospheric Temperature Changes and the Associated Changes in Pressure Distribution  
Journal of Meteorology, Vol. 17, No. 6, pp. 575-582
- (9) Teweles S. 1958  
Anomalous Warming of the Stratosphere over North America in early 1957  
Monthly Weather Review, Vol. 86, No. 10, pp. 377-396
- (10) Teweles S. and Finger F. G. 1958  
An Abrupt Change in Stratospheric Circulation beginning in mid- Jan. 1958  
Monthly Weather Review, Vol. 86, No. 1, pp. 23-28
- (11) Wilson C. V. and Godson W. L. 1963  
The Structure of the Arctic Winter Stratosphere Over A 10-yr Period  
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. Vol. 89, No. 379, pp. 205-224
- (12) 戚啓勳 1970  
冬半年平流層中部環流之變化及其爆發性增溫現象。  
颱風預報研習會教材，第一號，臺灣省氣象局，東亞大氣環流研究，第42-47頁。
- (13) 彭立 1968  
臺北雨日之機率與持續性  
國立臺灣大學理學院地理學系研究報告  
第五期，民國57年6月，第107-114頁

# 氣象學報補充稿約

一、來稿須用稿紙（以 $25 \times 24$ 之稿紙爲原則）。

二、來稿字數以不超過 15,000 字，即連同圖、表，英文摘要以不超過 10 印刷頁爲原則。

三、圖及表之分量以不超過全文之  $1/3$  爲原則。

四、英文摘要之字數以不超過 1,000 字爲原則。

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爲準。（寬度勿超過 13.5cm）。

(八) 表之標題應能表示內容。

六、關於插圖之規定：

(一) 插圖應另貼於大張白紙上，註明作者及文題。

(二) 插圖下方須有標題，並加圖 1 圖 2 等冠號。

(三) 統計圖、模式圖及分佈圖一律採用 120—150 磅道林紙，以黑墨水繪製清楚。

(四) 統計圖原圖幅面應在 12—15cm，以便縮版。

(五) 模式圖原圖幅面應在 15—20cm，以便縮版。

(六) 分佈圖原圖幅面應在 30cm 左右，以便縮版。

(七) 繪製線條粗細應能供縮小至  $1/8$  之程度，但不能超過縮小  $1/2$  之程度。

(八) 數字應正寫清楚，字之大小粗細應一律，至少能供縮至  $1/8$  之程度。

(九) 已列表中之內容，勿再重複以插圖表示。

(十) 圖之標題應能表示內容。

七、關於照片之規定：

(一) 照片用紙一律採用黑白光面紙。

(二) 照片幅面應在 12—15cm，以便縮版。

(三) 照片應充分沖洗清楚，須考慮縮少至  $1/2$  時尚能清楚之程度。

(四) 照片如有特別指明點應加圈或箭頭表明。

八、文稿過長，或圖表過多過大時，投稿人得自行負擔印刷費。

九、關於參考文獻之規定：

(一) 參考文獻以經本人確曾查閱者爲限，如係來自轉載之其他書刊時，須加註明。

(二) 作者姓名以後爲發行年份，加以括號，然後爲雜誌或書名、卷期數及頁數。（頁數必須註明）。

(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) 等插入文中。

十、文字敘述之號次以下列爲序。

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爲原則，名在前，姓在後。

十六、其他未盡善事項得隨時修正之。

# METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

## CONTENTS

### Articles

- A Study of Wind Aloft and Surface Weather Over  
Taiwan.....YEN HUI LIU (1)
- The Use of Satellite Picture in Forecasting the Cold  
Air Outbreaks.....PAO CHIN HSU ..... (14)
- A Study of the Typhoon Which Attacks Taiwan .....  
.....CHIN HUI HSU, ZU-CHEN LOH BAY-YIH WANG ... (21)
- A Study on the Forecasting of Typhoon Tracks  
nearby Taiwan Area.....PANE CHIE CHEN (39)
- The Study of Effects of the Winter Stratospheric  
Warmings and the Persistent Weather in Taiwan  
.....LEE -CHIANG HONG (62)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road Taipei,  
Taiwan, Republic of China