

題名	作/譯者	卷期號	頁碼	出版年
溫熱單位對於植物反應研究的商榷	王仁煜	07/01	1	1961.03
民國四十九年颱風調查報告（北太平洋西部颱風概述）	研究室	07/01	7	1961.03
高層大氣物理性質之一斑（摘譯）	革心	07/01	28	1961.03
平流氣團之輻射推算（譯）	嚴夢輝	07/01	35	1961.03
-----	-----	-----	-----	-----
淡水河流域氣候概況	徐晉淮 廖學鎰	07/02	1	1961.06
水平輻散及其與等壓線之關係	韋燕禧	07/02	7	1961.06
東亞噴射氣流之特性	戚啓勳	07/02	17	1961.06
台灣之災害	顏俊士	07/02	23	1961.06
亞洲大陸夏季之大氣環流結構	陳以明	07/02	35	1961.06
-----	-----	-----	-----	-----
從空氣污染說到台灣降落物輻射性測量結果	鄭子政	07/03	1	1961.09
淡水河流域最大暴雨量之估計	廖學鎰 徐晉淮	07/03	6	1961.09
台北市氣候	張月娥	07/03	15	1961.09
旋率簡介	韋燕禧	07/03	25	1961.09
中緯度地方農業季節的區分	方冠英	07/03	42	1961.09
-----	-----	-----	-----	-----
台灣氣團之性質	劉衍淮	07/04	1	1961.12
中國東海及台灣附近海流之研究	朱祖佑	07/04	7	1961.12
氣象要素對於河流洪水水位之影響	劉鴻喜	07/04	18	1961.12
1961年蘇俄核子試爆對台灣之污染	呂世宗 陳福來	07/04	21	1961.12
圖解雲雨預報法（譯）	徐寶箴	07/04	25	1961.12
龍相齊司鐸傳	鄭子政	07/04	31	1961.12
氣象學報文獻索引（自第一卷一期至第七卷四期）	省氣象局	07/04	34	1961.12

氣象學報季刊

七卷一期

目次

一、論著

溫熱單位對於植物反應研究的商榷……………王仁煜……………(1)

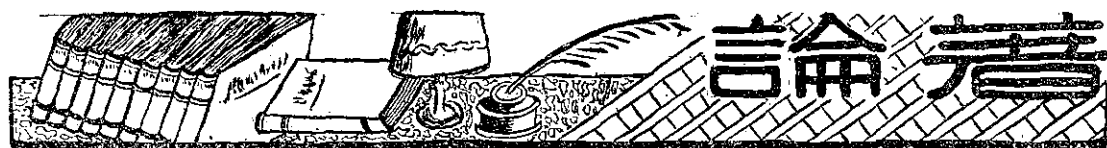
二、報告

民國49年颱風調查報告(北太平洋西部颱風概述)……………研究室……………(7)

三、譯述

高層大氣物理性質之一斑……………革心摘譯……………(28)

平流氣圈之輻射推算……………嚴夢輝譯……………(35)



溫熱單位對於植物反應 研究的商榷

王仁煜著
方冠英譯

本篇係美國威斯康辛大學王仁煜博士，積十餘年研究的心血結晶，此研究論文係用英文寫成，茲為便利讀者起見，特請方冠英先生翻譯，以饗讀者。王氏前任本所觀測科科長，現任美國氣象局及威斯康辛大學合作的農業氣象計劃主持人。——編者

A Critique of the Heat Unit Approach to Plant Response Studies

Jen-yu Wang

Abstract

The "heat unit approach" is a scheme for studying temperature-crop relationships by the accumulation of daily mean temperatures above a certain threshold during the growing season. This approach began with the concept of Réaumur's thermal constant, and the scheme has been widely adopted by researchers in canning industries and universities. Nevertheless, flaws in the scheme have been found from time to time, and it is now subjected to a serious re-evaluation. Criticisms have been offered and remedies have been suggested. The proposed improvements were discovered and verified during six years of research conducted by Professor Jen-Yu Wang of the University of Wisconsin involving an enormous amount of historical crop and weather data in the study of crop response in the United States of America.

Most of the valuable work done in the past 230 years has been neglected by the present-day users. A survey of world literature covering that period is presented. This paper which was published in the October issue of *Ecology*, Vol. 41; pp 785-790, is a key to modern agriculture meteorology.

「溫熱單位」應用已有兩世紀的歷史。那是在生長季節從積算日平均氣溫逾某一生長起點溫度來從事植物與溫度相關研究的一種設計。假定某種植物生長起點溫度為 40°F，某日氣溫為 55°F，那日溫度的差即為「溫日」(Degree days)，或稱為溫熱單位 (Heat Unit)，前例溫日即為十日，如果作物成熟需 1,200 溫日，它定會在預計的 1,200 時期成熟。這些作物品種所需要的數字，溫熱單位研究者把它定為常數值，且歸納為種種不同的常數。從已知品種常數上，用者可指出作物確定的收穫期。與這些具直線關係著稱的如「剩餘指數法」有許多的說法。諸如「溫日」「溫熱單位」，「生長溫日」(Growing degree days) 以及許多有關植物對於季節的熱的反應的學說。

文獻考證

由於上述研究已達230年之久的有價值工作被近代學者所忽視，關於溫熱單位的整理又引起廣泛的注意。

1730年前後列氏 (René A. F. de Réaumur) 發明溫度表，以水的冰點為 0°，以沸點為 80°，雖然他的所謂列氏溫度表除乳酪製造業外，今人已棄置不

用。但他的概念在植物溫度有關定量研究上，仍值得一提。他假定當地五六月間91天的平均日氣溫，且定為常數值，適於任何植物每年的生長。這積溫的假定於1735年公佈後即以列氏物候積溫常數著稱。他認為他所定的積溫常數足以表示植物成熟季節所需要的熱量。此一概念引起今日溫熱單位的研究。其他學者亦採用列氏概念作為指數的基礎。安得生 (Adanson) 採用此說，但 0°C 以下溫度完全不計，祇採取攝氏計的正溫總和，終於建立「剩餘指數法」(Remainder index method)。漢堡 (Humboldt) 以陽光為主要生理因素，首創日光常數 (Actinometric Constant)。Boussingault (1834) 發現植物從發芽至任一生長期之長短與是時 0°C 以上之每日氣溫值成反比。艾柯 (Edvard 與 Colin) 二氏 (1874) 在發芽研究上，從推算溫熱單位值，引起他對於植物生長溫度上限 (Upper limit of plant growth) 的注意。蓋彼林 Gasparin 氏 (1844) 從事禾穀類播種到收穫期陽光影響及 5°C 以上光熱常數的研究。福列氏 (Fritsch 1852-1871) 採用 Ribsich's 氏 (1863) 植物生長學說，訂定熱公式如下： $x = t \pm (ht/12)^c - C$

上項符號除C外，表示植物生長從此時期到另一時期的總和。 x 是從發芽到開花期的溫熱常數， t 為總日數。 c 為日平均氣溫的總數， b 為某時期日出沒平均時數。 C 為從播種到發芽期的溫熱的總值。1861年福(Fritsch)氏統計二月一日以後 0°R 以上的每日平均值，計算 889 種不同植物開花和成熟的溫熱常數。西茲(Sachs 1862)氏1862年從試驗證實植物生長與最高及最低溫限值均具重要性。林沙(Linsser 1869)氏引用 Bessel 氏函數，公佈較廣泛而偏於數理研究的結果。其結論為：某種植物每年在同樣的平均日溫到達時亦達到其同樣的植物生長階段。同樣的有關學說亦因之成立，即當日平均氣溫在冰點以上的正溫總和業已達到，則實際的氣溫平方和亦已達到某一常數值。摩利大衛氏(Marié-Davy)於1873年創太陽輻射常數說，柯智(Coutagne 1882)氏確信植物生長率(v)有賴於某一最高溫，而此最高溫則受陽光、風及濕度的控制。此溫度因接近水冰點而低減，因此

$$v = ae^{-[(x-c)/n]^2}$$

上式 a 為發展率係數， e 為自然對數之底， x 為植物溫度， c 為適宜溫度， n 為植物對溫度的敏感反

應係數，因之總生長值 L 可表明如下：

$$L = \int_{x_1}^{x_2} ae^{-[(x-c)/n]^2} dx$$

a 的倒數表植物壽命， c 與 n 決定植物氣候歸化作用溫度差， x_1 至 x_2 代表所考慮的氣溫差。安格(Angot 1882-1890)氏使用較前人更煩複的溫熱單位值來從事許多植物的研究。普雷(Price)氏(1909)強調 Van't Hoff Arrhenius 原則的應用作植物生理常數的研究，訂定解釋指數。萬來斯敦(Van't Livingston)氏(1913)製訂一種測定 40° — 90°C 之間氣溫的測定器。後來，他利用 Lehenhanser's 氏(1914)在不同溫度下玉米幼苗的增長率的觀測。製訂新指數，稱為生理總指數，他的指數 u 代表

$$\text{Log } u = \frac{(T-40)}{18}$$

上式 T 以華氏表示，40 為生長起點溫，18 為根據 Vant Hoff Arrhenius 原則所得常數。

「剩餘指數法」在土生及引進的植物方面已被學者應用達四十餘年的歷史，茲將1919年迄現在的研究者分別表列如下：附表(一)

表一：剩餘指數研究者 (1919-1952)

Table 1: A Cross Section of Remainder-Index Method Researchers, 1919-1952

Year	Researcher	Plant	Contribution
1919.....	Kinzer	Wheat	Regional studies in USA; base temperature 43°F
1921.....	Appleman and Eaton	Sweet corn	Summing daily mean temperatures to ripening
1924-34.....	Boswell	Peas Spinach	Base temperature 36°F for peas and 42°F for spinach
1931.....	Winkler and Williams	Grape	Maturity test
1944.....	Baker and Brooks	Apricots, plums	Number of days required from flowering to harvesting
1946.....	Scott	Peas, corn	Quality control
1948.....	Seaton	Peas	Scheduling of planting
1948.....	Barnard	Tomatoes	Base temperature 50°F
1948.....	Bomalaski	Peas	Growing degree day
1950.....	Gould	Snap beans	Base temperature 50°F
1951-52.....	Lana and Haber	Sweet corn	Degree-hour summation

1948年 Nuttonson 試圖引用溫光單位或 P.T.U. 氣候類似法的研究，修正剩餘指數值，王仁煜氏於1958年特示式如次：

$$\text{PTU} = \sum_{i=D_p}^{D_m} (T - T_c) t_i$$

上式 D_p 為播種期， D_m 為成熟期， T 為日平均氣溫， T_c 為臨界溫度， t_i 為晝長時數。

Lindsey 和 Newmon 從事當地植物開花期的研究，對積溫單位的簡單日平均方法加以改進。他們氣溫統計的方法以週日溫差為根據，擬反映出統計當日不同氣溫的近似值。其有效週日溫差改為「溫時」(Degree hours) DH，可表示如下：

$$\text{DH} = \frac{12(h-t)^2}{h-w}$$

上式 h 為日最高氣溫， w 為日最低氣溫， t 為基本溫度。彼多斯其 (Padol'skii 1958) 氏在蘇聯從事棉作季節的研究，他認為熱總量和熱的極限都沒有常數值。揚棄非直線關係的說法，他建立一種物候溫線圖解，在生物氣候的預報方面，有精確的成就。荷門 (Holmes) 與羅栢生 (Robertson) 氏 (1959) 應用一項綜合方程式，在加拿大九測站計算 42°F 以上的「週溫日」(weekly degree-days)，示式如下，

$$\bar{D} = N[(t-b) + L\sigma/\bar{N}]$$

上式 \bar{D} 為正常溫日數，為所討論各月之累計。 N 為月的日數， t 為月的平均氣溫， b 為 42°F 基本溫度。 L 為比例係數， σ 為月平均氣溫的標準偏差， L 係數可從 Holmes 和 Robertson 氏於 1959 年所準備的表中求得。

安諾 (Arnold) 氏 (1959) 於決定把基本溫度的重要性納入一個線的熱體系時，發覺一般常用的基本溫度有過高之嫌。他製訂生長率與溫度間的平衡方程式，那公式決定了生長率為零時的氣溫，是時氣溫他定為基本溫度。

雖然前人替熱單位方面做了許多工作，且有若干綜合性的成就，但對過去的研究成果作進一步的調查和了解，仍然是有其必要的。

實用舉隅

過去三十年間，溫熱單位曾普遍被罐頭工業所採用，在決定播種期，即使製罐原料源源供應的成熟適度能合於工廠要求方面尤有貢獻。進一步的研究可用於安排噴射藥劑的設施，藉以防除昆蟲，病害或控制雜草的生長。這些溫熱體系同時亦可供選擇適地適作之需。

研究者把這體系應用於各種的包括土生和外來的植物方面，在方法上獲得許多的改進。結果涉及種種有關生物氣象的研究。同時，昆蟲、植物病理、鳥類學、動物學諸學者在他們研究範疇裡，亦常相引用。

熱單位之所以被廣泛採用，由於它在實用方面較其精密度及理論更具價值。再者由於它在適用上不被其他熱體制所替代，所以日益趨於普遍。

評 論

雖然熱體系廣泛的實用與深刻的研究已達兩世紀，但近年曾遭受嚴厲的批評。甚且對此具有信心的罐頭從業亦發現其缺點而加以折衷的改進，其缺點可歸納為如下數點：

①植物在不同生長期對於同樣的環境有其不同的反應。溫熱單位積算所得的品種常數尚未考慮這些的

時序。例如阿拉斯加種豌豆如果在春天播種時溫暖而在夏天繁殖期寒冷，有良好的收穫。在相反環境（即春天寒冷夏天炎熱）下，收成則欠佳。茲圖解如（圖 1）。ABC 面積代表春寒夏暖日氣溫高於 40°F 的總計；DEFC 代表春暖夏涼的數值。因為 DEOA 和

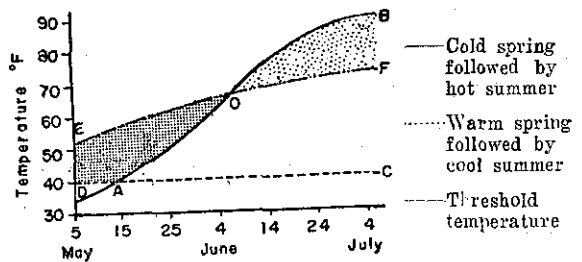


圖 1 積溫圖解

OBF 面積相等，其溫熱的數值在此兩種情形下應是相同的。所以用於植物在不同時期對於溫度的反應不甚相宜。這些歲序狀況下熱體系不發生作用。例如研究衣索比亞 (Ethiopia) 的月溫度（當地古代以產豌豆著稱於世）顯示該地月與月間的氣溫相差極微 (王氏與 Bryson 1956)。從（圖 1）上看來，衣索比尼地方正月到四月的溫度線較 EOF 為平，因此其緯線 EOF 愈接近水平越表示豌豆的豐收。

②生長起點溫度在熱單位計算應用上被認為是恒定的。一般公認豌豆的生長起點溫值為 40°F ，玉米是 50°F 是不可靠的。因生長起點值如圖 2 所示，是隨植物生長時期而變的 (王氏及 Bryson 1956)。無論如何生長起點溫上限的限制是不能加以考慮的。而 Sack 氏則早於 1862 年從試驗結果證實，高溫和低溫的溫限有其同樣的重要。

③桑瓦 (Thorntwate 1952) 氏指出，他把所有的 32°F — 50°F 的可能溫限值作有系統的研究，對於溫熱單位的改進並無收穫，許多高溫極限的同樣試驗亦無圓滿的結果。王仁煜氏將溫熱單位引用於不同生長時期亦無改進和效果。Padol'ski 氏 (1958) 在棉作上的研究其結果亦同。

④賓賓邁 (Daubenmire) 氏 (1947) 指出，溫熱單位的已知程序的需求為常數，僅僅在生長率與溫度直接成比例時存在，但在高溫及最低生長起點溫上，此比例是很少見的。就生長季節說，植物生長是個連續函數，因此生長與時間之關係為近直線函數，此函數與積熱單位之對時間相似。由於它是直線的，這兩個生理上不相關連的因素有時頗相符合。通常氣溫在生長曲線上的反應成 S 形，不是一直線。事實上植物在它發展率方面有時具否定的效應。Padol'skii 找出，當

氣溫達到適於生長時，溫熱單位是不會成為直線的。

⑤溫熱單位體系無法與其他因子如土壤溫度，水汽壓差等同時加以考慮，有些學者已指出其他因子較之溫度尤關重要。例如 Craspirin(1844)氏認為陽光重要。Cautagne (1822) 氏認為太陽輻射、風、濕度等較為重要。Nuttonson(1948)認為日照時重要。Livingston (1916) 甚且以為水平日射熱為重要。Katz氏 (1952) 認為某種作物的效應實局限於最高及最低生長起點溫之間。由於高出或低於此界限 Van't Hoff—Arhemires 的常數已不再被採用。溫熱單位體系以日平均氣溫為根據，對於日間和夜間極端值的影響，甲乙日之間最高最低溫的差異等因素均未予以考慮。

⑥其他如溫熱單位表解上採用的氣溫紀錄所代表的本質上有關的微氣候問題是個煩複的課題，迄今尚未解決。

結 論

熱單位的改進：①須採用具有代表性的氣溫觀測。觀測高度，須依照植物的高度時予變化。不同地點的觀測毫無用處。觀測站數多寡視田地大小及地勢，小環境等情形而定。

②如圖2所示生長起點溫應隨植物生長時期而變更。生長溫度上限須加以考慮。以定量數值表示時，超出最高最低的生長起點溫值應計及溫度相反的影響。任何生長起點溫值所採用的氣溫計算時期不得超

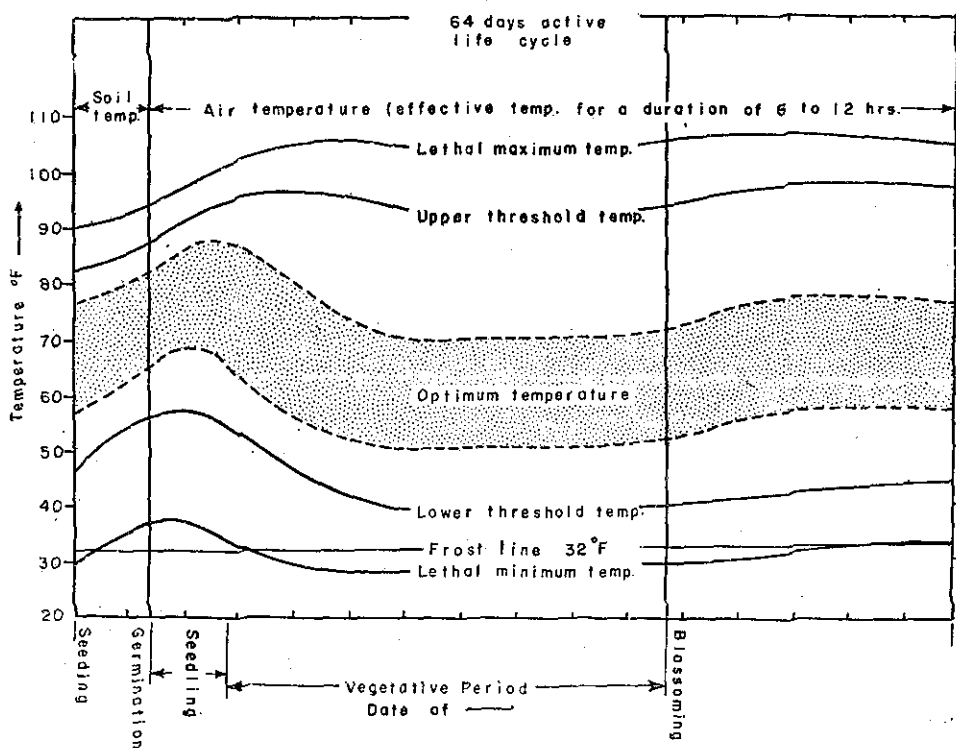


圖2 罐菜豌豆對於溫度的效應

過一星期。為便利短期積溫的計算，許多物候狀況須詳加紀錄。

③生長和發育須加以區別：例如開花為發育現象，而植物的增高，是生長的結果。甜玉米成熟期的確定即含有生態學上的發育問題。從觀測植物各生長期所得，研究者發現莖的地下部份的穗狀體，如播種後土壤濕度適宜，將成為永久穗。圖3示土壤溫度如何在播種後兩週先期決定穗的生長狀況。(1958王氏

公佈)所示曲線係經十三年研究結果，可供預報成熟期之用。這可能是由於以生長過程為因素僅僅包括發育經過的緣故，因此這法則不切實用。

④環境標尺須加以調整：例如王氏 1958a從事甜玉米成熟前三十一天重要時期的溫暖晝夜之間對於產量的研究，有效氣溫 E 以華氏表示，可歸納成公式如下：

$$T_E = \sum (T_D - 70)_{T_D > 70} + \sum (T_N - 50)_{T_N > 50}$$

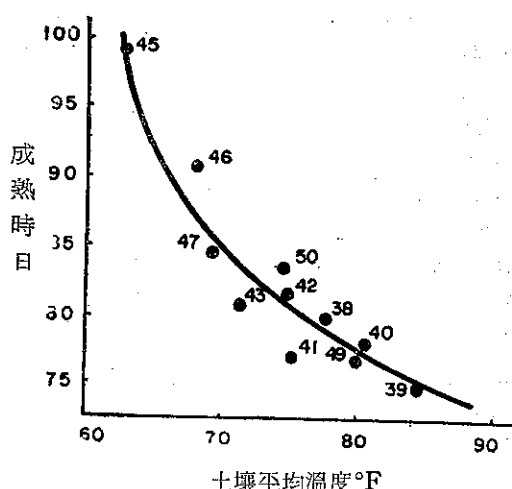


圖 3 Toana 甜玉米生長季節，黑點數字爲 1939—1950 年號

上項當 T_M 大於 70°F 時， T_D 爲日出沒間的平均氣溫；當 T_m 大於 50°F 時， T_N 爲日出沒間的夜平均氣溫。 T_M 爲晝氣溫每小時的最高溫度。 T_m 爲夜間每小時最低溫度； d 爲日數。計算日間或夜間平均溫度，當日間 (T_M) 或夜間 (T_m) 每小時最大氣溫分別大於 50°F 或 70°F 時，值得考慮的是時間問題。因此項公式足以闡明某種環境的特質，在生物學上頗有價值。亦表示環境紀錄有其調整的必要。

此外在溫熱單位計算方面的公式以剩餘法較爲有用，但未被廣泛採用，如 Fritsch (1861)、Linsser (1867)、Cautagne (1882)、Livinston (1913)、Nuttonson (1948) 以及 Lindsey 及 Newman 等諸氏的法則均屬之。

非直線式的植物環境的關係式須加以訂正。王氏 1958a 加以分類使成第一近似值，以調整環境標尺爲縱坐標，播種期爲橫坐標，成爲直角座標系統。關於作物諸如產量紀錄則別爲「豐收」和「歉收」兩項。正常的產量記載不予考慮。如果分類可在標尺上一次表示，可決定下列各問題：①此標尺較爲重要。②作物產量與氣溫變化的關連。③氣溫與產量關係及其他可能存在的因素影響如何。④非直線式有多少真實性——當然已有許多法則可解決非直線式的問題。(Katz 1952; Pado'skii 1958)

⑥環境標尺如雨量和氣溫須結合爲一；聯結上項雨量及溫度，使化爲普通單位分別與作物反應相比較。王氏與 Bryson (1956) 氏在一張簡單圖上繪等雨量線，以雨量爲縱坐標，以年爲橫坐標。在縱坐標的

相對一端繪一基線，使與橫坐標平行。以英寸測基線與等雨量線間距離。亦可以同樣方法及單位根據氣溫資料描繪同類等溫線。這樣一來，已把兩項毫無關連的單元聯在一起。從決定因子彼此之間對於植物反應的關係，可得到重要的數值，上述法則可供應用。

1735年以來的學者及其著作，業經筆者逐一加以追溯彙述，但這些法則與改進的廣泛應用及其對植物的相互關係，尚須從事更進一步的研究。

譯者附誌：本文因農業氣象名詞尚未訂定，專業參考書籍缺乏，匆匆逐譯付梓，謬誤之處在所難免，尚盼國內外學者惠予指正幸甚。

參考文獻

- Abbe, C. 1905. A first report on the relations between climates and crops. U. S. Dept. Agr. Weather Bureau Bull. No. 36 (W. B. No. 342), Washington, D. C. 386 pp.
- Angot, A. 1890. Étude sur la marche des phénomènes de la végétation et la migration des oiseaux en France pendant les années 1886 et 1887. Ann. Bur. Cent. Mët. de France, 1888, I.
- Arnold, C. Y. 1959. The determination and significance of the base temperature in a linear heat unit system. Proc. Am. Soc. Hort. Sci. 74: 430-445.
- Bomalaski, H. H. 1948. Growing degree days. How to apply this unit to measure maturity of crops. Food Packer 29: 51-59, 29: 57-61.
- Boussingault, J. J. B. D. 1837. Economie rurale considérée dans ses rapports avec la chimie, la physique et la météorologie. 1st ed., 8°, Paris.
- Cautagne, G. 1882. De l'influence de la température sur le developement des vegetaux. Lyon Soc. Bot. Ann. 9: 81-127.
- Dauhenmire, R. F. 1947. Plants and Environment—A Textbook of Plant Autecology. John Wiley & Sons, Inc., New York. 424 pp.
- Edwards, M. and M. Colin. 1834. De l'influence de la température sur la germination. Ann. Sci. Nat., Sér. 2, 1: 257-270.
- Fritsch, K. 1861. Thermische Constanten für die Blüthe und Fruchtreife von 889 Pflanzenarten, abgeleitet aus zehnjährigen Beobachtungen im K. K. Botanischen Garten zu Wien. Wien Denkschriften, 1861. (Abstract in Wien Sitzungsbericht 25 (2): 711-718.

- Gasparin, A. E. P. de. 1844. Cours d'agriculture. (Treatise on agriculture.) Vols. I and II. Paris. 574 pp.
- Holmes, R. M. and G. W. Roherston. 1959. Heat units and crop growth. Canada Dept. Agr. Publ. No. 1042. Ottawa, Ontario. 31 pp.
- Katz, Y. H. 1952. The relationship between heat unit accumulation and planting and harvesting of canning peas. *Agron. J.* 44 : 74-78.
- Lana, E. P. and E. S. Haber. 1952. Seasonal variability as indicated by cumulative degree hours with sweet corn. *Proc. Amer. Soc. Hort. Sci.* 59 : 389-392.
- Lehenhauser, P. A. 1914. Growth of maize seedlings in relation to temperature. *Physiol. Res.* 1 : 247-288.
- Lindsey, A. A. and J. E. Newman. 1956. Use of official weather data in spring time-temperature analysis of an Indiana phenological record. *Ecology* 37 : 812-823.
- Linsser, C. 1867. Die periodischen Erscheinungen des Pflanzen-Lebens in ihrem Verhältnis zu den Wärme-Erscheinungen, *Mém. Acad. Imp. St. Pétersbourg* (7), XI.
- Linsser, C. 1869. Untersuchungen über die periodischen Lebens-Erscheinungen der Pflanzen. Zweite Abhandlung. *Mém. Acad. Imp. St.-Pétersbourg* (7), XIII.
- Livingston, B. E. and G. J. Livingston. 1913. Temperature coefficients in plant geography and climatology. *Bot. Gaz.* 56 : 349-375.
- Livingston, B. E. 1916. Physiological temperature indices for the study of plant growth in relation to climatic conditions. *Physiol. Res.* 1 : 399-420.
- Nuttonson, M. Y. 1948. Some preliminary observations of phenological data as a tool in the study of photoperiodic and thermal requirements of various plant material. In *Vernalization and Photoperiodism—A Symposium*. Ed. by Murneck, A. E. and R. O. Whyte. Chronica Botanica Publishing Company, Walham, Mass.
- . 1956. A comparative study of lower and upper limits of temperature in measuring the variability of day-degree summations of wheat, barley and rye. *Am. Inst. Crop Ecol. Washington, D. C.* 42 pp.
- Podol'skii, A. S. 1958. Novyĭ method fenologicheskikh prognozov i agroklimaticheskikh otsenok po teplovomu faktoru. (A new method for phenological prognosis and agroclimatic appraisal using the heat factor). *Doklady Akad. Nauk SSSR (u.s.)* 121(5) : 932-935. (In Russian; English translation available from Amer. Institute of Biol. Sciences, Washington, D. C.).
- Price, H. L. 1909. The application of meteorological data in the study of physiological constants. *Virginia Agr. Expt. Sta. Annual Report*, pp. 206-212.
- Réaumur, R. A. F. de. 1735. Observation du thermomètre, faites à Paris pendant l'année 1735, comparées avec celles qui ont été faites sous la ligne, à l'Isle de France, à Alger et en quelques-unes de nos isles de l'Amérique. *Mém. Acad. des Sci., Paris* 1735 : 545.
- Seaton, H. L. 1955. Scheduling plantings and predicting harvest maturities for processing vegetables. *Food Technol.* 9 : 202-209.
- Thorntwaite, C. W. 1952. Temperature relation to time of maturity of vegetable crops. Presented at the 78th Annual Meeting of the New Jersey State Hort. Soc. Johns Hopkins University, mimeo.
- Wang, J. Y. and R. A. Bryson. 1956. A study of phytometeorological effects on the growth and development of peas. *Dept. Meteorol., University of Wisconsin*. 165 pp.
- Wang, J. Y. 1958a. An evaluation of some techniques in agrometeorology. (Methods relating to problems in cultivated plants). Ph.D. Thesis, University of Wisconsin.
- Wang, J. Y. 1958b. More accurate predictions of corn maturity date. *Food Packer* 39 : 17, 36-37.



民國四十九年颱風調查報告

研究室

總論 北太平洋西部颱風概述

Typhoons in Northwestern Pacific during 1960.

Abstract

In the region of northwestern Pacific, the frequency of occurrence of typhoons in comparison to normal value was slightly higher during the year of 1960. The average for last two decades was 26.9 but the number of tropical cyclones appeared in 1960 was 28.

Among these tropical cyclones, six of them had invaded the area of Taiwan. This number was relatively higher against the normal 3.7 for a period of 64 years. Typhoon Shirley, Agnes and Elaine had crossed the eastern coast of Taiwan but Typhoon Trix and Mary had merely passed over the sea to the north of Taiwan. Another Typhoon named Karen had whirled around the southeast coast of Taiwan at a distance about 80 kms.

Excessive rain poured down during the passage of typhoon Shirley, caused a devastating flood in the middle and southern part of Taiwan on August 1, 1960. Both rain and flood are precipitous in record and made tremendous loss of properties and a large number of lives. The maximum amount of rainfall during the passage of typhoon Shirley reported at Mt. Alishan was 1090.4mm. About 210 persons or more had lost their lives in the flood.

The total loss of lives and properties due to the ravage of typhoons in 1960 was dreadful. About 229 lives had been killed in natural calamities and 10,907 houses had been completely demolished in 1960.

一、緒論

民國49年北太平洋西部計發生颱風28次，於臺灣附近通過者及登陸者計有6次之多。其中以7月31日侵襲臺灣之雪莉颱風，所造成之所謂八一水災最為嚴重。人口死亡及失蹤竟達210人，房屋全毀10,513棟。其他6月10日掠過臺灣北部海上之瑪麗颱風，8月8日通過臺灣北部海上之崔絲颱風，8月23日晚橫越臺灣中南部之艾琳颱風等，均於臺灣地區釀成災害。尚有4月26日掠過臺灣東南部海上之凱倫颱風及8月14日橫越臺灣北部之艾妮絲颱風，在臺灣地區引起暴風雨，但未釀成災害。此外各地颱風離臺灣均甚遠，未有明顯的影響。

民國49年侵襲臺灣之颱風，先後釀成災害者計達四次之多，共計人口死亡229人，傷491人，房屋全毀10,907棟，半毀13,895棟，是颱風災害較大之一年。

二、各颱風之能量

民國49年在北太平洋西部發生之28次颱風中，以坡莉、雪莉、崔絲、黛拉、瑪美、妮娜、歐非莉等七次颱風較大。茲以臺灣省氣象所出版之民國47年颱風調查報告，第一章第三節所述之方法，計算各颱風在其最盛期之動能及位能，列如表一。即今年發生於北太平洋西部之颱風中，以瑪麗颱風威力最大，其動能為 71.9×10^{24} 爾格，位能為 78.9×10^{25} 爾格。其次為妮娜颱風。又今年侵襲臺灣之六次颱風中，以崔絲颱風威力最大，其動能為 24.4×10^{24} 爾格，位能為 26.8×10^{25} 爾格。雪莉颱風次之，其動能為 15.1×10^{24} 爾格，位能為 16.6×10^{25} 爾格。

三、各颱風概況

民國49年，於北太平洋西部所發生之颱風，其經過情形及行徑，據氣象所每日天氣圖，所繪得之行徑

表一：1960年發生於北太平洋西部各次颱風在其最盛期之能量表

颱風名稱	起時 月 日	中心氣壓 mb.	颱風半徑 xIII km.	氣壓深度 mb.	動能 $\times 10^{24}$ ergs	位能 $\times 10^{25}$ ergs
凱倫 (Karen)	4. 25	990	3.2	17	1.2	1.4
露西 (Lucille)	5. 31	985	6.0	20	5.1	5.6
瑪麗 (Mary)	6. 05	980	7.9	22	9.7	10.7
娜定 (Nadine)	6. 05	985	4.6	21	3.2	3.5
	6. 09	990	5.3	20	4.0	4.4
歐莉芙 (Olive)	6. 25	950	4.3	59	7.7	8.5
波莉 (Polly)	7. 22	950	6.3	58	16.3	18.0
羅絲 (Rose)	7. 28	1000	4.6	15	2.3	2.5
雪莉 (Shirley)	7. 30	920	5.0	85	15.1	16.6
崔絲 (Trix)	8. 07	930	7.0	70	24.4	26.8
輕度颱風 (無名)	8. 07	1000	2.8	08	0.4	0.5
佛琴尼 (Virginia)	8. 09	980	4.0	25	2.4	2.6
范迪 (Wendy)	8. 12	996	2.5	10	0.4	0.5
艾妮絲 (Agnes)	8. 13	994	4.0	08	0.9	1.0
貝絲 (Bess)	8. 18	980	6.2	24	5.2	5.7
卡門 (Carmen)	8. 19	975	6.3	25	7.0	7.7
黛拉 (Della)	8. 26	970	8.2	40	19.1	21.0
艾琳 (Elaine)	8. 22	975	3.8	25	2.6	2.8
費依 (Faye)	8. 28	945	3.7	65	6.3	6.9
葛樂禮 (Gloria)	9. 01	1002	5.2	08	1.5	1.7
小型輕度颱風 (無名)	9. 01	1008	1.8	06	0.1	0.2
海斯特 (Hester)	9. 05	1002	1.8	08	0.2	0.2
裘迪 (Judy)	9. 30	980	3.2	30	2.2	2.4
克蒂 (Kit)	10. 06	966	4.8	40	6.5	7.2
羅拉 (Lola)	10. 12	970	3.8	36	3.7	4.1
瑪美 (Mamie)	10. 18	940	12.2	68	71.9	78.9
妮娜 (Nina)	10. 26	955	8.5	55	28.2	31.0
歐菲莉 (Ophelia)	12. 01	940	7.3	68	25.7	28.3
費莉絲 (Phyllis)	12. 14	980	6.0	30	7.7	8.4

圖如圖 1 至圖 3 中所示。茲分述各次颱風概況於後：

(1) 凱倫 (Karen)

此颱風係 4 月 22 日發生於菲律賓群島西部，中心約位於北緯 10 度，東經 123 度。以每小時 10 公里之速度，向北北西推進外，強度則未見明顯之發展。至 23 日 8 時抵達北緯 12 度，東經 122 度以後，改變其進行方向

為西北，並逐漸發展。至 24 日 8 時，已發展達經度颱風強度。其中心氣壓為 1,000 毫巴，中心位於北緯 13.8 度，東經 119.2 度，即在南海東部。此時最大風速為每秒 18 公尺，以每小時 15 公里之速度，向北北西推進。至該日 20 時該颱風抵達，北緯 15.3 度，東經 118.5 度以後，再轉向為北北東進行，指向臺灣而來

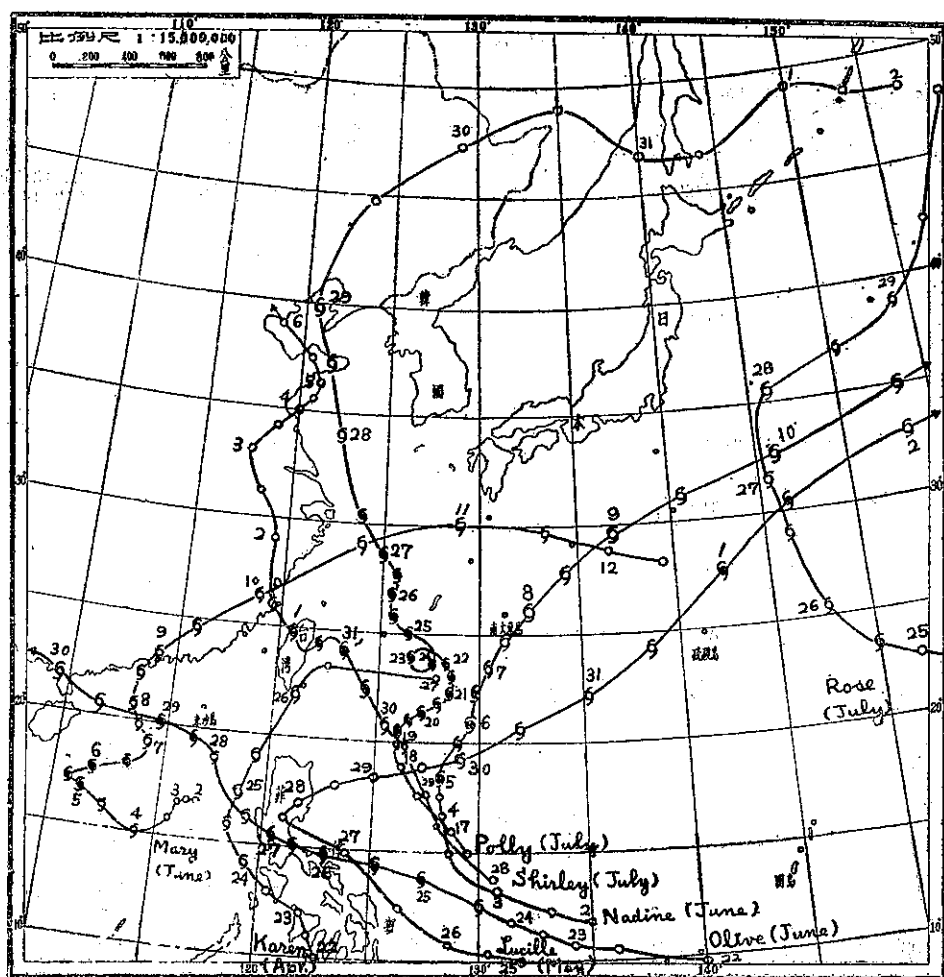


圖 1：民國49年4月至7月之北太平洋西部颱風行徑圖
(有註明日期之颱風位置，係當日8時之位置)
颱風符號：○ 熱帶氣旋 (Tropical Depression)
6 熱帶風暴 (Tropical Storm)
● 颱風 (Typhoon)

。至25日8時該颱風抵達北緯19.1度，東經118.9度時，其最大風速增達每秒30公尺。至該日14時經美軍飛機偵察報告，中心位於北緯17.8度，東經119.2度，其中心氣壓為990毫巴，最大風速增達每秒38公尺，即已發展達中度颱風強度。此後此颱風則逐漸衰弱，以每小時26公里之速度向西北北東進行。26日9時，復經美軍飛機偵察報告，該颱風中心位在北緯21.9度，東經120.9度，即恒春東南方約30公里之海面上，最大風速為20公尺，中心氣壓為1,000毫巴，並以每小時20公里之速度向西北北東推進。該日20時颱風抵達北緯23.3度，東經122.5度以後，轉向東南東推進，並且迅速減弱而漸行消失。結束其5日之生命史。

凡颱風發生於北太平洋西部或南海，其行徑掠過

臺灣或200公里以內之領海上者，稱為侵襲臺灣颱風。據上述之軌範這次凱倫颱風是侵襲臺灣颱風之一。據臺灣省氣象所63年來統計，四月中有侵襲臺灣颱風是未曾有之異常現象。

茲為顯明大氣環流與這次凱倫颱風行徑之關係，繪得自4月22日至26日止之5日平均500mb面北半球天氣圖如圖4。即該期間太平洋高氣壓稍有發展，並且北移。因此凱倫颱風沿此高氣壓之邊緣循環而進入臺灣附近海面。

又於圖5中所示者為凱倫颱風之中心氣壓及最大風速變化圖。凱倫颱風侵襲臺灣時之主要氣象要素，列如表二。即臺灣各地稍有下列外並無大影響，因此未造成災害。

表二：凱倫颱風各測候所觀測記錄

地 點	最低 氣壓 (mb)	起 時 日 時 分	最大風速 及 風 向 (m/s)	起 時 日 時 分	瞬 間 最 大 風 速					雨量 總計 m.m.	期 間 日 時 分	風力6級以上之時間 (10m/s)
					風速	風向	氣壓	氣溫	濕度			
彭佳嶼	1004.0	26 17 15	17.3 NNW	27 12 00	—	—	—	—	—	29.5	25 00 00 27 09 40	25日3時, 27日3時, 9時-14時, 21時-24時
鞍 部	*684.68	20 15 50	12.0 N	27 03 00	—	—	—	—	—	39.7	27 03 30 27 09 30	
竹子湖	*702.75	26 16 00	3.3 NE	27 03 30	—	—	—	—	—	—	—	
淡 水	1004.2	26 17 00	7.8 NNW	27 03 20	—	—	—	—	—	1.5	27 02 10 27 05 00	
基 隆	1003.0	27 15 00	12.0 SSW	27 18 40	16.0	SW	1006.0	23.4	88	40.5	25 16 00 27 24 00	
臺 北	1003.3	26 17 00	9.7 E	27 23 00	14.0	E	1007.8	24.0	82	13.1	24 21 40 25 02 35	
新 竹	1003.7	26 16 30	4.0 N	26 10 00	5.5	N	1009.0	25.4	88	—	—	
宜 蘭	1003.3	27 14 00	8.8 WNW	27 08 35	11.8	WNW	1006.3	26.2	71	52.0	25 14 07 27 10 15	
臺 中	1003.8	26 16 00	4.3 NNW	26 12 40	6.3	NNW	1005.2	31.2	69	—	—	
花 蓮	1004.2	26 16 30	8.0 NE	25 21 10	11.0	NNE	1007.3	25.8	92	29.9	25 18 56 25 22 32	
日月潭	*670.93	26 16 00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
澎 湖	1004.6	26 16 00	6.3 NE	26 12 00	6.9	NE	1006.4	28.8	73	—	—	
阿里山	*570.85	26 16 00	3.5 W	26 04 30	3.7	W	*571.70	9.7	98	0.0	—	
玉 山	*480.20	26 17 00 27 05 00	11.8 NW	27 15 00	—	—	—	—	—	2.8	27 11 42 27 12 15	
新 港	1003.5	26 16 10	5.3 NNE	25 24 00 26 00 00	5.6	NNE	1008.2	24.9	93	4.6	25 24 00 26 00 00	
永 康	100.24	26 16 00	6.7 NNW	26 13 40	8.0	NNW	1004.3	30.9	66	—	—	
臺 南	1003.7	26 16 00	6.5 NW	26 13 00	10.0	NW	1004.6	34.0	62	—	—	
臺 東	1003.5	26 16 00	5.7 SSW	25 14 00	11.0	SSW	1009.0	29.3	84	0.5	25 07 55 26 17 20	
高 雄	1003.1	26 15 00 16 00	7.0 WNW	26 15 00	—	—	—	—	—	0.0	—	
大 武	1003.7	27 17 00	2.3 N	27 09 00 11 00	6.9	N	1006.1	29.4	72	—	—	
蘭 嶼	1003.5	26 15 13	14.3 W	27 04 40	15.1	W	1003.9	23.8	94	13.6	25 10 15 26 11 55	27日23時, 18時
恒 春	1005.3	25 17 00	3.7 SE	25 09 10	4.2	SE	1008.6	28.5	80	1.7	25 10 00 25 22 00	
鹿林山	*550.22	26 16 00	5.0 S	26 00 50	—	—	—	—	—	4.5	27 11 45 27 12 40	

* 重力值 (m.m.)

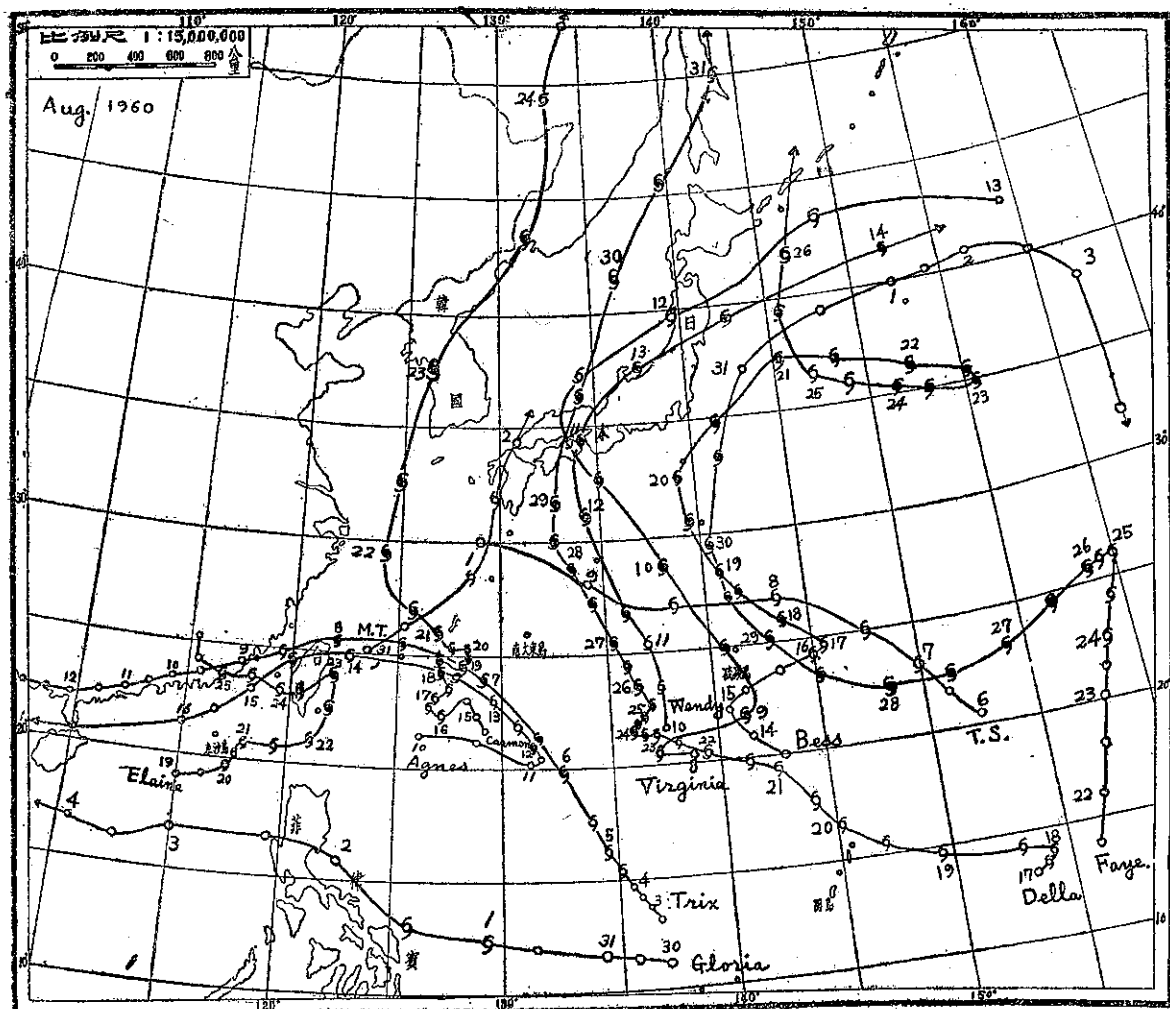


圖 2：民國49年 8 月之北太平洋西部颱風行徑圖

(有註明日期之颱風位置，係當日 8 時之位置)

颱風符號：○ 熱帶氣旋 (Tropical Depression)

6 熱帶風暴 (Tropical Storm)

9 颱風 (Typhoon)

(2) 露西 (Lucille)

5 月 25 日在加羅林群島之西方海面上約在北緯 10 度，東經 132 度，有一熱帶氣旋孕育，此為露西颱風生成之始。此熱帶氣旋形成後，以每小時 20 公里之速度向西北西推進以外，其強度未見有明顯之發展。27 日晚該氣旋抵達呂宋島中部後，折向東北東推進。至 28 日進入菲律賓東方海上時起，逐漸發展。至 30 日 8 時，抵達北緯 18.5 度，東經 129.2 度時，其中心氣壓降低至 995mb，最大風速增達每秒 23 公里，已達輕度颱風強度，因而命名為露西颱風。此後該颱風繼續發展，並加速度以每小時 35 公里之速度向東北方推進。至 6 月 1 日 8 時該颱風抵達父島附近海面時，中心氣

壓降低達 986mb，而最大風速增達每秒 35 公尺，即達中度颱風強度。此時為該颱風之最盛期。至 1 日晚，該颱風逐漸減弱，並折向為東北東推進。至 2 日迅速變為溫帶氣旋轉向東方而去，結束計凡九天之生命史。

(3) 瑪麗 (Mary)

此颱風係 6 月 2 日生成在南海，緩慢的向西南西進行以外，其強度未見有發展。至 3 日晨逐漸發展，並且折向西南推進。至 4 日 9 時抵達北緯 15.0 度，東經 113.8 度時，其中心氣壓降低至 990mb，暴風半徑為 150 公里，最大風速增達每秒 26 公尺。已達輕度颱風之強度，因而命名為瑪麗颱風。此後該颱風繼續發展，並且折向西北，以每小時 20 公里之速度推進。至

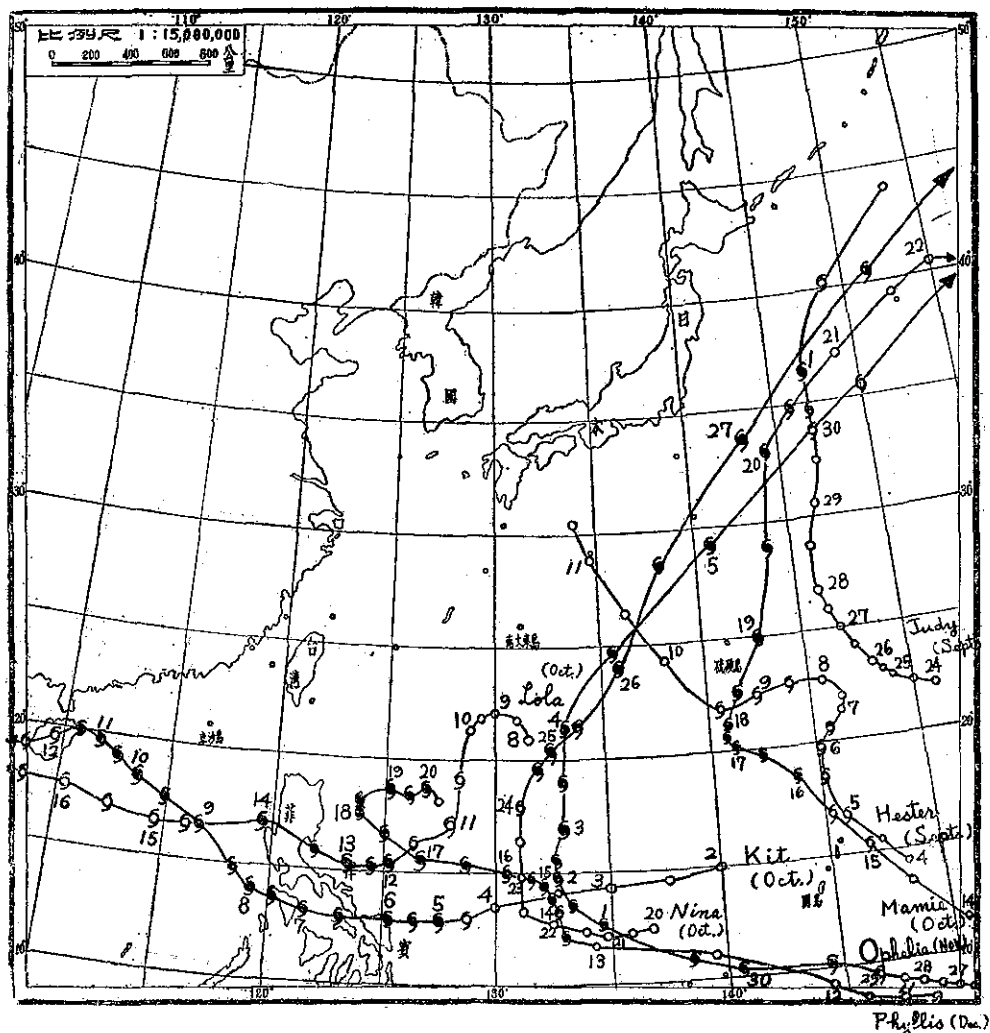


圖 3：民國 49 年 9 月至 12 月之北太平洋西部颱風行徑圖
(有註明日期之颱風位置，係當日 8 時之位置)
颱風符號：○ 熱帶氣旋 (Tropical Depression)

6 熱帶風暴 (Tropical Storm)

6 颱風 (Typhoon)

5日9時抵達北緯 17.0度，東經 111.3度時，中心氣壓降低至 980mb，最大風速增達每秒 33公尺，暴風半徑復擴大為 300公里，已達中度颱風之強度。此後該颱風逐漸減速，至該日20時急折向東北東，以每小時 10 公里之速度推進。至 7日 8時該颱風抵達北緯 19.0度，東經114.0度時，其最大風速稍減弱至每秒30公尺，即變成輕度颱風，並轉向北北西，以每小時10公里之速度推進。至 8日 8時瑪麗颱風抵達北緯 20.8度，東經 112.8度後，復折向北北東推進，並且逐漸減弱其威力。該颱風為 9日清晨，由澳門附近登入大陸，因受陸地之影響，瑪麗颱風之威力急激減弱，而

復折向為東北，以每小時25公里之速度推進，並且逐漸加速。當 10日 8時該颱風抵達北緯 26.5度，東經 118.8度時，其中心氣壓升高至 992mb，最大風速減弱至每秒18公尺，暴風半徑又縮小至 150公里。該日中午，瑪麗颱風由溫州南方進入東海後，復漸發展，並折向東北東，以每小時45公里之速度推進。至 11日 8時，該颱風抵達北緯29.8度，東經128.6度時，其中心氣壓降低至 982mb，最大風速增達每秒 30 公尺，風暴半徑又擴大為 300公里。此後該颱風逐漸減弱，並且失去熱帶氣團之特性逐漸變為溫帶氣旋，同時復折向東南東，以每小時35公里之速度推進。至 12日完

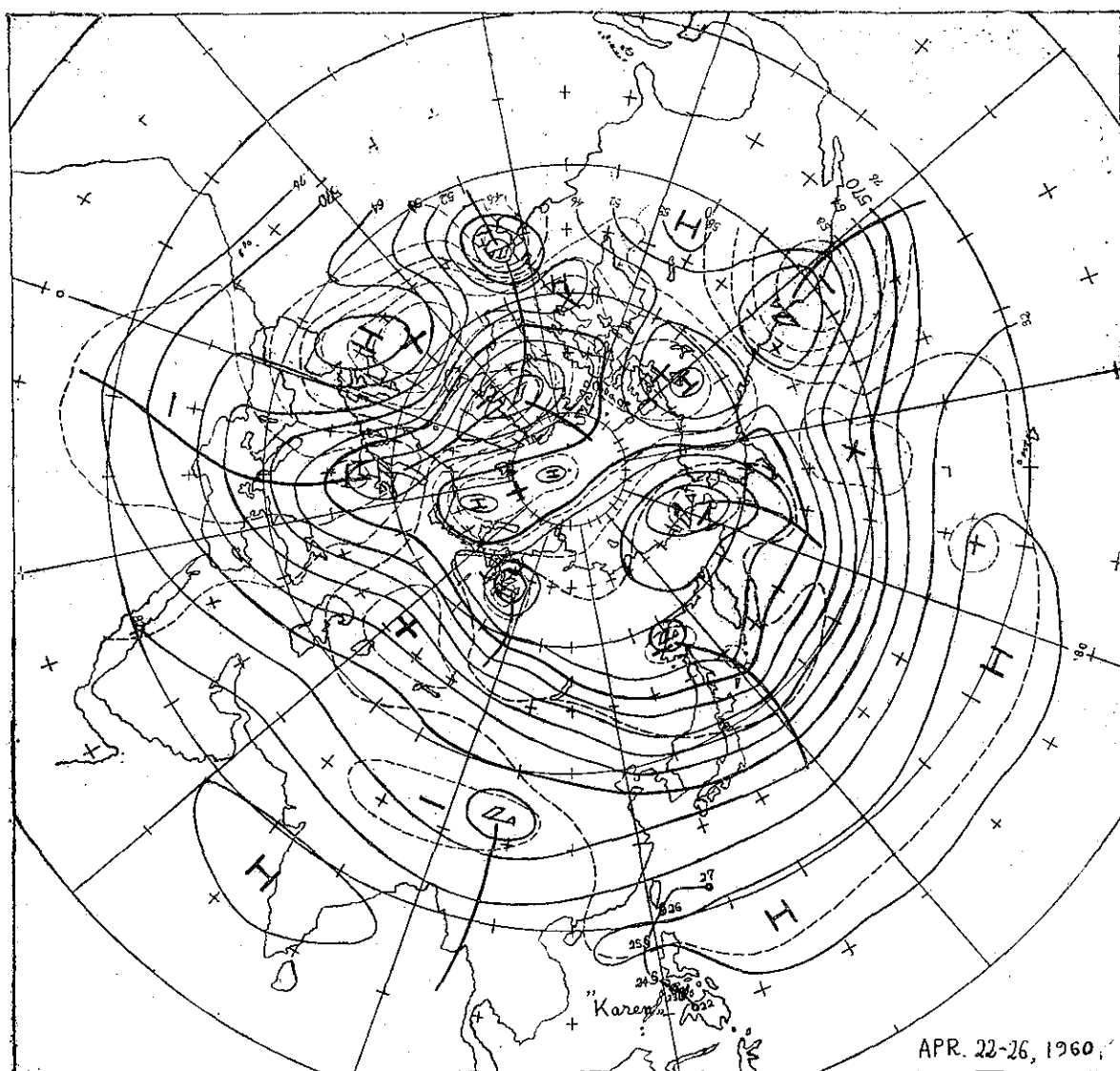


圖 4：民國 49 年 4 月 22 日至 26 日之五日平均北半球 500mb 面高度圖。

全變成溫帶氣旋，向東而去，結束為期十一天之生命史。如此，這次瑪麗颱風，其生命史之長，及其行徑之異常，實為以往六十四年來，侵襲臺灣颱風中所少見。

(4) 娜定 (Nadine)

6 月 2 日，在加羅林群島北方洋上，（約在北緯 12 度，東經 135 度）有一熱帶氣旋生成發展，此為娜定颱風之原胎。此熱帶氣旋生成後，以每小時 20 公里之速度，向西北西推進以外，其強度未見有發展。至 3 日 8 時抵達北緯 13.2 度，東經 130.8 度後折向西北推進。該日 20 時抵達北緯 15.0 度東經 128.8 度以後，復折向為北北西推進，並逐漸發展。至 5 日 2 時抵達

北緯 17.6 度，東經 128.2 度時，其中心氣壓降低至 996mb，最大風速增達每秒 20 公尺，暴風半徑為 150 公里。已發展達輕度颱風之強度，因而命名為娜定颱風。此後該颱風逐漸改變其進行方向為北北東，以每小時 15 公里之速度推進，並且繼續發展。至該日 14 時該颱風抵達北緯 19.2 度，東經 128.5 度時，其中心氣壓降低至 985mb，最大風速增達每秒 33 公尺，暴風半徑又擴大為 250 公里。即發展達中度颱風之強度。當 7 日 8 時經美軍飛機偵察報告，娜定颱風已達北緯 23.6 度，東經 130.7 度，而最大風速為每秒 30 公尺。至 8 日 8 時該颱風抵達南大東島東方之北緯 26.0 度，東經 132.2 度以後，復折向東北，並且逐漸加速度，

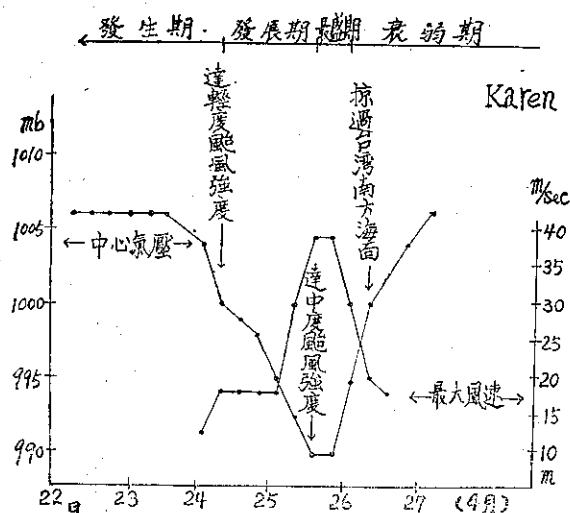


圖 5：凱倫颱風之中心氣壓及最大風速變化圖

以每小時25公里之速度推進。至9日20時抵達島附近海上後，復轉向東北東，並且再加速度，以每小時45公里之速度推進。10日該颱風逐漸失去熱帶氣團特性，至11日變成溫帶氣旋而東去，結束該颱風凡十天之全部生命史。

(5) 歐莉芙 (Olive)

此颱風係6月22日，生成於加羅林群島附近海面上（約在北緯9度，東經140度）。以每小時20公里之速度向西北西推進以外，其強度未見有發展。至24日8時抵達北緯11.7度，東經131.8度以後，逐漸發展。至該日20時，抵達北緯12.5度，東經130.0度時，其中心氣壓降低至995mb，最大風速增達每秒26公尺，已發展達輕度颱風之強度，因而命名為歐莉芙颱風。此後該颱風仍以每小時25公里之速度，繼續向西北西進行，並且急激發展。當25日8時該颱風抵達北緯13.2度，東經127.7度時，其中心氣壓降低至960mb，最大風速增達每秒33公尺，暴風半徑為150公里，即已達中度颱風之強度。至該日20時，該颱風抵達北緯13.8度，東經125.2度時，其中心氣壓降低至950mb，最大風速增達每秒51公尺，暴風半徑亦擴大為250公里，即達到強烈颱風之強度。至26日8時，該颱風抵達北緯14.5度，東經122.8度時，其最大風速再增強至每秒62公尺。此後該颱風橫越呂宋島期間，因受陸地之影響，威力急激減弱。當該颱風係27日20時抵達南海東部之北緯15.8度，東經119.2度時，其中心氣壓升高至995mb，最大風速減弱至每秒26公尺，暴風半徑又縮小至100公里，即變成輕度颱風。此後該颱風折向北北西，以每小時30公里之速

度推進，並且逐漸發展。至28日20時該颱風抵達東沙島南方海上之北緯19.5度，東經116.3度時，中心氣壓降低至990mb，最大風速增達36公尺，暴風半徑又擴大至200公里，即再發展達中度颱風之強度。此後該颱風復折向為西北西，以每小時15公里之速度推進。至29日8時歐莉芙颱風抵達北緯20.0度，東經114.3度時，其中心氣壓降低至980mb，暴風半徑又擴大至250公里。該颱風係30日清晨由雷州半島北部登入大陸，因受陸地之影響威力頓減，至7月1日在越南北部逐漸消失，結束該颱風凡十天之生命史。

(6) 玻莉 (Polly)

此颱風係7月17日晨，在呂宋島東方洋上。（約北緯16度，東經129度）生成，以每小時15公里之速度，向西北推進，並逐漸發展。至18日20時，經美軍飛機偵察報告，已抵達北緯19.9度，東經126.2度，而其中心氣壓為996mb，暴風半徑為150公里，最大風速增達每秒28公尺，已達輕度颱風強度，因而命名為玻莉颱風。此後該颱風折向北，以每小時6公里之速度推進，並且繼續發展。至19日15時復經美軍飛機偵察報告，已抵達北緯20.1度，東經126.4度，其中心氣壓降低至975mb，暴風半徑擴大至200公里，最大風速增達每秒45公尺，已達中度颱風強度。該颱風復折向東北，以7公里之速度推進。至21日17時30分，復經美軍飛機偵察報告，已抵達北緯22.8度，東經127.7度，而中心氣壓竟降至952mb。此後該颱風折向北北西推進並逐漸減速。由22日中午至24日晨之間，其行經非常特殊，即玻莉颱風在該期間中行圓型運動，在北緯23.5度，東經127.0度為中心，半徑為50公里之圓上緩慢移動。至24日中午後，指向西北推進。至25日20時該颱風抵達北緯25.5度，東經125.7度後，復折向北以每小時9公里之速度推進進入東海。至26日20時該颱風復折向北北西推進而逐漸加速度，並且逐漸減弱其威力。至27日20時該颱風抵達東海西部之北緯30.5度，東經123.7度時，其移動速度增達每小時35公里，向北北西移動。玻莉颱風至28日8時抵達黃海之北緯34.0度，東經122.8度時已減弱至輕度颱風之強度，仍繼續向北北西推進，該日晚橫越青島半島之東端部，進入渤海。至29日晨由錦州附近登入東北地區，而失去熱帶氣團之特性，迅速變成溫帶氣旋而折向北北東移去，結束該颱風凡13天之生命史。這次玻莉颱風的蜿蜒的蛇行狀行徑，是以往颱風行徑所少見的異常行徑。茲將該颱風之飛機偵察報告資料及雷達觀測資料，列如表三以資參考。

表三：玻莉颱風眼飛機偵察報告及雷達觀測資料

觀測時刻 日 時 分	中心位置		位 置 決 定 法	誤差 (英里)	最大風速		颱風眼 之直徑 (英里)	其 他
	北緯 (度)	東經 (度)			風 速 (kts)	象 限		
18. 14. 00.	18.7	126.9	Loran	—	—	—	—	
18. 20. 00.	19.0	126.6	Loran	—	56	—	—	
19. 12. 00.	19.9	126.2	aeft radar	—	—	—	25	circular eye.
19. 15. 00.	20.1	126.4	Loran	5	90	SE	20	{700 mb. height 9,280 ft., circular eye, Broken strato cu top 4000ft.
19. 16. 00.	20.2	126.4	Loran	5	—	—	—	
19. 17. 11.	20.2	126.3	Loran	5	—	—	—	
19. 22. 30.	20.2	126.1	Loran	10	—	—	—	
20. 11. 30.	20.9	126.9	Loran	5	100	—	30	{circular eye. 500mb. height. 18,180 ft.
20. 17. 30.	21.2	127.2	Loran	3	90	SW	25	{circular eye. 724 mb. temp. 16.7°C, dew pt. 12.1°C
21. 17. 30.	22.8	127.7	Loran	2	90	S	20	{circular eye. 700mb height 8,710ft. S. L. P. 952 mb, 728mb temp 16.9°C, dew pt. 15.0°C
21. 23. 11.	23.1	127.8	Loran	5	—	—	—	
22. 12. 00.	23.5	127.5	Loran	5	110	NW	30	{circular eye, 700 mb. height 8,830 ft. temp 18.0°C
22. 23. 00.	23.2	126.9	Loran/Radar	15	—	—	—	eye poorly defined.
23. 05. 00.	24.3	127.3	Loran	5	—	—	—	700 mb. eye position at 24.0°N 127.8°E.
23. 17. 04.	23.2	126.9	Loran	5	60	N	10	{circular eye, 700mb. height 9,130ft., Temp. 15.0°C Dew pt. 13.0°C. S. L. P. 966mb.
23. 22. 56.	23.0	127.1	Radar/Loran	5	—	—	40	circular eye.
24. 17. 21.	24.1	127.0	Radar/Loran	5	60	N	—	{700mb. Height 9,440ft. S. L. P. 970mb, 712mb. Temp. 13.0°C Dew pt. 12.0°C
25. 05. 00.	24.5	126.6	Radar/Loran	3	63	N	—	{eye diffuse no wall, 700mb. Height 9,680ft. temp 12°C, dew pt. 7°C. S. L. P. 984mb.
25. 17. 31.	25.9	125.9	Radar/Loran	2	35	E	—	700mb. Height 9,550ft.
26. 08. 02.	26.0	125.6	Radar/Loran	3	65	NE	50	{Horse shoe shape eye open south, very weak wall cloud, Broken Sc.
26. 17. 45.	26.8	125.5	Radar/Loran	5	80	E	20	{Circular eye, wall clouds N through E. 700mb. height 9,740ft. temp. 13.1°C, dew pt. 13.0°C. S.L.P. 990mb
26. 20. 00.	27.3	125.6	land Radar	—	—	—	—	
26. 23. 15.	28.1	125.1	Radar	20	—	—	—	Radar good. eye not visible.
27. 06. 00.	28.2	125.0	Radar/Loran	10	40	E	30	{Circular eye, wall cloud SE through N open NW through S. 700mb. height 9,470ft. S. L. P. 992mb.

(7) 羅絲 (Rose)

此颱風係7月24日，在馬爾庫斯島 (Marcus) 南方海上 (約在北緯22度，東經154度) 生成後，逐漸發展，並以每小時18公里之速度向西北推進。至25日20時抵達北緯23.5度，東經150.0度時，其中心氣壓降低至1000mb，最大風速增大每秒18公尺，暴風半徑為150公里，已達輕度颱風之強度因而命名為羅絲。至26日8時該颱風抵達北緯25.5度，東經147.8度時，其最大風速增達每秒20公尺，暴風半徑又擴大為200公里。此後該颱風折向西北北西，以每小時35公里之速度推進。至27日8時該颱風抵達北緯32.2度，東經145.8度以後，逐漸減速度，至該日20時以後，羅絲復折向西北北東，以每小時18公里之速度推進。28日8時該颱風抵達北緯35.5度，東經146.3度時，復折向東北並且加速度，以每小時35公里之速度推進。至29日8時抵達北緯38.7度，東經153.8度後再折向西北北東推進，並且逐漸失去熱帶氣團之特性，變成溫帶氣旋，而結束羅絲颱風凡六天之生命史。

(8) 雪莉 (Shirley)

當7月28日玻莉颱風在山東半島，向北推進時，在菲律賓東方海洋上 (約在北緯15度，東經130度) 另一熱帶風暴已醞釀發展，此為雪莉颱風生成之始。此風暴係形成在東風波槽之南端。當其生成後逐漸發展並以每小時25公里之速度向西北推進。至29日20時該風暴抵達北緯20.4度，東經126.2度時，其中心氣壓降低至990mb，最大風速增達每秒26公尺，暴風半徑為150公里，已發展達輕度颱風之強度，因而命名為雪莉 (Shirley) 颱風。此後該颱風繼續發展並減速度，以每小時10公里之速度繼續向西北推進。至30日8時抵達北緯21.5度，東經125.3度時，其中心氣壓為980mb，最大風速增達每秒33公尺，暴風半徑復擴大為200公里，已發展達中度颱風之強度。該日20時該颱風抵達北緯22.0度，東經124.8度時，已發展達強烈颱風之強度。至31日7時23分，經美軍飛機偵察報告，中心位於北緯23.5度，東經123.5度，其中心氣壓為910mb，最大風速為每秒67公尺，暴風半徑為300公里。此颱風仍繼續向西北，以每小時20公里之速度推進。該日下午，因臺灣中南部受颱風環流之影響，有強烈西北至西南風，橫越臺灣山脈，而在臺灣東海岸各地，誘致焚風並在該地區形成顯著的焚風低氣壓。至該日16時該颱風抵達宜蘭東南方約80公里海上之北緯24.3度，東經123.3度時，因受臺灣陸地之影響，臺灣山脈之高峻山嶽之攔阻，及異常乾燥

之焚風氣流之灌入，颱風之威力急驟減弱。並受焚風低氣壓之引誘，該颱風折向西南，以每小時20公里之速度推進。至該日19時颱風抵達花蓮東方約25公里之海面上時，其中心氣壓已升高至965mb，而於臺灣山脈西斜面之大霸尖山及內橫屏山間附近誘發另一颱風，並向北北西緩慢進行。至8月1日4時，該副颱風由白沙岬附近進入臺灣海峽後，急激發展並且轉向西北，以每小時12公里之速度推進。至該日8時颱風抵達北緯25.3度，東經120.7度時，其中心氣壓已發展至950mb。該颱風仍繼續向西北推進，至該日20時左右，由馬祖附近登上大陸，至2日晚在華中消失而結束其六日之生命史。

(9) 崔絲 (Trix)

民國49年8月2日，日本東方海面之西風槽，於琉璣島東方海面上，誘生低緯東風帶之槽線，而使赤道面上之西進東風波加深發展，與西風槽連接構成一顯著連接槽 (Extended trough)。此連接槽在其南端之加羅林群島北方海面上，與熱帶幅合帶相交，構成明顯的三相點 (Triple point)。此三相點逐漸發展，至3日20時，終在北緯14.0度，東經136.0度附近海上，形成一閉合之低氣壓中心，此為崔絲颱風生成之始。當閉合低氣壓中心發生後，地面與高空氣流均呈明顯之氣旋式環流，而逐漸發展並緩慢的向西北推進。

至4日14時該低氣壓，抵達北緯15.2度，東經135.4度時，其中心氣壓已降低為1002mb，最大風速為每秒21公尺，已發展達輕度颱風之強度而命名為崔絲 (Trix) 颱風。至6日2時該颱風抵達北緯18.6度，東經133.3度時中心氣壓已發展達975mb，最大風速增達每秒33公尺，暴風半徑約為200公里，已發展達中度颱風之強度。此後該颱風稍加速，以每小時22公里之速度向西北推進。至該日8時，崔絲颱風抵達北緯19.9度，東經132.8度時，其最大風速增達每秒51公尺，已發展達強烈颱風之強度。此後該颱風繼續發展，至該日16時15分經美軍飛機偵察報告，其中心氣壓竟降低達935mb，實測最大風速為每秒64公尺，而暴風半徑又擴大至300公里。當時之位置在北緯21.1度，東經132.1度。至7日8時該颱風抵達北緯13.7度，東經129.0度時，中心氣壓為930mb，而最大風速增達每秒69公尺。至該日20時崔絲颱風抵達宮古島北方海面上後，折向西方而指向臺灣而來，至8日晨崔絲颱風通過彭佳嶼及臺灣本島間之海面，向西推進進入臺灣海峽。當時臺灣北部受其暴風雨之侵

製造成部分災害。又8日下午至9日臺灣西部沿海地區，先後三次受海水漲潮之侵襲，引起嚴重災害。

此後，崔絲颱風威力迅速減弱，並折向爲西南西推進，至該日晚由廈門附近登入大陸。至12日在華南東京灣沿海地區消失，而結束凡十天之全部生命史。

(10) 輕度颱風（無名）

民國49年8月6日8時，當崔絲颱風抵達南大東島南方海面時，另一熱帶風暴將在北緯20.5度，東經152.8度，醞釀發展並構成一閉合低氣壓中心。此低氣壓閉合中心逐漸發展，並以每小時18公里之速度，向西北方推進。至7日8時，該閉合中心抵達北緯23.0度，東經150.0度時，其中心氣壓降低至1,004mb而最大風速增達每秒20公尺，已發展達輕度颱風之強度。此後該颱風加速度，以每小時30公里之速度向西北方推進。至8日2時該颱風該達北緯26.0度，東經146.0度時，其中心氣壓降低至1000mb，而最大風速又增達每秒25公尺。此後該颱風逐漸減弱，並折向西北西，以每小時45公里之速度推進。至9日在日本九州南方海上消失，而結束其生命史。此颱風未達中度颱風之強度，故未爲命名。

(11) 佛琴尼 (Virginia)

8月8日晨，當崔絲颱風侵襲臺灣時，另一熱帶風暴將在北緯20.5度，東經139.0度附近海面上醞釀發展，此爲佛琴尼颱風之始。此後該風暴以每小時18公里之速度向西北西推進，並逐漸發展。至該日20時抵達北緯20.5度，東經137.0度時，其中心氣壓已降低至1000mb，而最大風速增達每秒18公尺，已發展達輕度颱風之強度因而命名爲佛琴尼颱風。此後該颱風停止北移，而緩慢的向東移進並急峻發展。至9日8時經美軍飛機偵察報告，其中心位置在北緯21.5度，東經141.7度，中心氣壓已降低至985mb，暴風半徑爲150公里，最大風速增達每秒40公尺，已發展達中度颱風之強度。此後佛琴尼颱風首先向北北西，12小時以後折向西北，以每小時40公里之速度推進以外，其強度未見有發展。至10日8時起稍有發展，至該日14時，該颱風抵達北緯30.7度，東經136.4度時，其中心氣壓爲980mb，最大風速增達每秒51公尺，即達強烈颱風之強度。以後該颱風稍減速度，以每小時20公里之速度，向西北進行指向日本四國而去。至11日3時半左右，由日本四國之室戶岬西方登陸，因受陸地之影響威力漸減並折向北方，以每小時20公里之速度推進。當時於室戶岬測候所測得東風每秒47.0公尺爲該颱風最大風速實測值。至該日16時左右，由鳥取

市西方進入日本海後，復折向東北，以每小時40公里之速度推進。至12日晨橫越日本本州與羽地方，進入太平洋並再加速度，以每小時70公里之速度向東北東推進，而迅速失去熱帶氣團之特性，變成溫帶氣旋，至13日逐漸消失，而結束其全部生命史。這次颱風侵襲日本期間，於福井縣南大谷測得之338公厘，係爲總雨量之最大實測值。

(12) 范迪 (Wendy)

8月10日中午，約在北緯22.0度，東經137.5度之海面上，有一熱帶風暴醞釀生成，此爲范迪颱風之原始。至該日20時該風暴抵達北緯23.6度，東經137.5度時，其中心氣壓已降低爲998mb，最大風速爲每秒20公尺，已達輕度颱風強度。此後該颱風逐漸發展，並以每小時20公里之速度向北北西推進。至11日14時該颱風抵達北緯26.8度之東經136.0度時，其中心氣壓爲996mb，最大風速爲每秒35公尺，已發展達中度颱風之強度，而命名爲范迪颱風。此後該颱風稍加速度，以每小時30公里之速度，向北北西推進。至12日2時范迪颱風，抵達北緯29.5度，東經134.7度以後，折向北方指日本四國而去。至該日16時左右，由日本四國室戶岬西方登陸後，復折向東北，以每小時50公里之速度推進，而通過播磨灘，北陸地方及東北地方南部，至13日14時左右進入太平洋而迅速失去熱帶氣團之特性，變成溫帶氣旋，向東北東以每小時55公里之速度推進。至15日晚在北太平洋中部消失。

這次颱風侵襲日本，於室戶岬測得之西南西風每秒35公尺，係爲最大風速之實測值，而於岐阜縣八幡測得之總雨量271公厘，係總雨量之最大實測值。

(13) 艾妮絲 (Agnes)

8月10日於北緯21.5度，東經126.0度附近海上，生成一閉合低氣壓中心，其中心氣壓約爲1000mb，以每小時30公里之速度，向東推進以外，其強度未見有發展。此爲艾妮絲颱風之原胎。至11日20時該閉合低氣壓中心，抵達北緯20.4度，東經132.2度後，折向北北西以每小時5公里之緩慢速度推進，並逐漸發展。至12日8時經美軍飛機偵察報告，其中心位在北緯21.5度，東經131.7度，中心氣壓爲995mb，最大風速爲每秒23公尺，已發展達輕度颱風之強度因而命名爲艾妮絲颱風。此後該颱風以每小時15公里之速度，向西北推進以外，其強度未見有發展。至13日2時艾妮絲颱風抵達北緯24.7度，東經130.1度後，折向西北西以每小時15公里之速度推進。至該日14時以後加速爲每小時30公里之速度推進。至14日2時該颱風

表四：艾妮絲颱風各測候所觀測記錄

地 點	最低 氣壓 (mb)	起 時			最大風速 及 風 向 (m/s)	起 時			瞬 間 最 大 風 速					雨量 總計 (mm)	期 間	風力6級以上之時間 (10m/s)
		日	時	分		日	時	分	風速	風向	氣壓	氣溫	濕度	時 間		
彭佳嶼	996.3	14	09	50	21.5 NNE	14	10	10	—	—	—	—	—	35.8	14 05 10 14 13 50	14日3時—15日3時
鞍 部	6797.5*	14	15	00	15.0 N	14	08	00	—	—	—	—	—	157.2	13 20 05 15 07 10	
竹仔湖	696.62*	14	14	15	4.5 NE	14	09	00	—	—	—	—	—	90.6	14 04 15 14 16 47	
淡 水	995.8	14	15	00	9.0 ESE	14	22	10	—	—	—	—	—	59.9	13 20 09 15 05 15	
基 隆	996.7	14	14	00	14.7 NNE	14	10	10	19.3	NNE	999.1	26.2	95	14 09 48	52.9 14 03 40 14 20 30	
臺 北	995.5	14	14	00	7.2 ENE	14	16	30	11.7	E	997.3	26.6	95	14 12 25	68.4 13 20 00 15 23 30	
新 竹	994.7	14	16	00	8.3 NE	13	13	30	11.6	NE	996.6	26.7	98	13 12 55	42.2 14 03 28 14 16 30	
宜 蘭	994.3	14	12	40	12.3 NNW	14	13	00	17.0	NNW	994.4	26.4	95	14 12 51	56.1 14 01 01 15 08 30	14日13時
臺 中	994.3	14	17	05	5.3 N	14	10	50	11.9	N	999.9	27.4	89	14 10 45	16.9 14 08 28 14 14 45	
花 蓮	995.1	14	13	00	8.5 S	14	15	00	11.5	S	996.0	29.3	82	14 15 06	24.9 14 17 48 15 13 06	
日月潭	649.2*	14	17	00	5.0 N	15	00	40	—	—	—	—	—	—	—	
澎 湖	996.0	14	17	00	13.0 N	14	16	00	15.6	N	996.3	26.6	91	—	5.9 14 10 25 14 19 20	14日12時—18時
阿里山	566.57*	14	17	00	7.3 N	14	05	20	8.2	N	568.77*	13.0	100	14 05 17	2.8 14 05 15 14 12 10	
玉 山	463.71*	14	18	00	14.0 SSE	14	23	00	—	—	—	—	—	3.8	14 05 05 15 04 55	14日23時，15日5時
新 港	995.6	14	14	30	9.2 SSW	14	11	10	13.1	SSW	996.4	29.3	80	14 11 20	7.5 13 07 52 14 20 35	
永 康	996.2	14	17	30	8.0 NNW	14	11	30	12.6	NNW	999.4	29.3	77	14 11 28	0.3 14 11 20 14 14 30	
臺 南	995.5	14	17	00	9.0 N	14	11	38	15.2	N	998.3	30.0	83	14 12 11	0.3 14 12 10 14 14 55	
臺 東	995.3	14	15	00	10.0 NE	15	14	00	14.0	NE	995.8	32.4	80	15 14 14	8.1 14 20 55 15 16 20	15日14時
高 雄	995.1	14	16	40	5.0 NNW	14	11	30	—	—	—	—	—	—	—	
大 武	994.2	14	15	22	10.3 NNE	14	22	10	12.2	NNE	999.0	28.1	85	14 22 20	55.4 14 22 05 16 20 20	
蘭 嶼	994.4	14	15	45	13.3 NNE	14	00	10	19.9	NNE	998.6	25.1	94	14 00 08	89.4 13 02 24 16 01 00	13日18時—14日2時
恒 春	994.9	14	16	00	7.2 WNW	14	13	30	9.7	WNW	995.9	31.7	76	14 13 25	—	
鹿林山	545.97*	14	16	00	6.0 NW	14	18	40	—	—	—	—	—	5.0	14 05 00 14 13 00	

* 重力值 (mm)

風抵達北緯 24.3 度，東經 125.0 度後，復折向爲西方推進，指向臺灣而來。至 14 日中午由宜蘭北方登陸臺灣，因受臺灣陸地摩擦之影響及高峻山嶽之攔阻，其威力減弱，並復折向西南西推進。至該日 18 時左右進入臺灣海峽。此後艾妮絲颱風繼續向西南西推進，通過臺灣海峽南部、南海北部後，由雷州半島與海南島間海面進入東京灣，至 18 日於東京灣消失而結束其凡九天之生命史。

這次艾妮絲颱風侵襲臺灣，因其威力不太強烈，故未造成災害。艾妮絲颱風侵襲臺灣時各地之氣象要素列如 表四。風暴期間中之 14 日 10 時 10 分，在彭佳嶼測得之北北東風每秒 21.5 公尺，係爲最大風速之實測值，而同時於基隆測得之北北東風每秒 14.7 公尺，居其次。這次颱風之雨量很少，以鞍部測候所測得之 157.2 公厘爲最多，此外各地均未達到 100 公厘，如高雄、恆春等地均無降雨。

(14) 貝絲 (Bess)

8 月 13 日晚，在馬麗安納群島及硫磺島間海面上，約北緯 20 度，東經 143 度附近，有生成一個閉合低氣壓中心，此爲貝絲颱風生成之始。此低氣壓約以每小時 15 公里之速度，向西北推進以外，其強度未見有發展。至 14 日 20 時該低氣壓抵達北緯 22.0 度，東經 140.3 度後，折向東北以每小時 10 公里之速度推進，並逐漸發展。至 16 日 8 時該低氣壓抵達北緯 24.2 度，東經 145.0 度時，已發展達輕度颱風之強度，而命名爲貝絲颱風。即其中心氣壓爲 990mb，最大風速爲每秒 30 公尺，暴風半徑爲 200 公里。此後貝絲颱風略滯留在北緯 24.5 度，東經 145.5 度附近海面，而其強度又未見有變動。至 17 日 14 時以後，貝絲颱風開始移動，以每小時 15 公里之速度，向西北方推進，並稍有發展。至 18 日 2 時該颱風抵達北緯 25.4 度，東經 144.3 度時，其中心氣壓降低至 985mb，最大風速增至每秒 33 公尺。已發展達中度颱風強度。此後該颱風繼續向西北推進以外，其強度未見有變動。至 20 日晨貝絲颱風抵達日本南方之八丈島及鳥島間海面後，折向東北推進，掠過日本關東地方東南海面。至 21 日 8 時貝絲颱風抵達北緯 37.5 度，東經 145.2 度後，復折向東南東，以每小時 25 公里之速度推進。至 23 日 8 時貝絲颱風抵達北緯 35.4 度，東經 155.1 度以後，折回其推進方向，以每小時 17 公里之速度，向西北西推進。至 25 日 8 時該颱風回到北緯 36.8 度，東經 147.0 度後，復折向北北西，以每小時 20 公里之速度推進，至 26 日 2 時抵達北緯 40.6 度，東經 145.4 度後，再折向北北

東，以每小時 25 公里之速度推進，並逐漸衰弱同時失去熱帶氣團之特性，變成溫帶低氣壓。這次貝絲颱風之異常行徑，實爲以往颱風所少見。

(15) 卡門 (Carmen)

8 月 14 日，當艾妮絲颱風侵襲臺灣時，另一熱帶風暴將琉球群島南方海上之北緯 22 度東經 129 度附近醞釀生成，此爲卡門颱風生成之始。此風暴生成後，緩慢的向北北西推進並且逐漸發展。至 15 日 20 時抵達北緯 23.2 度，東經 128.4 度後，折向西南西，以每小時 12 公里之速度推進，至 16 日 8 時該風暴抵達北緯 22.5 度，東經 127.0 度時，其中心氣壓已降低至 992mb，最大風速爲每秒 20 公尺，暴風半徑爲 150 公里，已發展達輕度颱風強度。此後該颱風折向西北以每小時 5 公里之速度推進，6 小時後之 16 日 14 時復折向爲東北，以每小時 5 公里之速度推進。至 17 日 8 時該颱風抵達北緯 23.3 度，東經 127.5 度時，才命名爲卡門颱風。此後卡門颱風折向北北西，以每小時 5 公里之速度推進。至 18 日 8 時卡門颱風抵達北緯 24.5 度，東經 127.0 度時，其中心氣壓已降低至 985mb，最大風速又增達每秒 35 公尺，已達中度颱風之強度。此後，卡門颱風，以每小時 5 公里之速度，向北推進。至該日 20 時卡門颱風抵達北緯 24.9 度，東經 127.2 度時，其中心氣壓發展達 975mb，最大風速爲每秒 40 公尺，暴風半徑擴大爲 250 公里。此後颱風卡門折向東南，以每小時 10 公里之速度推進以後其強度未見有變動。至 19 日 8 時抵達北緯 24.3 度，東經 128.0 度後，復折向東北以每小時 7 公里之速度推進。至 19 日 20 時再折向北，以每小時 3 公里之緩慢速度推進。20 日 8 時卡門颱風抵達北緯 25.1 度，東經 128.2 度後，又折向西以每小時 6 公里之速度推進。至該日 20 時卡門颱風抵達北緯 25.2 度，東經 127.5 度後，折向北以每小時 9 公里之速度推進。至 21 日 14 時卡門颱風抵達沖繩島西方海上之北緯 26.6 度，東經 127.0 度後，復折向西北西並且加速度，以每小時 25 公里之速度推進。至 22 日 2 時卡門颱風抵達東海中部之北緯 28.3 度，東經 124.6 度後，復折向北北東以每小時 25 公里之速度推進，並逐漸加速。至 23 日颱風推進速度增達每小時 55 公里，而橫越北韓進入西伯利亞東南地區。至 24 日逐漸失去熱帶氣團之特性，而變成溫帶氣旋，結束卡門颱風計凡十一天之全部生命史。

這次卡門颱風之蜿蜒的蛇行狀行徑，是以往颱風行徑所少見的異常行徑。其蛇行狀行徑圖如圖 2 中所示，即其振幅約爲 200 公里，周期約爲 45 小時。

(16) 黛拉 (Della)

8月17日晨在馬紹爾群島東方海面上之北緯13.0度，東經153.0度附近海面，有生成熱帶風暴，此為黛拉颱風之原胎。該風暴緩慢的向東北東推進，並且逐漸發展，至該日17時經美軍飛機偵察報告，位置在北緯13.3度，東經153.7度，其最大風速增達每秒23公尺，已發展達輕度颱風之強度而命名為黛拉颱風。此後黛拉颱風以每小時20公里之速度，向西北西進行以外，其強度未見有明顯的發展。至22日20時，黛拉颱風抵達北緯21.4度，東經137.6度後，逐漸發展，並且減速度至每小時5公里之速度，向西北西推進。至23日20時該颱風抵達北緯21.6度，東經136.2度時，其中心氣壓降低至975mb，最大風速又增達每秒40公尺，暴風半徑為200公里，已發展達中度颱風強度。此後黛拉颱風略滯留在附近海面上，至25日以後才向北北西推進，指向日本西部推進。至29日13時左右，由日本四國之高知市附近登陸，橫越日本西部，至該日18時左右由鳥取市西方進入日本海。此後黛拉颱風以每小時45公里之速度，向北北東進行，至31日該颱風橫越庫頁島後，迅速變成溫帶氣旋，而結束計凡十五日之生命史。這次黛拉颱風其生命史之久，是以往颱風所少見。

此次颱風侵襲日本西部，誘致豪雨成災。計人口死亡41人，失蹤14人，負傷101人，災民達32,000人之多。又船舶沈沒32艘，流失13艘，損壞192艘。總雨量最多者，為奈良縣日出岳之769公厘，而高知縣之森居其次，為675公厘。實測風速最大者，為室戶岬之東南東風每秒40公尺，而洲本之南南東風每秒29公尺居其次。

(17) 艾琳 (Elaine)

當8月18日卡門颱風，在臺灣東方海上沿東經127度線北移時，另一熱帶低氣壓在東沙島西南方海上之北緯19.0度，東經115.0度附近醞釀生成，此即為艾琳颱風生成之始。此熱帶低氣壓以每小時6公里之速度向東北東推進以外，其強度未見有明顯的發展。至20日晨逐漸發展，該日20時熱帶低氣壓抵達北緯20.2度，東經117.6度時，其中心氣壓降低至988mb，最大風速增達每秒25公尺，暴風半徑為150公里，已發展達輕度颱風之強度。但是該颱風至21日2時才被命名為艾琳颱風。至21日8時艾琳颱風抵達北緯20.5度，東經117.7度，折向其移動方向並且加速度，以每小時15公里之速度向東推進，進入巴士海峽。至22日2時艾琳颱風抵達北緯20.5度，東經120.2度

時，其中心氣壓發展達975mb，最大風速又增達每秒35公尺，已發展達中度颱風之強度。此後艾琳颱風復折向北北東，以每小時15公里之速度推進，接近臺灣東南部沿海。至23日8時艾琳颱風，抵達花蓮東南東方約100公里海上之北緯23.8度，東經122.3度後，颱風移動緩慢近似滯留並且其威力逐漸減弱。至該日下午在高雄東北方約30公里處，誘發副颱風逐漸發展，至24日2時花蓮東方之主颱風消失後，副颱風由高雄附近進入臺灣海峽，以每小時12公里之速度，向西方推進。至25日清晨由東山附近登入大陸後，折向西北以每小時20公里之速度推進。至26日在華南逐漸消失，結束艾琳颱風計凡九天之全部生命史。

這次艾琳颱風侵襲臺灣，於臺灣南部誘致豪雨，而造成嚴重水災。

(18) 費依 (Faye)

8月21日晚在馬紹爾群島西南方海面之北緯14度東經156度附近海面，生成熱帶低氣壓，其為費依颱風之原胎。此熱帶低氣壓生成後，以每小時12公里之速度向北北東推進，至23日14時抵達北緯21.3度，東經158.1度時，其最大風速增達每秒18公尺，已發展達輕度颱風之強度，而命名為費依颱風。此後費依颱風繼續以每小時12公里之速度向北北東推進，至25日8時費依颱風抵達北緯25.7度，東經160.0度後，折向西以每小時6公里之速度推進並逐漸發展。至26日8時費依颱風抵達北緯25.4度，東經158.5度時，其中心氣壓降低至985mb，最大風速增達每秒35公尺，暴風半徑為150公里，已發展達中度颱風之強度。此後費依颱風以每小時20公里之速度，折向西南西推進，並繼續發展。至27日8時費依颱風抵達北緯23.2度，東經154.0度時，其中心氣壓達965mb，最大風速又增達每秒50公尺，暴風半徑擴大為200公里，已發展達強度颱風之強度。至28日8時費依颱風抵達北緯22.6度，東經148.0度後，折向西北西並且加速度，以每小時25公里之速度推進而12小時後復折向西北方推進。至30日8時費依颱風抵達日本南方海上之北緯29.4度，東經140.2度後，復折向北北東並加速度，以每小時40公里之速度向北北東推進。該日晚掠過日本東南部沿海後，其威力逐漸減弱。至31日晚變成溫帶氣旋，而結束費依颱風計凡十天之生命史。

(19) 葛樂禮 (Gloria)

8月30日在加羅林群島北方海上之北緯11.2度，東經137.0度附近，有生成一個熱帶低氣壓，以每小時18公里之速度，向西北西推進並逐漸發展。至1日

2時該低氣壓抵達北緯12.3度，東經130.4度時，其最大風速達每秒20公尺，已發展達輕度颱風之強度而命名為葛樂禮颱風。此後葛樂禮颱風以每小時30公里之速度，向西北推進，至1日20時葛樂禮颱風抵達菲律賓群島東南部沿海之北緯13.3度，東經125.8度後，折向西北以每小時36公里之速度推進。至2日晨葛樂禮颱風折向西推進而橫越呂宋島中部，至該日18時左右進入南海，以每小時35公里之速度向西推進，橫斷南海中部。至5日於越南東岸消失，結束其計凡七天之生命史。

(20) 小型輕度颱風 (無名稱)

8日31日8時，臺灣東北方海上之北緯25.0度，東經123.7度附近海上，有生成一個小型熱帶低氣壓，以每小時24公里之速度向東北沿琉球群島推進以外，未見有明顯之發展。至9月1日8時該熱帶低氣壓抵達奄美大島西方海上之北緯28.6度，東經128.2度時，其中心氣壓為1008mb，最大風速為每秒25公尺，已發展達輕度颱風之強度。此後該颱風折向東北東以每小時28公里之速度，指向日本九州推進。至1日晚登陸九州後其勢力迅速減弱，2日晨在日本中部地方西部消失，而結束其短短2日之生命史。此颱風係典型的小型颱風。(Midget typhoon, Pin-point typhon)

(21) 海斯特 (Hester)

9月4日於馬麗安納群島東方之北緯14.5度，東經148度附近海面上，有生成一個熱帶低氣壓，此即為海斯特颱風之始。此熱帶低氣壓生成後，以每小時15公里之速度推進並漸發展。至5日8時該熱帶低氣壓抵達北緯17.1度，東經146.2度時，其中心氣壓為1002mb，最大風速為每秒20公尺，已發展達輕度颱風之強度因而命名為海斯特颱風。至5日20時海斯特颱風抵達北緯18.2度，東經144.9度後，折向北北東以每小時12公里之速度推進，並且逐漸減弱。至7日20時海斯特颱風抵達北緯22.8度，東經146.7度後，復折向西以每小時12公里之速度推進。至8日20時抵達硫磺島南方海上之北緯22.3度，東經140.5度後，再折向西北以每小時24公里之速度推進，並且逐漸衰弱。至11日於日本南方洋上消失而結束海斯特颱風計凡八天之全部生命史。

(22) 裘迪 (Judy)

9月24日馬爾庫斯島西南方之北緯22.0度，東經151.0度附近海上，生成一個熱帶性低氣壓，以每小時8公里之速度向西北推進以外，其強度未見有明顯

的發展。至23日8時抵達北緯28.1度，東經146.0度後折向北，以每小時15公里之速度推進。而29日晨以後逐漸發展。至30日8時該熱帶性低氣壓抵達北緯33.5度，東經147.0度時，其中心氣壓降低至980mb，最大風速增達每秒30公尺，暴風半徑為300公里，已發展達輕度颱風之強度而命名為裘迪颱風。此後裘迪颱風以每小時5公里之速度，向北推進。至30日20時該颱風抵達北緯34.5度東經147.0度時，其最大風速增達每秒35公尺，即達中度颱風之強度。此後裘迪颱風稍加速度，以每小時9公里之速度向北推進。至10月1日8時颱風抵達北緯36.5度，東經147.0度後，折向東北並加速度以每小時40公里之速度推進。至1日晚漸減弱其威力並且迅速取得熱帶外特性，而變成溫帶低氣壓，結束裘迪颱風計凡八天之生命史。

(23) 克蒂 (Kit)

10月2日加羅林群島北方之約北緯15度，東經140.0度附近海上，有生成熱帶性低氣壓，此為克蒂颱風生成之始。此熱帶性低氣壓生成後，以每小時23公里之速度向西南西推進以外，其強度未見有明顯的發展。至4日8時該低氣壓抵達北緯13.6度，東經130.0度時起，漸見發展。至該日20時抵達北緯12.9度，東經128.7度時，其中心氣壓降低至998mb，最大風速為每秒25公尺，已發展達輕度颱風之強度，因命名為克蒂颱風。此後克蒂颱風繼續發展，並且折向西方，以每小時10公里之速度推進，至5日8時經美軍飛機偵察報告，其中心位在北緯12.7度，東經127.4度，而中心氣壓降低至992mb，最大風速增達每秒38公尺，暴風半徑為200公里，已發展達中度颱風之強度。此後克蒂颱風，以每小時12公里之速度，向西方推進並且繼續發展。至6日12時復經美軍飛機偵察報告，已抵達北緯12.8度，東經124.6度，而中心氣壓為966mb，最大風速竟達每秒51公尺，暴風半徑擴大為250公里，已達強烈颱風之強度。克蒂颱風橫越菲律賓群島中部，至7日晚進入南海後，折向西北方，以每小時16公里之速度推進。至11日晚登上海南島後復折向西南西方推進，至12日晚進入東京灣其威力漸行減弱，至13日漸行消失，而結束克蒂颱風計凡十天之全部生命史。

(24) 羅拉 (Lola)

10月8日南大東島南方海上之北緯20.7度，東經131.6度附近，生成一熱帶氣旋，此為羅拉颱風之始。該氣旋生成後，以每小時10公里之緩慢速度，向

西北推進以外，其強度未見有明顯之發展。至9日8時該氣旋抵達北緯22.0度，東經130.0度後，折向西南西以每小時8公里之速度推進。至10日8時該氣旋抵達北緯21.2度，東經128.7度後，復折向西南西並且加速，以每小時20公里速度推進。至10日20時該熱帶氣旋抵達北緯19.2度，東經128.2度時，其中心氣壓降低至998mb，最大風速增達每秒20公尺，已發展達輕度颱風之強度，因而命名為羅拉颱風。至11日8時羅拉颱風抵達北緯17.0度，東經128.0度後再折向西南西推進並且急峻發展。至12日8時30分，經美軍飛機偵察報告，其中心位在北緯15.4度，東經125.2度，而中心氣壓為978mb，最大風速為每秒35公尺，已發展達中度颱風之強度。此後羅拉颱風折向西，以每小時12公里之速度推進。13日晚橫越呂宋島中部，至14日晨進入南海，以每小時22公里之速度，繼續向西推進。至17日於越南東岸地區消失而結束羅拉颱風計凡十天之全部生命史。

(25) 瑪美 (Mamie)

10月12日當羅拉颱風將侵襲呂宋島時，另一熱帶氣旋，在馬紹爾群島西北方之北緯11度，東經161度附近海上醞釀生成，此為瑪美颱風之始。熱帶氣旋生成後，以每小時22公里之速度向西推進以外，其強度未見有明顯之發展。至13日20時熱帶氣旋抵達北緯10.0度，東經154.0度後，折向西北以每小時28公里之速度推進，並且逐漸發展。至15日8時抵達馬麗安納群島附近之北緯15.4度，東經146.9度附近海上時，其中心氣壓降低至998mb，最大風速增達每秒20公尺，已發展達輕度颱風之強度，因而命名為瑪美颱風。此後瑪美颱風繼續發展，並以每小時20公里之速度向西北推進。至16日8時瑪美颱風抵達北緯18.7度，東經143.8度時，其中心氣壓降低至990mb，最大風速又增達每秒35公尺，已發展達中度颱風之強度。至17日20時瑪美颱風抵達北緯20.5度，東經140.5度時，中心氣壓竟降低至955mb，最大風速又增達每秒51公尺，已發展達強烈颱風之強度。此後該颱風折向為北北東，以每小時8公里之速度推進並逐漸加速，至19日其推進速度竟增達每小時40公里。至20日8時瑪美颱風抵達日本東南海上之北緯33.3度，東經143.8度後折向東北，以每小時25公里之速度推進，而逐漸失去熱帶氣團之特性，至21日完全變成溫帶氣旋，結束瑪美颱風計凡九天之生命史。

(26) 妮娜 (Nina)

10月20日加羅林群島北方之北緯12.5度，東經

137.0度附近海上，形成一個熱帶氣旋，以每小時10公里之速度向西南西推進以外，其強度未見有明顯之發展。此氣旋21日8時抵達北緯11.8度，東經134.8度後，轉變其進行方向為西北西，以每小時14公里之速度推進。至22日20時該氣旋抵達北緯13.5度，東經131.3度後，復折向北推進。至24日8時抵達北緯17.7度，東經131.3度時其中心氣壓降低至995mb，最大風速增達每秒20公尺，已發展達輕度颱風之強度。此後該颱風折向東北，以每小時15公里之速度推進。至該日20時該颱風抵達北緯19.3度，東經132.2度時，其中心氣壓降低至975mb，最大風速竟增達每秒45公尺，已發展達中度颱風之強度，因而命名為妮娜颱風。至26日8時妮娜颱風之最大風速增達每秒55公尺，達強烈颱風之強度。此後妮娜颱風向東北推進，並且逐漸加速，26日晚以每小時45公里之速度，掠過島嶼附近海上，繼續向東北推進。至28日抵達堪察加半島東南方海上後，漸失去熱帶氣團特性，終於28日晚變成溫帶氣旋而結束妮娜颱風計凡九天之全部生命史。

(27) 歐菲莉 (Ophelia)

11月25日約在北緯8度，東經153度附近海上，有生成一熱帶氣旋，此為歐菲莉颱風生成之始。此氣旋以每小時8公里之速度向西北西推進以外，其強度未見有明顯之發展。至28日8時起逐漸發展，而28日14時抵達北緯9.2度，東經147.5度時，其中心氣壓降低至995mb，最大風速增達每秒25公尺，已發展達輕度颱風之強度，因而命名為歐菲莉颱風。此後歐菲莉颱風仍向西北西，以每小時10公里之速度推進，並且繼續發展。至29日20時此颱風抵達北緯11.1度，東經144.5度時其中心氣壓降低至970mb，最大風速增達每秒33公尺，已發展達中度颱風之強度。此後歐菲莉颱風仍繼續發展，至30日14時52分，經美軍飛機偵察報告，歐菲莉颱風之颱風眼位在北緯10.5度，東經139.2度，眼之直徑為40英里，海平面氣壓為936mb，實測最大風速為每秒51公尺，已達強烈颱風之強度。至12月1日20時歐菲莉颱風抵達北緯12.9度，東經133.0度時，其最大風速竟增達每秒65公尺，即達此颱風之最盛期。此後歐菲莉颱風，轉變其進行方向為北方，以每小時15公里之速度推進。至4日8時颱風抵達北緯20.9度，東經132.4度後，復折向東北推進而逐漸加速，5日以每小時約90公里之速度，通過日本東南方海上，而6日漸變成溫帶氣旋，因而結束歐菲莉颱風計凡十一天之全部生命史。

(28) 費莉絲 (Phyllis)

12月10日晚待魯克島西方海上之北緯8度，東經148度附近海上，生成一熱帶氣旋，以每小時12公里之速度向西北西推進以外，其強度未見有明顯的發展，此為費莉絲颱風生成之始。至12日晚此氣旋抵達加羅林群島附近海上後，急峻發展。至13日14時30分經美軍飛機偵察報告，其颱風眼位在北緯11.7度，東經134.4度，海平面氣壓為982mb，颱風眼為直徑20英里之圓形，中心附近之最大風速為每秒38公尺，已達中度颱風之強度，因而命名為費莉絲。此後費莉絲颱風以每小時8公里之速度向西北西進行，至16日2時此颱風抵達北緯14.7度，東經132.0度後，折向西北西以每小時16公里之速度推進。至17日8時颱風抵達北緯15.5度，東經126.1度後，復折向西北推進，至18日20時費莉絲颱風達北緯17.8度，東經124.0度後

，再折向東以每小時10公里之速度推進。至20日8時颱風抵達北緯18.0度，東經126.5度後，急峻衰弱。至20日晚在附近海上消失而結束費莉絲颱風計凡十天之全部生命史。

四、民國49年颱風之發生及移動特性

民國30年至民國49年（西曆1941～1960年）在北太平洋西部所發生之每月颱風次數列表四。近二十年來之平均，每年在北太平洋西部發生之颱風約為27次，但是民國49年發生28次，比累年平均僅多1次。至每月發生次數之分佈，民國49年8月竟發生颱風12次，若與累年平均6.4次比較，約多二倍，值次於民國39年8月之18次。民國49年8月所發生之12次颱風中，中心氣壓降低至980mb以下者計有7

表五：北太平洋西部每月颱風發生次數之累年統計 統計年數：20年（1941—1960年）

月 年	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	合 計
1941	0	1	0	0	0	4	7	9	4	3	0	2	30
1942	1	1	0	1	1	0	5	9	7	3	1	1	30
1943	1	0	0	3	1	3	8	6	5	4	2	2	35
1944	2	2	0	0	1	1	4	5	3	4	3	0	25
1945	0	0	0	1	0	3	4	6	4	2	1	0	21
1946	0	0	1	0	1	3	5	5	4	4	2	0	25
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	7	4	3	2	44
1951	0	2	0	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	2	6	4	4	3	1	24
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	4	1	23
1957	2	0	0	1	1	1	1	4	5	4	3	0	22
1958	0	0	0	1	1	3	7	4	6	3	2	2	29
1959	0	1	1	1	0	0	2	6	4	4	2	2	23
1960	0	0	0	1	1	3	3	12	2	4	1	1	28
合 計	9	9	5	16	15	37	82	128	89	76	45	27	538
平 均 次 數	0.5	0.5	0.3	0.8	0.8	1.9	4.1	6.4	4.5	3.8	2.3	1.4	26.9

表六：每月颱風侵襲臺灣次數之累年統計（統計年數：64年，1897—1960年）及民國49年之比較

年	4	5	6	7	8	9	10	11	合計
累年平均	0.03	0.14	0.22	0.91	1.19	0.83	0.30	0.09	3.70
民國49年1960年	1	0	1	1	3	0	0	0	6

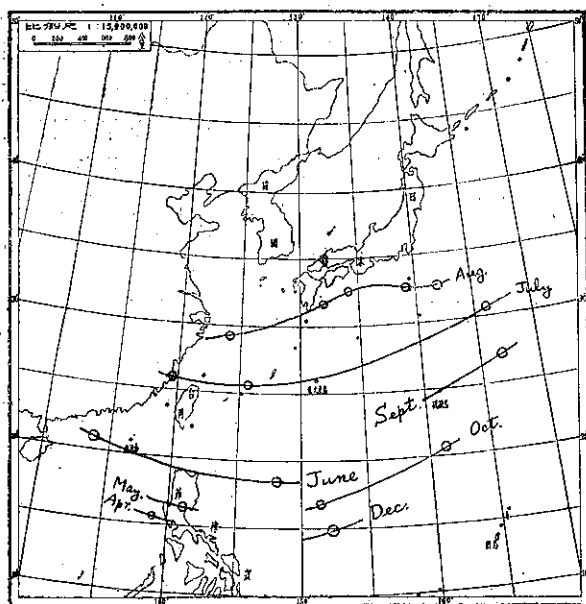


圖6：民國49年各月颱風轉向點分佈圖

次。但是民國39年8月發生之18次颱風中，中心氣壓發展至980mb以下者，僅為3次。即民國39年8月雖然其颱風發生次數為最多，但其強度較弱，而民國49年8月之颱風發生居其次，但是其強度較強烈。又8月颱風發生次數超越10次者，近20年來僅此二次，相隔10年。8月中颱風發生次數似乎有10年之週期。

又每年侵襲臺灣之颱風次數，據西曆1897年（民前15年）至1960年（民國49年）之累年平均為3.7次，而民國49年侵襲臺灣之颱風，先後計有6次之多，如表六中所示。8月中侵襲臺灣颱風次數最多計有3次，但是9月以後無颱風侵臺。

關於颱風之行徑根據圖1，2，3，繪得其轉向點每月位置，得如圖6所示。即4月中轉向點略在北緯15度附近，以後北移6月中約在北緯20度，7月中約在北緯27度，至8月最偏北約在北緯32度，比較

累年平均位置（約在北緯30度）約偏北2度。至9月以後重複轉南，9月在北緯27度，10月在19度，至12月回到北緯15度。

大氣環流之變化為一般天氣變化之主要原因，故颱風之發生、發展及其行徑，當然受大氣環流所控制。茲為探求民國49年颱風發生及運動之氣候學的背景之特徵，將使用月平均北半球天氣圖檢討之。

在圖7中所示者，為民國49年6月之月平均北半球700mb面高度及其距平圖。6月之700mb面環流明顯的呈現低指標(low index)環流狀態，即長波之波幅小而太平洋及大西洋之亞熱帶高氣壓均位在平均位置，並呈帶狀分佈，因而太平洋高氣壓寬伸長至中國東南沿海。故太平洋中緯度30度至40度間，構成一個明顯之正距平帶。此正距平區域及位在西藏至印度一帶之負距平區域間，有急峻的距平梯度誘致強烈東南距平氣流(Southeasterly anomalous flow)，將位在赤道附近及由南半球橫越赤道而侵入北半球之高溫多濕氣流，輸送至中國南海區域，而助長該地區颱風生成之氣運。實際上6月上旬於南海有生成瑪麗颱風，並且沿太平洋高氣壓之邊緣，向東北推進進入中緯度，如圖7中所所示。

至7月阻塞波(Blocking wave)打碎長波，而中緯度北半球環流，由五個長波而構成。在圖8中可見7月間，阻塞高氣壓(Blocking high)在西伯利亞東北端部，格陵蘭及北歐等三地區，而極地低氣壓(Arctic low)因受此三阻塞高氣壓之包圍，稍偏維多利亞(Victoria)島。三個阻塞高氣壓中位在西伯利亞東北端部之阻塞高氣壓最為顯著。此高氣壓誘致位在北太平洋中部波脊之發展及亞熱帶高氣壓之北移，而在北太平洋中部構成一個顯著正距平區域如圖8中所示。此正距平區域西北方之西南距平氣流(Southwesterly anomalous flow)竟誘致亞洲東岸波槽(Asiatic coastal trough)之發展及東移，而構

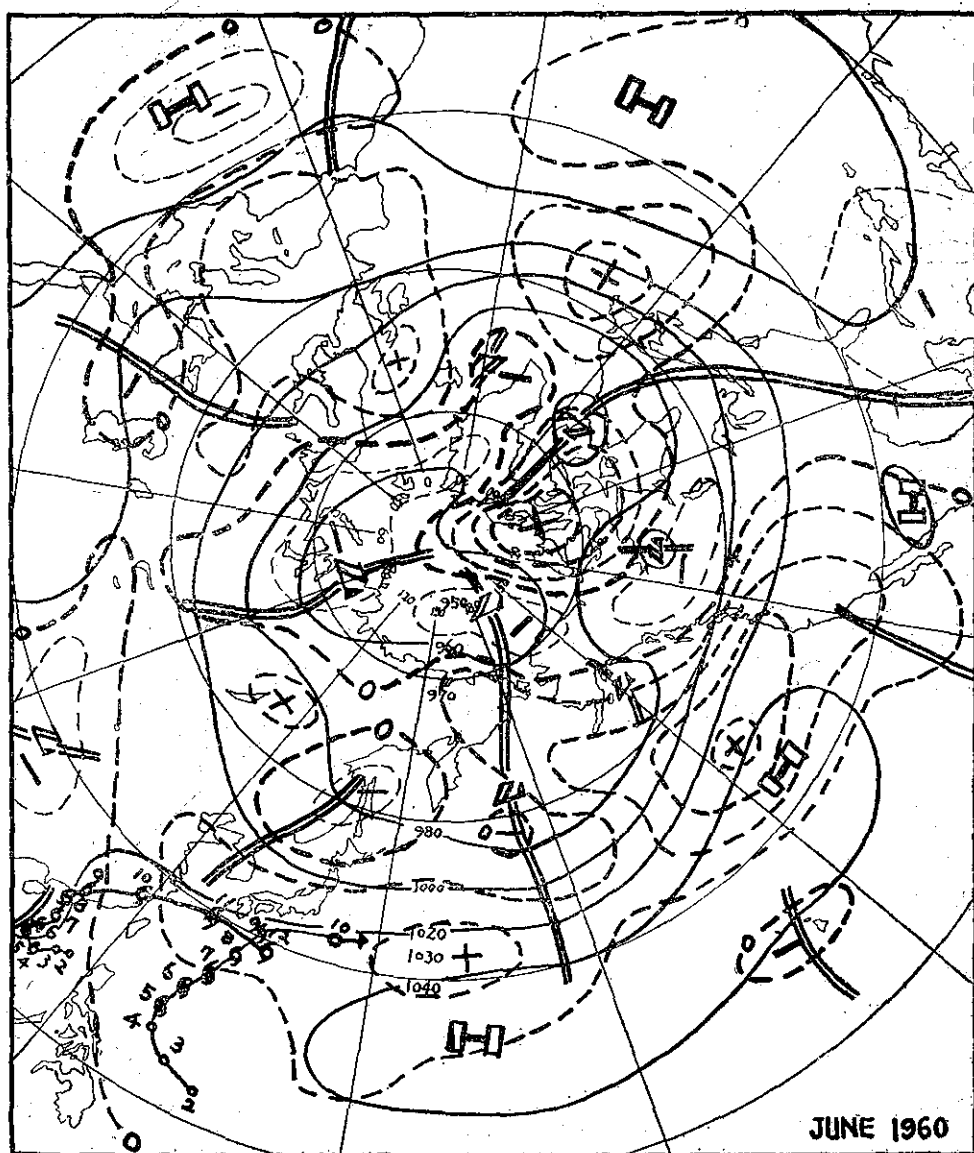


圖 7：民國49年6月之月平均北半球700mb面高度及其距平圖

成由堪察加半島伸長南南西方至琉璣島附近海上之波槽。7月下旬於馬爾庫斯島南方海上生成之羅絲颱風，沿此波槽北移如圖8中所示。又7月中旬於北緯15度，東經130度附近海上生成之玻利颱風，在臺灣東方海上緩慢北移。故在平均圖臺灣東方洋上構成一個低氣壓。此低氣壓及上述之波槽，構成北太平洋西部熱帶區域之異常氣壓分佈，而誘致赤道東風之衰弱。故7月中颱風生成次數因而減少。

在圖9中所示者為民國49年8月之北半球700mb面高度圖。8月之對流圈中部之環流特徵是北極圈之

異常阻塞現象，即格陵蘭北方之北極海區域及冰島等兩區域有顯著阻塞高氣壓，而構成巨大正距平區域。其四周之北緯50度至60度區域，即有負距平帶包圍之。此等異常氣壓分佈竟誘致美國東部地區、大西洋、歐洲等區域之西風帶之南移，反而於亞洲及太平洋區域，誘致西風帶之北移。此種西風帶之北移，將助長太平洋亞熱帶高氣壓之發展及北移，而於阿拉斯加南方海上及日本東方海上構成顯著的正距平區域。同時7月中在臺灣附近發生之低氣壓，至8月稍有發展，而於華南至琉璣島一帶構成一個負距平區域。因此此

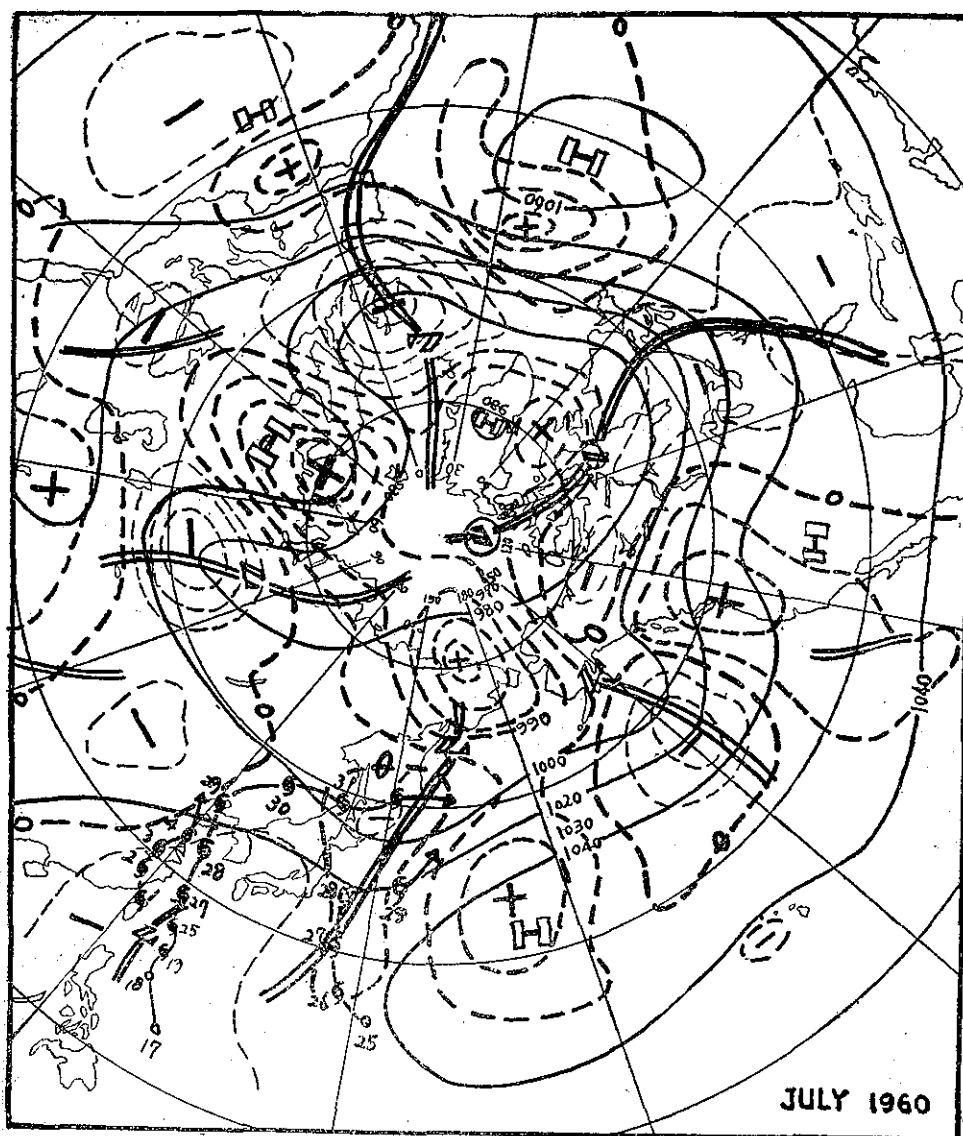


圖 8：民國49年7月之月平均北半球700mb面高度及其距平圖

負距平及日本東方洋上之正距平區域間，有顯著的距平梯度，於日本南方洋上產生顯著的東距平氣流 (Easterly anomalous flow)，誘致赤道東風帶之發展，及向北方擴張。據 Ballenzweig E. M. [Relation of long-period circulation anomalies to tropical storm formation and motion, Jour. Metes. Vol 16, No. 2. pp121-139 1959] 之研究，此種東風帶之擴張是颱風發生及發展之有利條件，此為民國49年8月中颱風發生次數異常多之動氣候學的背景。

又臺灣附近之顯著低氣壓及附近一帶之負距平，

將引誘位在印度洋之西南氣流侵入北半球，而於臺灣東方洋上至加羅林群島一帶之海洋上，構成卓越西南氣流之風系。普通夏季之赤道前線（赤道鋒）是位置在北緯10度至15度間，而民國48年8月中，因西南氣流卓越沖動赤道前線（赤道鋒）北移至北緯20度至25度附近，如圖10中所示。又8月中生成之12次颱風均在此赤道前線（赤道鋒）附近發生，即颱風發生點分佈在西南季風及東北貿易風之輻合區域。此種熱帶氣旋之發生結構，是西南季風最盛期之6月至9月中，於孟印度加拉灣 (Bay of Bengal) 常見，但於北太平洋西部是罕見之現象。

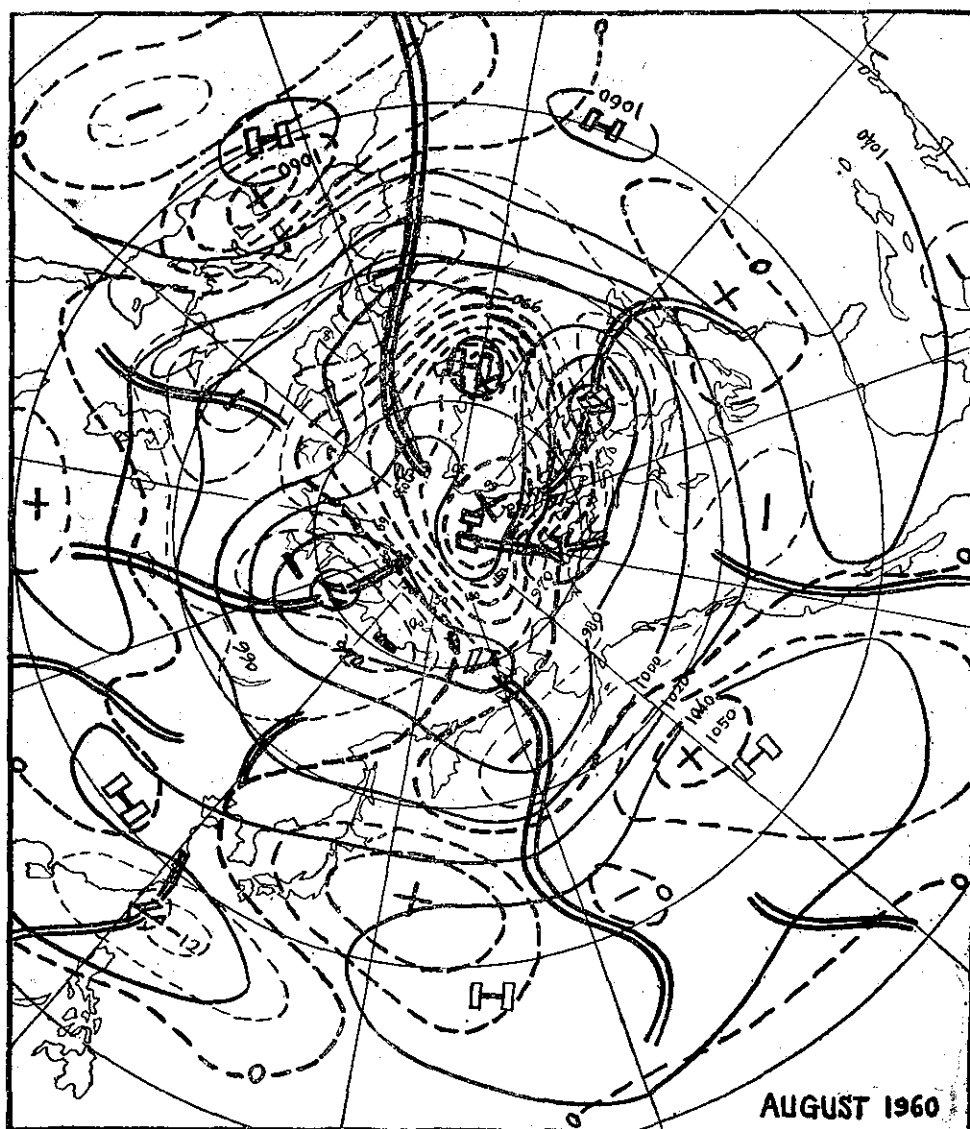


圖 9：民國49年8月之月平均北半球700mb面高度及其距平圖

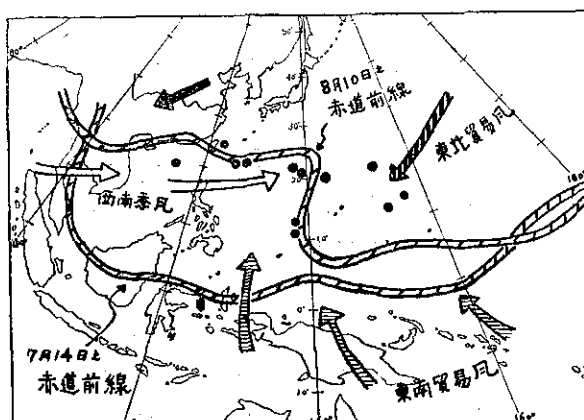
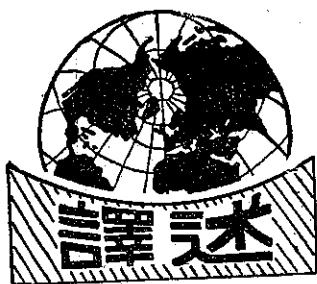


圖10：民國49年8月中發生之十二次颱風發生地點分佈圖（●：颱風發生地點）



一、前言

本文之作，旨在介紹高層大氣物理性質之一般概念。

所謂高層大氣，迄無明確之界限。對氣象學者而言，高層大氣係指通常探空氣球所能及之範圍。但對地球物理學者而言，則不適用；蓋彼等研究之興趣集中於極光或游離層，故彼等常指 100 公里以上之氣層。本文所稱之高層大氣係指對流層以上之氣層。爲了有時涉及整個大氣，故需將大氣分爲三層，即下層（指對流層）、中層（指平流層）、高層（伸展至 100 公里以上）。平流層之底部爲通常探空氣球所可及，故本文中不予討論。

在研究高層大氣之先，首應銘記於心者，爲高層大氣中空氣稀薄之事實。在接近平流層底之 15 公里處，空氣之密度僅及海平面上之 $1/8$ 。在此高度以上，密度之減少極爲疾速。在 100 公里處，其密度爲海平面上之一百萬分之一，大氣壓力爲 10^{-3} 毫米，此與通常電燈泡之真空相若。在 300 公里處，大氣壓力僅爲 10^6 毫米，此壓力即在現代，也惟有藉極良好性能之真空唧筒始能獲得。若論及空氣分子之平均自由路徑 (Path)，則在海平面上其路徑之長度約爲 10^5 厘米，在 15 公里之高度爲 10^{-4} 厘米，在 100 公里之高度爲 10^2 厘米，在 300 公里之高度已增爲 10^6 厘米。

頗令人引以爲奇者，即高層大氣中，空氣極度稀薄之所在，極可能是地球物理上任一重要現象關鍵之所繫。真相是這樣的：爲着 200 公里及以上之高度有游離層之存在，使夜間長距離之無線電通信發生困難。在極區漫漫長夜之中，極光最常見之高度爲 100 公里，但有時則射達 1,000 公里以上。通常流星之現象，常見於 50-150 公里之高度。在上兩次大戰時，法國之砲聲在英倫三島可以聞及，即係因爆炸之音波在高約 35 公里之高度被折射向下彎曲之故。

許多高層大氣之現象，仍然引起學術界甚大之注意。因爲有許多大氣中之現象，並不發生於設計成與之相同條件下之實驗室中。事實上，高層大氣可視爲係由一龐大之物理實驗室所構成。在這巨型實驗室裡

高層大氣物理性質之一斑

S. K. MITRA 著 革心摘譯

，上蒼（自然界）完成了許多複雜之實驗。例如：因射入或抽出質點 (Particles) 所引起之氣團爆炸 (Bombardments of Air Masses)、放電、磁之複屈折、因碰撞而生之游離、重光化作用、游子電子之重結合。根據在實驗室中之經驗，一被放射質點之電離軌道在 Wilson 雲室中，其長度僅及數厘米，在高層大氣中可能爲幾百公里長。在實驗室中，爲了研究放電現象，需將置於玻璃容器中之空氣抽成稀薄，容器玻璃壁上之電子與游子迅即消失，接着放電之火花亦熄滅。在稀薄之高層大氣中，因無玻璃壁之阻礙，所以游子、電子、與發光現象可持續一較長之時間。

出乎吾人意料之外的，吾人已經發現在高達幾十或幾百公里處之高層大氣中的物理條件與對流層中之天氣現象既有所關連，但有些又無法解釋。

總之，高層大氣物理性質之正確知識，對從事高空新型航空器之發展乃屬極端重要者。

二、高層大氣

設地球上之大氣停滯不動，並且未受到外來作用力之擾動，則經過足夠之時間後，由熱之傳導作用，將使整個大氣圈具有一致之溫度。而且，若大氣包含不只一種之氣體，則每一氣體壓力與密度之分佈，自將遵從道爾頓氏之指數定律，如此之氣體稱爲處於等溫平衡之狀態中。設 m 爲某一氣體之分子量， P 爲其在高度爲 h 處之部份壓力， P_0 爲地面之壓力，則

$$P = P_0 \exp \left(- \frac{mg}{kT} h \right)$$

地球上之大氣受熱力及其他原因而生之擾動所支配，對流運動甚顯。氣體之傳導作用甚緩，故有絕熱平衡狀態之趨勢。一氣體之分子在絕熱平衡狀態下，其密度隨高度之分佈，如下式所示：

$$\rho = \left[\rho_0^{r-1} - \frac{r-1}{Ar} gh \right]^{\frac{1}{r-1}}$$

此處 $A = P_0 / \rho_0^r$ ， r 爲空氣等壓比熱與等容比熱之比。

若對流層內之空氣處於理想之絕熱平衡狀態，則溫度因高度之遞減率爲 9.8°C/Km 。在理論上處於理想之絕熱平衡狀態之大氣，其垂直分佈有一自然之界限。由上式知，當 $h = \frac{rP_0}{\rho_0 g(r-1)}$ 時， $\rho = 0$ 。即當

地球上之大氣處於絕熱平衡狀態中，則其極限約為 27.5 公里。然而，由於各種不同之因素，對流層內之大氣並非處於完全之絕熱平衡狀態中，故真正之溫度遞減率僅約 $5^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ ，實際之對流層高度，極區上者為 8 公里，赤道上者為 18 公里。事實上，絕熱大氣之極限，並非嚴格的為一層「面」，將其上之完全真空與其下含有氣體分子之區域隔離開。由於熱力之擾動，使下層大氣之分子繼續不斷地蒸發，以穿過隔離面 (Separating Surface)，一如液體之蒸發然，使在天然界限以上之空間，仍含有氣體之分子。所以，吾人認為處於絕熱平衡之大氣外，係為一「層」(Region) 大氣所覆蓋，此即處於等溫平衡狀態之外圈大氣 (Outer Atmosphere)。

若依上之簡略假定，則外圈大氣僅為數公尺厚。但事實並非如此。因為在外圈大氣下之氣體相當熱，此甚熱之氣體不斷以輻射作用加熱於原為等溫之外圈大氣，而大氣氣體之每一分子對熱之吸收及輻射必須處於平衡狀態；因此絕熱層以上之等溫層，可伸展至相當之高度，而非僅厚數公尺而已。

假設大氣分為兩層，低層處於絕熱平衡狀態，高層為等溫平衡狀態，則便有輻射平衡之情形生成其間。又知大氣之結構為均勻的，即絕熱狀態之大氣不能向上伸展至 $P = \frac{P_0}{2}$ 之高度，此處 P_0 為地面氣壓。結構不均勻之大氣其絕熱層則可能伸展至較大之高度。基於各不同高度上有關水汽吸收輻射量之某些假定，算出絕熱層之高度不能超過 $P = \frac{P_0}{4}$ ，即地表上之大氣高為 10.5 公里。以上所述為對流層高度之粗略數字。

1. 外圈大氣之外限

略呈等溫平衡狀態之外圈大氣，嚴格言之，並無天然之外限，可是在大氣密度極小之高度，當質點所受之離心力與重力恰為平衡時，此高度有時即稱為外圈大氣之外限。但由於罕有之碰撞及分子之脫逸 (Escape of Molecules) 曾獲得遠較此為高之外限 (高出之數約為赤道處半徑之 6.6 倍)。

吾人茲開始查究外圈大氣之界限。換言之，即查究大氣之盡端在何高度。此一問題相當重要，蓋此一問題之性質與大氣中之氣體脫逸於地球重力場問題之性質極為接近也。

由下之理由可以明瞭外圈大氣之外限止於何處。照通常之觀念，地球表面上任一層之大氣，僅當該層之分子被阻止與其上層之分子因碰撞而脫逸時方能存

在。如果氣體之分子繼續上升，其周圍之大氣逐漸稀薄，則氣體分子因相互碰撞而生之脫逸頻率便大見減少，最終必昇達此一高度，即在此高度之分子極少有碰撞之情形，而與其下之稠密大氣隔離極遠。所以罕有藉與其他分子碰撞而返回地表之機會。盛行此種狀態之高度，即可稱為大氣之外限。當然，其間有一相當厚之轉變層，此層之平均高度據估計約位於 500—1,000 公里之間，在此轉變層裡之質點，當向上射出時，將不經碰撞而脫逸。

2. 大氣中氣體之脫逸

本節引起了大氣中氣體如何克服地球之重力場而脫逸之問題。脫逸之程序，可自下之所述中瞭解之。試假定一觀測者自分子密度較小之一層向上昇騰，但仍可感覺到有氣體分子之存在。又若分子是不透明的，則觀測者上之天空，對觀測者而言，是絕對的不透光，自觀測者所立之位置向半球形之天空任描繪一線，則此直線將一個接一個地通過了許多氣體分子。又若觀測者離此高度繼續上升，則在觀測者頭頂之空氣漸漸稀薄，終必到達類似之一層，即自觀測者之位置向上作一垂線，則僅穿過一分子，換言之，如向其他方向作直線，則所穿過者將不止一個分子，如再繼續升高，觀測者將發現其天空漸漸明朗，且所見到天空之廓清，有如軸為垂直之圓錐自下而上擴大。此圓錐之底隨高度之增加而開展，最後觀測者可以看到整個澄朗之天空。此圓錐 Milne 氏稱為「分子之脫逸錐 (Cone of Escape of The Molecules)」。當分子非因碰撞而脫逸時，分子在錐體內運動之立體角略有變遷。分子脫逸之速度 V ，係得自 $V^2 > 2ga^2/r$ ， g 為分子脫逸高度上之重力加速度， a 為地球半徑， r 為脫逸高度處與地心之距離。

分子之平均速度係因溫度而定，特別當光線變動時，對氣體而言，其量更不容忽視，若為高溫，則高層大氣將脫逸。在這一方面，氫之問題特別重要。由計量可知在接近地表處，氫之含量為容積之 $5 \times 10^{-4}\%$ 。在應以地質學數字計算之年代，據估計自地殼釋放出之氫，其數量遠較現在為多，氫逐漸稀少之原因，咸信係因連續不斷之向上擾亂與脫逸。因為分子脫逸之溫度約為 1,000K，所以吾人便假定在接近大氣外限處，其溫度可能為 1,000K，以後將就若干大氣現象加以討論，以期獲得相似之結論。

3. 大氣邊緣或大氣外限

如上所論，在大氣外限以上，分子以它們在較低層之最後碰撞所獲得之速度自由運動時，僅受重力之

影響，分子因速度之不同，成橢圓形，拋物線，或雙曲線等各種軌跡，除脫逸分子之速度不能牽曳於成爲橢圓形之軌跡者後跌回大氣層外，其餘高逸 (High Flying) 之質點便構成大氣界之邊緣或大氣之外圈。顯然，大氣外圈開始於脫逸維之角自 45° — 90° 之間。

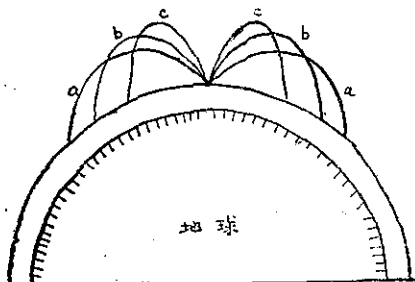


圖1：爲無碰撞自由運動之質點，自1,000 公里之高度拋射之軌跡。視最後碰撞速度爲3.5公里/秒，起始角：(a) 時所獲得之 60° ，(b) 45° ，(c) 30° 。速度大小、

方向，及碰撞點之 g 而定。圖1 爲此類質點之軌跡。

若大氣之質點是被游離的，則脫逸之現象將趨於複雜。因一游離質點之運動，深受地球磁力場之影響。對一中性質點而言，則並非如此。

據 Vegard 氏稱：大氣之絕頂層爲一由：電子、游子，與中性分子所組成之雙帶電層。並假定太陽在該層所放射之輻射熱相當於弱之 X-Ray。在雙層中之質點，受地球磁場之作用，排列成類似日冕 (Solar Corona) 之形狀，此現象係受高度之游離作用所致。所以認爲地球上之大氣，係以冕——雲之質點——蓋於其上如同日冕然。

Hulburt 氏認爲：在大氣外圈之質點可能成黃道帶的角錐狀 (Zodical Pyramid) 分佈，此即薄暮時陽光消失後，所見到升至水平線上之淡淡發光之光柱，或清晨陽光出現前所見者。

Vegard 與 Hulburt 兩氏之假說，有許多學者認爲在轉變層或大氣外圈中，質點僅歷甚短之時間，並無如許被離化之機會。

三、太陽對高層大氣之控制

高層之大氣係處於太陽有力之支配下，先是由於吸收低於 $2,900\text{\AA}$ 之紫外線的輻射，次是由於太陽放射出之帶電質點之爆炸。紫外線之吸收造成高層大氣中氣體之分離，同素之變化，與游離。帶電質點——此等質點係繞磁軸之極集中——之爆炸，使高層大氣中之氣體因光學上之刺激與游離連帶造成極光之出現。紫外線太陽光譜各不同部份之效應，如表一所列。

表一：太陽紫外線輻射對高層大氣氣體之效應

光譜譜圈	反 應	備 註
3,000-2,000 \AA (Hartley 氏臭 氣吸收帶)	$O_3 + h\nu \rightarrow O_2^*$ (感光)	臭氣吸收作用甚強 (50-60公里)
1,925-1,760 \AA (Runge-Sch- umann 吸收 帶)	$O_2 + h\nu \rightarrow O_2^*$ (感光) $O_2^* + O_2 \rightarrow O + O_3$ $O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M$ (附註：最後反應是三體碰撞程序，在此一程序中，M 是所謂第三體，此第三體取去多餘之動量與能量)。	吸收作用較弱 造成臭氣
1,751-1,200 \AA (Runge-Sch- umann 連續)	$O_2 + h\nu \rightarrow O + O^*$ (感光)	吸收作用甚強 在80公里以上 O_2 之分離作用
1,012-910 \AA	$O_2 + h\nu \rightarrow O_2 + (\text{正常}) + e$	吸收作用弱 首先游離潛在之 O_2 造成 D-層 (?) (50-80公里)
910-795 \AA	$O + h\nu \rightarrow O^+ + e$	吸收作用甚強 O 之游離 造成 F ₁ -與 F ₂ -層 (?) (200公里以上)
795-755 \AA	$N_2 + h\nu \rightarrow N_2^+ (\text{正常}) + e$	吸收作用較弱 首先游離潛在之 N_2 造成 E-層 (?) (140-160公里)
744-661 \AA	$O_2 + h\nu \rightarrow O_2^* (\text{感光}) + e$	吸收作用強 其次游離潛在之 O_2 在轉變層造成 E ₁ 層 $O_2 \rightarrow O + O$ (90-120公里)
661-585 \AA	$N_2 + h\nu \rightarrow N_2^+ (\text{感光}) + e$	吸收作用強 其次游離潛在之 N_2

應加注意者，如假定太陽係一黑體輻射，則發射之量子數，將隨波長之減少而迅速減少。所以，有效之量子數目不足以造成在紫外線最末端處可觀測到之效應。因此，相信太陽對紫外線之最末端處必須發送連續 (於偶然之爆發下) 線輻射，譬如 H、He，與 He⁺ 主要三級 (Principal series)。此外紫外線輻射與弱 X-Ray 同樣可能生自「冕」，通常認爲冕具有極高之溫度，約達數百萬度之譜。

無線電波之衰落現象，明顯地說明了太陽支配着高層大氣。當氫光之亮點出現在太陽上時，在一強烈太陽閃光下，游離層吸收 D 層之磁擾動 (Magnetic Disturbances) 與游離作用均表示有一不規則且同時之增加。這種現象造成了在地球上被太陽晒着部份無線電通訊之總阻塞。

4. 太陽光對高層大氣之光度

與太陽支配高層大氣有重要關係者，爲需記住：太陽光線在早晨最先照耀到高層大氣及傍晚最後消失之時間與地表上者迥不相同。例如：在緯度爲 55° ，高爲 700 公里處之大氣，在盛夏之子夜仍被太陽光所照射。下面舉出幾個計算各不同高度上日出日沒之典

型方法。

在空間地球所投之陰影呈圓柱形，則由圖2可知

$$H = a \left(\frac{1}{\cos \theta} - 1 \right)$$

設H為天頂被圓柱狀陰影所截之高。a為地球半徑， θ 為地平線下之太陽俯角，則太陽升至任一高度H之時角h，可依下法求得：

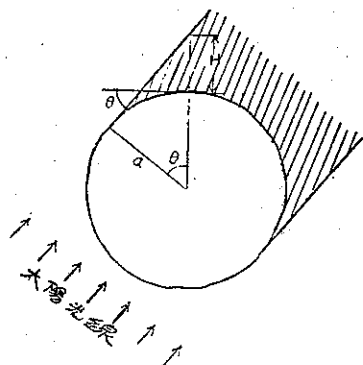


圖 2

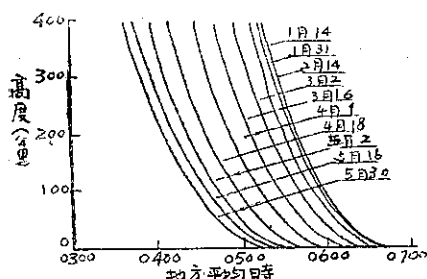


圖 3 (a)

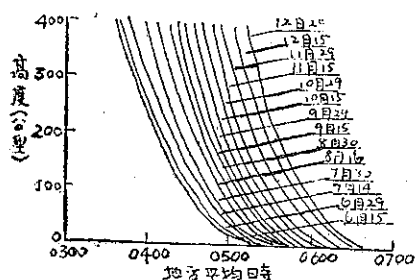


圖 3 (b)

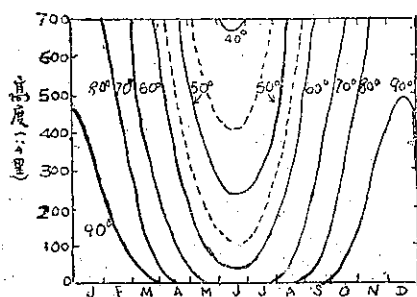


圖 4

為太陽之天頂距離， δ 為太陽之傾角， ϕ 為觀測地點之緯度。由圖2知 $Z = 90^\circ + \theta$

光折射作用之效應——使上升之時間加速——未計算在上式內。當太陽升至離地為H時，自天頂至太陽中心之真距離 $Z = 90^\circ + \theta + 50'$

其中所加入之 $34'$ 係計及水平折射作用， $16'$ 係因太陽半徑之故。

現設，在實際之中午近似時間為 12^h ，平均時間為

$12^h + \epsilon$ ， ϵ 為時差，因此在離地高度為H之日出平均時間 t 為 $t = 12^h + \epsilon - h$

同理，在H高度之日落時間為

$$t = 12^h + \epsilon + h$$

ϵ ， δ 之值可得自航海曆，故大氣中各不同高度之日出日落時間，可藉此等方程式求得。

圖3a，3b為描繪加爾各答 ($22^\circ 32' 48'' N$) 上空各高度之全年日出時間變化曲線，時間之間隔為14天。圖4為自緯度 40° 至 90° 上空，全年各月之午夜太陽光照射到大氣高度。Bartels氏曾繪出各緯度地面及特定高度之日出日沒時間曲線。

四、高層大氣物理特性之略圖

圖5旨在藉圖表對高層大氣之物理特性及發生之有關現象作一描述。

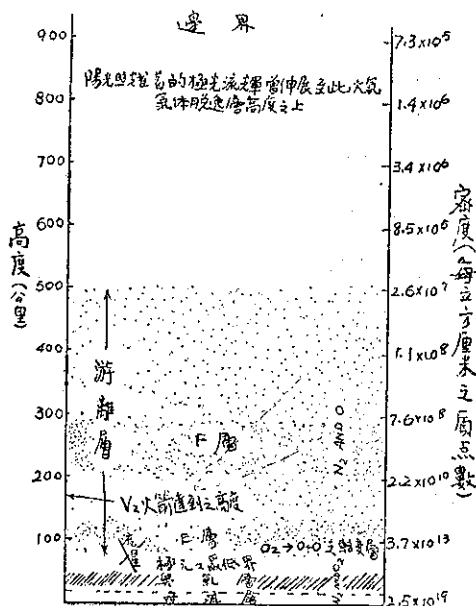


圖 5：為高層大氣的一些物理特性，游離層以點影區表示之，點影濃者示游離作用之較強。

由對流層頂起算之20-40公里之高度內，大氣之臭氧含量甚豐，但臭氧之總重量則甚小——若將其迫降至標準之溫度與壓力以下時，僅厚約0.25厘米——但此層已足夠切斷所有低於2,800Å接近紫外線波長之太陽輻射。

在80公里附近之高度可發現貝母雲 (Noctilucent Clouds)。

在50-150公里之高度為流星忽隱忽現最頻之處。在70公里以上之高度為受太陽的超紫外線 (Ex-

tremeul Traviolet) 所游離，統稱為游離層。

在80-130公里之高度，係受太陽紫外線之分離作用，由一含有 N_2 與 O_2 之大氣變為 N_2^+ 與 O^+ 之轉變帶。

在80-120公里之高度，最常見極光，但吾人有時發現極光曾達1,000公里以上。

非由於太陽紫外線游離之大氣氣體質點，據估計係自高約500-1,000公里之高度脫逸。此種質點自大氣中脫逸之時，因不易克服重力之牽曳，所以仍在附近之軌道中運轉，乃形成所謂大氣之邊緣地帶，或即大氣之外圈。

圖5 僅為一描述物理特性之略圖，當然不應呆板地按照其上之數字去體認其涵義，對該100公里以上各高度表示密度分佈之數字尤其如此。蓋溫度分佈與氣體分子之平均質量並不正確，所以密度分佈之數字亦值懷疑。例如：假定在100公里以上之區域處於擴散之平衡狀態(Diffusive Equilibrium)，則較高層之處將含有全部之氧原子但一直到最高界限，極光之光譜示出負帶(Negative Band)之明暗度係由於被游離之氮分子與極微量之氧間的加強與抵消。

五、探測高層大氣之方法

探測高層大氣之方法，約可分為下之兩類：

1. 直接法：

派遣航空器攜帶自動紀錄之儀器，以紀錄溫度、濕度、氣壓、風等各種物理特性。此種方法之改進稱為雷送法(Radiosonde Method)。即令一航空器攜帶小型無線電發報機，自動發送被紀錄下資料之信號。此法之最大優點，為可立獲瞬時之資料，而無需等待航空器之返回地面，或紀錄之儀器拾得以後。

近二十年來，則以充滿氫氣之氣球以替代航空器，但其高度仍鮮有超出30公里者。利用此法獲知了許多大氣之結構及風系之知識。並證實了，對流層係處於準絕熱平衡狀態，在平流層中溫度之分佈接近常數。

1946年開始使用火箭以探測高層大氣。火箭前端裝有紀錄儀器，當接近末期時，儀器藉降落傘向地面徐徐降落，火箭之速度則藉雷達跟踪以計算得出。1947年3月7日，在美國新墨西哥州之White Sands，發射之最高速度為1,600m/sec，當昇空80秒後其高度即達127公里，昇空之最高高度約為180公里。利用火箭之直接探測法，廣泛地證實了：自間接法推論出120公里上下之溫度，大氣密度之分佈，70公里高度處大氣之化學成份係與對流層相同，太陽光譜擴

張至臭氧吸收界限之上。

直接研究之另一種方法，係利用爆炸時所造成之氣壓波，此氣壓波向上推動之時，若遭遇一高溫區域，則以該高度位相之速度較大，將向下彎曲，紀錄向下傳播之波，即可得到有關密度與溫度之分佈資料。此法探測之區域，約在50-400公里間。發現出高層大氣中有類似潮水運動之現象，及中層大氣溫度之升高，其上則覆以冷冠(Cold Top)。

另一種類似之方法為以無線電波代替音波，其範圍可延伸至500公里。由於電波向上傳播時為高層大氣中游離層所折射，遂傳出該層之許多物理性質。諸如70公里以上被游離之大氣成分，以及250公里高度處達1,000K之高溫。

2. 間接法

利用流星現象推出40-150公里間，中層大氣溫度之升高及相應之較大密度，在80公里高度處溫度之低減，及季節性風之存在。

利用紫外線光譜方向或日光擴散現象，推出20-60公里間之25公里高度為臭氧最大集中高度，若將臭氧層減縮至標準壓溫之狀態下，則其厚度僅為0.25厘米。

利用夜光雲(Noctilucent Clouds)推得70-90公里間有高速之風及約為200K之低溫。

利用地球磁場之變化推得70-100公里間高的導電係數與遍佈全世界之電流系統。

利用夜間天空之發光(Lights From The Night Sky)推得60-500公里處之物理性質。鈉原子存在於60-80公里之中層大氣，在100公里以上較高區域中微量之氧，及被日光所游離之氮分子。

藉極光(Aurorae)之助獲得80-1,000公里間，有高速帶電質點之加入，及少量氧與氮之出現。

六、目前吾人對高層大氣所瞭解之知識

1. 組成

接近地表處之大氣中，幾含有總體積99%之氮與氧，0.93%之氫，0.03%之二氧化碳， 1.8×10^{-3} %之氦， 0.5×10^{-3} %之氖。此種組成成份業經將氣球、V-2火箭所搜集之樣品加以化學之分析證實。

在80公里以上大氣開始改變其成分。因為太陽紫外線對氧之分子有分離作用。80-130公里之高度為轉變層，由低層含 N_2 及 O_2 之大氣轉變為高層之 N_2^+ 及 O^+ 。因為低之壓力有助於擴散之分離，故預料在大氣之最高層係少量之氧佔優勢，然迄未獲得有力之佐證。

伸展至 1,000 公里及以上之極光譜示出：線狀光譜係爲了少量之氧，帶狀光譜係爲了 N_2 ，其強度幾相等。據報告在低緯度之極光中曾有少量之氮，但少量之氮是否與少量之氧同樣普遍地分佈着則尚未瞭然。

2. 溫度分佈

對流層中之溫度遞減率爲 $5^\circ\text{C}/\text{Km}$ ，其厚度在 8-18 公里間變化。對流層上之溫度接近常數。因爲有 V-2 火箭之助，使足資採信之世界溫度分佈圖可以伸展至游離層中之 E 層 (Region E)。

下之所述係往昔對中層，高層大氣特殊之溫度分佈及間接法探測所虛擬之意見。

中層 (30-50 公里) 溫度之升高係由臭氧之吸收作用。據 F. L. Whipple 氏之意見，60 公里處之最高溫度爲 375K，接近 80 公里處迅降至 250K，在 110 公里以上溫度則接近常數或緩升。季節性之變化亦表示出：在仲夏之平均溫度下，高層大氣高度較一在仲冬平均溫度下之高度升高約 5.3 ± 1 公里。

研究流星與音波不規則之傳播，均證實在中層大氣有高溫之存在。爆炸聲與砲轟聲不僅在音源之隣近可以聽到，且在距離甚遠處亦可聞及。在清晰可聞及之遠處與音源間隔一靜寂區。此即由於中層大氣中高溫層對音波之折射作用所致。蓋音波進行方向係依該層之溫度梯度而定。

在 60-80 公里之高度，因乏強之吸收太陽輻射之作用（在 60 公里以下有臭氧之吸收，在 80 公里以上，因有氧分子之分離與大氣氣體之游離所引起之吸收作用），故該高度之溫度可望低降。火箭探測指出 80 公里之溫度降至 180K。但據冰晶出現之高度推斷該層之溫度爲 160K，無線電波之推算爲 200K，Whipple 氏據流星之推算則爲 250K (80 公里) 又據大氣之振盪 (Atmosphere Tides) 亦可確定該高度上之溫度確有下降之趨勢。

在 80 公里之上，可望有溫度之升高，蓋氧分子之強烈吸收作用，此已獲火箭觀測資料之充分支持。在 80-120 公里間之高度曾發現升高達 180-335K。

有許多間接之證據指出，在 120 公里以上溫度仍存在着上升之傾向。在 F_2 層之溫度曾達 1,000-1,200K。此推論之證據計有：

① F_2 層之高度比例較 E 層增加。

② 大氣外圈氮之脫逸作用，需要 1,000K 以上之溫度。

③ 少量氧在夜間天空發射之光譜中有甚寬之綠光

。但值得一提者，另據最新之推論謂：綠光估計之溫度太大了。

吾人曾發現，在 80-400 公里高度之游離層， E_1 、 F_1 ，與 F_2 之間的高溫數字，不論在時間上或空間上均有甚大之變動。在 F_2 層，曾發現溫度對時空之變化在 100-1,000K 之間，在較低之層次其變率較小。

在太陽中天之子午線上，200-300 公里之高度，可發現兩高溫中心。其一位於 30°N - 50°N 之間，另一位於 35°S 。但前一中心不似後一中心之突出。上述之溫度分佈係由 Seaton 氏推求而得者。

在最高層大氣中有高溫之存在，曾獲有力之理論根據。吸收太陽輻射最主要之影響爲：分離、游離及刺激大氣中之組成氣體。吸收之能量終必轉變爲分子運動之熱能造成溫度之上升。

3. 流星之研究

上曾述及在中層大氣中有一高溫層之存在，此種現象最先係根據該高度流星之隱現推究而得。迄今爲止，高層大氣中之風，仍係自存在時間較長之流星尾之流程及扭曲計量而得。事實上，研究流星可以提供該高度高層大氣之物理性質之有價值資料。因此在研究時採用一種滿意之新技術——雷達技術——並且在各國之研究室中對流星之研究亦大加發展。不僅對因流星碰撞而生之游離作用已作有系統之研究，且研究之法也已發展爲計量流星之速度及其他性質（例如：高度、分佈、輻射點 Radiant Point）。準確地決定流星之速度是應用流星理論以推斷高層大氣各種資料之極端重要者。

4. 臭氧層——中層大氣高溫之源泉

前曾多次提及，中層大氣中之高溫現象係因受大氣中臭氧吸收太陽的輻射而起。因太陽光譜之吸收作用突然終止於 2,900Å，此吸收帶即所謂 Hartley 氏吸收帶。

當天頂與太陽之距離改變時，藉光譜之紫外線末端，太陽輻射強度之計量便可決定大氣中所含之臭氧量。較精確之方法是以光度分光法研究來自天頂天空之擴散光線。另一值得一提之近代測量臭氧之技術，爲藉光電放大管 (Photoelectric Multiplier Tubes)。1948 年測地學會與地球物理學會聯合在挪威首都 Oslo 開會，曾提出技術之改進，認爲由月亮與星星擴散出之光足夠測量夜間所含的臭氧量。

吾人曾發現在 35 公里處，爲單位體積之空氣中含臭氧比例最大之高度。在 50 公里處大氣中之臭氧爲一龐大之貯熱層。此高度遠超過臭氧之重心高度，乃

因負增熱作用之太陽紫外線輻射幾全為頂層所吸收故也。

與氧之含量有一日變化，即夜間較日間為多。其季變化為兩半球之春季最多，秋季最小。在年變化中，高緯度最著，靠近赤道之區域不顯。

應予指出者，即太陽之輻射對臭氧而言，既可製造亦能破壞。在所謂 Runge-Schumann 吸收帶（1760-1925Å）中，當生成氧分子（ O_2 ）之刺激時，吸收分子之氧便生成臭氧。在隣近紫外線 Hartley 帶（2,100-3,000Å）之吸收作用便破壞臭氧。

諸種之觀測資料又指出，大氣中臭氧含量之變化即使與十一年太陽循環之週期有關聯，但亦極小。然曾發現 27 天與 15.5 天之週期變化，其變幅甚小。

5. 高層大氣之游離作用

在 70 公里以上大氣之成分，多少受極度之太陽紫外線所影響。在某些之條件下，被游離之大氣成分可以預想到造成顯著之游離區（Layer 或 Region），如此之游離區稱為 Chapman 區，幾個游離區結合成游離層。其中游離作用最大之層即 E 及 F 層，其平均高度分別為 100 公里及 275 公里。在太陽活動力最大與最小時，此兩層之平均最大游離作用密度，分別為每立方厘米 10^5 及 10^6 之電子。當白晝時，F 層分離為 F_1 及 F_2 兩層，附屬層 E_s （在 E 層之上，有時稱為 E_1 層）亦消失不現。 F_1 及 E_s 最大游離作用之平均高

度分別為 200 公里及 140 公里。

照吾人所預料，各高度游離作用之密度、逐時、逐日、逐季之變化係依太陽之週轉。但值得注意者，當 E 及 F_1 層遂從 $\sqrt{\cos x}$ 定律時（即游離作用之強度與 $\sqrt{\cos x}$ 成比例，X 是太陽最高時之角）， F_2 層却並不如此，蓋 F_2 層是以反常著稱。

除了上述多多少少保有游離層永久特性之幾層外，並有所謂「散見之 E」（Sporadic E）。至少，散見之 E 的一部是歸因於流星之碰撞所造成之游離作用。

以上所述高層大氣游離作用之知識，主要係得自無線電波之探測。蓋無線電波是現代研究高層大氣游離作用之最有力工具也。

其他高層大氣之物理性質已經研究確定者如下：

① E 層氣壓之大小為 10^{-3} 毫米，F 層為 10^{-5} 毫米。

② 吾人已能決定在甚高之大氣層中有「潮湧運動」（Tidal Motion）之存在。據在游離層中極低部份——D 層——吸收作用之觀測，已經顯示出其中亦類似「太陰之潮湧波動效應」存在（Lundar Tidal Oscillation Effect）。

③ 在游離層研究無線電波之磁性分裂，可求得一估計在地表上相當高度之地磁場強度之方法。（完）

原文題目：General Aspects of Upper Atmospheric Physics
原文刊載：Ams Compendium of Meteorology pp 245-258

氣象學報訂購辦法

- 一、本學報以促進中國氣象學術之研究為目的。
- 二、個人如欲訂購，可報請服務之單位，備文證明，連同價款，逕寄本社，或利用各地郵局，將書款存入臺灣郵政第 2797 號劃撥儲金本所專戶，當按址寄送所需之學報。
- 三、本學報本期暫收成本費新臺幣壹拾元，郵票十足通用。

氣象學報徵稿啓事

本學報長期徵收稿件，歡迎各方踴躍惠稿，惟為配合出版時期起見，惠稿最好於二、五、八、十一等月月中以前寄達，以便及時刊載，而免積壓，敬請惠稿諸先生注意。

平流氣圈之輻射推算

George Ohring 著
嚴夢輝 譯

一、引 述

平流氣圈中之平均一般環流，及子午式之溫度分佈，亦如對流氣圈者然，乃是輻射能平均緯度分佈之結果。但對流氣圈內之平均垂直溫度分佈，深受對流、凝結蒸發、與輻射諸程序之共同影響，而平流氣圈中垂直溫度縱斷曲線之形態，幾全由輻射所決定。故輻射推算之知識，及其緯度、垂直、季節等種種變化，實為瞭解平流氣圈之平均環流與熱態之基礎也。

以往關於平流氣圈輻射性質之研究（如Humphreys氏，1909；Gold氏，1909；Gowan氏，1947），概係基於輻射平衡之假設。為維持輻射之吸收與放射間之均衡，因而推得輻射平衡之溫度分佈。此種推測，雖可增進垂直溫度結構之知識，惟平流氣圈中所有各點均為輻射平衡之假設，目前業經確證與事實大相逕庭。

最近數年來，太陽能之吸收，或紅外輻射之放射，均經加以計算，而與平流氣圈模式之選擇無關。由臭氧所吸收之太陽能，其緯度、季節與垂直等方面之變化，已由甚多研究人員加以研究，目前獲知甚詳（如Karandikar氏，1946；London氏，1952；Johnson氏，1953；Pressman氏，1954，1955）。另一半之輻射量——由二氧化碳、水汽、及臭氧等發生之紅外放射之分佈——除垂直變化以外，仍茫然不知，亦僅以理想之模式研究而已（如Craig氏，1949；Kaplan氏，1952；Plass氏1956a，1956b）。

本文研究者，係計算紅外放射之分佈，並與太陽吸收之分佈作一比較，以便獲得平流氣圈中輻射推算之平均緯度變化及其季節變化。（設平流氣圈係由對流層頂伸展至55公里）

二、計 算 方 法

紅外播送原理及方程式——大氣紅外通量或通量發散之計算，通常借助於輻射圖（如Elsasser氏，1942）或檢表法（如Bruinenberg氏，1946），均係根據輻射播送微分方程式之圖解積分或數值積分而得，因此等圖表之繪製或推算，其吸收集中區概在對流氣圈之內，以之作平流氣圈之輻射計算並不適合，因其氣體集中量極低之故。本節將推出一簡單之數值

程序，以為紅外通量之計算。

單色輻射播送之基本方程式可書為

$$dI_v \downarrow = -K_v \sec \theta (I_v \downarrow - B_v) du \dots\dots(1)$$

$$dI_v \uparrow = -K_v \sec \theta (I_v \uparrow - B_v) du \dots\dots(2)$$

I_v 為頻率 v 之單色輻射束，在單位時間內經過一單位水平面積之能量， K_v 為頻率 v 之吸收係數， θ 為輻射束之方向與垂直線所成之角度， B_v 為頻率 v 之黑體輻射強度，

u 為輻射氣體之光學路程長度——定義為

$$u = \int_z^\infty \rho_g dZ \cdot \rho_g$$

係輻射氣體之密度——在大氣頂部為零，向下漸增（見圖1）。

向下之輻射束用方程式（1），

向上之輻射束用方程式（2）。

為欲獲得大氣中某一特定層之輻射通量，此等方程式必須算出：（a）路程長度，（b）輻射頻率，（c）大氣中各類吸收物之半球立體角。由大氣頂部至 u 層之積分，方程式（1）為許可者（見Elsasser及King二氏之論文，1952），即

$$I_v \downarrow (u) = I_v \downarrow (0) \tau_v(0, u) + \int_0^u B_v(v) \frac{\partial \tau_v(u, v)}{\partial v} dv \dots\dots(3)$$

τ_v 為單色輻射束之播送率，定義為

$$\tau_v(v, u) = (- \int_v^u K_v \sec \theta du) \text{之展式} \dots\dots(4)$$

v 及 u 代表大氣之任何兩層。泛定變數 v ，在（3）式積分中係由零變化至 u 。據（4）式可知， v 必須小於或等於 u ，蓋若 v 大於 u ，則可允許播送率大於1，此在物理學上實不可能。

計算方程式（3）右端之積分，須考慮光學路程 Δv 之薄層，假定每一此種薄層，係與一等溫層甚相近似，其溫度為該層之平均溫度，則此積分即為

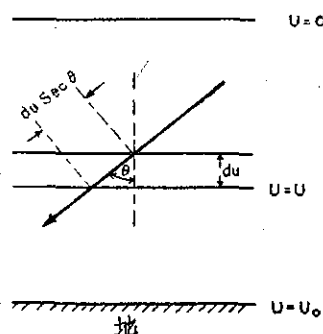


圖1：輻射束之幾何形

$\sum_{i=1}^n \bar{B}_{vi} \Delta \tau_{vi}$ 之總和。 n 代表上述諸層之總數， \bar{B}_{vi} 爲每層之平均溫度下應具之單色黑體強度，因之

$$I_v \downarrow(u) = I_v \downarrow(0) \tau_v(0, u) + \sum_{i=1}^n \bar{B}_{vi} \Delta \tau_{vi} \dots (5)$$

欲決定某一特定帶域中束輻射之強度，必須算出該帶域之寬度，其中之束播送率，可由實驗測量或由理論而獲得，而黑體能量則可檢表決定之。將束輻射變換爲截板狀輻射（即算出半球立體角），可假定束播送經過路程長度爲 $1.5u$ 之一柱體，相當於經過路程長度爲 u 之一截板層。（該值 1.5 之選擇，係相當於 48° 角之正割，就本文其他簡化言，並不矛盾）。基於此等假定及簡化，可得向下之通量爲

$$F \downarrow(u) = F \downarrow(0) \tau F(0, u) + \sum_{i=1}^n \bar{B}_i \Delta \tau F_i \dots (6)$$

同理，向上之通量爲

$$F \uparrow(u) = F \uparrow(u_0) \tau F(u, u_0) + \sum_{j=1}^m \bar{B}_j \Delta \tau F_j \dots (7)$$

$F \downarrow(u)$ 及 $F \uparrow(u)$ ，各爲 u 層向下與向上擴散之發散通量， $F \downarrow(0)$ 爲大氣頂部之向下通量， $F \uparrow(u_0)$ 爲由地向上之通量， τF 爲該帶域中截板層之播送率， \bar{B} 爲在各層平均溫度下，射入半球內之全部黑體能量，總和指標 i ，係指由大氣頂部至 u 層，共經過 n 層；總和指標 j ，係指由地至 u 層，共經過 m 層。

方程式 (6) 及 (7) 說明 u 層之輻射通量，等於播送全部各層原通量之一部分，加上全部各層中，每一分層個別通量之和。

u 層之淨通量爲

$$F_{net}(u) = F \uparrow(u) - F \downarrow(u) \dots (8)$$

紅外播送率——一氣體之播送率，係光學路程長度與氣壓之函數。本文所研究之紅外播送率係基於實驗決定者。基多情況下，因平流氣圈中氣體集中量及氣壓均極低，故必須以外推法爲之。由於氣體集中量最低微時，其播送率之不可測定，可能是紅外計算誤差之最大來源。

15μ 之帶域，假定範圍爲 12.5μ 至 17.5μ ，此爲以二氧化碳作大氣輻射計算之最要帶域。各不同帶域之播送率，及全部帶域之播送率，尚有甚多測量及理論之決定方法（如 Callender 氏，1941；Kaplan 氏，1950，1952；Elsasser 及 King 二氏，1953；Howard 諸氏，1955）。由最初之計算，顯示全部 15μ 帶域之平均播送率，不足代表低集中量與低氣壓

時二氧化碳之播送率，而使二氧化碳之通量發散值較實際爲高（見 London 諸氏之論文，1956）。故每一帶域均應分成若干較小之間隔，且 Callender 氏之經驗公式，係代表帶域內各間隔之播送率者，可以用於最後之計算。此等公式書之如下：

用於 $14-16\mu$ 者，

$$\tau F = [1 + 0.9(1.5u^*)^{0.84}]^{-1} ; \dots (9)$$

用於 $13-14\mu$ 及 $16-17\mu$ 者，

$$\tau F = [1 + 0.8(1.5u^*)^{0.67}]^{-1} ; \dots (10)$$

用於 $12.5-13\mu$ 及 $17-17.5\mu$ 者，

$$\tau F = [1 + 0.0055(1.5u^*)^{0.67}]^{-1} ; \dots (11)$$

式中 u^* 爲經氣壓訂正後之二氧化碳路程長度，單位 cm STP ，〔譯者註：STP 乃 Standard Temperature and Pressure 之縮寫。〕（氣壓訂正容後討論），導入之因數 1.5 ，係用以訂正截板層之播送者。在 14 至 16μ 帶域之中心，對平流氣圈之輻射播送甚屬重要，因發現在平流氣圈中，以短小之二氧化碳路程長度言，該帶域之邊緣幾近透明也。

大氣輻射之主要臭氧帶域爲 9.6μ ，其範圍自 8.85μ 至 10.3μ 。此帶域中之播送率，1941 年在 Summerfield 地方，曾經實驗測量，並由 Elsasser 及 King (1953) 諸人加以處理，本文所用者，即 Elsasser 及 King 二氏由此等測量所推出之普遍播送函數。

目前有關短路程與低氣壓下水汽播送率之測量 Daw 氏 (1956)，即可運用於平流氣圈之計算，本文亦加以利用之。

計及吸收線之氣壓擴域，則二氧化碳、臭氧及水汽等之路程長度，僅須應用簡單之線式氣壓訂正即可 ($P/1,000$, P 爲該層之平均氣壓， $1,000\text{mb}$ 視爲標準氣壓)。對於約 30 公里高度之此等氣體言，Doppler 擴域與氣壓擴域有其同等之重要性，故必須將其計及，而令 30 公里以上之氣壓訂正保持常數。

邊界條件——在 55 公里高度處，紅外輻射之向下通量可以忽略，因在此高度以上，各吸收氣體之集中量甚微之故。在對流層頂，水汽之向上輻射通量，係用 London 氏以平均雲量算出之值；而由二氧化碳發生之向上紅外通量，用方程式 (7) 計算至對流氣圈，惟假定與雲量無關。至於臭氧，計算對流層頂之向上紅外通量時，則須考慮對流氣圈內雲之效應矣（根據各緯度帶平均總雲量衡量之）。

爲欲推算各種紅外通量，將大氣分成若干 2 公里厚之氣層，其範圍爲北半球每 10 度緯度帶，並以一月、四月、七月及十月分別計算之。

三、平流氣圈之組成及其結構

欲計算大氣之紅外通量，則下列各參數之分佈實爲必需：(1) 溫度——爲黑體能量之所賴，(2) 氣體集中量及大氣壓——爲播送率之所賴。北半球之平均模式，由四個月份所擬成——一月、四月、七月、十月——代表四季。其分佈乃根據直接及間接之觀測，以及理論之推考，惟僅示啓導式之推測而已，尤以水汽與臭氧爲然。圖 2 及圖 3 所示之子午式溫度剖面圖，係由下列各來源所推出者：(1) London 氏 (1957) ——對流氣圈之溫度，(2) Kochanski 氏 (1955) ——自對流層頂至 32 公里間氣層之溫度，(3) 32 公里以上之溫度，係由外推，其他各種測量及理論之推求而得。垂直氣壓分佈之緯度及季節變化，對於輻射計算相對而言，並不重要，故假定垂直氣壓變化，對緯度及季節均保持常數。國家顧問委員會爲航空擬訂之高空氣壓 (見 Smithsonian 氣象表，1951)，乃用於計算之中。

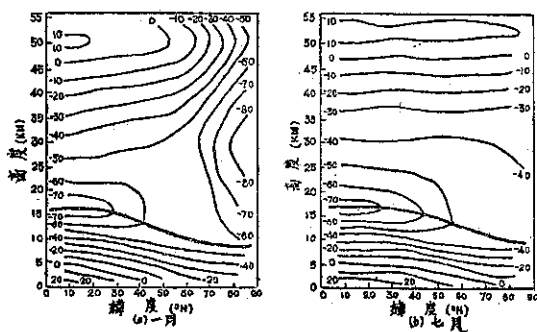


圖2：平均溫度剖面圖 (a) 一月 (b) 七月

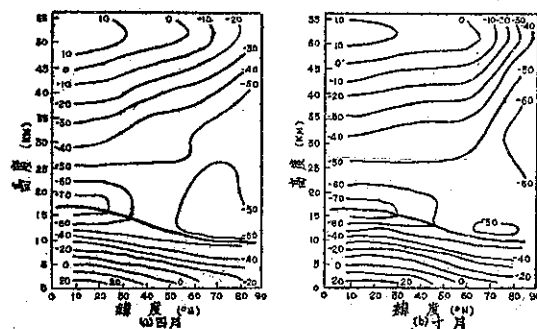


圖3：平均溫度剖面圖 (a) 四月 (b) 十月

據業經完成之平流氣圈水汽之少數測量 (見 Goody 氏之大綱，1954)，有兩種一般情況似乎確立：(1) 自對流層頂向上最初若干公里之中，混合比之低降甚爲銳急，(2) 此高度以後之平流氣圈中，混合比隨高度之變化則並不甚大。此二種情況乃導入本文之研究，假設自對流層頂至 21 公里之氣層中，比濕隨高度成指數形式降低，而 21 公里以上者，對高度、緯度及季節均保持常數。爲簡便計，設上層平流氣圈 21 公里以上) 之此種常值比濕，與對流層頂 0°N 至 10°N 緯度間之比濕相同，所用之對流層頂比濕值，係根據 London 氏 (1957) 所得者。

平流氣圈中二氧化碳含量之測量 (見第二次探險飛行，1938；及 Paneth 氏之論文，1952)，顯示二氧化碳容積百分比約爲百分之 0.03，就目前所知，平流氣圈中之二氧化碳爲充分混合者，故該值對於緯度、季節及高度，可視爲常數。

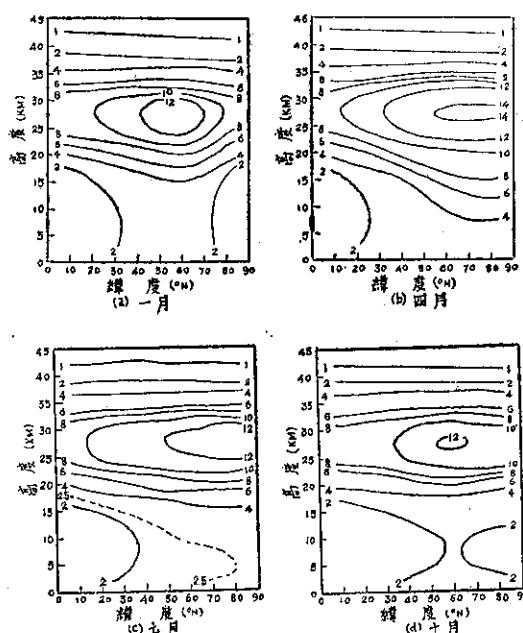


圖4：臭氧集中量之分佈 (a) 一月 (b) 四月 (c) 七月 (d) 十月
單位： $10^{-3}\text{cm STPkm}^{-1}$

臭氧剖面圖 (圖4) 之作成，係假定其垂直分佈，乃依臭氧全部出現量而定。總量採自 Götz (1951) 之值，而垂直縱斷曲線，則爲 Craig 氏 (1950) 根據 Umkehr 測量法所決定者。 (譯者註：臭氧之吸收及擴散，當太陽天頂距離增加時，則一較短波長之強度遠比一較長波長之強度減低爲甚，此即 Umkehr

效應，其詳可參閱 Compendium, AMS, pp. 276-277)。

四、平流氣圈之紅外放射

全部紅外通量發散 (55 公里之淨 F 減去對流層頂之淨 F)，代表平流氣圈因紅外輻射程序所致之失熱率，此種熱量之耗失，隨緯度及季節均有變化，因其有賴溫度之分佈及吸收物之集中量。三種放射氣體之一——二氧化碳、水汽、臭氧——均分擔全部通量發散，而諸氣體由計算所得之紅外通量發散，其分佈乃緯度與季節之函數，有如圖 5, 6 及 7 所示。平流氣圈之平均二氧化碳通量發散 ($16 \times 10^{-3} \text{ ly min}^{-1}$) 較平均水汽通量發散 ($6 \times 10^{-3} \text{ ly min}^{-1}$) 為鉅。〔譯者註：1 langley (ly) = 單位面積上 (cm^2) 1 克卡之能量〕，此因二氧化碳之含量隨高度緩慢減少，不似水汽隨高度減少甚速之故。在對流層氣圈中，二氧化碳之呈現，近乎黑體，其淨通量隨高度之變化極微，因而淨通量之發散亦較小 (與水汽比較)；但平流氣圈則不同，由於二氧化碳之「擴展」(Opens Up)——亦即播送率增大，故淨通量隨高度激增，結果形成龐

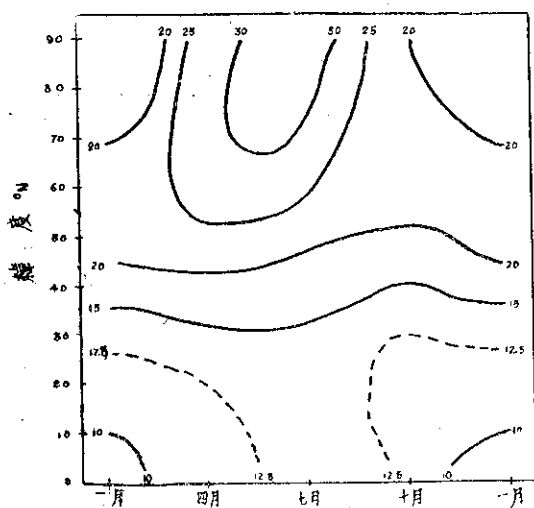


圖 5：二氧化碳淨通量發散之分佈 (對流層頂至 55 公里) 單位： $10^{-3} \text{ ly min}^{-1}$

大之發散。反之，水汽量隨高度之減低如此迅速，雖其在地面附近之呈現近似黑體，但在對流層頂，則幾乎毫無阻礙作用，因之，水汽發散大部分均侷限於對流氣圈之中，平均約 0.2 ly min^{-1} ，30 餘倍於平流氣圈中之水汽發散。

緯度方面，二氧化碳與水汽輻射之淨通量發散，

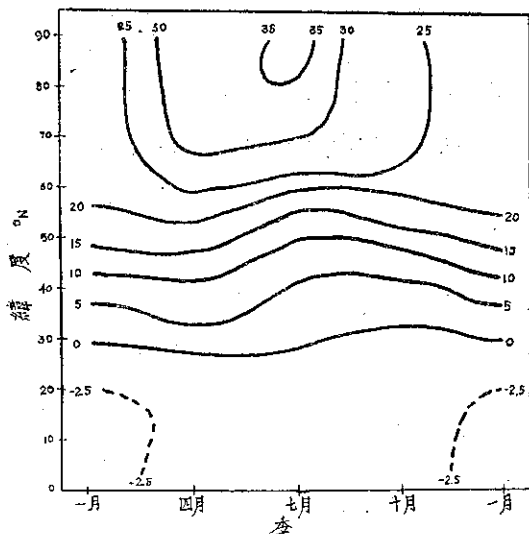


圖 6：水汽淨通量發散之分佈 (對流層頂至 55 公里) 單位： $10^{-3} \text{ ly min}^{-1}$

恒向極區增加，主要係由於高緯度之對流層頂較低，平流氣圈較厚，此可使對流層頂原有之淨通量值大形增高。在低緯度帶，由於較高對流層頂之所在高度，各類氣體均甚稀薄透明，因之，自對流層頂進入平流氣圈時，則淨通量之增加乃極微。

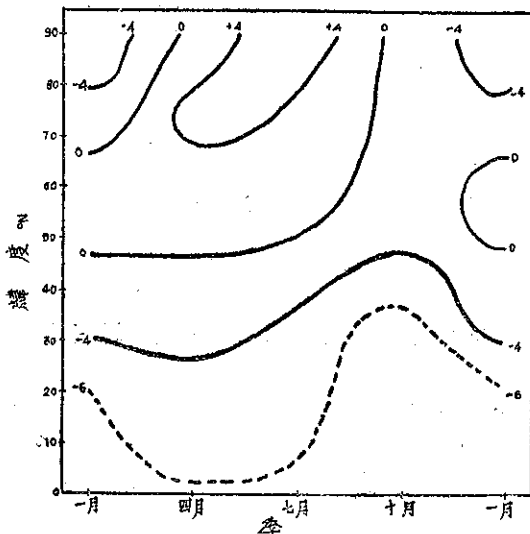


圖 7：臭氧淨通量發散之分佈 (對流層頂至 55 公里) 單位： $10^{-3} \text{ ly min}^{-1}$

臭氧在 9.6μ 之帶域，其紅外播送能促成一溫暖之平流氣圈 (能量收斂)，可由圖 7 察知。此種效應，業經 Doson 諸氏 (1946) 指出，係由於臭氧之垂直分佈使然。因對流氣圈中臭氧之含量極微，在

9.6μ 帶域之能量向上通量，實來自地面附近之有效溫度也，該能量之大部分為臭氧層所吸收，並復行向上及向下放射，但須在極低之溫度下進行，其結果成為平流氣圈中能量之淨收斂。其收斂量恒隨有效溫度之較大差別而有增加——亦即隨不穩度而增加。將緯度及季節平均言之，臭氧紅外收斂量可達 $4 \times 10^{-3} \text{ ly min}^{-1}$ 。

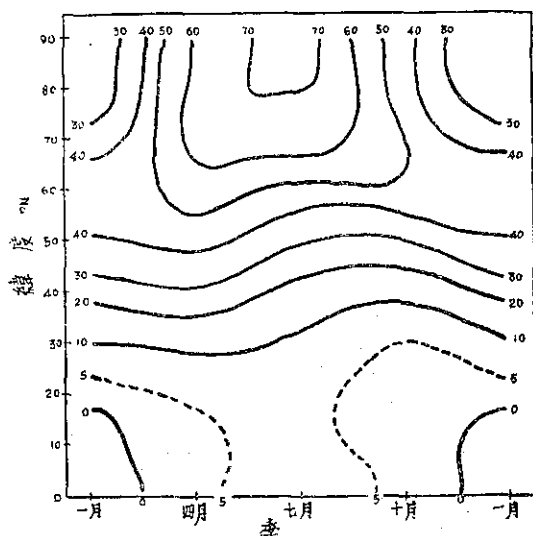


圖 8：總紅外通量發散之分佈（對流層頂至 55 公里）。單位： $10^{-3} \text{ ly min}^{-1}$

若將所有三種氣體之效應合併計算，則平流氣圈之全部紅外發散即可獲得，此即相當於因紅外輻射而致之淨能量耗損也。圖 8 乃上述三圖屬性之共同組合：

- (1) 能量之耗損，隨緯度之增高而加劇。
- (2) 除中緯度能量之最大耗損在四月外，餘均在七月。
- (3) 除中緯度能量之最小耗損趨近十月外，餘均在一月。

因紅外輻射程序所引起之平流氣圈總能量耗損，約為 $18 \times 10^{-3} \text{ ly min}^{-1}$ ，或約對流氣圈中平均紅外耗損之百分之 9。

五、平流氣圈中太陽輻射之吸收

方法——平流氣圈中太陽輻射之主要吸收者為臭氧，此種氣體係吸收太陽紫外輻射之 Huggins 帶 ($3,200-3,600\text{\AA}$) 與 Hartley 帶 ($2,000-3,200\text{\AA}$)，以及可見輻射之 Chappuis 帶 ($3,200-3,600\text{\AA}$)。Pressman 氏之結果 (1954)，乃示明垂直、緯度

及季節之臭氧吸收變化，若將其加以垂直方面之合計，則可獲得全部平流氣圈每一緯度帶及每一月份之吸收量，此即本文所顧及者。

水汽吸收之能量，在太陽光譜之紅外區附近。其吸收太陽輻射之經驗關係式，已自實驗測量及大氣觀測（如 London 氏，1952）推得，並經認明下列公式，可用以估計水汽對於太陽輻射之吸收：

$$a_z = 0.172 [u^*(Z) \sec \zeta]^{0.3} \cos \zeta \times P \dots (12)$$

a_z 乃自高度 Z 伸展至大氣頂部之一垂直柱體，其中水汽所吸收之日射（單位 ly min^{-1} ）， $u^*(Z)$ 為自高度 Z 至大氣頂部，業經氣壓訂正之水汽路程長度（單位 cm STP ）， $\sec \zeta$ 及 $\cos \zeta$ 為所論各月十五日，天頂角之正割及餘弦之平均值， P 為該日日照之比較。

太陽輻射之吸收分佈——對流氣圈紅外能量之耗損，大部分藉低層即地面之潛熱及可感熱之輸送而得到補償。而平流氣圈則不然，紅外放射係由太陽輻射之直接吸收所平衡。經計算之臭氧及水汽等吸收，其分佈情形有如圖 9 及圖 10 所示。因平流氣圈之水汽量既少，且太陽光譜紅外區附近之能量亦屬有限，故水汽之吸收十分微弱，平均約僅臭氧吸收之四分之一。

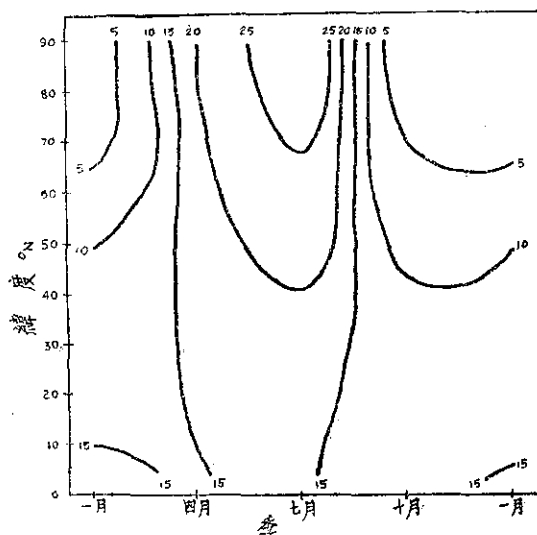


圖 9：臭氧吸收太陽輻射之分佈（對流層頂至 55 公里）。單位： $10^{-3} \text{ ly min}^{-1}$

一。當春夏兩季，由於日射時間隨緯度之增高而加長，因而當此等季節時，該二氣體在高緯度顯出最大之吸收。

將臭氧與水汽之吸收相加，即得平流氣圈之能量

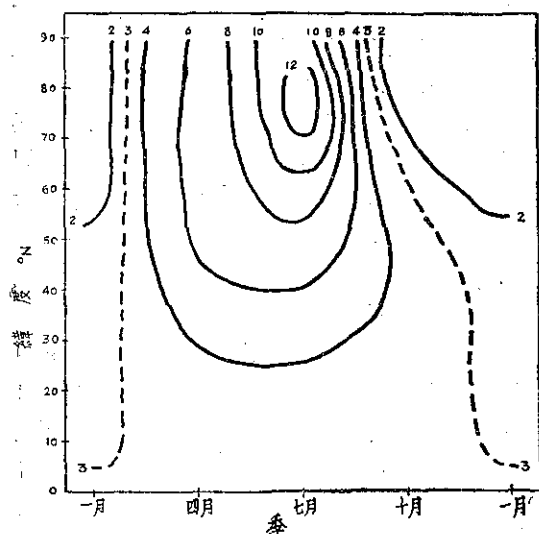


圖10：水汽吸收太陽輻射之分佈（對流層頂至55公里）。單位： $10^{-3} \text{ ly min}^{-1}$

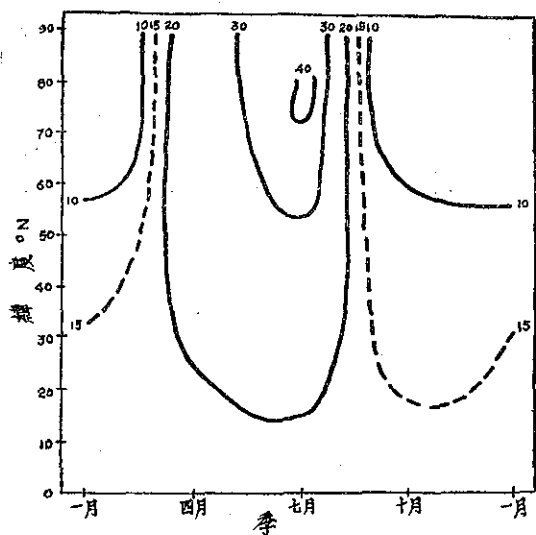


圖11：太陽輻射總吸收之分佈（對流層頂至55公里）。單位： $10^{-3} \text{ ly min}^{-1}$

進益，由全部吸收之分佈（圖11）可知：

- (1) 最大之吸收為春夏兩季。
- (2) 最小之吸收為秋冬兩季。
- (3) 當春夏兩季時，隨緯度之增高而加強其吸收；當秋冬兩季時，隨緯度之增高而減弱其吸收。
- (4) 在赤道帶則無季節之變化。

六、平流氣圈之輻射推算

輻射之推算量，係由各緯度帶及所論四月中各月之太陽吸收減去紅外放射而得，計算結果見圖12，圖

中正值表示能量之淨盈餘，負值表示淨虧損。一般而論，局部之輻射平衡在平流氣圈中並未發現。輻射盈餘見於中緯度之南，虧損則見於中緯度之北，此種輻

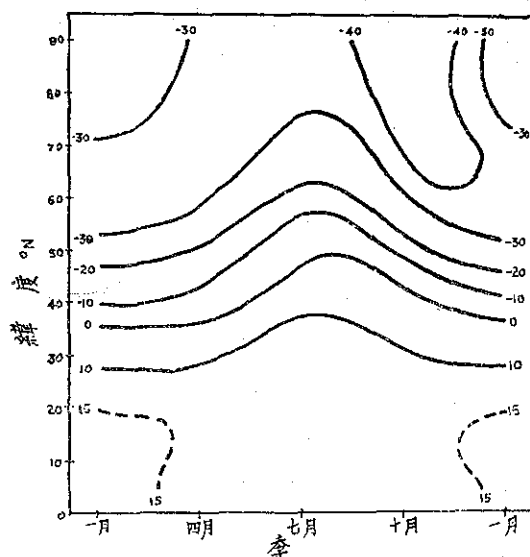


圖12：平流氣圈之輻射推算量（太陽輻射之吸收減去紅外輻射之放射—對流層頂至55公里）。單位： $10^{-3} \text{ ly min}^{-1}$

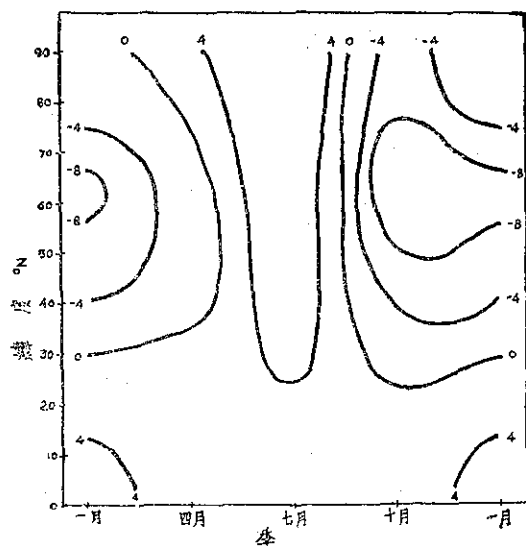


圖13：上層平流氣圈之輻射推算量（太陽輻射之吸收減去紅外輻射之放射—21公里至55公里）。單位： $10^{-3} \text{ ly min}^{-1}$

射能之分佈，暗示平流作用（Advection）實為使熱能重新配置之要角，否則，低緯度之溫度必與日俱增，而高緯度之溫度必隨時並減矣。平均言之，低緯度必有一盈餘能量之淨輸送，運至高緯度之虧損區域。

由觀測指示，平流氣圈除低層外，其溫度均向極減低，此種溫度變化，實乃盈虧平均分佈之結果。在低層平流氣圈中，溫度之平均緯度變化，大概與對流層頂高度之子午式變化，及越經對流層頂之非輻射播送程序均屬有關。

若將全半球之盈虧加以平均，則各季之平均淨盈餘（或淨虧損）即可獲得（表1）。

表1：平流氣圈中半球平均之淨盈餘（自對流層頂至55公里）
（單位 $10^{-3} \text{ ly min}^{-1}$ ）

月 份	一月	四月	七月	十月	年
平均淨盈餘 (+) 或 虧 損 (-)	-1	-2	+5	-2	-0

若輻射為將熱送入或輸出平流氣圈之唯一程序，則吾人將可作如是之預期，即當四月間平流氣圈漸暖時，必有一半球平均之淨盈餘，十月間平流氣圈漸冷時，必有一半平均之淨虧損，而一月與七月，平流氣圈之溫度各為最低或最高，則其盈餘必為零。但計算之平均，所以不符合理論值者，厥有二項因素：（1）理論值之假定根據——輻射為將熱送入或輸出平流氣圈之唯一程序——可能不確。（2）用以檢定季節變化之細微平均，其運算尚不够精密。因素（1）將導入若干非輻射之熱播送，越經對流層頂，零度之緯度及55公里處，此種熱播送當然影響溫度及其季節變化。就目前之運算言，欲決定非輻射播送之大小究為若干實不可能。

若僅研究21公里至55公里區域之輻射推算，而非包括全部平流氣圈者，則邊界效應及對流層頂效應，一部分可以消除。如取21公里為下層之邊界，則經過中緯度傾斜對流層頂之平流效應得以忽略，而經過該邊界之垂直播送效應亦可抑制。上層平流氣圈（21至55公里）之輻射推算有如圖13所示，其子午式之分佈，除晚春及夏季外，顯示赤道區之輻射盈餘，暨極區之虧損。夏季時上層平流氣圈全部為一幅射盈餘區。除夏季有一相反之溫度梯度存在外，淨盈餘之緯度及季節變化，均顯示溫度必向極減低。冬季之向極熱輸送與夏季之向赤道熱輸送亦由輻射之推算顯出。Kellog, Schilling (1951) 及 Pant (1956) 諸氏所出版之平均「子午式風」剖面圖，指出上層平流氣圈中，自夏至冬之環流適為相反，此正與目前輻射之發現不謀而合。

以高緯度四月與十月相對之差值，解釋上層平流氣圈中此等緯度夏冬溫度變化之極端，實為一正確之方向。十月有一甚鉅之虧損，而四月則有一近似之平衡。

若將上層平流氣圈（21至55公里）之輻射盈虧，加以半球之平均，則其值可得如表2。

表2：上層平流氣圈中半球平均之淨盈餘（21至55公里）
（單位 $10^{-3} \text{ ly min}^{-1}$ ）

月 份	一月	四月	七月	十月	年
平均淨盈餘 (+) 或 虧 損 (-)	-1	-1	+3	-4	-0.8

以整個平流氣圈而論，表2中計算之平均與理論值並不符合，其所以違異者，實由於計算之結果不够正確，且無越過邊界之非輻射播送之假定，亦欠有效也。雖然輸送效應，已由低層邊界取在21公里較取在對流層頂者減小極多，但越過上層邊界及零度緯度之輸送效應仍然存在。總之，四月與十月平均相對差異之真實出現，可用以解釋此等月份中，上層平流氣圈溫度變化所以發生之原因。

因平流氣圈之溫度，七月最高，而該月熱能之淨盈餘並非用以昇高溫度者，故夏季各月時，上層平流氣圈中，似乎有一盈餘熱能之輸送，自北半球運往南半球；當冬季及早春時，亦有一相反之熱能輸送，自南半球運抵北半球。

七、平流氣圈中輻射加熱率及冷卻率

輻射推算量之垂直分佈，可以輻射加熱率與冷卻率之形式予以表現，紅外冷卻率，係由每2公里氣層淨紅外通量之垂直發散計算之。除若干修正外，太陽加熱率乃根據 Pressman 氏 (1955) 所給者。氏之加熱率，指出約在45公里處為最大，但根據觀測之臭氧分佈所計算者 (London 氏1951; Johnson 氏, 1953)，則顯示最大之加熱約在50公里以上，故 Preasman 氏之數值經修正以後，指出最大之加熱係在50公里處，並包括水汽之吸收在內。

七月，緯度 0N 至 10N 間之諸曲線（圖14），可為南緯之代表，此帶輻射推算量極微。七月與十月，緯度 60N 至 70N 間之諸曲線（圖15及16），可為高緯度之代表，此緯度帶顯然有季節變化，而淨溫度變化曲線，乃是加熱值與冷卻值間之差，至為明顯。所有加熱、冷卻及淨溫度變化諸曲線，均經潤滑並

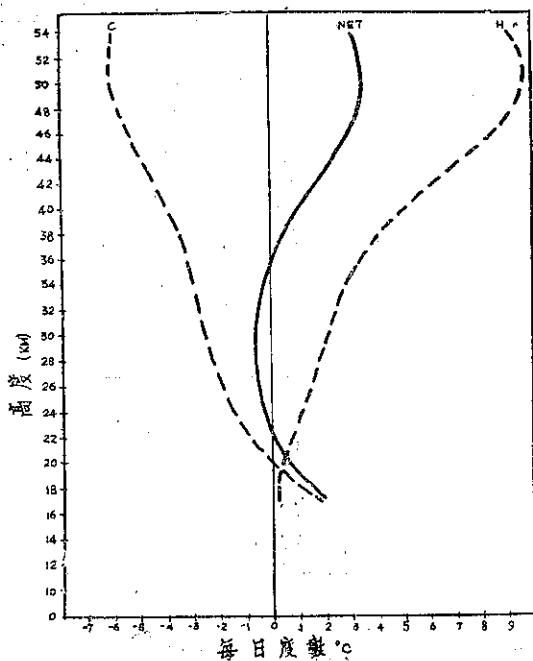


圖14：太陽加熱率 (H) 紅外冷却率 (C)，及淨輻射溫度變化率 (Net) 之垂直分佈，七月，緯度 0N 至 10N。

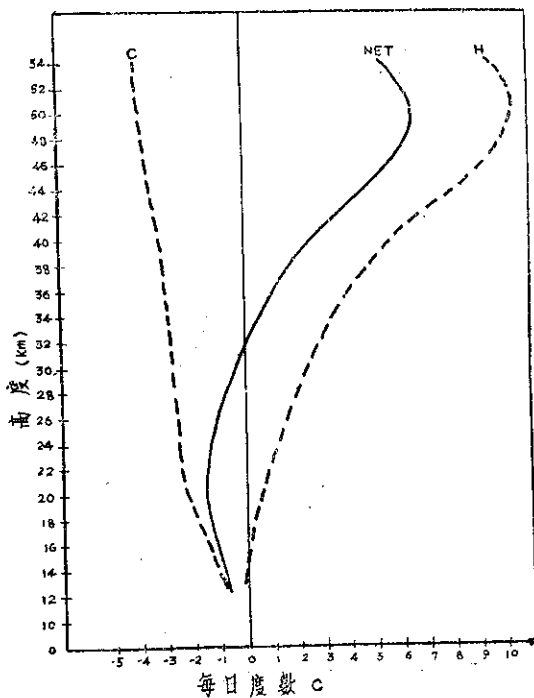


圖15：太陽加熱率 (H)，紅外冷却率 (C)，及淨輻射溫度變化率 (Net) 之垂直分佈，四月，緯度 60N 至 70N。

去掉其不規則性，以便獲得合理之型式。

一般言之，在任何特定高度上，並不能獲致輻射平衡，所代替者，則有一淨輻射溫度變化之垂直型式，隨緯度及季節均有遷異。在低緯度，對流層頂以上之最初數公里，有一紅外能量之收斂，七月時緯度 0N 至 10N 間即可顯出，乃為該區域之淨加熱。由於紅外輻射之播送，該層之加熱至為合理，因在赤道對流層頂上，垂直溫度場中有一顯著之最低，而紅外播送，適使此種溫度結構之不規則性予以消除也，故赤道對流層頂易遭紅外輻射之破滅。

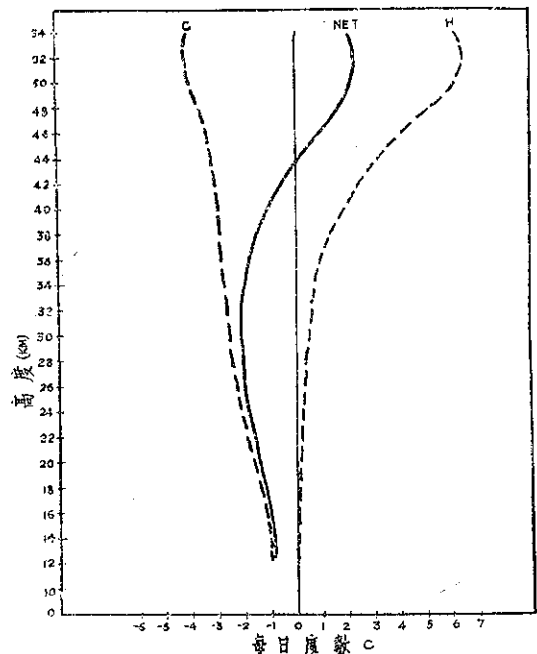


圖16：太陽加熱率 (H)，紅外冷却率 (C)，及淨輻射溫度變化率 (Net) 之垂直分佈，十月，緯度 60N 至 70N。

另一有趣之狀貌厥為平流氣圈頂部之淨輻射加熱，此輻射加熱乃代表一能量之盈餘，用資加熱 50 公里之區域者，直至 50 至 80 公里間形應一絕熱降溫區。迨絕熱降溫率一旦建立，即有向上之能量輸送矣，於是 50 至 80 公里之區域，遂具不穩定與渦動之特性 (Kellog 及 Schilling 二氏，1951)，而 50 公里之熱源，可能是此等情況之主因。

雖然加熱與冷却曲線之一般形態可能正確，但其絕對數量尚難決定，尤以較大高度者為然。因此，討論淨溫度變化曲線時，作者曾嘗試以定性之方法，僅指出此等顯然真實之狀貌而已。

八、結果之正確度

誤差之最大來源，乃是在短小之路程長度中，紅外播送函數運算上之不確定，而物理模式及簡化方法之可能誤差，又復較播送率之不確定為甚也。以樣品之運算基礎言，平均半球之紅外發散 ($18 \times 10^{-3} \text{ ly min}^{-1}$)，經估計其可能誤差幾達 $4 \times 10^{-3} \text{ ly min}^{-1}$ 。在任何特定緯度，由計算所得之發散型式，實較其絕對值更屬正確，殆無疑義。

太陽輻射之吸收值，由於臭氧及水汽集中量之不確定，其誤差可大至 $3 \times 10^{-3} \text{ ly min}^{-1}$ 。淨輻射之盈餘與虧損。較紅外放射值或太陽吸收值更不確定，尤以半球之平均為然，因其決定端賴吸收與放射間之差別故也。但無論如何，盈虧之型式必甚可靠，且此種型式，對於平流氣圈輻射情況之一般描繪，似較任何一鱗半爪之數值更屬重要無疑。

九、提綱與結論

本文研究之主要結果，可得而言者有如下列數端：

(1) 由整個平流氣圈（對流層頂至 55 公里）之輻射推算，顯示低緯度有若熱源之作用，而高緯度有若一承熱區 (A heat sink) 之作用。

(2) 由上層平流氣圈 (21 至 55 公里) 之輻射推算，顯示一相似之輻射能緯度分佈。以季節言，春夏二季為輻射盈餘期，秋冬二季為輻射虧損期。

(3) 論及紅外冷卻，則二氧化碳為平流氣圈中極其重要之氣體，而臭氧之作用，則在平流氣圈中產生紅外能量之收斂。

(4) 低緯度 (0N 至 40N 緯度) 對流層頂區，因紅外播送作用而加熱。平流氣圈之頂部 (約 50 公里)，通常係一淨輻射加熱區。

平流氣圈中輻射能之重新分佈，大概藉予午式之熱通量而完成。秋冬二季，可能有一向極之熱輸送，至少在上層平流氣圈中為如此；晚春及夏季時，有一向赤道之熱輸送。北半球平流氣圈中，其向內或向外之熱能平流，顯然發生於低層之邊界（即對流層頂），及南部之邊界（即赤道）。由於熱源約在 50 公里之處，則逸出平流氣圈之熱能對流於焉發生。

輻射盈虧之緯度分佈，暗示平流氣圈中之溫度乃向北減低者。上層平流氣圈在高緯度鉅大之季節溫度變化，實由於四月與十月間其輻射性質截然不同所致。

輻射平衡在平流氣圈之任何點均未獲得，亦未能在整個平流氣圈之任何季節中發現。由於結果之不確定，究竟在全年中平流氣圈是否為輻射平衡，尚不容任何明確肯定之敘述。惟本文所計算之年平均吸收與放射，彼此間實極近平衡也。

原文題目：The Radiation Budget of The Stratosphere.

原文刊載：Journal of Meteorology, AMS, Vol. 15,

No.5, Oct. 1958.

氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究為目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言為主體，每篇以五千字為佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用之文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加標點。如屬創作論著稿，請附撰英文或法、德、西文摘要。
- 七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改者請聲明。
- 八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
- 十、來稿一經刊載即致稿酬，每千字按三十元至四十元計算。創作論著稿之特具價值者另議。
- 十一、惠稿文責自負。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象所氣象學報社收。

氣象學報第六卷目錄

第 一 期

臺灣之氣象災害	廖 學 鑑	(1)
瓊安颱風報告	研 究 室	(30)
魯依絲颱風報告	研 究 室	(38)
芙瑞達颱風報告	研 究 室	(43)
敬悼費凱爾亨利先生	劉 衍 淮	(47)

第 二 期

動力學的不穩度	楊 建 雄	(1)
對流上限之分析與預報	郭 文 鏞	(6)
臺灣小麥與氣象	張 月 娥	(11)
北太平洋西部颱風概述	研 究 室	(16)
八·七水災	研 究 室	(26)
飛越北極	周 明 德	(43)

第 三 期

臺灣氣候概述	鄭 子 政	(1)
氣象預報	王 業 鈞	(11)
民國48年冬季遠東氣候異常現象與北半球大氣環流特性之研究	廖 學 鑑	(19)
大氣熱力圖解的分析及評價	劉 鴻 喜	(35)
遠東持續性寒潮特有之平均氣壓場	陳 良 曜	(40)

第 四 期

論我國東南地區各月平均總雲量及有雨日數之分佈	戚 啓 勳	(1)
瑪麗颱風報告	研 究 室	(6)
雪莉颱風報告	研 究 室	(11)
崔絲颱風報告	研 究 室	(26)
艾琳颱風報告	研 究 室	(36)
空氣之動力	徐 寶 箴	(41)

台灣省雜誌協會會員
內政部登記證內警台誌字第五五一號

社址：台北
電話：二

二
八

四

○政

主編者：台灣省氣象所氣象學報社
地址：台北市公園路六十四號
電話：二四一

印刷者：文英印書公司
地址：台北市三水街
電話：三二四七



中華民國三十五年三月十一日出版

氣象學報季刊

七卷一期

METEOROLOGICAL BULLETIN

Volume 7

March 1961

Number 1

JEN-YU WANG

*A Critique of the Heat Unit Approach
to Plant Response Studies* (1)

TAIWAN WEATHER BUREAU

*Typhoon in North Western Pacific
during 1960* (7)

臺灣省氣象所主編

PUBLISHED QUARTERLY BY

TAIWAN WEATHER BUREAU

64 PARK ROAD, TAIPEI, TAIWAN, CHINA

氣象學報季刊

七卷二期

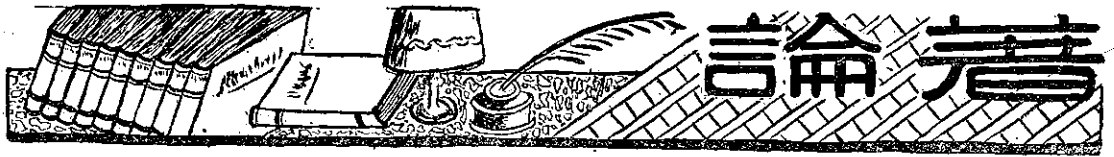
目次

一、論 著

- 淡水河流域氣候概況.....徐 廖 晉 淮.....(1)
- 水平輻散及其與等壓線型式的關係.....韋 燕 禧.....(7)
- 東亞噴射氣流之特性.....戚 啓 勳.....(17)
- 臺灣之寒害.....顏 俊 士.....(23)

二、譯 述

- 亞洲大陸夏季之大氣環流結構.....陳 以 明.....(35)



淡水河流域氣候概況

徐 晉 淮
廖 學 鑑

Climate over the Drainage Basin of Tanshui River of Northern Taiwan

*Liao Shyue-yih
Hsu Chin-huai*

Abstract

This report is a climatological study over the drainage basin of the Tanshui River of Northern Taiwan. The main points covered under this investigation are given in following topics:

(1) Revealing the causes of heavy rainfalls over the drainage basin of Tanshui River.

(2) Discussing the variations of climatological elements such as air temperature, humidity, evaporation and wind over the drainage basin of Tanshui River.

1 氣候概述

臺灣位於北迴歸線上，一般為熱帶性氣候，春秋兩季較短，故大略分為夏冬兩季，即冬季完全受東北季風之控制。冬季西伯利亞之極地大陸冷氣團，形成強盛之高氣壓，籠罩大陸及其近隣，此季風本為乾燥且寒冷，影響本省冬季氣候。夏季季風，為西南風，盛行於西太平洋。其最盛時期，為六月至八月，此海洋氣團為高溫多濕，影響本省氣候，夏季雨量甚多。颱風亦于此季威脅本省。但詳細分析觀測紀錄，北部與南部，東部與西部，及高山與平地各有差異。淡水河流域之北部與東北部（指宜蘭、基隆地區），雖亦有相當之差異，但大體相似，因之要分析淡水河流域（以下簡稱本流域）氣候可視此區域為同一氣候型，以最完全且有長期觀測紀錄（自1897年至1959年紀錄）之臺北作為代表，就雨量、氣溫、濕度、蒸發量及風各項要素分析其紀錄統計，略述如下，以供參考。

2—1 雨 量

本流域之降雨原因，可分類為：

- (a) 東北季風之降雨（冬季）
- (b) 鋒面性降雨（春季及初夏）
- (c) 颱風性降雨（夏秋）
- (d) 熱源性雷雨（夏季）
- (e) 因上層氣流之降雨（秋冬）
- (f) 地形性降雨
- (g) 低氣壓性降雨 共七種，茲分析如下。

(a) 東北季風之降雨

冬季大陸高氣壓向南移動，其寒冷氣團因受臺灣中央山脈之阻擋而強制上昇，遂降雨於向風面之山腹及平地，但本流域在山脈背面，其落雨狀況比東北部甚小，又因此大陸氣團之平均高度位於 3,000 公尺以下，故降雨的垂直分佈多在海拔 500~1,000 公尺左右，因之在本流域的降雨，必當部份雨雲越過北部山脈而形成，所以雨量應少於東北部，今將冬季各月（10 月至 2 月）宜蘭（代表東北部）與臺北（代表北部）總雨量平均比較如下（單位為公厘）：

月別	10	11	12	1	2
地點					
台北	121.0	69.1	74.4	90.0	141.5
宜蘭	398.9	357.5	244.8	152.2	148.6

(b) 鋒面性降雨

由於春季(或秋冬)自大陸向東移動之溫帶低氣壓相伴之鋒面(多為冷鋒)，經過北部時，北部雨量較多於南部，通常降雨繼續時間較短，但冷鋒通過後恢復上述(a)型繼續降雨。

(c) 颱風性降雨

通常6月至9月颱風期中強烈颱風進襲臺灣附近，在颱風中心附近地區發生暴雨。本流域日降雨量超過100公厘以上之114次中，因颱風而降雨超過100公厘者有70次左右(因1907年前無天氣圖可查)，佔總次數之六成以上，均係颱風經過臺灣北部或北部海面時發生之暴雨，其中于7月及8月佔75%以上，附表1是臺北有觀測以來63年間之日降雨量超過100公厘以上之記錄與各當日天氣圖對照，判定其降雨原因，以T

字表示因颱風而降雨，()內英字母為颱風經過海域(例如(N)是經過臺灣北部海面)，F為鋒面，L為低氣壓，H為高氣壓，SW為西南氣流及熱源性雷雨等原因而降雨。

(d) 熱源性雷雨

夏季之西南或東南季節風期內，本省在高溫多濕之熱帶氣團籠罩之下，因地面溫度升高而水汽上昇，積雨雲發展，遂發生熱帶特有之雷雨，且受地形及上層氣流影響大多地區普遍降雨，是為熱源性雷雨，尤以西南部為甚。此種降雨，其日變化甚為明顯陸上發生頻率於14~18時最大。海上則多發生於夜間。本流域內夏季亦盛行熱源性雷雨。

(e) 上層氣流之降雨

通常稱帶狀雨或雨域(Rain Belt)，常連續發生於秋冬春三季，在大陸高氣壓南側發生廣大區域降雨(東西達1,000公里南北約500公里)，其原因為大陸氣團與南方海洋氣團之界面(亦稱滯留鋒)停滯不動，上層空氣發生擾亂而繼續降雨，通常延續二三日連綿不停。

表一：臺北之100mm.以上降水日量表(1897年~1961年)

日降水量 (mm.)	發 年	生 月	生 日	發 生 原 因 *	日 降 水 量 (mm.)	發 年	生 月	生 日	發 生 原 因 *
358.9	1930	7	28	T(N)	177.4	1900	9	14	?
325.8	1932	8	24	T(N)	176.9	1912	9	16	T(N)
287.3	1911	8	31	T(N)	175.8	1931	4	15	L. SW
281.3	1901	8	2	T(N)	173.4	1943	7	18	T(N)
263.4	1953	8	16	T(N)	172.9	1925	9	15	T(NE)
259.6	1940	9	30	T(N)	171.1	1925	8	27	T(N)
244.0	1959	7	15	T(N)	170.0	1941	6	18	L
243.0	1959	4	26	SW	169.8	1897	8	8	T(N)
242.1	1901	8	1	?	168.6	1931	5	15	L. F.
232.4	1902	8	31	?	165.9	1956	7	31	T(N)
232.0	1924	9	6	T(N)	165.2	1918	10	24	T(N)
221.1	1920	9	3	T(N)	164.6	1924	8	11	T(NE)
209.0	1899	9	27	SW	164.5	1920	9	4	T(N)
199.2	1903	6	17	T(N)	163.6	1899	8	5	T(E→W)
198.7	1926	10	9	H. F	163.1	1917	8	19	T(N)
197.6	1898	8	6	?	162.8	1947	9	10	F
194.4	1898	9	30	?	160.4	1893	8	30	?
194.0	1912	8	28	T(N)	160.1	1924	8	5	T(E→N)

189.9	1914	7	1	T(S→W)	158.2	1924	7	28	T(N)
185.2	1919	8	25	T(N)	157.8	1903	5	13	L
184.8	1939	8	13	T(N)	157.7	1900	6	15	?
183.0	1940	8	30	T(N)	156.7	1914	9	6	T(N)
156.4	1913	7	19	T(N)	128.7	1922	6	17	F.
155.8	1922	8	23	T(N)	128.1	1903	6	24	SW
152.9	1907	5	24	L	124.9	1949	6	11	L. F
152.4	1914	9	7	T(N)	124.4	1947	10	2	H. T(S)
149.0	1901	9	17	T(N)	123.8	1944	8	13	T(N)
147.2	1910	9	2	T(N)	123.7	1923	8	10	T(N)
145.5	1898	8	7	T(N)	123.1	1929	5	22	L. F.
144.1	1915	7	5	L. SW	122.7	1956	5	29	L
143.2	1943	7	17	T(N)	122.2	1935	7	22	T(N)
142.6	1932	7	5	SW	121.5	1952	7	18	T(N)
142.3	1897	8	9		120.8	1898	5	31	
138.8	1927	6	5	T(E)	120.6	1946	9	25	T(N)
137.0	1958	7	29	SW	120.0	1925	6	23	SW
136.9	1955	9	2	L. F.	120.0	1960	8	8	T(N)
136.6	1946	6	7	SW	119.4	1923	6	15	L. SW
136.1	1918	10	4	T(N→NE)	119.3	1922	10	2	F. H
134.0	1898	5	18	L. SW	119.2	1948	7	6	T(N)
132.2	1903	7	31	T(N)	118.8	1957	5	29	SW
132.2	1956	8	1	T(N)	118.3	1915	9	25	SW
132.1	1932	6	7	L	117.7	1918	6	1	L. SW
131.8	1930	7	31	T(N)	117.5	1946	7	9	L. F.
129.1	1929	8	12	T(N)	115.9	1948	9	17	T(N)
115.1	1903	6	25	?	106.2	1939	6	9	L. F.
113.9	1909	9	18	T(N)	105.5	1912	6	17	L. F.
112.6	1928	9	5	T(N)	103.5	1910	9	30	T(N)
112.5	1916	7	15	SW. F	103.2	1900	7	9	SW
112.3	1941	6	16	L. F	103.2	1900	6	11	?
111.0	1899	6	1	?	102.9	1898	8	21	?
110.7	1907	4	30	L	102.7	1937	8	2	T(N)
109.0	1910	9	28	T(E→W)	102.6	1916	8	18	T(N)
109.0	1933	9	17	T(NE)	102.5	1946	7	29	L. SW
108.7	1949	11	30	H. F	101.2	1921	6	30	L. F
108.5	1929	8	12	T(N)	101.0	1940	8	2	T(N)
108.4	1900	6	4	?	100.9	1900	9	18	T(E→W)
108.4	1933	6	7	F	100.4	1931	7	26	L. SW

* T...颱風而降雨 ()內英字母為颱風經過海域

F...鋒面而降雨

L...低氣壓而降雨

H...高氣壓而降雨

SW...西南氣流及熱源性雷雨

(f) 地形性降雨

即所謂局部性降雨，如山岳地方夏季之雨及向風面山腹之斜面，氣流強制上升成雨及氣流輻合而發生之雨均是與 (d) 種降雨之性質頗為接近，本流域常發生此種降雨。

(g) 低氣壓性降雨

低氣壓發生於臺灣附近或通過附近海面時，因受其直接影響而降雨，同時與鋒面性降雨常相混而同時發生，但一般低氣壓降雨時間較長。

本流域有關雨量記錄以臺北為例，大略為：每年6月之總降雨量為最多，次之8月；最少為11月，次之12月及1月，均未達100公厘，總括為夏季雨量，冬季雨量小。月總雨量最大是1898年8月之940.7公厘，最小是1924年11月之4.2公厘，幾等於該月當中無降雨。年平均合計雨量約2100公厘，最大為3172.8公厘(1947年)，最小為1498.9公厘(1934年)。一日間最大雨量為1930年7月28日之358.9公厘，一時間最大雨量為1946年7月29日之88.0公厘。圖1是按月平均氣溫與每月降雨總量之相關圖(數目字為月別)錄供參考。

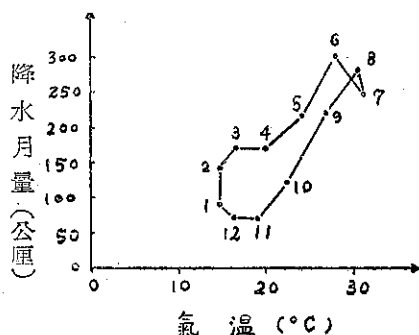


圖 1：月平均氣溫及月降水總量之相關圖

圖2. 示臺北之每月平均雨日(雨量 0.1 公厘以上之日數)與每月總雨量平均值，每月雨日數略相等，但夏季6月、7月、8月雨量甚多，而冬季1月、11月、12月甚少，可知雨量與雷雨日數為正相關，但6月雷雨日數比7月及8月少，其雨量則甚大，可證明6月之因熱雷而降雨量甚大。

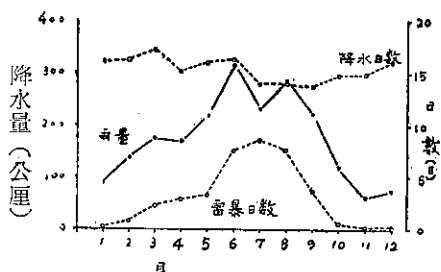


圖 2：臺北各月降水量，降水日數及雷暴日數

可見，今從記錄比較氣溫狀況。茲以臺北為例與臺灣南端恒春氣溫比較，結果如次：年平均氣溫臺北為21.8°C，恒春為24.6°C，而臺北7月28.2°C，8月(28.1)高於恒春7月(27.7°C)8月(27.3°C)之氣溫，因臺北地形為盆地之故。次再分析臺北氣溫各項記錄如下：氣溫月平均除1月、2月、3月及12月外，各月均為20.0°C以上，佔全年四分之三。月平均最高氣溫超過30°C以上為6, 7, 8及9月之四個月，且其他各月均為20°C左右。月絕對最高氣溫除1月之29.8°C外，均超過30°C以上，其中4、5、6、7、8、9、10月之七個月均在35°C以上，有觀測記錄以來之63年中，于1921年8月31日之38.6°C為最高紀錄，換算華氏為101度。最高氣溫30°C以上年平均有131天，略為全年三分之一強，換句話說三天裡有一天最高氣溫達到30°C。以上從高溫記錄而論，本流域為熱帶性氣候，但每年9月中旬起，東北季風開始盛行，本流域亦不能避免此影響，氣溫漸次下降，于每年1月及2月發生最低氣溫，與大陸沿岸福建地區之氣候相仿。至於低氣溫記錄，每月平均最低氣溫1月、2月、3月及12月為15°C以下，其中2月之12.2°C為最低，次之1月之12.3°C，每月絕對最低氣溫均在20°C以下，5°C以下之月份為1月(2.1°C)，2月(零下0.2°C)，3月(1.4°C)，4月(4.7°C)，11月(1.1°C)及12月(1.8°C)之五個月。絕對最低氣溫記錄為1901年2月13日之零下0.2°C。如再觀察每年最低溫度10°C以下日數，平均只有17天，1月、2月平均每月各佔6天，約21天有1天最低氣溫在10°C以下。可以說本流域冬季氣溫甚低但期間極短，夏季氣溫極高期間極長。

2-2 氣 溫

本流域隣接北迴歸線，夏季氣溫與臺灣南部比較相差不多，臺灣隔臺灣海峽，與福建相距不到100公里，冬季氣溫頗受大陸高氣壓之影響，本流域冬季氣溫降低甚多，在大屯山頂或中央山脈北端地區有白雪

2-3 濕 度

通常濕度之變化受天氣變化及氣溫之高低而異，即冬季東北季風盛行時，本流域空氣地面來自東北方向，上層從西北方向流入乾燥而寒冷空氣，因氣流來自大陸且經過陸地時間較長，經過海面時間極短，故

帶來水汽甚少兼性乾燥，直接影響雨量之多寡。相反夏季西南季風因太平洋海洋性氣團高溫多濕及經過海洋區域之影響，夏季雨量豐沛。觀察濕度之變化，以降水量、絕對濕度、混合比或露點溫度表示，較易知之，因之在此以絕對濕度之年變化的圖3曲線與降水量變化曲線比較，可看出為正相關。

2—4 蒸 發 量

通常蒸發量受氣溫、日射及風之影響為主體變化，例如日中降雨，太陽無露面時，蒸發量極微，反之天空無雲天氣晴朗時，蒸發量極大，今將蒸發量及有

關記錄列如下表：

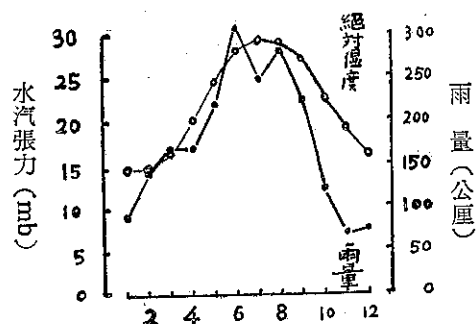


圖 3：各月水汽張力與降水量相關圖

月別 項目	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
蒸發量 (mm.)	60.0	53.7	78.9	98.8	125.6	141.1	174.7	173.5	146.4	112.4	80.8	63.1
最大蒸發量 (mm.)	6.7	8.5	7.8	9.2	10.9	14.2	16.2	13.8	10.9	8.2	8.3	6.4
不照日數 (日)	10.7	1.11	11.0	8.2	6.0	4.3	1.6	2.0	2.8	2.8	5.8	10.2
日照時數 (時)	88.1	76.3	91.6	112.1	140.2	160.9	223.9	223.4	190.9	141.2	107.3	90.9

由上表統計臺北之蒸發量7月及8月最多，2月最少即夏季蒸發多冬季少，臺北一日最大蒸發量為1909年7月13日之 162 公厘，冬季蒸發量與降水量比較，10月、11月、12月及1月大約相等，夏季降水量比蒸發量甚大，由此本流域冬季為乾燥期，夏季為濕潤期，此亦與日照時數月變化成正比，與不照日數成反比，由此可知蒸發量受日射及天氣變化之影響甚大，夏季蒸發旺盛又致降雨量之增加。至如本省西南部冬季天氣晴朗略無降雨，同時蒸發量過多而致發生乾旱現象，但本流域冬季仍可獲少量降雨，且雲量多可有減少蒸發量之功，故極少有乾旱現象，但仍難以稱冬季雨量充足。

2—5 風

東北季風與西南季風，為控制臺灣氣候的主因，東北季風盛行於冬期，故本省東北部迎風之地，冬季為雨期，但靠近東北部之本流域位於背風地位，天氣較為良好，雨量較少。西南季風盛行於夏季，受地形影響為偏西風，本流域成迎風面，故常發生熱源性雷雨及春季受溫帶性低氣壓通過北部海面影響降雨，故本流域風向對降雨及其他氣象要素影響巨大。下面以記錄敘述本流域風之變化，冬季最多風向為東風(1、2、3、

4、5、9、10、11、及12月) 夏季最多風向為西風 (6、7、8、各月)，風速月平均(單位m/s)如下：

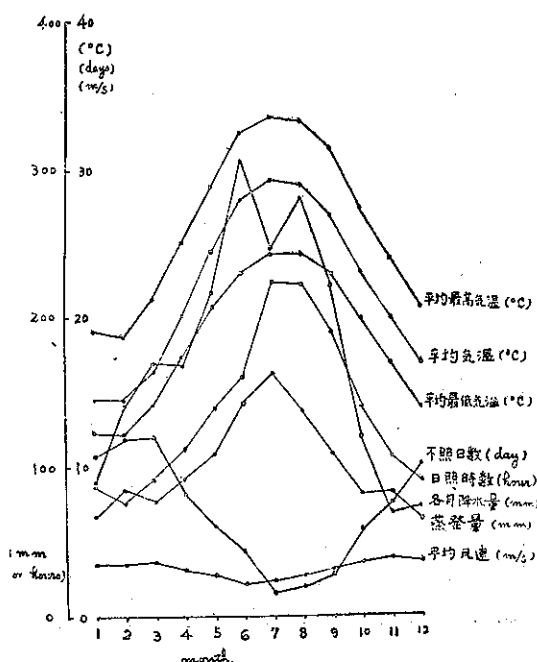


圖 4：臺北之各種氣象要素各月變化圖

月別 項目	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
風速	3.3	3.3	3.4	3.1	2.8	2.2	2.4	2.7	3.1	3.6	3.9	3.7

一般稱冬季風繼續時間長且風速強，夏季通常之風速 31.3m/s，是臺北63年來之平均最大風速，次繼續時間短風速弱（颱風進襲時除外）。1899年8月5日示暴風日數（規定 10m/s以上）每月合計及平均如下：

月別 項目	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
總計 (日)	57	56	84	74	61	60	118	140	123	71	93	69
平均	0.9	0.9	1.3	1.2	1.0	1.0	1.9	2.2	2.0	1.1	1.5	1.1

以上各種要素月別統計繪於同一圖上，列如圖 4。

從此圖中較易看出本流域各要素變化與其相互關係，可供參考。

氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究為目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言為主體，每篇以五千字為佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用之文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加標點。如屬創作論著稿，請附撰英文或法、德、西文摘要。
- 七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改時請聲明。
- 八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
- 十、來稿一經刊載即致稿酬，每千字按三十元至四十元計算。創作論著稿之特具價值者另議。
- 十一、惠稿文責自負。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象所氣象學報社收。

水平輻散及其與等壓線型式的關係 章燕禧

Horizontal Divergence and Its Relationship to Isobar Patterns

Y. S. Wei.

Abstract

The horizontal divergence is the rate of areal expansion per horizontal unit area of a fictitious element moving with the horizontal components of the motion. If the motion is strictly horizontal, the horizontal divergence is represented by the rate of areal expansion of the real fluid element per unit area.

If the area increases with time, it is called divergence, conversely, if the area decreases with time, it is then called convergence. Convergence is negative value of divergence, so that both divergence and convergence are simply called divergence.

The content of this paper states as following: We first give the definition of divergence and its expressions in various coordinate systems, the divergence in the wind fields and some effects of divergence. Next, we research the relationship between the divergences and isobaric patterns, for example, the divergence in the wave shaped isobaric patterns as well as in the circular isobaric patterns. Finally we study the vertical distribution of divergence in the air.

一、前言

水平輻散就是水平的單位面積上流體在水平方向運動的膨脹率。如果運動為嚴格的水平，水平輻散可以單位面積上流體的面積膨脹率表示之。面積按時間增大稱為輻散 (Divergence)，反之，面積按時間而減小則稱為輻合 (Convergence)，輻合是輻散的負值，所以輻散與輻合二者可總之為輻散。本文的內容：首先給出輻散的定義及其在各種坐標系統的表示法，在風場 (Wind fields) 中的輻散輻合，輻散的各種效應 (Effect)；其次探討輻散與各種等壓線型式的關係，例如，波狀等壓線型式中的輻散，圓形等壓線型式中的輻散；最後再研究輻散在大氣中的垂直分佈情形。

二、輻散與輻合

1. 輻散的定義及其在各種坐標系統中的表示法

a. 直角坐標 (Rectangular coordinate) 表示法

輻散的定義一般以向量形式為之：

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{V}$$

$$\text{式中 } \vec{\nabla} = \vec{i} \frac{\partial}{\partial x} + \vec{j} \frac{\partial}{\partial y} + \vec{k} \frac{\partial}{\partial z}$$

$$\vec{V} = \vec{i} u + \vec{j} v + \vec{k} w$$

$$\text{因此 } \vec{\nabla} \cdot \vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \dots \dots \dots (1)$$

如果僅考慮其在水平方面的分量，則水平輻散為

$$\vec{\nabla}_H \cdot \vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \dots \dots \dots (2)$$

$$\text{式中 } \vec{\nabla}_H = \vec{i} \frac{\partial}{\partial x} + \vec{j} \frac{\partial}{\partial y}, \vec{V} = \vec{i} u + \vec{j} v$$

輻散亦可定義為 $\vec{\nabla} \cdot \rho \vec{V}$ ，同樣可得

$$\vec{\nabla} \cdot \rho \vec{V} = \frac{\partial (\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial (\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial (\rho w)}{\partial z} \dots \dots (3)$$

$$\text{或 } \rho \vec{\nabla} \cdot \vec{V} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} \rho = \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \left(u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} \right) \dots \dots \dots (4)$$

在不可壓縮的流體中， ρ 為常數，則

$$\vec{\nabla} \cdot \rho \vec{V} = \rho \vec{\nabla} \cdot \vec{V} = \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \dots \dots \dots (5)$$

如僅考慮其在水平方面的分量，則

$$\vec{\nabla}_H \cdot \rho \vec{V} = \frac{\partial (\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial (\rho v)}{\partial y} = \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \left(u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} \right) \dots (6)$$

$$\text{或 } \vec{\nabla}_H \cdot \rho \vec{V} = \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \dots \dots \dots (7)$$

此處假定 ρ 不變。為區別此二種輻散起見，前者 (1, 2) 兩式所表示者，稱為速度輻散 (Velocity Divergence)，後者 (3, 4, 5, 6, 7) 諸式所表示

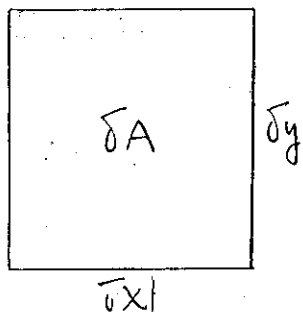


圖 1：輻散中的微面積

$$\delta A = \delta x \delta y$$

上式取對數，再微分得

$$\begin{aligned} \frac{1}{\delta A} \frac{d\delta A}{dt} &= \frac{1}{\delta x} \frac{d\delta x}{dt} + \frac{1}{\delta y} \frac{d\delta y}{dt} \\ &= -\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \end{aligned}$$

上式取極限，則

$$\frac{1}{\delta A} \frac{d\delta A}{dt} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$$

將此式與 (2) 式比較，知輻散就是水平單位面積的膨脹率。

b. 球面極坐標 (Spherical polar coordinate)

表示法 在球面上，單位向量 \vec{i} 與 \vec{j} 的大小不變，其方向則隨運動而改變，故為變量 (Variable)。按此由 (2) 式得

$$\begin{aligned} \vec{\nabla}_H \cdot \vec{V} &= \left(\vec{i} \frac{\partial}{\partial x} + \vec{j} \frac{\partial}{\partial y} \right) \cdot \left(\vec{i}u + \vec{j}v \right) \\ &= \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \vec{i} \cdot \frac{\partial \vec{j}}{\partial x} \dots \dots (8) \end{aligned}$$

因 $\vec{i} \cdot \vec{i} = \vec{j} \cdot \vec{j} = 1$ ，而 \vec{i} 與 $\frac{\partial \vec{i}}{\partial x}$ ， \vec{j} 與 $\frac{\partial \vec{j}}{\partial y}$ 互相垂直之故也。但由圖 2 可知

$$\frac{\partial \vec{j}}{\partial x} = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{\Delta \vec{j}}{\Delta x} = -\vec{i} \frac{\tan \phi}{a} \dots \dots (9)$$

將 (9) 式代入 (8) 式內，得出輻散在球面極坐標中的表示法為

$$\vec{\nabla}_H \cdot \vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{v}{a} \tan \phi \dots \dots (10)$$

在北半球上 ϕ 為正，將此式與 (2) 式比較之可知：如空氣質點向北運動 ($V > 0$)，考慮地球曲率 (Curvature) 所得的輻散較在將地面視為平面所得者為小；反之，如向南運動，則較大，此實因兩經度間的緯距 (Latitudinal Distance) 在北者較在南者為

者，稱為質量輻散。(Mass Divergence) 無論速度輻散或質量輻散，都可分做垂直方向與水平方向的分量。下文所說的輻散，乃專指水平輻散而言。

設微面積 (Area Elements)

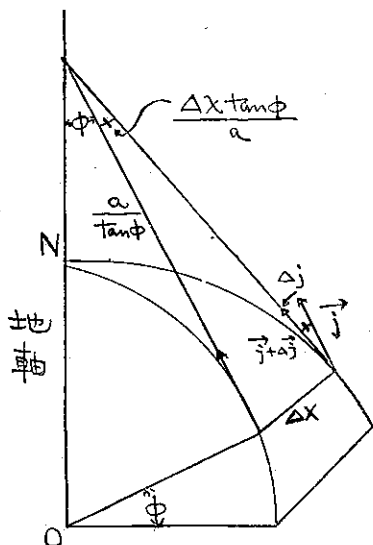


圖 2：j 按經度的變化

小之故也。在南半球的情形可同樣討論之。但 (10) 式

右端 $\frac{v}{a} \tan \phi$ 項，通常較為微小，如討論的輻散區域不過大，可予忽略不計，故知球面上的輻散可以平面上者代替之。

c. 自然坐

標 (Natural

Coordinate) 表示法 通常以 s 表示一曲線的切線方向， n 為法線 (Normal) 方向， \vec{t} 為切線方向的單位向量， \vec{n} 則為法線方向的單位向量， \vec{t} 與 \vec{n} 亦為變量，如是

$$\begin{aligned} \vec{\nabla}_H \cdot \vec{V} &= \left(\vec{t} \frac{\partial}{\partial s} + \vec{n} \frac{\partial}{\partial n} \right) \cdot \left(\vec{t}v \right) \\ &= \frac{\partial v}{\partial s} + \vec{n} \cdot \frac{\partial \vec{t}}{\partial n} \end{aligned}$$

因 $\vec{t} \cdot \vec{t} = 1$ ， $\vec{n} \cdot \vec{t} = 0$ ， \vec{t} 與 $\frac{\partial \vec{t}}{\partial s}$ 互相垂直故也。

但 $\vec{n} \cdot \frac{\partial \vec{t}}{\partial n} = \frac{\partial \psi}{\partial n}$ ， ψ 為二相鄰切線間的夾角，故得

$$\vec{\nabla}_H \cdot \vec{V} = \frac{\partial v}{\partial s} + v \frac{\partial \psi}{\partial n} \dots \dots (11)$$

(11) 式中右端第一項 $\frac{\partial v}{\partial s}$ 稱為經度的輻散 (Longitudinal Divergence)，簡寫為 LD，第二項 $v \frac{\partial \psi}{\partial n}$ 稱為橫側的輻散 (Transversal Divergence)，簡寫為 TD，故知全部輻散等於 LD 與 TD 之和。

2. 風場中的輻散幅合

圖 3 中虛線表示等風速線 (Isotachs)，方向線表示風向，(A) 圖表 LD，(B) 圖表 LC (經度的幅合)，(c) 圖表 TD，(D) 圖表 TC (橫側的幅合)。

(E) 圖表經度的與橫側的皆為輻散，故為輻散。(H) 圖表二者皆為幅合，故為幅合。(F) 與 (G)

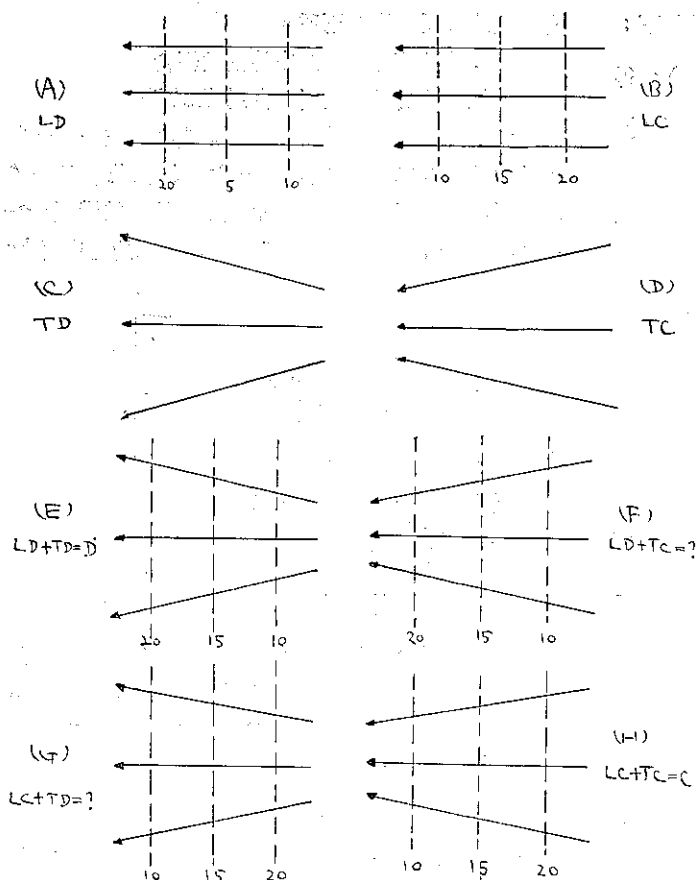


圖 3：風場中的輻散輻合

二圖，經度的與橫側的一為輻合一為輻散，二者之和究為輻合或輻散，須視當時的情況，衡量二者孰大孰小而決定。

3. 與輻散輻合有關的各種效應

為以後討論方便起見，分摩擦效應，加速度效應，緯度效應與曲率效應四種效應，其與輻散輻合的關係列述於後：

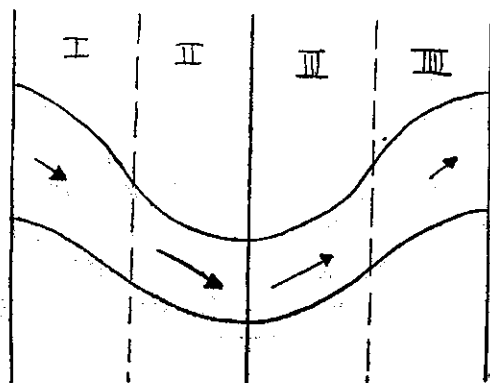


圖 4：波狀等壓線中的緯度效應

a. 摩擦效應 因為地面摩擦的影響，風向並不沿着等壓線吹刮，而與等壓線交於某一角度，角度的大小視地面的粗糙程度而定。在氣旋中，風向向內偏折，故有 TC 出現，同樣，在反氣旋中有 TD 出現。

b. 加速度效應 如空氣質點作加速運動，在該區域則有 LD 出現，如第三圖(A)所示。反之，如減速運動，則有 LC 出現，如第三圖(B)所示。同時，加速運動時，空氣質點橫越等壓線向低壓方向吹刮，則在低壓區域有 TC 出現，在變壓區域有 TD 出現，例如次梯度風(Subgradient-wind)；反之，減速運動時，空氣質點橫越等壓線向高壓方向吹刮，則在低壓區域有 TD 出現，在高壓區域有 TC 出現，例如超梯度風(Superrgradient wind)。

c. 緯度效應 分兩種情形：

(i) 直線等壓線中的緯度效應

為討論簡單起見，設等壓線或南北走向，比等情況，空氣質點運動為地轉風形式，地轉風方程式

$$2\omega \sin \phi V_g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \dots (12)$$

上式右端視為常數，對 ϕ 取微分，得

$$\frac{\partial v}{\partial \phi} = -V \cot \phi \dots (13)$$

故知在北半球空氣質點向北運動，風速隨緯度的增加而減小。故向北運動，該區域有 LC 出現。反之，向南運動則有 LD 出現。

(ii) 波狀等壓線中的緯度效應 圖 4 表一波狀等壓線型式，實線為槽線，斷線為脊線，虛線則為經過波狀等壓線轉向點 (Inflectional point) 的直線。I, III 兩區曲線成反氣旋式曲度 ($K < 0$)；II, IV 兩區成氣旋式曲度 ($K > 0$)，由梯度風方程式

$$KV^2 + 2\omega \sin \phi V = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \dots (14)$$

視上式右端為常數，將上式中之 v 按 ϕ 取微分，得

$$\frac{dv}{d\phi} = -\frac{\omega \cos \phi v}{kv + \omega \sin \phi} \dots (15)$$

在 II, IV 兩區內 $K > 0$ ，(15) 式右端分子分母中諸項皆為正，故 $\frac{dv}{d\phi} < 0$ ，風速 (v) 向南漸增，向北漸減。

在 I, III 兩區反氣旋式的曲度中 $K < 0$ ，(15)

式內右端分母 $kv + \omega \sin\phi$ 爲正或爲負，討論如下：

將(12)代入(14)內消去梯度項 $(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n})$ ，得

$$kv^2 + 2\omega \sin\phi V = 2\omega \sin\phi V_g \dots\dots\dots (16)$$

解此 v 的二次方程式，得

$$V = \frac{\omega \sin\phi - \sqrt{(\omega \sin\phi)^2 + 2\omega \sin\phi v_g k}}{(-k)} \quad (-k > 0)$$

根號前取負號，因此方程式須滿足當梯度 $(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n})$ 爲零，風速 (v) 亦爲零的條件故也。當根號內的數值爲零，得出在反氣旋內的最大風速 V_{\max}

$$KV_{\max} + \omega \sin\phi = 0$$

故得 (15) 式右端分母

$$KV + \omega \sin\phi = -K(V_{\max} - V) > 0 \quad \text{恒爲正}$$

故在 I，III 兩區中，風速亦有向南漸增，向北漸減的同樣情形。

由此可知，在槽線之東脊線之西的區域中有 LC 出現；同樣，在槽線之西脊線之東的區域中，有 LD 出現。

d 曲率效應 設 $f = 2\omega \sin\phi$ ，(16) 式改寫爲

$$V = V_g - \frac{kv^2}{f} \dots\dots\dots (17)$$

在氣旋中 $K > 0$ ，得出 $V_c < V_g$ ；反氣旋中 $K < 0$ ，得出 $V_a > V_g$ ，故知 $V_c < V_g < V_a$

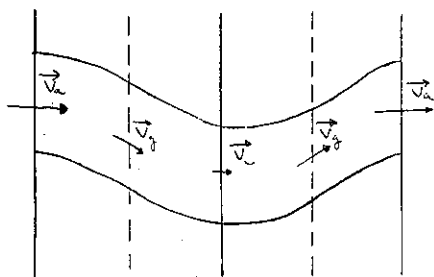


圖 5：波狀等壓線中的曲率效應

由圖 5 可知在槽線之東脊線之西的區域內，有 LD 出現；同樣，在槽線之西脊線之東的區域內，有 LC 出現。

此情形與本節 (c) 之 (ii) 所討論的緯度效應剛好相反。在此等波狀等壓線型式中某一區域究竟爲輻合或輻散，緯度效應佔優勢或曲率效應佔優勢？待後討論。

三、輻散輻合與等壓線型式的關係

茲將等壓線型式分爲兩類：波狀等壓線與圓形等壓線，波狀等壓線中含有槽線與脊線，圓形等壓線則

有氣旋式與反氣旋式兩種。

4. 波狀等壓線型式中的輻散輻合

a. 經度的質量輻散 (簡寫爲 LMD)

爲簡單起見，在波狀等壓線型式中截取一塊面積，此面積介於二等壓線 p 與 $p - \delta p$ ，槽線 B 與脊線 A 之間 (如圖 6 所示)，此種面積稱爲等壓線溝 (Isobaric Channel)，設槽線上二等壓線間的寬度爲 δn

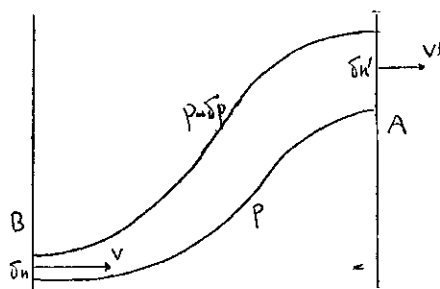


圖 6：等壓線溝中經度的質量輻散

，空氣密度爲 ρ ，速度爲 v ，此高度層至大氣頂間的厚度爲 δz ，則大氣每秒間流過截面積 $\delta n \delta z$ 間的質量，稱爲輸送量 (Transport Capacity) 者，爲

$$\delta F = \rho v \delta n \delta z$$

梯度風方程式 (14) 改寫爲

$$kv^2 + fv = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \dots\dots\dots (14')$$

因 $\delta p > 0$ ，此式右端應取正號，故

$$\delta F = \frac{\delta p \delta z}{kv + f}$$

脊線上諸量以撇號 (Prime) 表之，同樣可得

$$\delta F' = \frac{\delta p \delta z}{k'v' + f'}$$

由是經度的質量輻散

$$LMD = \delta F' - \delta F = \frac{\delta p \delta z}{(kv + f)(k'v' + f')} \dots\dots\dots (18)$$

故 $LMD \geq 0$ ，端視 $(kv - k'v') - (f' - f) \geq 0$ 而定。前項 $kv - k'v'$ 稱爲曲率效應，後項 $f' - f$ 稱爲緯度效應。

至此立可解釋第三節中所討論的在波狀等壓線型式中緯度效應與曲率效應互相消長的情況。(18) 式中緯度效應 $-(f' - f)$ 之值恒爲負，其隨高度的變化甚爲微小，如曲率效應不予考慮，則在槽線之東脊線之西的區域內可得出 LMC；在曲率效應中，可設 $k = -k' > 0$ ，則 $kv - k'v' = k(v + v')$ ，其值恒爲正，又西風速度 $v + v'$ 隨高度而增加，故知在低層中，可能 $kv - k'v' < f' - f$ ，由 (18) 式知此處 $LMD < 0$ ，即出現 LMC；繼續上升到達某高度， $kv - k'v' =$

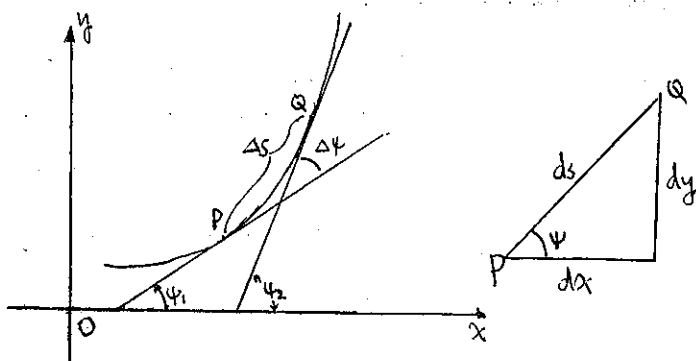


圖 7：曲率的表示法

$f' - f$ ，彼處 $LMD = 0$ ；再繼續上升， $kv - k'v' > f' - f$ ，彼處 $LMD > 0$ ，即出現 LMD 。

茲再詳細討論如下：

(i) 曲率 曲線上附近兩點 P, Q 間的平均曲率（見圖 7）就是過這兩點兩切線的交角 $\Delta\psi$ 與 PQ 間弧長 Δs 之比，當 Q 儘量接近於 P 時，得曲線在 P 點的曲率

$$K = \lim_{\Delta s \rightarrow 0} \frac{\Delta\psi}{\Delta s} = \frac{d\psi}{ds} \quad (19)$$

又因 $\psi = \arctan \frac{dy}{dx}$ ，將其對 x 微分，及 $ds^2 = dx^2 + dy^2$ （圖 7 右圖），代入 (19) 式內可得曲率的直角坐標表示法

$$K = \frac{\frac{d^2y}{dx^2}}{\left[1 + \left(\frac{dy}{dx}\right)^2\right]^{3/2}} \quad (20)$$

(ii) Blaton 方程式 此方程式表出氣流線 (Streamline) 曲率與軌跡線 (Trajectory) 曲率間的關係，因為風向

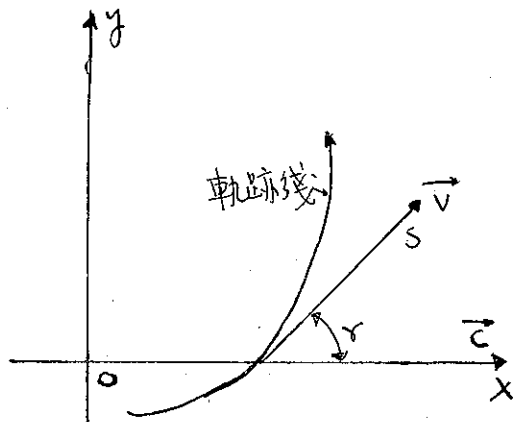


圖 8：軌跡線的方向

$$\psi = \psi(t, x, y)$$

對 t 取微分

$$\begin{aligned} \frac{d\psi}{dt} &= \frac{\partial\psi}{\partial t} + u \frac{\partial\psi}{\partial x} + v \frac{\partial\psi}{\partial y} \\ &= \frac{\partial\psi}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla}\psi \quad (21) \end{aligned}$$

$$\text{但 } \frac{d\psi}{dt} = \frac{d\psi}{ds} \frac{ds}{dt} = Kv \quad (22)$$

此處 K 為軌跡線的曲率。

在槽線或脊線上，風向恒為西風，即

$$\psi = \text{常數}, \frac{\partial\psi}{\partial t} = 0, \text{ 由是 (21) 式變為}$$

$$\frac{\partial\psi}{\partial t} = -\vec{C} \cdot \vec{\nabla}\psi \quad (23)$$

式中 \vec{C} 為槽線或脊線移動的速度。

將 (22), (23) 兩式代入 (21) 式內，得

$$Kv = \vec{V} \cdot \vec{\nabla}\psi - \vec{C} \cdot \vec{\nabla}\psi$$

設 \vec{v} 與 \vec{c} 間的夾角為 γ ，考慮上式中諸向量在 s 方向的分量，上式可寫為：

$$Kv = V \frac{\partial\psi}{\partial s} - C \cos\gamma \frac{\partial\psi}{\partial s}$$

但 $\frac{\partial\psi}{\partial s} = K_s$ 為氣流線的曲率，故得

$$K = K_s \left(1 - \frac{C \cos\gamma}{V}\right) \quad (24)$$

此乃 Blaton 方程式。

茲可考慮 (18) 式中的曲率效應：在槽線或脊線上 \vec{v} 與 \vec{c} 的方向一致，即 $\gamma = 0$ ，(24) 式變為

$$Kv = K_s (v - c) \quad (25)$$

與 $K'V' = K'_s (v' - c)$

如果在某高度層上無輻散， $LMD = 0$ ，則由 (18) 式可知

$$kv + f = k'v' + f' \quad (26)$$

此式稱為絕對旋率不變 (Constant Absolute Vorticity) 定理。凡空氣質點運動滿足 (26) 式者的軌跡線，稱為絕對旋率不變的軌跡線，簡寫為 $CAVT$ 。

取質點開始運動時的原點在轉向點上，其時 $K = 0$ ，(26) 式變為

$$K'V' = -(f' - f) \quad (27)$$

再者，Rossby 參數

$$\beta = \frac{df}{dy}$$

此處 $\beta = 2\omega \cos\phi \frac{d\phi}{dy} = \frac{2\omega \cos\phi}{a}$ ， a 為地球半徑，

β 為 ϕ 的函數。空氣質點運動時，取 β 的平均值，故可視 β 為常數，則由上式可得出

$$f' - f = \beta y \dots\dots\dots (28)$$

如質點運動的波幅 (Amplitude) 不甚大時， $\frac{dy}{dx} = 0$ ，將 (20) 及 (28) 式代入 (27) 式內，得出 CAVT 的微分方程式為

$$\frac{d^2y}{dx^2} = -\frac{\beta}{v}y$$

視 β ， v 為常數，解此微分方程式得出 CAVT 的解為正弦曲線

$$y = \sqrt{\frac{C_1 v}{\beta}} \sin \sqrt{\frac{\beta}{v}} (x + c_2)$$

式中 c_1 ， c_2 為積分常數，故可設空氣質點在氣壓線溝內的運動方程式為

$$y = A \sin \frac{2\pi}{L} (x - ct) \dots\dots\dots (29)$$

式中 A 為波幅， L 為波長， c 為波速，即槽線或脊線移動的速度，將 (29) 式對 x 取微分

$$\frac{\partial y}{\partial x} = \frac{2\pi}{L} A \cos \frac{2\pi}{L} (x - ct) \dots\dots\dots (30)$$

$$\frac{\partial^2 y}{\partial x^2} = -\left(\frac{2\pi}{L}\right)^2 A \sin \frac{2\pi}{L} (x - ct) \dots\dots\dots (31)$$

在槽線或脊線上

$$\frac{\partial y}{\partial x} = 0 \dots\dots\dots (32)$$

$$\text{即 } \cos \frac{2\pi}{L} (x - ct) = 0$$

則在槽線上 $\sin \frac{2\pi}{L} (x - ct) = -1$ ，(31) 式為

$$\frac{\partial^2 y}{\partial x^2} = \left(\frac{2\pi}{L}\right)^2 A \dots\dots\dots (33)$$

在脊線上， $\sin \frac{2\pi}{L} (x - ct) = 1$ ，(31) 式為

$$\frac{\partial^2 y}{\partial x^2} = -\left(\frac{2\pi}{L}\right)^2 A \dots\dots\dots (34)$$

由曲率公式 (20) 及 (32, 33, 34) 諸式得

$$K_s = -K_s' = \left(\frac{2\pi}{L}\right)^2 A \dots\dots\dots (35)$$

將 (25) 內兩式相減，再將 (35) 式代入，得出 (18) 式中的曲率項為

$$KV - K'V' = 2K_s (\bar{v} - C) \dots\dots\dots (36)$$

式中 $\bar{v} = \frac{1}{2}(v + v')$ ，稱為平均帶風 (Mean Zonal Wind)。

其次，與 (28) 式同樣可得出

$$f' - f = 2A\beta$$

再將 (35) 式代入得

$$f' - f = 2K_s \beta \left(\frac{L}{2\pi}\right)^2 \dots\dots\dots (37)$$

於是，可將 (36, 37) 兩式代入 (18) 式內，得

$$LMD = N \left[\bar{v} - C - \beta \left(\frac{L}{2\pi}\right)^2 \right] \dots\dots\dots (38)$$

式中 $N = \frac{2\delta p \delta z}{(kv + f)(k'v' + f')}$ 恒為正數 (Positive)。

故知欲使 $LMD \equiv 0$ ，端視 $\bar{v} - C - \beta \left(\frac{L}{2\pi}\right)^2 \equiv 0$ 而定。

求得某一氣層 (Level) 上，無經度的質量輻散，彼處 $LMD = 0$ ，此層稱為無經度的質量輻散層，(Level of Longitudinal Mass Nondivergence) 簡寫為 LLMND。其高度大概在 600mb 上下，由 (38) 式知彼處滿足下式

$$C = \bar{v} - \beta \left(\frac{L}{2\pi}\right)^2 \dots\dots\dots (39)$$

此乃著名的 Rossby 長波運動方程式。可藉此以預報長波的運動速度。在特例當長波駐留 (Stationary) 時， $C = 0$ ，由 (39) 式得出駐留波長

$$L_s = 2\pi \sqrt{\frac{\bar{v}}{\beta}} \dots\dots\dots (40)$$

此處 $\beta = \frac{2\omega \cos \phi}{a}$ ，故知駐留波長為平均帶風與緯度的函數，由是 (39) 式變為

$$C = \frac{\beta}{4\pi^2} (L_s^2 - L^2) \dots\dots\dots (41)$$

由此可知，當

- (i) $L < L_s$ 時， $C > 0$ 向東運動，
- (ii) $L = L_s$ 時， $C = 0$ ，駐留，
- (iii) $L > L_s$ 時， $C < 0$ ，向西運動。

此外，設 $\beta \left(\frac{L}{2\pi}\right)^2 = V_0$ ，稱為臨界風速 (Critical Velocity)，在 LLMND 上的平均帶風為 \bar{v}_0 ，由經驗知 C 與 V_0 隨高度的改變甚微，較之 \bar{v} 的變化，此二者的變化可予忽略，因此 (39) 式為

$$\bar{v}_0 = C + V_0$$

可代入 (38) 式內，得

$$LMD = N [\bar{v} - \bar{v}_0] \dots\dots\dots (41)$$

在對流層內，平均帶風隨高度的增高而增大，故由 (41) 式知

- (i) 低於 LLMND 之處， $\bar{v} < \bar{v}_0$ ， $LMD < 0$ ，輻合；
- (ii) 在 LLMND 上， $\bar{v} = \bar{v}_0$ ， $LMD = 0$ ，無

輻散；

- (iii) 高於LLMND之處， $\bar{V} > \bar{V}_0$ ， $LMD > 0$ ，輻散。

以上的討論，為在槽線之東脊線之西的區域內情形。同理，可求得在槽線之西脊線之東的區域內，輻散輻合的情形恰恰與此相反。茲以垂直剖面圖（圖9）表示各區域內輻散輻合的分佈情形，此等分佈情形，稱為丁氏補償（Dine's Compensation）。

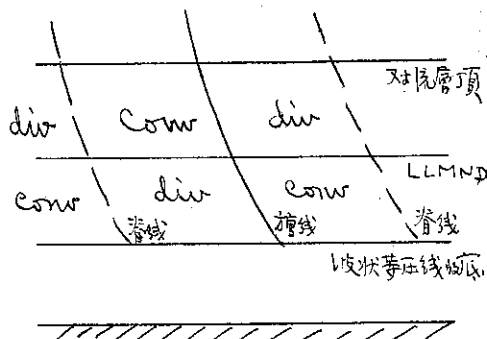


圖9：丁氏補償

b. 橫側的質量輻散（簡寫為 TMD）

在中緯度地帶，波狀等壓線的曲率，在中間部分為最大，然後逐次向南向北兩邊扁平，其分佈情形，約如圖10所示，所謂 TMD 就僅考慮空氣質點橫越等壓線運動的情況，茲先假定此型式靜止， $C=0$ ，則因氣壓梯度隨處而異，空氣質點從氣壓梯度較大之

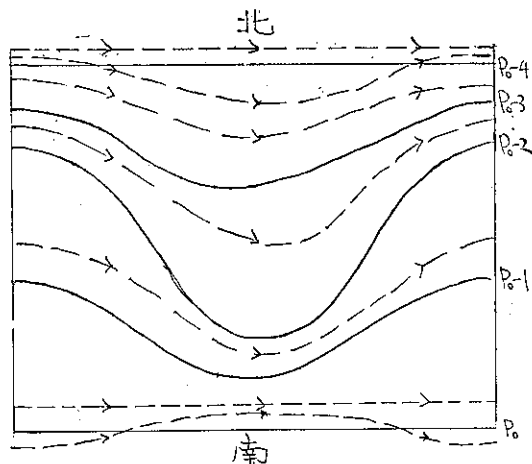


圖10：波狀等壓線型式中的TMD
（實線表等壓線，虛線表軌跡線）

處吹至較小之處，風速漸減，稱為超梯度風，有橫越等壓線吹向高壓的趨向。反之，為次梯度風，空氣質點向低壓方向吹刮，因此，如圖10所示，在槽線之東脊線之西的區域，有 TMD 出現。同理，在槽線之

西脊線之東的區域，有 TMC 出現。當風速 $V > C$ 時，亦可適合此規則，因為相對帶風(Relative Zonal Wind) $V - C > 0$ 之故也。

反之，若 $V - C < 0$ 時，則風向逆流。因此，在槽線之東脊線之西的區域，有 TMC 出現，在槽線之西脊線之東的區域，有 TMD 出現。

當 $V - C = 0$ 時，相對帶風為零，則整個區域 $TMD = 0$ 。

c. 全部的質量輻散

由第(11)式可知全部的質量輻散(MD)為LMD與TMD二者的總和，茲綜合本節a, b二部的討論，得出下列結論：

(i) $\bar{V} - C > V_0$ 相對帶風為西風而大於臨界風速，在槽線之東脊線之西的區域，二者皆為輻散，即 LMD 與 TMD 同時出現；在槽線之西脊線之東的區域，二者皆為輻合，即 LMC 與 TMC 同時出現。

(ii) $\bar{V} - C < 0$ 相對帶風為東風，在槽線之東脊線之西的區域，二者皆為輻合，即 LMC 與 TMC 同時出現。在他一區域，二者皆為輻散，即 LMD 與 TMD 同時出現。

(iii) $V_0 > \bar{V} - C > 0$ 相對帶風為西風而小於臨界風速。槽線之東脊線之西的區域為 LMC 與 TMD；他一區域則為 LMD 與 TMC。全部的質量輻散為二者之差，所以總有某一高度層，其相對帶風的某值小於臨界風速而大於零，彼處的 LMD 恰可與 TMC 平衡，則其全部質量輻散為零，此氣層稱為無質量輻散層 (Level of Mass Nondivergence)，簡寫為 LMND，由此可知 LMND 的高度較之 LLMND 為低。

5. 圓形等壓線型式中的輻散輻合

a. 徑度的質量輻散 (LMD)

如果空氣質點在穩定的情形下運動，氣流線可以等壓線代替之，軌跡線亦幾乎與氣流線重合，即空氣質點沿氣流線運動。茲以氣旋型式為例，因為圓周的曲率不變，氣旋式等壓線的曲率為正的常數，故空氣質點在氣旋中運動時，曲率效應幾可忽略不計，由(15)式知風速隨緯度的增加而減小，由(圖11)知 $V > V'$ ，如果等壓線成同心圓，則氣旋的右半邊出現 LMC，左半邊出現 LMD，反氣旋中的情形恰與此相反。

茲詳細討論如下：

考慮氣旋右半邊的輻散輻合情形，與上章同樣的討論，此處 Blaton 方程式 (25) 改寫為：

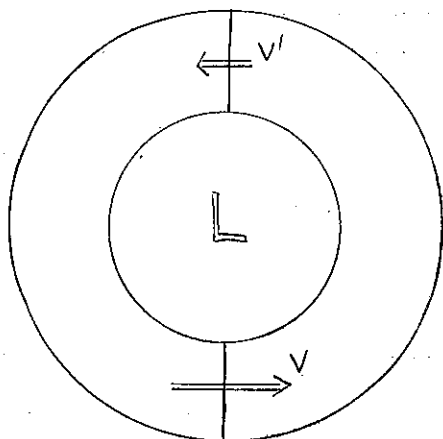


圖11：氣旋中的 LMD

$$\begin{aligned} KV &= K_s (v - c) \\ K'V' &= K_s (v' + c) \end{aligned} \quad (25')$$

因在氣旋中 $K_s' = K_s$ ，且在北端 v' 的方向與 c 恰相反。

緯度效應改寫為

$$f' - f = 2R\beta = 2 \frac{\beta}{K_s} \quad (37')$$

因 $2R$ 為氣旋的直徑，即最南端與最北端的距離，及

$$K_s = -\frac{1}{R} \text{ 故也。}$$

將 (25', 37') 代入 (18) 式內，得

$$LMD = N' [v - v' - c - 2\beta R^2] \quad (38')$$

式中 $N' = \frac{\delta p \delta z K_s}{(kv + f)(Kv' + f')}$ 恒為正數，

故知欲使 $LMD = 0$ ，端視 $v - v' - c - 2\beta R^2 = 0$ 而定，在特例

$$v - v' - c - 2\beta R^2 = 0$$

則 $LMD = 0$ ，此時稱為臨界偏心率 (Critical Eccentricity)，如 (12) 圖 b 所示。

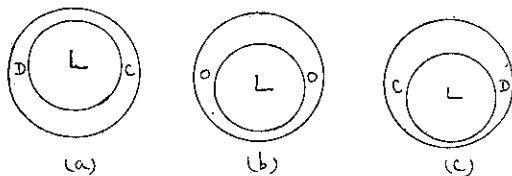


圖12：氣旋中等壓線的分佈與輻散輻合

(a) 圖表偏心率較臨界情形為小，表示右邊為 LMC 左邊為 LMD；此乃正常情況；(c) 圖表偏心率較臨界情形為大，表示右邊為 LMD，左邊為 LMC，乃罕見的情況。故就一般而論，氣旋中的等壓線不過分向南偏折，氣旋的右半邊為 LMC，而左半邊為 LMD，如果此等情況一直保持至大氣層頂部，則氣

旋向西運動，此與一般以常識判斷者恰恰相反。

b. 橫側的質量輻散(TMD)

因為緯度效應，氣旋的右半邊，空氣質點向北運動的速度漸減，故為超梯度風，有越過等壓線向外吹刮的趨勢，故氣旋右半邊有 TMD 出現；同理，左半邊有 TMC 出現，但由經驗知其量甚微，與 LMD 比較，TMD 可以忽去不計，故全部質量輻散可以 LMD 代表之。

再者，考慮空氣質點在氣旋內運動軌跡線曲率變化的情形，亦可得出 TMD 的分布情況。前已假定氣流線可以等壓線代替之，按 Blaton 方程式 (24)，分為五種情況討論如下：

(i) $C = 0$ 氣旋靜止， C 為氣旋向東運動的速度，不論風速 V 的大小向如何， $K = K_s$ ，軌跡線始終與等壓線重合，風沿等壓線吹刮，在此情況下， $TMD = 0$ 。

(ii) $V > C > 0$ 氣旋向東運動且風速大於氣旋速度，由圖13 (a)， C 與 V 的交角 γ 在各象限內的變化範圍及 (24) 式，可以得出 K 的分布情況如圖 14 (a) 所示，在南半部 $K < K_s$ ，風向等壓線的外方吹

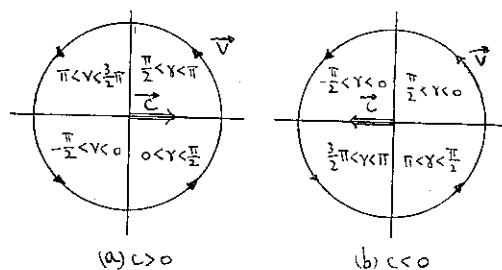


圖13： γ 在各象限內變化的範圍

刮，故有 $TMD =$ 出現；同樣，在北半部有 TMC 出現。如就東半部或西半部而論，則 $TMD = 0$ ，所以 TMD 可予忽略，全部輻散可以 LMD 代表之。再詳細研究：合併 LMD 與 TMD 二者，在東北部有最大的輻合，西南都有最大的輻散，東南部有較小的輻合，西北部有較小的輻散，因為假定 TMD 之量始終小於 LMD 故也。

(iii) $V > -C > 0$ 氣旋向西運動且風速大於氣旋速度，與 (ii) 同樣討論，用 (24) 式與圖13 (b) 可得出圖14 (b)，可知在南半部有 TMC 出現，北半部有 LMD 出現；合併 LMD 與 TMD 二者，東南部有最大的輻合，西北部有最大的輻散，西南部有較小的輻散，東北部有較小的輻合。

(iv) $C > V > 0$ 氣旋向東運動且風速小於氣旋

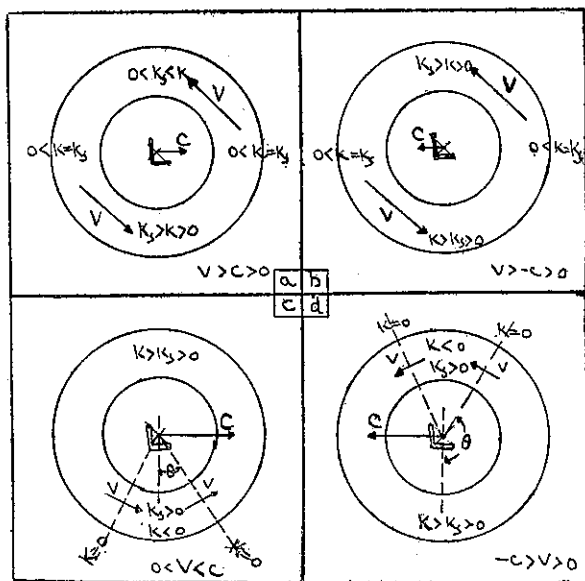


圖14：在運動的氣旋型式內，軌跡線曲率與等壓線曲率間的關係

速度，如圖14 (c) 所示， $K=0$ 的線與正南方向的交角 θ ，按 (24) 式可得出

$$\cos \theta = \frac{V}{C} \dots \dots \dots (42)$$

$K=0$ 的線有二，其與南北方向成對稱，在 2θ 角的劣弧扇形內， K 與 K_s 異號， $K < 0$ ，軌跡線有反氣旋式的曲率，此扇形內 TMD 之量較大。在此扇形之外的氣旋內， $K > K_s$ ，則為 TMC。故就東半部或西半部而論 TMD=0，故 TMD 可忽去不計，而以 LMD 代表輻散的全部。再者，合併 TMD 與 LMD 二者，可知在氣旋的南南西部有最大的輻散，在南南東部有較小的輻合，如果在此區域內 TMD 增大，輻散為零或有輻散出現，亦很可能。

(v) $-C > V > 0$ 氣旋向西運動且風速小於氣旋速度，與 (iv) 同樣的討論，如圖 14 (d) 所示，

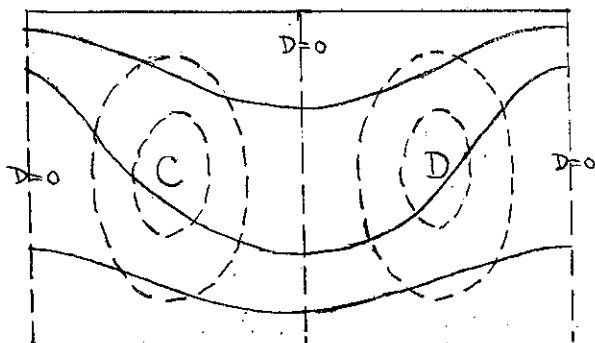


圖15：波狀等壓線型式內的輻散等值線(虛線所示者)

$K=0$ 的線有二，其與正南方向的交角 θ 亦可適合 (42) 式，唯 V 與 C 異號， $\cos \theta$ 為負值，此二線的位置如圖14 (d) 所示，在 $K=0$ 二線所夾的劣弧扇形內，軌跡線的曲率為反氣旋式的， $K < 0$ 故在此扇形內有較大的 TMD。在此扇形以外的氣旋內， $K > K_s$ ，則為 TMC。就東半部或西半部而論，TMD=0，故 LMD 可代表輻散的全部。合併 TMD 與 LMD 二者，在氣旋的北北西部有最大的輻散，在北北東部有較小的輻合，或輻散為零，或為輻散亦有可能。

在反氣旋內的輻散輻合可同樣討論，茲不贅述。

四、輻散輻合的垂直分佈

由經驗知中緯度地帶 700mb 鄰近以上的高空，水平面上的等壓線成波狀型式，再按以上諸節的討論，在此等高度稍高的波狀等壓線型式內，輻散等值線 (Isolines of Divergence) 則如圖15圖所示，零值線與槽線及脊線相合，輻散中心在槽線之東的轉向點附近，輻合中心在槽線之西的轉向點附近，地面低壓應與輻散中心相合，如以虛線表地面等壓線，實線表示高空等壓線，如圖16上圖所示，再在 AB 線上繪出垂直剖面圖，其中輻散輻合的分佈如圖16下圖所示。在地面摩擦層內，因地面摩擦原因，低壓中心附近應為輻合，摩擦層以上的氣旋型式內，東部為輻合，西部為輻散；繼續上升到波狀等壓線的底層，槽線之東為輻合，之西為輻散；再上升則為 LLMND，在 LLMND 之上，槽線之東為輻散，之西為輻合；再上升則為對流層頂了。

最後，我們可以解釋 LLMND 為何位於 600mb 高度的上下，一般而論，地面氣旋向東移動，氣旋之東的地區，自地面至大氣層頂的全部質量輻散之和應為輻散。假定地面氣壓為 1000mb，則自地面至 500mb 高度間的大氣質量恰為全部質量的一半，氣旋之東與槽線之東的底層皆為輻合，故 LLMND 應低於 500mb 高度。又因波狀等壓線的底常在 700mb 高度上下，LLMND 應高於波狀等壓線的底，亦即 LLMND 應高於 700mb 高度，因此 LLMND 應在 600mb 高度上下。

五、結 語

一般而言，考慮某一區域某高度的輻散輻合，如果該處 LMD (或 LMC) 與 LMD (或 TMC) 同時出現，則該處為輻散 (或輻合)；同樣，如果該處的某種效應為輻散 (或輻合)，他一效應亦為輻散 (或輻合)

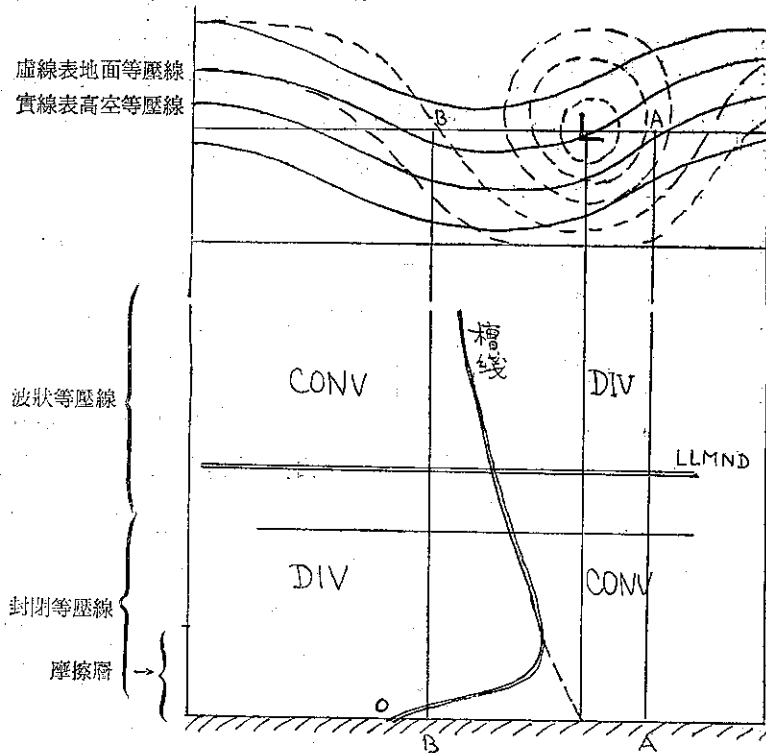


圖16：輻散輻合的垂直分佈

，此二者之和為輻散（或輻合）是無疑義。較複雜的情況乃在某一區域某高度中，輻散與輻合同時存在，其全部輻散究為輻散或輻合，則須判斷何者佔優勢而定。例如，在波狀等壓線型式中，緯度效應與曲率效應所影響的輻散輻合按高度互為消長的情況；又如在

氣旋等壓線型式中，其右半邊為 LMC，左半邊為 LMD；再就 $V > C > 0$ 而論，南半邊為 TMD，北半邊為 TMC，其全部的輻散究為輻散或輻合，則必須分區討論方可窺其全貌。至於某處輻散輻合數值的大小如何，則較為複雜了，本文未予論及。（完）

東亞噴射氣流之特性 戚啓勳

Characteristics of Jet Streams in the Far East

Abstract

C. H. Chi

This synopsis is to give a general information on the observations and results of my study on the jet streams appeared in the Far East. The writer first gave its cause and characteristics on the formation of a jet-stream in the upper atmosphere and then described its seasonal change on their geographical positions. From mid-October to the mid-April, there are two jet-streams in existence over the continental China and its neighboring seas. These two jet-streams become intermingled near the neighborhood of Japan. The northern jet-stream was relatively stronger than the southern one and its height was about 40,000 ft. with a horizontal and vertical shears. This prominent feature on branching of the Westerlies was clearly indicated the dynamic effect of Tibetan Plateau. During the summer months the jet-stream played a role of minor importance in the drama of weather. Its average height was 43,000 ft. The wind velocity generally sharply decreased from west to east and gave a contradictory picture from the winter months. But the paths of these jet-streams are fairly agree with the maximum rainy zones and the prevailing tracks of extra-tropical storms.

一、前言

二次大戰以前，由於探空資料稀少，一般氣象學者都不知道高空有所謂「噴射氣流」(Jet stream，亦譯「激流」)存在。直到 1944 年美國太平洋區 B-29 機群空襲日本，發現飛機的真空速雖有每小時 300 哩，但迎面吹來一股強風，竟使地速幾等於零。回來的時候轉為順風，地速一變而為超過真空速幾達一倍。這次任務為恐油量不足，不得不在途中將炸彈卸落，趕返基地。當時李梅將軍為對付此種神秘氣流，命令所屬不顧敵方高射炮火，低空飛往日本轟炸，返航時再爬高到此強風層內，藉收順風之利。

其實這種高空強風帶早在一九一八年就被美國陸軍航空隊一位試飛員在俄亥俄州上空遭遇到，因而創了高速記錄，但在當時大家都未予置信。一九三三年氣象學家白裘克銀 (V. Bjerknes) 等在大氣平均截面圖上也曾發現北半球上空有一條移動迅速的強烈西風帶。隨後經大戰末期的實際經驗證實，氣象學者才急起探測研究。

截至目前為止，雖然噴射氣流的成因還沒有確實明瞭，但它的行為和稟性却已有不少資料。這些成果

無論對天氣預報或高空飛行都有很大幫助。遠東地區的噴射氣流情形經各方探討也有不少成就，值得作綜合性之報導。下面先對噴射氣流成因和一般性質作一簡短說明，使讀者易於瞭解。

二、噴射氣流之成因

關於噴射氣流的成因，最初諾瑪斯 (J. Namias) 倡導一種「合流說」。他認為對流中層常有兩股偏南和偏北的西風氣流，因高低緯波列之異相 (Out of phase) 而相遇在一處，等溫線因而密集，西風能量集中在此狹窄的區域內。軸線北面的較冷空氣逐漸堆積，產生下降運動，軸線南面因為損失空氣而產生上升運動。隨後洛氏 (C. G. Rossby) 一派却認為噴射氣流是大氣中「側面混合」的後果。大規模熱源渦流再加以絕對旋率有趨於平衡的趨向，即可形成側面混合。洛氏指出冬季各月混合區內的勢能具有週期性堆積現象，當它釋出動能時，在緯度 30 至 50 度的對流層頂附近就會產生一條狹窄的強烈西風帶。

這兩種學說主要差別有三：

(一) 混合說認為強勢力管場 (即增加溫度和氣壓梯度) 乃側面混合的結果；合流說却認為增強力管場才

會產生噴射氣流。

(二)混合說認為旋率移轉和側面混合時發生，合流說則認為旋率移轉是噴射氣流建立後經混合作用後才產生。

(三)混合說認為噴射氣流附近有一反向或間接的南北向環流，合流說却認為是一直接的南北向環流。

三、噴射氣流之一般性質

現在大家都知道南北半球的對流層頂都有一條或兩條西風噴射氣流。噴射氣流中心的高度通常在350-200 毫巴之間。強風帶有和定壓面上的等高線相平行的趨勢，但並非永遠如此，特別是槽線以東，有時候最強風的軸線可能會貫穿 400 呎間隔的等高線兩條或三條。噴射氣流的位置隨季節而不同，冬季大多在南北緯 30-50 度之間徘徊，夏季則移近極圈，以北半球來說至少可抵達北緯55度。有些氣象學者認為任何一條個別噴射氣流移行數日後就會變為不規則行動，但仍能保持移向低緯度的趨勢。根據等風速線的形態可以看出噴射氣流中心呈扁平的橢圓形，厚度大約在4,000 呎左右。噴射氣流的寬度頗不一致，有時候可超過300哩，有時候却只有100哩上下。循一噴射氣流軸線可見它的最大和最小風速中心有向下游移動的趨向。噴射氣流軸線南北溫度梯度極大，每30哩約降攝氏兩度。豎向軸線上垂直風切非常強烈，尤以極面附近為著。

噴射氣流雖然是一條蜿蜒曲折的繞極強風帶，但並非完整無缺，其間常斷裂。低壓南北軸線上大多形成複式噴射氣流。噴射氣流和極面在本質上常彼此關聯，最大風速軸線和 500 毫巴面上的極面大多在同一位置。柏爾 (E. Palmen) 門指出：極面上空有一噴射氣流，稱之為「極面噴射氣流」(Polar front jet)，實際上約在極面北方 750 哩處。南方另有一噴射氣流，稱之為「副熱帶噴射氣流」(Subtropical jet)。前者亦稱「主噴射氣流」，後者稱為「副噴射氣流」。

噴射氣流也有它的生命循環，包括一構成期和一消散期。一次可維持數星期之久。此種生命循環和指標循環 (Index cycle) 具有密切關係。當噴射氣流南移時，通常勢力大多增強，但在北緯30度以南，因動力作用而使之消散。北緯 30-35 度之間，最大風速有時會超過每小時 300 哩。

噴射氣流並不限於中緯度的西風帶內，亞非兩洲熱帶地區的高空還有一種東風噴射氣流。海洋上却並

沒有，由此可以想見海陸分佈對於高空氣流型具有重大的控制作用。

四、冬季之東亞噴射氣流

冬季各月，世界上最強烈的西風經常出現在遠東地區上空。從十月中旬開始到次年四月中旬，中國大陸和近海一帶都有兩股噴射氣流。南面一股在北緯 30-40 度之間，亦即副熱帶噴射氣流，冬季平均位置在北緯34度，高度在 200 毫巴上下，離地約四萬呎。

圖 1 示 1956 年 1-3 月平均噴射氣流位置，圖中可見

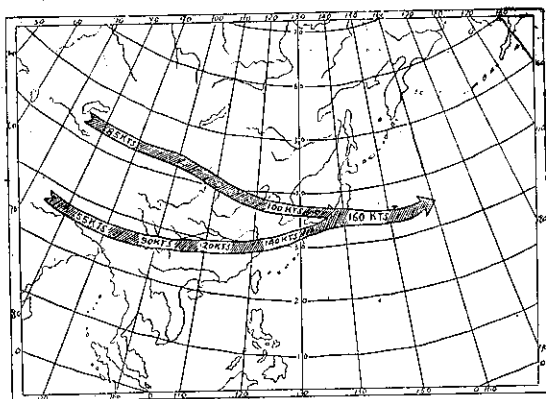


圖 1：1956年1月至3月東亞平均噴射氣流位置

南方之噴射氣流從喜馬拉雅山南面向東延伸，穿過川黔交界地區經湘贛北部至杭州灣出海。中心風速向下游增強。在西藏高原南面時僅約每時60~90哩，到川黔交界已增強至每時 120 哩，出海時達140 哩，到達日本附近和北方一股合併時增到每時 160 哩。個別噴射氣流的強度可達每時 300 哩。這一股噴射氣流緯度方面的變化較小，自十月間初見於華南後一直要到次年四月中旬始見北移。它的位置和冬季寒帶空氣南下的極限相配合。因此嚴格說來，此股噴射氣流自十二月至次年二月逐漸增強且趨南移，二月份到達最南極限之北緯三十三度。

北面一股即極面噴射氣流，圖中可見從帕米爾高原以北向東穿越塔里木盆地，至內外蒙交界處折向東南，在秦皇島附近入海。此股較南面一股稍弱，在新疆蒙古一帶中心風速不過每時八十五哩，出海時亦僅一百哩。高度亦較低，平均約在 250 毫巴，即離地 35,000 呎附近，出海後才升高到 40,000呎。這一股噴射氣流和移動性低氣壓及極面相偕，每天和每月的緯度波動範圍較大。圖 1 內所示之形態無非為平均方法之後果，實際上決沒有這樣平滑而具有規律。

南北兩股噴射氣流中間的西風帶，面積寬廣而勢力薄弱，四川盆地上空甚至還出現東風。出海後中間區域迅速變狹，東經120度的截面上，400毫巴處北緯25度與35度的濕度差竟相差到攝氏十七度。這樣強烈的溫度差，實為兩股噴射氣流漸趨匯合的後果。根據美空軍第一氣象聯隊的分析，日本、韓國一帶北緯50度以南僅有一條最強西風帶，因此推斷中國大陸的兩股噴射氣流出海後即趨於合併。合併後的噴射氣流情況，據統計一月份北緯28~38度離地三萬至五萬呎間平均風速都超過每時一百哩。最強風速在四萬呎附近，該處每時一百哩風速的範圍較廣，可自北緯40度向南延展至北緯25度。二月份更向南伸展至最大限度。最大風速的垂直軸線在下層微向北方上傾，從500毫巴面至噴射氣流中心，軸線近乎垂直，再向上軸線轉為向南傾斜。

冬季亞洲噴射氣流具有強烈的水平風切和垂直風切，水平風切主要在噴射氣流中心的北面。強烈噴射氣流中每一緯度水平風切大約在每時50~80哩，南面偶而也有這樣強大的風切。垂直風切以噴射氣流下面較強，最大風中心以下一萬到一萬五千呎常有每千呎達50哩時的風切出現。西藏高原的南面垂直風切最強，拉薩上空400~800毫巴間每公里垂直風切竟達每時15哩，相當於溫度梯度每百公尺相差攝氏1.4度，此在低緯度已經是相當大的數值；高原以北垂直風切很小，因此溫度梯度也不大。

遠東地區噴射氣流平均位置和最大降水區及最多風暴路徑配合得很好，見圖2。圖中顯示冬季在喜馬拉雅山南面經過的副熱帶噴射氣流正好是低緯度溫帶

氣旋最常走的路徑。這種氣旋大多在長江下游產生，隨後移出東海岸至東經135度後趨於加強，加強後的路徑大多偏向噴射氣流的北方。低壓中心地面位置以西，噴射氣流的高度顯然增加。北方一股和西伯利亞氣旋群的平均路徑或極面相配合。極面之上空或稍偏南常出現一個最大風核心，尤以西伯利亞寒潮爆發時為顯著。

東亞沿海岸上空之有兩股噴射氣流，顯然和美國的情況不同，美國東海岸只有一股噴射氣流。東經120度東亞南方噴射氣流和西經80度美國噴射氣流相比較，前者偏南約5度，中心風速要高出約40哩時。東經120度線上北緯15度和35度的溫度差，較西經8度上同一緯度間距的溫度差要大攝氏五度。

茲舉逐日天氣圖上之實例，以為平均情況之解釋，藉助預報應用。圖3示1954年2月6日0300Z之地面及500mb圖。下層最重大變化在於日本東方之低壓加深至992mb，此種加深過程係在較弱之寒帶噴射氣流中進行。環流加強後，建立新極鋒，此一噴射氣流亦同時增強。因此日本南方顯然有兩股噴射氣流。

第二例認為1957年1月22日1500Z之500mb圖。見圖4，圖中可以看出：西風帶受西藏高原之阻而分成兩支：一支流向高原北方；另一支則趨向南方。二者過高原繞回時，南支因動力作用形成一槽，北支則因動力作用形成一脊，每支西風內均有一噴射氣流存在。

最近在東亞地區噴射氣流較顯著之一例在今（五十）年二月一日0000Z 500mb圖上，如圖5所示。圖中琉球群島至日本南方噴射氣流極為顯著。雖當時

因高空風報告太少，無法確定兩股噴射氣流之軸線位置，大陸上之高空風亦不強。但我人仍可看出河西走廊附近形成一脊，雲南一帶形成一槽，顯然為西風帶越過西藏高原因動力作用而產生。再者，臺灣上空西風極強，冷鋒自臺灣南端向東北伸至日本東南。前面一冷鋒已越過硫磺島。地面高壓中心自外蒙西部趨向東南，低壓中心在北海道以東。凡此均足以顯示副熱帶噴射氣流約經臺灣上空，而寒帶噴射氣流則穿過日本四國之南端，走向東北東。

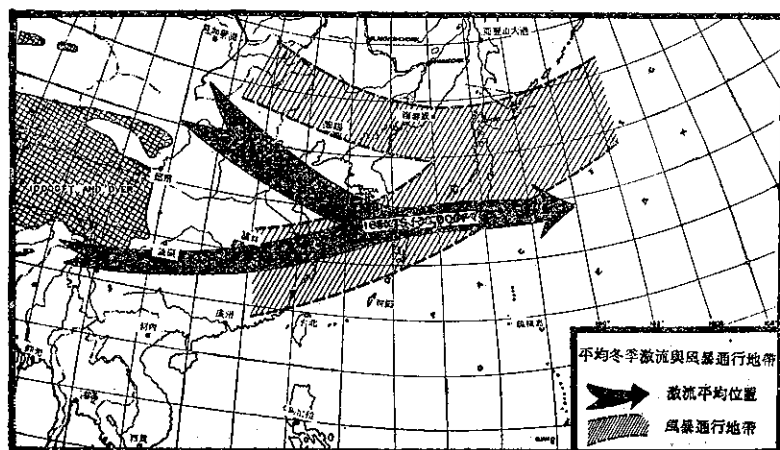


圖2：冬季（12月、1月、2月）最大風軸線平均位置交疊在溫帶氣旋通行地帶的上面。格子部份表示超過10,000呎的西藏高原。

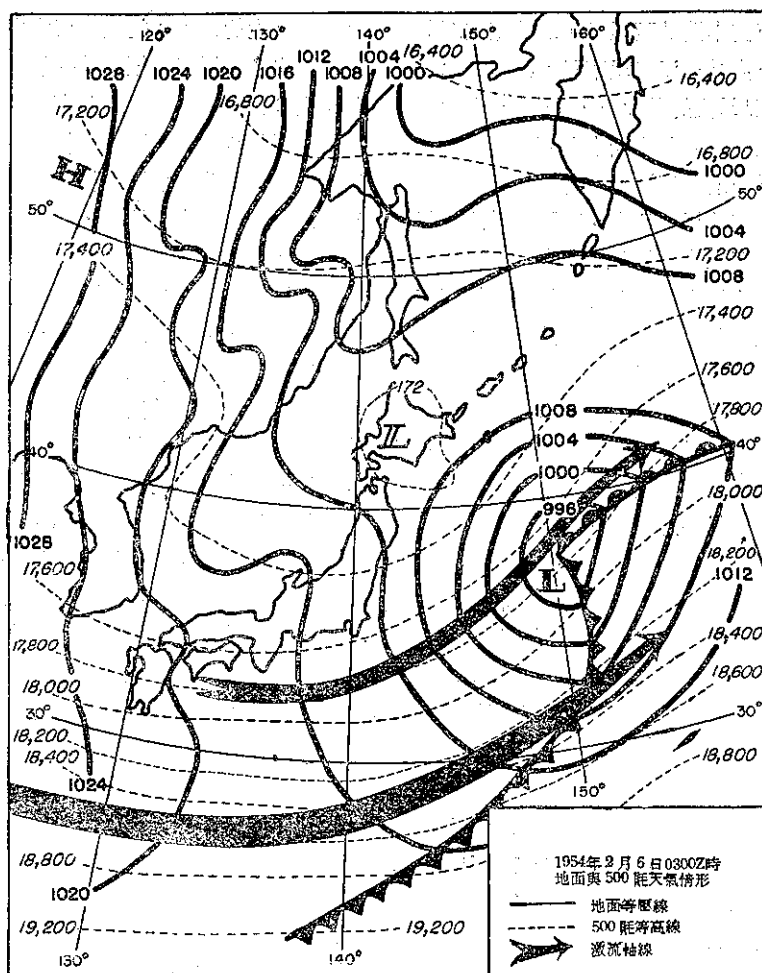


圖3：1954年2月6日0300Z時地面與500mb
天氣情形

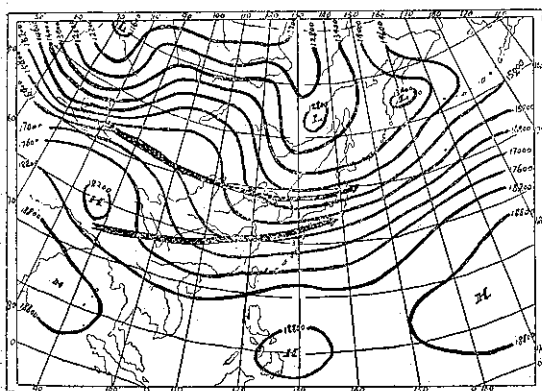


圖4：1957年1月22日1500Z之500mb圖
(粗線箭頭為冬季平均噴射氣流
軸線位置)

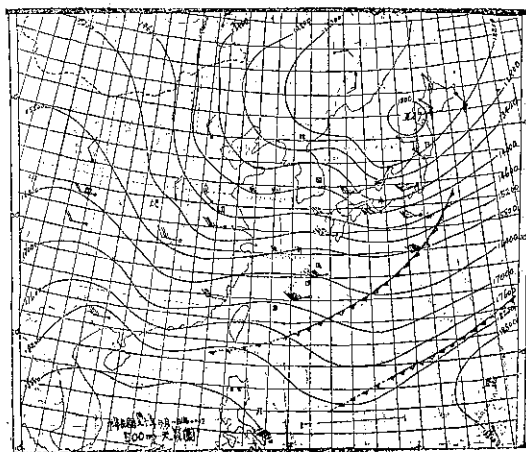


圖5：1961年2月1日0000Z
500mb天氣圖

五、夏季之東亞噴射氣流

亞洲高空夏季的噴射氣流和冬季截然不同，世界上最強的冬季噴射氣流一到夏季就變得微不足道，中心平均風速不足每時60哩。個別噴射氣流的最大風速範圍約自每時50哩至110哩，雖然偶而也可到達150至200哩，但機會很少。根據各經度線上6、7兩月份平均截面圖看來，顯然有兩股分立噴射氣流，但8月份平均圖却沒發現北面一股。南方的副熱帶噴射氣流

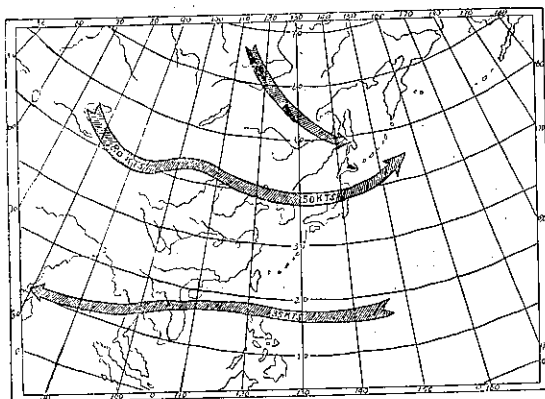


圖 6：1956年7、8兩月平均噴射氣流位置

平均位置在北緯38度附近，變動範圍從北緯35度至45度。高度平均為43,000呎，變動範圍約自35,000呎至50,000呎。圖6示1956年7、8兩月噴射氣流平均位置，圖中顯示南方噴射氣流從巴克什湖上空向東南穿過塔里木盆地，隨後略向北偏經內蒙北部後再偏東南，在渤海之秦皇島上空入海，穿過南北韓接界處和日本本州北部折向東北東。中心風速在巴爾克什湖上空尚有每時80哩，隨即轉弱至不足50哩。此點和冬季情形正好相反，按冬季此一噴射氣流顯然向下游增強。

北方的極面噴射氣流夏季亦隨極面北移，高度約40,000呎，勢力較副熱帶噴射氣流更弱。平均位置約自西伯利亞之勒拿河上游向東南延伸至庫頁島南部。如圖3所示。

另在低緯度高空尚有一股東風噴射氣流，中心風速平均自每時30哩至40哩。根據近世氣象學者研究，指出赤道地區既完全為海洋所佔有，北緯20度以北則為

陸地，因此北半球夏季最強烈之地面加熱在赤道以北；加之廣大西藏高原有大部面積伸至700毫巴面，很多高脊伸展至500毫巴以上，足以將地面吸收的日射直接加熱至對流中層，促使對流上層產生強烈的力管場，推動順鐘向環流，這樣才產生亞洲低緯度的東風噴射氣流。

東亞一帶夏季副熱帶噴射氣流軸線和主要風暴路徑也配合得很好，見圖7。至於遠在北方的一股，因為平均風暴路徑資料不足，故未繪入。據亞洲氣象學者的研究結果，指出五月底或六月初西藏高原的噴射氣流驟然消失，但日本南部的高空此時仍有噴射氣流存在，一定要等到日本的噴射氣流也消失，中國的梅雨期才告終止。

六、春秋交替季節之噴射氣流

春秋兩季南方之副熱帶噴射氣流平均位置在北緯32度至35度。春季向北推移，秋季則逐漸移向南方。平均最大風速春季自每時140哩減弱至100哩，平均為每時120哩。此一噴射氣流秋季逐漸增強，九月份最大風速為每時70哩、至十一月增至140哩。高度約在200毫巴與150毫巴之間，即離地四萬至五萬呎。

北方之極面噴射氣流逐月緯度變化較大，平均位置在北緯40至45度之間，高度約五千呎至四萬呎。秋季較春季略強，按秋季最大風速自每時90哩至110哩，春季約在60至100哩之間。

自夏季至秋季日本上空先出現西風噴射氣流，隨後秋冬之交始在西藏高原以南突然出現一股副熱帶噴射氣流。冬夏交替季節最容易出現複式環流。這兩條

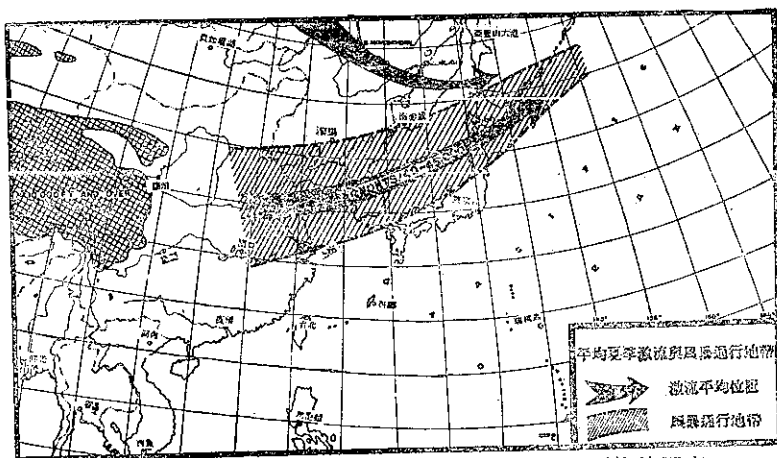


圖 7：夏季（6月、7月、8月）最大風軸線平均位置交疊在溫帶氣旋通行地帶的上面。格子部份表示超過10,000呎的西藏高原。

噴射氣流時合時分，在日本、韓國一帶位置在北緯35度至45度，高度在三萬至四萬五千呎之間。

七、結 論

東亞冬季顯然有南北兩股噴射氣流，即副熱帶噴射氣流和極面噴射氣流，分自西藏高原南北向東延伸，出海後漸趨合併。南面的噴射氣流非常穩定，不僅每天位置很少變化，每年的平均位置也能保持不變。這一股噴射氣流勢力最強，對我國天氣有重大控制作用。北面一股勢力較弱，緯度波動也比較大。夏季雖然也有兩股噴射氣流，但却彼此分立，各不相涉。並且低緯度10度至15度間還有一股東風噴射氣流。遠東地區噴射氣流之具有如此特質，顯然受到兩種控制因素：一種是廣大的亞洲大陸和海洋之間冬季和夏季所產生的熱力對比效應。另一種因素即為西藏高原的動力和熱力效應。因為略呈橢圓形的西藏高原，長軸超過3,000公里，短軸超過1,400公里，假定和鄰近的新疆、蒙古高原併在一起來看，寬廣的程度足以和整個西風帶相比擬。東西向伸展相當於長波的長度。平均高

度超過四公里，佔對流層厚度的三分之一強。西風帶內既然有這樣高大的障礙，對大氣一般環流當然會產生動力影響。再加上到達高原的氣流隨季節而不同，高原的動力效應也隨之而改變。另一方面，西藏高原也可以把它看作一個巨大的輻射體，夏季為一熱源，冬季高原東南部受到日射強烈也是熱源，其餘因積雲之故可能是冷源，因此對大氣環流產生一種熱力效應。東亞噴射氣流的季節演變，即為此等效應的後果。

參 考 文 獻

1st Weather Wing, USAF. Far East Climatology of the Jet Stream 1955.

氣象預報與分析第一至第三期：東亞大氣環流
沈傳節：噴射氣流的性質 氣象學報 第一期

P. Koteswaram: The Eastly Jet Stream in the Tropics
Tellus Feb. 1958.

空軍學術季刊二卷八期：高空氣流探秘

空軍學術季刊二卷七期：噴射氣流內的航行問題

Herbert Riehl: Forecasting in Middle Latitudes. 1952.

氣象學報訂購辦法

- 一、本學報以促進中國氣象學術之研究為目的。
- 二、個人如欲訂購，可報請服務之單位，備文證明，連同價款，逕寄本社，或利用各地郵局，將書款存入臺灣郵政第2797號劃撥儲金本所專戶，當按址寄送所需之學報。
- 三、本學報本期暫收成本費新臺幣壹拾元，郵票十足通用。

氣象學報徵稿啓事

本學報長期徵收稿件，歡迎各方踴躍惠稿，惟為配合出版時期起見，惠稿最好於二、五、八、十一等月月中以前寄達，以便及時刊載，而免積壓，敬請惠稿諸先生注意。

臺灣之寒害

顏俊士

A Report on the Study of Cold Injury in Taiwan

Abstract

C. S. Yen

The cold injury in subtropical belt was rare, but sometimes it happens in the districts of high relief lands in Taiwan. The damage of cold injury was not serious, yet the loss of farming products under cold injury still takes considerable importance on the economy of forms. The writer therefore took this subject as his study during last winter. The essential points of this paper are listed in the following paragraphs:

1. The number of days with minimum air temperature below 10°C in northern and middle part of Taiwan during winter and spring months had more than 15 days. Number of days with minimum air temperature below 5°C during last 63 years was relatively higher at Taichung than Taipei. The date of occurrence generally happened during the period from 11 to 15th February in both Taipei and Taichung.
2. The appearance of minimum air temperature over the bare ground was always earlier than readings recorded in the thermometer shelter. The period of minimum temperature below 5°C was also comparatively longer over the bare ground than at the observation yard if they are not to be influenced by the hedges.
3. The minimum grass internal temperature was higher than the surface of the east-west ridge, south-north ridge, drains, bare ground and air temperature at the observation yard.
4. The minimum surface temperature of the drains running east-west and south-north are relatively higher than the surface of bare ground. The difference of minimum surface temperature between the drains of different directions was mainly influenced by the wind directions.
5. The average minimum of surface temperature of east-west ridge was relatively higher than the south-north ridge during winter but the minimum surface temperature of both directions of the ridges were higher than the bare ground when it is calm but lower than the bare ground when it is windy. The difference entirely depend upon the influence of wind direction and wind velocity.
6. The severity of cold injury on crops mainly depends upon their species and varieties. According to the result of our experiment, the withering ratio of sweet potato on east-west ridges was comparatively higher than south-north ridges.

一、前言

由氣溫顯著減低至作物生育界限以下時所發生之災害，即稱寒害；而所謂凍害、霜害、冷風害亦均包括在內。本省位於低緯度，屈處於亞熱帶。從氣溫資料考察，年平均氣溫均在 21.0°C 以上，月最低氣溫平均亦位高於 15.0°C 以上，均在各種作物生育最低溫度限外，冬季之寒害雖不普遍發生，但亦常聞有局地寒害之消息。然因不是主要作物災害，未引起有關人士之關切。但在人口劇增，耕地有限，在十年來耕地面積僅增百分之一下的情況下，為解決糧食問題，除在擴大耕地面積，農業技術方面作進一步改進外，如何研究預防，減少氣象災害以免數個月之勞力與金錢毀於一旦，此亦刻不容緩的一件急事。筆者基於此一觀點，偶而作若干關於寒害方面的調查，提供參考。

二、本省發生寒害的可能性

所謂寒害就是冬季農作物受低於該作物生育溫度以下之低冷溫度時呈枯死、凋萎、生育不良等現象。在臺灣冬季，適於二期作與一期作水稻之間，田間較少栽培作物，僅有蔬菜、菸草、麥類、甘藷等有限種類，因此發生寒害的普遍較少，但為推行輪作，有效地利用耕地時，冬季亦須利用耕地之故，栽培種類，面積因之大增，冬季受寒害之機會，普遍性亦可能增加。而由各種作物的最低生育溫度之不同，其耐寒性均有差異，相同種類作物亦以其品種，同一品種亦以其生育時期如發芽、生長、生殖、成熟等各階段對於低溫之反應相差亦不一致。低溫時間之長短，發生低溫前後之天氣情形如何，其受害程度亦有差異。據 Haberland 氏研究各種作物生育最低溫度如表一所示，其中種類，

表一：作物之最低溫度
(據 Haberlandt 氏)

作物名	最低溫度
小麥	3- 4.5°C
裸麥	1- 2
大麥	3- 4.5
燕麥	4- 5
玉 米	8-10
稻	10-12
菸 草	13-14
大 麻	1- 2
甜 菜	4- 5
豌豆	1- 2
胡 瓜	12

菸草之最低溫度較高，事實上常聞一期作幼苗受害，再舉行補植或菸草受霜害等消息。各種作物之耐霜性、耐凍性據小宮氏及安田氏調查結果如表二及表三，可見各種作物之受害程度定有差異，各種果樹類之生育時期別耐寒溫度情況，據美國農務省長年調查結果如表四。

綜合上述前人研究結果以果樹類之耐寒性較強，一般作物如氣溫減低至 10.0°C 以下時，生育已甚緩慢，甚至可能發生損害，如以 10.0°C 為危險溫度界限論之，請參照表五（本省各地 10.0°C 以下日數表），除了位於較高之竹子湖，日月潭等例外，平地以臺中為最多天，最低氣溫曾減至 10.0°C 以下年有 21.9 天，新竹次之，就有 17.9 天。而臺北有 17.7 天等均有過半個月，而南部之臺南亦有 13.8 天之多，可見

表二：作物之耐霜性表（據小宮氏）

耐霜性程度	作物種類
弱	馬鈴薯、大豆、小豆、菜豆、粟、南瓜、西瓜、胡瓜、番茄、茄子、桑、葡萄
中	玉米、蘋果
較強	陸稻、燕麥
強	甘藍、山東菜、牧草類、大麻、黃麻、亞麻

表三：各種作物耐凍性表（據安田氏）

耐凍性	作物種類
最弱	胡瓜、南瓜、大豆、桑、茶、馬鈴薯、茄子、鳳仙花、柑橘、無花果、枇杷
稍強	桃、梨、蘋果、葡萄
強	豌豆、油菜、蠶豆、大麥、小麥、菠薐菜

表四：各種果樹在卅分以內無發生災害溫度表

果樹種類	有顏色蕾	開花中	尚呈綠色小果
蘋果	-3.9	-2.2	-1.7
洋梨	-3.9	-2.2	-1.1
桃	-3.9	-2.2	-1.1
李(義大利種)	-4.2	-2.7	-1.1
櫻桃	-2.2	-2.2	-1.1
梅	-3.9	-2.2	-1.1
杏	-3.9	-2.2	-0.6
巴丹杏	-3.3	-2.8	-1.1
葡萄	-1.1	-1.7	-1.7
胡桃	-1.1	-1.1	-1.1

表五：本省各地 10°C 以下日數

地名	月	1	2	3	4	11	12	計
基隆	36	3.3	2.9	1.0	0.1	0.1	0.9	8.3
竹子湖	6	18.2	16.5	12.8	3.7	2.8	10.8	64.8
淡水	10	6.4	5.6	1.8	0.2	—	2.5	16.5
臺北	56	5.8	5.9	2.1	0.2	0.6	3.1	17.7
新竹	15	7.0	5.5	1.9	0.5	0.1	2.9	17.9
宜蘭	17	3.5	3.3	1.0	0.2	0.1	1.7	9.7
金六結	6	6.3	3.0	1.5	—	—	2.0	12.8
臺中	56	8.3	6.5	1.8	0.1	0.7	4.5	21.9
花蓮	41	1.1	0.6	0.2	0.0	0.1	0.6	2.6
日月潭	11	12.5	9.0	3.0	0.4	0.5	6.1	31.5
臺南	56	5.3	4.5	1.0	0.1	0.2	2.7	13.8
臺東	52	0.3	0.2	0.0	—	0.0	0.1	0.6
高雄	20	0.9	0.4	0.2	—	—	0.3	1.8

本省寒害發生之威脅日期不短，而東部及高雄等地區僅有 3 天以下低於 10.0°C 日數，寒害發生可能性甚微。歷年有霜日數統計如表六，因為測候所大部份位於都市內，降霜較郊外為少。其有霜紀錄雖與田間有異，但亦可知大略之偏向，就是說，北部之有霜次數為本省之冠，而發生於 2 月者尤多，臺中次之，而一、二月次數相等，新竹僅可能發生於一月間，但臺南有

表六：測候所有霜日數紀錄（歷年平均）

地名紀錄年數	1	2	3	11	12	計
臺北 56	0.1	0.3	0.1	0.0	0.2	0.7
新竹 5	0.2	—	—	—	—	0.2
臺中 56	0.2	0.2	—	0.0	0.1	0.5
臺南 56	0.0	0.0	—	—	0.0	0.1

霜之機會甚微，換句話說，即無霜害發生之可能性，因為縱有降霜亦不一定引起霜害。

三、本省發生寒害之時期及頻度

在日本寒害尤其是霜害，因為是較大農作物災害之一種，經諸人士研究結果已獲相當的成果，譬如研究桑樹之發生霜害時期的結果，認為每年四月廿一日至廿五日間前後五天為發生霜害危險期間，因之在此時期均採取防備對策，在冬季期間降霜預報亦受農業界之重視。在臺灣因寒害並不普遍，限於局地且不是每年發生，未受重視，故除了零碎紀錄或若干有霜日

數紀錄外，尚鮮研究報告。

茲假設氣溫呈 5.0°C 以下為寒害發生日期，而從歷年氣象紀錄統計列舉臺北及臺中兩地，最低氣溫 5.0°C 以下日數表如表七及表八。其自 1897 年至 1959 年共 63 年間，所發生之年數及日數統計結果如表九，表示臺中較臺北呈低於 5.0°C 以下最低氣溫之年數、日數為多。各月發生次數兩地均以一月為

表八：歷年最低氣溫 5.0°C 以下發生日數

臺北1897年至1959年

年度	1	2	3	11	12	計
1897		1				1
1898	1	2				3
1901		5				6
1902		2			1	2
1903	1					1
1904		1				1
1906		1			2	3
1907					1	1
1908		1				1
1909					1	1
1910	1					1
1914	5					5
1915					1	1
1917	2	5			3	10
1918	7	2				9
1919	1	2			3	6
1920	6					6
1921		1				1
1922				2		2
1923		1			1	2
1924					1	1
1925					6	7
1926					4	4
1930		1				1
1932	4		1		2	7
1933					1	1
1934	2				1	3
1935		3				3
1942					2	2
1943						
1945	2					2
1948	1					1
1949	2					2
1952	1					1
1953	1	3				4
1955	1					1
1956	1					1
1957	1					1
1958		3				3
1959	3					3
計39年	43	35	1	2	30	111

表七：歷年最低氣溫 5.0°C 以下發生日數

臺北1897年至1959年

年度	1	2	3	4	11	12	計
1897		1					1
1898		2					2
1901		6					6
1902		1					1
1903	2						2
1906		2	2				4
1914	2	1					3
1917		2				4	6
1918	3	2	1				6
1919		3				2	5
1920	3						3
1922					3		3
1923		1				1	2
1924						1	1
1925						2	2
1926						3	3
1928	1						1
1931	3						3
1932	3	3	1				7
1934	1						1
1935		2					2
1940	1						1
1942	1						1
1943				1			1
1945	1					1	2
1949	2						2
1950						1	1
1951	2						2
1953	2						2
1955	2	2					4
1956	1						1
1958		3					3
1959	3						3
計33年	33	31	4	1	3	15	87

表九：月別最低氣溫低於 5.0°C 日數及年數

地區	月 年日數	1		2		3		4		11		12		一 年	
		年數	日數	年數	日數	年數	日數	年數	日數	年數	日數	年數	日數	年數	日數
臺 北		17	33	14	31	3	4	1	1	1	3	8	15	33	87
臺 中		19	43	17	35	1	1	—	—	1	2	15	30	39	111

表十：同一年間同月中平均發生次數及發生百分比

地區	月	1		2		3		4		11		12		一 年	
		平 均	百分比	平 均	百分比	平 均	百分比	平 均	百分比	平 均	百分比	平 均	百分比	平 均	百分比
臺 北		1.94日	26.56	2.21日	20.97	13.6日	4.68	1.00日	1.56	3.00日	1.56	1.87日	12.50	2.63日	51.56
臺 中		2.26日	29.78	2.06日	26.56	1.00日	1.56	—	—	2.00日	1.56	2.00日	23.43	2.85日	60.93

表十一：低於 5.0°C 半旬別發生頻度 (臺中及臺北)

臺	半旬別		1-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-31	計	臺	半旬別		1-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-31	計
	月別										月別								
中	1	月	8	9	7	11	4	4	43	北	1	月	5	12	5	7	2	2	33
	2	月	6	5	16	4	4	—	35		2	月	5	5	13	4	2	2	31
	3	月	1	—	—	—	—	—	1		3	月	1	2	—	1	—	—	4
	4	月	—	—	—	—	—	—	—		4	月	—	—	—	—	—	—	—
	11	月	—	—	—	—	—	—	2		11	月	—	—	—	—	—	3	3
	12	月	3	6	1	1	6	2	30		12	月	—	2	1	—	3	9	15
計									111	計									87

多，次為二月而在十二月間發生者亦不少。而一旦發生，平均有幾天則見表十，臺中較臺北為多些，有 285 天在同一年內發生。各月發生日數平均，除四及十一月在 67 年中僅有一次發生例外，臺北以二月為發生日數較多，有 2.21 天，次為一月、十二月之順序，但臺北以一月之發生日數為多，二月、十二月隨之。其平均發生日數亦在二天左右。就是說，如該年該月有發生低於 5.0°C 以下時可能有二天左右。但統計其各月發生機會即不一致，以臺中 29.78 % 之一月為頻度最高，換句話說，每三年約有一年在一月間發生低於 5.0°C 以下之機會。且一有發生即有二天左右之可能性，次為臺北之一月及臺中之二月，其發生率亦較高，均佔 26.56 %，即每四年有一年在該月中減低於 5.0°C 以下之機會，臺中在十二月亦有每四年中有一年之發生頻率，臺北於二月之發生率為 20.97 % 即每五年有一年，十二月間之發生率為 12.50 %，每八年就有一年發生。而其餘三月、四月、十一月間發生率則微不足道。姑不論任何月間發生，單從年發生率考慮，臺北 51.56 %，臺中 60.93 %，以臺中之發生率為較高，大體說，每二年中有一年發生氣溫減低至 5.0°C 以下之日子。以上可見臺灣之氣溫減低在 5.0°C 以下，對於農作物發生影響之機會相當高。再查歷年發生日期有無特異性，以半旬為期，統計其發生次數結果列如表十一，以臺中二月十一日至十五日為發生最多，曾發生十六次，臺北是時及臺中十二月最末半旬居次，即發生十三次，臺北年初

第二半旬（一月六日至十日間）為十二次，臺中在一月十六至廿日間為發生十一次，臺北十二月最末半旬有九次等有集中性之傾向，但其散佈度尚大。如調查

表十二：同一日期發生頻度

(二次以上日期)

臺 北		臺 中		臺 中	
日 期	次 數	日 期	次 數	日 期	次 數
2 月 12 日	5	2 月 14 日	5	1 月 19 日	2
1 月 7 日	4	1 月 17 日	4	1 月 21 日	2
1 月 10 日	4	2 月 12 日	4	1 月 26 日	2
1 月 18 日	3	2 月 13 日	4	2 月 11 日	2
2 月 11 日	3	1 月 4 日	3	2 月 19 日	2
2 月 13 日	3	1 月 8 日	3	2 月 20 日	2
12 月 30 日	3	1 月 10 日	3	12 月 5 日	2
1 月 2 日	2	1 月 18 日	3	12 月 6 日	2
1 月 8 日	2	2 月 5 日	3	12 月 22 日	2
1 月 11 日	2	2 月 10 日	3	12 月 23 日	2
1 月 17 日	2	2 月 22 日	3	12 月 26 日	2
2 月 2 日	2	12 月 29 日	3	12 月 27 日	2
2 月 4 日	2	12 月 30 日	3	12 月 31 日	2
2 月 6 日	2	1 月 1 日	2		
2 月 14 日	2	1 月 3 日	2		
2 月 18 日	2	1 月 5 日	2		
12 月 26 日	2	1 月 9 日	2		
12 月 27 日	2	1 月 11 日	2		
12 月 29 日	2	1 月 15 日	2		

同一日期內發生次數，即因其散佈性大，愈難得其集中性。其結果列舉如表十二，臺北以二月十二日，臺中二月十四日之發生次數較多均有五次在該日發生，發生四次者，臺北在一月七日，十日兩天，臺中即在一月十七日，二月十二日及十三日等三天雖有集中傾向，但均不顯著，再有詳細分析之心要。以上綜合分析結果，臺北地區之寒害發生機會以二月十一至十四日間為最多，次為一月七至十一日間，十二月廿六至卅日間為第三，一月十六日至十九日，二月十九日間為第四，臺中同樣地以二月九日至十四日為發生機會最多。次為二月十五日至廿一日之間，第三為十二月廿五日至卅一日間，第四為一月一日至五日及一月七日至十一日間，第五為二月十九日至廿二日間為發生頻度較多時期。其呈低溫時之高低程度之平均除三月及十一月發生次數特少外，臺北以二月之低溫平均為

低，為 3.5°C ，而十二月次之，為 3.8°C ，而一月間者為 4.1°C ，臺中一月及二月平均均為 3.6°C 而十二月為 4.0°C 。比較之下仍以臺北較低些。(如表十三)。

表十三：最低氣溫 5.0°C 以下平均

(臺北及臺中)

地區	月別	1 月	2 月	3 月	11 月	12 月
臺 北		4.1	3.5	3.7	3.1	3.8
臺 中		3.6	3.6	4.3	2.8	4.0

四、發生寒害當天之氣象

冬季本省氣溫顯著地減低，天氣嚴寒。由於本省受移動性高氣壓勢力控制的結果。因該高氣壓來自低溫的發生地區，溫度甚低之故，其低溫度影響所及，

表十四：氣溫減低於 5.0°C 以下當天氣象情況

☆ 日間係 09-14-17 時三次平均值 夜間係 18-06 時每時平均值

要素 發 生 日 期	平 均 氣 壓		平 均 氣 溫		最高最低氣溫極端值			水 蒸 汽 張 力		雲 量		風 速	
	日 間 夜 間		日 間 夜 間		最 高 最 低 較 差			日 間 夜 間		日 間 夜 間		日 間 夜 間	
	mm	mm	$^{\circ}\text{C}$	$^{\circ}\text{C}$	$^{\circ}\text{C}$	$^{\circ}\text{C}$	$^{\circ}\text{C}$	mm	mm			m/sec	m/sec
1960年12月30日	767.7	768.6	9.8	4.6	12.6	4.0	8.6	6.30	5.23	5	0	3.2	3.1
1961年1月17日	770.1	771.4	11.0	5.8	13.8	3.3	10.5	7.50	6.56	7	2	4.2	0.8
1961年2月1日	770.3	769.4	7.2	5.3	8.0	4.0	4.0	7.03	5.65	10	6	2.6	2.3
1959年1月16日	771.8	773.1	10.6	3.7	14.0	1.2	12.8	6.26	5.33	2	0	3.3	0.0

圖 1：1961年1月18日8時天氣圖

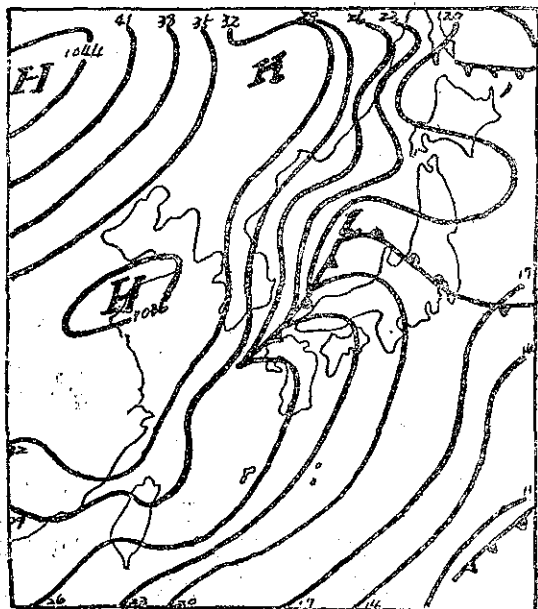
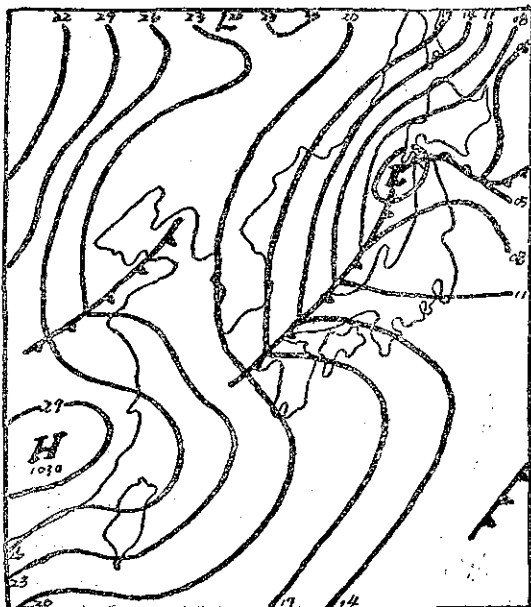


圖 2：1961年2月2日8時天氣圖



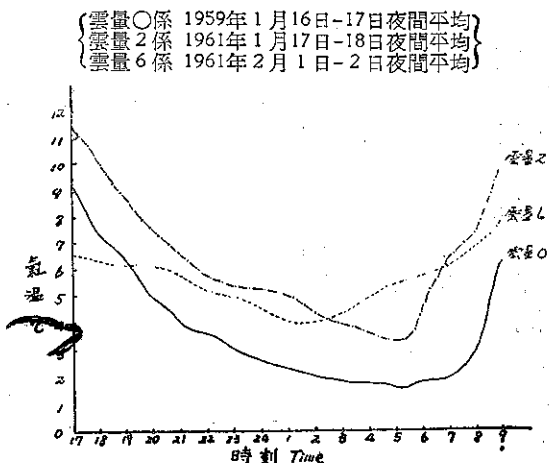
使本省之氣溫急激低降。去年十二月卅一日，本年一月十八日及二月二日共三天所發生減低於 5.0°C 以下時及前年一月十七日所發生之低溫當天之氣象情況如表十四。亦以本年一月十八日及二月二日之天氣圖（如圖 1 及圖 2），該二日之高氣壓中心均移駐於華中而其勢力相當旺盛結果，本省各地均在該氣團勢力範圍內而呈高氣壓，其氣壓之高低程度與歷年平均氣壓，歷年月平均氣壓及發生該月之平均氣壓比較，如表十五均較高，而在是時平均氣壓之間爭第一二，其

表十五：氣壓比較（01~24時平均氣壓mm.）

日期	發生當天 日平均氣壓	發生該月 日平均氣壓	歷年平均 月氣壓	歷年平 均氣壓
1960年 12月30日	767.96	765.22	764.8	759.6
1961年 1月17日	770.69	766.49	765.2	759.6
1961年 2月1日	770.21	735.25	764.2	759.6
1959年 1月16日	772.17	766.83	765.2	759.6

變異之程度尙待查，可見其高氣壓之特殊性。發生低溫現象之前與該夜間之氣壓比較，除二月一日之夜間氣壓較日間氣壓為低外，其餘三次均增高，就是說，低溫現象在高氣壓增強中易於發生。日間（07時至17時）平均氣溫與夜間（18時至06時）平均氣溫之較差，除二月二日以外均差 5.0°C 以上，最高與最低氣溫極端值之較差更為顯著，其變動之大小與作物寒害之大小可能成比例，在見有降霜之前年一月十七日及本年嚴寒之一月十八日之最高與最低氣溫則均有 10.0°C 以上之較差。水蒸氣張力雖在呈低溫之夜較白天為小的現象，惟其相差與一般日變化之差異尙待差，但尙可稱該夜之水蒸氣張力較小，換句話說，是夜較白天為乾燥。雲量在該夜間均較白天減少而氣溫急減之去年十二月卅日夜及前年一月十六日夜間均減為無雲，但減溫不甚顯著之二月一日夜間則尙有一半以上之雲量，即表示雲量之多寡與溫度幅射間關係密切，因為地面之幅射為在 $270\text{--}300\text{\AA}$ 範圍內之長波幅射之故，易被雲、水蒸氣或二氧化碳吸收後再接受其幅射同時透過水蒸氣層所消失之熱量小之故，其減溫速度較為緩慢，由圖 3，雲量之多寡與氣溫變化圖可清楚地看出其顯著的差異。風速亦呈低溫之該夜較日間為減弱，尤其減溫甚劇烈之本年一月十七日夜及前年一月十六日夜間至翌晨之風速平均僅 1.0m/sec 以下，甚至整夜無風而有降霜，與相同地夜間無雲且有若干風之去年十二月卅日夜相較，雖是時侵襲之高

圖 3：雲量之多寡與氣溫變化



氣壓勢力不同，後者之氣壓較高且為有風之故，渦傳導旺盛進行熱混合結果，減溫速度較緩而其最低極端值相差甚顯著。本省有優勢高氣壓侵襲時定有冷鋒之通過關係，發生嚴寒之前降有陣雨，此自表十六，可資證明。嚴寒當天之相對濕度平均與是月平均相對濕度比較如表十七，除本年二月一日因雨後不久濕度較高外，其餘均較乾燥。

表十六：低溫發生前之降雨

開始降雨日時	停雨日時	低溫發生時
1月31日18時25分	2月1日11時40分	2月1日夜至翌晨
1月16日1時40分	1月17日19時50分	1月17日夜至翌晨
12月28日18時00分	12月29日19時30分	12月30日夜至翌晨

表十七：發生低濕時之平均濕度

日期	平均相對濕度	該月平均相對濕度
1961年2月1日	92.3	84.7
1961年1月17日	74.0	79.0
1960年12月30日	76.0	81.2
1959年1月16日	80.0	83.0

夜間之冷卻速度（減溫速度）在觀測坪百葉箱內，自十七時至呈最低氣溫極值時之速度，除了去年十二月卅日夜因受特殊地形風向影響，冷卻迅速，每小時竟減 1.31°C 之大為例外外（本文後詳述），其餘三次均以每小時 0.6°C 至 0.7°C 之減溫速度進行。但自十七時減至 5.0°C 間之減溫速度在無雲之前年一月十六日及去年十二月卅日夜間均以每小時減 1.3 至 1.4°C 之快速度進行，而有雲時與雲量之多寡略成比例，即平均雲量二之本年一月十七日夜為每小時

減 0.8°C 而雲量六之本年二月一日夜間則僅每小時 減 0.3°C。(請參照表十八)。

表十八：最低氣溫發生時間與減溫速度（觀測坪內）

日期	17時氣溫	最低氣溫		17時與最低差	減溫時間	每小時減溫速度	至5°C時間	減溫所須時間	每小時減溫速度	夜間平均	
		溫度	發生時間							雲量	風速
1959年1月16日	9.2	1.2	17日05時30分	8.0	12 30	0.64	20 00	3 00	1.40	0	00
1960年12月30日	8.6	4.0	30日20時30分	4.6	3 30	1.31	19 40	2 40	1.38	0	3.1
1961年1月17日	11.5	3.3	18日05時00分	8.2	12 00	0.58	01 10	8 10	0.79	2	0.8
1961年2月1日	6.7	4.0	2日01時30分	5.5	8 30	0.65	23 00	6 00	0.26	6	23

五、寒害之微氣象

(一) 溫度剖面

受寒害的作物在一般情形之下均以低處較高處為嚴重，此種現象尤以受霜害時甚為明顯，果樹受霜害時如圖4，Comice Pear 梨樹為例，靠地面之低處毫無收穫，

圖4：Comice Pear 受霜害情形圖

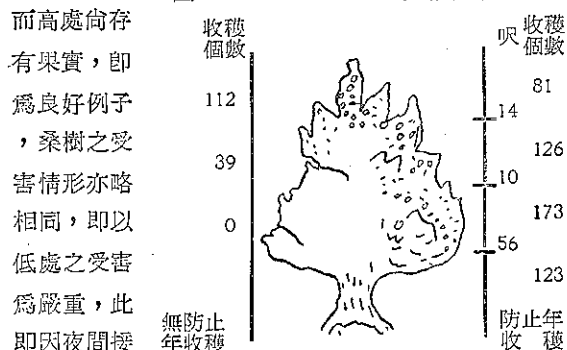
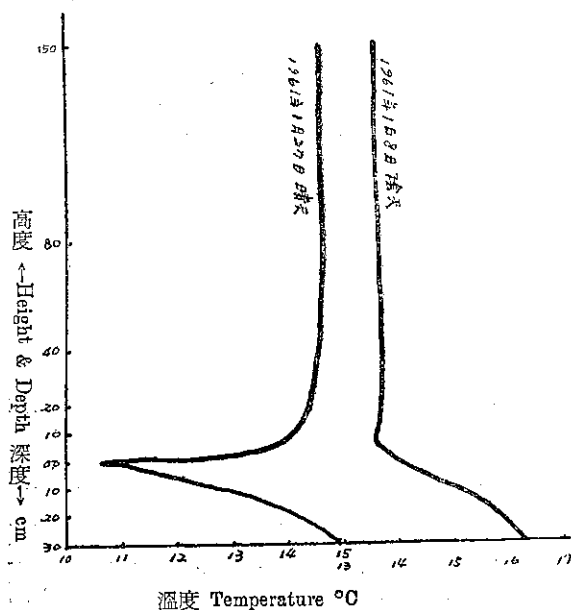


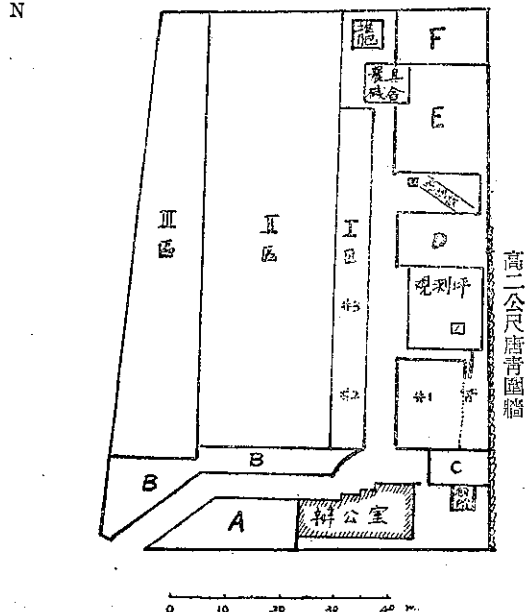
圖5：裸地夜間溫度剖面圖



地面氣層較高處氣溫為低之故。茲以本站冬季微氣象觀測紀錄為例，如圖5，左線為本年一月廿七日無雲時及右線為一月八日多雲時各晨之裸地溫度剖面圖，在天晴時靠地面之十公分高與地表面間之溫度相差甚大，因無雲，自地面向天空之輻射如前項，未被雲吸收抑制結果溫度傾度大，明顯地呈蓋格教授之所謂放熱型（或出射型），自地中溫度輻射之情形亦可自其溫度傾度明顯地看出。而其溫度傾度隨高度逐次減小，但陰天多雲時不僅是溫度傾度甚微，且地表面溫度亦較近地氣層為高，前者就是發生寒害時的溫度剖面型態，如果天晴無雲但有風時由上下熱交流旺盛結果，無法維持其逆轉型態，使後者如右線之溫度剖面型態。無雲時明顯地呈溫度逆轉現象，為夜間自地面向天空之長波長輻射易透過之故，地表面之冷却甚顯著，其

圖6：安坑站場地概略圖

I、II、III區均為試驗區，A、B為物候果樹區。
#1、#2、#3均氣溫、地溫剖面觀測地點。
□ 設百葉箱地點。



接近地面之氣層亦以渦傳導作用次第地被冷却。因低溫之空氣較重的關係，如無風時難於與較輕之高溫空氣置換，頗為安定。有風即發生擾亂，熱交換結果溫度傾度小。

(二) 低溫之地面情形差異

發生寒害時之低溫程度，受地形、土壤乾濕，附近有無阻礙物，地面上有無種植植物、覆蓋物，其覆蓋物或植物之疎密等均有影響，本站在觀測坪附近南

方種有唐青圍牆，在調查分析上必須考慮風向之影響，請參照圖 6 概略圖討論調查結果。

1. 最低氣溫極端值以觀測坪上百葉箱內氣溫較裸地上百葉箱內氣溫為低。本來裸地上氣溫之冷却較密生草皮，地面長波長輻射被抑制之觀測坪上氣溫之冷却為甚，但是日發生低溫時之夜間均有若干之風，而觀測坪上之最低溫度發生時之風向均如表十九，吹南風，西北西或南南西風有唐青遮障，風速減弱，

表十九：發生低溫時之時間及氣象要素
(風向在 8.0 公尺高處風速在無遮風物裸地 1.5 公尺高處觀測值)

日期	類 項 目	裸 地 上 百 葉 箱					觀 測 坪 草 皮 上 百 葉 箱				
		最低溫	發生時間	風 向	風 速	雲 量	最低溫	發生時間	風 向	風 速	雲 量
1960年12月30日		4.4	19 30	ENE	0.2	0	4.0	20 30	S	0.9	0
1961年1月18日		3.7	03 00 05 00	NNE WNW	0.4 0.9	0 0	3.3	05 00	WNW	0.9	0
1961年2月2日		4.6	01 40	S	1.3	3	4.0	01 30	SSW	1.3	3

不受由風所引起之擾亂作用，可繼續冷却，同時裸地上百葉箱較觀測坪上為小，通風較難，最低氣溫極端值反以裸地上百葉箱內者為高。

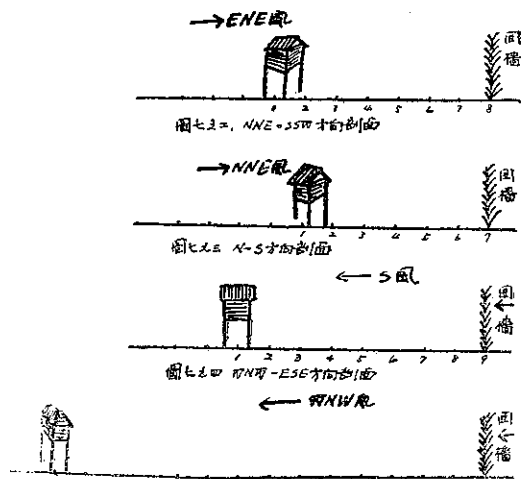
2. 最低氣溫發生時間之遲早。最低氣溫發生時間雖裸地上為觀測坪上各有高低之差，但在不受遮障之同一條件下，如本站吹東北東風或北北東風時（請參照圖 7 之一及之二剖面圖），均不受唐青圍牆之影響，由於裸地地面向天空輻射較有密生草皮之觀測坪為甚之故，裸地之近地面氣層之冷却較快，其發生時間如表十九，在去年十二月卅日夜及本年一月十八日晨為例，裸地上之最低氣溫發生時觀測坪上尚未出現最低氣溫，而繼續減低氣溫，此由表廿，裸地上氣

表廿：裸地上發生最低溫時觀測坪上之溫度

日期	項 目	裸 地 發 生 最 低 溫		同時間觀測 坪上溫度	風 速	風 地
		時 間	溫度			
1960年 12月30日		19 30	4.4	5.2	0.2	ENE
1961年 1月18日		03 00	3.8	4.0	0.4	NNE

溫已呈最低氣溫時，觀測坪上之氣溫仍高於裸地上氣溫可為佐證。但風向呈西北西，南或南南西且風速不大時，由觀測坪旁有較密，高達二公尺之唐青圍牆遮住風向之故（如圖 7 之 3 及之 4），觀測坪上與裸地上之最低氣溫出現時間略同，但如風較大時，如本

圖 7 之一：ENE~WSW 方向剖面



年二月一日夜間吹 1.3m/sec 時則裸地上有風之擾亂，熱交換迅速，冷却作用較難，同時觀測坪上氣溫之最低極端值之出現亦較裸地上者為早。

3. 最低氣溫保持時間之長短。如表廿一，最低溫度保持時間以觀測坪為長。觀測坪因密生草皮，自地表輻射之長波長輻射均被草皮抑制，草皮有蒸散作用，其空氣濕度亦較裸地為濕，此由表廿二，發生低溫是夜平均絕對濕度均以觀測坪上濕度為高可知其梗概。因此夜間冷却進行較裸地緩慢。但一旦冷却，因

表廿一：最低氣溫滯留時間

日期	觀測坪上	裸地上
1960年12月30日	120分	10分
1961年1月18日	30	10
1961年2月2日	60	10

表廿二：絕對濕度

發生日	觀測坪上箱	裸地上箱
1960年12月30日17時至31日9時平均	5.23 mm	5.22 mm
1961年1月17日17時至18日9時平均	6.56	6.22
1961年2月1日17時至18日9時平均	5.65	5.09

比熱大，減溫亦較緩慢，且受遮障之影響，減速結果以渦亂而熱交換較小，低溫保持時間均較之裸地上者為長。保持 5.0°C 以下時間亦相同地以觀測坪上者為長，且其時間較長，如表廿三，而保持時期之長短

表廿三：氣溫低於 5.0°C 下保持時間

日期	觀測坪內	裸地
1960年12月30日	750分	280分
1961年1月18日	445	355
1961年2月2日	120	10

亦與風速及風向有密切的關係。如夜間平均風速僅 0.8m/sec 時，不受任何影響之裸地上亦有 355 分之長（本年一月十八日），但去年十二月卅日夜，其風速平均雖有 3.1m/sec ，相當大，但因是日夜間無雲，自地面之長波輻射甚強，冷卻快之故，雖有渦亂而熱交換大，且保持 5.0°C 以下時間亦較長。本年二月二日不僅風較大且雲量亦多，結果，不但是長波長輻射受抑制，且受熱交換大之影響，僅能保持十分間。

（三）地形與最低地面溫度。

發生低溫之三天中，最低地面溫度之極端值，如表廿四。茲述其地面溫度極端值之差異。

表廿四：地表面及草溫最低溫度極端值 單位： $^{\circ}\text{C}$

	最低草溫	諸葉覆 東西畦	諸葉覆 南北畦	裸地面溫	東西溝 地溫	南北溝 地溫	風向	風速
1960年12月30日	4.3	3.9	3.7	3.7	4.1	4.0	ENE	0.2
1961年1月18日	4.7	2.9	2.5	2.8	4.4	4.1	NNE WNW	0.4 0.9
1961年2月2日	4.4	3.0	2.6	3.6	4.1	4.2	WNS	1.3

1. 最低草間溫度比任何地面溫度為高。因觀測坪內草皮密生，形成特殊情形之空間，在日間太陽輻射無法到達地面而均由草皮本身吸收，雖然夜間再由草皮葉面向空中輻射而冷卻，但其輻射量尚較自地面輻射為小，草皮間由其蒸散作用之故，濕度較高難冷卻，且過分密生的關係，草間間隙甚擠，難與外面冷而重的空氣相交換，結果其最低極端值不僅比任何地面溫度為高，甚至較離地一公尺半之百葉箱內氣溫為高。

2. 未有任何覆蓋物之裸地與畦溝地面溫度比較，其最低極端值，無論東西畦溝，南北畦溝均較裸地為高，請參照表廿四，其相差達 $0.3\sim 1.6^{\circ}\text{C}$ 之大。即因畦溝接近甘藷，有其蒸散作用影響，空中濕度高且畦溝排水較裸地為差，土壤濕度亦高，同時裸地觀測地點較畦溝觀測地點接近於圍牆及房屋，有其遮風影響結果，由冷卻較難與熱交換大，因此畦溝最低地

面溫度極端值高於裸地地面溫度。其中以風之影響較大，在 0.2m/sec ，風向 ENE 因相同地無遮障影響，相差僅 $0.3\sim 0.4^{\circ}\text{C}$ ，但裸地有顯著地遮障減弱作用之 NNE 或 WNW 風，且風速有 $0.4\sim 0.9\text{m/sec}$ 時，有旺盛熱交換作用之畦溝地面溫度極端值與裸地相差即達 $1.3\sim 1.6^{\circ}\text{C}$ ，而風速更大，有 1.3m/sec 時，雖裸地有遮障，但尚有若干之風，結果其相差較小，為 $0.5\sim 0.6^{\circ}\text{C}$ 。

3. 東西、南北兩畦溝間之溫度差在風速小於 0.9m/sec 以下時，東西畦溝之地面溫度極端值較高，其相差在 0.9m/sec 風速內，風速愈大相差越大，此因 ENE 或 WNW 風時，南北畦溝之減風效果為大，熱混合較東西畦溝為小，而南風較大，風速有 1.3m/sec 時沿南北畦溝吹走，其熱交換大之故，南北畦溝為較高。

4. 甘藷栽培中之東西與南北畦上之地面溫度最低極端值之平均較裸地地面溫度最低極端值如表廿五，風速僅 0.2m/sec 時，在受地上之畦及藷莖葉之摩

表廿五：畦上平均與裸地地面

溫度最低極端值

單位：°C

日期	東西畦地面溫度	南北畦地面溫度	畦上平均地溫	裸地地面溫度
1960年12月31日	3.9	3.7	3.8	3.7
1961年1月18日	2.9	2.5	2.7	2.8
1961年2月2日	3.0	2.6	2.8	3.6

擦，顯著地減風，藷葉間濕度亦有蒸散作用，故較高，自畦上地面所輻射之長波長被藷葉抑制，同時再逆輻射等結果，其最低極端值以無抑制長波長輻射作用，濕度較低之裸地為低，但稍有風即 0.4~0.9m/sec 時，相反地以畦上地面最低極端值為低，而風較大，有 1.3m/sec 時，其相差更顯著，達 0.8°C 之大。因有風時畦上地面溫度在正風面均有遮障物之存在，風速顯著地減弱結果，較無任何影響之裸地，其熱交換小之故，以畦上地面溫度極端值為低。

5. 東西畦與南北畦上兩地面溫度最低極端值比較，以東西畦上為高，此因日間到達於東西畦之日射量較大於南北畦約半倍（以福井氏之日射量計算式計算）之故，東西畦之地面溫度較高。

6. 東西畦與裸地地面溫度最低極端值比較，風速在 0.9m/sec 以下，而風向為 ENE 或 WNW 時，因東西畦較有遮障影響之畦地通風較好，其熱交換大之故，東西畦較高，但風向為 S 並且風大有 1.3m/sec 時，即東西畦在正風面有遮風效果，較有熱交換之畦地低 0.6°C。

7. 南北畦與裸地地面溫度最低值比較，風甚弱，有 0.2m/sec 時，其溫度略同；而風稍大，為 0.4~0.9 m/sec 或 1.3m/sec 時則較低，此係因白天日射量到達於南北畦為少，故地面溫度較低，但風甚微，0.2m/sec 且風向 ENE 時，裸地區因受房屋之遮風影響與南北畦正風面之遮障效果加高濕環境總和相等結果，其最低值相同。但風向 WNW 風速為 0.4~0.9m/sec 時，雖與南北畦相同地有遮障之減風效果，但南北畦尚有多濕及日射量較少等條件影響，即其最低溫度低些。如風大有 1.3m/sec 並有沿南北方向吹之 S 風時，因裸地之通風較南北畦藷葉間為好，熱擴散（或熱混合）大之故，兩區之相差達 1.0°C。

六、發生寒害情況

（一）受害作物種類及品種

入冬後接連三次嚴寒，本站內栽培之作物除了微氣象觀測用甘藷臺農 57 號品種外，尚有汕頭種及紅心尾二品種。蔬菜類有蘿蔔、結頭菜、豌豆、油菜、甘藍、白菜及花菜等多種。其中受寒害嚴重者為臺農 57 號甘藷（後述）外，紅心尾、汕頭種二品種因耐寒性較強，為頗適於北部普遍栽培之品種，自入冬以來，雖生育不甚理想，但歷三次嚴寒未見任何寒害現象。蔬菜類中豌豆臨開花期，花蕾無法結實及凋落者亦不少，收量頗受影響。果樹類中橫山梨未見任何異常現象，番石榴之葉片間忽見一些褐斑是否其影響不敢斷定，柿子類入冬以來逐漸落葉中而經三次寒冷後不留一片葉子，全部落盡。

（二）遮障之有無與寒害

試驗用品種之臺農 57 號除了栽植於本站場地中央試驗區 I 以外尚有供補植用者，該補植區在唐青圍牆 5 公尺範圍內，三次發生嚴寒時由其遮障之存在，冷氣被阻止之關係，可能該補植區氣溫較試驗區一帶為高，一片綠色未見凋落或變色。

（三）臺農 57 號甘藷發生寒害情況：

1 嘉義農林改良場育成之臺農 57 號甘藷，因其耐寒性較差，入冬以來生育情形欠佳，且接一連三受低溫侵襲結果，綠葉漸趨凋萎。在受害後之二月五日以目測調查全試驗區結果如表廿六，其位置如圖 6 之 I 區內，觀測區較近辦公房屋，即愈接近有遮障物之小區之藷葉枯萎率較無任何影響物之小區為輕。南北畦與東西畦區之平均枯萎率亦成 36.15 比 37.40，有東西畦區之枯萎率較大之傾向。

表廿六：臺農 57 號受寒害枯萎率表

微氣象觀測區		生育調查區	
南北畦	東西畦	南北畦	東西畦
35.91%	36.18%	36.38%	38.62%

2. 受害前後之生育調查結果如表廿七，雖各區僅採取各五株，其調查結果有差異頗大之嫌，但尚可略知其傾向。即插植後經 100 天之地地上部份及地下塊根重量均以東西畦區為良好，但經三次嚴寒受害後之調查，東西畦區之葉數，葉面積均甚顯著地減少，其枯萎率較南北畦區大 24%，葉面積減少率相差 17%，其餘因受害後經十天調查之關係在作物之恢復體制

表廿七：受寒害前後之生育情形

	葉 數				葉 面 積 cm^2				小 葉 數				芽 數				每 塊 根 重 gr			
	南	北	東	西	南	北	東	西	南	北	東	西	南	北	東	西	南	北	東	西
受 害 前		126		158	3098.0		4007.1		26		36		213		326		31.0		35.1	
受 害 後		49		23	915.7		506.0		96		50		506		364		50.1		44.0	
增減百分比		- 61.1		- 85.4	- 70.4		- 87.4		+269.2		+ 38.9		+137.6		+ 11.7		+ 61.6		+ 25.1	

上，小葉、幼芽之增加旺盛之故，小葉數及芽數均較受害前增加，且其增加率以南北畦區為大，此因南北畦之小葉、芽數之受害較東西畦區者為輕之故，其增加率竟有一倍多。塊根重量之受害前後之增加因該貯藏同化物質自葉片受害凋落，減少其合成能力之故，自生育 100 天至 150 天間之 50 天中，南北畦區僅增加 19 克而東西畦區由其受害較重結果僅增 9 克左右，其增加率南北畦區較東西畦區多 36 %。

3. 以上目測調查及拔株生育調查結果，均相同地顯示東西畦區甘藷較南北畦區甘藷之受害為重，此傾向與最低溫度極端值呈相反現象。因作物之溫度災害不僅與低溫之高低程度有關，其變溫亦有甚大的影響，如表廿八，即發生嚴寒後氣溫開始回升時由南北畦區之東邊之日射量為多，其昇溫較東西畦區為迅速、急激，加重其被害程度，故此其受害率較大。

表廿八：東西南北畦地面溫度差

調 查 日	最低地面溫度				最低地面溫度差	9 時地面溫度				較 差	昇 溫				昇溫差
	南	北	東	西		南	北	東	西		南	北	東	西	
12月31日	3.7		3.9		- 0.2	8.5		8.5		± 0	4.8		4.6		+ 0.2
1月18日	2.5		2.9		- 0.4	8.2		7.8		+ 0.4	5.7		4.9		+ 0.8
2月2日	2.6		3.0		- 0.4	7.5		6.9		+ 0.6	4.9		3.9		+ 1.0

七、結 論

寒害在本省雖不是一種普遍嚴重之氣象災害，但易把農家長期之辛苦結果毀於一朝一夕之間。這不僅是一農家的損失對於國家之農業生產亦有甚大之影響。臺灣在冬季田間尚少重要作物，但今後從提高土地利用效率，增加冬作可能之增產。因此在確立預防災害對策上，有調查寒害發生情形之必要，去年冬季偶然接連三次發生嚴寒，臨時作全面調查，其結果約如下述。

(一) 本省各地氣溫減至 10.0°C 以下之日數，自臺中以北之西部，年有半個月以上，其中以臺中為最多，有 22 日，臺北、新竹次之，臺南尚未達半個月，而其餘僅有三天左右，較寒冷的日數亦不短，影響農作物生長不小。

(二) 最低氣溫極端值呈 5.0°C 以下，嚴寒日之發生頻度，臺中高於臺北且兩地均以一月為最多，二月、十二月均次之。如有發生，自歷年平均値觀察，有接連二至三日發生之傾向。從發生之有無，平均

每二年中有一年發生，且以臺中之發生百分比為高。各月發生率以臺中之一月為最高，每三年一次，臺北一月、臺中二月居次，每四年有一年發生於該月，臺中十二月間略同，臺北二月為每五年，十二月則為每八年發生一次。

(三) 發生時期之集中性，以半旬別統計時，為臺中，二月十一日至二月十五日，十二月廿六日至卅一日，一月十六日至廿日之順序；臺北二月十一日至十五日，一月十六日至廿日之順序；臺北二月十一日至十五日，一月十六日至廿日之順序較易發生。又發生日期之統計結果，臺中以二月十四日為最多，一月十七日、二月十二日、十三日繼之。臺北以二月十二日為最多、一月七日及一月十日為繼續發生次數較多之日期，但其分散度相當大。總之以集中發生於臺北二月十一日至十四日間為多。一月十七日至十一日，十二月廿六日至卅日，一月十六日至十九日及二月四日至二月六日等，臺中即二月九日至二月十四日間、二月十五日至廿一日、十二月廿五日至

卅一日，一月一日至五日，一月七日至十一日而二月十九日至廿二日亦有較多發生之傾向。如發生嚴寒時平均以臺北之最低值較臺中為稍低，而臺北以二月發生者為低，十二月次之，臺中一二月均略同溫。上述傾向與歷年降霜紀錄略同。

(四) 冬季臺灣，氣溫減至 5.0°C 以下時受移動性高氣壓勢力的控制，氣壓相當高，其一般現象如下：

1. 日間平均氣溫與夜間平均氣溫較差在 5.0°C 以上，最高與最低氣溫較差如天晴無雲時在 10.0°C 以上。
2. 夜間較日間為乾燥。
3. 密雲量或自日間漸漸減少，風速亦相同。
4. 減溫速度自十七時氣溫減至 5.0°C 之速度，在天晴寡雲時以每小時減 1.3 至 1.4°C 且在上半夜可減到 5.0°C 以下，而因其 5.0°C 以下之保持時間甚長。

(五) 無雲無風時之氣溫剖面，由溫度逆轉甚為安定，故上下溫度傾度大，多雲或有風時溫度傾度小。

(六) 最低氣溫極端值在本站因有地形影響，有草皮覆蓋之觀測坪上氣溫較裸地上為低。

(七) 最低氣溫發生時間在相同地點不受遮障影響時以裸地較快，觀測坪有遮障影響時，風速 0.8 m/sec 時發生時間略同。風速較大至 1.3 m/sec 時

，以觀測坪上氣溫為快。

(八) 最低氣溫， 5.0°C 以下等保持時間，以觀測坪為長。

(九) 最低草間溫度極端值均較東西、南北走向畦上，畦溝裸地等地表面溫度及百葉箱內最低氣溫為高。

(十) 裸地地表最低溫度較有甘藷栽培之畦溝地表溫度為低，其相差大小，視風速、風向而異。

(十一) 東西、南北走向畦溝最低地表溫度極端值受風向之有否沿走向吹而異，有沿走向時即較高。

(十二) 東西畦、南北畦之畦上最低地表溫度比較以東西畦為高。

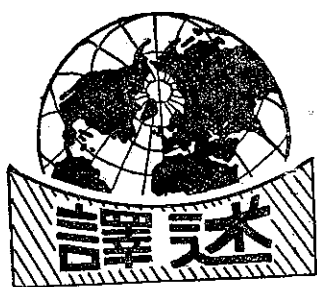
(十三) 畦上地表溫度最低極端值南北、東西畦平均在微風時較裸地為高，而有風時較低。

(十四) 東西畦與裸地，南北畦與裸地地表溫度比較均受風向及風速之影響，相差不一。

(十五) 作物受寒害情形因作物種類、品種各相差不一，本次臺農 57 號甘藷，受嚴重之災害，葉片之枯萎甚大，同一品種在有遮障之地區，均不受任何損失。

(十六) 受害情形據目測及拔株調查結果，均以東西畦之枯萎率為大，受害前後之塊根重量之增加甚小。

以上為本次調查的概要，其間尚有許多問題尚有待詳細檢討，容今後再行研究分析。



亞洲大陸夏季之大氣環流結構

陳以明譯

摘要

本文分析1955年7月之亞洲大陸上5,000呎、10,000呎各高度之平均氣流場，並分析1956年7月與8月亞洲上空200mb之平均等高線，並繪製1956年沿75°E、105°E及120°E各子午線之平均氣流及溫度場之垂直剖面圖。亞洲大陸上氣流之立體結構乃由下列三基本氣流所組成：(1) 中緯度之西風，(2) 高空之熱帶與副熱帶東風及(3) 在高空熱帶與副熱帶東風下之西南季風。

此外並探討1956年春夏二季間過渡期中亞洲大氣環流之轉變。經發現在此期間亞洲之大氣環流發生跳躍性之轉變。喜馬拉雅山以南之高空副熱帶西風噴射氣流向北退縮，而在西藏上空建立一副熱帶高壓脊，在南亞(12°N以南)發生一東風噴射氣流。同時，印度之西南季風與長江流域之梅雨亦於此時開始。作者並發現雨帶之北移與中國大陸上空西風之北退與減弱有密切之關係。

一、引言

近年來由於中國大陸探空資料之相當增多，關於亞洲大陸大氣環流之性質，已發現頗多新知識。但研究大多限於冬季之大氣環流問題。亞洲大陸上之環流結構，尤其是中國大陸上夏季之環流，並未曾多加探討。本文旨在對於亞洲大陸夏季大氣環流問題提供初步之研討。所用資料主要為1956年夏季者。在此期間，中國大陸上設立若干無線電測風站，故可由無線電測風資料之分佈而確定對流層上部氣流場之結構。此外並計算1950~1955年7月份中國大陸80個以上測站之5,000呎、10,000呎與20,000呎各層之平均風向量，並分析大陸上空之氣流線。由於對流層上部高空風資料之不足，200mb之平均等高圖，乃據1956年7月與8月之資料而繪製。由此項研究乃得下述之結果。

二、亞洲大陸上空之平均氣流場

上述關於遠東夏季風結構之討論，通常乃基於季風與氣團之觀念。一般僉認夏季有三種氣團交互作用，即(1) 潮濕不安定之西南季風，亦稱南半球之赤

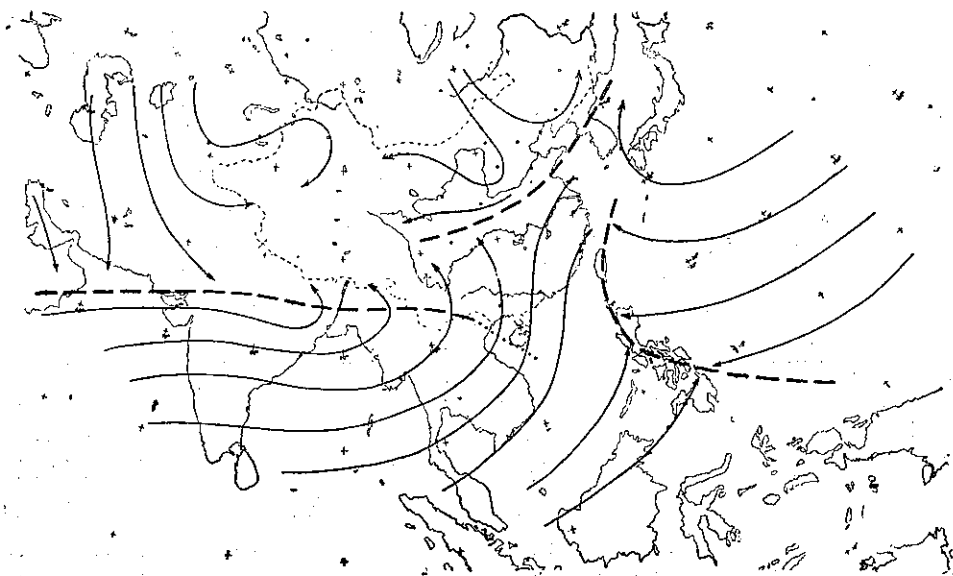


圖 1: 1950~1955 年 7 月 5000 呎之平均氣流線圖

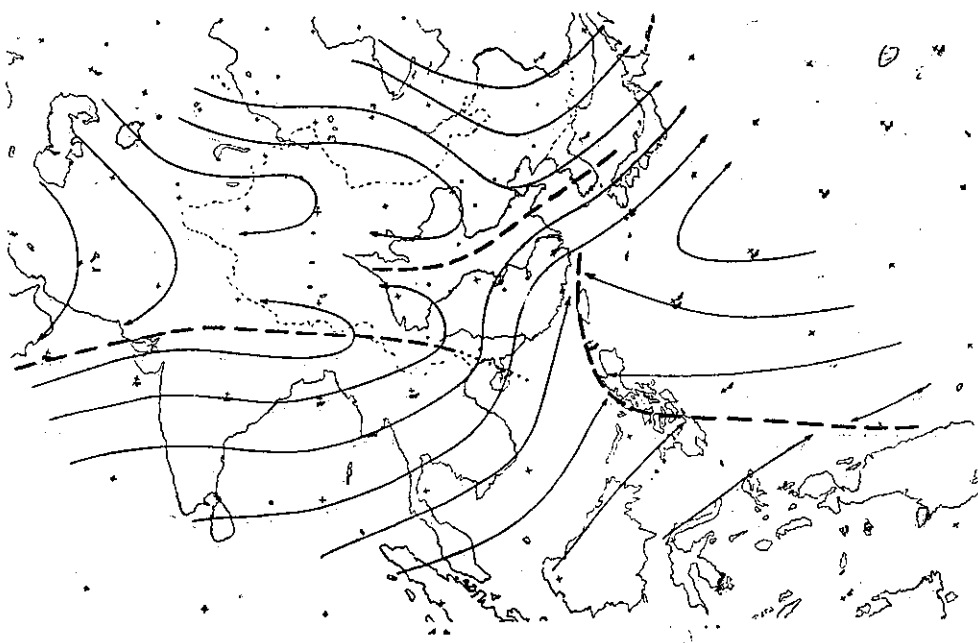


圖2：1950~1955 年 7 月 10,000 呎之平均氣流線圖

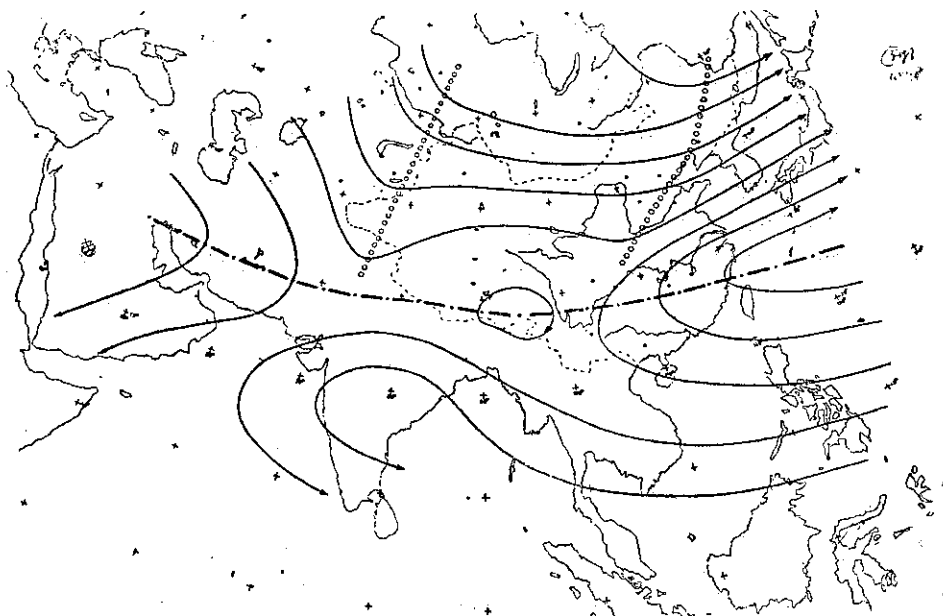


圖3：1950~1955 年 7 月 20,000 呎之平均氣流線圖

道氣團 (Em)；(2) 東南季風 (Tp) 及 (3) 北來之極地大陸氣團。在1950年前，研究中國夏季氣流場僅憑少數測風之紀錄。因之如 Flohn 氏 (1950) 認為中國夏季之東南季風厚度可達3~4km，而西南季風之厚度僅及400~700m。而馳流於西南季風以上者究係何種氣流則未知悉。現在發現僅憑大陸少數高空紀錄及在氣團分析盛行時代所得之結論並不十分正確。例如謝氏最近指出所謂西南季風與東南季風具有同樣之熱

力結構，即低層潮濕而高層乾燥。因之僅憑氣團而分為西南或東南季風頗不切實際。高空氣流場之結構並不像以前想像的簡單。最先請看1956年7月份 5,000呎，10,000呎與 20,000呎高度之氣流形態，以及同年7、8兩月200mb之平均等高線，在氣流線圖上，中國上空之紀錄乃據1950~1955之資料計得，至於印度及其他國家者則據1953~1955之資料。在繪製氣流線圖時，作者曾參考印度上空氣流圖 (Ramanathan, 1939)

以及 Brooks 之世界高空氣流圖 (1950)。在高達 10,000 呎之對流層中 (圖 1, 2) 有一季風輻合區, 自北非西岸穿越阿剌伯海而延伸至印度, 此即間熱帶輻合帶 (ITC)。此輻合帶分隔印度之西南季風與其北

方之東風。當到達緬甸與越南南部時, 季風輻合帶漸趨不顯。在中國大陸上另有一氣流輻合帶居淮河以北與黃河以南。六月間停留於長江之輻合帶至七月份移至黃河流域。此一位置已接近大陸極鋒之位置。但在

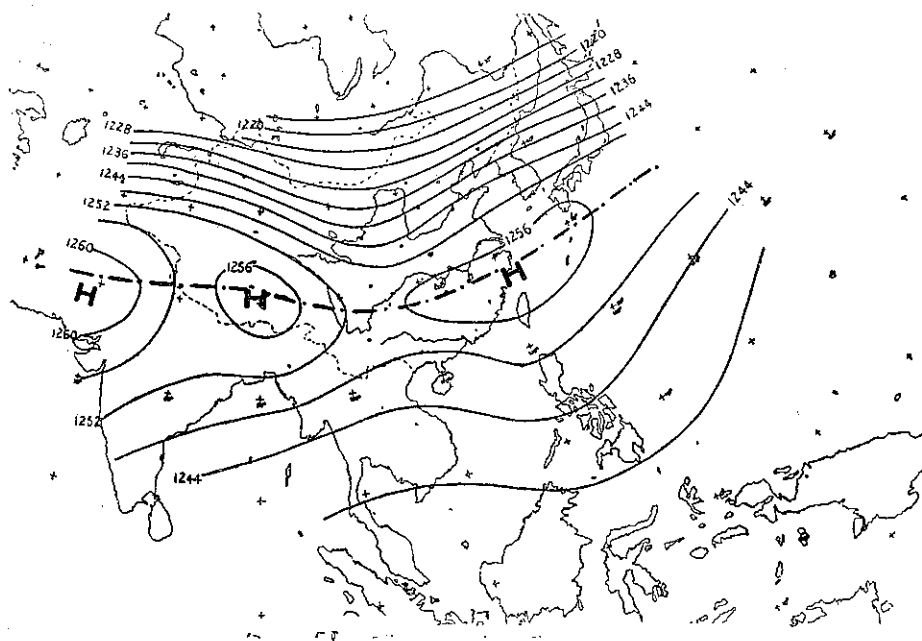


圖 4: 1956 年 7~8 月之 200mb 之等高線 (單位動力+公尺)

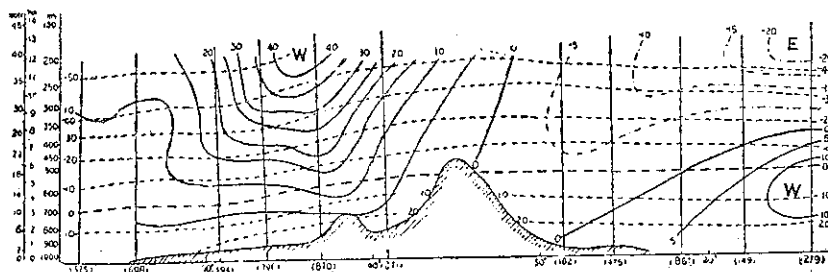


圖 5: 1956 年夏季 (7、8 兩月) 沿 75°E 之緯流風速 (m/s) 與溫度 (°C, 斷線) 之垂直剖面圖

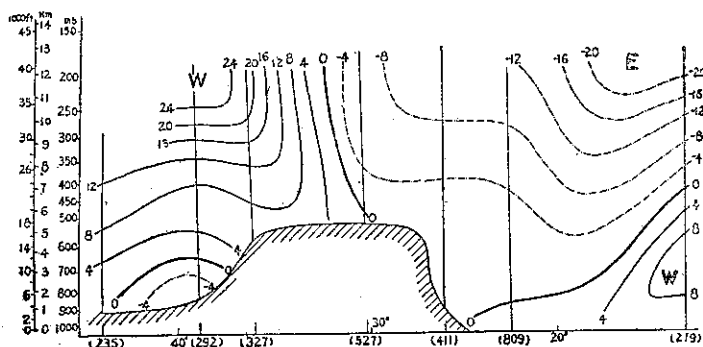


圖 6: 1956 年夏季沿 90°E 之緯流風速 (m/s) 垂直剖面圖

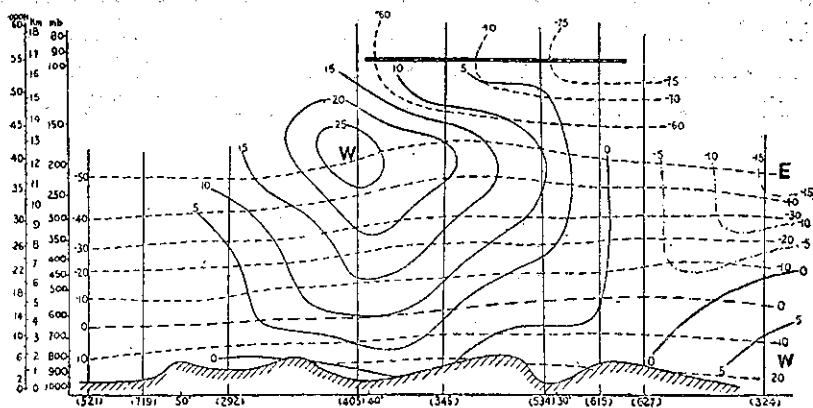


圖 7：1956 年夏季沿 105°E 之緯流風速 (m/s) 與溫度 (°C, 斷線) 之垂直剖面圖

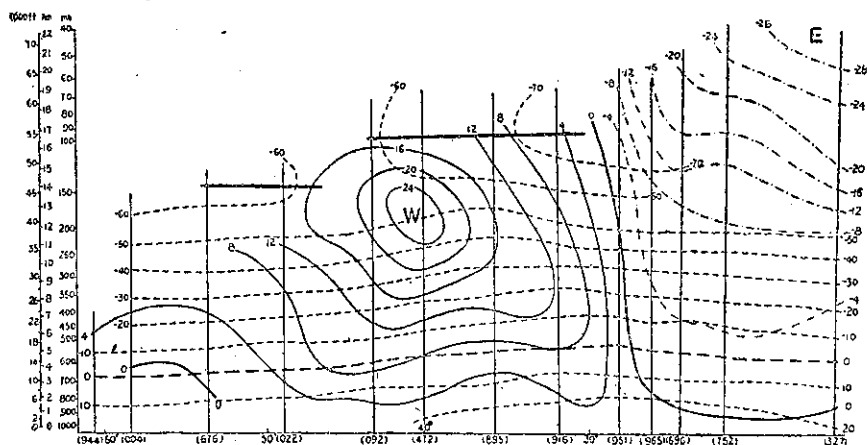


圖 8：1956 年夏季沿 120°E 之緯流風速 (m/s) 與溫度 (°C, 斷線) 之垂直剖面圖

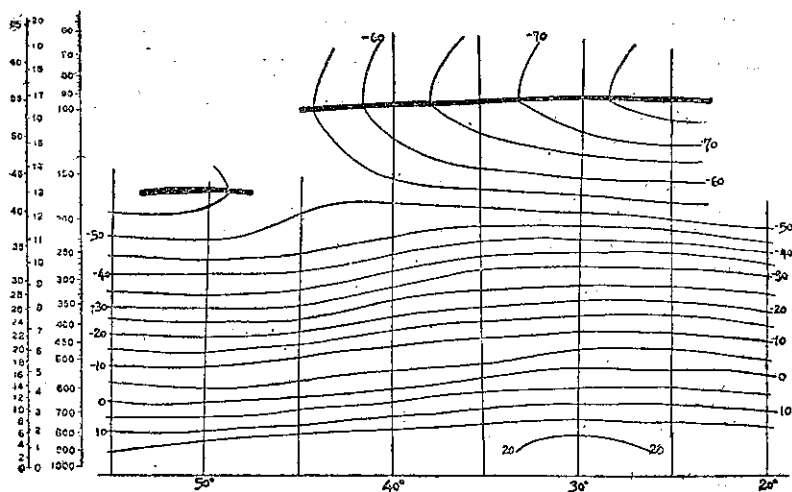


圖 9：1956 年夏季中國大陸 (105~120°E) 上空之平均南北氣溫 (°C) 分佈圖

氣流線圖中，輻合線之位置較地面極鋒略南。此因極鋒之位置不必一定與氣流圖上之輻合線完全吻合，但須同時據溫度場決定。另有一分界線自臺灣伸展經菲律賓而至西南太平洋，分隔西南季風與太平洋之東南季風。在過去之文獻中，由於僅有地面風紀錄可用，印度之季風輻合帶常一直畫至華北。Sawyer 在其 1952 年之著作中，關於間熱帶輻合帶仍沿用此項畫法。Thompson 氏 (1951) 曾提出不同之觀點，彼認為中國大陸上之輻合帶應視為極鋒，此項意見是正確的。但彼將中國大陸之極鋒與印度之輻合帶相連接。由前述之氣流線圖及下述之垂直剖面圖，可知上述之間熱帶輻合帶與極鋒不應相連。大陸上對流層下部之西南風過去認為係赤道氣團，此一觀念亦屬可疑。因在 5,000 呎高度自印度洋經馬來半島至越南，盛行風向偏西而非西南，故不能確定氣團來自赤道。在對流層之中上部（圖 3, 4）沿大陸 27°N~30°N 有一副熱帶高壓之散流軸 (difluent axis)。此散流軸分隔北部溫帶之高空西風與南部之熱帶與副熱帶高空東風。沿此軸出現數分離之反氣旋中心，其一即西藏高原上空之暖高壓。由以上各圖可看出在印度與中國大陸，有熱帶與副熱帶之高空東

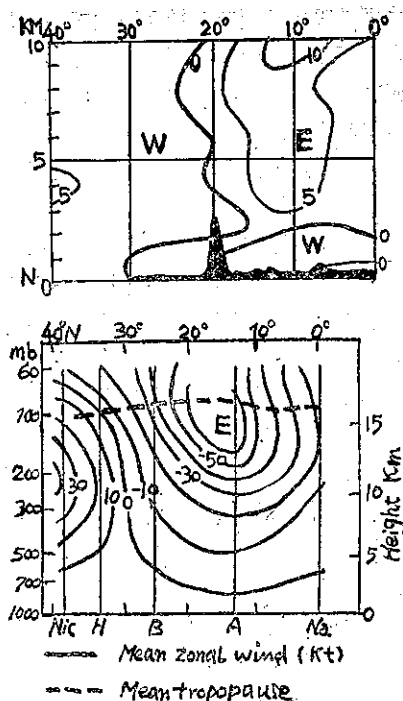


圖10：沿20°E(據 Ekhart)
及沿 45°E(據 R. C.
Sutcliffe 與 J. K.
Bannon) 之平均東
西氣流圖

風馳流於西南季風之上。

三、1956年7、8兩月沿亞 洲大陸不同經度之平均 垂直剖面圖

圖 5、6、7 及 8 為沿 75°E, 90°E, 105°E 及 120°E 各子午線之東西風分速垂直剖面圖。在此諸剖面圖中，其中沿 90°E 與 120°E 圖中 20°N 以南測站之風分速乃據實測風而計得，其餘則按地轉風計得。印度在盛行夏季風時之典型風結構最易由沿 75°E 之垂直剖面圖看出。在印度西南季風上有高空熱帶東風氣流。此項東風之速度向南增加。吾人可假定東風噴射氣流或出現於 10°N 附近。西南季風在 28°N 到達其北方界限。在喜馬拉雅山之南坡上空，高空與地面均為東風，此東風稱為印度夏季風之孟加拉氣流，與其南方之西南季風構成間熱帶輻合帶。在西藏南部有一近乎垂直之東風與西風分界線，位於相當於 200mb 散流軸之位置。一強烈

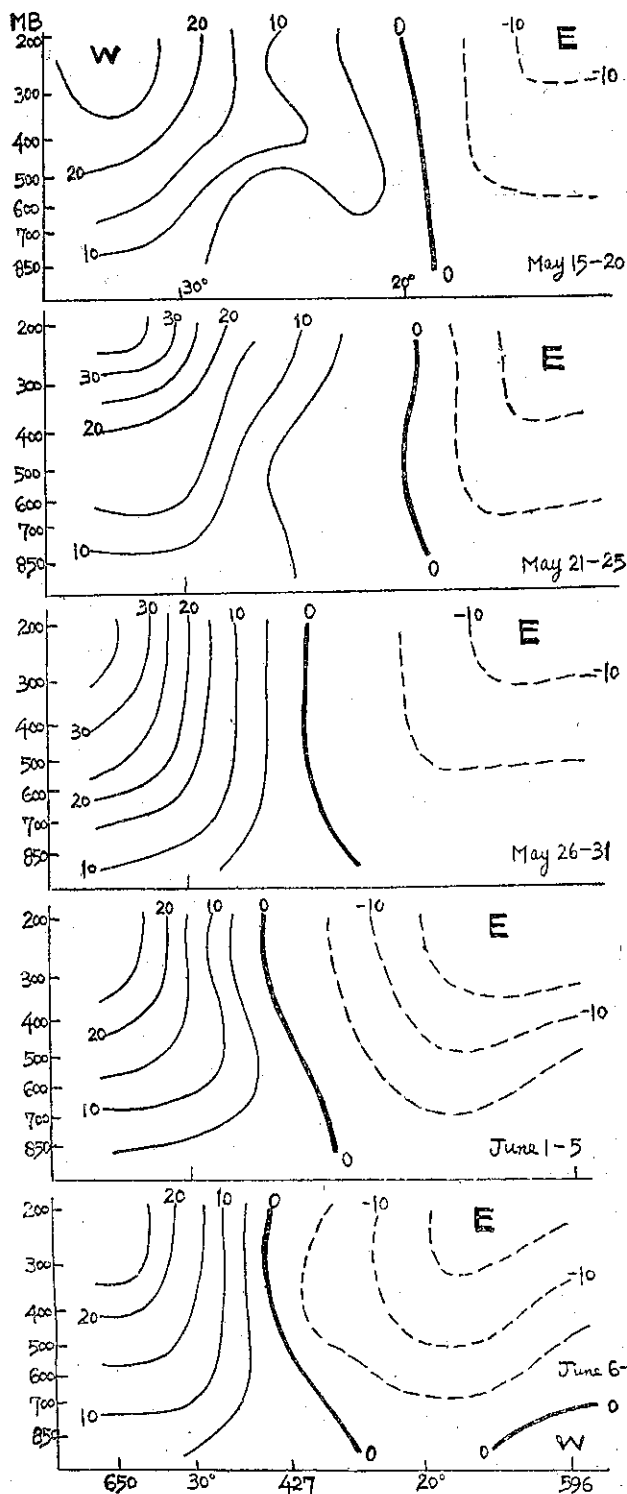


圖11：1956年5月15日至6月10日沿 45°E 之緯流
風速 (m/s) 五日平均垂直剖面圖

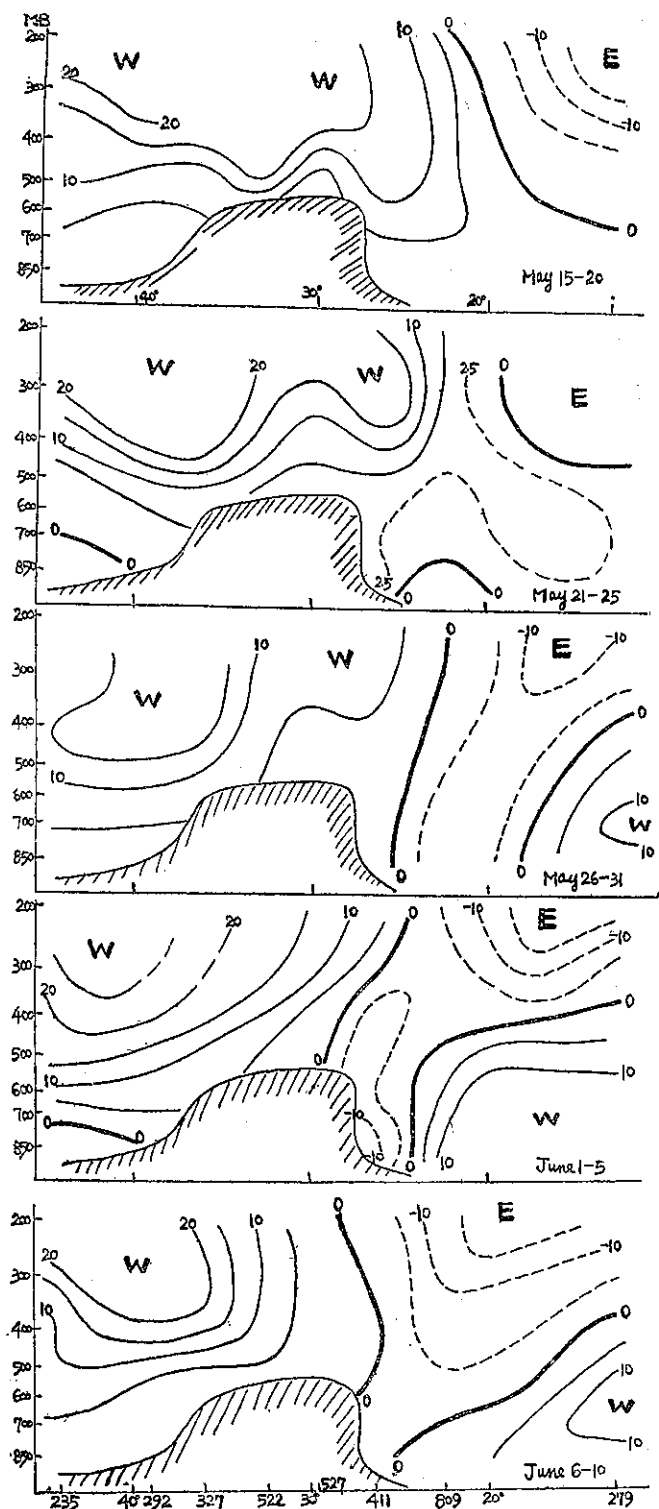


圖12：1956年5月15日至6月10日沿 90°E 之
緯流風速 (m/s) 五日平均垂直剖面圖

之西風噴射氣流存在於西藏北部 45°N 附近。相當於此噴射氣流在溫度場中有一顯著之對流層斜壓區 (Baroclinic zone)。由 1956 年 7 月與 8 月蘇聯阿爾馬阿塔 (Alma-ata) 之西風分速可知：在 300mb 之速度為 22m/sec，在 200mb 為 36m/sec。故可預料在噴射氣流中心之速度更大。加之在阿爾馬阿塔上空之西風甚為穩定，由此間接可知西藏以北高空之噴射氣流甚為穩定。

沿 90°E 之風場乃據六地之實測風資料而繪製。(印度之馬德拉斯、加爾各答、郭海地 (Gauhati 26°11'N, 191°45'E)，新疆之塔城及烏魯木齊，及西藏之拉薩與察汗烏蘇在繪此一子午線剖面圖時並無參考 75°E 與 150°E 之風場。90°E 與 75°E 之垂直剖面圖大致相似。塔里木盆地上空之西風下有一層淺薄之東風，該處冬季亦有一層東風存在。上述之情形可能由於西南季風之上亦相似地出現熱帶東風。

沿西藏東側 (150°E 圖7) 風場之結構，仍具有前述二剖面圖同樣之特性。在 17°N 以南，西南季風之上仍有東風出現。在 15°N 以南可能有一東風噴射氣流存在。一西風噴射氣流可見於 40°N。其中中心強度約 25m/sec，較其上流 (75°E) 為弱。即西藏以北西風噴射氣流之強度向下流增加，在高空西風下，仍有一層淺薄之東風。

圖8示 120°E 風場之垂直剖面圖。在此子午線上西南季風之蹤跡已趨不顯。在 28°N 有一近乎垂直之西風與東風分界線。此線以北，在 40°N 附近，有一西風噴射氣流，此線之南則有東風氣流區存在。東風噴射氣流在馬尼刺以南附近。如以此垂直剖面圖與 Hess 氏 (1948) 所作之夏季 80°W 垂直剖面圖相較，可見西風分界線位置以及西風與東風之噴射氣流之強度均相似。然西風噴射氣流之位置在 120°E 圖上者較諸 80°W 者更偏南。

由此四張垂直剖面圖吾人可見在夏季亞洲大陸上有一西風噴射氣流，位於西藏以北 45°N~40°N 之間，在亞洲南部有一

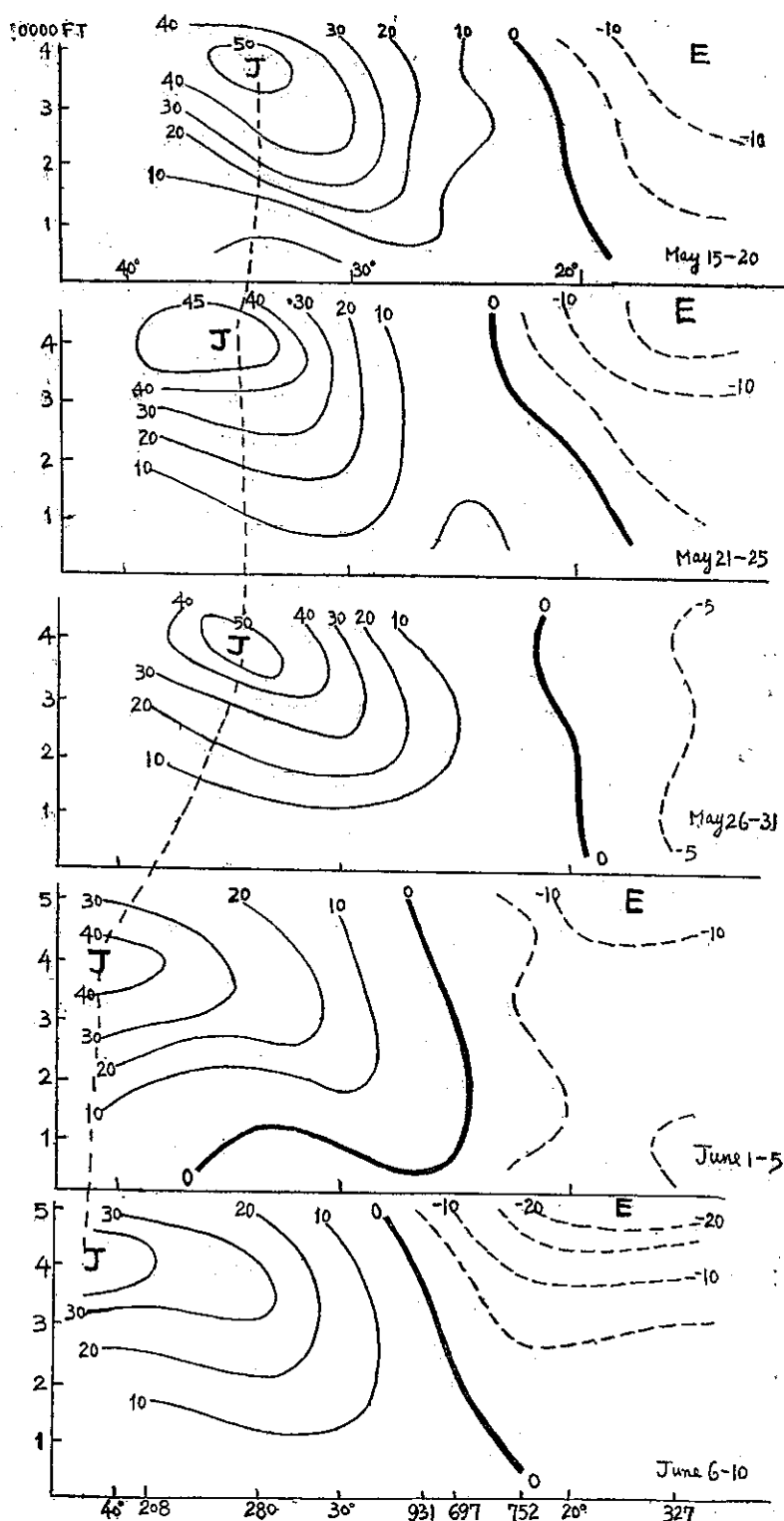


圖13：1956年5月15日至6月10日沿125°E之緯流風速
(m/s) 五日平均垂直剖面圖

熱帶或副熱帶噴射氣流，位於15°N~10°N之間。

溫度場之結構與風場之結構密切配合。圖9示1956年夏季七八兩月中國(120°E~105°E)上空之平均溫度場。由圖可見在28°N~30°N附近有一高溫脊線。在此脊線之北，在35°N~45°N間，相當於高空西風噴射氣流之位置有一顯著之斜壓地帶。脊線以南溫度向南遞減，即相當於東風速度之隨高度增強。

相似之高空溫度場與風場亦可在夏季於中東及北非見之。圖10示20°E及45°E北非上空風場之垂直剖面圖。(據E. Ekhart 1941, 及 Sutcliffe 與 Bannon, 1954) 在45°E之垂直剖面圖上，亞丁(Aden 12°27'N, 44°59'E)上空100mb~150mb有一東風噴射氣流，而在40°N以北則出現一西風噴射氣流。西風與東風之分界線約位於25°N~30°N。相似地，吾人在20°E之垂直剖面圖中之10°N上空有一東風噴射氣流，以及在上空之東風之下有西風出現。是以吾人可得結論：在夏季自北非經中東以迄亞洲大陸之風與溫度之結構顯然均勻一致。

因之由上述分析，吾人可斷定夏季亞洲大陸上三度空間之氣流場主要係由三種基本氣流組成：(1)中緯度之西風。(2)高空之熱帶或副熱帶東風，及(3)居高空熱帶與副熱帶東風之下之西南季風。亞洲大陸冬季之氣流場較為簡單，該時除大陸北部近地面有東北季風出現外，整個對流層盛行西風，是以亞洲大陸之大氣環流冬季較夏季為複雜。

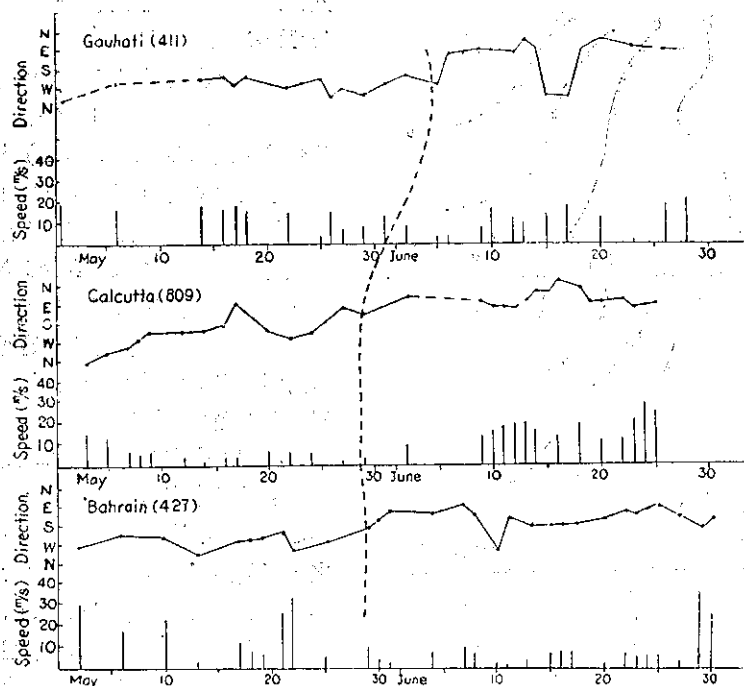


圖14：1956年5～6月巴倫（26°16'N，50°37'E）
加爾各答（印度）與郭海地（Gauhati，印度）
三地200mb之風

四、1956年夏季開始時亞洲大陸大 氣環流之轉變

對1956年夏季開始時亞洲大陸大氣環流之轉變會加分析。對5、6兩月之東西風分速（據實測風）之五日平均值分別沿45°E、90°E及125°E三子午線各作垂直剖面圖。由此諸剖面圖發現一有趣之事實，即亞洲大陸各不同子午線上，在1956年夏季開始時大氣環流之轉變，甚為一致。

在45°E之五日平均垂直剖面圖上（圖11），西風與東風之分界線在五月底前始終停留於巴倫島 Bahrain Island（26°16'N，50°37'E）與亞丁之間。然至五月之最後五日，此分界線突移至巴倫。東風噴射氣流在六月初即已出現於亞丁上空。同時高空西風噴射氣流向北撤退。由此可見在五月底與六月初主要之行星風帶沿45°E子午線顯著北移。

在90°E之垂直剖面圖上（圖12），迄五月底高空副熱帶西風噴射氣流始終停留於西藏以南地區。然在五月之最後五日，西風與東風之分界線突移至喜馬拉雅山南坡。在六月之最初五日此分界線已出現於高原上空。此時以後，垂直剖面圖之結構即與上述圖6之情形相似。此外，自圖12發現印度西南季風之爆發與

南亞副熱帶噴射氣流之北撤以及西藏上空副熱帶脊之生成同時發生。

在125°E之五日平均垂直剖面圖（圖13）上，西風噴射氣流於五月底六月初亦顯示突然之北移與強度減弱。與此同時，東風噴射氣流已在南亞上空生成。如注意天氣圖，可發現1956年長江流域之梅雨季節亦在此同一時期開始。

圖14～15所示為馬尼刺、香港、恒春（註）、沖繩、加爾各答、郭海地（Gauhati）及巴倫島諸地上空200mb（或150mb）高度每日之風向速紀錄，由此諸圖吾人可見於五月底六月初之間，在每一測站上空之風均顯示甚顯著之變化，在巴倫、加爾各答，與郭海地三地之200mb高度，風自完全西向轉為東風，此後西風罕再出現。在巴倫與加爾各答此項轉變發生之時間甚相似，即在五月底。在位於喜馬拉雅山南坡之郭海地則轉變開始於六月初，此與印度阿薩密地區東南季風開始之平均日期（六月一日至七日，Das, J.C.1951）相符，馬尼刺之風顯示在四、五月間風向變化不定而風速頗小，可能在此時間前後，副熱帶脊持續。然至五月底與六月初，風向突轉為均勻之東風且風速漸增，此點暗示馬尼刺附近上空東風噴射氣流業已建立。在五月底與六月初香港風與恒春之風亦有突然之轉變在此同一時期，沖繩上空之風，亦自穩定之西風轉為輕微之不定向風。一個月後，即在七月上旬，穩定之東風業已建立。在沖繩最初發生變化之時，相當於長江流域梅雨開始之日。

雖則上述分析僅據一年之情況，然作者相信所論之轉變之特性具有代表性。殷氏（1949）指出冬季在西藏以南30°N上空之副熱帶西風噴射氣流，在五月底最後一週突移至西藏以北，在此期間西南季風爆發。葉氏等亦指出在1945～1946年，六月初亞洲噴射氣流之南支突然減弱，Flohn氏（1956）認為印度西南季風之爆發與西藏上空高空風脊之建立發生於同一時期。Sutcliffe與Bannon二氏（1954）曾研究春夏轉變期間中東對流層上部大氣環流之變化，彼等相似地指出中東上空之副熱帶噴射氣流在夏季開始後突然退至北方。此項變化發生之日期每年可能不同，但前後相差

不逾三週。彼等並發見中東上空太氣環流轉變之日與印度西南季風開始之時僅差一或二日。

Suda 與 Asakura (1955) 二氏於研究日本梅雨期間之天氣情況時，指出東亞梅雨季節開始於西南風噴射氣流自喜馬拉雅山南坡移至北坡時，此亦為印度西南季風爆發之時。有此項引用之論證自不同方向探討同一問題，即夏季開始時亞洲大陸上空太氣環流之

轉變問題，由吾人根據1956年情況之分析，所提各作者之觀點可綜合如下，在春夏遞變期間，亞洲上空之太氣環流發生突然之變化。在此時期內，喜馬拉雅山以南之副熱帶西風噴射氣流北退，在西藏上空出現一副熱帶脊線，並有一高空東風噴射氣流在南亞 (12°N 以南附近) 上空生成。同時印度之西南季風爆發，長江流域之梅雨季節亦於焉開始。

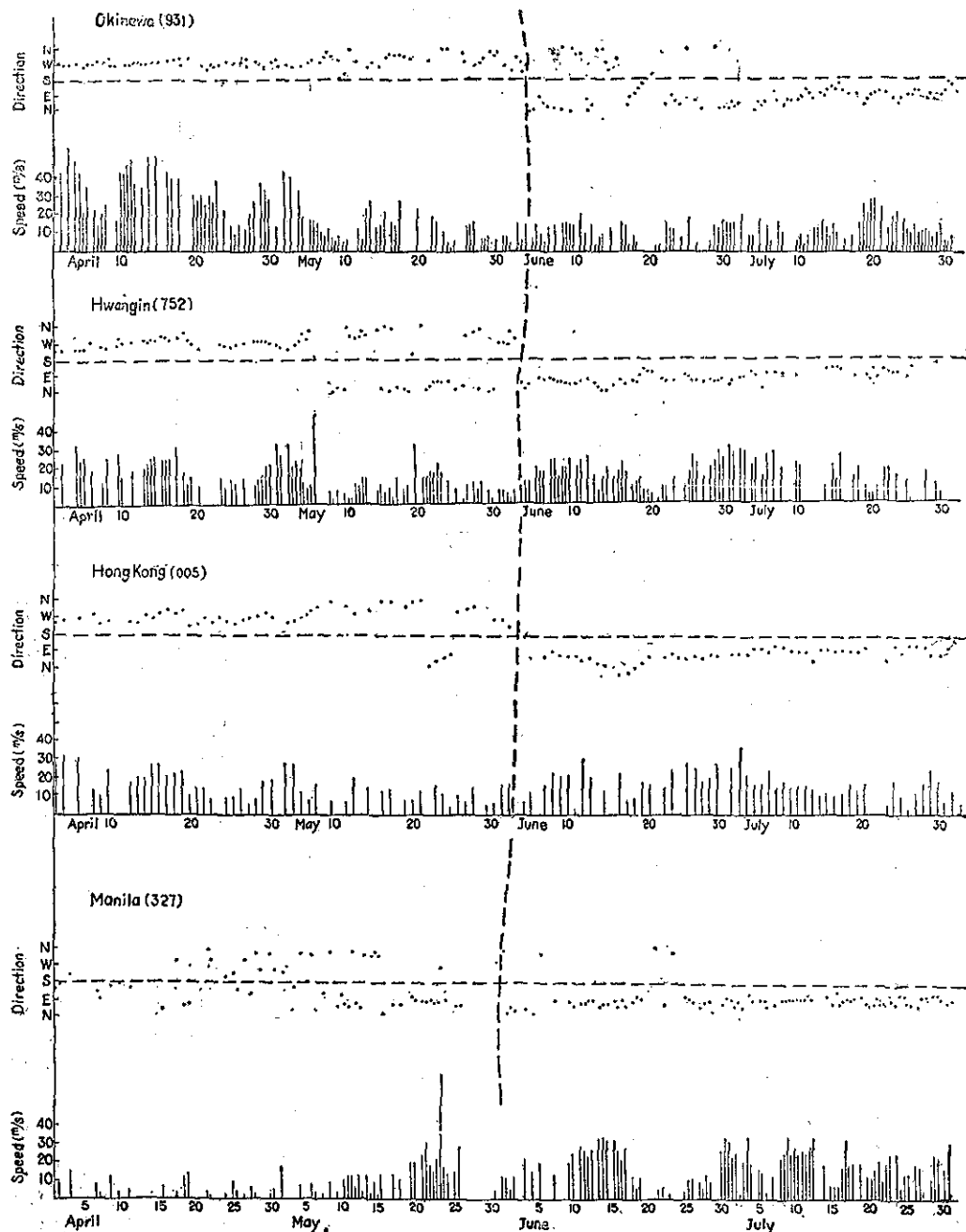


圖15：1956年4~7月遠東（沖繩、恒春、香港、馬尼刺）四測站150mb之風

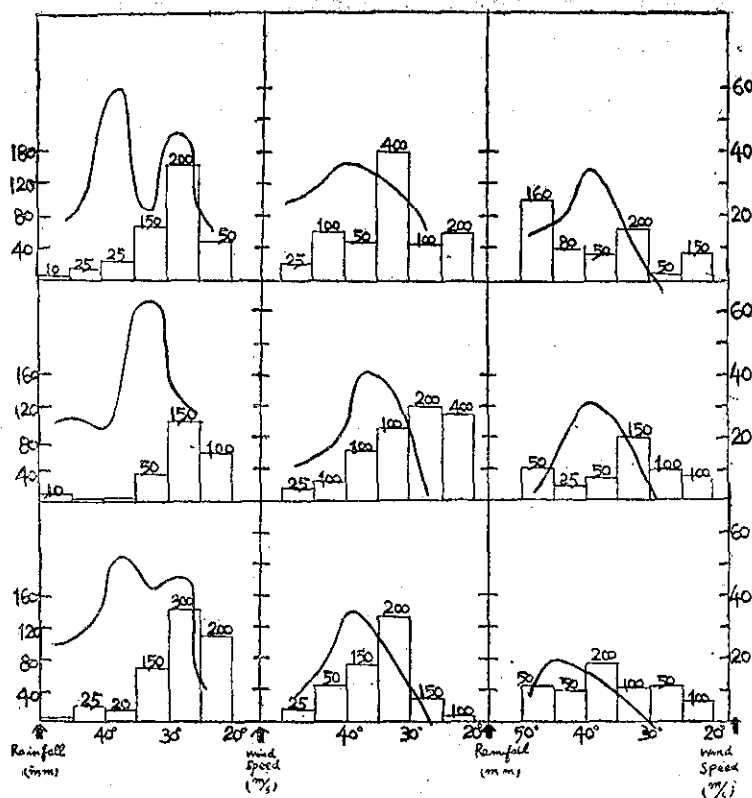


圖16：1956年5~7月沿120°E 200mb緯流地轉風之10日
平均剖面及中國大陸（110°~120°E）之降水分佈圖。

亞洲大氣環流季節性變化之「特殊性」(singularity)可能有助我中國與日本雨季開始即梅雨季節開始日期之長期預報研究。因之值得進一步作更深入之研究。最近作者正對上述變化發生時之北半球大規模天氣情況 (macroscopic synoptic conditions) 從事研究。

五、中國大陸上空西風噴射氣流之位移與強度變化與雨區之關係

中國大陸上之主要雨帶自春至夏有顯著季節性位移。五月，主要雨帶伸展於長江以南，至六月移至長江與淮河間地區，至七月更北移而至黃河流域。此項中國之氣候特性乃為人所熟知。此種雨帶之移動乃與高空西風之北移一致。圖 16 示 1956 年在 120°E 上空 200mb 之地轉風東西分速之 10 日平均值每隔 5 度緯度之分佈，以及在緯度 110°E~120°E 每隔 5 度緯度之最大降水量。五月中，120°E 上空之西風噴射氣流結構仍具冬季環流型態。有時為單一噴射氣流，而有

時則成二分支。在此時期，平均降水區集中於長江以南。至六月，隨西風之北移，僅發現一單獨之噴射氣流在 35°N 與 40°N 之間穿越 120°E，且其強度減弱。此時期與梅雨季節相符。至七月中旬後，西風噴射氣流更北移，並繼續減弱，同時主要雨帶移至淮河以北，而長江流域之梅雨季節亦於此告終。

由 1956 年夏季亞洲大氣環流之結構與轉變之分析，發現若干新事實。因此項分析僅據 1956 年一年之資料，若干推得之結論或有待未來進一步研究之修正。故本文僅為一初步之研討。

譯者註：圖 15 中之 Hwangin (752) 按其編號 752 應為臺灣南端之恒春，復據圖 8 沿 20°E 之垂直剖面圖上 327 (馬尼刺)、752 (恒春) 與 696 (臺北) 三地間之距離核對，確為恒春無疑，其拼音 Hwangin 或係自中文譯為英文時之誤譯。

原文題目：The Structure of General Circulation over Continent of Asia in Summer.

原文刊載：75th Anniversary Volume of the Journal of the Meteorological Society of Japan.

台灣省雜誌協會會員
內政部登記證內警台誌字第五一號

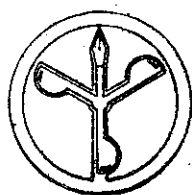
發行人：鄭
社長：鄭
電話：二

子子
八四

政政

主編者：台灣省氣象所氣象學報社
地址：台北市公園路六十四號
電話：二四一

印刷者：文英印書公司
地址：台北市三水街七號
電話：五四七二四



六中
月華
三民
十國
日五
出十
版年

氣象學報季刊

七卷二期

METEOROLOGICAL BULLETIN

Volume 7

June 1961

Number 2

LIAO SHYUE-YIH, HSU CHIN-HUAI

*Climate over the Drainage Basin of
Tanshui River of Northern
Taiwan*.....(1)

Y. S. WEI

*Horizontal Divergence and Its Rela-
tionship to Isobar Patterns*.....(7)

C. H. CHI

*Characteristics of Jet Streams in the
Far East*.....(17)

C. S. YEN

*A Report on the Study of Cold Injury
in Taiwan*.....(23)

臺灣省氣象所主編
PUBLISHED QUARTERLY BY
TAIWAN WEATHER BUREAU
64 PARK ROAD, TAIPEI, TAIWAN, CHINA

氣象學報季刊

七 卷 三 期

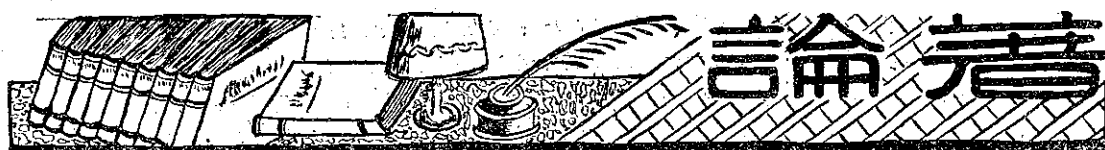
目 次

一、論 著

- ✓ 從空氣污染說到臺灣降落物輻射性測量結果.....鄭 子 政.....(1)
- ✓ 淡水河流域最大暴雨量之估計.....廖 學 銓.....(6)
徐 晉 淮
- ✓ 臺北市氣候.....張 月 娥.....(15)
- 旋率簡介.....韋 燕 禧.....(25)

二、譯 述

- 中緯度地方農業季節的區分.....方 冠 英.....(42)



從空氣污染說到臺灣降落物

輻射性測量結果^(註1)

鄭子政

El problema de la contaminación de la atmósfera y el resultado de las observaciones sobre la lluvia atómica en Taiwan

Kenneth T. C. Cheng

Abstracto

En la primera parte de este estudio, el escritor ya discutió la cantidad de polvo, que se ha observado en la atmósfera de algunas partes del mundo. El polvo en la atmósfera se separa en dos estratos. El que en el plano superior viene del espacio y baja a la tierra se calcula en más de 14,300,000 toneladas al año. Se llama polvo meteórico. La contaminación atmosférica del estrato inferior en Londres contiene de 40,000 a 150,000 partículas de polvo por centímetro cúbico. Por lo tanto, este polvo puede transformar los fenómenos atmosféricos tanto más cuanto las partículas suspendidas en el aire forman las brumas o la niebla, que depende de la humedad existente en la atmósfera. Frecuentemente, las pequeñas partículas sólidas o líquidas disminuyen la transparencia de la atmósfera. La niebla, neblina o bruma puede teñirse de muchos colores; es blanca, amarilla, azul ... algunas veces.

En la segunda parte se examinó el contenido químico del polvo. Aquella partículas minúsculas en la atmósfera tienen mucho azufre y carbono. Todos estos elementos son nocivos para la salud del hombre. Mucha gente ha sido víctima de las impurezas del estrato atmosférico inferior.

Finalmente el problema de la radiación nuclear ha sido atacado desde el punto de vista de la explosión nuclear de la Rusia Soviética. La contaminación del polvo radioactivo nuclear da mucho miedo a todo el mundo. El Servicio Meteorológico de Taiwan ha hecho desde el año 1955 observaciones sobre la lluvia atómica o el polvo radioactivo. Se descubrió que la precipitación radioactiva tardaría tres días en llegar desde el Lago Baikal hasta la capa baja de la atmósfera de Taiwan; de tres a siete días desde la Isla de Tierra Nueva; seis o siete días desde el Sahara; una o dos semanas desde la Isla de Bikini; dos o tres semanas desde el desierto de Nevada. El polvo nuclear se queda a una mayor altitud en el verano que en el invierno porque los vientos del este son más suaves que los vientos del oeste en los estratos superiores de la atmósfera. Cuando aumenta el polvo radioactivo se produce como resultado la baja de la temperatura atmosférica inferior y aumenta la lluvia en el suelo.

Después de la explosión de Bikini, la radioactividad de la lluvia se midió en 22,222 micro-micro-curie por litro. El máximo de radioactividad del polvo en la capa de atmósfera que en Taiwan se registró el 8 de Julio de 1958, fué de 694 milli-curie por kilómetro cuadrado y el máximo en el aire fué de 3034 D. P. S. por metro cuadrado el mismo día 8 de Julio de 1958.

El Servicio Meteorológico de Taiwan descubrió la distribución de Sr.-90 en el suelo. En la capa de 5 cm. tiene la tendencia de aumentar del oeste al este de las Montañas Centrales y en el estrato de 10 cm. tiene la propensión de decrecer de norte a sur. Creo que el primer fenómeno es debido a la influencia de las montañas y el segundo resultado de la acción del viento monzón que sopla en dirección nordeste. Todos estos resultados deberían ser objeto de estudio de investigaciones ulteriores.

古代詩人稱世事爲塵事；而稱此世界爲塵世。蘇軾詩云：「日月何促促，塵世苦局束」。白居易詩有「若論塵事何由了，但問雲心自在無」。又說繁華之地謂紅塵。孟浩然洛陽詩：「酒酣白日暮，走馬入紅塵」。此皆比喻世上人事之繁雜，等如空氣中塵埃之衆多。空氣中所存在之微塵誠屬恒河沙數。此許多的微塵性質各異，隨風飄移，分佈地域，疏密不同。這些微塵一部份來自泰空，另一部份則自地球上所造成。據栢德遜 (Hans Petterson)^(註2) 估計在地球表面六十哩以上高空中所含流星塵的總量有二千八百六十萬噸，其半數一千四百三十萬噸，每年可能降落地面。乍看起似爲一驚人的數值。但以地球面積一九七百萬平方英里平均分配每一平方英里不過一百四十五磅，若平鋪於地球表面僅有萬萬分之一三英寸厚度。一八八三年八月二十七日印尼巽他海峽 (Strait of Sunda) 的喀拉喀他 (Krakatoa) 火山爆發，火山塵沖入高空，障蔽日光，日色爲之變黃，地面平均氣溫因而降低者三年^(註3) 二年後尙可見微塵映日現象。至於地面人爲的微塵量亦屬可觀。一乘機動自行車經過後，在每立方公尺空氣中可達一萬「微克」(microgramme)^(註4) 的微塵量。一般標準煙突的放射量約每小時六千至八千立方尺，其煙塵的集中量約在每立方英尺 0.05 至 0.15 厘 (grain)^(註5)。英國一年中工業上燃用之煤煙量原有八十萬噸，由於煙塵的管制與燃料的變質已將煤煙量降低至每年十萬噸，但估計家庭燃用的煤煙量每年仍在九十萬噸左右。紐約城的煙塵年有二十萬噸。在孟哈登地方一條街上平均每月所聚的煙塵在二千八百六十七磅左右。居民每次呼吸中可能含有一十三萬七千粒的煙屑與微塵。倫敦空氣中每立方呎含有煙塵數量亦自四萬八千至十五萬之數。在大西洋空氣清鮮測驗所得每立方呎空氣

中亦尚含有二千微塵粒數。

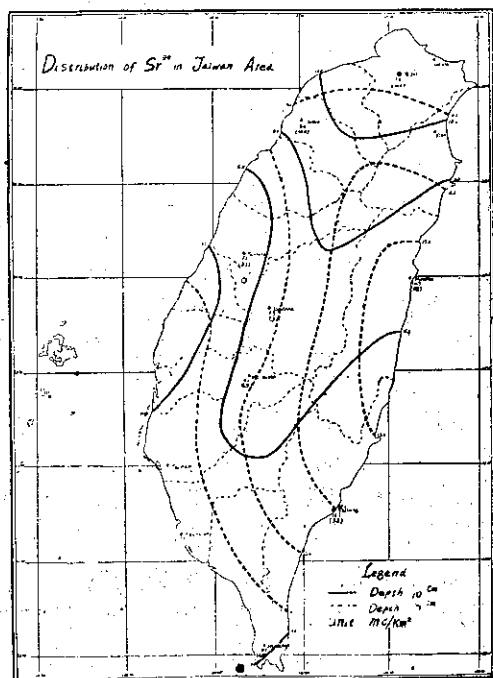
浮游在地面空氣層中有如許多的微塵，常足以影響到氣象的變化及人類生存的健康。當地面空氣達飽和狀態時，這些微塵迅速的化爲霧點凝結核心，使地面頓呈霧障，直至地面氣溫升高，霧點汽化而後，霧始消散。由於霧中含有雜質使人類生存霧中，直接的蒙其影響。一九二九年十二月三日至五日大霧彌漫於法國邁士河上，在此時期中死亡六十四人。一九五九年一月三十日倫敦密佈青灰色煙霧，引起交通凍結及失事與人民的恐怖，因於一九五二年曾有類似現象發生，而由於煙霧死亡人數達一萬二千人。死亡者百分之九十是四十五歲以上及患有心臟病或胸腔疾病者，但健康的人亦感到喉嚨與不適。據英國調查於一九五九年因肺癌死亡人數達二萬人，而慢性氣管枝炎 (Chronic Bronchitis) 死亡人數年達三萬人，因疾病而損失的天數達三千萬工作天。英國內政部長布洛克 (Henry Brooke)^(註6) 稱因英國人民因空氣污染煙塵的影響而死亡者年達五萬人。空氣污染不僅在於煙塵數量的增多，進而因塵埃質量上的影響足以損害人類的健康。勞善 (Lawther, P.J.)^(註7) 稱煙塵直接影響及於呼吸器官及心臟器官疾病使輸送至細胞所需的氧分不足，而呼吸或血液循環系統發生障礙，遂以招致肺癌，胃癌或心臟病症。若需此類病症的減少惟有移住在於空氣清淨的地域。污染空氣中的雜質成分以炭質和硫質爲多。炭質與硫質吸入人體以內均有損害於健康。硫化物質與水氣膠合後即產生腐蝕作用，因此在街頭的塑像歷久年代樹立於空氣中即見剝蝕現象。英國杜亨大學 (Durham University) 外科學教授費伯士 (Pybus, F.C.)^(註8) 謂癌症乃屬於長期潛伏症，普通病症的起因其百分之九十由於空氣污染影響的媒介。在一年中人體吸收的輪質酸基炭氫化合物

(Benzpyrene) 約有一克半。這些輪質炭輕化合物大抵由於煤烟塵埃中所散佈。英國工業應用上的煤質其中有百分之五的硫質由烟塵中發散。其極少部分直接的為三氧化硫，一部分則與空氣接觸後形為硫酸霧。其由家庭中運用的燃料其氣體大抵未能達充分氧化，可能含有百分之二十硫質擴散至空氣中。此種硫質甚有害於人類的健康。又據美國美棋博士 (Junge C.E.)^(註9) 論在地面空氣層中二氧化碳與二氧化硫的含量由於人類工業活動的增加，使此二種成分的含量自工業化時代以來，已增進其含量達百分之十。在未來世紀中可能繼續可驚的增加。至於空氣中的硫質在美國東北部雨水中含硫成分較諸內陸地域為多，顯見雨水中含硫量與地面工業活動的情形相吻合。以整個地球表面而言空氣中所含硫量百分之九十乃為人為射入的影響。由於空氣成分含量的變化將來可能形成有氣候變易的因果。

近自蘇俄於本年(五〇)十月三十日於北極圈內新地島以相等於五千萬噸黃色炸藥力量的原子彈爆炸試驗，使整個世界空氣中的微塵感染到放射性的污染，這些原子塵飄流到世界各地掀起了舉世人民對於原子塵 (Radioactive Fall-out) 的恐怖。空氣中浮游的微塵的核子爆發時因彈狀雲升入高空，可衝過對流層而上達平流層中。使廣大地區空氣中微塵，視其距爆炸中心之遠近而感染不同強度的放射性。在核爆後十小時至二十小時內降落的塵埃稱為初期原子塵 (Close-In-Fall-out)。在地上爆發時，其放出物質百分之七十至八十均降落於離爆發地點數百英里範圍之內。由於環境之影響，微塵直徑之大小而飄流有遠近。其在爆發後數週之間所降落之微塵，稱為中期原子塵 (Intermediate Fall-out)。一九五五年美國於內華達 (Nevada) 作核子試爆時，原子塵之半數約在二十二天內落盡，且在雨天降下時為多。原子塵在數月後或數年以後降落者則稱為晚期原子塵 (Delayed Fall-out)。在對流層中感染放射性的降落物 (即是微塵) 其飄流距離較近，而竄入於平流層者其飄流距離較遠。呂世宗君^(註10) 對於原子塵與氣象因素的關係，曾有所論列，從他的論著中顯示於夏季原子塵上達的高度較高，而在冬季較低，於夏季擴散的速率較緩而在冬季擴散的速率較速。由於夏季在大氣上層多東風而風力弱，至冬季在大氣上層多西風而風力強。原子塵可能致地面平均氣溫的降低，而可能使上空特定高度氣溫的增加。原子塵具有電離效用，易生帶電分子，而促成凝結核之發展，因此

有使地球表面雨量增加的可能。

臺灣省氣象所自民國四十五年一月起即在臺北、基隆、臺中、高雄、恒春、花蓮等處按日採集空氣中降落物標本以測量其放射性的變化。其次並於指定若干處採集空氣及雨水標本以作放射性的比較研究。美國於四十七年六月十五日在比基尼島核子試爆後所得最高紀錄在雨水標本中放射性強度於七月十一日每公升達 22,200 微微居里^(註11) 於七月九日降落物標



本所得輻射量為每平方公里 694.4 毫居里。四十九年二月十三日法國在非洲薩哈拉沙漠中所舉行之核子試爆，於臺北降落物標本所得輻射量為二十一日每平

方公里 140.7 毫居里。雨水標本則在其前一日為每公升 7,377.8 微微居里。自本年（五〇）十月三十日蘇俄於新地島以超級核彈試爆以後，臺灣空氣中原子塵污染現象於十一月二日即已見顯然增加，因蘇俄在新地島連續的試驗核爆至十一月五日，空中累積聚合的原子塵，遂不易覺察其核爆擴散原子塵確切到達臺灣上空的日期。在十一月十三日測知雨水中輻射性強度為每立升 2,616.8 微微居里。而於十一月七日降落物輻射量每平方公里為 8.5 毫居里。十一月八日臺北實測空氣中輻射性強度每立方公尺為 248.7 每分鐘蛻變數，顯出空中微塵感染輻射程度嚴重性。一九五五年美國於內華達核子試爆後在芝加哥測得十萬立方英尺空氣中乾燥降落物平均輻射量為一萬五千微微居里，其最高值達九萬微微居里。^(註12) 世界各地試驗核子爆炸其原子塵飄流擴散抵達臺灣上空所需的時日，大抵自貝加爾湖須歷二至三日；自新地島或巴爾喀什湖須有三至七日；薩哈拉須經過六或七日；比基尼須經歷一至兩週間；而內華達則須歷二至三週光景。^(註13)

原子塵可怖的因素在於「鈾九十」的含量，此放射性物質能進入人體，能破壞骨骼及骨髓、脾臟等造血系統，使人體內產生血癌或骨癌，而喪失人類生命。鈾九十的半衰期長達二十八年之久，因此其危害殊屬可怖。在自然環境中亦有放射性物質的存在，僅其含量不足以危害及於人體而已。羅辛斯基 (Rosinski, J.)^(註14) 一九五五年芝加哥觀測得一克重之降落物中含有「鈾九十」自 23~16 微微居里。此類放射性物質由於地面陽電物質 (Cations) 及陰電物質 (Anions) 所產生。其輻射強度在夏季與降落物直徑的立方成比例，而於冬季則與降落物直徑的四次方成比例。又據栢德遜^(註15) 作微塵中鈾含量之分析稱宇宙微塵中鈾含量較高，而來自地面的塵埃恰與此相反。在一千立方公尺的空氣中分析出 143 微克（約二百萬之一英兩）鈾的含量，但在隕星塵中分析得高達 2.5% 的鈾含量。在自然環境中輻射能往往因降水而受沖洗，使其環境再歸於潔淨。若以一小時之降水量為 2.5，若經過三小時後即可可能沖洗去其輻射能量 90% 以上。沖洗率須視原子塵粒子直徑的大小及其時降雨強度的變化而定。一般而論，降雨強度愈大則自上空沖刷而下的原子塵量愈多。假定每時降雨量為一耗而原子塵粒的直徑為十微米 (Micron) 即千分之一耗，經過十五分鐘即可沖洗去其 25% 以上，若連續降雨在三十分鐘時間即可沖刷去其輻射能 50% 左右。其沖洗而下的

原子塵降落地面，仍能深入土壤。呂君世宗曾赴臺灣各地採集土壤標本取其五釐及十釐深度土壤以測量其鈾九十的含量分佈，因而發現其五釐深土壤中的鈾九十含量有隨同縱貫山脈分布的地形自東徂西與自北至南而遞減的傾向。在花蓮附近測得每平方公里 16.1 毫居里，恒春僅有 3.7 毫居里；臺中 7.1 毫居里，新竹 7.9 毫居里。至於十釐深度土壤中鈾九十的含量則自北而南遞減的傾向，分外清楚。臺北為每平方公里 14.2 毫居里，新竹為 10.0；日月潭為 7.3，恒春為 4.9 毫居里。顯示此種形態分佈頗似受冬季季風分佈的影響，但仍有待於再度收集土壤標本，加以測量，始能加以證實。

至於放射性同位素在人體最大容量 (Maximum Permissible Activity) 的研究，係涉及於醫學範圍。孫茂士 (Summers, D. L.) 與賈思克 (Gaske, M. C.)^(註16) 晚近有專著介紹。呂世宗^(註17) 亦有文論及，茲不再詳引述。據各家所論列人體感受放射性同位素的限量大體均屬相近。現以國際原子能局 (International Atomic Energy Agency)^(註18) 所訂定的放射性強度對於人體最大容許量而言每日應不超過微人體效應率 (Milli-Roentgen Equivalent Man,) 或可稱人體效應倫琴等千分之一單位^(註19) 五十個單位。以每一週論應不能超過微人體效應率三百個單位 (300 MREM)。若在一週內感染輻射量 0.6 人體效應率 (0.6 REM) 皮膚及血管均可受到損壞。若一週感染到輻射量 1.5 人體效應率 (1.5 REM) 其手足均將受到傷害。若偶然一次感染到放射性照射亦應以人體效應率二十五個單位為限度，而以一百倫琴射線量為人類殺傷致死的臨界線。一次感染射線量達四百倫琴，死亡率將在 50% 以上，若在六百倫琴以上則將無生命生存的可能。一般飲料中最大容許量以在一立升不超過十分之一微微居里。三日後可能採用之飲水以不超過每立升五個毫居里。

結 語

總上所論，空氣的污染問題實不僅為空氣污濁的研究而是一個深切攸關於民族健康及環境衛生的問題，亦可說是一個關係於工業與經濟發展的課題。凡事豫則立，不豫則廢。空氣的污染危害，若人類能從早予以適當的處理，空氣污染問題不難澄清，使人類能在新鮮空氣的環境中生活。近代因工業發展而使空氣層中增加的煙塵，可以採取有效管制的辦法，使各工廠的煙突上裝置電動的煙塵沉澱器 (Electrostatic

Precipitator) 粗粒的烟塵均可能沉澱而下, 不致擴散飄浮到都市區域以損害居民健康。且同時可增產消滅煤烟的物質 (Phurnacite) 使轉化無烟的燃料。據實驗的結果燃煤若參雜以鹼性物質, 於燃燒後煤內含有硫量 70% 均可沉澱於灰燼中。此皆減少空氣中烟塵污染有效的方法, 端在於如何加強推行而已。至於空氣層中人為輻射性物質的污染問題, 聯合國原子能委員會於一九四六年六月成立, 即曾建議多項管制之原則^(註20) 以防止原子能之濫用而影響及於人類的安全, 並以促進原子能的和平用途。而今曾幾何時, 人類已經遭受原子塵污染的恐怖。因此必須促使聯合國能發揮其機構的和平功能而有效的停止空氣中核子爆炸的試驗, 以滅絕人為原子塵的來源。其次則有待於加強國家民防組織和設備。使於原子塵威脅人類生存時能有充實的防衛設施, 以減少人類健康上的損害。一九五八年美國的民防措施^(註21) 已經指定三百萬民防人員並徵收百分之一的民防捐稅以擴充民防設施。三十七個大都市中有半數人員均經指定負責民防任務。有二百萬人曾受輻射性防禦及其他各種訓練。美國民防設備經費達二萬萬元之譜。自一九五二至五八年經國會核撥經費達一億零六百萬元, 此款額僅占其總額之 22.6% 而已。原子塵的防禦問題必須竭盡政府與人民共同的努力及科學、醫藥、衛生、民防多方面的合作而後可能使人民蒙受原子塵的威脅與危害以減低至於其最低限度。

引 用 文 獻

(註1) 本篇為五十年十二月五日在臺北臺灣省立工專講演辭。

(註2) 科學文摘一九五九年一月號。

(註3) Humpherys, W. J.: Physics of Air, Page 615.

(註4) 一微克 (Microgramme) 等於一百萬分之一克

(註5) 一厘英國重量之單位, 由於穀粒之重量而定者, 一英磅含七千厘 (克冷), 一厘等於 0.0648 克 (gram)

(註6) Henry Brooke, Minister of Housing said on Clean Air Exhibition at Bristol on 15th May, 1961.

(註7) Lawther, P.J.: Air Pollution and Its Effects On Man, "Smokeless Air" No. 116 Winter, 1961. Page 116.

(註8) "Smokeless Air" Vol. 30, No. 111, Page 47.

(註9) "Smokeless Air" No. 119, 1961. Page 28.

(註10) 呂世宗: 氣象學與原子塵載臺灣省氣象所簡訊第一三八期民國四十八年六月一日出版。

(註11) 居里單位 (Curie Unit) 一居里等於一克放射能強度約等於 3.7×10^{10} d.p.s. (每秒蛻變數) 其千分之一謂毫居里; 百萬分之一謂微居里。

(註12) John Rosinski and John Stockham: Radioactivity of Drv Matter In Urban Atmosphere. Bulletin of American Meteorological Society, Vol. 42, No. 10, Oct. 1961, Page 688.

(註13) 呂世宗: 大氣放射性降落物驗測報告 臺灣省氣象所專題研究報告第四十三號。

(註14) 見前 (註12) Cit. Rosinski

(註15) 見前 (註2)

(註16) Summers, D.L. and Gaske, W.C.: Maximum Permissible Activity For Fission Products In Air and Water. Health Physics, Vol. 4, pp. 239-292, Pergamon Press, 1961.

(註17) 呂世宗: 放射性同位素在人體之最大容許量 見臺灣省氣象所簡訊一七〇期 四十九年十月一日出版。

(註18) International Atomic Energy Agency: Health Physics Addendum, 1960.

1. Interaction of Adiation with Living Cells, pp. 18-21.

2. Maximum Permissible Dose, pp. 30-34.

(註19) 人體效應率 (REM-Roentgen Equivalent Man) 指人體感受放射線時, 在生物學上所發生的效應或吸收, 其效果與愛克斯射線或加馬(γ)射線之一倫琴的效應相同時, 此放射線能量值稱為人體效應率一單位 (1 REM), 若以此單位量之千分之一計則稱之微人體效應率 (MREM) 至於倫琴Roentgen單位係用於 X 射線或加馬射線上表示其射線量即在 0.001293 克空氣中產生靜電單位 (E.S.U.) 時所需的 X 線或加馬(γ)線之線量稱為倫琴。

(註20) International Control of Atomic Energy-Policy At the Crossroads, 1948.

(註21) United States Civil Defense In Figures Bulletin of the International Civil Defense Organization, No. 47, page 3.

淡水河流域最大暴雨量之估計

廖 學 鑑
徐 晉 淮

On Estimating the Possible Maximum Precipitation over the Drainage Basin of Tanshui River.

Abstract

Liao Shyue-yih
Hsu Chin-huai

The present work is used to estimate the possible maximum precipitation over the drainage basin of Tanshui River. Some conclusions are listed as follows:

(1) Amount of daily possible maximum precipitation at Taipei was estimated to be 384.2mm.

(2) Amount of daily possible maximum precipitation over Tanshui drainage area and its adjacent stations had all been computed. The values are listed in Table 2 and a isohyetal picture is presented in Fig. 3.

(3) The Average depth of possible maximum precipitation over the drainage basin of Tanshui River was 592.6 mm.

一、緒 言

自天氣學的觀點，詳細考察豪雨之結構，可以知道引起豪雨之必要條件有二。其一為該地區上空蓄積有可能造成豪雨之充分水汽。其二為該地區有充分強盛之大氣擾動，如低氣壓，鋒面或熱帶氣旋等，而其擾動之強烈上昇氣流，可以釋出大氣中所蓄積之水汽，使其變成豪雨。

根據上述之觀念，應用歷年的臺灣省氣象所高空探測資料，計算颱風侵襲臺灣而於淡水河流域誘致豪雨時之大氣中水汽含量，與實際豪雨降水日量做比較，推算淡水河流域之最大暴雨量，以供氣象災害防護設施設計之參考。

二、可降水量之計算法

水文氣象學 (Hydrometeorology) 上，應用所謂可降水量 (Depth of precipitable water, precipitable water content) 之觀念，估計低氣壓，颱風或鋒面侵襲期間之降水量，是晚近發展之新方法。原來可降水量是 Samuel B. Solot⁽¹⁾ 提倡之新思想，即底面積為一平方公分之大氣柱中全部水汽，完全凝結而變成雨水下降，其總量通常稱為可降水

量。若令 ρ_w 為水汽密度， z 為高度，即可降水量 W ，據其定義可寫成

$$W = \int_0^{\infty} \rho_w dz \dots\dots\dots (1)$$

再令 p 為氣壓， g 為重力加速度， ρ 為空氣密度，即靜力學方程式為

$$dz = - \frac{dp}{\rho g}$$

上式代入 (1) 式可得可降水量 W 為

$$W = - \frac{1}{g} \int_{p_0}^0 \frac{\rho_w}{\rho} dp \\ = \frac{1}{g} \int_0^{p_0} \frac{\rho_w}{\rho} dp \dots\dots\dots (2)$$

其中 p_0 為海平面氣壓。

若令 q 為比濕，根據比濕之定義，可得 $q = \frac{\rho_w}{\rho}$

$$\text{即 } W = \frac{1}{g} \int_0^{p_0} q dp \dots\dots\dots (3)$$

若令 x 為混合比，通常混合比與比濕之差數很小，可略而不計，即

$$W = \frac{1}{g} \int_0^{p_0} x dp \dots\dots\dots (4)$$

若有高空探測資料，可以知道比濕 q 或混合比 x 之高度變化，即可以由 (3) 或 (4) 式計算可降水量 W 。實際上 (3) 或 (4) 式之計算相當複雜並很費時間

註) 本文係應水利局第十二工程處之委託研究。

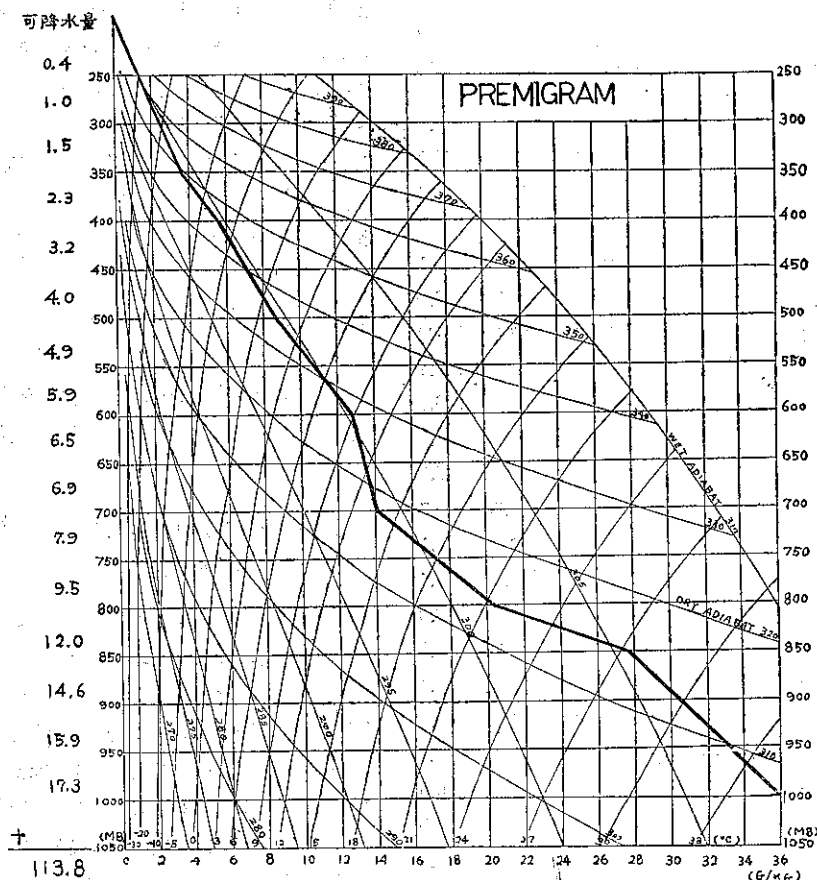


圖1：應用 Premigram 之臺北可能最大可降水量計算圖

。在本研究為計算之簡便起見，將使用如圖 1 中所示之所謂 Premigram⁽²⁾，應用圖解法計算可降水量。

原來 Premigram 係選擇混合比 x 及氣壓 p 各為橫、縱座標的計算圖表，該圖中氣壓差為 50mb，混合比差為 2 克之方格子之面積。是相當於可降水量 1mm。如果由高空探測資料中，查出 1000mb, 900mb, 850mb, 800mb, 700mb, 600mb, 500mb, 400mb, 300mb 等標準氣壓面上之混合比，而填入圖中可得如圖 1 中所示之一條狀態曲線。若計算狀態曲線左邊之方格子之數目，此數字即為當時之可降水量。又 Premigram 中有記載乾絕熱線 (Dry adiabat)，等溫線 (或等露點線) 及濕絕熱線 (Wet adiabat) 等線，故同時可當做絕熱圖應用之。

三、臺北地區可能最大降水日量之估計

若使用 1956 年至 1960 年 5 年間之臺北高空探測資料，應用於第二節中所記述之方法，計算颱風侵襲臺

灣而於淡水河流域造成豪雨時之臺北上空可降水量，得如表一中所示之結果。此可降水量與當時臺北之實際降水日量比較，即可繪得如圖 2 中所示之結果。茲使用最小自乘法，計算可降水量及實際降水量間之關係，得下述之實驗式；

$$\text{即 } W = 6.4 \times 10^{-4} P^2 + 55.5 \dots \dots \dots (5)$$

其中， W 為可降水量， p 為實際降水量，兩者之單位均使用公厘。可降水量 W 與實際降水量 p 之平方，成正比例，若使用圖表示即成拋物線，如圖 2 中所示。

同時計算圖 2 中各資料分佈點之上限包絡線 (upper envelope) 與下限包絡線 (lower envelope) 各為

$$W = 8.9 \times 10^{-4} P^2 + 65.5 \dots \dots \dots (6)$$

$$\text{及 } W = 5.0 \times 10^{-4} P^2 + 40.0 \dots \dots \dots (7)$$

此兩個包絡線同時也是拋物線，如圖 2 中所示。

如果根據上述之臺北區高空探測資料，選出 1000mb, 850mb, ..., 300mb 等標準氣壓面上之已往

表一：可降水量與實際降水日量之比較表

日 期 (年/月/日)	可降 水量 (mm.)	降 水 日 量 (mm.)	日 期 (年/月/日)	可降 水量 (mm.)	降 水 日 量 (mm.)
1946 7 7	66.8	136.6	1958 7 15	63.3	107.9
9 25	57.9	137.0	7 16	63.9	22.0
1956 5 29	64.5	122.7	7 29	57.9	137.0
7 30	66.0	6.1	9 2	52.3	0.5
7 31	77.0	165.9	9 3	63.6	93.1
8 1	78.0	132.0	1959 7 14	51.7	8.2
9 1	51.0	0.2	7 15	69.1	244.0
9 3	84.7	132.2	7 16	64.8	49.4
9 15	49.8	3.4	7 18	64.5	173.4
9 16	73.5	83.6	8 3	52.2	0.0
9 17	63.4	22.7	8 4	53.2	5.1
9 18	65.4	1.9	8 5	67.5	22.7
1957 9 1	55.8	1.8	8 28	50.4	1.1
9 2	50.0	T(微量)	8 29	70.4	66.4
9 3	48.5	0.2	8 30	缺	32.0
9 11	54.7	12.3	8 31	48.7	0.3
9 12	54.7	4.7	9 13	59.3	0.4
9 13	59.5	36.2	9 14	51.4	0.0
9 14	缺	75.0	9 15	67.4	94.9
9 15	58.5	28.7	9 17	缺	0.3
9 16	57.0	0.0	9 18	61.3	83.0
9 17	58.3	0.0	9 19	50.2	19.0
9 18	59.6	3.3	1960 8 8	80.5	120.0
1958 7 14	55.2	9.9			

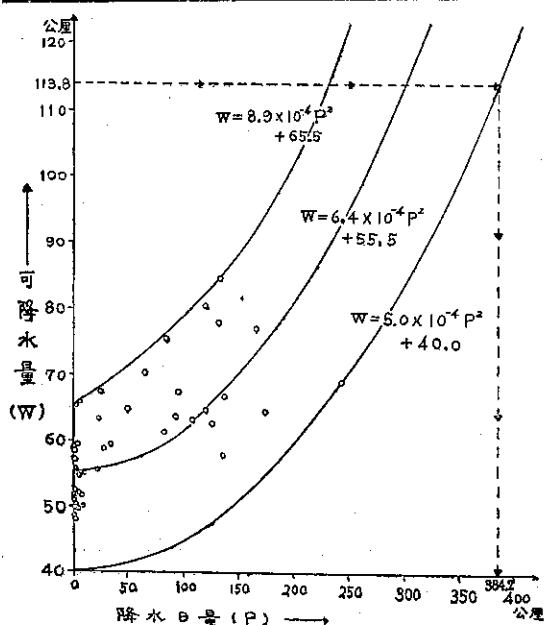


圖 2：臺北之降水日量及可降水量之相關圖

最高氣溫，可繪得如圖 1 中所示之狀態曲線。再假定此大氣完全飽和，即此狀態曲線可當做露點曲線，計算臺北之可能最大可降水量為 113.8 公厘，如圖中所示。此可能最大可降水量代入 (7) 式，計算 (7) 式中之 p，即可得臺北之可能最大降水日量為 384.2 公厘。此種計算同時可使用第二圖，由圖解法計算之。即由圖中求出，直線 $W=113.8$ 與代表 (7) 式之拋物線之交點，而讀出此交點之 p 座標 384.2 公厘，就是臺北之可能最大降水日量。

總之臺北之可能最大降水日量為 384.2 公厘。與已往 64 年 (1998-1960 年) 之實際最大降水日量 358.9 公厘 (係 1930 年 7 月 28 日所測得之降水日量) 比較，大 25.3 公厘。

四、淡水河流域各站可能最大降水日量之估計

淡水河流域地形較為單純，分水嶺走南北方向，颱風經過本省北部或北部海面時，因西北氣流卓越，時常在淡水河流域誘致豪雨。因該流域各地之豪雨原因大略相等，所以使用臺北可能最大降水日量與臺北實際最大降水日量之比例，推算淡水河流域其他各地之可能最大降水日量時，其誤差不致於很大。若令 M_i 為 i 測站之已往最大降水日量，即據上述之觀念，i 測站之可能最大降水日量 N_i

$$\begin{aligned} \text{即為 } N_i &= M_i \times \frac{\text{臺北可能最大降水日量}}{\text{臺北實際最大降水日量}} \\ &= M_i \times \frac{384.2}{358.9} = 1.0704 M_i \dots\dots\dots (8) \end{aligned}$$

從各測站已往之資料中，選出最大降水日量，代入 (8) 式可計算各測站之可能最大降水日量。據此方法計算之可能最大降水日量及已往最大降水日量，列如表二。

此資料填入淡水河流域之地圖而繪等雨量線，可得如圖 3 (A, B) 中所示之結果。使用此圖計算該流域之日面積雨量可得 592.6 公厘。由此圖可見大寮溪流域內，有兩個極大降水區域，一位置在堡西鎮西南地區，另一位在東眠山附近，其降水日量均超過 1,000 公厘。又新店溪流域也有兩個降水極大區域。一位在乾溝附近，另一位在潤瀨附近，其降水日量均超過 800 公厘。此四個降水量極大區域，分佈在淡水河流域之南至東南地區。流域西北部之樹林、新莊附近之降水日量較少，均在 200 公厘以下。總之淡水河流域之南部及東南部降水量較多，西北部及北部降水量較少。茲將淡水河流域之平均

表二：淡水河流域及附近各站已往最大降水日量與估計可能最大降水日量表

站名	最大降水時 (mm.)	發 生 日 期 (年 月 日)	資 料 統 計 年 數 (年)	估計可能最大 降 水 日 量 (mm.)
鎮 西 保	985.6	1956. 7. 31	3 (1954-1956)	1055.0
泰 亞 十	310.0	1940. 8. 30	13 (1933-1945)*	331.8
白 石	993.2	1956. 7. 31	17 (1940-1956)	1063.1
青 山	94.3	1954. 9. 24	2 (1945-1955)*	100.9
鞍 邵	518.8	1956. 7. 31	3 (1954-1956)	555.3
秀 巒	590.0	1956. 7. 31	6 (1951-1956)	631.5
玉 峯	780.0	1956. 7. 31	12 (1945-1956)	834.9
義 盛	200.0	1949. 1. 3	7 (1949-1955)*	214.1
三 光 (1)	538.0	1956. 7. 31	18 (1939-1956)	575.9
三 光 (2)	547.5	1956. 7. 31	10 (1947-1956)	586.0
萱 原	646.0	1912. 8. 28	34 (1912-1945)	691.5
巴 峻	767.5	1956. 7. 31	20 (1937-1956)	821.5
馬 鳴	615.0	1920. 9. 4	26 (1920-1945)	658.3
李 嶺 山	430.0	1912. 8. 29	4 (1912-1915)	460.3
高 義	466.0	1956. 7. 31	20 (1937-1956)	498.8
復 興 (1)	950.0	1941. 8. 20	45 (1912-1956)	1016.9
復 興 (2)	309.5	1956. 7. 31	10 (1947-1956)*	331.3
水 東 (1)	347.2	1932. 8. 24	26 (1931-1956)	371.6
水 東 (2)	123.0	1956. 7. 31	2 (1955-1956)*	131.7
阿 嫻 坪	194.0	1955. 9. 2	3 (1954-1956)*	207.7
八 結	473.4	1920. 9. 3	26 (1912-1937)	506.7
石 門 (1)	467.1	1943. 7. 17	31 (1926-1956)	500.0
石 門 (2)	467.0	1943. 7. 17	16 (1941-1956)	499.9
二 坪	219.7	1955. 9. 2	3 (1954-1956)	235.2
大 溪 (1)	204.0	1950. 7. 21	9 (1948-1956)	218.4
大 溪 (2)	180.0	1948. 7. 5	9 (1948-1956)*	193.7
缺 子	249.2	1938. 8. 2	19 (1938-1956)	266.7
鶯 歌	58.5	1954. 7. 24	3 (1954-1956)*	62.6
大 約	486.0	1948. 9. 17	24 (1933-1956)	520.0
三 峽	275.0	1930. 7. 27	54 (1903-1956)	294.4
大 寮	230.0	1956. 9. 15	23 (1934-1956)	246.2
樹 林	197.4	1953. 8. 17	7 (1950-1956)	211.3
土 城	327.4	1930. 7. 27	14 (1929-1942)	350.4
板 橋	214.1	1953. 8. 17	9 (1948-1956)	229.2
新 莊	145.1	1956. 6. 1	3 (1954-1956)	155.3
福 山	436.3	1948. 9. 17	6 (1947-1952)	467.0
利 于	500.7	1920. 9. 3	45 (1912-1956)	535.9
阿 玉	432.4	1956. 9. 16	17 (1940-1956)	462.8
羅 好	496.0	1956. 9. 16	7 (1950-1956)	530.9
烏 來 (1)	434.3	1956. 9. 16	6 (1951-1956)	464.9
烏 來 (2)	256.0	1956. 9. 16	4 (1953-1956)*	274.0
坪 林 (1)	515.0	1924. 8. 5	54 (1903-1956)	551.3
坪 林 (2)	321.5	1948. 9. 17	12 (1945-1956)*	344.1

乾		溝	780.0	1949. 9. 14	8 (1949-1956)	834.9
屈		尺	360.0	1910. 8. 3	9 (1903-1911)	385.3
橫		窟	242.0	1944. 8. 13	10 (1935-1944)	259.0
小	粗	坑	299.0	1955. 9. 5	7 (1950-1956)	320.0
新		店	434.0	1946. 7. 18	9 (1948-1956)	464.6
石		碇	500.4	1924. 8. 4	43 (1903-1945)	535.6
木		棚	204.2	1956. 9. 2	4 (1953-1956)	218.6
臺		北	358.9	1930. 7. 28	64 (1897-1950)	384.2
臺	北 臺	大安	327.0	1930. 7. 28	74 (1887-1960)	350.0
同		寮	260.0	1953. 8. 16	5 (1952-1956)	278.3
火	燒	底	509.8	1956. 9. 16	51 (1906-1956)	545.7
石		芳	413.0	1918. 10. 23	42 (1903-1944)	442.1
瑞		暖	496.6	1951. 9. 26	8 (1949-1956)	531.6
暖		山 (1)	436.0	1931. 10. 3	57 (1904-1960)	466.7
松		山 (2)	284.9	1940. 9. 30	9 (1936-1944)	305.0
松		山 (1)	290.8	1953. 8. 16	6 (1951-1956)	311.3
陽	明	山 (2)	485.5	1956. 9. 3	9 (1948-1956)	519.7
陽	明	林	435.0	1953. 8. 17	34 (1923-1956)	465.6
士		山	357.7	1930. 7. 28	31 (1914-1944)	382.9
大	屯	湖	407.0	1955. 9. 2	20 (1937-1956)	435.7
竹	屯	部	515.0	1932. 8. 24	30 (1931-1960)	551.3
大	鞍	頭	432.3	1943. 7. 17	19 (1942-1960)	462.7
雙	山	水	297.4	1914. 6. 30	53 (1904-1956)	318.3
淡	鞍	脚	275.8	1956. 9. 3	64 (1897-1960)	295.2
山	仔	盛	164.5	1956. 7. 18	2 (1955-1956)	176.1
西		頭	178.9	1956. 7. 2	2 (1955-1956)	191.5
海	山	埔	125.5	1955. 9. 2	7 (1950-1956)	134.3
三	重	賀	210.0	1953. 8. 16	5 (1950-1954)*	224.8
頭	拉	分	263.4	1956. 9. 2	1 (1956)*	281.9
四	十	山	152.7	1956. 7. 17	1 (1956)*	163.5
龜		塔	462.1	1912. 9. 16	46 (1911-1956)	492.5
四		子	365.0	1954. 11. 10	6 (1951-1956)	390.7
倒	吊	瀨	545.0	1954. 11. 9	4 (1953-1956)	583.4
潤		嶼	800.0	1954. 11. 16	4 (1953-1956)	856.3
彭	佳	角	310.1	1940. 8. 31	55 (1906-1960)	331.9
富	貴	山	243.5	1923. 10. 1	62 (1899-1960)	260.6
金		隆	301.0	1924. 9. 6	49 (1912-1960)	322.2
基		角	330.6	1930. 7. 28	50 (1911-1960)	353.9
鼻	頭	庄	249.0	1921. 7. 24	61 (1900-1960)	266.5
林	口	岬	230.0	1943. 7. 17	29 (1932-1960)	246.2
白	沙	子	342.2	1922. 6. 17	62 (1899-1960)	366.2
新	庄	壠	273.1	1922. 6. 17	55 (1906-1960)	292.3
中		山	343.3	1932. 8. 24	48 (1913-1960)	367.5
角	板	角	523.6	1912. 8. 29	51 (1910-1960)	557.3
三	貂	蘭	192.5	1943. 6. 10	27 (1934-1960)	206.1
宜		埤	459.3	1954. 11. 9	54 (1907-1960)	491.6
天	送	端	959.7	1915. 10. 30	59 (1902-1960)	1027.3
池		澳	492.0	1926. 10. 8	49 (1912-1960)	526.6
大	南	南	541.0	1925. 9. 15	58 (1903-1960)	579.1
披	亞	部	580.0	1944. 8. 13	50 (1911-1960)	620.8
披	亞 南 鞍		620.0	1944. 8. 13	50 (1911-1960)	663.6

* 資料統計年數少或資料有疑問暫不使用。

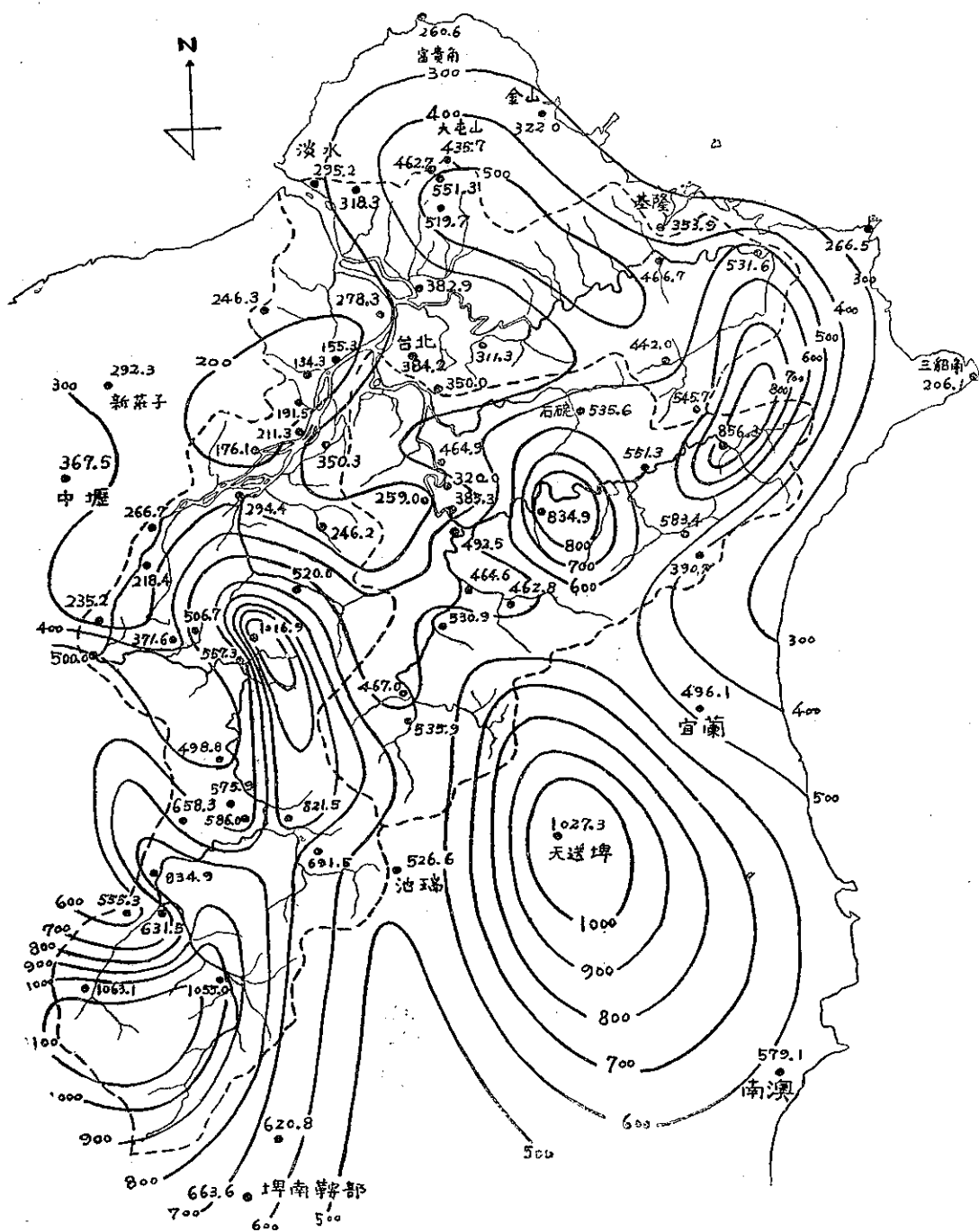


圖3A：淡水河流域可能最大降水日量分佈圖

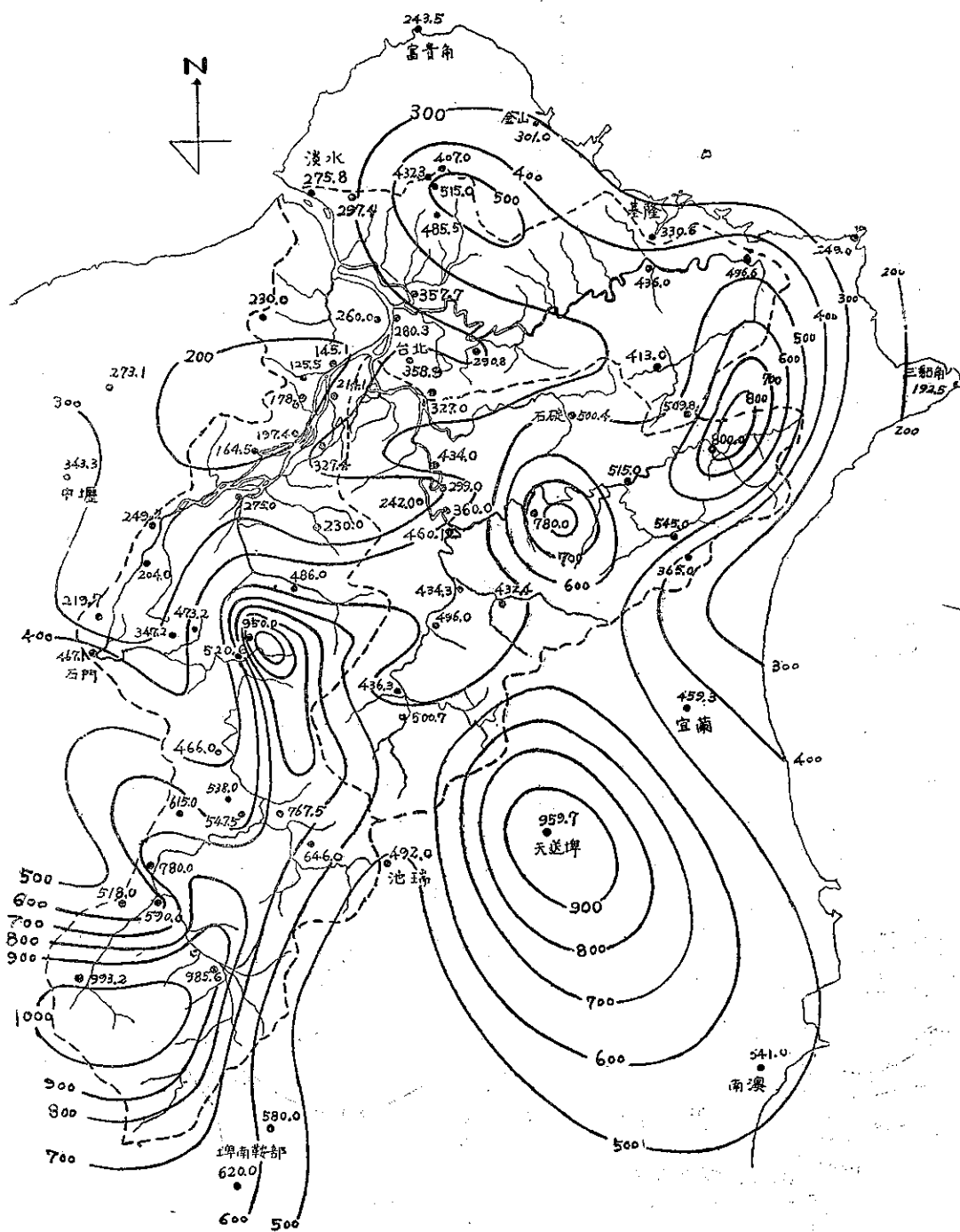


圖3B：淡水河流域歷年降水日量極值等降水量線圖

表三：淡水河各流域可能最大面積雨量表

淡 水 河	592.6公厘
大 嵙 崁 溪 流 域	773.5公厘
新 店 溪 流 域	560.7公厘
基 隆 溪 流 域	454.3公厘
淡 水 河 下 游 流 域	337.7公厘

面積雨量列如表三。即大嵙崁溪流域之面積雨量最多，達773.5公厘，而新店溪流域居其次，為560.7公厘，基隆溪流域為454.3公厘。淡水河下游流域最少，為337.7公厘。

五、臺北可能最大降水日量及再現週期之關係

據 E. J. Gumbel^(3,4) 之研究，年最大降水日量之頻率分佈，可滿足最大值頻率分佈之所謂 Fisher-Tippet 之理論⁽⁶⁾。依據此理論，由變數 X 之母集團 (Parent population) 中抽出 n 個之任意標本 (Random sample) 時， $n \rightarrow \infty$ 之場合，其中之最大值 X 之分佈函數 (Distribution function) 為

$$P(y) = \exp(-e^{-y}) \dots\dots\dots (9)$$

$$\text{其中 } y = A(X-B) \dots\dots\dots (10)$$

$$A = \frac{1}{0.799\sigma} \dots\dots\dots (11)$$

$$B = E(X) - 0.450\sigma \dots\dots\dots (12)$$

而 $E(X)$ 及 σ 各為 X 之母集團之平均值及分散 (variance)。

通常年最大降水日量可達 X 成以上之現象，於 T 年中可以期待發生一次時，稱 X 之再現週期 (Return period) 為 T 年。因此由 (9) 式可得

$$T = \frac{1}{1-P(y)} \dots\dots\dots (13)$$

茲將母集團之平均值 $E(X)$ 及分數 σ ，由標本之平均值及分散代替。使用臺北已往63年之資料，計算最大降水日量之再現週期，可得如表四中所示之結果。即於臺北100年可能有一次豪雨，其降水日量達351.4公厘，200年可能有385.4公厘，600年可能有438.8公厘，1000年可能有463.5公厘之豪雨。

本研究中估計之臺北可能最大降水日量為384.2公厘，大略與臺北之再現週期200年最大降水日量相當。

表四：臺北最大降水日量之再現週期表

雨 現 週 期 (年)	5	10	20	40	60	80	100	150	200	400	600	800	1,000
最大降水日量 (公厘)	200.8	237.2	272.1	306.8	326.7	340.8	351.4	371.3	385.4	418.9	438.8	452.9	463.5

平均值：156.2公厘，標準偏差：62.2公厘，最大值：358.9公厘，統計年數：63年 (1898-1959年)

六、設計標準與再現週期之關係

災害是一種破壞現象，即僅有暴風而無堤防之沖毀或人口之死傷等損失，不可以說是災害。若一力作用於某一物體，而其力量無超過物體能受之強度限度，不會發生破壞現象，即不會有災害。引起氣象災害之力，不僅為物理學上之力，有時是豪雨，或是暴風等。以下總稱此種力為破壞力 (Destructive Force)，

氣象災害防範之種種設施，應該要考慮該地區之最大破壞力，建設費及設備之壽齡等條件，以決定有效而經濟的設計標準建設之。如果設計標準過高，其安全率固然極佳，但是工料浪費而不經濟。如果設計標準過低，即其安全率低，缺少防範之作用。故設計標準應該顧及安全率及經濟兩方面，方為合理。

1957年 K. Takahashi⁽⁵⁾，應用晚近發展之所謂 Operational Research 之方法，理論的計算，合理

的設計標準及破壞力之再現週期之關係，得

$$T = 2L \dots\dots\dots (14)$$

其中 L 為防範設施之壽命， T 為破壞力之再現週期。根據第五節之研討，已知臺北之可能最大降水日量之再現週期為200年，因此由 (14) 式可得防範設施之壽命為100年，此與堤防之實際壽命比較，與已往之經驗壽命大略一致。可見可能最大降水日量之估計適宜。

七、結 論

茲將本文之研究結果，綜述如下：

- (1) 臺北之可能最大降水日量為384.2公厘。
- (2) 淡水河流域之可能最大降水日量，列如表二而其分佈圖列如圖3。
- (3) 淡水河流域之可能最大日面積雨量為592.6公厘。
- (4) 臺北之可能最大降水日量，相當於當地之再現週

期 200 年之最大降水日量。

本研究係初步研究，如今後有更多之高空探測資料，希望繼續研究淡水河流域之水文氣象學，進一步擴張此方法，以作淡水河流域降水量預報及洪水預報以減少水災，配合本省之經濟建設。

參 考 文 獻

- (1) Solt, S.B., (1939) : Computation of Depth of Precipitable Water in a Column of Air. Mon. Wea. Rev. 67 : 100-103.
- (2) 和達清夫, (1940) : 氣壓、混合比斷熱圖と其の應用及び斷熱濕度について, 海と空 20 日本海洋氣象學會。

- (3) E. J. Gumbel(1941) : The Return Period of Flood flows. Ann Math, Statistics, 12, No.2 163.
- (4) R. K. Linsley, M. A. Kohler and J. L. H. Paulhus. (1949) : Applied Hydrology.
- (5) K. Takahashi (1957) : An Operational Research on Disasters concerned with Storm in Japan. Jour. Met. Research Jap., 9, 1-34.
- (6) Fisher. R. A., and L.H.C., Tippett, (1928) : Limiting Forms of Frequency Distribution of the Largest or Smallest Member of Sample, Proc. Cambridge Phil. Soc., Vol. 24, pp 180-190

氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究爲目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言爲主體，每篇以五千字爲佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用之文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加標點。如屬創作論著稿，請附撰英文或法、德、西文摘要。
- 七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改時請聲明。
- 八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
- 十、來稿一經刊載即致稿酬，每千字按三十元至四十元計算。創作論著稿之特具價值者另議。
- 十一、惠稿文責自負。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象所氣象學報社收。

臺北市氣候

張月娥

The Climate of Taipei

Yeuch-ngo Chang

Taipei has a warm winter and hot summer climate which remarkably influenced by its topography and monsoon circulations. The mean annual temperature was 21.8°C . From April to November mean monthly temperature was about 20°C . The hottest month in July was 28.2°C and its absolute maximum temperature was 38.6°C in 1921. The coldest month of a year was February and the mean temperature recorded in February was 15°C . The absolute minimum temperature was -0.2°C in 1901. Rainfall is abundant. The annual mean precipitation was about 2100mm and there has no dry season in Taipei. Annual average number of rainy days was about 185 days. Number of cloudy days in a year was 194 while clear days only has a number of 9.6. The annual number of sunshine hours was 1645. It takes about 37% to the rate of possible duration of sunshine in a year. Mean relative humidity in a year was 81%. Mean wind velocity was 3.2m/s, but the maximum wind velocity recorded at Taipei was 31.3m/s which happened in August 5th 1899 during the passage of a typhoon.

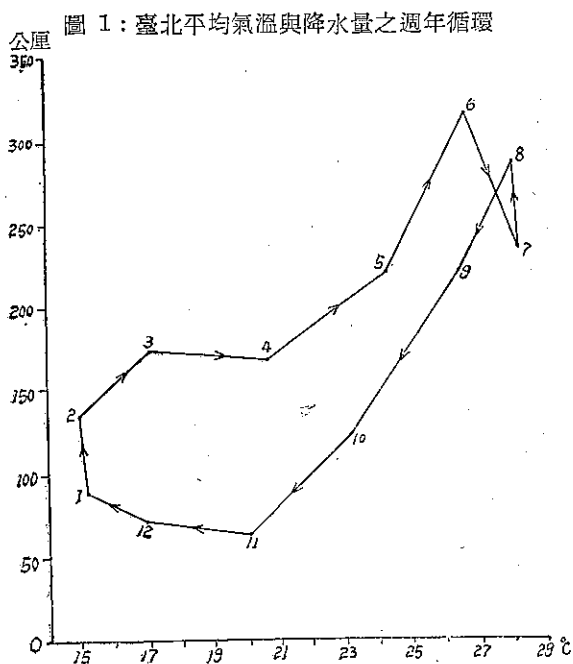
本市位于臺北盆地中央，在淡水河東岸，介于新店溪與基隆河之間，即北緯 $25^{\circ}02'$ ，東經 $121^{\circ}31'$ 。市區為一片平原，海拔平均約為 7 公尺，地勢大致由東南向西北緩斜。

本市之四週為丘陵所環繞，大屯山雄踞于其北偏東，觀音山隔淡水河遙峙于其西北，一連串的山地如五分山、姜子寮山、白雲山、土庫岳、二格山、岐山、大桶山、獅頭山及熊空山等，由其東南綿互至西南部。淡水河、新店溪、基隆河替本市開鑿四條平坦的走廊，東通基隆，西達鶯歌，南至新店，北至淡水鎮入海，臺北市之成為重要城市，淡水河及其支流之水運與有功焉。

本市受緯度、高度、地理形勢及季風等氣候因素之影響，為冬暖夏熱，四季多雨之溫暖濕潤氣候 (Cfa)。

本市年平均氣溫為攝氏 21.8° 度，最冷月二月平均為 15° 度，最熱月七月為 28.2° 度，比臺南、高雄兩市之同月平均氣溫為高。自 4 月份起至 11 月份止，月平均氣溫均超出 20° 度，且春季天氣極不穩定，涼暖善變，致時有感冒流行，頗不宜于健康。年降水量平均為 2100 公厘，四季分配較中南部為均勻，無嚴重之旱季。試以本市自 1897 至 1952 年之平均氣溫與降水量繪製如圖 1：

由上圖，可見冬季比較得低溫、少雨；春季氣溫



與降水量逐漸上升；夏季高溫而多雨、天氣悶熱困人；自八月份起，氣溫與降水量逐漸下降。頗有秋高氣爽之感。本市平均氣壓分佈，冬高夏低，適與氣溫週年變象相反。相對濕度甚大，年平均為 81%。平均雲量為 7.3。是以曇天日數甚多為 194.3 日，相反的碧天日數只有 9.6 日。平均風速為 3.2m/s (每秒公尺)，最多

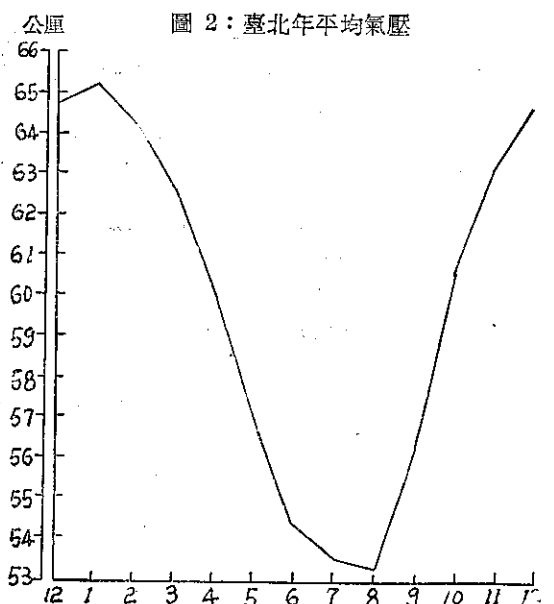
風向為東北東 (ENE)。日照時數年平均只有1645小時，年平均日照率只有37%。

茲將本市之氣壓、氣溫、降水量、濕度、蒸發量、雲量、風、日照等氣候要素，製為圖表，分述于下：

I 氣壓：本市自1897年至1952年間之年平均氣壓為 59.6 公厘，其按月分配如圖 2：

由右圖所示，可見自十月份起至翌年 3 月份止，月平均氣壓均在 60 公厘以上，最高月 1 月為 65.2 公厘，較年平均大 5.6 公厘；自四月份起氣壓逐漸低降，至八月最低為 53.3 公厘，較年平均小 6.3 公厘。九月份起又逐漸升高，其週年變象與氣溫適相反。年較差為 11.9 公厘。極端最高為 77.5 公厘 (1917 年 1 月 10 日)。極端最低為 21.7 公厘 (1920 年 9 月 4 日)。

氣壓週日變象：本市每日逐時氣壓之變象甚有規則，不論冬、夏季其變象均有兩次最高與兩次最低之波動，茲以 1959 年本所逐時之平均氣壓為例，計算冬、夏逐時氣壓平均與日平均之較差表如表二，並繪製如圖 3：設橫線 0 為氣壓之日平均，實曲線為一月

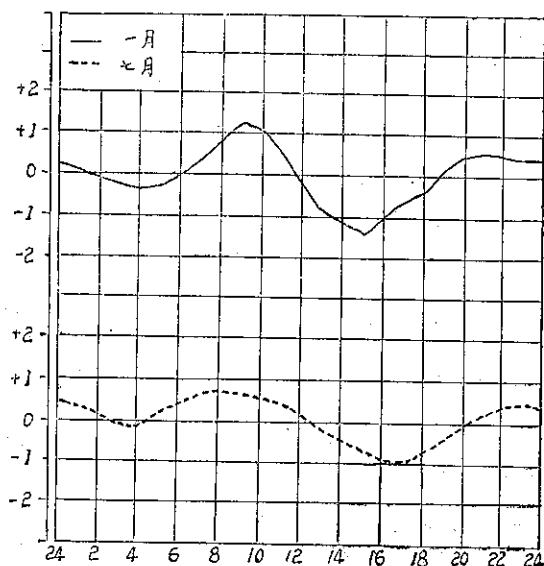


份之逐時平均與日平均較差之數值，虛曲線為七月份之逐時平均與日平均較差之數值，正者在 0 橫線之上，負者在 0 橫線之下，每格代表 1 公厘。

表一：臺北平均氣壓與其極端值 (mm) 1897-1952

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	平均
平均氣壓	65.2	64.2	62.5	59.9	57.0	54.4	53.5	53.3	56.3	60.6	63.2	64.8	59.6
最高氣壓	77.5	77.3	74.1	72.8	66.5	62.8	60.8	61.7	64.9	69.1	73.8	76.2	
發生年日	1917 10	1941 1	1906 6	1928 7	1919 2	1926 1	1934 31	1947 7	1931 30	1941 26	1948 29	1913 30	
最低氣壓	53.2	49.8	50.6	48.7	46.5	26.0	22.2	22.4	21.7	39.3	49.3	53.0	
發生年日	1950 2	1898 19	1914 4	1906 8	1920 6	1914 30	1929 18	1911 31	1920 4	1918 5	1946 8	1933 29	

圖 3：臺北週日氣壓變象圖



表二：臺北冬夏氣壓逐時平均與日平均較差 700+mm

時	一 月	較 差	七 月	較 差
1	66.95	+ 0.12	54.85	+ 0.25
2	66.80	- 0.03	54.71	+ 0.11
3	66.65	- 0.18	54.56	- 0.04
4	66.58	- 0.25	54.53	- 0.07
5	66.62	- 0.21	54.65	+ 0.05
6	66.87	+ 0.04	54.93	+ 0.33
7	67.21	+ 0.38	55.11	+ 0.51
8	76.56	+ 0.73	55.19	+ 0.59
9	68.01	+ 1.18	55.17	+ 0.57
10	67.94	+ 1.11	55.11	+ 0.51
11	67.39	+ 0.56	55.00	+ 0.40
12	66.60	- 0.23	54.70	+ 0.10
13	65.99	- 1.21	54.36	- 0.24
14	65.62	- 1.21	54.06	- 0.54
15	65.49	- 1.34	53.91	- 0.69
16	65.74	- 1.09	53.75	- 0.85
17	66.10	- 0.73	53.71	- 0.89
18	66.39	- 0.44	53.81	- 0.79
19	66.86	+ 0.03	54.10	- 0.50
20	67.24	+ 0.41	54.40	- 0.20
21	67.40	+ 0.57	54.75	+ 0.15
22	67.36	+ 0.43	54.99	+ 0.39
23	67.31	+ 0.48	55.04	+ 0.44
24	67.21	+ 0.38	54.92	+ 0.32
日平均	66.83		54.60	

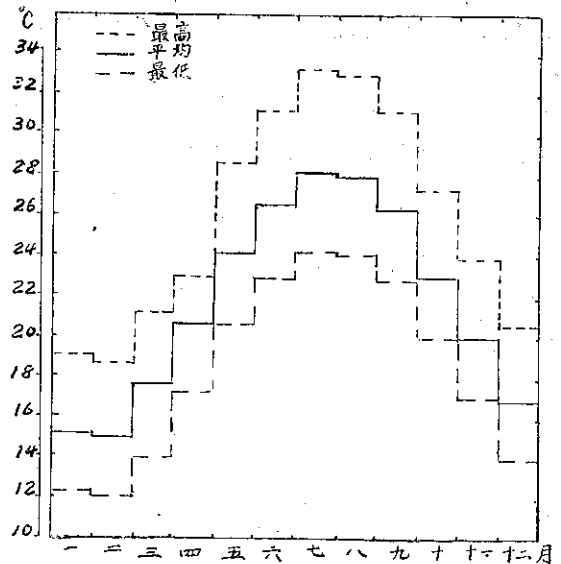
由上列圖表觀之，可見冬、夏兩季氣壓週日變象，不盡相同。主要最高，一月份在九時，七月份在八時；主要最低，一月份在十五時，七月份在十七時；次要最高，一月份在二十一時，七月份在二十三時；次要最低，一月及七月份均發生在清晨四時。每日振幅，冬季較大，在3公厘之內，夏季較小，在2公厘之內。

II、氣溫：本市氣溫，根據省氣象所六十五年來之紀錄，年平均氣溫為攝氏 21.8 度，平均最高在七月為 28.2 度，最低在二月為 15.0 度，年較差為 13.2 度。月平均超過 20 度者，有八個月—自四月至十一月，其餘四個月之平均氣溫在 15-18 度之間。可說臺北無真正之冬季。

平均最高氣溫之年平均為 26.1 度，最大在七月為 33.3 度，最小在二月為 19.1 度；平均最低氣溫之年平均為 18.5 度，最大在七月為 24.3 度，最小在二月為 12.1 度，其分佈如圖 4：

詳查省氣象所五十六年來之紀錄，臺北絕對最高氣溫甚高，如表三所列，在 1921 年 7 月 31 日最高氣溫達 38.6 度，除一月份而外，其他各月都有超過 31 度之

圖 4：臺北平均氣溫與其極端值 (1897-1952)



紀錄；絕對最低氣溫在零下者，是 1901 年 2 月 13 日之 -0.2 度，其他各月均在零度以上。氣溫最大較差為 20.2 度，發生於 1914 年 1 月 29 日。

表三：臺北絕對最高、最低氣溫及其最大較差 ($^{\circ}\text{C}$)

	一 月	二 月	三 月	四 月	五 月	六 月	七 月	八 月	九 月	十 月	十一 月	十二 月
絕對最高氣溫	29.8	31.2	32.6	34.8	36.5	37.1	38.6	37.7	37.1	36.1	33.6	31.5
發 生 年 日	1928 27	1931 4	1906 20	1901 2	1897 6	1913 9	1921 31	1941 8	1946 11	1938 7	1944 1	1934 22
絕對最低氣溫	2.1	-0.2	1.4	4.7	10.0	15.6	19.5	18.9	13.5	10.8	1.1	1.8
發 生 年 日	1952 8	1901 13	1932 1	1943 9	1917 1	1920 5	1897 1	1916 25	1902 29	1923 12	1922 27	1925 22
氣溫最大較差	20.2	18.3	19.2	19.4	17.5	15.0	15.5	14.8	15.3	15.9	18.3	19.7
發 生 年 日	1914 29	1947 25	1918 17	1941 5	19.7 7	1950 13	1921 31	1921 19	1918 15	1945 30	1946 20	1923 27

最高氣溫超過 30 度以上之日數，如表四所示，臺北全年共有 129.9 日，夏季佔 65.2 日，秋季佔 56.8 日。最低氣溫在 10 度以下之日數，全年僅有 17.7 日，

冬季佔 9.5 日，春季佔 8.2 日。夏、秋兩季則未有低於 10 度者。

表四：臺北最高氣溫 30°C 以上及最低氣溫 10°C 以下日數 (1897-1952)

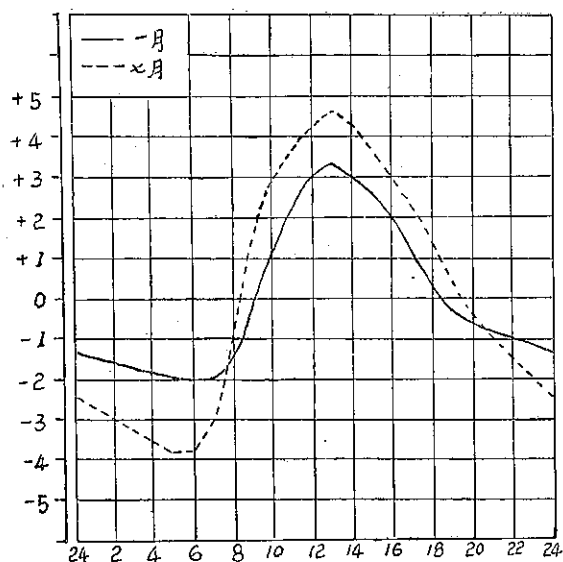
	一 月	二 月	三 月	四 月	五 月	六 月	七 月	八 月	九 月	十 月	十一 月	十二 月	合 計
最高氣溫日數	—	0.1	0.7	4.6	13.8	22.3	29.1	28.6	21.2	7.0	2.3	0.2	129.9
最低氣溫日數	5.8	5.9	2.1	0.2	—	—	—	—	—	—	0.6	3.1	17.7

本市氣溫週日變象，因緯度及地勢關係，變化頗有規則。茲以 1959 年本所逐時平均氣溫與日平均氣溫之較差，列表如表五並繪製如圖 5：設橫線 0 代表週日平均氣溫，曲線為一月之逐時平均氣溫較差值；虛

線為七月之逐時平均氣溫較差值，其曲線上各點在 0 上者為正，在 0 下者為負，每格代表一度。由圖中可看出兩種現象：(1) 一月份之逐時最低氣溫，發生於清晨六時至七時，而七月份則發生於五時至六時，

較一月份提早一小時，均略後于太陽出地平之時；逐時最高氣溫則均發生于十三時，在太陽正射地面之後。
 (2) 一月份曲線切于0線上為上午九時及下午十八時半，即謂此時間之氣溫與日平均氣溫相等；而七月份曲線切于0線上為上午八時半及下午十九時半，較一月份遲延一小時。平均日較差，一月為5.2度，七月較大為8.2度。

圖 5：臺北週日氣溫變象圖

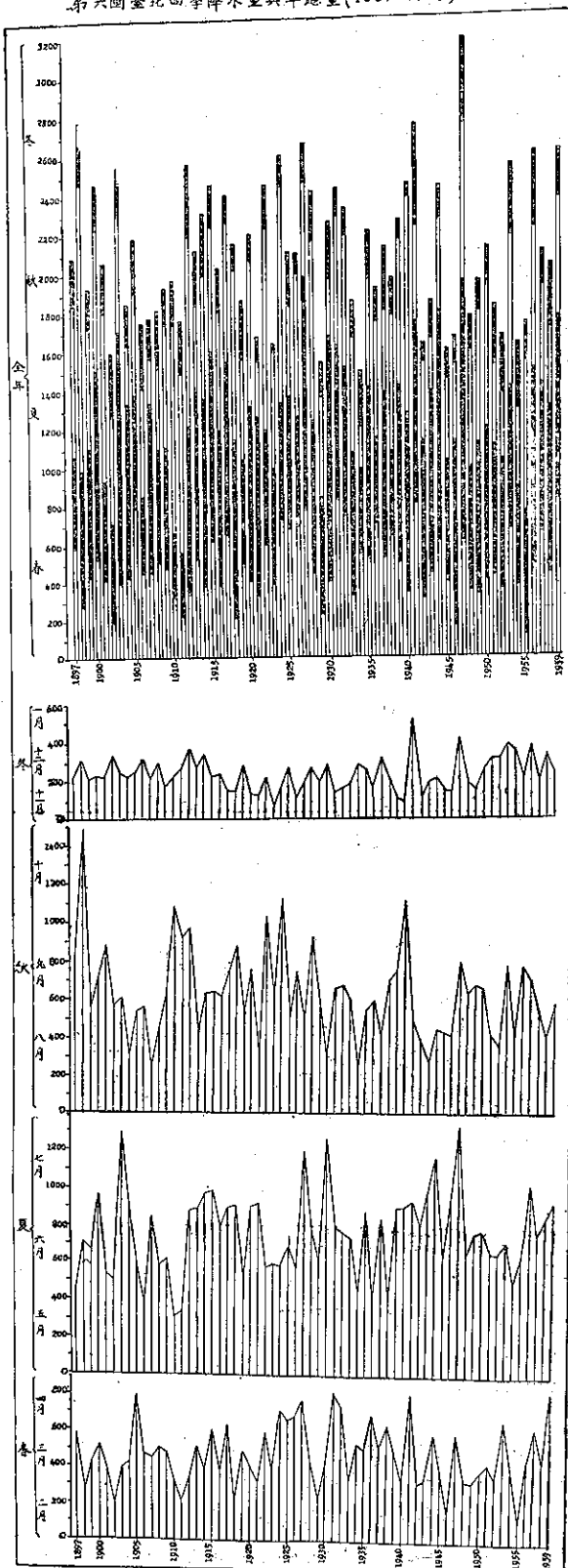


表五：臺北冬夏氣溫逐時平均與日平均較差°C

時	一 月	較 差	七 月	較 差
1	12.3	-1.4	25.7	-2.8
2	12.1	-1.6	25.4	-3.1
3	12.0	-1.7	25.2	-3.3
4	11.9	-1.8	24.9	-3.6
5	11.8	-1.9	24.8	-3.7
6	11.7	-2.0	24.8	-3.7
7	11.7	-2.0	25.5	-3.0
8	12.3	-1.4	27.1	-1.4
9	13.6	-0.1	30.0	+1.5
10	15.0	+1.3	31.5	+3.0
11	16.2	+2.5	32.4	+3.9
12	16.8	+3.1	32.8	+4.3
13	16.9	+3.2	33.0	+4.5
14	16.8	+3.1	32.9	+4.4
15	16.3	+2.6	32.1	+3.6
16	15.8	+2.1	31.4	+2.9
17	14.9	+1.2	30.8	+2.3
18	14.2	+0.5	30.0	+1.5
19	13.4	-0.3	28.8	+0.3
20	13.1	-0.6	28.1	-0.4
21	12.9	-0.8	27.6	-0.9
22	12.7	-1.0	27.0	-1.5
23	12.5	-1.2	26.5	-2.0
24	12.3	-1.4	26.1	-2.4
日平均	13.7		28.5	

Ⅲ、降水量：臺北之降水量，年平均為2100公厘，比在其東北角之基隆市(3043公厘)為減少。茲以本市六十三年來降水情形繪製如圖6。

第六圖臺北四季降水量與年總量(1897-1959)mm



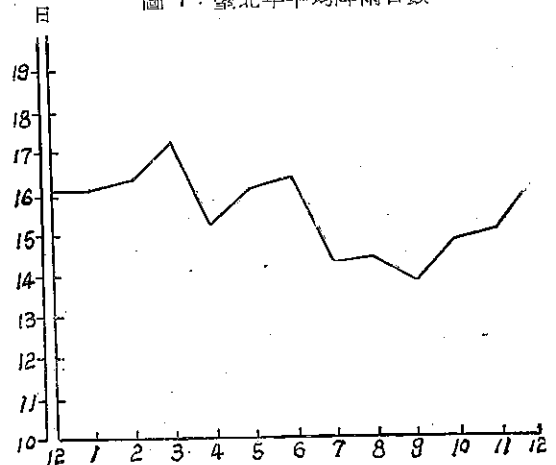
由上圖觀之，最多年雨量爲1947年之3173公厘；最少年雨量爲1934年之1499公厘。其四季分配，冬季較少，僅佔年總量10.8%，春季佔22.8%，夏季最多，佔年總量36.5%，其次爲秋季佔29.9%。年雨量變率爲20.7%。年雨量強度約11.3。故臺北少有乾旱潦澇之患。

臺北之降水日數，年平均爲185日，即一年之中有半年以上是雨天，就是說平均兩天有一天是下雨。其按月分配如圖7。自十二月至翌年三月之降水日數均在16日以上，其他各月亦在13.7日以上。三月最多爲17.2日，九月最少爲13.7日。以季節分配言，春季降水日數最多，達48.6日，而春季正是臺灣小麥開花成熟期及第一期水稻播種插秧期，多雨少照對小麥成熟期及水稻秧田期，有不良影響，故臺北不適宜小麥中間作之栽培。第一期水稻亦因之延遲其播種時間。

本市自1897年至1952年間之降水最大日量，以1930年7月28日之359公厘爲最大，超過我國蒙新區

—外蒙、新疆及甘肅省之河西區——一年所降之雨量。約等于漠南草原區—熱、察、綏、寧夏之南部、晉、陝甘之北部——一年所降之雨量。降水一時間最大量，以1946年7月29日之88公厘爲最大。

圖7：臺北年平均降雨日數



表六：臺北降水最大日量與降水一時間最大量 (1897-1952) mm

	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
降水最大日量	95.8	60.4	80.4	175.8	168.6	199.2	358.9	287.5	259.6	198.7	98.6	79.3
發生年日	1941 23	1950 15	1937 29	1931 15	1931 15	1903 17	1930 28	1911 31	1940 30	1926 9	1947 17	1902 10
降水一時間最大量	19.2	19.0	29.1	50.4	58.5	53.4	88.0	86.2	74.6	55.8	14.7	19.7
發生年日	1941 22	1945 18	1900 24	1941 25	1920 27	1941 18	1936 29	1340 3	1909 23	1947 2	1914 14	1899 5

臺北雷暴日數，年平均爲37.9日，發生于夏季者最多，爲19.4日，佔全年日數5.3%；其次是秋季爲11.8日，春季6日，冬季最少只有0.7日。本省五大城市中，以臺中之雷暴日數爲最多，年平均爲43.8日，佔全年日數之12.1%。臺南其次爲40.1日；臺北

居第三位。高雄與基隆，則以濱海關係，雷暴日數較少。而發生最頻時期，各城市均在夏、秋兩季，臺北有霜日數甚少，年平均只有0.7日。發生于十二月至翌年三月。降雪日數缺乏資料。有霧日數，年平均只有23.4日。

表七：臺灣五大城市雷暴日數之比較

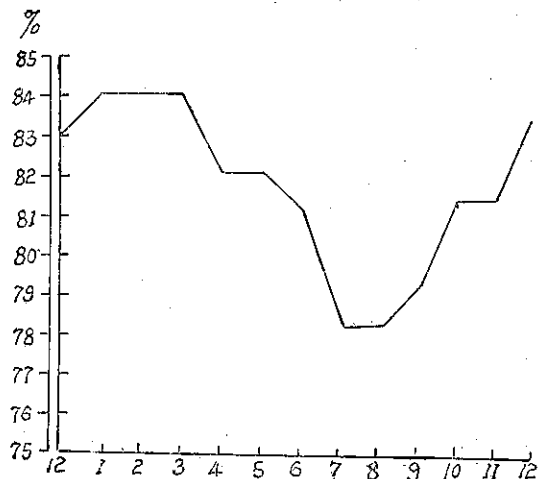
地 名	基 隆		臺 北		臺 中		臺 南		高 雄	
	日 數	佔全年日數之%	日 數	佔全年日數之%	日 數	佔全年日數之%	日 數	佔全年日數之%	日 數	佔全年日數之%
春	4.1	1.1%	5.0	1.3%	5.6	1.5%	3.7	1.0%	2.9	0.8%
夏	11.2	3.1%	19.4	5.3%	22.5	6.3%	19.0	5.3%	14.7	4.0%
秋	4.9	1.3%	11.8	3.2%	15.2	4.2%	16.9	4.8%	12.0	3.3%
冬	0.4	0.1%	0.7	0.2%	0.5	0.1%	0.5	0.1%	0.0	0.0
總 計	20.6	5.6%	36.9	10.0%	43.8	12.1%	40.1	11.2%	29.6	8.1%

IV、濕度：氣象學上所謂濕度，是指大氣中水汽張力（水汽壓）與相對濕度而言。在氣候學上表示空

氣之燥濕程度，則應用相對濕度，即實在之水汽壓與同溫度之飽和水汽壓的百分比。

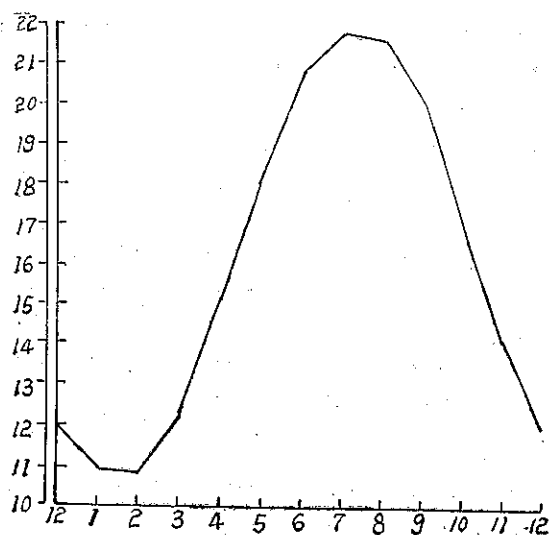
本市相對濕度，年平均為81%，年變象甚微，大致與水汽張力相反。（圖 8）自十一月至翌年六月共有八個月之平均濕度均在年平均以上；一月、二月、三月最大均為84%。七月、八月最小均為78%。

圖 8：臺北年平均相對濕度



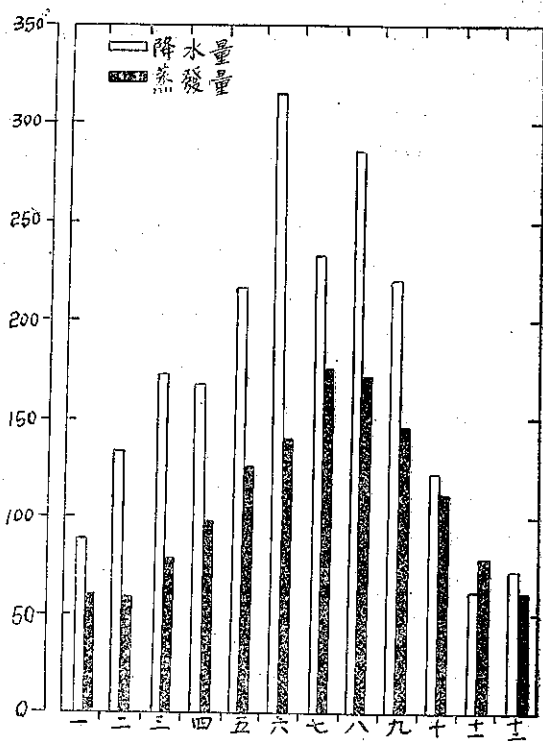
本市水汽張力年平均為 16.2 公厘，週年變象大致與氣溫相類似，因夏季溫度高，蒸發量增加，而且夏季多雨、植物茂盛，故自六月至九月均在 20.1 公厘以上，七月最大為 21.7 公厘；自十月至翌年五月均在年平均以下，二月最小為 10.8 公厘。年較差為 10.9 公厘。最大值為 30.5 公厘（1922 年 5 月 24 日），最小值為 3.3 公厘（1901 年 2 月 12 日）。約年平均五分之一而已。

圖 9：臺北年平均水汽張力



V、蒸發量：蒸發量與降水量為相反的兩種氣象要素。言某地區氣候之乾、濕，不應僅以降水量多寡為標準，應由兩者之差值而決定。例如某地降水量雖多，而蒸發量更甚，兩相比較，成虧損差值情形，則該地仍屬乾燥氣候；反之，降水量雖少，而蒸發量更微，兩相比較成剩餘差值，仍屬潤濕氣候。試以臺北五十六年來按月平均之蒸發量與降水量繪製如圖 10，則顯而易見的，除十一月蒸發量比降水量稍多外，其他各月均為剩餘差值，故臺北屬於潤濕氣候。

圖 10：臺北按月平均降水量與蒸發量之比較



本市年蒸發量為 1301 公厘，較年降水量減少 799 公厘，其按月分配及其極端值如表八。

由上表觀之，蒸發量最少月在二月為 59 公厘，最多在七月為 175.3 公厘。五十六年來最高蒸發量，以 1909 年 7 月之 294 公厘為最大，以 1897 年 2 月之 23.6 公厘為最低。因蒸發量與雲量、溫度、濕度、風等氣象因素有互相之關係。

VI、雲量：指天空為雲所遮蓋之十分數而言。平均雲量在 0~0.09/10 者為碧天，在 1/10 至 5.0/10 為疏雲；2/10 以下統稱為快晴；5.1/10 至 9/10 為裂雲，9/10 以上為密雲，平均雲量在 8/10 以上，統稱為曇天。雲量之多寡，對各地之氣溫變化及蒸發量有莫大之關係。因天空為雲掩蔽時，日間既遇阻太陽光線，

表八：臺北平均蒸發量與其極端值 (1897-1952) mm.

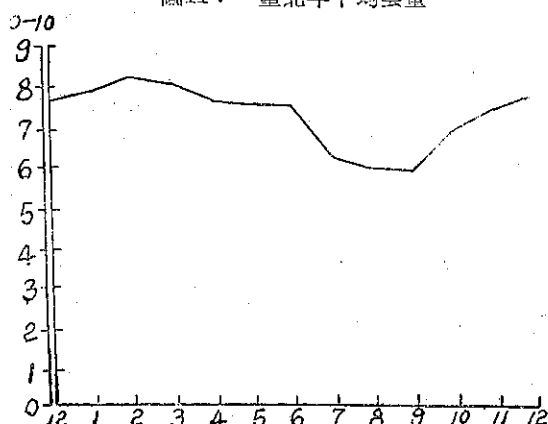
	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月
平均蒸發量	59.0	57.3	77.1	97.5	125.1	140.6	175.3	172.2	145.2	111.3	79.1	61.4
最高蒸發量	104.8	94.3	117.9	145.7	183.5	227.6	294.0	271.5	214.6	165.9	123.2	104.6
最低蒸發量	26.0	23.6	43.8	54.3	68.7	80.8	121.8	114.9	87.7	58.1	36.7	26.4

減少傳熱，氣溫上升自微；夜間又遇阻熱量散失，氣溫低降亦少。多雲蒸發量小，晴天少雲蒸發量大。臺北按月平均雲量如圖11。

由上圖，可見臺北雲量年變象不大，二月最大為8.2，九月最小為5.9。晴天日數甚少，平均一年之間只有9.6日。快晴日數只有28.5日。相反的，曇天日數、裂雲日數、密雲日數則甚多。曇天日數年平均共194.3日，自十一月起至翌年五月止，每月在17.1至20.8日之間，即東北季風盛行之時，三月最多為20.8日，八月最少為9.8日（表九）。

VII、風：本省處於季風盛行區，冬季為風力強大之東北季風所控制；夏季受風勢緩和之西南季風所影響；故本省各地風向頻數，冬季以東偏北為最多，夏季則以西偏南為最多。臺北因地勢關係，東北吹來之冬季風受大屯山之阻障，改向沿基隆河谷西進；西南

圖11：臺北年平均雲量



吹來之夏季風受西南山地影響，改沿淡水河谷東進。茲以本省氣象所1950—1954年所統計之風向頻數，計算其百分比，列表于下：

表九：臺北各種天空狀況日數

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	合計
有霧日數	2.6	2.8	2.8	2.1	1.9	2.3	1.5	1.2	1.2	1.2	1.6	2.2	23.4
快晴日數	2.1	1.3	1.7	1.6	1.2	0.8	2.6	3.5	4.8	3.7	2.9	2.3	28.5
曇天日數	20.2	19.7	20.8	17.9	17.9	16.4	10.1	9.8	10.2	15.2	17.1	19.1	194.3
碧天日數	0.8	1.0	0.4	0.2	1.4	0.7	0.4	1.0	1.8	1.0	1.0	0.4	9.6
疏雲日數	8.6	2.1	3.8	3.8	5.5	4.0	5.4	8.6	11.0	8.0	4.8	5.0	70.6
裂雲日數	7.2	8.4	9.4	9.0	13.0	14.0	17.0	16.0	10.0	10.0	8.0	8.4	130.4
密雲日數	14.4	17.0	17.4	17.0	11.0	13.8	7.8	5.4	7.2	12.0	16.2	17.2	156.4

表十：臺北各風向按月頻數與其百分比 (1950-1954)

風向 月別	N		NNE		NE		ENE		E		ESE		SE		SSE	
	頻數	%	頻數	%	頻數	%	頻數	%	頻數	%	頻數	%	頻數	%	頻數	%
1	33	1.1	37	1.3	117	4.0	847	28.6	770	26.0	390	13.2	135	4.6	33	1.1
2	32	1.2	14	0.5	91	3.4	849	31.3	737	27.1	342	12.6	87	3.2	25	0.8
3	55	1.9	20	0.7	106	3.6	835	23.1	684	22.9	499	16.8	84	2.8	12	0.4
4	67	2.4	36	1.3	107	3.8	640	22.9	870	31.3	335	11.9	108	3.9	23	0.8
5	66	2.3	25	0.9	83	2.9	574	19.7	592	20.3	253	8.7	128	4.4	144	4.9
6	61	2.5	34	1.4	122	4.9	443	17.9	294	11.9	151	6.1	130	5.3	90	3.6
7	65	2.4	25	0.9	98	3.6	195	7.0	290	10.6	162	5.9	181	6.6	189	6.9
8	48	1.6	25	0.8	144	4.9	306	10.3	601	20.3	300	10.0	213	7.2	162	5.5
9	45	1.6	6	0.2	143	4.8	621	20.9	816	27.5	416	14.0	138	4.6	100	3.4
10	27	0.8	38	1.1	232	6.6	1207	35.9	801	23.9	606	18.0	113	3.5	53	1.6
11	27	0.8	53	1.6	180	5.6	1174	36.2	733	22.6	630	19.4	106	3.3	34	1.1
12	18	0.5	53	1.6	150	4.5	906	27.5	869	26.4	827	25.1	67	2.3	45	1.3
年	545	1.6	366	1.0	1575	4.4	8597	24.3	8057	22.8	4911	13.9	1495	4.2	910	2.3

月 別	風 向		S		SSW		SW		WSW		W		WNW		NW		NNW		合 計	
	頻數	%	頻數	%	頻數	%	頻數	%	頻數	%	頻數	%	頻數	%	頻數	%	頻數	%	頻數	%
1	50	1.7	35	1.2	72	2.4	30	1.0	177	6.0	96	3.2	107	3.6	32	1.0	2961	100		
2	30	1.1	23	0.8	54	2.0	52	1.9	153	5.7	66	2.5	104	3.8	57	2.1	2716	100		
3	30	1.0	20	0.7	64	2.2	71	2.4	178	6.0	69	2.3	159	5.3	87	2.9	2975	100		
4	51	1.8	27	1.0	53	1.9	47	1.7	128	4.6	72	2.6	139	4.9	89	3.2	2792	100		
5	112	3.8	62	2.1	76	2.6	101	3.5	239	8.2	136	4.7	243	8.3	78	2.7	2912	100		
6	127	5.1	78	3.2	125	6.1	162	6.6	317	12.8	138	5.6	132	5.3	66	2.7	2471	100		
7	244	8.9	114	4.1	201	7.3	253	9.2	425	15.5	107	3.9	115	4.2	84	3.0	2748	100		
8	209	7.0	75	2.6	217	7.3	133	4.5	185	6.2	127	4.3	139	4.7	82	2.8	2966	100		
9	114	3.8	67	2.2	58	2.0	74	2.4	142	4.8	81	2.7	70	2.3	76	2.5	2968	100		
10	71	2.1	19	0.6	37	1.1	21	0.7	51	1.5	18	0.5	33	1.0	32	1.0	3364	100		
11	41	1.3	30	0.9	50	1.5	25	0.7	58	1.8	28	0.9	50	1.6	24	0.7	3243	100		
12	45	1.3	31	1.0	50	1.5	38	1.1	45	1.3	52	1.6	75	2.3	22	0.7	3293	100		
年	1154	3.3	611	1.7	1058	3.0	1007	2.8	2098	5.9	990	2.8	1366	3.9	729	2.1	35469	100		

觀上表，可見臺北之風向，冬季以東北東 ENE 之頻數為最多，佔年總頻數 24.3%，且自九月份起即佔月總數之 20.9%，尤以十月份之 35.9%，十一月份之 36.2% 為最高峯。十二月份稍減，只佔月總數 27.5%。一月起一直延長至四月止，其頻數均佔月總數 22.9% 以上；其次為東風，佔年總數 22.8%，其盛行時期最長，自八月份起至翌年五月份止，共有十個月之頻數佔各月總數 20.3% 以上。再次為東南東 ESE 佔

年總數 13.9%。夏季西南季風盛行期，臺北因丘陵互綿于西南關係，風信以西風為最多，五月佔 8.2%，六月佔 12.8%，七月佔 15.5%。

臺北之風速，根據省氣象所五十六年來之統計，如表十一，年平均風速為 3.2m/s，年變象不大，冬季風較強，自九月份起，一直延至翌年四月份止，平均風速自 3.1 至 3.9m/s，十一月最大為 3.9m/s；夏季風較弱，五月至八月為 2.2 至 2.8m/s。六月最小為 2.2m/s。

表十一：臺北平均風速與其極端風速 m/s (1897-1952)

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	年平均
平均風速	3.4	3.3	3.5	3.1	2.8	2.2	2.5	2.7	3.1	3.7	3.9	3.8	3.2
極端最大風速	13.0	12.2	14.5	16.8	15.0	19.0	27.2	31.3	30.6	23.5	15.3	13.8	
發生年日	1946 27	1949 8	1947 25	1947 4	1945 21	1914 30	1948 6	1899 5	1912 7	1898 1	1952 13	1944 21	

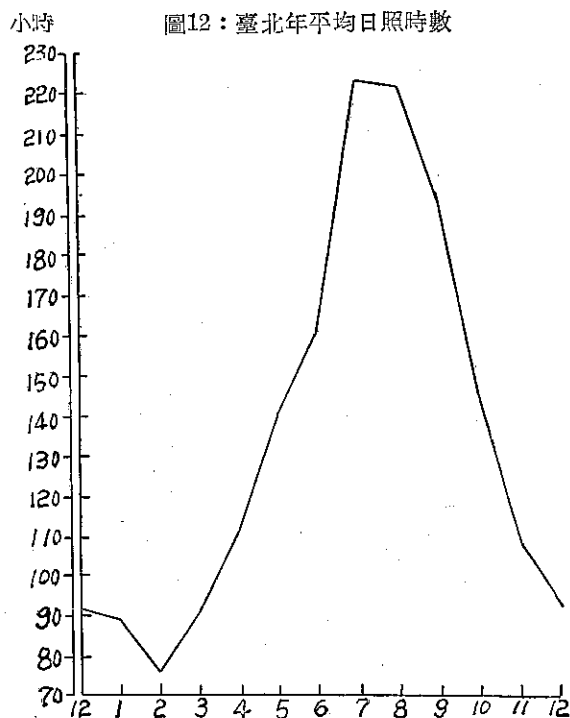
表十二：臺灣省各地最高風速之比較

觀 察 地 點			海 拔 m	紀 錄 期 間 自 至	風 速 m/s	風 向	發 生 年 月		
							日	月	年
臺 北 縣	彭 嶼 竹 基	佳 子	99.0	1910-1952	50.0	ESE	31	8	1940
			836.2	1943-1952	33.3	S	8	7	1943
			600.0	1947-1952	25.8	N	5	7	1948
			19.0	1943-1952	41.7	WNW	6	7	1948
			3.4	1917-1952	35.5	NW	28	8	1912
	北 竹	六 甲	8.0	1897-1952	31.3	E	3	8	1899
			32.8	1936-1952	33.4	NNE	2	9	1945
			7.4	1936-1952	37.3	NE	11	7	1942
			9.5	1947-1952	27.0	NE	19	3	1952
			77.1	1898-1952	26.6	N	16	9	1912
臺 新 宜 蘭 縣	中 港 月 里	新 港 東 武 嶼	17.6	1911-1952	45.0	NNE	16	8	1944
			1014.8	1942-1952	17.5	N	6	4	1943
			9.4	1897-1952	40.3	NNE	3	9	1940
			2406.1	1934-1952	27.5	E	16	11	1950
			3850.0	1944-1952	49.7	S	19	5	1947
	南 雄		11.0	1948-1952	40.0	SSE	14	11	1952
			12.7	1897-1952	38.2	SSE	27	8	1911
			29.1	1932-1942	38.0	S	22	6	1947
			22.3	1897-1952	39.8	WNW	29	8	1910
			36.5	1940-1952	39.2	S	14	9	1949
臺 東 縣	新 臺 大 蘭	8.9	1910-1952	32.7	NE	6	9	1934	
		7.6	1940-1952	46.7	NNE	30	9	1945	
		222.2	1942-1952	47.8	NE	5	9	1948	

本省位於西太平洋颱風影響範圍內，故由颱風所引起之極端最大風速甚大。尤以迎風面之東部沿海島嶼為甚。例如孤處本省東北部海洋中之彭佳嶼在1940年8月31日之風速竟達 50m/s（每秒50公尺）。即謂每一平方公尺垂直于風向所受壓力約 300 公斤。其破壞力之大可以想像。本省東南部海洋中之蘭嶼，極端最大風速亦曾達 47.8m/s，他如沿海之大武曾達 46.7m/s，花蓮45.0m/s，恒春39.8m/s，新港39.2m/s，宜蘭37.3m/s，基隆35.5m/s。本市因四週皆山地，極端最大風速為 31.3m/s（1899年8月5日）。大致颱風季節大，冬季風季節小。

Ⅷ、日照：臺北日照時數，年平均為 1645.5 小時，約 68.5 日。年變象甚大；最少二月為 76.1 小時，自三月份起，日照時數逐漸增加，至七月達最高峯為 22.8 小時、八月份起逐漸減少，至十二月只有 91 小時，一月為 88.9 小時。

臺北日照百分率，年平均為 37%，最大八月

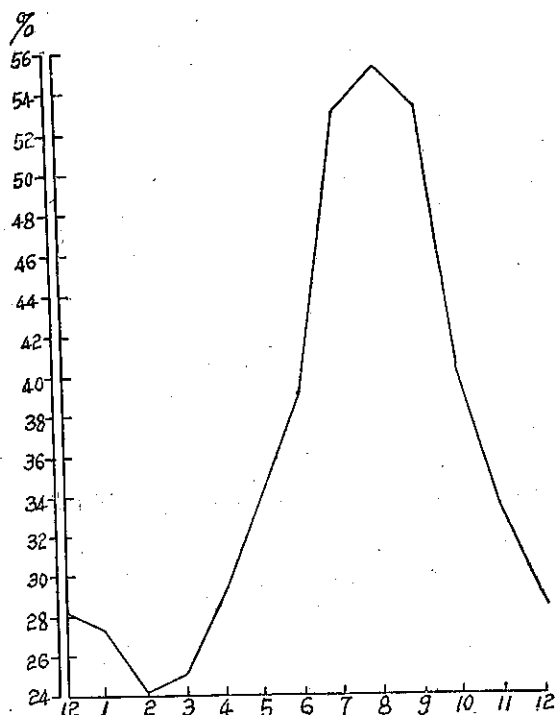


為 55%，最小二月為 24%，六月至十月平均在 39% 至 55%。十二月至翌年四月平均在 29% 以下。不照日數，年平均為 81.5 日，最多三月 11.1 日，最少七月為 1.7 日。自十二月至翌年三月，不照日數均在 10.2 日以上，其餘各月在 8.3 至 2.1 日之間。

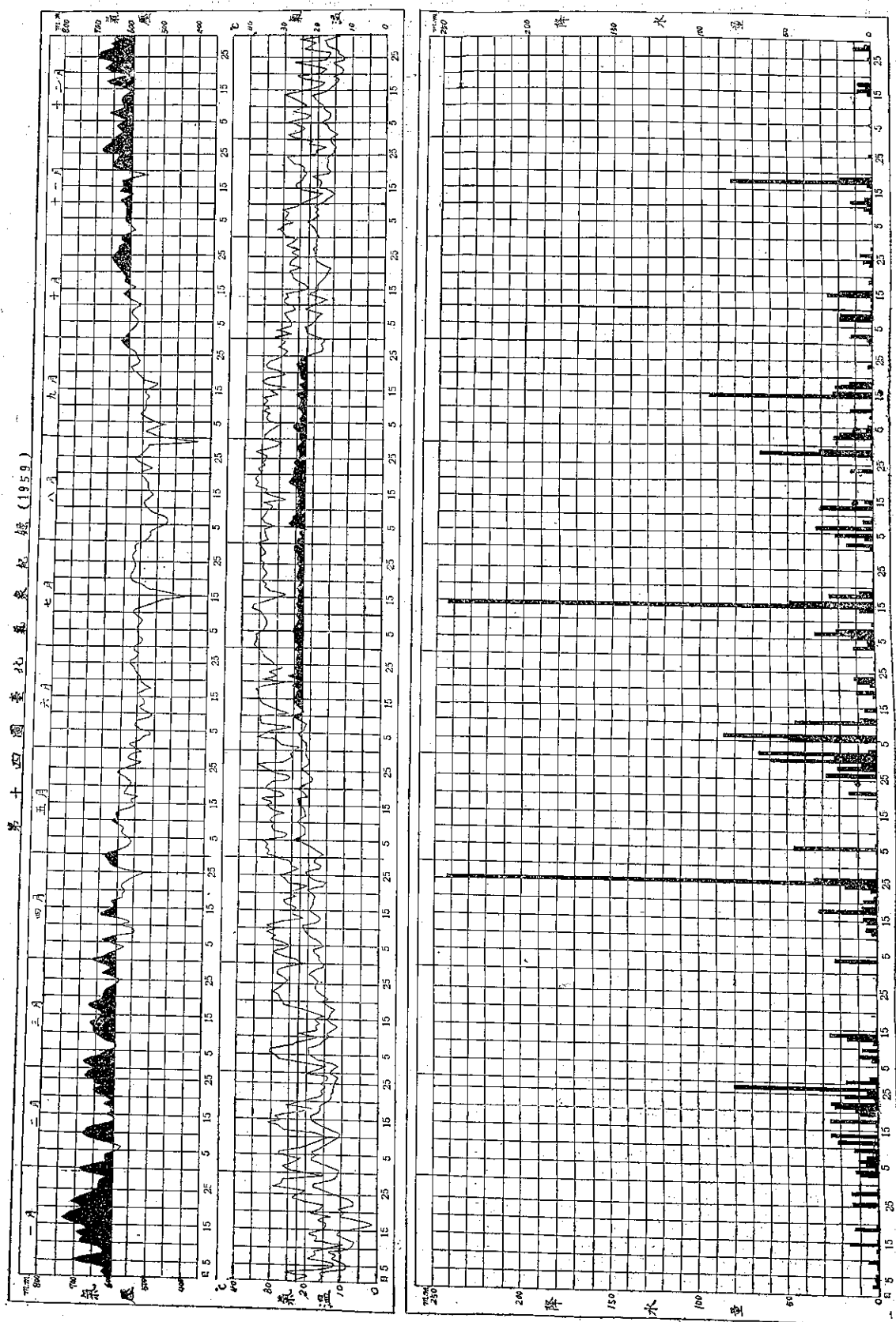
為明瞭氣象三大要素間之互相關係，以民國四十八年臺北市每日之氣壓、氣溫及降水量為例，繪製如圖 14：上方為氣壓週年變象，橫線為年平均氣壓—本年年平均氣壓為 59.5 公厘，較累年平均低減 0.1 公厘。曲線為每日之平均氣壓，由圖上可見一、二、三各月為高氣壓，曲線在年平均之上，四月起氣壓逐漸

低降，四月一個月高壓、低壓互見，比較不穩定。自五月至九月均屬低氣壓，尤以七月十五日畢莉颱風侵境時之 39.9 公厘及八月二十九日瓊安颱風進襲時之 34.3 公厘為最低。九月二十六日起氣壓又逐漸升高，十月一個月又在穩定之狀態中，高氣壓、低氣壓互見。十一月、十二月又為高氣壓。中方為氣溫週年變象，橫線為年平均氣溫—本年年平均氣溫為 22.5°C，比累年平均高 0.7°C。曲線為每日之最高氣溫與最低氣溫，最高在七月十二日為 37.4°C，最低在一月十七日為 2.6°C。其情形大致與氣壓相反；春冬低溫而夏秋高溫，四月及十月氣溫高低亦不穩定，因該兩月為冬季候風與夏季候風交換之時期也。下方為週年之降水量與降水日數，本年年雨量為 2594 公厘，較累年平均多 494 公厘。日雨量在 10 公厘以上者共有 67 日，在 30 公厘以上者共有 19 日，全年降水日數共有 214 日，佔全年 59%。本年度有兩次之日雨量超過 200 公厘以上：一為四月二十六日本省北部發生低氣壓，一日之間降水 243.3 公厘；一為七月十五日畢莉颱風進襲本省北部，一日之間降水 244 公厘，造成臺北嚴重水災。本年度可怕之「八七」水災，本市因在背風區，降水僅有 34 公厘，幸無影響。八月二十九日瓊安颱風通過本省時，氣壓雖然甚低，但降水量不大，僅有 66.4 公厘而已。十一月十八日因受英瑞達颱風影響，降水量達 83 公厘。本年度無降水或降水少于 0.1 公厘之日數，只有 151 日，僅佔全年 41% 日。可謂多雨少晴之年。

圖13：臺北年平均日照率



第十四圖臺北氣象紀錄(1959)



旋 率 簡 介

章 燕 禧

A Brief Discussion on the Application of Vorticities in Meteorology

Yen-shi Wei

Abstract

Vorticity has been considered as an important parameter which is popularly used in meteorology and may be simply defined as the curl of the fluid velocity, $\vec{\nabla} \times \vec{V}$. However the physical significance of the fluid property remains to be determined.

Several sections had been introduced in the discussion of this paper. They are: 1) the definition of vorticity, 2) the expressions of vorticity in various coordinates and 3) its relations with meteorological elements and its applications.

一、前 言

在氣象學的研究上，旋率為一頗為重要而廣為應用的因素，本文特為介紹旋率的意義，在各種坐標系統中的表示法，與各種氣象因素的關係及其應用等。

二、旋率的定義及其在各種坐標系統中的表示法

1. 旋率定義與其直角坐標表示法

一般而言，旋率為一向量 (Vector)，以式表之為

$$\vec{\nabla} \times \vec{V}.$$

$$\text{此處 } \vec{\nabla} = \vec{i} \frac{\partial}{\partial x} + \vec{j} \frac{\partial}{\partial y} + \vec{k} \frac{\partial}{\partial z},$$

$$\vec{V} = \vec{i} u + \vec{j} v + \vec{k} w.$$

$$\text{故 } \vec{\nabla} \times \vec{V} = \begin{vmatrix} \vec{i} & \vec{j} & \vec{k} \\ \frac{\partial}{\partial x} & \frac{\partial}{\partial y} & \frac{\partial}{\partial z} \\ u & v & w \end{vmatrix}$$

$$= \vec{i} q_x + \vec{j} q_y + \vec{k} q_z$$

$$\text{此處 } q_x = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}, q_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x},$$

$$q_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}.$$

普通在氣象學的研究與應用上，所謂旋率者乃指其在鉛直方向的分量，即鉛直旋率 (Vertical Vorticity)，以 q_z 表之，或簡寫為 q ，其定義為

$$q = \vec{\nabla} \times \vec{V} \cdot \vec{K} = \begin{vmatrix} \frac{\partial}{\partial x} & \frac{\partial}{\partial y} & \frac{\partial}{\partial z} \\ u & v & w \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \frac{\partial}{\partial x} & \frac{\partial}{\partial y} \\ u & v \end{vmatrix} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (1)$$

(1) 式為旋率在直角坐標中的表示法，此處的旋率指鉛直旋率而言。

2. 地轉式旋率

在等壓面上，旋率可用地轉風方程式計算其近似值。地轉風方程式：

$$v_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial x}, u_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial y}.$$

$$\text{此處 } f = 2\omega \sin \phi \quad (2)$$

上列兩式各對 x, y 取偏導式，得

$$\frac{\partial v_g}{\partial x} = -\frac{g}{f} \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} \quad (3)$$

$$\frac{\partial u_g}{\partial y} = -\frac{g}{f} \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} + \frac{g}{f^2} \frac{\partial z}{\partial y} \frac{\partial f}{\partial y}$$

由 (2) 式得 Rossby 參數

$$\beta = \frac{\partial f}{\partial y} = 2\omega \cos \phi \frac{\partial \phi}{\partial y} = \frac{2\omega \cos \phi}{a} \quad (4)$$

a 為地球的半徑。故

$$\frac{\partial u_g}{\partial y} = -\frac{g}{f} \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} - \frac{\beta u_g}{f} \quad (5)$$

對 (3, 5) 兩式代入 (1) 式內，得地轉式旋率

$$q_g = -\frac{g}{f} \left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} \right) + \frac{\beta u_g}{f} \quad (6)$$

上式中 $\frac{\partial v_z}{\partial x}$ 在旋率最大密集地區甚為微小可以略去。
故

$$q_z = -\frac{g}{f} \left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} \right) \dots\dots\dots (7)$$

又設 $\vec{\nabla}_P = \vec{i} \frac{\partial}{\partial x} + \vec{j} \frac{\partial}{\partial y}$ ，則 $\vec{\nabla}_P^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$

，故 (7) 式可寫為

$$q_z = -\frac{g}{f} \vec{\nabla}_P^2 Z \dots\dots\dots (7')$$

式中 $\vec{\nabla}_P^2 Z$ 稱為 z 的 Laplacian 式。

3. 旋率的定差分析表示法

欲求等壓面上高度場中 0 點的旋率 q_z (見圖 1)，
用定差法 (Finite Difference Method) 最為方便，取 d 為 150 海里最為標準。設

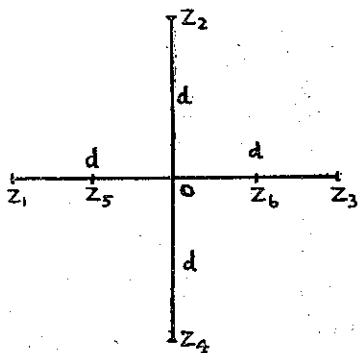


圖 1：高度場中的定差網格

$$\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right) = \frac{\Delta \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)}{\Delta x} = \frac{\frac{\partial z_6}{\partial x} - \frac{\partial z_5}{\partial x}}{d}$$

且 $\frac{\partial z_6}{\partial x} = \frac{z_3 - z_0}{d}$ ， $\frac{\partial z_5}{\partial x} = \frac{z_0 - z_1}{d}$

故 $\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} = \frac{z_1 + z_3 - 2z_0}{d^2}$ ，同樣 $\frac{\partial^2 z}{\partial y^2} = \frac{z_2 + z_4 - 2z_0}{d^2}$

故 (7) 式為

$$q_z = -\frac{4g}{fd^2} \left(\frac{z_1 + z_2 + z_3 + z_4}{4} - Z \right) \dots\dots\dots (8)$$

$$= -\frac{4g}{fd^2} (\bar{Z} - Z) \dots\dots\dots (8)$$

此處 $\bar{Z} = \frac{z_1 + z_2 + z_3 + z_4}{4}$ 稱為網格的空間平均 (Space-averaged) 等高線的高度， z 為網格中心 0 點等高線的高度。

4. 等高線型式中的旋率

茲考慮在等壓面上 (a) 槽線，(b) 脊線，(c) 低值中心，(d) 高值中心四種等高線型式中的旋率

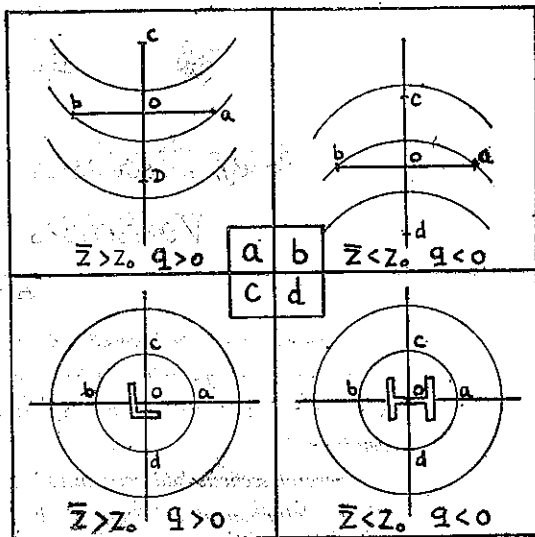


圖 2：等高線型式中的旋率

(見圖 2)。藉 (8) 式與圖 1 之助，可得出在槽線上與低值中心的旋率為正，在脊線上與高值中心的旋率為負。如果等高線梯度相同，低值中心的旋率約為槽線上旋率的兩倍；同樣，高值中心的旋率約為脊線上旋率的兩倍。

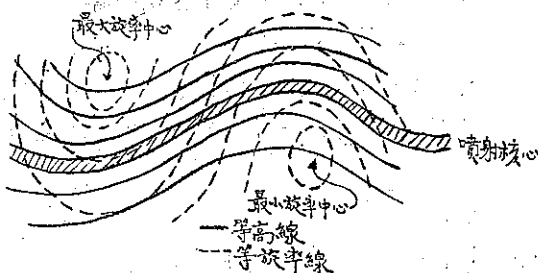


圖 3：地轉式旋率分析

在高度場中某點的高度值可從圖上網格點上讀出， \bar{Z} 為該點周圍網格上的平均值，所以該點的旋率可用 (8) 式計算得之。波狀等高線中，通常短波上的槽線相當於最大旋率處 (Vorticity maximum)，脊線相當於最小旋率處 (Vorticity minimum)。高度場中標準的地轉式旋率分析如圖 3 所示。

5. 固態旋轉體的旋率

以地球的旋轉為例，考慮靜止於地面上的質點 P ，當地球旋轉時 P 點的旋率。 P 點的位置向量

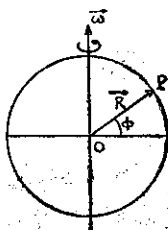


圖 4：地球的旋率 (Position Vector) 為 (見圖 4)

$$\vec{R} = \vec{i}x + \vec{j}y + \vec{k}z$$

地球自轉角速度

$$\vec{\omega} = \vec{i}\omega_x + \vec{j}\omega_y + \vec{k}\omega_z$$

則 P 點的線速度 (Linear Velocity) 爲

$$\vec{V}_E = \vec{\omega} \times \vec{R}$$

故得 P 點的旋率

$$\begin{aligned} \vec{\nabla} \times \vec{V}_E &= \vec{\nabla} \times (\vec{\omega} \times \vec{R}) = \vec{\nabla} \times \begin{vmatrix} \vec{i} & \vec{j} & \vec{k} \\ \omega_x & \omega_y & \omega_z \\ x & y & z \end{vmatrix} \\ &= \vec{\nabla} \times [\vec{i}(\omega_x z - \omega_z x) + \vec{j}(\omega_z x - \omega_x z) \\ &\quad + \vec{k}(\omega_x y - \omega_y x)] \\ &= \begin{vmatrix} \vec{i} & \vec{j} & \vec{k} \\ \frac{\partial}{\partial x} & \frac{\partial}{\partial y} & \frac{\partial}{\partial z} \\ \omega_y z - \omega_z x & \omega_z x - \omega_x z & \omega_x y - \omega_y x \end{vmatrix} \\ &= \vec{i}(\omega_x + \omega_x) + \vec{j}(\omega_y + \omega_y) \\ &\quad + \vec{k}(\omega_z + \omega_z) \\ &= 2(\vec{i}\omega_x + \vec{j}\omega_y + \vec{k}\omega_z) = 2\vec{\omega} \dots (9) \end{aligned}$$

故知固態旋轉體的旋率爲其角速度的兩倍。

再考慮旋率的鉛直分量：

$$q = \vec{\nabla} \times \vec{V} \cdot \vec{K} = 2\vec{\omega} \cdot \vec{K} = 2\omega_z$$

由圖 5 可知

$$\omega_z = \omega \sin \phi$$

故 $q = 2\omega \sin \phi$

由此可知靜止在地面上某點的旋率等於該處的地轉偏向參數。

6. 旋率的球面曲紋坐標表示法

在球面上，單位向量

$\vec{i}, \vec{j}, \vec{k}$ 的大小不變，而其方向則隨地不同，故此等單位向量應爲變量。按旋率的定義得

$$\begin{aligned} q' &= \vec{\nabla} \times \vec{V} \cdot \vec{K} = \vec{\nabla} \cdot \vec{V} \times \vec{K} \\ &= \left(\vec{i} \frac{\partial}{\partial x} + \vec{j} \frac{\partial}{\partial y} + \vec{k} \frac{\partial}{\partial z} \right) \cdot \begin{vmatrix} \vec{i} & \vec{j} & \vec{k} \\ u & v & \omega \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix} \\ &= \left(\vec{i} \frac{\partial}{\partial x} + \vec{j} \frac{\partial}{\partial y} + \vec{k} \frac{\partial}{\partial z} \right) \cdot (\vec{i}v - \vec{j}u) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} &= \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + \vec{j} \frac{\partial \vec{i}}{\partial y} v + \vec{k} \cdot \frac{\partial \vec{i}}{\partial z} v \\ &\quad - \vec{i} \frac{\partial \vec{j}}{\partial x} u - \vec{k} \cdot \frac{\partial \vec{j}}{\partial z} u \end{aligned}$$

因爲 \vec{i} 與 $\frac{\partial \vec{i}}{\partial x}, \vec{j}$ 與 $\frac{\partial \vec{j}}{\partial y}$ 互相垂直，其無向乘積 (

Scalar Product) 爲零故也。

但 $\frac{\partial \vec{i}}{\partial y} = \frac{\partial \vec{i}}{\partial z} = \frac{\partial \vec{j}}{\partial z} = 0$ ，及由圖 6 可知

$$\left| \frac{\partial \vec{j}}{\partial x} \right| = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \left| \frac{\Delta \vec{j}}{\Delta x} \right| = \frac{1}{a} = \frac{\tan \phi}{a}$$

$$\frac{\partial \vec{j}}{\partial x} = -\vec{i} \frac{\tan \phi}{a}$$

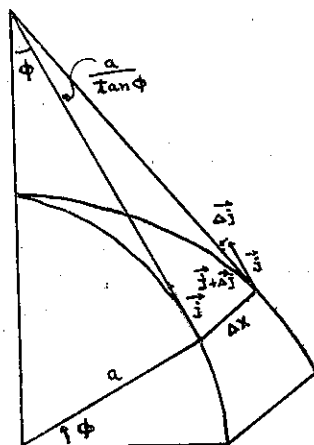


圖 6: \vec{j} 在緯度方向的變化

$$\text{故 } q' = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{u}{a} \tan \phi \dots (10)$$

上式爲旋率的球面曲紋坐標表示法，將 (1) 式與 (10) 式相較，後者多出一項 $\frac{u}{a} \tan \phi$ ，此項的大小等級通常爲 10^{-5} 每秒，而在最大旋率區域內 $\frac{\partial v}{\partial x}$

$-\frac{\partial u}{\partial y}$ 的大小等級爲 10^{-4} 每秒，因此 $\frac{u}{a} \tan \phi$ 一項可予略去。故知在球面上的旋率亦可以 (1) 式表出之。若不予忽略，在北半球 ($\phi > 0$) 比較 q 與 q' 的大小：

- (i) 向東過動 $u > 0$, $q' > q$,
- (ii) 向西運動 $u < 0$, $q' < q$,
- (iii) 南北運動 $u = 0$, $q' = q$ 。

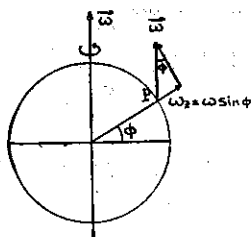


圖 5: $\vec{\omega}$ 的分量

7. 旋率的自然坐標表示法

在自然坐標中，切線方向的單位向量以 \vec{t} 表之，

法線方向的單位向量以 \vec{n} 表之，則

$$\vec{\nabla} = \vec{t} \frac{\partial}{\partial s} + \vec{n} \frac{\partial}{\partial n} + \vec{k} \frac{\partial}{\partial z}$$

$$\vec{V} = \vec{t} v$$

故旋率 $q = \vec{\nabla} \times \vec{V} \cdot \vec{k} = \vec{k} \times \vec{\nabla} \cdot \vec{V}$

$$= \vec{k} \times \left(\vec{t} \frac{\partial}{\partial s} + \vec{n} \frac{\partial}{\partial n} + \vec{k} \frac{\partial}{\partial z} \right) \cdot (\vec{t} v)$$

$$= \left(\vec{n} \frac{\partial}{\partial s} - \vec{t} \frac{\partial}{\partial n} \right) \cdot (\vec{t} v)$$

$$= v \vec{n} \cdot \frac{\partial \vec{t}}{\partial s} - \frac{\partial v}{\partial n},$$

因爲 $\vec{n} \cdot \vec{t} = 0$, $\vec{t} \cdot \vec{t} = 1$, $\vec{t} \frac{\partial \vec{t}}{\partial s} = 0$ 之故也。

又因 $\frac{\partial \vec{t}}{\partial s} = \frac{\partial \vec{t}}{\partial t} \frac{\partial t}{\partial \psi} \frac{\partial \psi}{\partial s} = \vec{n} \frac{1}{K} = \vec{n} k$

故 $q = KV - \frac{\partial v}{\partial n} \dots \dots \dots (11)$

上式爲旋率的自然坐標表示法，式中 KV 稱爲曲率項 (Curvature term)， $-\frac{\partial v}{\partial n}$ 稱爲切變項 (Shear term)。此兩項各在南北二半球風場中的正負可由圖 7 表示之。

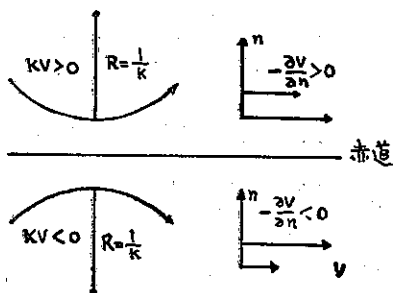


圖 7：南北半球自然坐標中的旋率

再研究固態旋轉體的旋率，在圓周運動中

$$V = R\omega = \frac{\omega}{K} \quad \text{即} \quad KV = \omega$$

$$-\frac{\partial v}{\partial n} = \left(-\frac{\partial R}{\partial n} \right) \frac{\partial \omega}{\partial R} = \frac{\partial(R\omega)}{\partial R} = \omega$$

$$\left(\text{因 } \frac{\partial R}{\partial n} = -1 \right)$$

故由 (11) 式得出

$$q = \omega + \omega = 2\omega \dots \dots \dots (12)$$

此式與第 5 節中所討論者不謀而合。

三、風場中的旋率

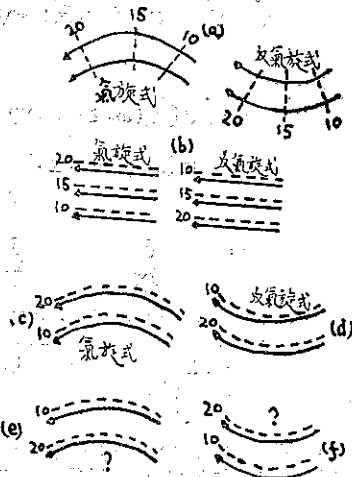
在北半球旋率之值爲正，稱爲氣旋式的旋率 (Cyclonic Vorticity)，旋率之值爲負，稱爲反氣旋式的旋率 (Anticyclonic Vorticity)。在典型風場中的旋率，討論如下：

8. 風場型式中的旋率

就 (11) 式中曲率項與切變項的正負而論，風場

中的旋率可分做六種可能配合情形，茲以北半球上者而討論之：

圖 8 中方向線表示風向，虛線表示等風速線。



a. 氣流在法線方向的速率不變，亦即等風速線與氣流線的法線方向重合，此時切變項爲零

$$\left(-\frac{\partial v}{\partial n} = 0 \right)$$

圖 8：風場型式中的旋率

，旋率的正負單由氣流線的曲率即可決定。

b. 氣流線呈直線形，此時曲率項爲零，(因 $K=0$) 吾人面對氣流線的方向，若風速向左方遞減，則旋率爲正，向左方遞增則爲負。

c. 若曲率爲氣旋式的，氣流的速率向左方遞減，則旋率爲正。

d. 若曲率爲反氣旋式的，氣流速率向左方遞增，則旋率爲負。

e. 若曲率爲氣旋式的，而氣流的速率向左方遞增，此時曲率項爲正，切變項爲負，旋率的正負須視曲率項與切變項絕對值的大小方可決定。

f. 若曲率爲反氣旋式的，而氣流的速率向左方遞減，旋率的正負亦不能決定。

9. 噴射氣流中的旋率

噴射氣流地帶，最大風速位於氣流的中央，圖 9 表示噴射氣流的兩種主要型式。圖 a 中最大風速軸橫貫槽線的中央，按 8 節的討論，在此軸之北，旋率爲氣旋式的；此軸之南，旋率的正負便不能決定，因爲曲率項爲氣旋式的，切變項爲反氣旋式的。同樣，在圖 b 中，軸之南旋率爲反氣旋式的，軸之北旋率的正

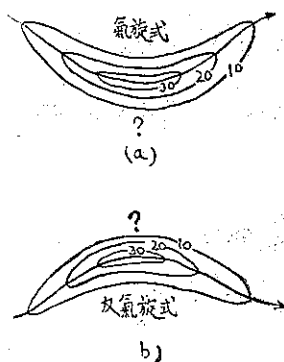


圖 9：噴射氣流中的旋率

負便不能決定了。

10. 颱風中的旋率
在討論颱風中旋率分佈情況時，為簡單起見假定：(一)颱風中等壓線成同心圓，沿等壓線吹到的風速不變，亦即等壓線與等風速線重合。(二)最大風速出現在中心附近，風速向外遞減。

(i) 在最大風速之外的地區，風速 V 與此處距中心距離 R 的關係，按假定(一)且設為

$$V = \frac{a}{R^b} \quad (13)$$

式中 a 與 b 皆為常數，且 $b > 0$ 。曲率項與切變項各為

$$KV = \frac{a}{R^{b+1}} \quad (14)$$

$$-\frac{\partial v}{\partial n} = -\frac{ab}{R^{b+1}} \quad (15)$$

因為 $R = \frac{1}{K}$ ， $\frac{\partial R}{\partial n} = -1$ 之故也。

(14, 15) 兩式相加，得旋率

$$q = \frac{a}{R^{b+1}} (1-b) \quad (16)$$

在颱風中旋率為正 ($q > 0$)，由 (16) 式得出 $b < 1$ ，故知 b 值應為介於 0 與 1 間的真分數，亦即

$$0 < b < 1$$

再將 (14, 15) 兩式相除，取絕對值得

$$\left| -\frac{\partial v}{\partial n} \right| / \frac{KV}{kv} = b$$

故知 b 之值為切變項與曲率項絕對值的比。

將 (13) 式代入 (16) 式內，得

$$q = \frac{V}{R} (1-b) \quad (17)$$

如果颱風的強度依旋率的大小而定，由 (17) 式知颱風的強度亦可由 b 值的大小而區分等級。按假定(一)等風速線既與等壓線重合，可知等旋率線亦與等壓線重合。且因， $\frac{q}{V} = \frac{1-b}{R} < 1$ ，知旋率向外遞減的程度較之風速向外遞減的程度為快。舉例言之，假設在颱風中最大風速之外地點的風速與距中心距離的平方根成反比 ($V = \frac{a}{\sqrt{R}}$)，由 (16) 式求得旋率與距中心距離的 $3/2$ 幕成反比 ($q = \frac{a}{2R^{3/2}}$)。

(ii) 在北半球，颱風中風向成反時針方向吹刮，由 8 節的討論，曲率項恒為正，切變項 ($-\frac{\partial v}{\partial n}$) 在最大風速之外為負，之上為零，之內為正。由此可知：颱風中最大旋率之值應出現在最大風速之內的近中心處。

四、絕對旋率與相對旋率

空氣質點在地面上運動，其絕對速度等於相對速度加上地球自轉的速度，以式表之為

$$\vec{V}_a = \vec{V} + \vec{V}_E = \vec{V} + \vec{\omega} \times \vec{R} \quad (18)$$

上式兩端各取 $\vec{\nabla} \times$ ，得

$$\vec{\nabla} \times \vec{V}_a = \vec{\nabla} \times \vec{V} + \vec{\nabla} \times \vec{V}_E$$

將 (9) 式代入得

$$\vec{\nabla} \times \vec{V}_a = \vec{\nabla} \times \vec{V} + 2\vec{\omega}$$

上式各項無向的乘以 \vec{k} ，得出旋率的鉛直分量

$$\vec{\nabla} \times \vec{V}_a \cdot \vec{K} = \vec{\nabla} \times \vec{V} \cdot \vec{K} + 2\vec{\omega} \cdot \vec{K} \quad (19)$$

或寫為 $Q = q + f$

Q 稱為絕對旋率， q 為相對旋率。故知絕對旋率為相對旋率與偏向參數的和。

五、環流與旋率

11. 環流

環流就是速度沿封閉曲線環繞一周的線積分 (Line Integral)，以式表之：

$$C = \oint \vec{V} \cdot \delta \vec{r} \quad (20)$$

式中 \vec{V} 為相對速度， C 為相對環流。如果 \vec{V}_a 表示絕對速度，則絕對環流

$$C_a = \oint \vec{V}_a \cdot \delta \vec{r} \quad (21)$$

再者，(18) 式中地球半徑向量以 \vec{r} 表之為

$$\vec{V}_a = \vec{V} + \vec{\omega} \times \vec{r} \quad (18')$$

上式各項無向的乘以 $\delta \vec{r}$ ，取圍繞封閉環流曲線的線積分，且應用 (20, 21) 兩式的關係，得

$$\begin{aligned} C_a &= C + \oint \vec{\omega} \times \vec{r} \cdot \delta \vec{r} \\ &= C + \vec{\omega} \cdot \oint \vec{r} \times \delta \vec{r} \end{aligned}$$

茲解釋上式右端第二項的意義：設環流曲線的平面與地軸交於 O 點 (見圖 10)，此點作為向量 \vec{r} 的原

點，有向乘積 $\vec{r} \times \delta\vec{r}$ 的方向與此平面垂直，其大小為 \vec{r} 與 $\delta\vec{r}$ 兩向量所形成平行四邊形的面積，因此向量 $\frac{1}{2} \vec{r} \times \delta\vec{r}$ 的大小為此二向量所形成陰影三角形的面積。沿着曲線上支從點 1 到點 2 向量 $\frac{1}{2} \vec{r} \times \delta\vec{r}$ 的積分爲一向量，此向量與曲線平面垂直，其方向適合於右手螺旋系統的規定與積分有相同的方向，其大小等於曲線從點 1 到點 2 爲弧所構成的扇形面積；沿着曲線下支從點 2 到點 1 的向量積分爲一相反方向的向量，其大小爲從點 2 到點 1 爲弧的扇形面積。所以圍繞曲線的全部積分爲一向量，此向量的方向與曲線平面垂直，其大小爲曲線所包圍的面積，此向量稱爲面積向量，以 \vec{A} 表之。

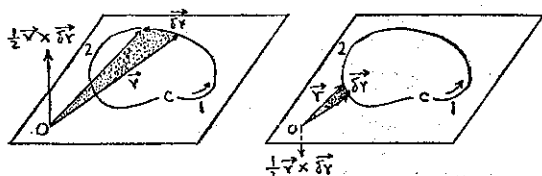


圖10：封閉曲線的面積向量

$$\vec{A} = \frac{1}{2} \oint \vec{r} \times \delta\vec{r}$$

故 $C_a = C + 2\vec{\omega} \cdot \vec{A} \dots\dots\dots (22)$

地軸 ($\vec{\omega}$) 與緯度 ϕ 處的水平面積向量 (\vec{A}) 間的夾角爲 $\frac{\pi}{2} - \phi$ ，故 (22) 式可故寫爲

$$C_a = C + 2\omega \sin\phi A \dots\dots\dots (22')$$

上式表出絕對環流與相對環流間的關係。

12. Green's 定理

此定理表出環流與旋率的關係，設曲線 AEB 與 AFB (見圖11) 的方程式各爲 $y=y_1(x)$ 與 $y=y_2(x)$

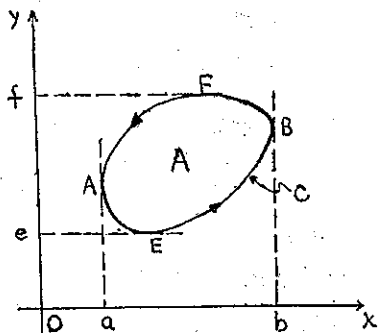


圖11：旋率與環流的關係

，又設 A 爲封閉曲線 C 所包圍的面積，則

$$\int_A \frac{\partial u}{\partial y} dx dy = \int_a^b dx \int_{y_1}^{y_2} \frac{\partial u}{\partial y} dy$$

$$\begin{aligned} &= \int_a^b [u(x, y_2) - u(x, y_1)] dx \\ &= - \int_a^b u(x, y_1) dx - \int_b^a u(x, y_2) dx \\ &= - \oint u dx \end{aligned}$$

即 $\oint u dx = - \int_A \frac{\partial u}{\partial y} dx dy$

同理 $\int_A \frac{\partial v}{\partial x} dx dy = \int_0^f dy \oint_{x_1}^{x_2} \frac{\partial v}{\partial x} dx$

$$\begin{aligned} &= \int_0^f [v(x_2, y) - v(x_1, y)] dy \\ &= \int_0^f v(x_1, y) dy + \int_f^0 v(x_2, y) dy = \oint v dy \end{aligned}$$

即 $\oint v dy = \int_A \frac{\partial v}{\partial x} dx dy$

上列二式相加，得

$$\oint u dx + v dy = \int_A \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) dx dy \dots\dots (23)$$

此爲 Green's 定理在直角坐標的形式。

因 $\vec{V} \cdot \delta\vec{r} = u dx + v dy$ ， $q = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ 及

$dA = dx dy$ ，上式變爲

$$\oint \vec{V} \cdot \delta\vec{r} = \int_A q dA$$

取 q 的平均值 \bar{q} ，再由 (20) 式得

$$C = \bar{q} A \dots\dots\dots (24)$$

由 (24) 式亦可求得固態旋轉體的旋率，因爲線速度 $V = \omega r$ ，圓周之長 $C = 2\pi r$ ，圓之面積 $A = \pi r^2$ ，故環流

$$C = cv = 2\pi r \omega r = 2\omega A$$

故旋率

$$q = \frac{C}{A} = 2\omega$$

此即 (12) 式。

13. 環流加速度

環流加速度亦稱環流變化率，就是環流對於時間的變化。先求絕對環流加速度，將 (21) 式對時間 t 取導式

$$\begin{aligned} \frac{dC_a}{dt} &= \oint \frac{d\vec{v}_a}{dt} \cdot \delta\vec{r} + \oint \vec{v}_a \cdot \frac{d}{dt} (\delta\vec{r}) \\ \text{但 } \oint \vec{v}_a \cdot \frac{d}{dt} (\delta\vec{r}) &= \oint \vec{v}_a \cdot \delta\vec{v}_a \\ &= \oint \frac{1}{2} \delta\vec{v}_a^2 = 0 \end{aligned}$$

因爲全微分沿封閉曲線環繞一周線積分的值爲零。所以

$$\frac{dc_a}{dt} = \oint \frac{d\mathbf{v}_a}{dt} \cdot \delta\mathbf{r} \dots\dots\dots (25)$$

同樣可得

$$\frac{dc}{dt} = \oint \frac{d\mathbf{v}}{dt} \cdot \delta\mathbf{r} \dots\dots\dots (25')$$

上二式表示圍繞封閉曲線加速度的環流積分等於曲線的環流變化率，為 Kelvin 所首先導出。

略去摩擦力的絕對運動方程式為

$$\frac{d\mathbf{v}_a}{dt} = -\alpha \nabla p - \nabla \Phi \dots\dots\dots (26)$$

將 (26) 式代入 (25) 式內，得

$$\frac{dc_a}{dt} = - \oint \alpha \nabla p \cdot \delta\mathbf{r} - \oint \nabla \Phi \cdot \delta\mathbf{r} \dots\dots\dots (27)$$

因為 $\nabla \Phi \cdot \delta\mathbf{r} = \delta\Phi$ 表示 Φ 沿 $\delta\mathbf{r}$ 方向的增量，故

$$- \oint \nabla \Phi \cdot \delta\mathbf{r} = - \oint \delta\Phi = 0 \dots\dots\dots (28)$$

同樣 $\nabla p \cdot \delta\mathbf{r} = \delta p$ 表示 p 沿着線元素 $\delta\mathbf{r}$ 的增量，所以 (27) 式可寫為

$$\frac{dc_a}{dt} = - \oint \alpha \delta p \dots\dots\dots (29)$$

上式右端的積分可將環流曲線畫在 $\alpha, -p$ 坐標圖上計算得之，此種圖形如圖 12a 所示。(29) 式右端的積分值就是圖 12a 中環流曲線所包圍的面積，亦即單位正方形的數目，以 N 表之，

$$- \oint \alpha \delta p = N \dots\dots\dots (30)$$

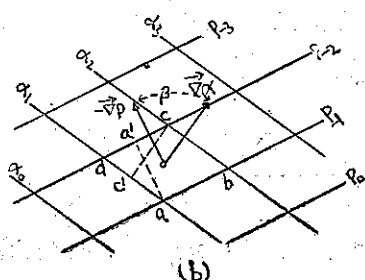
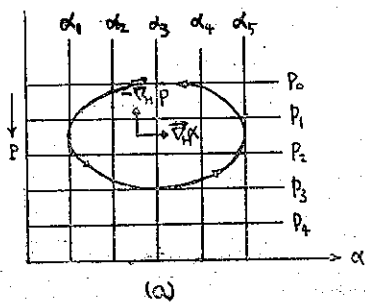


圖12：環流曲線內的力管

此等正方形係由等比容面與等壓面所構成，稱為壓力管 (Pressure Volume Solenoids)，或簡稱力管。

單位力管 abcd (見圖12b) 的面積， $A = (da) \times (dc) \sin \beta$ ，但因 $\sin \beta = \frac{cc'}{dc} = -\frac{aa'}{da}$ ，單位面積內的力管數 N 為

$$N = \frac{1}{A} = \frac{\sin \beta}{(aa') \times (c'/c)}$$

氣壓梯度的大小顯然為 $-\frac{1}{aa'}$ ， α 的升度 (Ascendent) 的大小為 $\frac{1}{cc'}$ ，因此

$$N = p \text{ 的梯度} \times \alpha \text{ 的升度} \times \sin \beta$$

亦即 $\nabla \alpha$ 與 $-\nabla p$ 的有向乘積 (Vector Product)，以式表之，

$$\vec{N} = \nabla \alpha \times (-\nabla p) = -\nabla \alpha \times \nabla p$$

此處 \vec{N} 稱為力管向量，垂直於 $\nabla \alpha$ 與 $-\nabla p$ 所在的平面，力管向量的鉛直分量

$$N = -\nabla \alpha \times \nabla p \cdot \vec{k} = - \begin{vmatrix} \frac{\partial \alpha}{\partial x} & \frac{\partial \alpha}{\partial y} & \frac{\partial \alpha}{\partial z} \\ \frac{\partial p}{\partial x} & \frac{\partial p}{\partial y} & \frac{\partial p}{\partial z} \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix}$$

$$= - \begin{vmatrix} \frac{\partial \alpha}{\partial x} & \frac{\partial \alpha}{\partial y} \\ \frac{\partial p}{\partial x} & \frac{\partial p}{\partial y} \end{vmatrix} = \frac{\partial \alpha}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{\partial \alpha}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} \dots\dots\dots (30')$$

(30) 式代入 (29) 式內，得

$$\frac{dc_a}{dt} = N \dots\dots\dots (31)$$

此式表示封閉流體曲線的絕對環流加速度等於環流曲線內所包含的力管數，上式稱為絕對運動中的個別環流定理，由 Kelvin 所推出，後經 V. Bjerknes 推廣 (1898)。

同樣，相對運動方程式為

$$\frac{d\mathbf{v}}{dt} = -\alpha \nabla p - 2\vec{\omega} \times \vec{v} - \nabla \Phi \dots\dots\dots (26')$$

將 (26') 式代入 (25') 式內，得

$$\frac{dc}{dt} = - \oint \alpha \nabla p \cdot \delta\mathbf{r} - \oint 2\vec{\omega} \times \vec{v} \cdot \delta\mathbf{r} - \oint \nabla \Phi \cdot \delta\mathbf{r} \dots\dots\dots (32)$$

上式右端第二項積分內之值 $2\vec{\omega} \times \vec{v} \cdot \delta\mathbf{r}$

$$= \vec{v} \times \vec{\delta r} \cdot 2\omega, \text{ 式}$$

中 $\vec{v} \times \vec{\delta r}$ 的大小為

$V_n \delta r$ (見圖13), 此

處 V_n 為速度在曲

線法線方向的分量

, 因為 δr 為曲線上

的線元素, $\oint V_n \delta r$

表示曲線所包的面

積在單位時間內的變化。設 A 為此面積的大小, \vec{n} 為

法線方向的單位向量, 面積向量可表為 $A = A\vec{n}$, 又

因 ω 為常數向量, 故

$$\begin{aligned} -\oint 2\omega \times \vec{v} \cdot \vec{\delta r} &= -\oint \vec{v} \times \vec{\delta r} \cdot 2\omega \\ &= -\frac{d}{dt}(A\vec{n} \cdot 2\omega) \end{aligned}$$

但是地軸(或 ω) 與法線方向(\vec{n})間的夾角為 $\frac{\pi}{2} - \phi$, 故

$$A\vec{n} \cdot 2\omega = 2\omega \sin\phi A$$

式中 $A \sin\phi$ 為 A 在赤道面上的投影, 故

$$\begin{aligned} -\oint 2\omega \times \vec{v} \cdot \vec{\delta r} &= \frac{d}{dt}(2\omega \sin\phi A) \\ &= 2\omega \sin\phi \frac{dA}{dt} \end{aligned} \quad (33)$$

將 (27, 33) 兩式代入 (32) 式內, 得出絕對環流加速度與相對環流加速度間的關係。

$$\frac{dC_a}{dt} = \frac{dC}{dt} + 2\omega \sin\phi \frac{dA}{dt} \quad (34)$$

實則上式由 (22') 式對時間 t 取導式而得出較為便捷。

六、旋率方程式

在特例, 設 α 僅為 P 的函數, 此時等比容面與等壓面重合, 力管之數為零, $N=0$, 此等流體稱為呈正壓狀態 (Barotropic), 由是 (31) 式可寫成

$$\frac{dC_a}{dt} = 0 \quad \text{或} \quad C_a = C_{a0}$$

式中 C_{a0} 為流體的原始環流, C_a 為此後任意時間的環流, 此式表示: 在正壓流體中封閉流體曲線的絕對環流具有保守性質, 此公式在流體動力學中相當於力學中的角動量不減原理。

合併 (22', 24) 兩式, 可得

$$C_a = QA \quad (24')$$

上式取對數再微分得

$$\frac{1}{C_a} \frac{dC_a}{dt} = \frac{1}{Q} \frac{dQ}{dt} + \frac{1}{A} \frac{dA}{dt} = 0$$

設 $\frac{1}{A} \frac{dA}{dt} = D$, 表示水平單位面積的變化率, 亦即水平輻散, 故上式可寫為

$$\frac{dQ}{dt} = -DQ \quad (35)$$

或將 (19) 式的關係代入, 得

$$\frac{d}{dt}(q+f) = -D(q+f) \quad (36)$$

由 (4) 式得 $\frac{df}{dt} = \frac{df}{dy} \frac{dy}{dt} = \beta V$

故 (36) 式亦可寫為

$$\frac{dq}{dt} = -D(q+f) - \beta V \quad (37)$$

上列 (35, 36, 37) 諸式為旋率方程式在直角坐標中的各種簡單形式。

(37) 式之一應用: 考慮一無輻散的氣流越過赤道的情形, 此時 $D=0$, 再由 (4) 式的關係, (37) 式再寫做

$$\frac{dq}{dt} = -\frac{2\omega \cos\phi}{a} V$$

在赤道附近, $\cos\phi=1$, 所以

$$\frac{dq}{dt} = -\frac{2\omega}{a} \cdot V \quad (38)$$

如果氣流從南至北或北至南越過赤道, 隨氣流運動空氣質點的旋率在南北半球中皆為減小。如果氣流從南半球向北開始運動時的旋率為零 (見圖14), 空氣質點到達北半球時的旋率為負值, 即為反氣旋式的; 如果氣流從北向南越過赤道, 空氣質點到達南半球的旋率為正, 亦為反氣旋式的旋率。所以空氣質點越過赤道時有轉為反氣旋式旋率的趨向, 依照自然坐標的旋率 (11) 式, 在此種氣流中有反氣旋式的曲率或有反氣旋式的切變。在較廣闊的氣流中, 切變通常很小, 旋率主要的以反氣旋式的曲率表出之。印度的夏季季風便是此等作用的極好例子: 當一熱性低壓在亞洲大陸發展時, 南半球的東南貿易風迫向北方轉向, 當此種氣流越過赤道時, 成反氣旋式的彎曲, 到達印度時便為西南季風了。其餘情形留待21節中詳細討論。

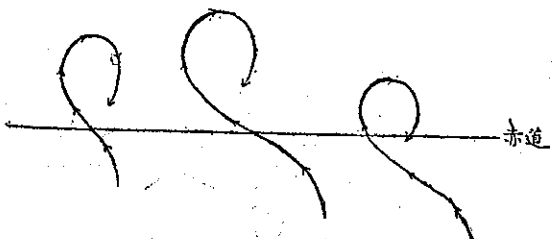


圖14: 氣流越過赤道

旋率方程式在各種坐標系統中的表示法，再詳細討論如下：

14. 旋率方程式的直角坐標表示法 等高面上的運動方程式

$$\begin{cases} \frac{du}{dt} = -\alpha \frac{\partial p}{\partial x} + fv \\ \frac{dv}{dt} = -\alpha \frac{\partial p}{\partial y} - fu \end{cases}$$

或

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \\ = -\alpha \frac{\partial p}{\partial x} + fv \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} \\ = -\alpha \frac{\partial p}{\partial y} - fu \end{cases} \dots\dots\dots (39)$$

視 f 為變數，上列兩式各對 y, x 微分，再由前式減去後式，重行排列得

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt}(q+f) &= -(q+f)\vec{\nabla}_H \cdot \vec{V} \\ &+ \left(\frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} \right) \\ &+ \left(\frac{\partial p}{\partial x} \frac{\partial \alpha}{\partial y} - \frac{\partial p}{\partial y} \frac{\partial \alpha}{\partial x} \right) \dots\dots\dots (40) \end{aligned}$$

上式表示絕對旋率 $(q+f)$ 的個別變化率 (Individual Rate of Change) 係依照右端的三項而定。第一項稱為輻散項，第二項為旋管項，第三項為力管項。由觀測知大規模區域內的絕對旋率常為正值。(40) 式右端諸項逐一討論如下：

(i) 輻散項 (Divergence Term) 當水平輻合時，絕對旋率增加；水平輻散時，絕對旋率減小。

(ii) 旋管項 (Vortex-tube Term) 表示水平旋率變為鉛直旋率的改變率，此項的意義可以圖15為例解釋之，

此處 $\frac{\partial u}{\partial z}$ 與 $\frac{\partial \omega}{\partial y}$ 二者為正，按 (40) 式絕對旋率的鉛直分量將與時俱增。其物理的意義：在 A 點水平的風速，按下沉運動而減低；而在 B 點，水平風速按上升運動而增加。因為微差垂直平流的結果，在 AB 層形成氣旋式的風切，因此而使旋率的鉛直分量增加。通常此項較之輻散項的平均值小至十倍之

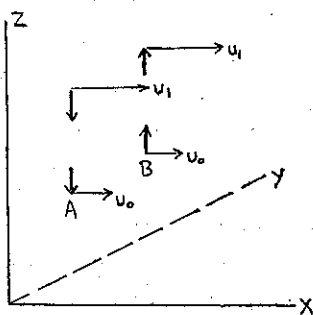


圖15：旋管項的意義

多。在純粹的水平運動中，旋管項不但為零，而且 (40) 式左端內旋率的鉛直平流 $\omega \frac{\partial q}{\partial z}$ 亦為零。

(iii) 力管項 (Solenoids Term)，表示運動質點上的氣壓轉矩 (Pressure Torque)，由 (30') 式知此項就是運動質點中心的單位水平面積內的力管數 N 。

因為地轉風方程式的向量形式 $\vec{V}_g = -\frac{\alpha}{f} \vec{\nabla} P$

$\times \vec{K}$ ，再由 $\alpha = \frac{1}{\rho}$ 得出 $\frac{\vec{\nabla} \alpha}{\alpha} = -\frac{\vec{\nabla} \rho}{\rho}$ 及由狀態方程式視 P 為常數得出 $\frac{\vec{\nabla} \alpha}{\alpha} = -\frac{\vec{\nabla} T}{T}$ ，所以力管項亦可寫為

$$\begin{aligned} N &= -\vec{\nabla} \alpha \times \vec{\nabla} P \cdot \vec{K} = -\vec{\nabla} \alpha \cdot \vec{\nabla} \times \vec{K} \\ &= f \frac{\vec{V}_g \cdot \vec{\nabla} \alpha}{\alpha} = -f \frac{\vec{V}_g \cdot \vec{\nabla} \rho}{\rho} \\ &= f \frac{\vec{V}_g \cdot \vec{\nabla} T}{T} \dots\dots\dots (41) \end{aligned}$$

由此可知，較密空氣的地轉平流可使絕對旋率增加，反之，較疎空氣的地轉平流可使絕對旋率減小。

但是， $\frac{dQ}{dt}$ 的大小等級約為 10^{-9} 每秒每秒，而 N 的大小等級約為 10^{-11} 每秒每秒。所以 (40) 式中的旋管項與力管項皆可略去，而得出如 (36) 式所示的可靠近似值。

15. 旋率方程式的球面曲紋坐標表示法

在球面曲紋坐標中的旋率方程式，Sherman 求得為

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt}(q+f) &= -(q+f)\vec{\nabla}_H \cdot \vec{V} + \vec{\nabla}_H \\ &\cdot (\omega q_x \vec{i} + \omega q_y \vec{j}) + \vec{\nabla}_H \cdot (\vec{K} \times \alpha \vec{\nabla}_H P) \dots\dots\dots (42) \end{aligned}$$

此處旋管項與 (40) 式所示的旋管項不同，相差一小的校正項 $\frac{V}{a} \frac{\partial \omega}{\partial n}$ ；同樣力管項可寫為 $\vec{\nabla}_H \cdot f \vec{V}_g$

，與 (40) 式中的力管項有相同的形式 (忽去 f 的變化)。所以，球面曲紋坐標中的旋率方程式 (42) 中右端各項與 (40) 式中右端的各對應項極為類似。(42) 式中的 x 與 y 各為沿緯度圈與經度圈的曲紋距離，鉛直旋率 q 與水平輻散 $\vec{\nabla}_H \cdot \vec{V}$ 取其球面曲紋坐標表示法。

16. 旋率方程式的等壓坐標表示法

在等壓坐標 (Isobaric Coordinates) 中, 以 P 代替鉛直標 Z , 水平運動方程式可表為

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \\ + \omega \frac{\partial u}{\partial p} = -g \frac{\partial z}{\partial x} + fv \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \\ + \omega \frac{\partial v}{\partial p} = -g \frac{\partial z}{\partial y} - fu \end{cases} \dots\dots\dots (43)$$

此處 $\omega = \frac{dp}{dt}$, 與 (40) 式取同樣的手續, 得出

$$\frac{d}{dt} (q_p + f) = -(q_p + f) \nabla_p \cdot \vec{V} + \left(\frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} \right) \dots\dots\dots (44)$$

此處 ω 與 w 極為相似, 由流體靜力方程式可知 $\omega = -\rho g w$, 上式較 (40) 式簡單, 因為此處不含有力管項。

須注意者, 等壓面上的水平風可以度量等壓旋率 q_p 與等壓輻散 $\nabla_p \cdot \vec{V}$ 二者, 旋管的意義與大小, 大致與直角坐標中所表示者相同。此外, (44) 式左端含有 $\omega \frac{\partial Q}{\partial p}$ 項, 此表示絕對旋率的鉛直平流, 假如對於等壓面的垂直運動可以忽略, (44) 式可改寫為

$$\frac{D(q_p + f)}{Dt} = -(q_p + f) \nabla_p \cdot \vec{V} \dots\dots\dots (45)$$

此處 $\frac{D}{Dt}$ 為在空間運動中按等壓投影 (等壓面上的軌跡線) 的變化率算子 (Operator)。

17. 旋率方程式的等熵坐標表示法

在等熵坐標 (Isentropic Coordinates) 中, 略去摩擦力的水平運動方程式為

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \\ + \frac{\partial u}{\partial \theta} \frac{d\theta}{dt} = -\frac{\partial M}{\partial x} + fv \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \\ + \frac{\partial v}{\partial \theta} \frac{d\theta}{dt} = -\frac{\partial M}{\partial y} - fv \end{cases} \dots\dots\dots (46)$$

此處 $M = (C_p T + gz)_\theta$ 稱為孟氏位 (Montgomery Potential) 或稱為等熵氣流函數。在乾絕熱運動時, $\frac{d\theta}{dt} = 0$, 與 (40) 式同樣手續可導出等熵旋率方程式

$$\frac{d}{dt} (q_\theta + f) = -(q_\theta + f) \nabla_\theta \cdot \vec{V} \dots\dots\dots (47)$$

此等 q_θ 與 $\nabla_\theta \cdot \vec{V}$ 各為在等熵面上水平風場的相對旋率與輻散, (47) 式為各種坐標系統中旋率方程式的最簡形式。在乾絕熱假定下, 平流與等熵面垂直, 故平流在等熵面上的分量為零。此外 (47) 式中無力管項與旋管項。倘若 q_θ 與 $\nabla_\theta \cdot \vec{V}$ 以球面坐標表之。略去高次諸項, 旋率方程式 (47) 在球面坐標中仍屬有效。

七、絕對旋率與其他氣象因素的關係

旋率方程式表出絕對旋率與輻散的關係。再者, 在正壓流體中, (24') 式可寫為

$$Q \cdot A = Q_0 \cdot A_0 = \text{常數} \dots\dots\dots (48)$$

上式表示絕對旋率與氣層的水平面積有反比例的關係。此外, 絕對旋率與 (1) 氣層的厚度, (2) 穩度因子, (3) 降溫率的關係, 列述於後:

18. 位置旋率不減定律——絕對旋率與氣層厚度的關係

以氣壓為鉛直坐標的連續方程式為

$$D = -\frac{1}{\delta p} \frac{d}{dt} (\delta p) \dots\dots\dots (49)$$

將 (49) 式代入 (35) 式內, 可得

$$\frac{dQ}{dt} - \frac{d\delta p}{dt} \frac{Q}{\delta p} = 0$$

式中 δp 以 Δp 表之, 積分得

$$\frac{Q}{\Delta p} = \text{常數} \dots\dots\dots (50)$$

或 $\frac{q+f}{\Delta p} = \text{常數} \dots\dots\dots (50')$

此式為 Rossby 首先導出 (1940), 稱為位置旋率不減定律, 表示絕對旋率與氣層的厚度成正比例。

所謂位置旋率 (Potential Vorticity) 者, 就是氣層的厚度 Δp 變為標準值 (例如 50mb), 該氣層所具有的旋率, 由 (50) 式可知位置旋率在乾絕熱運動中具有保守性質, 此等性質與位溫 (Potential Temperature) 頗為相似。

應用 (50') 式可解釋氣流越過南北縱向山脈後動力槽 (Dynamic Trough) 的成因。考慮無相對旋率 ($q=0$) 的西來氣流接近山脈時 (見圖16), 當氣流越山時, Δp 減小, 由 (50') 式知相對旋率 q 必為負值。假設此等變化大部出現在曲率項, 此氣流開始作反氣旋式的曲線運動。在背山面, Δp 增加, 因此

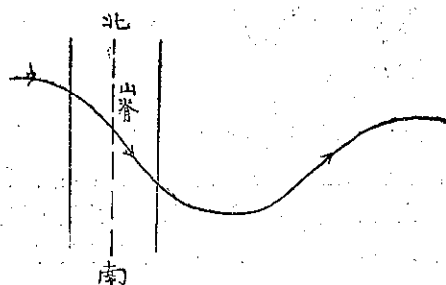


圖16：背山面西來氣流動力槽的形成

又使曲率改變為零。同時，緯度減低， f 之值變小，可使相對旋率的反氣旋的曲率變小。在 q 與 f 兩個因素合併影響之下，尤其是後者，卒使氣流的曲率變為氣旋式的了。氣流便向北偏轉。因此在背山面有槽的形成。此後氣流的軌跡便在緯度的變化下運動了。氣流越過冷氣團（Cold Dome）時亦有同樣的情形發生。

19. 位置旋率不減定律——絕對旋率與穩度因子的關係

在等壓面上的穩度因子(Stability Factor)表為

$$\sigma = -\frac{\partial \theta}{\partial p}$$

其與水平輻散有下之關係

$$\frac{d\sigma}{dt} = \sigma D \quad (51)$$

稱為穩度變化方程式，證明如下：

設等高面上的穩度因子為

$$S = \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (52)$$

由位溫的遞減率（ $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ ）知氣層的穩定，中性或不穩定端視 S 的為大於零，等於零或小於零而定。在等壓面上，將流體靜力方程式代入（52）式內，得

$$S = -\frac{\rho g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} = \frac{\rho g}{\theta} \sigma \quad (53)$$

式中 $\sigma = -\frac{\partial \theta}{\partial p}$ ，設 $\theta = \theta(x, y, p, t)$ ，上式對時間

t 取導式，得

$$\begin{aligned} \frac{d\theta}{dt} &= \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right)_p + \vec{V} \cdot \vec{\nabla}_p \theta \\ &+ \frac{dp}{dt} \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (54) \end{aligned}$$

乾絕熱運動時， $\frac{dp}{dt} = 0$ ，則

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right)_p = \vec{V} \cdot \vec{\nabla}_p \theta + \frac{dp}{dt} \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (55)$$

將 $\sigma = -\frac{\partial \theta}{\partial p}$ 代入（55）式內，再將其對 p 取偏導式，得

$$\begin{aligned} -\frac{\partial^2 \theta}{\partial p \partial t} &= \frac{\partial \sigma}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial p} (\vec{V} \cdot \vec{\nabla} \theta) \\ &= \sigma \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{dp}{dt} \right) + \frac{dp}{dt} \frac{\partial \sigma}{\partial p} \\ &= \frac{\partial \vec{V}}{\partial p} \cdot \vec{\nabla}_p \theta + \vec{V} \cdot \frac{\partial}{\partial p} \vec{\nabla}_p \theta \\ &= \sigma \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{dp}{dt} \right) + \frac{dp}{dt} \frac{\partial \sigma}{\partial p} \quad (56) \end{aligned}$$

倘若加速度沿鉛直方向無顯著的變化， $\frac{\partial \vec{V}}{\partial p}$ 代表風的速度在兩氣層間的向量差，亦即熱風（Thermal Wind），又在等壓面上，等溫線與等位溫線重合，故熱風與位溫梯度成垂直，因此

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial p} \cdot \vec{\nabla}_p \theta = 0 \quad (57)$$

將（49）式所表示的連續方程式交換微分符號得出 $\frac{\partial}{\partial p} \left(-\frac{dp}{dt} \right) = -D$ ，與（57）式俱代入（56）式內，得

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla}_p \sigma + \sigma D - \frac{dp}{dt} \frac{\partial \sigma}{\partial p} \quad (58)$$

但 $\frac{d\sigma}{dt} = \frac{\partial \sigma}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} \sigma + \frac{dp}{dt} \frac{\partial \sigma}{\partial p}$

上式代入（58）式內即得（51）式了。

再將（51）式代入（36）式內，得

$$\frac{\frac{d}{dt}(q+f)}{q+f} + \frac{\frac{d}{dt} \left(-\frac{\partial \theta}{\partial p} \right)}{\frac{\partial \theta}{\partial p}} = 0$$

積分得

$$(q+f) \frac{\partial \theta}{\partial p} = \text{常數} \quad (59)$$

上式亦可由等熵坐標中的旋率方程式推導出，在乾絕熱情形下，等熵坐標中的連續方程式為

$$\vec{\nabla}_\theta \cdot \vec{V} = -\frac{\frac{d}{dt} \left(\frac{\partial p}{\partial \theta} \right)}{\frac{\partial p}{\partial \theta}} \quad (60)$$

上式代入（47）式中，得

$$\frac{\frac{d(q_\theta+f)}{dt}}{q_\theta+f} = -\frac{\frac{d}{dt} \left(\frac{\partial p}{\partial \theta} \right)}{\frac{\partial p}{\partial \theta}} \quad (61)$$

積分得

$$\frac{q_\theta + f}{\frac{\partial p}{\partial \theta}} = \text{常數} \dots\dots\dots (59')$$

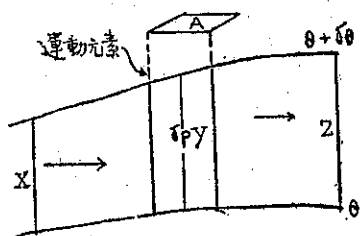


圖17：氣流在等熵面間的運動

此方程式的應用，可用圖(17)說明之，此處等熵流(Flow)假定介於二鄰近等熵面之間，此二等熵面間位溫之差為 $\delta\theta$ ，因此(59')式可寫為

$$\begin{aligned} \frac{q_\theta + f}{\frac{\partial p}{\partial \theta}} &= \left(\frac{q_\theta + f}{\frac{\partial p}{\partial \theta}} \right)_0, \quad \frac{1}{\delta p} \frac{d}{dt}(\delta p) \\ &= -\vec{\nabla}_\theta \cdot \vec{V} \dots\dots\dots (62) \end{aligned}$$

由此可知當空氣隨氣流運動時，如 δp 增加，則有等熵的輻合，且使絕對旋率增加；反之，如 δp 減小，則有等熵的輻散，且使絕對旋率減小。

18. 絕對旋率與降溫率的關係

先求以降溫率與氣壓高度的關係，在等高面上，(55)式可改寫為

$$-\frac{\partial \theta}{\partial t} = \vec{V} \cdot \vec{\nabla} \theta + \omega \frac{\partial \theta}{\partial z}$$

上式若對高度 z 取偏導式，且設 $\Gamma = -\frac{\partial \theta}{\partial z}$ ，同樣可得出如(51)式的相似結果

$$\frac{d\Gamma}{dt} = -\Gamma \frac{\delta \omega}{\delta z} \dots\dots\dots (63)$$

將連續方程式改寫為 $\frac{\delta \omega}{\delta z} = -\frac{\frac{d(\rho A)}{dt}}{\rho A}$ ，代入(63)式內，得

$$\frac{d\Gamma}{dt} - \frac{\frac{d(\rho A)}{dt}}{\rho A} = 0$$

積分得

$$\frac{\Gamma}{\rho A} = \text{常數}$$

但 $\Gamma = -\frac{\partial \theta}{\partial z} = -\frac{\theta}{T}(\gamma_d - \gamma)$

故 $-\frac{\theta(\gamma_d - \gamma)}{AT\rho} = \text{常數}$

再由狀態方程式，且 $R\theta$ 為常數，可得

$$\frac{\gamma_d - \gamma}{AP} = \frac{\gamma_d - \gamma_0}{A_0 P_0} \dots\dots\dots (64)$$

(48) × (64)，得

$$Q(\gamma_d - \gamma) = -\frac{P}{P_0} Q_0(\gamma_d - \gamma_0) \dots\dots\dots (65)$$

式中 γ_d 與 γ 各表乾絕熱降溫率與實際氣層的降溫率。

低層大氣中， p_0 在800與1000mb之間，氣壓的變化即使大至100mb，其所生的影響尚小於降溫率與旋率在計算時所生的差誤。如實用起見，(65)式可寫為

$$Q(\gamma_d - \gamma) = Q_0(\gamma_d - \gamma_0) \dots\dots\dots (66)$$

由此可見：氣層在穩定的情況下($\gamma_d > \gamma$)，絕對旋率增加，降溫率亦與之俱增。

八、其他應用

21. CAVT

在某氣壓層上(例如600mb氣壓層)，水平輻散為零，旋率方程式(45)略去下標 p 可寫為

$$-\frac{d}{dt}(q + f) = 0 \dots\dots\dots (67)$$

將(11)式代入，積分得

$$KV - \frac{\partial v}{\partial n} + f = K_0 V_0 - \left(\frac{\partial v}{\partial n} \right)_0 + f_0 \dots\dots (68)$$

上式稱為絕對旋率不變方程式，凡空氣質點依照(68)式條件運動所成的軌跡，稱為絕對旋率不變跡線(Constant Absolute Vorticity Trajectory)，簡寫為CAVT。Rossby給以四項假定，以求(68)式的解答。

(i) 沿軌跡線風的速率不變， $V = V_0$ 。

(ii) 開始運動之點位於氣流線的轉向點(Point of Inflection)上， $\frac{d^2 y}{dx^2} = 0$ ，即 $K = 0$ 。

(iii) 沿軌跡線附近的風切(Shear)不變，

$$\frac{\partial v}{\partial n} = \left(\frac{\partial v}{\partial n} \right)_0$$

(iv) 氣流呈穩定狀態，即氣流線的曲率與軌跡線的曲率相等。

由此四項假定，可將(68)式變為

$$KV = -(f - f_0) = -\beta(y - y_0) \dots\dots\dots (69)$$

此處 $\beta = \frac{2\omega \cos \phi}{a}$ ，在北半球恒為正值。

北半球上，假設空氣質點向北運動， $y - y_0 > 0$ ， K 為負值，此質點必到達位移最大之處，得到最大反氣旋曲率後，開始向南運動，質點經過與轉向點同緯度處後， $y - y_0$ 變為負值，曲率變為氣旋式的，此質

點向南到達位移最大之處，得到最大氣旋曲率後，又開始向北運動，如此循環不已，軌跡線便成爲一波形曲線了。如圖18a,b所示

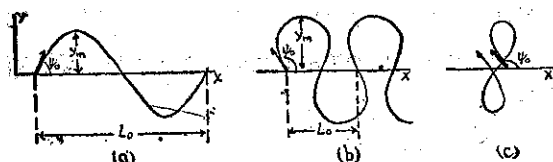


圖18：平面上的CAVT

將地面視爲平面，平面曲率

$$K = \frac{\frac{d^2y}{dx^2}}{\left[1 + \left(\frac{dy}{dx}\right)^2\right]^{3/2}}$$

則 (69) 式變爲

$$\frac{\frac{d^2y}{dx^2}}{\left[1 + \left(\frac{dy}{dx}\right)^2\right]^{3/2}} = -\frac{\beta}{v}(y-y_0) \quad (70)$$

(i) 如波幅甚小時， $\frac{dy}{dx} \approx 0$ ，且設 $y_0 = 0$ ，

(70)式爲

$$\frac{d^2y}{dx^2} = -\frac{\beta}{v}y$$

解此微分方程式得出

$$y = A \sin X \sqrt{\frac{\beta}{v}} \quad (71)$$

式中 $A = \sqrt{\frac{C_1 v}{\beta}}$ 稱爲波幅，求之如下：

$$\left(\frac{dy}{dx}\right)_0 = \tan \phi_0 = \left(A \sqrt{\frac{\beta}{v}} \cos X \sqrt{\frac{\beta}{v}}\right)_{X=0} = A \sqrt{\frac{\beta}{v}}$$

$$\text{故 } A = \tan \phi_0 = \sqrt{\frac{v}{\beta}}$$

波長爲相鄰二同相(Phase)間的距離，令 $y=0$ ，(71)

式內兩相鄰橫坐標間的距離爲波長

$$L = 2\pi \sqrt{\frac{v}{\beta}} \quad (72)$$

(ii) 如波幅不甚小時，(70)式的解可表爲

$$y - y_0 = F(x) \quad (73)$$

此處 $F(x)$ 爲一橢圓積分(Elliptic Integral)，給予某種原始條件：(1) 轉向點的風向 ψ_0 ，(2) 轉向點的緯度 ϕ_0 ，(3) 風速 v ，則 (73) 式具有波狀曲線的性質，即有波幅 y_m ，波長 L_0 ，週期 T 。

Platzman 求得 (70) 式的解爲

$$y^2 = -\frac{v}{\beta} - 2(\cos \psi - \cos \psi_0) \quad (74)$$

令 $\psi = 0$ ，則 $y = A$ ，故得波幅

$$A = \sqrt{\frac{2v(1 - \cos \psi_0)}{\beta}} \quad (75)$$

在數量的觀點上，CAVT 可以敘說如下，最大波長可以 (72) 式表之 $L_0 = 2\pi \sqrt{\frac{v}{\beta}}$ 。當 ψ 增加時，波幅亦增加，波長則減小； $\psi_0 = 135^\circ$ 時，軌跡線成—8 字形。 $\psi_0 > 135^\circ$ 時，空氣質點向西位移(見圖18C)。當 (75) 式內 $\psi_0 = 180^\circ$ 時，得最大波幅 $2\sqrt{\frac{v}{\beta}}$ 。再者 ψ_0 值不變，風速與緯度增大時，波長與波幅則因此而減小。

(iii) 球面上的 CAVT：在此情形下，(69) 式中的 K ，Platzman 表爲

$$K = \frac{\delta \psi}{\delta s} + \frac{\cos \psi \tan \phi}{a} \quad (76)$$

式中 ψ 爲軌跡線上任一點的風向， s 爲弧長。合併 (69、76) 兩式，得

$$\frac{\delta \psi}{\delta s} = -\frac{\beta(y-y_0)}{v} - \frac{\cos \psi \tan \phi}{av} \quad (77)$$

上式右端最後一項表地球緯度圈的曲率，在地面視爲平面時此項爲零。因此，已知從轉向點至最大位移的距離，在球面上的 $\delta \psi / \delta s$ 較之在平面上者，前者有較大的反氣旋值(或較小的氣旋值)。由此可知，最

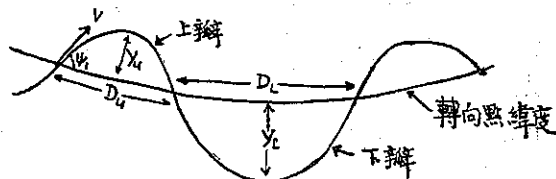


圖19：球面上的 CAVT

大反氣旋(氣旋)曲率使質點到達得較早(較遲)於平面上者，這便是在球面上 CAVT 上瓣(Upper limb)的波長與波幅較小於下瓣(Lower limb)的原因(見圖19)。所以在球面上的軌跡線是由不相等的上半波(Half Waves)與下半波所組成的。

此等半波的性質，可以 y_u , D_u ; y_L , D_L 各表上下兩部分的波幅與半波長，此等值可以原始條件 ψ_0 , ϕ_0 與 v 而決定之。美國海軍部 (1952) 依照原始條件製成了 y_u , D_u , y_L , D_L 表格，立可查出以繪製 CAVT，此表曾載於 Petterssen 著天氣分析與預報上冊 (1956) 附錄三。此外 Wobus 更發明了一種叫做 Wiggle Wagon 的儀器，在標準天氣圖上立可繪出 (77) 式所表示的 CAVT，頗爲便捷。

22. Rossby 長波運動方程式

若 (45) 式為一恰當 (Exact) 微分方程式，則絕對旋率在無速度輻散層 (Level of Velocity Non-divergence 簡寫為 LVND) 上具有保守的性質。利用 24 小時地轉風絕對旋率等值線的數值觀測，Cressman 指出 500mb 上地轉風絕對旋率 Q_g 等值線的平均運動速度僅為地轉風在此等值線法線方向分量的百分之八十。然而，在 600mb 上，旋率等值線的運動速度等於地轉風在此等值線的法線方向分量。所以，600mb 上地轉風絕對旋率沿着地轉風軌跡線具有保守性質。就地轉風絕對旋率的地轉平流而論，顯示 600mb 為無速度輻散的有效層 (Effective level)。

在 600mb 無速度輻散的氣層上，(67) 式展開後得

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y} = 0 \quad (78)$$

因為 q 為 x, t 的函數， f 僅為 y 的函數故也。

設 u 為平均帶風 (Zonal wind)，視 u 為常數，旋率 (1) 式可改寫為

$$q = \frac{\partial v}{\partial x} \quad (79)$$

再由 (71) 式，可設軌跡線的方程式為

$$y = A \sin \frac{2\pi}{L}(x - ct) \quad (80)$$

式中 A 為波幅， L 為波長， c 為波速。上式按 t 取導式，得

$$V = \frac{dy}{dt} = -\frac{2\pi}{L} c \cdot A \cos \frac{2\pi}{L}(x - ct)$$

當運動開始時， $\sin \frac{2\pi}{L}(x - ct) = 0$ ，即 $\cos \frac{2\pi}{L}(x - ct) = 1$ ， $V = V_0$ ，代入上式得 $V_0 = -\frac{2\pi}{L} c A$ ，

因此

$$V = V_0 \cos \frac{2\pi}{L}(x - ct) \quad (81)$$

由 (79) 式得

$$q = \frac{\partial v}{\partial x} = -\frac{2\pi}{L} V_0 \sin \frac{2\pi}{L}(x - ct) \quad (82)$$

(82) 式先後對 t, x 取偏導式，再將 (81) 式代入，得

$$\begin{aligned} \frac{\partial q}{\partial t} &= \left(\frac{2\pi}{L}\right)^2 c V_0 \cos \frac{2\pi}{L}(x - ct) \\ &= \left(\frac{2\pi}{L}\right)^2 c V \quad (83) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{與 } \frac{\partial q}{\partial x} &= -\left(\frac{2\pi}{L}\right)^2 V_0 \cos \frac{2\pi}{L}(x - ct) \\ &= -\left(\frac{2\pi}{L}\right)^2 V \quad (84) \end{aligned}$$

因 $\frac{\partial f}{\partial y} = \beta$ ，將 (83, 84) 兩式代入 (78) 式內，化簡得

$$C = u - \beta \left(\frac{L}{2\pi}\right)^2 \quad (85)$$

此即著名的 Rossby 長波運動方程式。可藉此以預報長波的運動速度。在特例當長波駐留 (Stationary) 時， $C=0$ ，由 (85) 式得出駐留波長

$$L_s = 2\pi \sqrt{\frac{u}{\beta}} \quad (72')$$

上式與 (72) 式完全相似。此處 $\beta = \frac{2\omega \cos \phi}{a}$ ，故知駐留波長為平均帶風與緯度的函數。由是 (85) 式變為

$$C = \frac{\beta}{4\pi^2} (L_s^2 - L^2)$$

由此可知，當

- (i) $L < L_s$ 時 $C > 0$ ，向東運動，
- (ii) $L = L_s$ 時 $C = 0$ ，駐留，
- (iii) $L > L_s$ 時 $C < 0$ ，向西運動。

Petterssen 曾經導出如圖 3 正弦式等高線的波速 (Wave Speed) 公式。應用動力 (Kinematic) 原理，同樣可得極大 (或極小) 相對旋率中心速率 C 為

$$C = -\frac{\frac{\partial^2 q}{\partial x \partial t}}{\frac{\partial^2 q}{\partial x^2}} \quad (86)$$

此處 x 為等高線槽線 (脊線) 的法線方向。當 (86) 式應用於 $\nabla_H \cdot \vec{V} = 0$ 的氣層上時，(45) 式改變為 (67) 式。再設帶風剖面對於噴射軸為近似的對稱，如圖 20 所示。

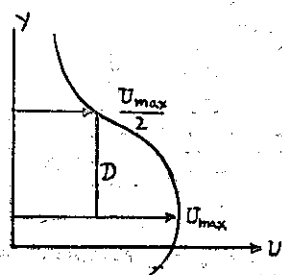


圖 20：噴射帶風剖面

(86) 式可表如下之形式

$$C = \frac{U_{\max} - \frac{\beta L^2}{4\pi^2}}{1 + \left(\frac{L}{2\pi D}\right)^2} \quad (87)$$

D 稱為半球噴射核心 (Core) 的半距 (Half-width)，此可由噴射氣流附近帶風風變的變化度量得之。事實上 Pettersson 證明拋物線帶風剖面 $\frac{\partial^2 U}{\partial y^2} = -\frac{U_{\max}}{D^2}$ ，在應用 (87) 式於 500mb 上的短波時，發現槽線速率皆較計算所得超過一度經度，脊線要超過 3 度經度。

(87) 式與 (85) 式所表者不相一致，後者用平均帶風 $U (< U_{\max})$ ，然而 (85) 式的分母為 1，而 (87) 式的分母大於 1。所以用此兩式各自計算的結果，有時可能互相一致。如果 D 值為無限大，亦即在子午線的 (Meridionally) 一致平均帶風上，此二結果便完全相同了。

23. 旋率在氣壓變化上的應用

旋率方程式 (45) 可用為決定在300mb上最大速度輻散面積，在簡單正弦式氣流線系統中，槽線之東脊線之西，500mb高度之上的底層，此地區質量輻散與等壓(Isobaric)輻散同時出現，如圖21所示。

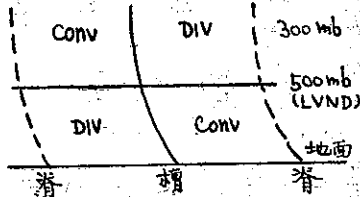


圖21：正弦式氣流線中的輻散

500mb等壓面上的趨勢方程式可寫為

$$\left(\frac{\partial z}{\partial t} \right)_{500mb} = -\frac{1}{g\rho} \int_0^{500mb} \nabla_P \cdot \vec{V} \delta P - \vec{V} \cdot \nabla_P Z + \omega \dots\dots\dots (88)$$

吾人由300mb上的等壓輻散可以決定500mb上的高度趨勢 (Height Tendencies)。又因

$$\frac{DQ}{Dt} = \frac{\partial Q}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla_P Q \dots\dots\dots (89)$$

倘若300mb上的 Q (或 Q_g) 等值線可以繪出。

在旋率場中任何特性點 (Identifiable point) 的動力 (Kinematic) 方程式為

$$\frac{\delta Q}{\delta t} = \frac{\partial Q}{\partial t} + \vec{C} \cdot \nabla_P Q \dots\dots\dots (90)$$

此處 \vec{C} 為最大 (或最小) 絕對旋率中心的速度。 $\frac{\delta Q}{\delta t}$

表示隨最大絕對旋率中心運動的變化率。 $\frac{\delta Q}{\delta t}$ 可表絕對旋率場的強化率 (Intensification Rate)。強化率

$\frac{\delta Q}{\delta t}$ 通常較 $\frac{\partial Q}{\partial t}$ 為小，所以 (90) 式可寫為

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = -\vec{C} \cdot \nabla_P Q \dots\dots\dots (91)$$

上式代入 (89) 式中，得

$$\frac{DQ}{Dt} = (\vec{V} - \vec{C}) \cdot \nabla_P Q \dots\dots\dots (92)$$

$\vec{V} - \vec{C}$ 為對於運動 Q 中心的風速，因此 (92) 式表示絕對旋率的恆別變化可由相對軌跡線所包圍 Q 等值線的變率估計而得。在 LVND 上， $\frac{DQ}{Dt} = 0$ ，由

(92) 式知相對風速 ($\vec{V} - \vec{C}$) 平行於 Q 的等值線。

通常在 300mb 上 $V > C$ ，且常 $V \gg C$ ，因此取近似值

$$\frac{DQ}{Dt} = \vec{V} \cdot \nabla_P Q = V \frac{\partial Q}{\partial S} \dots\dots\dots (93)$$

(93) 式中可以沿着軌跡線的變化率代替沿着氣流線的變化率。合併 (45, 93) 二式，得

$$\vec{\nabla}_P \cdot \vec{V} = -\frac{V}{Q} \frac{\partial Q}{\partial S} \dots\dots\dots (94)$$

此式表出輻散與沿氣流線旋率變化的關係。

上式有兩種應用：

(i) 風切無變化的波狀等高線

300mb上波狀等

高線中，脊線與槽線間等壓輻散實際分佈情況如圖22所示。在脊線之東槽線之西的區域為輻合，由(94)

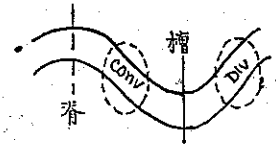


圖22：300mb上輻散的分佈

式知 $\frac{\partial Q}{\partial t} > 0$ 。更有進者，在此區域內 $\frac{\partial q}{\partial S} > 0$ 與

$\frac{\partial f}{\partial S} < 0$ 同時出現。因為 $\frac{\partial Q}{\partial S} = \frac{\partial q}{\partial S} + \frac{\partial f}{\partial S}$ ，可知 $\frac{\partial d}{\partial S}$ 之值大於 $\frac{\partial f}{\partial S}$ 。在槽線之東脊線之西的區域為輻散，可以同樣討論之。一般而論，在 LVND 之上，

$\frac{\partial Q}{\partial S}$ 與 $\frac{\partial q}{\partial S}$ 的符號相同，在 LVND 之下，速度輻散與速度輻合的分佈與此相反 (見圖 21)，亦即表示 $\frac{\partial Q}{\partial S}$ 與 $\frac{\partial f}{\partial S}$ 同樣，而與 $\frac{\partial q}{\partial S}$ 有異號。

再者，如切變項不計，旋率的自然坐標表示法為 $q = KV$ ，則在槽線與脊線之間 $V \frac{\partial q}{\partial S}$ 的平均值為

$$V \frac{\partial q}{\partial S} = \frac{V}{S} [KV - (-KV)] = \frac{2KV^2}{S}$$

此處 K 為在槽線與脊線上氣流線的曲率， S 為槽線與脊線間沿氣流線的弧長。由此可知相對旋率的變化與 V^2 成正比，而緯度項 $V \frac{\partial f}{\partial S}$ 乃與 V 成正比。因此在 300mb 強大的風速下，曲率項佔優勢，所以 (94) 式可寫為

$$\vec{\nabla}_P \cdot \vec{V} = -\frac{V}{Q} \frac{\partial q}{\partial S} \dots\dots\dots (95)$$

(ii) 具有水平風切變化的波狀等高線

將 (95) 式應用於圖23的模式中，此模式稱為氣流線等風速線模式 (Streamline-isotach Mode)，

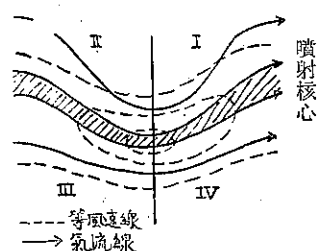


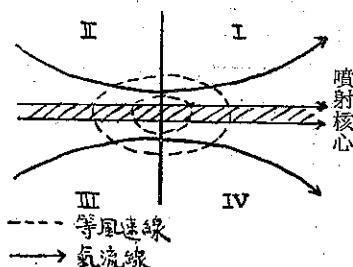
圖23：最大等風速線與長波槽重合

最大風速位於長波槽中，Riehl 等指出此情形常出現在當短波槽通過長波槽的時候。300mb上通常空氣質點很快的運動通過長波槽，即屬於此種

模式。此處的討論因需考慮風切，稍具繁複。按第 9 節的討論，風切在噴射軸之北為正，之南為負，在槽線處為最大。

在II區 $\frac{\partial q}{\partial S}$ 為正且為最大，因為旋率的曲率項與切變項隨風的進行而俱增。同理，I區中 $\frac{\partial q}{\partial S}$ 有最大負值。另一方面，在III區與IV區中，旋率的曲率項與切變項的符號相反。

。因此由(95)式知，在I區有最大的等壓輻散，II區有最大的等壓輻合。在III與IV兩區中各有較小的輻合與輻散。



同樣理由可應 圖24：氣流線等風速線模式用於其他的氣流線等風速線模式中，舉例言之：在圖24中，I，III兩區出現等壓輻散，II IV兩區出現等壓輻合。

24. Sutcliffe's 發展問題

如果通過等壓面的垂直平流忽去不計，(44)式可改寫為

$$\frac{D}{Dt}(q_p + f) = -f \vec{\nabla}_p \cdot \vec{V} - q_p \vec{\nabla}_p \cdot \vec{V} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} + \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \dots (96)$$

此處 $\frac{D}{Dt}$ 為沿等壓面上軌跡線的變化率算子。Sutcliffe指出在對流層的底部最大氣壓變化區域、 $-q_p \vec{\nabla}_p \cdot \vec{V}$ 一項大部被旋管項所抵消。因此，(96)式中略去此二項，且將 $\frac{D}{Dt}$ 展開，得

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla}_p (q + f) = -f \vec{\nabla}_p \cdot \vec{V} \dots (97)$$

上式中 q 的下標 p 已予略去，依照 Sutcliffe 的研究，(97)式表(96)式的近似值較之(45)式所表者更為良佳。此方程式可應用於 500mb 與 1000mb 兩氣層上，將此結果相減得出輻散差(亦稱相對輻散)。

$$f(\vec{\nabla}_p \cdot \vec{V} - \vec{\nabla}_p \cdot \vec{V}_0) = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla}_p (q + f) + \vec{V}_0 \cdot \vec{\nabla}_p (q_0 + f) - \frac{\partial}{\partial t} (q - q_0) \dots (98)$$

由等壓面上的地轉式旋率

$$q = -\frac{g}{f} \vec{\nabla}_p^2 Z, \quad q_0 = -\frac{g}{f} \vec{\nabla}_p^2 Z_0$$

(98)式右端末項變為

$$-\frac{\partial}{\partial t} (q - q_0) = -\frac{g}{f} \frac{\partial}{\partial t} (\vec{\nabla}_p^2 Z - \vec{\nabla}_p^2 Z_0) = -\frac{g}{f} \vec{\nabla}_p^2 \frac{\partial h}{\partial t} \dots (99)$$

此處 $h = Z - Z_0$ ，為 1000mb 至 500mb 間的厚度(Thickness)。

再者，靜力方程式與狀態方程式合併積分，可得厚度

$$h = -\frac{R}{g} \int_{500}^{1000} T \ln p \dots (100)$$

上式對 t 取導式

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{R}{g} \int_{500}^{1000} \frac{\partial T}{\partial t} \ln p \dots (101)$$

因 $\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{dT}{dt} - u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - \frac{dp}{dt} \frac{\partial T}{\partial p}$ 與熱力學第一定律

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{C_p} \frac{dq}{dt} + \frac{\gamma}{g p} \frac{dp}{dt}$$

故(101)式為

$$\begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} = & -\frac{R}{g} \int_{500}^{1000} \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) \ln p \\ & + \frac{R}{g} \int_{500}^{1000} \left(\frac{\gamma}{g p} - \frac{\partial T}{\partial p} \right) \frac{dp}{dt} \ln p \\ & + \frac{R}{g} \int_{500}^{1000} \frac{1}{C_p} \frac{dq}{dt} \ln p \dots (102) \end{aligned}$$

上式右端第一項稱為平流項(Advection Term)，第二項為動力項(Dynamical Term)，第三項為非絕熱項(Nonadiabatic Term)，(102)式取近似值，假定厚度的變化僅由溫度場的地轉平流而起，則

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{R}{g} \int_{500}^{1000} \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) \ln p$$

設氣層間的平均風速為地轉風，再用(100)式的關係，上式為

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\vec{\nabla}_g \cdot \vec{\nabla}_p h = -\vec{\nabla}_g \cdot \vec{\nabla}_p h$$

此處 $\vec{\nabla}_g$ 為此氣層間的平均地轉風， $\vec{\nabla}_p$ 為上層的地轉風。故(99)式為

$$-\frac{\partial}{\partial t} (q - q_0) = -\frac{g}{f} \vec{\nabla}_p^2 (\vec{\nabla}_g \cdot \vec{\nabla}_p h)$$

因為 $\vec{\nabla}_p = \vec{i} \frac{\partial}{\partial x} + \vec{j} \frac{\partial}{\partial y}$ ， $\vec{\nabla}_g = \vec{i} u_g + \vec{j} v_g$ 及熱風分速

$$u_T = -\frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial y}, \quad v_T = -\frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial x},$$

故上式

$$\begin{aligned} -\frac{\partial}{\partial t} (q - q_0) = & -\frac{g}{f} \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \\ & \left(u_g \frac{\partial h}{\partial x} + v_g \frac{\partial h}{\partial y} \right) = \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \\ & \left(u_g v_T - v_g u_T \right) \\ = & u_g \frac{\partial^2 v_T}{\partial x^2} + v_T \frac{\partial^2 u_g}{\partial x^2} + u_g \frac{\partial^2 v_T}{\partial y^2} \\ & + v_T \frac{\partial^2 u_g}{\partial y^2} - v_g \frac{\partial^2 u_T}{\partial x^2} - u_T \frac{\partial^2 v_g}{\partial x^2} \\ & - v_g \frac{\partial^2 u_T}{\partial y^2} - u_T \frac{\partial^2 v_g}{\partial y^2} \end{aligned}$$

氣層中，水平輻散較為微小，故可設

$$\frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} = 0, \quad \frac{\partial u_T}{\partial x} + \frac{\partial v_T}{\partial y} = 0$$

由是上式為

$$\begin{aligned} -\frac{\partial}{\partial t}(q-q_0) &= u_g \frac{\partial^2 v_T}{\partial x^2} - v_T \frac{\partial^2 v_g}{\partial x \partial y} \\ &\quad - u_g \frac{\partial^2 u_T}{\partial x \partial y} + v_T \frac{\partial^2 u_g}{\partial y^2} + v_g \frac{\partial^2 v_T}{\partial x \partial y} \\ &\quad - u_T \frac{\partial^2 v_g}{\partial x^2} - v_g \frac{\partial^2 u_T}{\partial y^2} + u_T \frac{\partial^2 u_g}{\partial x \partial y} \\ &= \left(u_g \frac{\partial}{\partial x} + v_g \frac{\partial}{\partial y} \right) \left(-\frac{\partial v_T}{\partial x} - \frac{\partial u_T}{\partial y} \right) \\ &\quad - \left(u_T \frac{\partial}{\partial x} + v_T \frac{\partial}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial v_g}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial y} \right) \\ &= \vec{V}_g \cdot \nabla_P q_T - \vec{V}_T \cdot \nabla_P q_g \end{aligned}$$

令 $\vec{V}_g = \vec{V}_0$, $q_g = q_0$, 各代表下層的地轉風與旋率。

再因熱風 $\vec{V}_T = \vec{V} - \vec{V}_0$, 熱風旋率 $q_T = q - q_0$ 。故

$$\begin{aligned} -\frac{\partial}{\partial t}(q-q_0) &= \vec{V}_0 \cdot \nabla_P q_T - \vec{V}_T \cdot \nabla_P q_0 \\ &= (\vec{V} - \vec{V}_T) \cdot \nabla_P q - \vec{V}_0 \cdot \nabla_P q_0 \\ &\quad - \vec{V}_T \cdot \nabla_P q_0 = \vec{V} \cdot \nabla_P q - \vec{V}_0 \cdot \nabla_P q_0 \\ &\quad - \vec{V}_T \cdot \nabla_P (q + q_0) \end{aligned}$$

上式代入(98)式內，且視方程式右端中 \vec{V} 與 \vec{V}_0 為地轉風，得

$$\begin{aligned} \nabla_P \cdot (\vec{V} - \vec{V}_0) &= -\frac{1}{f} \vec{V}_T \cdot \nabla_P (q + q_0 + f) \\ &= -\frac{1}{f} \vec{V}_T \cdot \frac{\partial}{\partial S} (q + q_0 + f) \dots \dots \dots (103) \end{aligned}$$

此處 $\vec{V}_T = \vec{V}_g - \vec{V}_0$ 為 1000mb 至 500mb 氣層間的熱風，S 為與熱風同向沿着厚度線的弧長。

其次，令 $q = q_0 + q_T$ ，此處 $q_T = \frac{g}{f} \nabla_P^2 h$ ，稱為熱風旋率，因此 (103) 式可寫為

$$\begin{aligned} \nabla_P \cdot (\vec{V} - \vec{V}_0) &= -\frac{2}{f} \vec{V}_T \frac{\partial q_0}{\partial S} \\ &\quad - \frac{V_T}{f} \frac{\partial q_T}{\partial S} - \frac{V_T}{f} \frac{\partial f}{\partial S} \dots \dots \dots (104) \end{aligned}$$

上式右端第一項稱為熱導項，第二項為熱旋效應，第三項為緯度效應。

若將上式的結果應用在 1000mb 至 500mb 的氣層上，在 500mb 層上 $\nabla_P \cdot \vec{V} = 0$ ，因此 $\nabla_P \cdot (\vec{V} - \vec{V}_0) = -\nabla_P \cdot \vec{V}_0$ ，即謂相對輻散就是低層的輻合。在多數氣旋形成的情形中，此可指示高層為輻散。更有進者，低層輻合促使形成氣旋式的旋率，因此 (104) 式可用為指出氣旋的發展。此種情形可同樣應用在反氣旋的形成上。

(104) 式右端諸項逐次討論於下：

(i) 熱導項 (Thermal Steering Term) 地面氣旋 (反氣旋) 通常是最大 (最小) 相對旋率 q_0 之處，在 q_0 極大或極小之處， $\frac{\partial q_0}{\partial S} = 0$ ，此項消失。然而，氣旋的前方，通常熱風吹向 q_0 的降低值處 (Decreasing Values)，故有相對輻散。氣旋的後方，熱導項使之為相對輻合。因此氣壓系統係沿着厚度線而進行，特別在早期此種系統尚在形成之時為最顯著。

(ii) 熱旋效應 (Thermal-Vorticity Effect) 此項的形式與 (95) 式相似。可與 23 節同樣分析討論之：當在氣旋時，通常驅使冷空氣在其西邊，暖空氣在其東邊，因此在等溫場中的槽脊型式的發展與圖 23 所示者相同。如果圖 23 上的等高線以 1000mb 至 500mb 間的厚度線代之，I 區相當於沿着熱風進行的溫度旋率 (Thermal Vorticity) 的最大降低處，因為熱旋效應，此區為最大輻散區。因此造成一溫度槽 (Thermal Trough) 的前部，適合於氣旋的發展。同樣，II 區因為熱旋效應為最大輻合的區域。

(iii) 第三項代表溫度旋率變化型式 (見 23 節) 中的緯度效應，與第二項的符號相反，但在加強系統的情況下，其大小較第二項為小，故不予討論。

參 考 文 獻

1. 嚴夢輝：渦率觀念及其在天氣學上之推廣應用 氣象學報四卷一期 (47 年 3 月)
2. 廖學鑑：厚度圖對於天氣分析和預報之應用。氣象學報五卷四期 (48 年 12 月)
3. 韋燕禧：水平輻散及其與等壓線型式的關係。氣象學報七卷二期 (50 年 6 月)
4. 嚴夢輝：高空預報學，空軍訓練司令部出版 (44 年 9 月)
5. Holmboe, Forsythe, Guistin: Dynamic Meteorology (1945) pp295-336
6. Haltiner, Martin: Dynamical and Physical Meteorology (1957) pp 342-365
7. S. Petterssen: Weather Analysis and Forecasting Volume I (1956) pp123-137
8. H. Riehl: Tropical Meteorology (1954) pp 193-209
9. Hewson, Longley: Meteorology Theoretical and Applied (1944) pp 135-139
10. H. Panofsky: Introduction to Dynamical Meteorology (1956) pp108-124
11. W. J. Sancier: Principles of Meteorological Analysis (1955) pp340-349



中緯度地方農業季節的區分

王仁煜著
方冠英譯

這是一篇把天文季節區分為自然農業季節的研究。係以各類作物在一週中對於每日最高最低氣溫的反應作為分類的標準。

經常紀錄的氣象因子很多，但每日觀測的通常祇有兩項，即日雨量及其最高最低氣溫具有地理的分佈密度，足供特殊氣候研究之用。中緯度地方尤其潤濕地帶，季節性的變換，氣溫遠較雨量為顯著。所以以每日最高最低氣溫的百分頻率來闡說季節的變化是較為合理的。

前人研究

許多法則和途徑曾經被採用來區分世界氣候型，但被接受的却祇有少數的幾種。如柯本(W. Köppen)氏於一九一八年所公佈的途徑和桑威(C. W. Thornthwaite)於一九三一年所公佈及於一九四八年加以修正的分類法，曾贏得廣泛的支持。桑柯二氏都是根據年月來區分氣候型的。再說，不照傳統的天文四季而採用其他方法的則僅能獲得極少數人們的贊同。氣候學家們幾乎均一致認為現行的四季劃分法，特別在中緯度地區是有欠適宜的。

意大利人伊及(G. Azzi)氏於一九一四年即應用物候現象改訂季節時間表。安格(Angots)氏曾以平均氣溫的日數詳細劃分法國的冬令及夏令。亞施特(Alciator)氏以每日最高最低氣溫的平均值區分美國各地的夏季狀況，同時並按日氣溫與相對濕度的特性解釋各處夏令的情形。饒門(Newman)氏因致力尋找印度冬季不同霜期的真正生長季節，以日平均

氣溫的頻率釐訂收穫季節。他把氣溫經常位 32°F 以下的時日定為冬季。依結水時期的降臨區分春季為早春和晚春。指明晚春為無霜期。並依同樣方法劃分秋季，但採用相反的方式。而夏季則被定為是屬於日平均氣溫在 68°F 以上的季節。

近年來研究每日、每週、每月氣溫頻率的頗不乏人，用於研究春秋的霜期尤為可靠。在冬夏時期的氣溫極端值亦曾被加以研究採用。是項研究乃試圖以特有方式對某一特殊區域釐訂氣候或天氣的危險期之用。

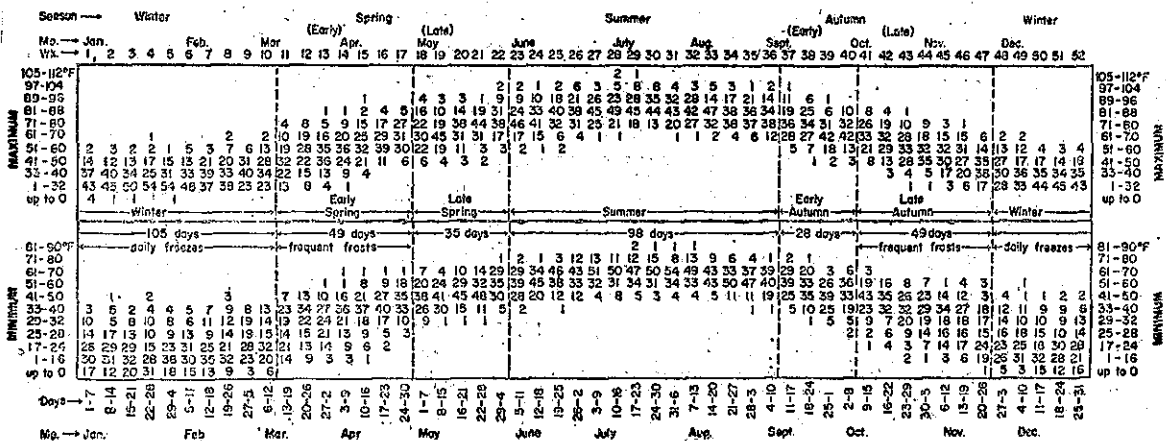
資料整理

應用美國氣象局分佈在威斯康辛州特選的十二觀測站的每日最高最低氣溫的紀錄，這些站的選擇端視其是否為主要農業區域而定。考查此十二站自1925至1949年二十五年間的紀錄，為方便計並以電動機計算其百分率。

從每日最高最低氣溫紀錄卡上，把週百分值編成若干等級，並依華氏表分為若干度。最低溫度分為 0, 16, 24, 28, 32, 40, 50, 60, 70, 80, 90; 把最高溫度分為 0, 32, 40, 50, 60, 70, 80, 88, 96, 104, 112等多級。將一週的日平均分佈分配在每一分度或低於其分度上。例如某地某一時期的百分率一週間日最高氣溫頻率分佈高於 88°F 而低於 96°F 的可能等。

一種氣候曆曾經訂定供此研究之用。在此曆表上，除第八週(在二月十九至廿六日)為八天外，常年平分為五十二週。閏年在第九週或二月廿七至三月五日間另有一個八天的星期。茲將每五十二星期所出現的上述各種溫度百分率訂成附圖(1)如次：

圖 1：威斯康辛州 Beloit 1925 至 1949 氣溫週出現頻率



植物致死和適應的極限對於許多作物都能適用。季節氣溫的極限及季節性的氣溫分級以日氣溫分配狀況決定之。從這日氣溫的頻率可明瞭作物的反應。以此觀念為出發點，可在上項所謂最高及最低氣溫的分界點方面，即從已知的數種致死及適宜的作物反應上，找到非常精確的危險溫度。明乎一般作物此一氣溫關係後，次一步驟如表一所示，再把氣候曆分為足以代表各種植物反應的若干節氣，這種將曆年分為熟知的作物感應時期的曆法，吾人稱之為農業氣象季節。每一

季節的曆日和晝長如表一所示者為威州十二站的紀錄。此季節依下列原則而區分：

1. 冬季：農作物入休眠狀態，20%以上的日最低氣溫位 16°F 或 16°F 以下。

2. 早春：冬季多年生作物如牧草等開始生長；冬季一年生作物如春燕麥開始種植。於最低氣溫位 16°F 或低於 16°F 佔20%或不及20%為始期，以日最低氣溫位 32°F 或 32°F 以下佔10%或少於10%時為終期。

3. 晚春：溫季作物如甜玉米業已種植，冬季作物生長迅速；於日最低溫位 32°F 或 32°F 以下不及10%時為始期，以日最低溫在 32°F 或低於 32°F 佔40%或40%以下時為終期。

4. 夏季：暖季作物如大豆等呈生長迅速，冬季一年生作物如穀類作物業已收穫。當 40°F 以下之最低氣溫少於5%或日最高氣溫在 70°F 以下佔20%時為夏。

5. 早秋：冬季作物如冬小麥業已種植，夏季作物如甜玉米迅趨成熟時，亦即以日最高氣溫位 70°F 或 70°F 以下超過20%時為始期，以日最低氣溫位 32°F 或 32°F 以下多於10%時為終期。

6. 晚秋：冬季作物如冬小麥處生長迅速時期。暖季作物如大豆等業已收穫。以日最低氣溫位 32°F 或 32°F 以下多於10%時為始期，以日最低氣溫位 16°F 或 16°F 以下多於20%時為終期。

後果和討論

威斯康辛州 Beloit 地方之最高及最低氣溫每週出現之百分率舉例列如圖1：

一般氣溫年變化均包羅在這些日最高最低週頻率大勢中。尤值得一提的是在春秋過度時期與週間的變化很大，最高最低間的差異在早春和晚秋也有很大的變動，而在冬夏時期，其週百分率經常維持數週不變

表一：威斯康辛州十二測站每一農業季節的日數
(自1925~1940年週百分率)

Station	Length of Agricultural Seasons, Days						Frost-free Season, Days	
	Winter	Spring		Summer	Autumn		Frost-free*	Aver. value
		Early	Late		Early	Late		
Ashland	133	70	28	56	28	49	91	120
Beloit	105	49	35	98	28	49	147	163
Eau Claire	126	63	21	70	28	56	112	148
El Dorado	119	56	35	70	21	63	126	148
Green Bay	112	63	21	91	14	63	133	153
Hancock	133	70	14	70	21	56	112	131
Hillsboro	133	63	14	77	21	56	112	144
La Crosse	112	56	28	77	28	63	133	164
Madison	119	42	42	91	28	42	133	172
Medford	133	56	28	77	21	56	112	131
Milwaukee	91	56	35	77	35	42	147	186
Spooner	133	56	28	63	28	56	105	130

* Frost-free period in days for all years used in study.

。這在秋季的後數週及春季的前數週來說尤其可靠。

圖1可說明如次，例如在第十週（三月六日至十二日）30%年份其日最高氣溫位 32°F 或低於 32°F ，但在 0°F 以上。同時50%年份在八月裡（第31週）其日最低溫為 70°F 或 70°F 以下，但在 60°F 以上。

表一六個農業季節的日數採用威州十二測站的紀錄。在紀錄上可看出站與站間的在農業季節上的差異，這差異的產生，有幾種可能的解釋，諸如地形，土壤溫度性質及海洋影響等。但必須記住的這些季節的闡釋的結果主要係以每週最高最低的極端值為根據。由於最低氣溫容易受地方特殊微氣候的影響，這些季節的分析自然產生很大地方性的差異。因此從表一觀察，季節長短的變化，在數日或數週之間，甚且在相距不遠的兩地亦可看出。另一方面每年的日最高氣溫有超過一般最低氣溫的趨勢。這傾向在春秋季節變換時期尤為明顯。原因是日氣溫最高值受每日天氣型的影響較甚。因此一個區域的微氣候所反映的和一個日最低溫讀數所反映的局部地方的微氣候頗為相似。

其他地區這些不同的農業氣象季節的轉換多少也有一致的類型，例如威州的 Spooner 地方冬天長 133 天，但在 Beloit 地方僅有105天。以同樣方法找出在印第安那州南部有些地方的冬天僅有42天。如引同樣的區分法在南部沿海區域應用，冬天已不存在。因此那些地區的冬季作物在所謂冬季休眠期中都能夠生長。北部高緯度地方，夏天也同樣不復存在。如氣溫寒冷而且暖期短暫得不能在耕作制度上種植暖作物時，農業季節上的夏季已不存在。在中緯度大陸性地區的嚴冬和炎夏的季節變換概念就本文來說仍是一致的。

廣泛的說，春秋季節的轉變也有它一定的類型。海洋影響有延長春秋季節的傾向。諸如表（一）表示在 Ashland 及 Superior 有個寒冷的湖岸，在 Green Bay 沿密支根湖有溫暖的邊緣等都是好例子

，尤其是 Ashland 地方的早春時期，寒冷的湖水使春季因之延長。而在 Green Bay 溫暖的湖水也有延長晚秋季節的趨勢。

從研究南 印地安那 (South Indiana) 氣候變化顯示冬季是短暫的，但晚秋和早春却很長。冬季休眠期縮短，到低緯度地方終於消失。晚秋和早春的特點為經常降霜歸入冬季中。在這種氣候型下某種寒季作物又能繼續生長，因此可消去冬休眠期。另一方面在靠北地區，由於暖作物稀少，炎夏已不存在，晚春和早秋之界限亦不明顯，因之在高緯度和低緯度地區的農業季節便鮮能存在。

當所有植物包括一年生及多年生作物都進入休眠狀態停止生長時，可定為冬季。就非耐寒作物說，當這些植物枯萎時，係指最低氣溫接近或略低於 32°F 而言。就耐寒一年生及多年生作物說，休眠期前氣溫大都低降。當日氣溫一致降到 16°F 時，可以說所有的作物均已進入休眠期。因此結冰成為冬季的界限。

當越冬作物恢復新的生機而日最高及最低氣溫趨回升時春季即告開始。進一步研究，此春季過渡時期顯示作物對於兩者日溫之間差異變化的反應，主要在於有無冰點溫度的到臨，這兩個小季節係特指早春和晚春而言。

早春為結冰和溶冰的時期，乃指日最低氣溫高於 16°F 及日最高氣溫高於 32°F 的時期而言。晚春指降霜和結冰的溫度大都消逝日最低氣溫在 28 至 50°F。最高氣溫徘徊在 50 至 80°F 之間而言。在早春時期越冬耐寒作物顯然在生長，冬穀物的生長就是個好例子。晚春時這些耐寒作物進入迅速的發育和生長期，因此其成熟時期的接近就是夏季的伊始。同時在這時期夏季一年生作物在播種，暖季早期生長的作物亦已開始。

當暖作物一年生或多年生的進入迅速生長發育階段。達到成熟或接近成熟而氣溫尚較夏季普遍為低前，可別為中緯度地方的夏季。因為真正暖季作物的迅速生長和發育，日最低溫須維持 40°F，日最高氣溫須在 70°F 以上。甜玉米假如最低溫能維持高於 60°F 的紀錄，最低溫在 80°F 以上，有很好的收穫。而夏天此一季節，則於最低溫低於 40°F，但高於 32°F，日最高氣溫經常低於 70°F 時，宣告終止。

夏季像冬季一樣緊跟著是秋的轉換季節。茲依其對於作物的反應狀況別為兩個亞季節。早秋以夜間寒冷為伊始，但本質上仍為無霜期。日最高氣溫一致較夏季為低，但尚未臨到相同最低溫的標準。在此季節日最

低溫徘徊在 32~50°F 之間，越冬一年生及多年生作物業已播種。同時寒季青草已從夏休眠中恢復生機。因此在中緯度潤濕地區在這早秋之時期放牧者應觀察利用此一生機。

秋天的次一季節是晚秋，應從嚴霜開始，這霜期為區域裡所有不耐寒作物全部枯死的一個時期，是時的氣溫應低於冰點在 2 至 4°F 之間，此記錄應讀自離地 5~6 呎的標準百葉箱。晚秋的最高氣溫通常在 70°F 以下，這季節於寒冬休眠期降臨前終止。

上述季節完全以特定地區的每日最高及最低氣溫頻率為依據，以夜間對日間的氣溫為着眼點，日平均氣溫不予考慮，以避免可能的平均誤差。

有的人也許要問，何以農業季節的區分不採用有效的溫度關係，一般認為溫度的年及季節的變化主要在於決定地理上的農業生產或某一局部地區的莊稼，就整個氣候型的全球分佈觀點看，（尤其在中緯度及高緯度地帶）溫度自應屈居次要。當然雨量統計可以本文的溫度體系為根據來定其農業季節的；但不在本文討論之列。

這裡附帶要提醒的是本文所述的氣溫界限及農業季節主要係就威斯康辛州而設計。這區分可供氣溫狀況及耕作性質相似的地區參考採用。氣候及耕作方法懸殊的地區也許需要引用另一不同的氣溫界限來改訂其農業氣象的季節的。最後筆者盼能指出，凡本文所採用的方法在其他中緯度地區亦同樣有效。

本文提要

本文所訂的用於農業季節時序表，當較常用的天文季節為準確，是項農業季節之訂定，係以下列各點為依據：

1. 豐收和歉收對於氣溫高低的反應被用於區分季節性的日曆表上。
2. 季節性的區分以平均最高最低氣溫為根據，避免落入使用氣溫平均值的巢臼。
3. 最低氣溫反映出一地微氣候的狀況，因之亦足以反映此地與彼地之間所存在的變化。
4. 最高氣溫受每日天氣型的影響最深，故亦能反映出一地的微氣候。

本文所述的六個農業季節限於中緯度地區使用，顯示植物生長的反應，農作制度及土地的利用情形。其季節時間表亦係觀察自各種不同的農業制度。

參考文獻

1. Alciatore, H. F. (1915): Classification of American summers. Monthly Weather Review, 43:400-402.
 2. Angot, Alfred. (Translated by Miss R. E. Edwards.) (1914): Classification of summers and winters. Monthly Weather Review, 42:625-629.
 3. Azzi, G. (1914): The phenological seasons in Italy. Rivista Meteorica Agraria, An. 35, No. 14, Rome.
 4. Hartshorne, R. (1938): Six standard seasons of the year. Annals of the Assoc. of Am. Geographers, 28: 165-178.
 5. Jefferson, M. (1938): Standard seasons. Annals of the Assoc. of Am. Geographers, 28:1-12.
 6. Köppen, W. (1923): Die Klimate der Erde. Walter De Gruyter Co., Berlin.
 7. Newman, J. E. (1956): Some characteristics of southern Indiana climate. Purdue University Agr. Exp. Sta. Agronomy Memo #133, May.
 8. Thornthwaite, C. W. (1948): An approach toward a rational classification of climate. Geographic Review, Vol. 38, 55-94.
 9. _____. (1931): The climates of North America according to a new classification. Geographic Review, Vol. 21, 633-655.
 10. Wang, J. Y., and Suomi, V. E. (1958): The Phyto-climate of Wisconsin, Temperature: Normals and hazards. Res. Report No. 2, University of Wisconsin Agr. Exp. Sta.
- 原文題目: Defining Agricultural Seasons in the Middle Latitudes.
- 原文刊載: Agronomy Journal Vol. 51: 579-582, 1959.

氣象學報訂購辦法

- 一、本學報以促進中國氣象學術之研究為目的。
- 二、個人如欲訂購，可報請服務之單位，備文證明，連同價款，逕寄本社，或利用各地郵局，將書款存入臺灣郵政第2797號劃撥儲金本所專戶，當按址寄送所需之學報。
- 三、本學報本期暫收成本費新臺幣壹拾元，郵票十足通用。

氣象學報徵稿啓事

本學報長期徵收稿件，歡迎各方踴躍惠稿，惟為配合出版時期起見，惠稿最好於二、五、八、十一等月月中以前寄達，以便及時刊載，而免積壓，敬請惠稿諸先生注意。

臺灣省雜誌協會會員
內政部登記證內警臺誌字第五一號

發行人：鄭
社長：鄭
電話：二

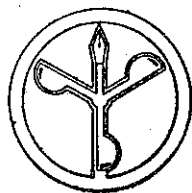
二
八子子

四

○政政

主編者：臺灣省氣象所氣象學報社
地址：台北市公園路六十四號
電話：二四一四

印刷者：文英印書
地址：台北市三水
電話：三四七二



九中
月華
三民
十國
日五
出十
版年

氣象學報季刊

七 卷 三 期

METEOROLOGICAL BULLETIN

Volume 7

September 1941

Number 3

KENNETH T. C. CHENG

*El problema de la contaminación de la
atmósfera y el resultado de las
observaciones sobre la lluvia
atómica en Taiwan*.....(1)

LIAO SHYUE-YIH, HSU CHIN-HUAI

*On Estimating the Possible Maximum
Precipitation over the Drainage
Basin of Tanshui River*(6)

YEUCH-NGO CHANG

The Climate of Taipei(15)

YEN-SHI WEI

*A Brief Discussion on the Application
of Vorticities in Meteorology*(25)

臺灣省氣象所主編

PUBLISHED QUARTERLY BY

TAIWAN WEATHER BUREAU

64 PARK ROAD, TAIPEI, TAIWAN, CHINA

氣象學報季刊

七卷四期

目次

一、論述

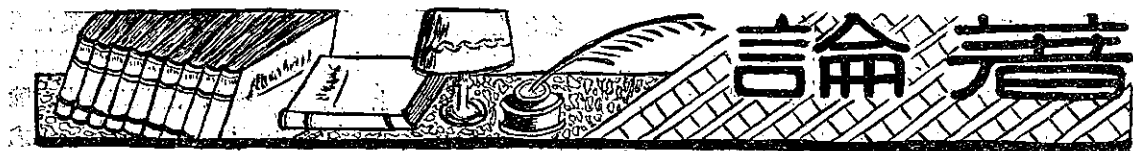
- ✓ 臺灣氣團之性質.....劉衍淮.....(1)
✓ 中國東海及臺灣附近海流之研究.....朱祖佑.....(7)
✓ 氣象要素對於河流洪水位之影響.....劉鴻喜.....(18)
✓ 1961年蘇俄核子試爆對臺灣之污染.....呂世宗
陳福來.....(21)

二、譯述

- 圖解雲雨預報法.....徐寶箴譯.....(25)

三、其他

- 龍相齊司鐸傳.....鄧子政.....(31)
氣象學報文獻索引(自第一卷一期至第七卷四期).....(34)



臺灣氣團之性質

劉衍淮

The Properties of Airmasses in Taiwan

Yen-huai Liu

Abstract

Data of RASON and RAWIN Observations in Taoyuan, Taiwan, during the IGY from 1, July 1957 until 31, December 1958 have been carefully studied, and it is found that, the following airmasses are prevalent in Taiwan:

(1) Winter

A. Modified polar continental airmasses NPc

1. Land NPc
2. Coldsea NPc
3. Warmsea NPc

B. Tropical maritime airmasses Tm

C. Equatorial maritime airmasses Em

(2) Summer

A. Tropical maritime airmasses Tm

1. Cooler Tm
2. Warmer Tm

B. Equatorial maritime airmasses Em

Highlevel airmasses, S, occurs in winter frequently, and appears occasionally in summer. NPc its absent in summer. Differences between Properties of Em and Tm are insignificant.

臺灣南起北緯 $21^{\circ}53'48''$ ，北止北緯 $25^{\circ}18'5'$ ，北回歸線通過本島中部嘉義附近，西起東經 $120^{\circ}3'$ ，東達東經 $121^{\circ}59'$ ，南北長約 380 公里，東西寬約 140 公里，島周 1139 公里，面積 35,760 平方公里，位於中國大陸東南方淺海之邊緣，隔臺灣海峽與福建省相對，中央山脈縱貫南北，將臺灣島分為不對稱之東西兩半，全島祇於 100 公尺之平原，所占面積約及全島 31%，100 至 1000 公尺高度之臺階與丘陵，占總面積 37%，而高度在 1000 公尺以上之山地，約占總面積 32%，是臺灣為半處熱帶，半處副熱帶之多山大島。

就氣候言，在臺灣四季並不顯明，十月至三月之六個月，天氣完全受東北季風之支配，比較寒冷，可稱為冬半年，四月至九月之期間，西南季風比較盛行，氣候暖熱，可稱為夏半年，惟西南季風最盛時期，僅以六月至八月為限。

冬季西伯利亞與中國北部據有強烈與廣大之高氣壓，因而產生極端寒冷與乾燥之極地大陸氣團 (Pc)，在源地，此種氣團之地面溫度，約介於 -15 與 -40°C 之間，下層常有厚的逆溫層，逆溫層之上界，可達 2000 至 3000 公尺之高度，水汽含量甚低，地面附近

混合比不及 1(克/仟克)。空氣水汽含量雖少，但以溫度過低，相對濕度仍能約在 80 % 上下，此種氣團東南行，下部就逐漸變暖並吸收水分，成為變性之極地大陸氣團 (NPc)，但在高空，其原性仍能保留，臺灣位於亞洲大陸之東南方，冬季東北季風盛行，故常受變性極地大陸氣團之侵襲，此期臺灣天氣，北部及東北部首當東北季風之衝，氣團因地形而抬升，陰雨連綿，西南部則因氣團之乾燥，晴朗暖熱。

夏季大陸上由於加熱強烈，高氣壓消滅，而代之以熱性低氣壓，海洋上副熱帶高壓區之氣團，被吹向大陸，因有著名之夏季海洋季風。臺灣接近大陸，故夏季天氣，甚受熱帶海洋氣團 (Tm) 與赤道海洋氣團 (Em) 之惠。惟夏季氣壓梯度微弱，西南季風之強度，遠不及冬季東北季風者。此期臺灣西南部為雨季，而東北部則反較晴熱。

春季之四月五月與秋季之九月十月，為季風更替時期，陸海間氣壓梯度常易，風向不定，風力小，天氣多變。

沈傳節先生於民國三十八年曾就民國三十一年與三十二年之臺北高空探測紀錄，加以整理研究，而有極具重要性與價值之著作，臺灣之氣團一文發表，按

沈君之研究，臺灣出現之氣團如下：

一、冬半年

1. 大陸變性之極地大陸氣團 (LNPs)
2. 冷海變性之極地大陸氣團 (ScNPs)
3. 暖海變性之極地大陸氣團 (SwNPs)
4. 熱帶高空氣團 (Ts)
5. 太平洋熱帶海洋氣團 (Tp)

二、夏半年

1. 太平洋熱帶海洋氣團 (Tp)
2. 赤道海洋氣團 (Ep)
3. 變性極地氣團 (即變性西伯利亞極地大陸氣團NPs)

自我政府遷臺以來，臺灣氣象事業，已有長足之進步，高空無線電探測，臺北以外，又有桃園、恒春（後遷東港）東港、馬公等觀測站之設立，歷年所獲資料甚多，全部加以統計研究，固屬需要，但如許資料，決非少數人手與短期內所可竣事。作者最近曾就國際地球物理年中國委員會觀測報告中之無線電探空與測風紀錄，加以整理，發見一九五七年七月一日至一九五八年十二月三十一日之十八個月的期中，以桃園之紀錄，比較完整，因而選定比較有代表性之觀測，分別加以統計，計算出比濕、位溫、與相當位溫數值，並填入羅斯貝 (Rossby) 圖紙，就各個不同曲線，確定冬夏氣團及其性質。此自僅代表在桃園或謂臺灣北部出現之各類氣團及其性質。原報告中高度單位係使用現今國際通用之重位公尺 (geopotential meter)，簡號gpm。在低空重力約為 980 厘米/秒²之時，與幾何高度之公尺數目幾完全相等，故於本文中亦沿用之。為能明確指示氣團種類與性質起見，不取多次觀測之平均，只選定風與氣團性質確實有代表性者單次觀測之例，加以說明。氣團符號，採彼得遜 (Petterssen) 氏之一般符號，不加源地地名之字母，以免混淆。今列舉在此十八個月中所見，出現於臺灣北部之各類氣團及其屬性如下：

一、冬季變性極地大陸氣團 (NPc)

1. 陸上變性極地大陸氣團

經由華北、華東而來臺灣之極地大陸氣團，最後雖曾行於海上，但為時甚短，海上變性不大，故大體仍能保持其陸上變性極地大陸氣團之性質，溫度特低，濕度甚小。地面氣溫能低於 10°C，高於南京此類氣團地面溫度不及 3°C，混合比約為 4-5，高於南京僅 1 或 2 克/仟克。相對濕度約為 60%，高出南京

冬季此種氣團之相對濕度有限，氣溫直減率介於乾絕熱與濕絕熱變化率之間，空氣對流不穩。相當位溫在 1000 公尺以下向上遞減，1000 公尺以上漸增，此種陸上變性極地大陸氣團來襲時，地面附近雖為東北風或東風，但在 1500 公尺以上即多吹西北風與西風，是此種氣團之厚度有限。

陸上變性極地大陸氣團係隨同冷鋒來侵，氣壓急升，氣溫迅降，地面附近東北風頗強。此時天氣形勢，為強大之反氣旋，盤據大陸上，其中心在華北，臺灣雖處於其東南部之外圍，等壓線仍顯密集，東北季風強盛，臺灣山地之迎風面，發生地形降水，但亦能因空氣過於乾燥，不生降水現象。1958 年一月四日 1200 G.M.T (即當地時間下午八時) 桃園之觀測紀錄，即可視為下層有大陸上變性極地大陸氣團之例。當時天晴，氣壓曾於觀測前三小時內上升 1.5 毫巴，氣團冷而特乾，1500 公尺以上，有明顯之逆溫層。

桃園 1958 年一月四日 1200 GMT

陸 NPc

氣壓 (mb)	高度 (gpm)	溫度 (°C)	相對 濕度 (%)	混合比 (gr/kg)	位溫 (°K)	相當 位溫 (°K)	風向 (°)	風速 (kt)
1024	45	9	60	4.3	280	291	90	5
1000	241	9	25	1.8	282	287	70	20
850	1561	1	27	1.3	287	291	40	24
792	2130	2	24	1.4	293	297	330	5
700	3116	-4	50	2.1	298	304	300	14
500	5751	-13	30	0.8	317	320	290	70
400	7437	-20	24	0.5	329	331	280	89

地面附近風力強烈，地面溫度能更低，但水汽含量，則因渦動較盛，吸收較多而微高。桃園 1958 年一月二十三日 1200 G.M.T 的觀測，即足以說明直至 1500 公尺有如此變性極地大陸氣團的情形。當時地面溫度 8°C，相對濕度 75%，混合比 5.0。

桃園 1958 年一月二十三日 1200 GMT 天氣陰
雲高 300-600 公尺。東北風，風速 30 浬/時。

陸 NPc

氣壓 (mb)	高度 (gpm)	溫度 (°C)	相對 濕度 (%)	混合比 (gr/kg)	位溫 (°K)	相當 位溫 (°K)	風向 (°)	風速 (kt)
1026	45	8	75	5.0	279	292	40	30
1000	259	6	80	4.7	279	291	40	34
850	1569	-1	100	4.2	285	297	90	11
700	3131	-3	51	2.2	299	306	270	28
500	5735	-16	30	0.7	314	316	260	82
400	7382	-26	33	0.4	321	322	260	98

2. 冷海變性極地大陸氣團

海上變性之極地大陸氣團，有較陸上變性之極地大陸氣團為暖濕之特徵，此氣團亦為源自亞洲大陸高氣壓區之極地大陸氣團 (Pc)，因曾經行黃海、東海較冷水面相當時間，溫度與水汽含量顯見增高，抵達臺灣北部，地面氣溫高出上述陸上變性氣團約 5°C，混合比約高出 3 克/仟克，相對濕度頗高，約在 90% 上下。雲幕低垂，有地形性降水，地面至 1500 公尺或 2000 公尺之高度，轉有東北偏東之風，此亦即表示氣團之厚度。空氣對流不穩，十月至四月東北季風盛行時期，此種氣團時常在臺灣出現，其厚度雖僅約 1500-2000 公尺，但在臺灣北部造成陰雲多雨之天氣，東北隅之基隆、宜蘭等地，尤以冬雨特多著聞。東部之花蓮亦然。但在臺灣西南部，則天氣晴朗。1958 年一月十四日 1200 G.M.T 桃園之高空觀測記錄，足以說出此種冷海變性極地大陸氣團之性質。當時天陰，雲高僅 100~200 公尺。觀測前三小時內氣壓升高 1.7 毫巴。

桃園 1958 年一月十四日 1200 GMT

冷海 NPc

氣壓 (mb)	高度 (gpm)	溫度 (°C)	相對 濕度 (%)	混合比 (gr/kg)	位溫 (°K)	相當 位溫 (°K)	風向 (°)	風速 (kt)
1015	45	13	87	8.2	285	306	60	18
1000	173	13	92	8.7	286	309	50	34
900	1049	6	100	6.6	288	306	70	28
850	1516	4	100	6.6	290	308	80	24

3. 暖海變性極地大陸氣團

原為來自亞洲大陸之極地大陸氣團，隨反氣旋環流飄至日本南方與琉球東方暖的洋流黑潮之上，然後進入臺灣，因此氣團旅行暖海上空頗久，故其溫度與濕度俱形增高，地面氣溫可達 19°C，混合比能超過 12.0，相對濕度接近飽和。地面直至 1000 公尺，見有東北偏東之風，上下各層，風速在 20 哩/時之上，有霧及低雲，氣壓亦顯急升。風向隨高度向上順轉，1500 公尺見東南風。再高則風向西南，氣團變換。4000 公尺以下，相當位溫隨高度而減，空氣對流不穩。1958 年一月十日 0000 GMT 桃園之高空氣象記錄，即可視為低空有此種暖海變性極地大陸氣團之例。

桃園 1958 年一月十日 0000 GMT

暖海 NPc

氣壓 (mb)	高度 (gpm)	溫度 (°C)	相對 濕度 (%)	混合比 (gr/kg)	位溫 (°K)	相當 位溫 (°K)	風向 (°)	風速 (kt)
1016	45	19	90	12.4	291	323	50	21
1000	178	18	96	12.7	291	324	50	21
850	1555	10	90	8.2	297	319	120	28
700	3150	2	95	5.1	305	320	220	29
600	4390	-4	95	4.6	311	325	250	37
500	5813	-10	37	1.3	321	325	240	50
400	7493	-22	32	0.5	326	328	240	61

二、冬季熱帶海洋氣團 (Tm)

冬季低氣壓位於我國東南沿海，其中心在臺灣西北方時，臺灣北部能出現由南風輸來久歷熱帶海面之氣團。此種氣團之源地，為西南太平洋上之副熱帶高壓區，此高壓南部之空氣，隨反氣旋環流輸向西南方，再折北進入低壓區。此類氣團之性質，大致與上述暖海變性極地大陸氣團者相同，其鑑別須參考風向，即氣流形勢。地面溫度約為 19~20°C，相對濕度甚高，達 90% 或以上。混合比大於 12.0。雲幕低垂，地面附近見有南風或南偏東南之微風。相當位溫在 1500 公尺以下隨高度而增，但 1500 公尺至 3000 公尺之層，則隨高度而減，是空氣下部穩定，上層對流不穩。由風的變化，亦可估計此氣團之厚度，約為 1500~2000 公尺。桃園 1958 年一月十三日 0000 GMT 之無線電探空與測風記錄，似可視為下層有此種熱帶海洋氣團之例證。

桃園 1958 年一月十三日 0000 GMT

Tm (冬)

氣壓 (mb)	高度 (gpm)	溫度 (°C)	相對 濕度 (%)	混合比 (gr/kg)	位溫 (°K)	相當 位溫 (°K)	風向 (°)	風速 (kt)
1009	45	19	90	12.5	291	324	160	1
1000	122	20	80	12.0	293	325	190	2
850	1505	13	100	11.2	300	331	220	23
700	3104	1	57	3.4	304	314	230	30
664	3550	2	25	1.5	309	314	250	27

三、冬季赤道海洋氣團 (Em)

冬季大陸上的熱帶外氣旋東行入海，其中心位於臺灣之北方，臺灣能出現由西南風拂來之赤道海洋氣團。其溫度與濕度較熱帶海洋氣團為更高。上述 1958 年一月十三日 0000 GMT 桃園之探空與測風紀錄，固已說出熱帶海洋氣團為東南或南風吹來臺灣北部時之氣團屬性與天氣，但在此次觀測之後十二小時，即

至是日 1200 GMT，則因大陸高壓邊緣氣旋之東移，桃園地面氣壓更低，風向亦轉變為西南西，地面氣溫高達 22°C，相對濕度為 90%，混合比增至 15.2。當時風力頗弱，特為暖濕之氣團，似僅見於 1500 公尺以下地面附近之低空。3000 公尺以下，對流不穩。

桃園 1958 年 1 月 30 日 1200 GMT

Em (冬)

氣壓 (mb)	高度 (gpm)	溫度 (°C)	相對 濕度 (%)	混合比 (gr/kg)	位溫 (°K)	相當 位溫 (°K)	風向 (°)	風速 (kt)
1007	45	22	90	15.2	292	332	—	0
1000	103	22	89	15.0	295	335	240	6
950	550	18	95	13.2	296	331	250	15
850	1499	11	93	9.1	298	323	230	36
700	3110	7	23	2.1	310	317	240	42
500	5776	-11	23	0.8	320	323	240	77

四、夏季熱帶海洋氣團(Tm)

夏季亞洲大陸上由於廣大陸面的強烈加熱，形成低氣壓區，而北太平洋中部則為高氣壓之所在。由於如此氣壓分佈，東亞沿海地帶，由海洋吹向大陸之東南與西南季風盛行。六月至八月特盛。臺灣此期位於大陸低氣壓之邊緣，西南季風盛行，僅偶為遊行於本區之熱帶氣旋一颱風之環流所間斷。此期極地大陸氣團與極地海洋氣團(Pm)皆絕跡不見，僅有來自東方海洋之較冷或較熱之熱帶海洋氣團(Tm)，以及來自西南方之赤道海洋氣團(Em)。較冷熱帶海洋氣團在盛夏罕見，1957 年七月與 1958 年七月皆未出現。僅於 1958 年六月曾見之，此氣團性質穩定。

1. 較冷熱帶海洋氣團

夏季臺灣氣候炎熱，臺北、桃園兩地六月、七月、八月之平均氣溫，大致相同。

地 別	六 月	七 月	八 月	紀錄年代
臺 北	26.5	28.1	28.0	1946-1960
桃 園	26.5	28.3	28.0	1950-1960

當低空吹有東北風時，較冷之熱帶海洋氣團輸來，使人有涼爽之感。此種天氣在 1958 年六月中曾一見之，地面氣溫曾降至 20°C 以下，混合比僅 11 許，氣團性質大致與冬季熱帶海洋氣團者相類似。1958 年六月十六日 0000 GMT 桃園天氣陰，有毛雨，地面至 1500 公尺之層，轄有東北風，風速每小時 10~15 哩。而 3000 公尺以上之高空，則吹有每小時 30 餘哩之

西南偏西之風。下層氣團涼爽，地面氣溫降至 21°C，相對濕度為 91%，混合比 14.5。至 24 小時以後，地面風向雖已轉變為東南，但 1500 公尺高之氣層，尚見有東北風，地面氣溫已降至 17°C，相對濕度為 93%，混合比為 11.4。3000 公尺以下之氣層，全顯變冷，混合比亦隨之減小，天氣陰雲如故，氣壓雖未變化，但比該月平均氣壓為高。3000 公尺以上之氣層，溫度與水汽含量之變化不著，有正常之高空西風氣團。茲表列出桃園 1958 年 6 月 17 日 0000 GMT 出現之較冷熱帶海洋氣團性質及當時高空風紀錄如下：

桃園 1958 年 6 月 17 日 0000 GMT

冷 Tm (夏)

氣壓 (mb)	高度 (gpm)	溫度 (°C)	相對 濕度 (%)	混合比 (gr/kg)	位溫 (°K)	相當 位溫 (°K)	風向 (°)	風速 (kt)
1003	45	17	93	11.4	290	320	120	14
1000	66	17	92	11.3	290	320	120	12
850	1443	12	83	8.7	299	323	40	33
700	3060	7	100	9.1	310	326	280	14
500	5773	-3	87	5.4	329	346	270	50
400	7505	-13	60	2.1	338	345	280	27
300	9964	-26	48	0.7	349	352	210	23

三十六小時後，即至十八日 1200 GMT，桃園自地面以至 700 毫巴之等壓面，即 3100 餘公尺以上之高度，普遍變暖變乾。地面附近雖仍吹有東偏北之微風，而 850 毫巴之面已是南風，700 毫巴之面以上則全為西南西或西風。地面氣溫升為 23°C，相對濕度則降為 69%，混合比為 12.5。但在 850 毫巴之等壓面，即約 1500 公尺之高，溫度仍為 20°C，相對濕度減為 17%，混合比僅 3.0，比過去兩日來變暖 5~8°C，混合比減低 5.7~9.8 之多。是較冷之熱帶海洋氣團過去後，隨來暖乾之高空沉降氣團，天氣晴，微有積雲與高積雲，地面至 1500 公尺之面，相當位溫隨高而減，空氣對流不穩。

2. 較熱熱帶海洋氣團

夏季臺灣常有相當厚之東南風，輸來熱帶海洋氣團，就性質而論，熱帶海洋氣團與由西南風吹來之赤道海洋氣團，無何差異。地面氣溫總在 30° 上下，相對濕度 60-80%。混合比介於 17~21。此種氣團中，直至 500 毫巴之面，即由地面至約 6000 公尺之層，相當位溫隨高而減，是空氣對流不穩，故午後常有陣雨或雷雨。特以在臺灣中南部為然。熱帶海洋氣團可能是發源於西南太平洋副熱帶高壓區，會隨反氣

旋環流長期迂迴熱帶洋面上之氣團。1957年7月15日 1300 GMT 桃園之探空紀錄，可以說明此種由東南吹來之氣團，有溫度高但略顯乾燥之性質。是日地面東風之上，直至 500 毫巴之等壓面，各層全為東南風，風速介於 19~30 哩/時之間，天氣曇，氣壓甚低。

桃園 1957年 7 月 15 日 1300 GMT

熱乾 Tm (夏)

氣壓 (mb)	高度 (gpm)	溫度 (°C)	相對 濕度 (%)	混合比 (gr/kg)	位溫 (°K)	相當 位溫 (°K)	風向 (°)	風速 (kt)
995	45	30	60	16.7	303	348	90	20
850	1443	23	54	11.5	310	343	140	30
700	3112	13	62	8.5	317	342	140	19
500	5532	- 5	85	4.5	327	341	130	23

在風力較弱之日，東南風亦能吹來比較濕潤之氣團，另例為桃園 1957年 7 月 11 日 0100 GMT 的觀測。即足認為熱濕之熱帶海洋氣團。此次地面氣壓較上述熱乾氣團之例中者高 11 毫巴。1500 公尺以下之氣層，吹有東南及南偏東南之風，3000 至約 6000 公尺之層，則有東偏東南之風，風力各層皆不超過 10 哩/時，全部對流不穩。

桃園 1957年 7 月 11 日 0100 GMT

熱濕 Tm (夏)

氣壓 (mb)	高度 (gpm)	溫度 (°C)	相對 濕度 (%)	混合比 (gr/kg)	位溫 (°K)	相當 位溫 (°K)	風向 (°)	風速 (kt)
1006	45	31	68	19.9	303	357	140	8
1000	99	30	70	19.4	303	355	170	8
850	1522	18	94	14.6	305	346	160	4
700	3174	11	53	6.3	315	334	100	10
500	5896	- 6	25	1.3	326	330	100	9

五、夏季赤道海洋氣團(Em)

夏季，臺灣西南風盛行，此種西南季風帶來暖濕之赤道氣團，臺灣天氣即由此一氣團決定。水汽含量大故降水頗多。臺灣之西南部特甚，夏季即雨季，臺南、屏東一帶，六月至八月的三個月，雨量占年量 60~70%。在此氣團中，直至 500 毫巴之等壓面，對流不穩。桃園 1957 年 7 月 25 日 0000 GMT 之探空與測風紀錄，即足以視為此種由西南風吹來之赤道海洋氣團之代表。臺灣北方、東方、南方及西南方，都圍有遼闊之海洋。在夏季，熱帶洋面溫度之分佈頗為一致，除北方熱帶以外洋面，其溫度隨緯度之增高

，漸形減低，因而東北風可以輸來涼爽氣團外，臺灣東南方、南方與西南方，洋面溫度直至赤道差別殊小，故夏季發源於西太平洋高壓區，環繞至臺灣東南再來臺灣之熱帶海洋氣團 (Tm)，與由西南方海上吹來之赤道海洋氣團 (Em)，濕濕性質幾難區別，其決定純係根據風向之考慮。1957年 7 月 25 日 0000 GMT 桃園地面至 500 毫巴等壓面之氣層，全為西南風，由此可以看出此層赤道海洋氣團之性質。

桃園 1957年 7 月 25 日 0000 GMT

Em (夏)

站壓 (mb)	高度 (gpm)	溫度 (°C)	相對 濕度 (%)	混合比 (gr/kg)	位溫 (°K)	相當 位溫 (°K)	風向 (°)	風速 (kt)
1001	45	29	81	21.1	302	362	230	10
1000	51	29	81	21.1	302	362	220	30
850	1485	21	53	10.0	308	347	220	18
700	3134	11	50	6.0	315	333	240	5
500	5866	- 4	25	1.4	328	333	300	7
400	7591	-16	28	0.8	334	336	220	23
300	9970	-30	32	0.3	343	344	60	42

茲再舉一1500公尺以下相對濕度與混合比皆低之西南風所吹來之赤道海洋氣團的例子如下：此即上述桃園 1957 年 7 月 25 日 0000 GMT 觀測後 48 小時之觀測，就是 1957 年 7 月 27 日 0000 GMT 的觀測紀錄。3000 公尺以下的氣層，氣團表示出顯然比 48 小時以前為水汽含量減少。500 毫巴面以下，全為西南風，500 毫巴以上之層，風速較小。850 毫巴面與 700 毫巴面間相當位溫隨高而增，空氣穩定。

桃園 1957年 7 月 27 日 0000 GMT

較乾 Em (夏)

氣壓 (mb)	高度 (gpm)	溫度 (°C)	相對 濕度 (%)	混合比 (gr/kg)	位溫 (°K)	相當 位溫 (°K)	風向 (°)	風速 (kt)
1000	45	30	64	17.7	303	351	230	20
850	1471	19	63	10.4	306	334	220	35
700	3117	12	66	8.4	316	341	220	6
500	5848	- 4	23	1.3	323	333	240	6
400	7567	-15	41	1.2	335	339	140	4
300	9249	-27	30	0.4	347	351	50	21

六、高空氣團(S)

根據桃園、馬公、東港三地高空風之紀錄，可知在臺灣地帶，850 毫巴或 700 毫巴等壓面，即約 1500 公尺或 3000 公尺以上的高空，除五月至八月四個月中風向比較紊亂，能有東南、東北或西北之風外，其

他八個月中高空概多西風與西南風，冬半年高空幾恒吹強烈之西或西南之反信風。在夏季，此高也能見有厚的西南風，前已述及。此項反信風之高空氣團中，溫度直減率不大，水汽含量很低，相當位溫隨高而增，空氣之穩定度頗大。此種氣團沉降。則天氣主晴，晝暖夜涼，氣溫之日中變化頗大。惟低空由西南風輸來之氣團，則溫濕皆高，是為赤道海洋氣團 (Em)，已見上述。乾燥之高空氣團與下層潮濕氣團間，每見有逆溫層與風速風向以及其他氣團性質的突然變化。茲舉一冬季高空氣團 (S) 之例如下：

桃園 1958年 1月13日 0000 GMT

S (冬)

氣壓 (mb)	高度 (gpm)	溫度 (°C)	相對 濕度 (%)	混合比 (gr/kg)	位溫 (°K)	相當 位溫 (°K)	風向 (°)	風速 (kt)
700	3104	1	57	3.4	304	314	230	30
664	3550	2	25	1.5	309	314	250	27
500	5757	-11	—	0.8	320	323	230	40
400	7430	-24	—	0.4	324	325	240	70
300	9947	-40	—	0.1	329	329	260	104

在夏季，高空氣團各層溫度皆較高，水汽含量則隨高度之減低略緩。茲列舉桃園 1958年 6月18日 0000 GMT 之高空觀測紀錄，一觀夏季高空氣團之性質。

桃園 1958年 6月18日 0000 GMT

S (夏)

氣壓 (mb)	高度 (gpm)	溫度 (°C)	相對 濕度 (%)	混合比 (gr/kg)	位溫 (°K)	相當 位溫 (°K)	風向 (°)	風速 (kt)
850	1468	20	17	3.0	307	316	180	4
700	3111	10	22	2.4	314	322	240	8
500	5833	-6	41	2.0	326	333	270	26
400	7545	-18	75	1.7	332	338	260	44
344	8690	-22	31	0.6	339	341	250	71

七、結 論

1957年 7月1日至 1958年 12月31日之十八個月

中桃園之觀測，指出冬、夏兩季出現於臺灣北部之氣團，在低空，大致為：

1. 冬季

(一) 變性極地大陸氣團 (NPc)

1. 陸上變性極地大陸氣團
2. 冷海變性極地大陸氣團
3. 暖海變性極地大陸氣團

(二) 熱帶海洋氣團 (Tm)

(三) 赤道海洋氣團 (Em)

2. 夏季

(一) 熱帶海洋氣團 (Tm)

1. 較冷熱帶海洋氣團
2. 較熱熱帶海洋氣團

(二) 赤道海洋氣團 (Em)

高空氣團 (S) 冬、夏皆見之，冬半年幾恒有之，夏季亦偶出現，此為冬季較冷，夏季較暖之乾燥氣團。

在夏季，變性極地大陸氣團 (NPc) 並未見出現，既有之，亦非乾燥涼爽之氣團。

同季出現之熱帶海洋氣團 (Tm) 與赤道海洋氣團 (Em)，性質頗接近，其決定純由風向之考慮得之。赤道海洋氣團 (Em) 不僅在夏季常常出現，冬季亦偶有之。

參考資料

1. 劉衍淮：世界氣候 民國四十九年空軍訓練司令部印
2. 劉衍淮：中國氣候 民國四十七年空軍訓練司令部印
3. B. Haurwitz and J. M. Austin, Climatology, 1944
McGraw Hill Book Co. New York and London.
4. 沈傳節：臺灣之氣團 氣象通訊第四卷第七、八、九期
臺灣省氣象所出版
5. 國際地球物理年中國委員會觀測報告：無線電探空與
測風記錄 民國五十年八月印行
6. Smithsonian Meteorological Tables 6, ed. 1951
Washington.

— 完 —

中國東海及臺灣附近海流之研究

朱祖佑

On Ocean Currents in East China Sea and the Vicinity of Taiwan

Chu Tsu-you

Abstract

Ocean currents have a great influence upon the distribution of water properties in the sea, especially the temperature and salinity, and from the distribution of these properties the main course of the currents can be recognized. In East China Sea the Pacific warm current, Kuroshio and its branches meet with the coastal waters coming from the continent. The water properties of these currents are quite different and boundaries are formed between them. The location and intensity of the boundaries vary according to the amount of water transport and condition of mixing. These phenomena are in turn affected by the prevailing wind, precipitation and river flow and drainage from the continent. Therefore the currents have seasonal variation and fluctuate from year to year. The main flow of Kuroshio runs northward closely along the east coast of Taiwan carrying a great quantity of heat with it. It plays an important role in exchanging energy between the ocean and the atmosphere. The contents of the present study can be divided into two parts: In chapter II, general features of the currents in the whole area have been studied and the conditions in 1960 are specially examined. Chapter III is dealing with the Kuroshio in the area southeast to Taiwan. A study on water mass properties and calculation of relative velocity have been made. Most of the data used in this study are taken from Japanese sources. They are still scant and incomplete. In order to make further investigations of the currents in that area it is necessary to carry out systematic oceanic survey in the future time.

一、緒 論

海水之各種性質，如水溫、鹽度、氧氣含量等在海洋中之分佈，受海流之影響甚大，因海流之來源不同，秉性各異。中國東海為太平洋暖流與大陸沿岸水交接之所，情形更為複雜。在兩種性質不同之水流相遇處，水溫與鹽度之水平梯度特大，形成界面，界面之位置及梯度之大小，因海流之強度、流量及混合情形而變，此種情形又受盛行風降水以及河流排水量之影響，各季不同，歷年亦有變化。

黑潮為太平洋之暖流，其主流沿臺灣之東岸北上，進入東海，再轉東北而至日本沿海，其輸送能量之鉅大，可與大西洋之灣流相比擬，故除影響臺灣附近及東海之海況外，對於遠東之氣候及天氣變化，亦有

極大之作用。

研究海流之方法，可分為直接與間接二種，直接法係應用海流計或其他適當之儀器，直接觀測海流之方向與速度，但在海上作定點觀測，困難至多。間接法係應用海水性質之測定，如水溫鹽度氧氣含量等，研究其分佈狀況而加以判斷，或應用流體力學之公式，加以計算而求其相對海流。

本研究係採用間接方法，對於中國東海，除敘述海流之一般狀況外，並以1960年之表面水溫分佈情形，研究海流之分配，界面之位置及季節變化等，對於臺灣附近，係應用過去（1939~1940年）之水溫鹽度觀測紀錄，研究水團之性質，並以力學公式計算相對海流。

吾國對於海洋調查工作，尚未開始。在臺灣近海

，亦僅有前殖產局出版之海洋報告，有一部份資料可資應用。故本研究所用之資料，大部份係採自日本出版之刊物。但所有紀錄，仍極稀少而不完全。將來如作進一步之研究，尙需有系統之海洋觀測。

對於中國東海海流之研究，早於一百年前，L. Shrenck 已發現對馬海流之存在。1887年Makaroff曾在東海中部發現冷水存在於兩股暖水之間。和田雄士曾於 1893 年開始應用漂流瓶研究海流，在1913~1917年間，曾將大量之漂流瓶拋擲於臺灣與九州之間，此外彼亦曾利用表面水溫之觀測，研究海流之變化及分支現象。約在同時久川久俊研究東海之漁場，曾作各水層之水文觀測，並發現沿岸水與黑潮間之界面，約在 $30^{\circ}\sim 32^{\circ}\text{N}$ ， $126^{\circ}\sim 127^{\circ}\text{E}$ 之間。其後數年，日本與朝鮮之漁業研究機構，亦曾作類似之觀測。

1920~1940 年間，朝鮮、臺灣、九州之漁業試驗所曾在東海舉行多次有系統之海洋調查，但對於全海區之調查研究仍極稀少。在 1932~1940 年間，日本農林部及海道測量局曾在東海區域從事多次海洋調查，獲致極有價值之資料。同時長崎海洋氣象臺，利用長崎上海間之定期航路，從事表面觀測，明瞭對馬海流與東海冷水團及沿岸水勢力之消長，貢獻極大。自第二次世界大戰以後，長崎海洋氣象臺在與長崎漁業試驗所合作之下，從事東海有系統之海洋調查。並自1953年起根據在東海區域航行之船舶報告，及燈臺與沿岸測站之水溫觀測，發佈東海海況旬報，極有實用價值。

關於東海海流研究之文字，其重要者如宇田道隆 (1947-50) 曾分析過去所測之海洋觀測資料，討論海洋狀況至爲詳細，彼發現在中國大陸外海，沿岸水之外側，有一暖流之分支北上，至於黃海之冷水，向南流而楔入於暖流之中。松平康男 (1933) 曾根據長崎上海間之定期海洋觀測，及海水分析結果，加以敘述。安井善一 (1932) 曾根據同一資料，研究長崎上海間各種水系之分配狀況及季節變化。宇田道隆 (1941) 根據蒼鷹丸於1939年六至七月所作之海洋觀測，研究存在於東海大陸架及大陸斜坡上之各種水團，彼認為在奄美大島西面，有一暖水舌沿大陸斜坡自海谷上昇。此水向北流，至大陸架外側之沙堆，與低溫低鹽之沿岸水之間，形成界面。

辻田時美 (1950) 根據1939年日本海軍之觀測，特研究冬季硫酸質之分佈，關於東海水團之分佈，贊同宇田之意見。沿大陸斜坡之小海谷，常有黑潮水之上昇流，形成暖水舌突入於冷水中。辻田 (1954) 又認為暖流突入於大陸架而與沿岸水之間形成界面，爲

大好漁場所。宇田與辻田 (1950, 51, 52) 根據 1948~1950 年間長崎海洋氣象臺所作之海洋調查，發現對馬海流中軸之位置，在東西方向之移動約有 20~30 哩。

菊池繁雄 (1958) 就1953年以來東海之水溫觀測紀錄，研究水溫之平均分佈狀況，季節變化，以及各水系之分配狀況與界面位置之變動等。加藤武夫 (1959, 1960) 曾研究冬夏兩季東海之海況，敘述近年來黃海冷水團，黑潮與對馬海流之消長情形，以及流軸位置與流速之變動等，可作爲預報海況之參考。

二、中國東海海流之一般狀況

1. 東海之海流系統

在東海之海流系統，可分爲暖流系與冷流系兩種，暖流系以黑潮爲主，其支流則爲對馬海流，此外尚有若干小的分支。冷流系則有黃海冷水及沿岸水兩種，茲分別說明於下：

(1) 黑潮 沿臺灣東岸經臺灣與石垣島之間流入東海，逐漸轉向東北，在琉球群島之北，沿大陸斜坡，經九州與奄美大島間之 Takala 海峽，流至日本沿海。

黑潮爲北太平洋之暖流，與大西洋之灣流相當，惟鹽度較低，約在35‰左右，溫度亦較灣流爲低，因受冬季自大陸吹出冷風之影響。

(2) 對馬海流 在九州外海，黑潮有一向北之分支，大部分經對馬海峽而流入日本海，稱對馬海流，一小部分經濟州島之南面，流向西北而入黃海。與黃海冷水之間形成界面。

(3) 黃海冷水 此水來源於渤海灣，沿黃海中南部南下，經 Socotra Rock 及 Barren Rock 之間流向東南而入東海之大陸架區域。約在北緯 31° 及東經 125° 位置分成二支，一支突入於奄美大島西北之大陸斜坡，約在クチミノセ附近，形成一冷水舌，引起一輕度之急降現象 (Cascading)，另一支向南流，楔入於暖流之間，其尖端到達大陸斜坡魚釣島之東北，引起大規模之急降現象。在魚釣島之東， $124^{\circ}\text{E}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 之間，黑潮在 150~200 米層，有一急降之冷水中心，溫度爲 $14^{\circ}\sim 15^{\circ}$ 。

黃海冷水之消長，受大陸排水，冬季渤海沿岸之結冰情形及季風強弱之影響。

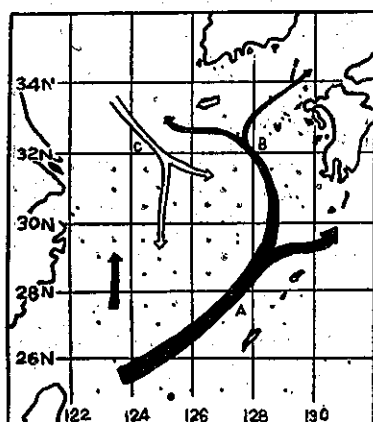
(4) 沿岸水 東海之沿岸水，主要來自長江之排水，故於雨季以後，影響較大，其消長情形，與大陸之雨量有密切之關係。此外自韓國南部及濟州島，亦有

一部份陸地之排水，成為東海之沿岸水。

2. 界面之位置及季節變化

東海各海流之一般分佈狀況，根據菊池繁雄(1958)，可以全年平均表面等溫線表示之，如第1圖及第2圖所示。其向東北突出最大之等溫線，相當於黑潮之流軸，平均溫度為 $24^{\circ}\sim 29^{\circ}\text{C}$ 。在九州西面向北突出之等溫線，相當於對馬海流，流速較黑潮為小，年平均溫度較低，為 $20^{\circ}\sim 24^{\circ}\text{C}$ ，黃海水之位置，約在北緯 30° 與東經 126° 之東，年平均溫度為 $16^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{C}$ ，較黑潮低 $6^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{C}$ ，較對馬海流低 5°C 。其流速甚小，但自其

第1圖 東海海流分佈

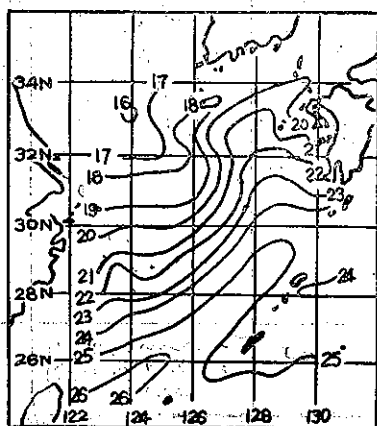


A: 黑潮

B: 對馬海流

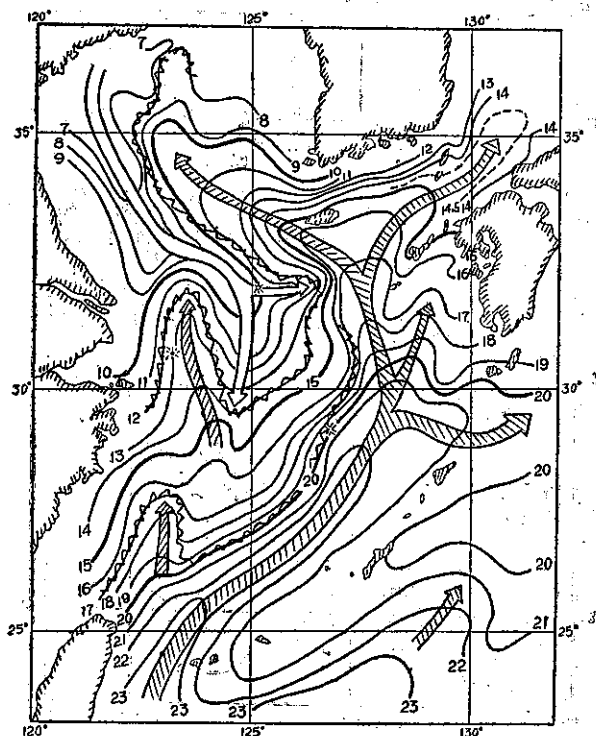
C: 黃海冷水

第2圖 東海表面年平均水溫



1953-1957年平均 ($^{\circ}\text{C}$)

第3圖 一九六〇年二月中旬東海表面水溫分佈



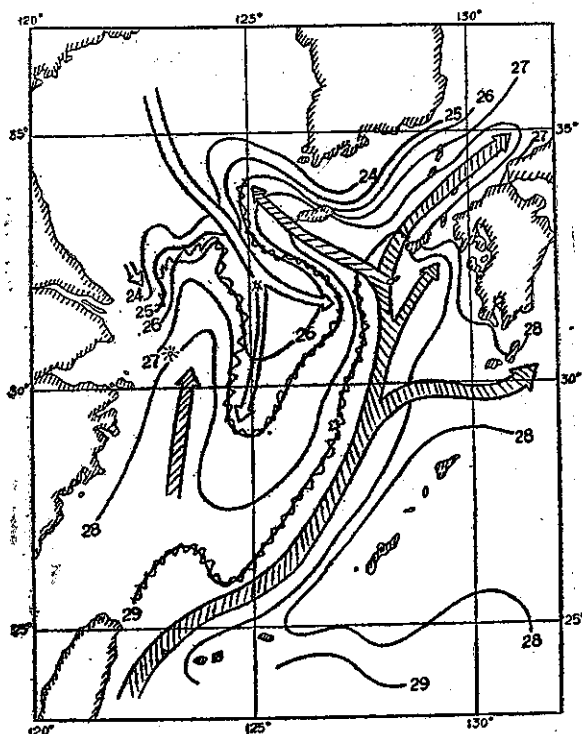
而暖流突出之情形觀之，極易辨識冷水之核心。暖流與冷水間之界面，有向冷水包圍之形狀，其位置大致相當於大陸架之外緣，海底深度約為 150 米，兩種水系中間之水溫，約為 $20^{\circ}\sim 23^{\circ}\text{C}$ 。

界面之位置，隨季節而移動，第 3 圖為 1960 年二月中旬之表面等溫線圖，略可見冬季之型式，在長江口外東經 $123^{\circ}\sim 124^{\circ}$ 之間，有一小分支向北流，其尖端約達北緯 32° 。黃海冷水流至東海，分成二支，一支向南，與黑潮主流之間，形成界面，成西南～東北向，其最南之位置可至北緯 27° 左右。一支向東，與對馬海流之間，形成界面，其位置約在 33°N ， 125°E 。全年變動不大。濟州島之南，一對馬海流之分支，流向西北，與黃海冷水之間，亦形成界面。

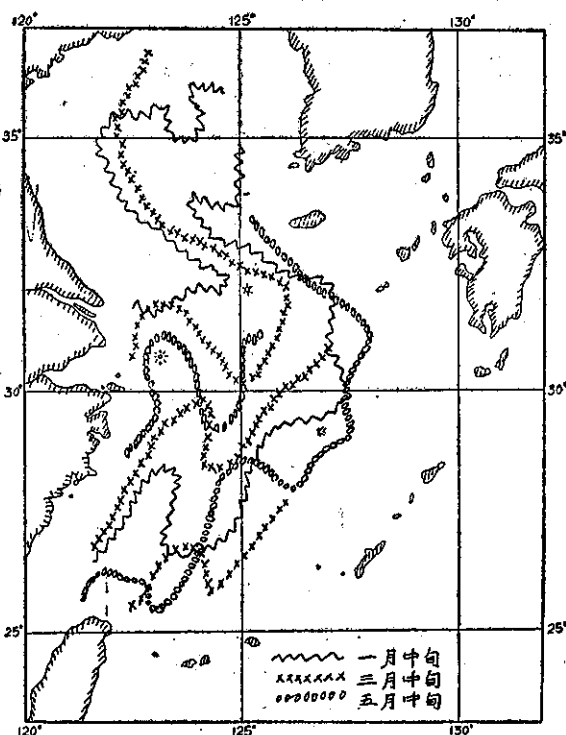
此時黑潮主流之溫度，約在 $23^{\circ}\sim 20^{\circ}$ 之間，其分支及對馬海流之溫度，愈向北愈低，係受優勢冬季風之冷卻所致。黃海冷水之溫度，則向南遞增，約自 $7^{\circ}\sim 12^{\circ}$ 。其與黑潮之間，形成兩道界面，其中間地帶為變遷區域，水由雙方混合而成。界於兩種水系間之水溫，約為 $20^{\circ}\sim 14^{\circ}$ 。

第 4 圖為 1960 年 8 月中旬之表面等溫線圖，略可見夏季之型式，此時日射量全部增強，風向轉變變溫普

第4圖 一九六〇年八月中旬東海表面水温分佈



第5圖 一九六〇年一、三、五月界面位置



溫增加，故南北水温差甚小，等溫線稀疏。惟大陸在雨季之後，中國沿岸水增多，黃海冷水之範圍亦較擴展。惟與暖流間之溫度差不大，界面可以鹽度加以區別，大致言之，其位置似全部偏向東南，黑潮主流之溫度約為 29°C ，黃海冷水則在 $24^{\circ}\sim 27^{\circ}$ 間。其變遷區域之溫度，在 $29^{\circ}\sim 27^{\circ}$ 之間。

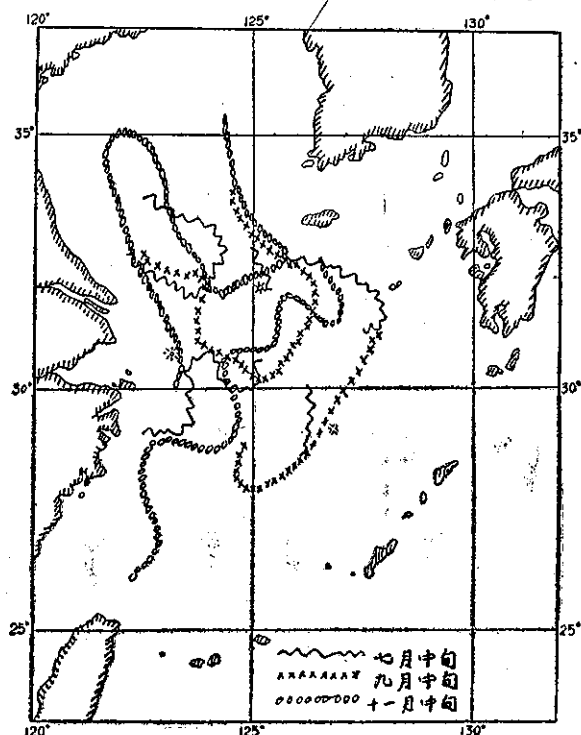
界面位置之移動，與變遷區域之廣狹，與兩種水流間之溫度差，混合作用以及流速流量之變更等有關。冬季黃海與東海有優勢之偏北風，氣候寒冷，表面水温低降，因此黃海冷水發達，界面有南進之趨勢。夏季東海與黃海多偏南風，但風速不大。因氣候炎熱，表面水温普遍升高，一般情形，界面略向後退，但南北水温相差不多，水平梯度甚小，位置不甚明顯，惟夏季大陸多雨，河流之排水量增加，因此黃海冷水與中國沿岸水均甚發達，亦有將界面推向東南之趨勢。

第5圖表示一、三、五月每月中旬界面之位置，第6圖則表示七、九、十一月各月中旬界面之位置。

3. 各水系溫度之年變化

加藤武夫 (1959, 1960) 曾研究各水系主軸表面水温之年變化，彼發現黑潮最高值為 $29^{\circ}\sim 29.7^{\circ}\text{C}$ ，約

第6圖 一九六〇年七、九、十一月界面位置

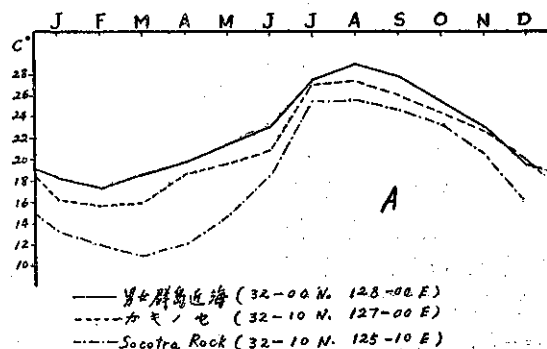


自七月中旬至八月上旬。最低值為 $21^{\circ}\sim 23^{\circ}\text{C}$ ，約自二月中旬至下旬。對馬海流最高值為 $28^{\circ}\sim 29^{\circ}\text{C}$ ，約自八月上旬至中旬。最低值為 $14^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{C}$ ，約自二月中旬至三月中旬。黃海冷水之最高值為 $25^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{C}$ ，約自八月上旬至中旬。最低值為 $9^{\circ}\sim 12^{\circ}\text{C}$ ，約自三月上旬至中旬。

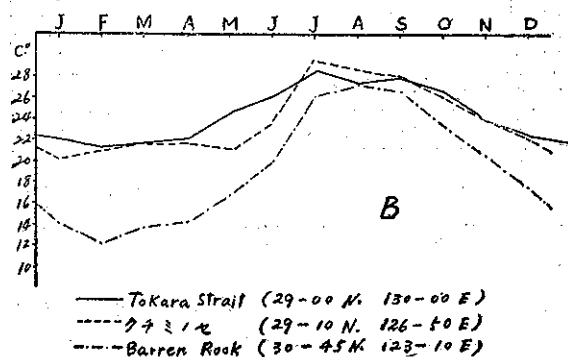
表面水溫之年差，黑潮區域為 $7^{\circ}\sim 9^{\circ}\text{C}$ ，自南向北增加。對馬海流之年差，大於黑潮，為 $9^{\circ}\sim 12^{\circ}\text{C}$ ，至於黃海冷水則更大，約為 $15^{\circ}\sim 18^{\circ}\text{C}$ 。在東海中部，有一廣大地區，年差均為 7°C ，相當於變遷區域，年差之大由於兩種水系互為消長所致。

今就1960年，東海中各海洋測站之月平均溫度加以觀察，可見在不同水系內之測站，表面水溫年變化之情形，如第7圖a所示，三測站均在北緯 32° 附近，但其中 Socotra Rock 位於黃海冷水區域內，最低溫度發生於三月，為 11°C ，最高溫度發生於八月，為 25.4°C ，年差達 14.4°C 。男女島位於對馬海流區域內，最低 17.3°C ，發生於二月，最高 28.8°C ，發生於八月，年差為 11.5°C 。カキノセ位於黃海冷水與對馬海流之界面附近，最低 15.8°C ，發生於二月，最高 27.3°C ，發生於八月，年差亦為 11.5°C 。

第7圖b所示，三測站均在北緯 29° 附近，其中

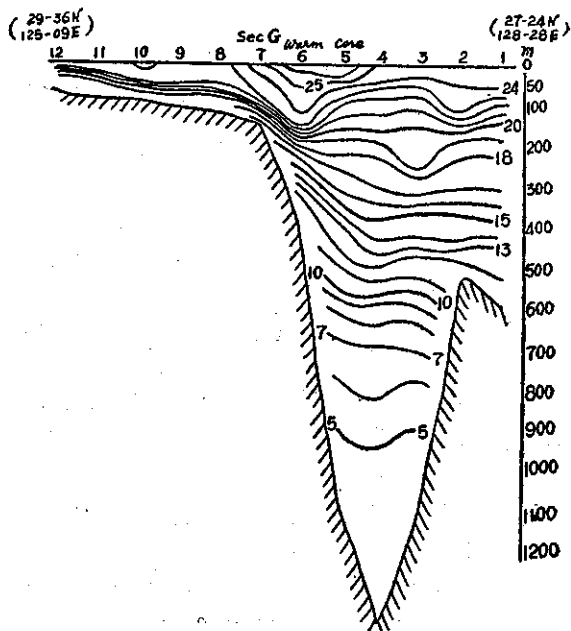


第7圖 東海各測站表面水溫年變化



Takara海峽位於黑潮中軸。最低在二月， 22.7°C ，最高在七月 28.5°C ，年差僅 4.8°C 。クチミノセ位於黃海冷水與黑潮之變遷區域內，最低 20.3°C ，發生於一月。最高 29.4°C ，發生於七月，年差達 9.1°C 。至於 Barren Rock，位置稍北，在中國沿岸水之區域內，二月最低為 12.2°C ，八月最高為 27.3°C ，年差達 15.1°C 。

第8圖 1959年6月28日~6月30日黑潮水溫垂直斷面



關於海流區域內，水溫之垂直分佈，如第8圖所示，此圖相當於黑潮之斷面，位於東海大陸架與琉球海嶺之間，暖水核心適在大陸架之外面，中層暖水有向大陸架湧升之現象。

第9圖係通過黃海冷水與對馬海流間界面之斷面，由此可見界面之垂直位置，及冷水與暖水之對立狀況。

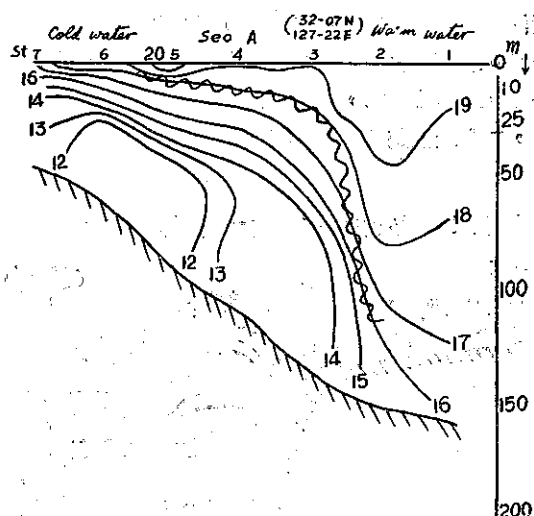
4. 歷年海流之消長

a. 黃海冷水之消長

冷水之規模，受前一年大陸排水之影響最大，其次則受冬季風吹送流之影響。

加藤武夫 (1958, 1961) 曾指出 1954及1957年之雨季，均有大量排水自大陸流出，至第二年黃海冷水頗佔優勢，相反之情形，1958年夏季乾旱，大陸排水量大減，於是黃海冷水局限於一小範圍，其撤退之地區，為黑潮所佔據，因此東海中部，全部成為高溫高鹽之水。

第9圖 1959年5月下旬黃海冷水與暖流間水溫剖面



以表面氯度19‰線位置之變遷，考察冷水之進退，亦可見1958年冷水比較衰弱，暖水前進，而1957年則冷水比較發達。在1958年8月，大部分冷水，佔據大陸架之北部，黑潮之一小分支侵入，而形成高鹽度水。當冬季風發展而使冷水擴張時，冷水區界面南進而恢復1957年之位置，但至次年三月季風衰退時，界面亦向後撤。

在溫度分佈方面，亦可見冷水之消長，自1958年八月至十二月，在大陸架相當於冷水區域之水溫，較常年為高，但自1958年十二月至1959年一月，因季風發達而使冷水擴張，東海中部之溫度驟然冷卻，當三月間季風衰退時，冷水區域撤退至1958年八月之位置。

當黃海之冷水衰退時，對馬海流之分支，經過濟州島南面，流入黃海之暖水區域，亦有擴展，水溫升高。

加藤武夫，曾以表面至70米層水溫15°C及氯度19‰為界面之條件，考察1952年至1959年冷水界面之位置。夏季冷水區域之表面水，常與次層水成不同方向之流動。但在冬季則上下層成一整個的水團，同向東南方向流動。因此冷水界面與黑潮接觸之位置，約在30°N127°E。其變遷區域寬約100公里，至於側面與對馬海流接觸之界面，在東西向之移位約為80公里。

中國沿岸水之消長，影響黃海冷水中軸之位置，當沿岸水衰退時，中軸接近中國大陸，強盛時中軸移向東北，接近濟州島。1958~1959年冷水衰退，中軸

接近中國大陸，水溫低降，同時在朝鮮西面黃海中部一帶，受暖流之影響，水溫與鹽度增高。

黃海冷水強盛時，其界面南進，侵入黑潮之範圍，水溫與鹽度低降，例如1954年，大陸雨量豐富，加以冬季風發達，因之冷水分佈之範圍，遠較常年為大，侵入黑潮區域，甚至達於臺灣之北面。

b. 黑潮中軸之變遷

加藤武夫(1958,1960)曾以500米為基礎，計算100米層之密度力學地形圖而定其表面流速。彼研究1952~1959年中軸之位置，約在大陸斜坡與琉球海嶺之間，其變化之原因除冷水之關係外，亦受地形之影響。

黑潮中軸之型式：可分為直線與曲線兩種，近中軸上層黑潮之暖水核寬約50公里，接近於大陸斜坡，在中層暖水核之位置移向東且範圍擴大。

加藤武夫曾研究冷水與暖水間界面之變動，以0m至75m平均氯度19.2‰與19.0‰作為二者之分界。同時在圖中加入以GEK海流觀測超過一節之流速。彼發現核層之分佈及其相互之方向，與海流之消長有密切之關係。當冷水衰弱時，核層指向北，因此黑潮之核層不生曲折，如1952及1956年之情形。冷水與黑潮水，可以氯度19.2‰及19.0‰加以區別，在兩等值線中間水深約100米之區域，流速極小，流向不定，相當於兩種不同水系之混合區域。混合區域之變遷，與兩種海流之消長，有極深之關係。混合區域與黑潮流速之間亦有密切之關係。

加藤武夫在表面流速最大之地點曾計算0至200米層之平均流速，以及19.0‰與19.2‰兩等氯度線間之距離，彼發現一負相關，是即在流速大時，混合區域之距離小，反之如黑潮之流速弱，則此中間區域大，彼根據1952~1958年計算之結果，得一公式如下 $V = -0.74W + 160$ 式中V為黑潮之平均最大流速，單位厘米/秒，W為兩種水系界面之距離，單位公里。

此外關於黑潮與對馬海流近年來之變遷，加藤武夫曾計算奄美大島西南黑潮區域之斷面積，以及近於北緯32°東經129.5°以西對馬海流之斷面積。將氯度低於19.0‰之冷水及沿岸水之部分除外。在此斷面中，彼認為介於最大氯度及19.0‰之間之水層，為暖流之中心核層，在夏季對馬海流此層約在50~150米之間，黑潮約在0~300米之間，冬季對馬海流約為0~200米，黑潮約為0~400米。

根據1952~1959年每年二月在斷面中暖流面積及平均溫度之變化，加藤曾考察近年來此種海流之消長

，彼發現運輸量與溫度於1957年達於最低值。其後則有增進之趨勢。對馬海流之斷面積，溫度及速度之變化，頗相一致，但黑潮則否。自1956~1957年溫度低減，但斷面積擴張而速度則減小。其運輸量在近年來達於最低值，在此二年中，黑潮與對馬海流之熱量運輸之變化，情形相同。

夏季對馬海流受黃海冷水之影響，較冬季為小，其變化與黑潮相同。因此黑潮之消長，可作為對馬海流區域海況預測之根據。

5. 黑潮之來源路徑性質及分層現象

黑潮與北赤道流之性質，雖略有不同，（前者純粹為密度流，有一相當大之厚度600米至700米，後者之上部為吹送流，其下面亦為密度流，自表面達於400米），但可視為係北赤道流之延續。自菲律賓群島之東北海面，轉向北流，沿臺灣東岸北上，流入東海，轉向東北而至日本沿海，在經過地區受當地水之購入混合，性質逐漸變化，故黑潮水之性質，亦因地區不同而異，且在表面受日射蒸發降水等氣象因素之影響，在深層則有性質不同之水流存在，因此自表面以至深海，水質亦不相同而有分層之現象。

表層水

接近表面之水溫鹽度及其他海水性質，常因降水日射蒸發及其他現象而變，且此種變化之一般狀況，逐年不同，其影響之因素則隨時隨地而異，但根據實際觀測之結果，在同一海流之內，海水之性質，均比較均勻，僅在兩種海流中間之界面附近，差別較大，因此仍可區別各種不同之表面水團，如以上所述以表面水溫考察海流之分佈，即基於此，若以鹽度之分佈亦可加以考察。

黑潮水

黑潮水之真正來源，實為北太平洋之高鹽水，可以Cn表之，此水約發源於塞班島附近，其位置約 $20^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ ， $160^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{E}$ ，該處因蒸發強盛，鹽度頗高，季節變化甚小，惟溫度變化較大，在秋冬二季，其南部之水受東北貿易風之影響而向西流，因密度大而逐漸沉降，深度約在150米。其原來之性質，據肥沼寬一（1939）之研究，位溫約為 25.5°C ，鹽度約為35.5‰，在進行途中，逐漸與表層水及中層之冷水相混，而形成各種不同之黑潮水。

中層冷水

中層冷水發源於親潮寒流，在北海道東面海區北緯 40° ，開始沉降，在黑潮之下面向南流，同時增加其鹽度，至東經 155° 以西，北緯 35° 附近，其中心層到達800米，鹽度為34.0‰，然後繼續平流，轉向為

南南西及南西。到達Ogasawara海嶺，其中心層之鹽度幾維持常等，為中層冷水之起源，以I_n表之，其位溫為 6.5°C ，鹽度為34.00‰。

深層水

深層水之來源，因觀測資料至為稀少，尚未十分明瞭，但假定深層水在廣大地區較為均勻，根據此少數資料亦可加以判斷，因此肥沼寬一在此區域曾發現三種不同之深層水或其混合者：1. 菲律賓深淵，以D₁表之，深度約為5,000~7,000米。位溫約為 1.38°C ，鹽度為34.73‰。在臺灣東面所發現之深層水係屬於此種。2. 梭羅門群島北面，以D₂表之，深於3,500米，位溫為 2.13°C ，鹽度為34.73‰。3. 日本南面海盆，以D₃表之，深度約在2,000~3,000米，位溫為 1.13°C ，鹽度為34.95‰。

在臺灣東面之黑潮區域，自100米至200米，屬於黑潮本流之性質，以K₀表之，其位溫為 $21^{\circ}\sim 24^{\circ}\text{C}$ ，鹽度為34.98~35.06‰。在東海100~200米間之黑潮水，以K₀表之，位溫為 $19.5^{\circ}\sim 22.0^{\circ}\text{C}$ 。由於受東海低鹽水之影響，中層水之最低鹽度層較淺，約在600米，自此向下鹽度略增，但即近於常等，此因琉球海嶺阻礙中層水流入所致。

6. 東海及臺灣附近一般流速之分佈

冬季（以一月為例）黑潮自菲律賓東北海面，流向西北，其主流沿臺灣東岸北上，經臺灣與石垣島之間而入東海，轉向東北而至日本沿海。其支流經臺灣南面之巴士海峽而入中國南海，作反鐘向之環流。

在臺灣東岸，黑潮之流幅寬約150公里，流速以接近海岸為最大，南部約為0.8~1.0節，在臺灣與那國島之間，約為1.0~2.0節，在臺灣東南外海，流速約為0.5~1.0節。進入南海之黑潮支流，流速亦為0.5~1.0節。至於臺灣海峽，冬季中國沿岸流之勢力較強，自東海經臺灣海峽流入中國南海，多為西南向。流速以北部進口處為大，約為0.5~1.7節。南面出口處，在大陸沿岸約為0.5~1.5節，離岸較遠則為0.5~1.0節。

夏季（以七月為例）臺灣東岸仍為黑潮之主流所經，其流入南海之支流，在表面並不明顯，而為南海之表面流所代替，自西南流向東北，經巴士海峽而併入於黑潮主流中，流速較冬季為大，在臺灣沿海約為1.0~3.0節，離岸稍遠為1.0~1.5節，更遠則為0.4~0.8節。在臺灣海峽之中國沿岸流，亦為南海之表面流所佔據，流向為東北，流速南部為0.8~1.5節，北部為0.5~1.7節。八月臺灣海峽之流速可達2.0節。春秋二季（九月與三月），臺灣海峽之流向轉變，沿臺灣西岸

，爲黑潮支流所經，在大陸沿海則爲中國沿岸流。流速較小，約爲0.4~0.8節。

東海之流向與流速，完全受黑潮與季風海流之影響。黑潮比較穩定，季風海流則季節變化甚大。

冬季多偏北風，中國沿岸流發達，經臺灣海峽而入南海，流速可達0.4~1.0節，接近臺灣海峽可至0.5~1.5節，黑潮之南側流速較大，在琉球群島北面，約爲0.5~1.7節，北側較小，約爲0.5~1.2節，在九州西南，約爲0.4~1.0節。黑潮與中國沿岸流之間，多渦動與環流，流速約0.3~0.8節。

夏季多偏南風，南海之季風海流，經臺灣海峽而入東海，可至長江口以北，流速南部爲0.4~1.5節，向北減小，在長江口外爲0.4~0.8節，在東海中部，減至0.3~0.7節。黑潮在臺灣東北約爲0.5~1.5節，向東減小至0.4~1.0節，至九州西南，又增至0.5~1.5節，在九州西面，約爲0.4~1.0節。

以上所述係依據美國海道測量局所出版之海流圖(1951,1952)，以實測之表面流速爲根據，每月一圖，所表示者爲平均現象。實際上在東海及臺灣海峽，受潮流之影響甚大，使流向與流速發生變化，尤其

在臺灣海峽，潮流之速度，最大可至四、五節。

加藤武夫曾以1958年2月在東海用 GEK (地磁電力海流計) 實測之表面流，與水溫分佈相比較，如第10圖所示，其流速在1.0左右者，相當於黑潮中軸。自此向北，流速減低，方向亦不一致，相當於黑潮與黃海冷水間之變遷區域，渦動與環流，比較發達。

三、水團之研究及相對流速之計算

臺灣東南南海，爲太平洋暖流黑潮之起源。故其水團之性質及各層流速分佈，素爲一般人所注意，肥沼寬一曾於1939年間，發表“The Hydrography of the South-Western Part of the North Pacific and the Kuroshio”一文，對於北太平洋西南部之水團及海流狀況，曾加以詳細之研究，惟所用之資料，以1925~1927年之海洋調查爲主。此後日本學者對於黑潮之研究，大都偏於日本之南面海上，關於臺灣附近者尙少專文發表。又日本在第二次世界大戰以後迄至最近，在臺灣近海舉行海洋調查。目前所能獲得之觀測紀錄，僅有1939~1940年間所作之海洋調查。今就此項資料，研究其水團之性質，並計算動力高度以估計各層之流向與流速。

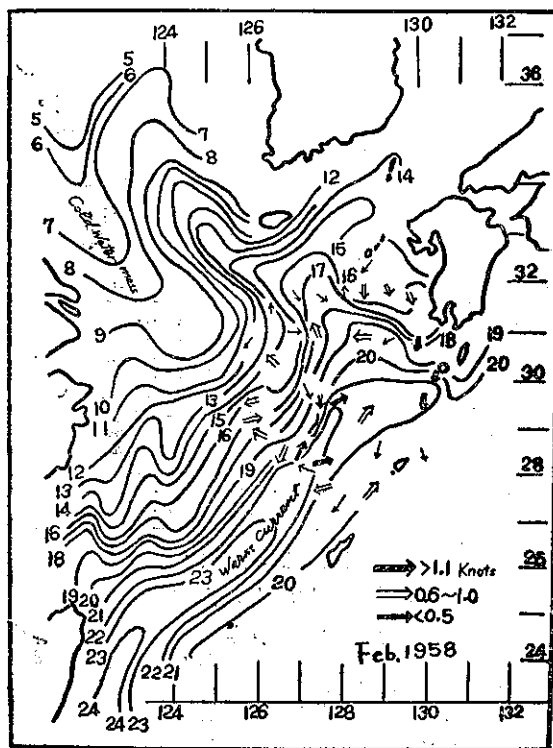
1. 水團之研究 表示水團性質之方法，以溫鹽圖解 (Temperature-Salinity Diagram) 爲最常用，法以溫度爲縱座標，鹽度爲橫座標，將各站每一水層之實測紀錄繪成曲線，可明瞭水團性質之垂直變化，以各站之溫鹽曲線相比較，則可推測其水流系統及相互混合情形。

此次研究所用之資料，係採自1939年7月24日至9月2日第三拓南丸，在臺灣東南南海所作之觀測紀錄。今以其中54~59站之資料，繪製 T-S 曲線，如第11圖所示，此等測站之位置，見第12圖之斷面A，相當於黑潮之斷面，其曲線可表示夏季各站之平均性質及其垂直變化。

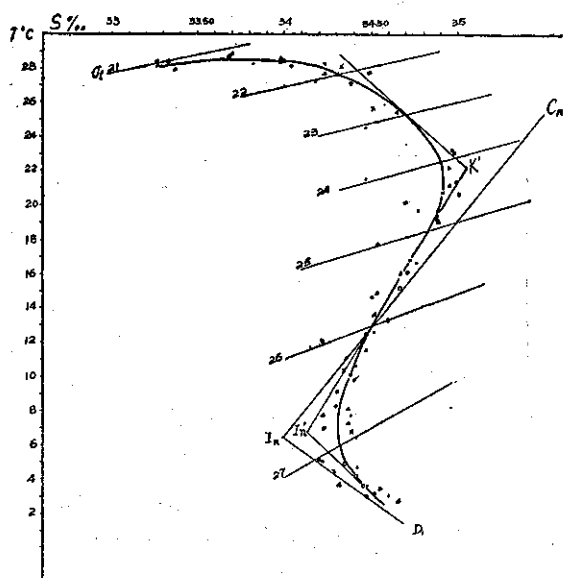
自表面至25米，(相當於當場密度 σ_t 21~22) 鹽度急升，溫度幾無變化，均在 28° 左右。此可認爲係該區之表層水，表面多降水(雷雨及颱風雨)，鹽度低至33.30‰，至25米急增爲 34.30‰。時在夏季，日射強烈，因透射與傳導作用，使表層增熱而達於高溫，但表層增熱，密度降低，未能發生對流作用，低鹽度水停留海面。

自25米至100米左右(相當於 σ_t 22~24)，鹽度略升，溫度急降。相當於表層水與黑潮本流間之變遷區域，海水之性質係二者混合而成，溫度之垂直梯度特大

第10圖 一九五八年二月表面水溫及流速



第11圖 断面A 温度(T-S)曲綫



。鹽度最大之深度，約在100米與150米之間。（相當於 σ_t 24~24.6）為黑潮之核心所在。

自 150 米以下，溫度與鹽度同時低降，係黑潮水與中層冷水混合所致，中層水之核心，約存在於 600 米左右。（相當於 σ_t 26.9）。600 米以下，溫度繼續低降，鹽度則略升，則係中層水 I_n 與深層水 D_1 所混合。

圖中所繪 $C_n \sim I_n$ 與 $I_n \sim D_1$ 兩線，係表示純粹由二種水團所混合之海水，其溫鹽曲線所應遵循之線路。若由二種以上之水團相混合，則與此發生偏差。今觀圖中之曲線所示，可見約在400米（相當於 σ_t 26.1）左右與 $C_n \sim I_n$ 直線相交，認為純粹由 $C_n \sim I_n$ 二種水團所混合，其混合比約為： $C_n : I_n = 1:2$ ，在400米以上係 C_n 、 I_n 及表層水相混合，400 米以下為 C_n 、 I_n 及 D_1 三種水相混合。

若於曲線上繪三切線，則相交於 K' 與 I_n' 兩點， K' 點相當於黑潮在此區域之固有性質，溫度為 22.4°C ，鹽度為 35.08‰ ，與肥沼寬一所測定之 K_s 大致相同。 I_n' 則相當於中層水在此區域之固有性質，溫度約為 7°C ，鹽度為 34.2‰ 。

2. 計算相對流速

表面海流之影響，至相當深度為止，故可假定一無水流之深度作為基礎，在臺灣附近以 800 米左右為最適當。在此水層，等水壓面與等位能面相平行。以上各水層之流向與流速，因等水壓面傾斜之方向與程

度而變。至等水壓面之傾斜，可以其位能高度「動力米」計量，因此相對流速，亦可計算而得。在每一測站各等水壓面間之厚度，可以下式加以計算：

$$D_2 - D_1 = \int_{P_1}^{P_2} \alpha dp$$

$D_2 - D_1$ = 等水壓面間之動力厚度

α = 比容

dp = 水壓差，以「十分巴」為單位。

因 $\alpha = \alpha_{35.0, p} + \delta$ $\alpha_{35.0, p}$ 為鹽度 35‰ ，溫度 0°C 及相當水壓下之標準比容， δ 為在實測鹽度、溫度及水壓下之比容對於標準比容之變值，故

$$\begin{aligned} D_2 - D_1 &= \int_{P_1}^{P_2} \alpha_{35.0, p} dp + \int_{P_1}^{P_2} \delta dp \\ &= (D_2 - D_1)_{\text{Standard}} + \Delta D \end{aligned}$$

標準比容水層之動力厚度，各站相同。因此各站間動力高度之較差，完全可以變值 ΔD 之較差表之。至於 ΔD 之計算，可用下式：

$$\Delta D = \int_{P_1}^{P_2} \delta dp$$

在實用上，水壓「十分巴」（Decibar）可以深度「米」代替，由此產生對於 ΔD 之誤差小於 1%，並不重要，可以不計。各水層之比容變值 δ ，係依照實測之水溫與鹽度紀錄，加以計算，其式如下：

$$\delta = \Delta_{st} + \delta_{sp} + \delta_{tp}$$

式中 Δ_{st} 、 δ_{sp} 及 δ_{tp} 為由此不同鹽度、溫度及壓力對於標準比容應有之變值，均可以實測之紀錄，自海洋計算常用表中檢查而得。

在兩站間 ΔD 之差，可以決定等壓面之傾斜度，在等壓面斜坡上作用之力，與地球自轉之偏向力相平衡，可以下式表示如下：因計算 ΔD 所用之水壓單位為十分巴（Decibar），但其標準單位應為百分巴（Centibar），應以 10 乘之，使成米/噸/秒單位。

$$\frac{10(\Delta D_A - \Delta D_B)}{L} = V 2\omega \sin \phi$$

$\Delta D_A - \Delta D_B$ = AB 兩站間動力高度變值之差，以動力米表之。

L = 兩站間之距離，以米表之。

V = 垂直於兩站連接線之相對流速，以米/秒表之。

ω = 地球自轉之角速度 = 0.729×10^{-4} 弧/秒。

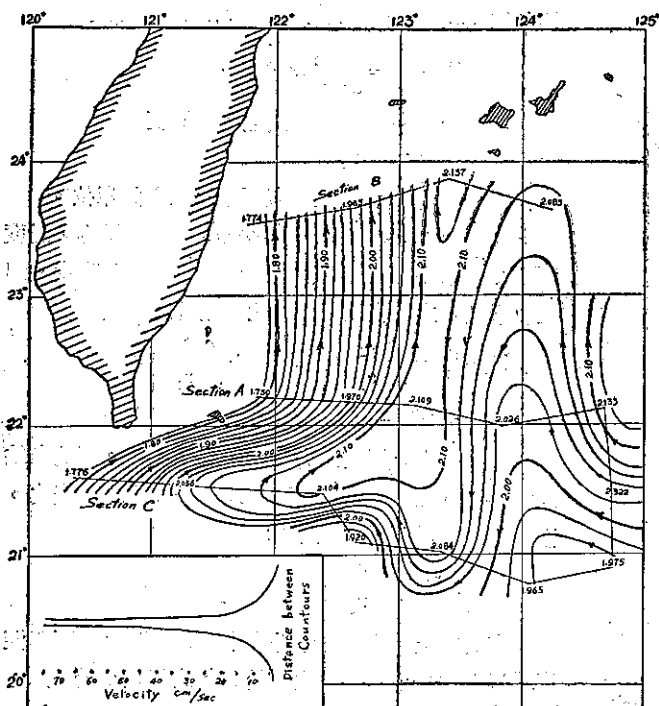
ϕ = 測站間之平均地方緯度。

解上式則得流速：

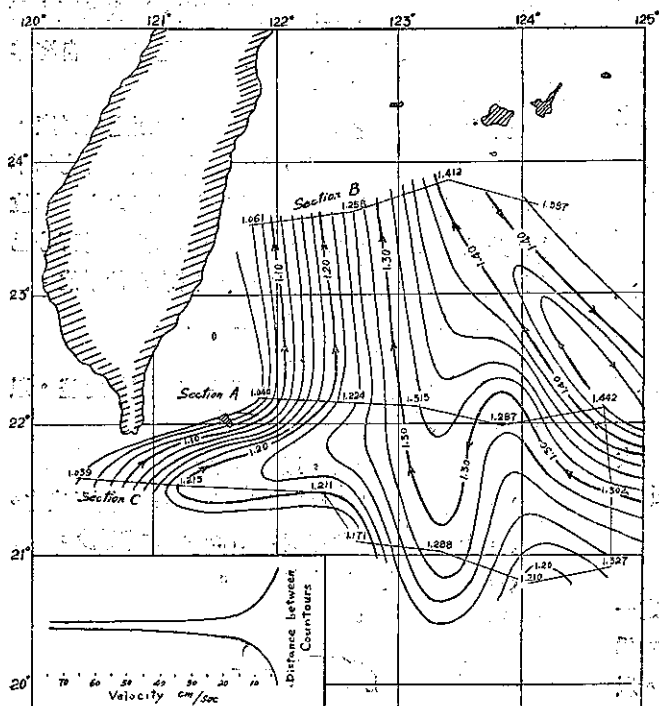
$$V = \frac{10(\Delta D_A - \Delta D_B)}{L 2\omega \sin \phi}$$

在測站較多之處，可繪製等動力高度線，流向大

第12圖 台灣東南海面等高綫圖



第13圖 台灣東南150米層等高綫圖



致與等值線平行，流速則與等值線間之寬度成反比。

計算相對海流所用之資料，亦採自第三拓南丸之觀測紀錄。每一測站以800米為基本水面，計算各水層之位能高度，並以同一水層之數值繪製等高綫圖。如第12圖及第13圖。流線與等高綫平行，流速與等高綫之距離成反比。比例尺如左下角挿圖所示。以第12圖觀之，可見臺灣東南海面流線分佈之狀況，在臺灣東面沿海，為黑潮主流所經，流幅寬約120~150公里，流速約50~100cm/sec (1.0~2.0節)，因時在夏季，南海之季風流經巴士海峽流向東北，併入於黑潮主流，故在鵝鑾鼻東南外海，流速最大。此與前章所述流向流速之一般分佈狀況，頗相符合。在黑潮主流以東，流線成迂迴曲折之狀，流速甚小，約為0~30cm/sec (0~0.6節)。此與大洋海流之一般性質，亦頗相符。

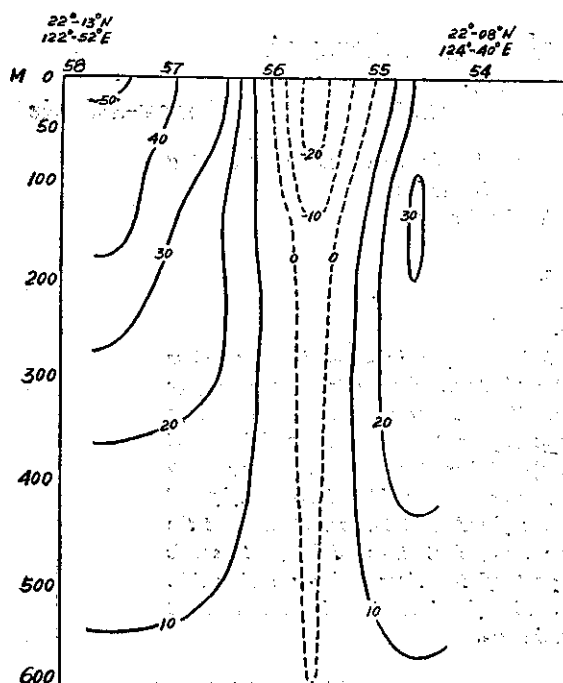
第13圖為150米層之等高綫圖，此層相當於黑潮之中心，流線大致致與表面相同，惟曲折之程度較淺。流速則沿海較表面為小，約為30~70cm/sec (0.6~1.4節)，離岸較遠，流速大致與表面相同。

第14圖所示，為斷面A相對流速之垂直分佈，係用每二站間之平均流速繪製。由此可見一般情形，流速均隨深度而減小。

四、討 論

1. 此次研究東海海流之分佈及界面位置之變化，係以長崎海洋氣象臺之海況旬報為根據。其刊載之資料，僅限於表面水溫之分佈狀況，及主要測站之旬平均鹽度，此種資料之來源相當廣泛，亦頗可靠。其唯一缺點則為未能獲得鹽度測定資料。因夏季日射強烈，表面水溫普遍升高，不易區別不同之水流。界面位置至不明顯。鹽度較具保守性，可以區別水流之性質，更為適宜。惟欲獲得此種資料，較為困難。因水溫觀測比較簡單，大部分船舶均可從事，鹽度測定則必須有相當之設備，才能實行。

第14圖 断面A相對流速垂直分佈(cm/sec)



說明：海流向北，流速為正。
海流向南，流速為負。

2. 黃海冷水及沿岸水之消長，受季風之變遷及降水與大陸排水之影響，因此如能雙方同時加以考察，則可就其影響之情形，研究其相關之程度，對於東海海況之預報，將大有裨益。

3. 此次計算臺灣附近相對流速所用之資料，係根據1939年7月24日至9月2日所作之海洋調查。所得結果僅為夏季一時的狀況。冬季觀測，本極稀少。近年以來，在臺灣附近尚無海洋調查，因之冬季狀況及歷

年變化，均無法明瞭，從事研究更屬困難。

4. 海洋學之應用，已逐漸趨向於海況預報方面。海況之變遷，受海流之影響極大，而海流之消長，又為季風、降水與大陸排水等所左右，因此欲從事此項研究，各方面均須顧及。為蒐集各項資料，海洋調查實屬必要。在海流調查方面，直接方法與間接方法須同時並用，則可將所得之結果，相互比較，以資印證也。

參考文獻

- 辻田時美(1957)：中國東海及對馬海峽之漁業海洋學—日本西海區水產研究所研究報告第13號
- 辻田時美(1950)：以硅酸鹽考察中國東海冬季之水團—東海黃海之海況第2報
- 宇田道隆(1947, 1950)：中國東海之水溫變化—日本西海區水產研究所東海黃海之海況第2報
- 宇田道隆(1941)：1939年6, 7月中國海方面之海況—水產試驗場報告第11號
- 安井善一(1932)：長崎上海間水溫鹽度之年變化—海洋時報 第4卷第1號
- 松平康男(1933)：上海長崎間表面觀測結果
- 菊池繁雄(1958)：關於東海表面水溫之研究—海象與氣象 第10卷
- 加藤武夫(1958)：夏季中國東海之海況
- 加藤武夫(1959)：冬季中國東海之海況—海象與氣象 第9卷 第10卷
- 肥沼寬一(1939)：北太平洋西南部之海況與黑潮—神戶海洋氣象臺 英文報告 第6卷第7號
- 氣象廳：海洋報告 第7卷特別號
- 海上保安廳：水路要報 第7號
- U. S. Hydrographical Office (1945)：Ocean Current
- U. S. Hydrographical Office(1945)：Marine Geography of the Formosan Waters.

— 完 —

氣象學報訂購辦法

- 一、本學報以促進中國氣象學術之研究為目的。
- 二、個人如欲訂購，可報請服務之單位，備文證明，連同價款，逕寄本社，或利用各地郵局，將書款存入臺灣郵政第2797號劃撥儲金本所專戶，當按址寄送所需之學報。
- 三、本學報本期暫收成本費新臺幣壹拾元，郵票十足通用。

氣象學報徵稿啓事

本學報長期徵收稿件，歡迎各方踴躍惠稿，惟為配合出版時期起見，惠稿最好於二、五、八、十一等月月中以前寄達，以便及時刊載，而免積壓，敬請惠稿諸先生注意。

氣象要素對於河流洪水水位之影響

劉鴻喜

Influence of Meteorological Elements on River Flood Stage

Hung-hsi Liu

This paper is trying to explain the relationship between the meteorological elements and the river flood stage under the following topics:

- (1) *Moving direction of the storm and the flood stage.*
- (2) *Air pressure and the flood stage.*
- (3) *Air temperature and the flood stage.*
- (4) *Wind direction and the flood stage.*
- (5) *Tidal condition and the flood stage.*

The height of flood stage in the Tanshui river, for instance, has very close relationship with meteorological elements mentioned above. When a typhoon is moving northwestward and passing over the sea of northern Taiwan, the rainfall is always heavy since the air temperature will be much higher than normal condition and the moisture content in the air is relatively higher than usual. Under such condition, the downpours in the mountain region make sudden increase of flood flow along the upper stream and then cause a flood crest at lower stream. At the mouth of Tanshui River the water is piling up against strong NW gusty winds when Typhoon is approaching the lower part of the river under a spring tide. In this case the Tanshui River will create a high flood crest and makes a worst flood in the valley in comparative longer persistence.

影響河流洪水位的因素不止一端，但其中關係最密切，變化最大的因素首推氣象。使河流發生洪水的原因以暴雨為主，暴雨又可分為熱帶氣旋雨、鋒面雨和雷雨等，在臺灣地區又以熱帶氣旋雨最易造成巨大洪水，形成嚴重水災。因此本文擬就颱風過境時氣象各要素所發生的變化，對於河流洪水位的影響，個別加以討論，以為研究洪水位預報者參考之一助。

一、風暴移動方向和洪水位之關係

颱風源於溫高濕重的海上，經長途運動而達臺灣，水氣含量衆多，故雨量充沛，一俟颱風環流圈抵達某流域，該區即行降雨，但由於流域的面積，方位和形狀的不同，輔以風暴動向的差異，所形成的該流域洪水頗有不同，其中關係可分三點說明之。

1. 若流域為狹長形，颱風形成的暴雨中心係自下游逐漸向上游移動，則下游先降暴雨，產生大量逕流，匯聚而入河谷，先成洪流，此洪流因接近下游，故迅速注入海中，中上游洪水依次流入海，不致在同一時間內，上中下游的洪水，同時匯聚於下流盆地或三角洲上，故此種風暴移動的方向，對於流域內洪水位的影響偏低，具有減小洪水成災的作用。

2. 若風暴中心先抵流域上游，則暴雨先在上游傾降，於是逕流匯聚的洪水和風暴將採同一方向沿河而下，此種動向最易使上中下游的洪水，在同一時間

內匯聚於下游，使下游洪水位加倍提高，既增加洪水成災的可能性，又易擴大洪災範圍及其損失。

3. 若流域面積不大，形狀近似圓形，支流作扇形分佈，則一旦風暴來臨，整個流域極易受颱風雨所籠罩，因而整個流域洪水遍地，河川暴漲，在最短時間內，洪水可以達到該次風暴可能造成的尖峯流量，使區內人民不易有時間逃避洪水的侵襲。

侵襲臺灣的颱風當其接近臺灣東部時，豪雨先在東部各河溪下游普降，而後再沿各河谷逆河而上，暖濕氣流逐漸受地形迫升而凝結降雨，此種情況所造成的洪水位和上述第一種情形相符合，即洪水位偏低，洪災的可能性較小。若颱風在臺灣北部登陸，則淡水河上游各支流如基隆河、新店溪和高干溪（即大嵙崁溪）等普獲暴雨，洪流沿上游山谷下洩，約和颱風暴雨中心同時抵達臺北盆地中心，此即上述第二種情況，足以提高洪水位，增加洪水災害的程度及範圍。臺灣各河流域面積狹小，故造成上述第三種情況的機會更多。另一種情況如風暴來自南海侵入臺灣西南部，和臺灣西部諸溪下游斜交穿過，八·七暴風為一著例，該次暴雨中心曾使本省中南部各河下游普遍受到稀有的豪雨，但中上游雨量較少，使八·七暴雨在各河下游所造成的洪水災害，未達更大程度，否則後果更不堪想像。

二、氣壓和洪水位之關係

大氣柱所加於地面或水面的垂直壓力叫做氣壓。氣壓和氣溫成反比，氣溫愈高，氣壓愈低；氣壓也和高度成反比，高度愈高，空氣愈稀薄，氣壓也愈低。標準的大氣壓力規定在緯度 45 度，氣溫為攝氏 0 度的純淨海平面上，大氣壓力相當於水銀柱的高度 760 公厘，或 29.92 吋，又等於 1013.2 毫巴，此時一立方公尺的空氣，約有 1.293 公斤的重量（按同體積的水重達一噸），但低空大氣普遍含有若干水氣，而空氣的分子量為 28.97，水汽的分子量祇有 18，因此，含有水氣愈多的空氣柱，它的壓力愈小。颱風為一極低之低氣壓，當它在海上移動時，所經之地，氣壓特低，足以攝引區內海面升高。按水銀的密度為 13.6，海水的平均密度為 1.028，在颱風期間，因暴雨洪水流注海中，也足以減低海水密度至相當程度，設減低後的海水密度為 1.02，則當氣壓表上水銀柱下降 1 公厘時，海面可以升高： $13.6 \div 1.02 = 13.33\text{mm}$ 。

颱風中心氣壓可以低至若何程度？根據在臺灣區所實地測得的最低氣壓約可列表如下。

表一：颱風過境臺灣區實測之最低氣壓值

觀測地點	氣 壓 值		日 期	颱風經過區
	公厘(mm)	毫巴(mb)		
恒 春	702.9	937.3	1911.8.31	南 部
彭佳嶼	708.6	944.6	1912.8.28	北部海上
彭佳嶼	701.5	935.3	1925.8.27	北部海上
大 武	701.4	943.2	1940.9.30	南 部
新 港	705.7	940.7	1959.8.29	中 部

颱風威力驚人，當其在海上發展最盛，潛深最甚之時，氣壓必最低，但苦於不易測得，因飛機船艦無敢攖其鋒者，近年美國雖已發展一種自動測報颱風氣壓溫度之儀器 (Dropsonde)，可由空中投入颱風眼，從事測報，但臺灣區尚乏此種測報紀錄可資利用。上表所示為臺灣區內所曾測得之近中心低氣壓值，如和遠東實測最低氣壓紀錄相比較，尚有不逮（例如琉球石垣島曾於 1920 年 9 月 3 日測得 689.5 公厘之低壓值，折合 919.2 毫巴），但即依此類數值，已較標準氣壓值低落甚多，夏季天氣炎熱，臺灣氣壓普遍低落，天氣圖上臺灣區經常為 1002，1005 及 1008 諸等壓線，如以 1005 毫巴 (750.4 公厘) 為臺灣夏季平均氣壓值，則上述最低氣壓值已較平均低 41.8 公厘至 48.9 公厘之巨，如以前述氣壓每下降 1 公厘，海水面可以升高 13.33 公厘計，則氣壓低落 40 公厘，

海水將可升高達 533.2 公厘；換言之，一次颱風過境，可因氣壓低降而將海水攝高達半公尺以上，此升高之海水面，對於河口洪水之宣洩，自有極大的阻塞作用。因之，愈是颱風壓境，暴雨傾盆之時，沿海海面愈升高，流域內洩洪河道之入海口水面既升高，自必迫使流域內之洪水位普遍提高達半公尺以上，遂使洪水成災的可能性隨之增加。以臺北盆地為例，當颱風通過北部海上及陸上時，淡水河口海面既因此而升高，乃使臺北盆地洪水更不易向外宣洩。

三、氣溫 and 洪水位之關係

夏季為生長季節，氣溫高，植物繁茂，土中水分經由蒸發 (Evaporation) 及葉面蒸發 (Transpiration) 損耗甚多，遇有暴雨，初期被截流 (Detention)，吸收並滲透 (Infiltration) 入於地下者頗多，對於減少初期洪水流量，延後洪水峯出現時間，頗有貢獻。惜颱風所生成之暴雨量過於龐大，強度尤甚，故地表截流和地下滲透的效用，隨降雨時間之延長而大為減低，颱風雨為何會如此豐沛？此和氣溫高低，息息相關。根據實驗，在一立方呎的空氣中，若氣溫不同，則在各該氣溫下所含有的最大水氣含量（逾此數值水氣即飽和成水），差異甚大。各溫度下的最大水氣含量可由下表示之。

表二：各種氣溫下一立方呎空氣中最大水氣含量

氣溫(華氏)	最大水氣含量 (單位: 呎=0.002 噸)	每 10°F 相差數
30	1.9	1.0
40	2.9	1.2
50	4.1	1.6
60	5.7	2.3
70	8.0	2.9
80	10.9	3.8
90	14.7	5.0
100	19.7	

由上表可見氣溫愈高，所具含蘊水氣的能力愈大，颱風源於熱帶海洋，高溫重濕，颱風中一般氣溫經常在八十度 (27°C) 左右，如民國四十八年八月二十九日在東部新港以北登陸的瓊安颱風，花蓮測得之氣溫為華氏八十二度半 (28.1°C)，相對濕度為百分之八十九，在如此高溫重濕的情況下，一旦登陸，氣流沿山坡上駛，氣溫因氣壓降低體積膨脹而降低，水氣立呈過飽和狀況，自必凝結大量水滴，降落成雨，此為颱風雨量如此豐沛之根本原因。降雨量既多，則洪水位自必隨之高漲，是以氣溫、降雨量和洪水位三者間，實具有連環性之因果關係。

四、風向和洪水位之關係

颱風既為強烈之熱帶氣旋，則在其威力所及之環流圈內，氣流（即風）悉作反時鐘方向之旋轉，因此當颱風風向和某一河流流向相同時，河中洪水受強風沿河面吹襲，可增加其流速向下游傾洩，俾及早進入海中，減少洪水在盆地內積高滙聚而成災之機會。反之，若颱風風向和某一流域流向相反時，強風由下游沿河向上逆襲，減低洪水流速，足以提高洪水位，增加洪水泛濫成災的可能性。茲以淡水河流域為例，民國四十八年七月十五日之畢莉颱風，中心通過臺灣北部海上，即基隆和彭佳嶼之間，但該次颱風却在臺北盆地造成極高洪水位，使士林、圓山周圍，中山北路、大龍峒、萬華、永和鎮一帶，盡成水鄉澤國，水位既高，持續且久，所成洪水災害較在北部登陸，中心經過臺北附近之各次颱風，更為嚴重。何以致之？此即和颱風風向大有關係。因為臺北盆地最大的洩洪水道為淡水河，此河自東南方經板橋、中和、臺北、社子、五股而從淡水油車口入海，整個河流流向作東南—西北向，當颱風在宜蘭附近時，淡水河口的風向為東北風，和河口斜交，海水對河口的阻塞作用尚不太大，當颱風進抵桃園、新竹之間，淡水河下游風向轉變為東南風，適和淡水河流向平行，強大風力不惟對洪水無阻擋作用，且有使洪流加速入海的效能，因此在此其他一切影響因素完全相等的狀況下，此種颱風雨所形成的洪水位偏低；反之，若颱風經臺灣北部海上向西北方行進時，當它初抵臺北東北方海上，此時淡水河口所受風向為北風，迨颱風進抵臺北正北方，則淡水河口所吹為西北風，此時風向適和淡水河流向相反，此時颱風中心位於海上，所遭受的摩擦阻力甚為微弱，風力正盛，一般風速常達 30 至 40 秒公尺，海上波濤洶湧，可將大量海水倒灌入河，使淡水河口一帶在短時間內，完全被海浪所堵塞，失却宣洩洪水的功能，因之由盆地東部及東南部山區下洩的洪水，全部在臺北盆地中積高，洪流四溢，氾濫成災，新店溪入淡水河匯口及基隆河入淡水河匯口的圓山、社子一帶，地勢均特別低窪，水災也特別嚴重。

五、潮汐和洪水位之關係

海面每日作定時的升降運動稱為潮汐 (Tide)。每一次完全的漲潮和落潮，需時十二小時五十分至五十一分，因此潮汐不能完整的劃分為每日二次，每天均將落後五十分至五十一分。潮汐的高低和季節有關，大致一月份海面最低，八月最高，冬、夏較差約 0.3 公尺，此即因冬、夏氣壓的差異所生的變化。潮

表三：臺灣沿海各地潮汐漲落高度表

地名	平均滿潮間 (時分)	平均乾潮間 (時分)	大潮升(平均) (公尺)	小潮升(平均) (公尺)
基隆港	10 10	3 58	0.8	0.7
淡水港	11 23	— —	2.9	2.3
後龍港	11 29	— —	4.8	3.6
布袋港	11 1	— —	1.9	1.6
安平港	9 32	3 20	0.9	0.7
高雄港	8 27	2 15	0.9	0.7
東港	8 15	2 3	0.9	0.8
馬公港	11 30	— —	2.7	2.2
新港	6 5	— —	1.7	1.3
蘇澳	6 15	— —	1.6	1.2
蘭嶼	6 22	— —	1.5	1.1
綠島	6 5	— —	1.5	1.1

汐和洪水位之間為正相關，當颱風暴雨導致洪水向沿海傾洩時，若此時適值海潮上漲，則潮流欲溯河而上，洪水却擬順河下洩，如此相向逆流的結果，勢將迫使洪水位提高，引起更大的洪水災害。就臺灣區的潮汐情況言，潮汐有週日不等及潮時不定的現象，夏季大潮晝間滿潮（高潮）較早，夜間滿潮較遲，午後乾潮（低潮）最低，夜間乾潮最高，冬季大潮與此相反，臺灣潮汐升降較差比浙江福建沿海均小，此與沿海灣澳地形有關，臺灣沿海缺乏三角江，西部諸港又不面臨大洋，故潮汐升降較差不大，其平均乾滿潮狀況可由表三示之。

由上表可見臺灣沿海諸港口潮汐之升漲以後龍、淡水、馬公、布袋諸港為最大，故每當颱風侵襲期間，後龍河口海水常有倒灌入後龍河之現象；淡水河潮流經常影響臺北大橋水位。若當颱風入侵期間，適值高滿潮期，在月份上又適值朔望後的大潮期，則此時海水面特別高漲，對河口洪水外洩，具有延宕阻滯作用；反之，若值上下弦小潮及低乾潮時期，此時海水面特低，對於洪水外洩有加強增速的作用。例如民國四十九年八月七日至八日通過北部海上的崔絲颱風，適值陰曆閏六月十五至十六日，正值高滿潮期，海面上升，再加上低氣壓的攝引，西北強風的吹襲，海潮水勢乃益大，漲高達二公尺，臺灣西部沿海的新竹市南寮、香山鄉，臺中大安鄉、大甲鎮，彰化雲林沿海鄉村，普遍被海水侵襲，損失慘重。

綜上所述，可見河流洪水位的高低固直接和雨量的多寡相關，但還有一些其他因素影響它，因此洪水位的高低應是上述各項因素共同作用的結果，隨時間、地區之不同而有差異。(完)

1961年蘇俄核子試爆對臺灣之污染

呂世宗
陳福來

Radioactive Contamination in Taiwan Area Effected by U.S.S.R Nuclear Tests in September of 1961.

Lu Shih-chong
Chen Fu-lai

Abstract

The measurement of radioactivity on rain-water, dust and atmosphere in this area is started from the year of 1956.

Since September 3, 1961. A maximum on radioactivity in the sample of rain-water at Taipei had been observed since the Shara Test in February 1960.

The result of our measurements is shown in Fig. 1. The maximum value in rain-water was $29,700 \mu\text{c/l}$ which was observed on October 11, 1961. This coincides with the period of U. S. S. R nuclear explosion in Arctic region we also observed the value of 96.9 mc/km^2 in the fall-out and 248.67 dpm/m^3 in the air during this period.

A study on the decaying of the radioactivity in function of time is shown in Fig. II. The exponent "n" in the formula of decaying of radioactivity $A=kt^{-n}$ varies from time to time and gives the value of 0.8~1.2 in October, 0.4 in November, 0.3 in December and 0.2 in January.

The half-life of the samples collected from the preceeding months had been analyzed the periods of 3~6 days, 8~28 days, 25~45 days and 42~67 days are found.

On the other hand, the monthly variation of radioactivity showed on Fig. III, that is, make clear the great deal depositions in Spring, but have no correlation with the precipitation.

一、蘇俄核子試爆後觀測原子塵之經過

自一九五六年，本所設立放射性降落地測驗站後，美蘇法各國舉行核子試爆時，均曾測得其所產生之原子塵，在每一次之核子試爆均有影響及於本省地區。至其飄流之時間，經測驗之結果，自西伯利亞和北極方面到臺灣，約需經歷經三天至一個星期，從比基尼到臺灣，約需一個星期至兩個星期。如由內華達傳佈至臺灣，則需兩個星期至三個星期，法國之撒哈拉試爆則需五至十天不等。

至去年九月一日，蘇俄竟不顧世界輿論的反對，一意孤行，恢復大氣核彈試爆，使已接近穩定狀態的原子塵污染，再度提高。

本所於九月三日，測至較高的雨水放射性含量，由日期推測，因知蘇俄試爆所產生的原子塵前鋒，已到達臺北上空，至九月四日，雨水放射性含量繼續激

增，約為過去幾個月來在平均值之一百倍以上。這個記錄即自一九六〇年二月二十一日，被法國試爆所產生之原子塵污染以來，第一次的高記錄，惟在九月中，在自然降落地與空氣浮游微塵之放射性含量，尚無嚴重的增加。

至十月初期，雨水放射性含量繼續激增外，降落地，空氣浮游微塵之放射性含量亦隨之增加。在去年蘇俄一連串核子試爆中，其最高記錄為雨水 $29,700 \mu\text{c/l}$ ，降落地 96.90 mc/km^2 ，空氣浮游塵 248.67 dpm/m^3 （參照圖一）。

二、原子塵之半生期與蛻變情形

圖二顯示在蘇俄一連串核子試爆中，於臺北所採取之原子塵樣品幾個代表性的蛻變情形。其蛻變情形，可以 $A=kt^{-n}$ 之方式示之，式中「k」為採取時之放射性強度，「t」為日數，「A」即經過「t」日後

Fig: I
Daily Variation of Radioactivity at Taipei in the Period of U. S. S. R Nuclear Test.

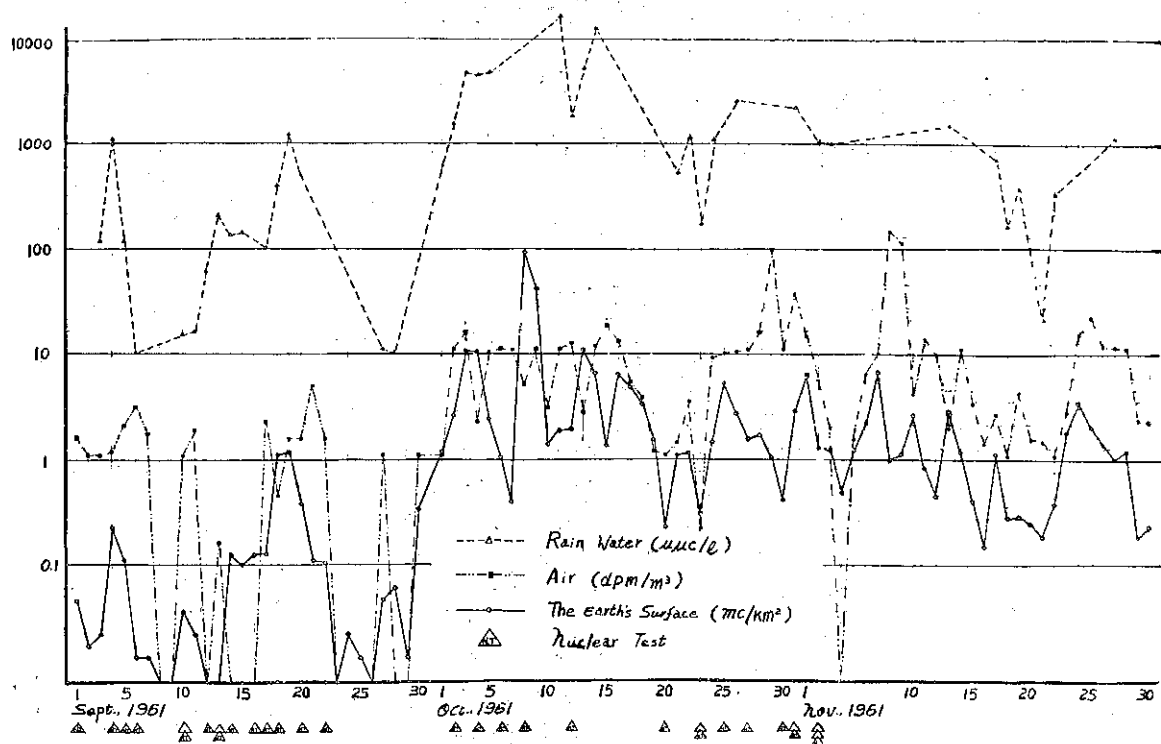
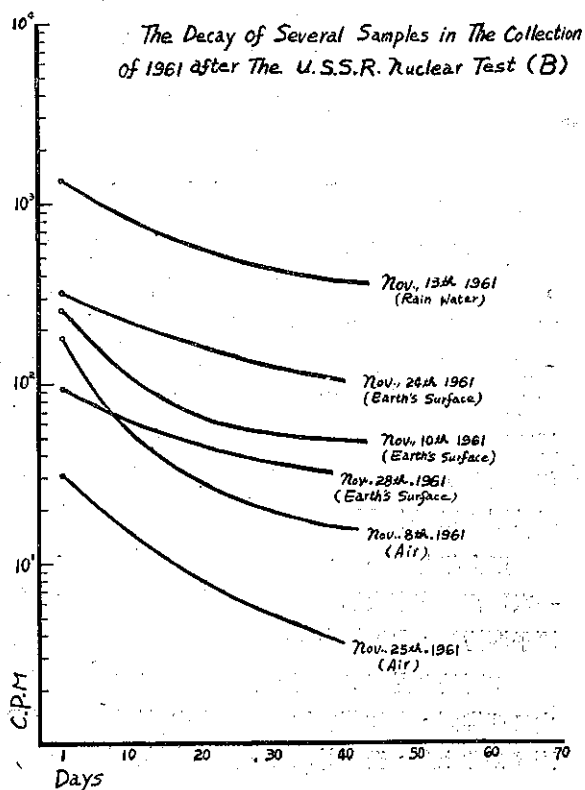
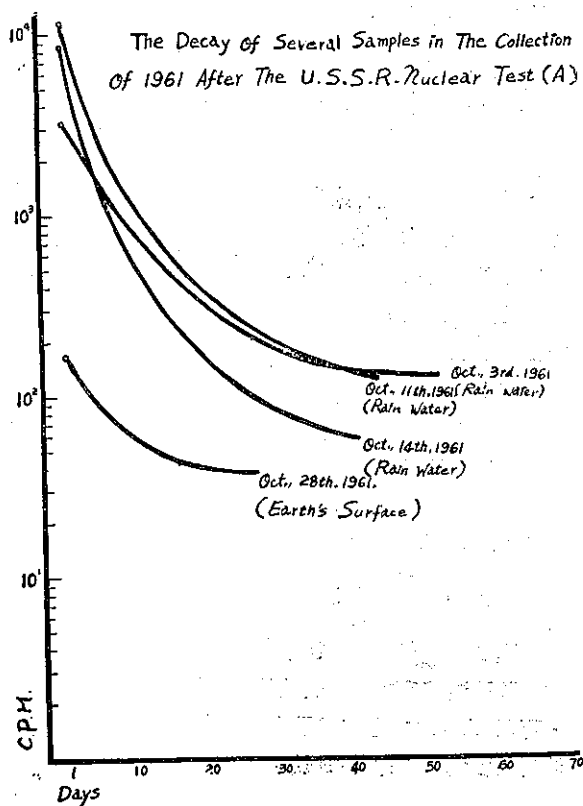
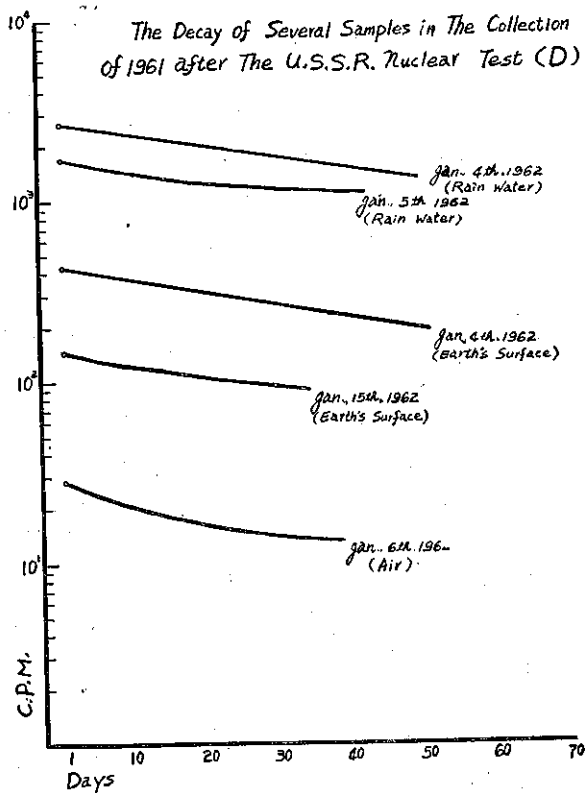
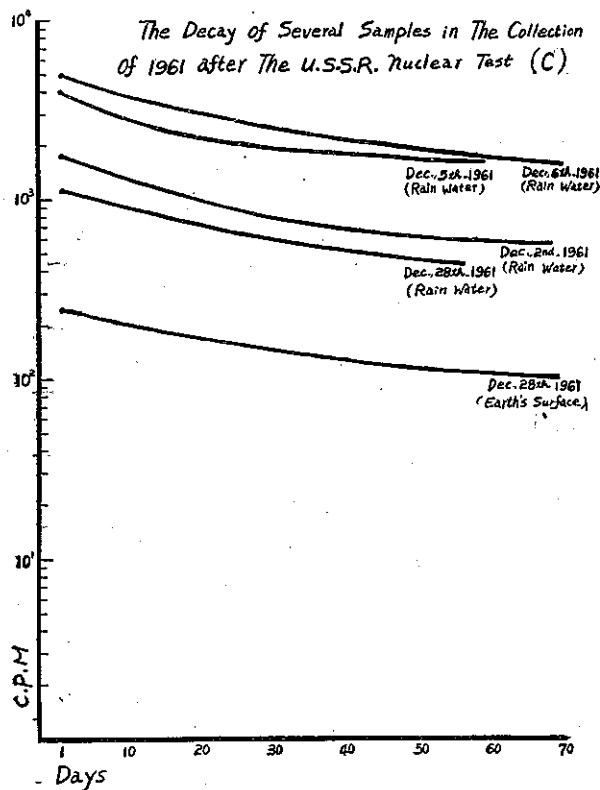


Fig: II





之放射性強度。「n」之係數對每一次之樣品不相同。在十月中所採取之樣品，約在 0.8 至 1.2 之間，十一月之樣品，約為 0.4，十二月者為 0.3，今年一月者約為 0.2。其半生期，在十月中所採取者較短，僅為 3 至 9 天，十一月者，為 8 至 28 天，十二月者，為 25 至 45 天，今年一月者更長，約為 42 至 67 天不等。

三、原子塵之污染與氣象因素之關係

每次核子試爆，必然的，有大量原子塵昇入高空，隨大氣環流移動，在這移動路程上，恒不能脫離，氣象的各項因素。

當試爆時，昇入太空的許多微塵，受到地心引力的影響，漸漸下降，如果沒有氣象因素的影響，這些所謂原子塵便都降落在試爆地點附近，僅對參加試爆工作人員有危害，我們也就不必為原子塵而害怕。但由於大氣的環流，即把在試爆地區所產生之原子塵帶到遠方。其速度與遠近，均與試爆的核彈爆力和當天的氣象因素有關，不過其所取的途徑，可以分為三種，第一就是隨噴射氣流而擴散者，第二種是隨氣團而擴散者，第三種即由平流層降下對流層後，經前兩種途徑而擴散者。

臺灣位於北半球中緯度地帶，冬季噴射氣流旺盛，高空即形成強烈偏西風，地面常形成強大的高氣壓。因為這種風向與氣團的移動，很易將原子塵，從西伯利亞或北極附近帶來。在夏季熱帶地方的東風，首先將原子塵輸送至菲島附近，然後改變方向襲臺。由於臺灣位置地形情形特殊，高山突出，很易使大氣受到局部的擾亂，而導致浮游在上空的原子塵降落。

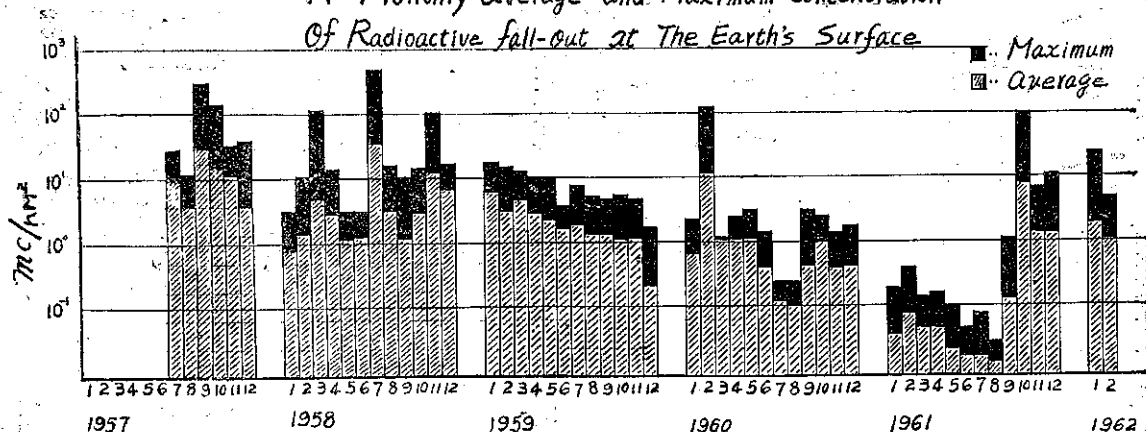
去年當蘇俄核彈試爆時，即九、十月中，尚有颱風侵襲本省，南方氣流強大，雖然在颱風過境之期間，尚常導入北方大陸性氣團，但其機會不多，致使原子塵的降落較少。

至十一、十二月中，雖然本省上空，噴射氣流旺盛，容易帶來原子塵，惟於十一月中，降水量較少，沖洗原子塵之機會為稀少，因此於十月三十日，蘇俄之相等於黃色炸藥力量的五千萬噸級試爆，對本省尚無嚴重之影響。

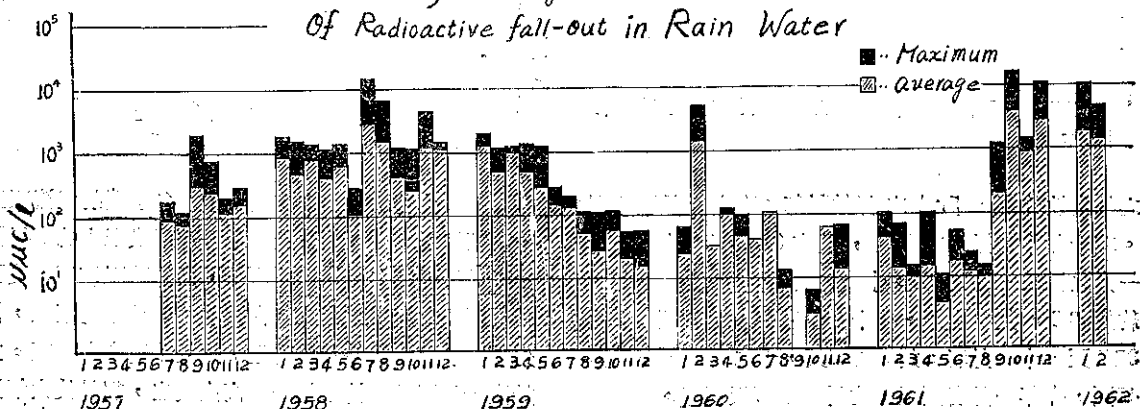
最後茲將過去幾年來之觀測記錄與降水量各示於圖三與圖四。很明顯的，於一九五七年至一九五九年，原子塵對於本省之污染較重，至去年八月為最低，同時證明在春季有多量原子塵下降之現象，但與降水量似無直接連鎖性關係之存在。

Fig. III:

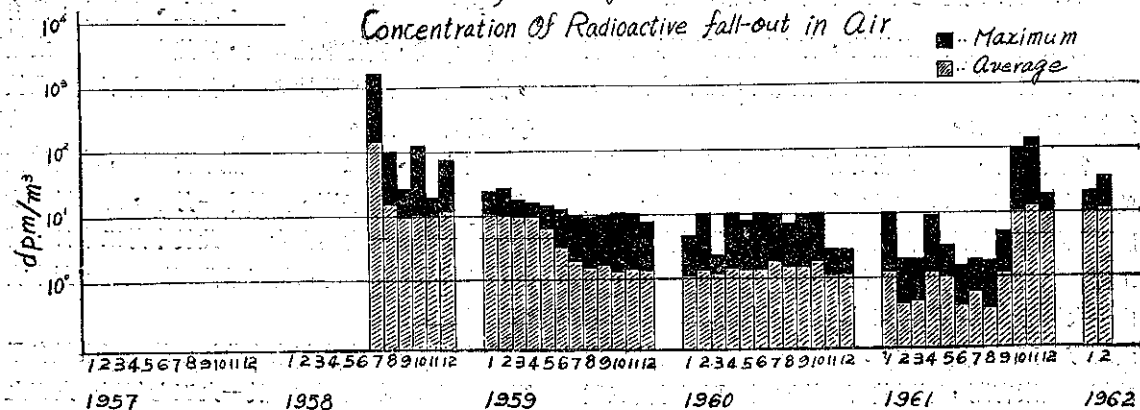
A Monthly Average and Maximum Concentration
Of Radioactive fall-out at The Earth's Surface

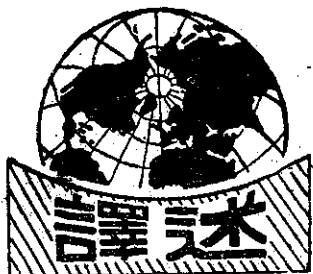


B Monthly Average and Maximum Concentration
Of Radioactive fall-out in Rain Water



C: Monthly Average and Maximum
Concentration Of Radioactive fall-out in Air





圖解雲雨預報法

徐寶箴譯

Captain James P. Jenrette 著

一、引 論

關於氣壓系統，溫度分佈，垂直運動及界面等之預報，完成之工作已甚多。中心氣象機構 Central Weather Facilities 目前製備若干此項資料供給預報員應用，惟各地如何應用此等資料以預報各種氣象要素，如雲及降水等，則留待各人自己設計。所須預報之氣象要素常必須準確。雖有良好之預報天氣圖，但預報各地之雲及降水常甚困難。若干預報員用同一預報天氣圖，但所得雲及降水之預報各不相同。故天氣預報乃視預報員之背景，經驗及能力而定。以下介紹一種半客觀性之預報法，可有助於對此一問題之解決。

二、原 理

依理，大量雲層及降水之造成，主要須視（一）空氣層之飽和度及（二）空中大範圍之垂直運動而定。向上垂直運動可使上升空氣冷卻達凝結而成雲。如果當時盛行之垂直氣溫遞減率為非超絕熱率 Super-adiabatic，則該項向上垂直運動可使空氣層之安定性減小使易於降水。按理論，空氣層之成雲致雨，其所需之飽和度及向上垂直運動應有一定臨界值。

因為大氣中之大部份水氣均集中於 1,000 至 500 呎之空氣層中，故此一層空氣之飽和度可代表全大氣之飽和度。此層空氣平均飽和度之近似值，可由該層空氣完全飽和時所含最大水氣量 (Wp max) 減去該空氣層實有水氣量 (Wp) 而求得之。

（一）實有水氣量 (Wp)

在底面為一平方呎，厚度為 dz 之濕空氣體中，水氣之總含量為：

$$\Delta M_v = \rho_v dz \dots\dots\dots(1)$$

上式之附註 v 指濕空氣，因為 $\rho_a / \rho_v = M_a / M_v$ ，故得

$$\rho_v = \rho_a \frac{M_v}{M_a} = \rho_a W \dots\dots\dots(2)$$

(2) 式中 a 指乾空氣，W 表示混合比。(2) 式代入 (1) 式得：

$$\Delta M_v = \rho_a W dz \dots\dots\dots(4)$$

因流體靜力平衡方程為 $dp = -\rho g dz$ 又因 $\rho^a \approx \rho$ ，故

$$\Delta M_v = \frac{\rho_a W}{\rho g} dp \approx \frac{W}{g} dp \dots\dots\dots(5)$$

(5) 式之單位為呎，改為吋，即

$$\Delta M_v \approx 0.0004 W dp \dots\dots\dots(6)$$

如全部液體水均釋出，其厚度應為：

$$0.0004 \int_{P_1}^{P_2} W dp \dots\dots\dots(7)$$

如空氣柱之厚自 P_1 至 P_2 單位為呎，則積分可用氣壓之有限增量求之，選 250 呎為增量值甚為方便，積分可分二步（即自 1,000 呎至 750 呎，及自 750 呎至 500 呎）。由以上方法求出之每 250 呎空氣層之實有水氣量 (Wp) 為： $Wp = 0.1 \bar{W}$ (\bar{W} 為空氣層之平均混合比)，將每一 250 呎空氣層之實有水氣量相加，則得 1,000 呎至 500 呎空氣層之實有水氣量。美國之實有水氣量 (Wp) 圖，係由國家天氣分析中心繪製，經由無線電傳真網播出。

（二）最大水氣量 (Wp max)

一空氣柱內飽和時能保有最大水氣量亦可按上節所述方法求之，只須將平均飽和混合比代替平均混合比 \bar{W} 則可。在 1,000 至 500 呎之空氣層中，每一平均飽和混合比之值必有一相當之平均虛溫。因為空氣柱之厚度與平均虛溫成正比例，故 1,000 至 500 呎空氣層之等厚度線亦可以該空氣層飽和時最大水氣量標示之。

（三）空氣層之飽和度

本文所指 1,000 至 500 呎空氣層之飽和度，係以空氣層飽和時最大水氣量與實有水氣量之差表示之，差值愈小，飽和愈大，此種差值圖 ($Wp \text{ max} - Wp$)，稱之謂飽和圖。

三、製圖程序

（一）最大水氣量圖

1,000 至 500 呎厚度圖係由國家天氣分析中心繪製經無線電傳真廣播，相當於各厚度線之最大水氣量值，如表一所示。由表厚度線則可改寫為最大水氣量線，於是則成 $Wp \text{ max}$ 圖，將表 1 各特殊數值之等值線繪於另一張圖上（表 1 之值，係按上節所述方

法求得)。

(二) 飽和圖

將實有水氣量圖重疊繪於最大水氣量圖上，然後以前者自後者作圖減，所得之差圖，則為飽和圖。如圖1所示。

表一：厚度與最大水氣量對照表

厚度 100 呎	最大水氣量(吋)(約數)
169	1/4
175	1/2
179	3/4
181	1
183	1 1/4
185	1 1/2
187	1 3/4
188	2
189	2 1/4

(三) 飽和及垂直運動組合圖

下一步驟為按垂直運動場校準飽和圖，原始及預報垂直運動場係由國家氣象中心(NMC)繪製，由無線電傳真廣播，飽和與垂直運動組合圖，係按下式以圖解法求得。

$$(Wp \max - Wp) - W$$

上式中之 W 為衡量垂直運動參數 Weighted Vertical Motion Parameter，由式可知： W 為正值時，有減小飽和項 $Wp \max - Wp$ 之作用， W 為負值時，則增加飽和項。衡量垂直運動場，係按國家氣象中心之垂直運動圖及表二改寫垂直運動等值線而成。

將 NMC 之垂直運動圖變換為衡量垂直運動場，

表二：垂直運動與衡量垂直運動等值線換算表

垂直運動 呎/秒 (NMC圖)	衡量垂直運動值 (N)
+ 6.0	+ 1
+ 4.5	+ 3/4
+ 3.0	+ 1/2
+ 1.5	+ 1/4
0	0
- 1.5	- 1/4
- 3.0	- 1/2
- 4.5	- 3/4
- 6.0	- 1

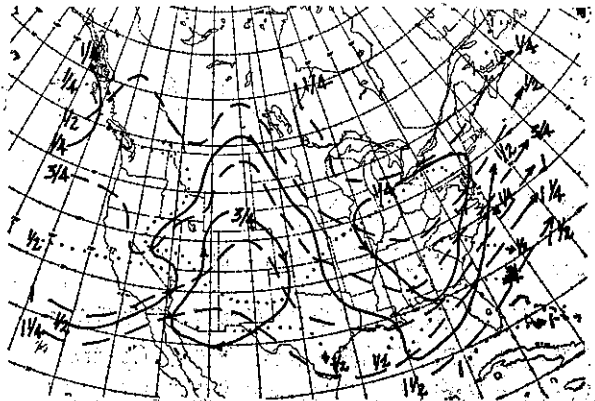


圖 1：飽和圖 1959年12月21日點線為 Wp ，段線為 $Wp \max$ ，實線為 $(Wp \max - Wp)$ 飽和圖

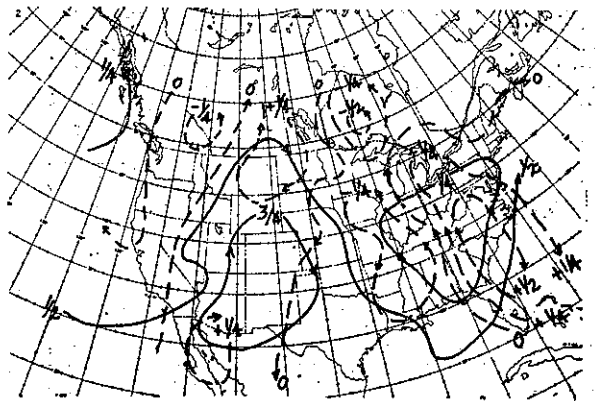


圖 2：1959年12月21日 1200Z 實線為飽和圖 ($Wp \max - Wp$)，段線為衡量垂直運動場

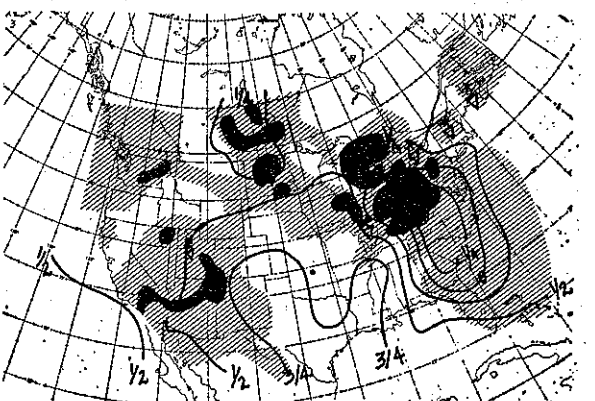


圖 3：1959年12月21日 1200Z 飽和及垂直運動組合場斜線區域為觀測陰天區，黑色區域為觀測降水區

乃因使垂直運動場之梯度可與飽和場之梯度(即1/4之增量)相配合，否則，兩場難以作圖減。如 NMC 之垂直運動圖不按表二所示之值分析時，須在變換以前，用內插法先求得所需各等值線。

圖 2 為 1959 年 12 月 21 日 1,200Z 時之飽和場 ($W_p \text{ max} - W_p$) 重疊於衡量垂直運動場 (W) 上。圖 3 為二場相減所得之值 $[(W_p \text{ max} - W_p) - W]$ 。是即為飽和及垂直運動組合場。

以飽和圖重疊於垂直運動圖，然後主觀的調整飽和線亦可得主觀的飽和及垂直運動組合圖，在向上垂直運動區域，各飽和線向飽和較低之區域位移（即向飽和圖中數值較大之區域位移）。在向下垂直運動區域，各飽和線向飽和較高之區域位移（即向飽和圖中數值較小之區域位移）。

(四) 陰天及降水圖

陰天及降水區域，可由飽和及垂直運動組合圖中之臨界值求之。陰天之臨界值約為 $1/2$ 吋等值線，降水最大可能區之臨界值約為 $1/4$ 吋等值線，圖 3 表示此種關係。

四、討 論

為並使確切表示此一方法之效用，厚度、降水量、及垂直運動等之預報所能引起之錯誤除去，特用實際之分析圖以代替預報圖。圖 4 至圖 12 係任意選出 1959 年 12 月份之圖。此等圖顯示作出準確之各預報圖時，上述方法有何之成效。此一方法之校驗係依據國家天氣分析中心繪製由無線電傳真播岀之實測雲量及降水量之分析資料，惟須注意者：此等分析圖中所示之陰天區域係包括各高度之雲量，而此預報方法所預報之雲係限於 1,000 至 500 呎之空氣層，故圖中高空卷雲之陰天區域，為非本方法所預報者。

圖 4 至圖 12，斜線區表示觀測得之陰天區域，黑色區域表示觀測得之降水區域。由各圖可知：陰天區域多在預報之 $1/2$ 吋線範圍內，降水區域主要均在預報之 $1/4$ 吋線範圍內，此等圖為用本方法之標準作業，惟須注意者：在此等圖例中，並未考慮及界面預報，及山脈與海岸等之效應。如此等效應加以考慮，預報當更可改進。此方法對海岸層雲之預報並不適用，其原因乃由於沿海地區低空之水氣係成層分佈，在此等沿海地區，雖計算所得實有水氣量不多，但此等少量水氣集中於低層空中可產生層雲。

在山嶺地區，由等厚度線改寫而成之最大水氣量線，可造成不確實之結果。例如 18,800 呎厚度之空氣層，飽和時，能保持有二吋之水氣量，如一山脈高 1,900 呎，可使該值減少約 $1/4$ 吋。此一效應之考慮當可使預報更改進。

本方法原計劃僅應用於十二月至二月之冬季，用

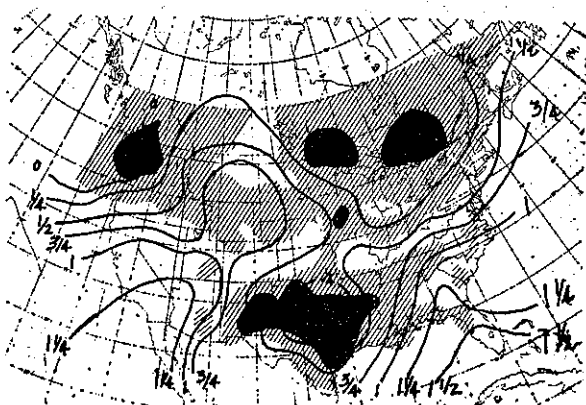


圖 4：實線為飽和及垂直運動組合圖，1959 年 12 月 15 日 1200Z 斜線為觀測陰天區，黑色區為觀測降水區

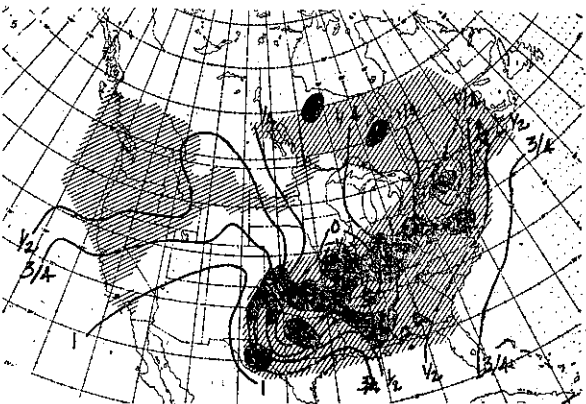


圖 5：飽和及垂直運動組合圖 1959 年 12 月 17 日 1200Z

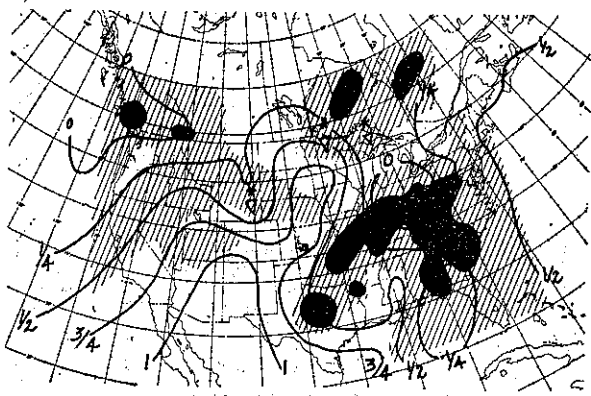


圖 6：1959 年 12 月 18 日 0000Z

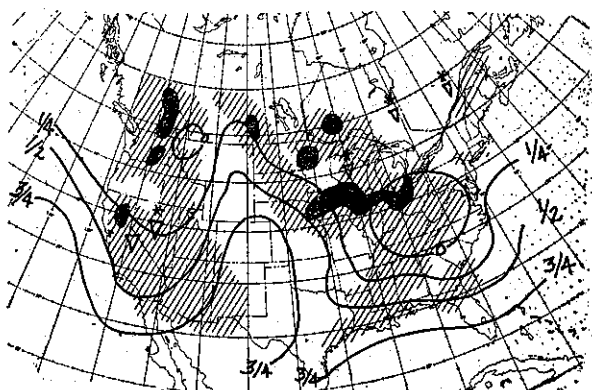


圖 7 : 1959年12月21日0000Z

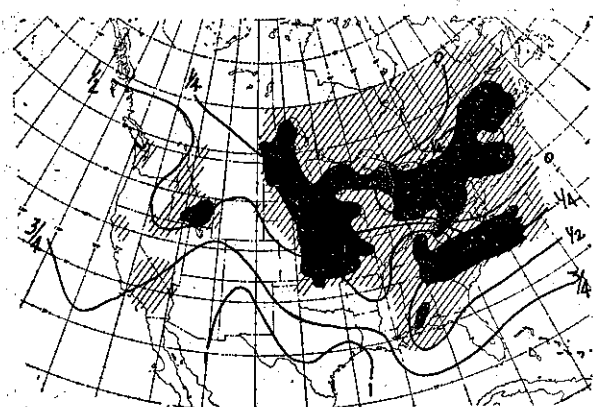


圖10 : 1959年12月28日1200Z

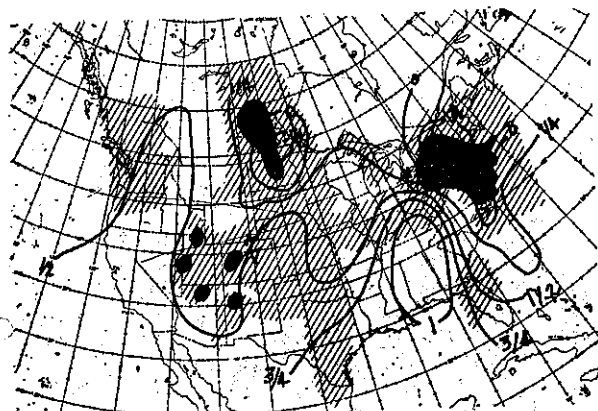


圖 8 : 1959年12月22日0000Z



圖11 : 1959年12月29日1200Z

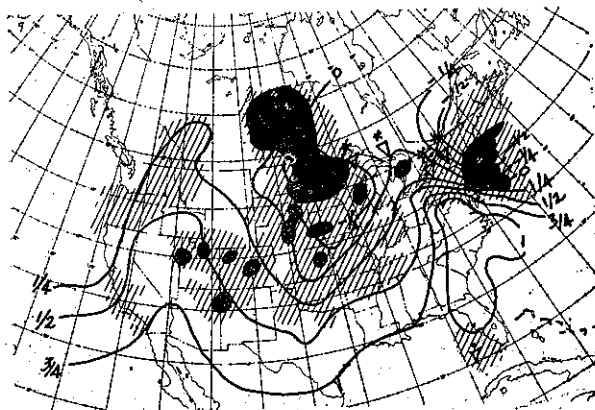


圖 9 : 1959年12月22日1200Z

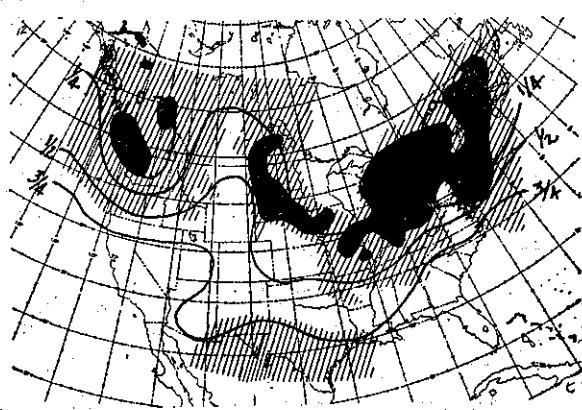


圖12 : 1959年12月30日0000Z

之於十至四月之期間，仍尚可靠。在夏季時，此法亦尚可作參考之用。惟此季時，安定場特為重要，預報雲雨時必須考慮及之，夏季之強對流，雷雨及其伴同之陰天等均可在飽和及垂直運動組合圖中之飽和較小地區出現。

(一) 實有水氣量之預報

實有水氣量之預報可由各適當高度風之百分率以平流法求之。惟下述方法較為簡單迅速而可靠：將現在實有水氣量分析描繪於現在之垂直運動圖中。分析此兩種分佈場之關係，再以預報垂直運動場，按現有兩種分佈場之相同關係，繪出預報實有水氣量場。圖13、14及圖15為此一方法之示範。由圖13，可知：實有水氣量 $1/2$ 吋線之袋形區與向上垂直運動之A區相伴連。另一 $1/2$ 吋線，自加州南部經下降垂直運動B區之南部而進入墨西哥灣海岸。另一 $1/2$ 吋線之袋形區域位於俄勒岡州之西部向東方延伸趨近向上垂直運動之C區。

按照圖13中垂直運動與實有水氣量之關係，繪製預報實有水氣量場如圖14所示。由圖可知：向上垂直運動之袋形A區已向東行達卡羅來納州海岸之外， $1/2$ 吋實有水氣量線亦伴同向東移，因為來自海洋之水氣增加，故 $1/2$ 吋線亦向北移。此線原係由墨西哥灣向西伸達西海岸，由于下降運動及其伴隨之乾燥B區進駐，此原先亦南移。在預報圖中因為向下垂直運動及其伴隨之乾燥B區加強，故有 $1/4$ 吋線繪出。按經驗所知： $1/4$ 吋實有水氣量線約與零值垂直運動線相伴，此種事實，可作為預報該一線之參考。在向上垂直運動袋形C區附近， $1/4$ 吋線向北移，此一事實與在向上垂直運動區域，水氣增加，及在向下垂直運動區域，水氣消滅之理論相符。在D區之 $1/2$ 吋線近乎靜止，此乃由於東方有經大陸高地向下之垂直運動及在D區之向上垂直運動增加之故。

觀測所得實有水氣量場與預報者之比較，如圖15所示。預報與觀測數值之差並不大於 $1/4$ 吋。顯然，本方法稍嫌主觀，惟具有豐富之經驗者，亦能作出良好之預報場。此種預報之準確度，主要須視垂直運動預報之準確度而定。

(二) 垂直運動之預報

當數值天氣預報機構 Numerical Weather Prediction (NMP) 之垂直運動預報缺報時，數值天氣預報機構之500呎旋率預報圖可以代替，在該圖中繪出正及負旋率平流則可。正旋率平流區（旋率向下流減小）標註D/C，表示在無輻散層以上為輻散，

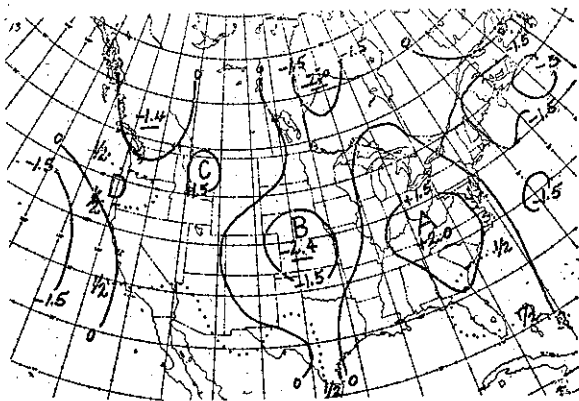


圖13：1959年12月21日0000Z 實線為垂直運動場，點線為實有水氣量

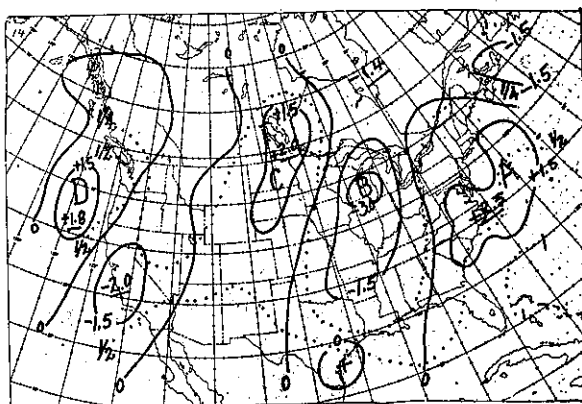


圖14：1959年12月22日0000Z 實線預報垂直運動場，點線為預報實有水氣量場

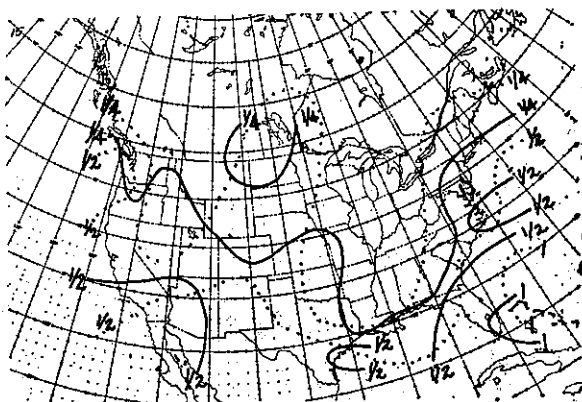


圖15：1959年12月22日0000Z 實線為觀測實有水氣量圖，點線為預報實有水氣量圖

以下為輻合；亦即表示在對流層之中下部有上升運動。在負旋率平流區（旋率向下流增加）標註 C/D，表示在無輻散層以上為輻合，以下為輻散，亦即表示對流層中下部有下降運動。由等高線與旋率等值線所組成之力管數，可作定性估計垂直運動之強度。力管愈多，垂直運動將愈強，圖16為旋率平流分析之一例，係1959年12月1日0000Z時之紀錄。

用此一方法時，係將飽和圖 ($W_p \text{ max} - W_p$) 繪於旋率平流圖上，然後主觀的按向上及向下垂直運動調整1/2及1/4吋線。

當數值天氣預報機構之垂直運動預報或旋率預報均缺時，700 呎圖亦可用以預報垂直運動。例如，氣流有向北之分量而氣流線成直線或氣旋型時，必有上升運動。如氣流有南向分量時，只有氣流線成顯著氣旋型時，才能有上升運動。南行氣流成直線或反氣旋型，將有下降氣流。

(三) 地方預報

如時間不許可作上述之完全圖解方法，重要地點之地方預報可按以下方法求之：先求出各重要地點各必要參數計算下項之值 ($W_p \text{ max} - W_p$) - W ，再與臨界值1/4及1/2吋比較。如計算所得之值少於1/2，將有陰天；如少於1/4，將有降水。如與其他輔助圖及預報探空曲線配合應用，則各基地氣象單位均可作出雲層、雲頂及雲底、降水、能見度等之可靠預報。

五、結 論

中心氣象機構經常供給各基地工作單位氣壓、氣溫及垂直運動等之良好預報。然各地之氣象單位常不能對此等資料作最有效之運用。採用此等預報圖，預報各種天氣要素，是一挑戰性之舉動，際此一切趨向於集中化之今天，此一問題應得吾人之最大注意。各

(上接24頁)

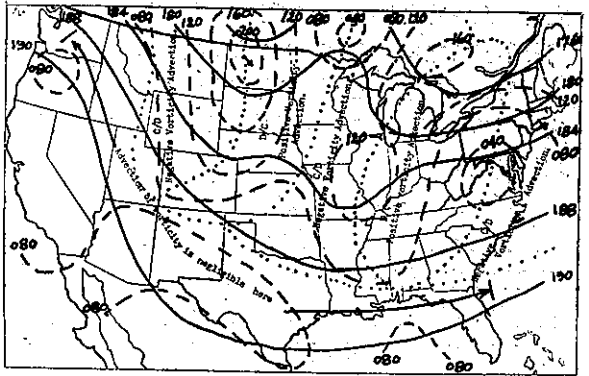


圖16：旋率平流分析 1959年12月1日 0000Z 實線為500mb等高線，段線為絕對旋率等值線，點線為旋率平流分析

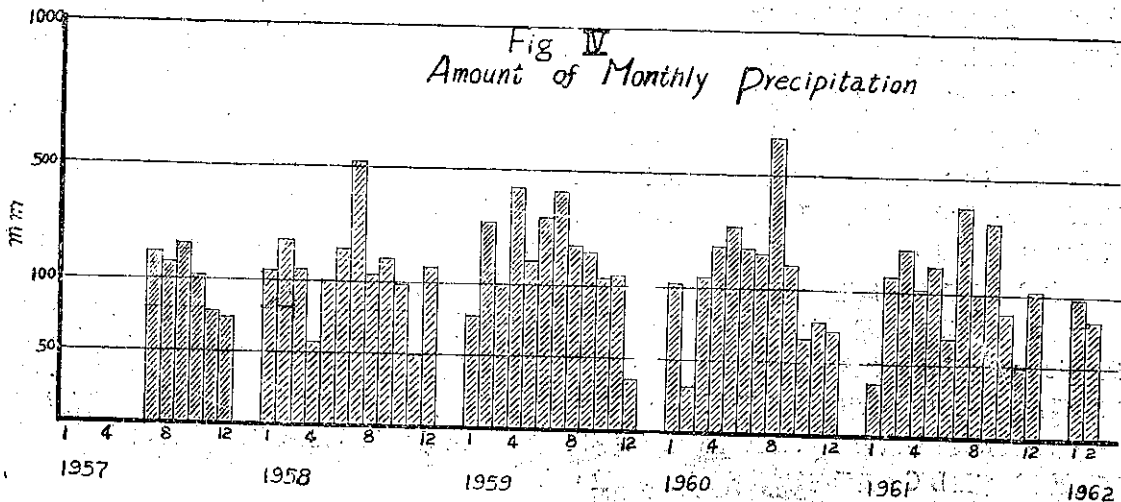
地氣象單位實必須明瞭及完全應用各種氣象資料。本篇所述圖解法之採用，是為朝向此種發展之第一步。本方法有理論之依據，手續簡便而耗時不多。

用此種方法所得雲雨預報之準確度，公認須視中心氣象機構所製有關厚度及垂直運動之預報，與預報員對實有水氣量預報之準確度而定。此種方法之客觀性，可使預報員明瞭其所作之預報，如何及為何成功或失敗，如此，預報員可更容易分析其錯誤或可減少若干未來之重犯。

十至三月，用本方法以作地方或區域預報，極為可靠。如配合其他資料，可作為預報航行及空中加油等任務時之用。此方法不適宜用於夏季，惟如與安定場及其他輔助圖及資料配合應用，仍為一有用之工具。

原文題目：“A Graphical Technique of Forecasting Overcast Skies And Precipitation With Central Weather Facility Products.”

原文刊載：“Bulletin of the American Meteorological Society Feb. 1961. (完)”





龍相齊司鐸傳

鄭子政

A Biographical Sketch of Father E. Gherzi S. J. (1886~)

Kenneth T. C. Cheng

Abstract

Father Gherzi was born in 1886 in Sonremo, Italy. At eighteen years of his age, he began to have much interests in China with the intention to visit the Orient. Later he became a Jesuit in 1910 to Shanghai. For the convenience of his missionary missions, he learned the Chinese and attained to a high degree in Chinese philosophies. With his brilliant mind, he made a perusal in the works of Confucius, Lao-tse and other famous Chinese philosophers. He can speak Shanghai dialect fluently. In 1912 he caught serious Amoebic Dysentery and was sent back for treatment to the Institute Pasteur in Paris. Fortunately the emetive medicine was then discovered for special treatment of such kind of diseases and his health was then recovered. During the first World War in 1918 he volunteered to come back China again. Owing to his adequate acquisition of knowledge in geophysical science he was appointed to be the Assistant to Father L. Froc S. J., Director of the Zi-kai-wei Meteorological and Seismic Observatory. In 1930, Father Gherzi succeeded to be the Director of the observatory which has a world-wide reputation in its contribution in geophysics.

Zi-kai-wei Observatory was built in 1873 and was the agency which first established a meteorological network in China in co-operation with Chinese Maritime Customs. Zi-kai-wei Observatory was a catholic missionary organization, took care of the meteorological services for the safety of marine and aerial navigations along the coasts of China during the period when the meteorological science in China was not well developed. They devoted themselves to the works with high enthusiasm disregarding of their rewards. Specially, Father Gherzi had a very simple living and a hard work during his years in China. He had trained a number of Chinese assistants for the operation of the signalling time and storms warning service and also for the aeronautical meteorological service during the period at the early beginning of aviation in China in 1935. His interests covered quite a wide field in geophysical science. He is also a prominent seismologist. For this reason he had once appointed to be the adviser for the Institute of Geological Survey in Peking for the installation of seismological station there.

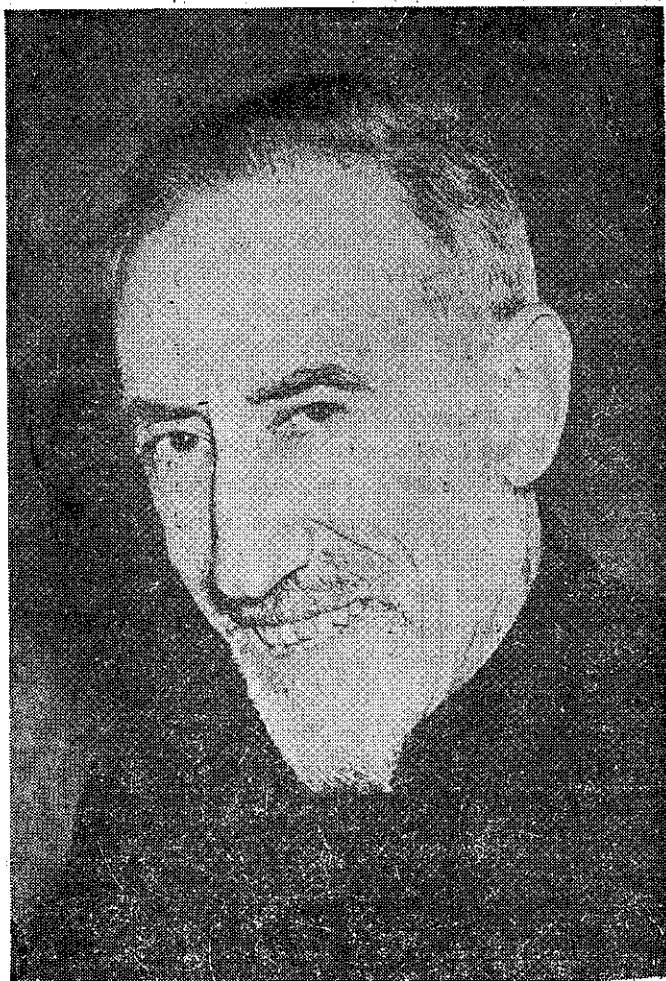
Father Gherzi is always devoting his time in researches in science without interruptions. A large number of his papers had been published in China. A few of his articles may be recalled here in my remembrance. They are:

1. La Pluie En Chine-In 3 volumes including a large atlas.
2. The wind along the China Coast and the Yongtze Valley.
3. Atlas de la Temperature En Chine-With text in French and Chinese.
4. Climatological Atlas of East Asia-In folio with text in English and Chinese.
5. Meteorology of China-In 2 volumes in English.
6. Booklets on Typhoons-In English with charts.

7. Notes de seismologie—French text with plates.
8. Résumé Mensuelle d'Observations Météorologique.
9. Bulletin Sésismique en Chine 1920~1949.

During the year in the development of Polar Front Theory of Bjerknes, Father Gherzi was one of the early investigators who visualized the state of a tropical cyclone is thermodynamically different from extratropical cyclones in which those fronts can be traced out. Another investigation has also been depicted out in his papers about microseisms which were caused by the turbulence of the air over the ocean or the earth's surface and not by the breaking waves on the coasts. A high correlation has been found between some ionospheric conditions with its pulsation and the motion of airmasses. This investigation, as he thought, will give a lot of help for making typhoons forecasts.

Father Gherzi left China in 1949 and spent some years in Macao before he joined St. Louis University and Loyola University in the United States. He is now working in the Geophysical Observatory at Montreal, Canada but his contributions in China and his amiable figure are still deeply impressing in the reminiscence of his Chinese friends.



E. Gherzi S.J. (1886~)

龍相 齊司鐸 (Ernest Gherzi, S. J. 1886~) 生於意大利之 嵩蘭莫 (Sonremo)，時年十八，司鐸已對於華夏事物存濃厚之興趣，並立志游遠東。旋入耶穌教會，於民國紀元前二年來上海。因求宣揚教務之利便，司鐸從學中國文學及哲學，由於其潛心一志，於中國文哲學理造詣頗深。司鐸睿智過人對於孔子、老子及諸子典籍均能通曉。善說上海語，流利暢達。民國元年因染嚴重性阿米巴痢疾乃往法國巴黎白士德藥物研究所醫治。時適有新藥發明，遂得康復。第一次世界戰爭爆發。龍司鐸再度申請來華。因其對於地球物理科學飽有宿學，返抵滬上，就任勞績勳 (L. Froc, S. J.) 司鐸之助理。時勞氏為上海徐家匯氣象及地震觀象台台長。龍司鐸隨勞司鐸垂二十年。民國十九年司鐸繼任為徐家匯觀象台台長。

徐家匯觀象台為純屬天主教會機構，創立於前清同治十二年（一八七三），規模宏大，概括天文、氣象、地磁及地震各部門。其天文觀測部份設立於佘山，地震部份在陸家濱，授時、氣象、地震部份則設置於上海近郊之徐家匯鄉鎮，此外尚有專設之土山匯印刷廠，及專事國際氣象廣播之顧家宅電台。徐家匯觀象台為樹立中國氣象觀測網最早之機構。在中國沿海岸及沿江各口岸最早所建立之氣象觀測站均由該台與中國海關合作所創辦，並由海關每年補助關銀五萬兩以助

其氣象業務之發展。時中國氣象事業尚未啓發，中國各地天氣預告之發佈，暴風警報之傳遞及在中國沿岸海岸航行安全之維護均由徐家匯觀象台司其事。徐家匯觀象台前後台長如能慕容 (Dechevrens)，蔡尙質 (Chevalier)，勞績勳 (Froc)，及龍相齊 (Gherzi) 諸人均能秉其宗教熱忱，致其畢生精力從事於氣象及地球物理學術研究，以爲人群服務，而不計其個人之酬勞。龍相齊任徐家匯觀象台台長近二十年，其生活簡樸，而工作勤奮，數十年如一日，曾訓練中國青年以從事於氣象及地球物理觀測及授時與暴風信號發佈工作。在國內最早民用航空事業發軔之初，龍氏亦曾協助中國航空司發展航空氣象觀測及豫報服務。龍司鐸所從學之範圍及其興趣所及均屬廣泛，龍氏亦爲一地震學家。時北京地質調查所所長翁詠霓先生欲成立地震站於北京，因聘龍司鐸爲顧問。龍氏熱心助人，有彌足稱道者。龍司鐸致力於科學學術研究上之工作，平素努力不懈。其著述甚多，茲擇記憶所及者簡介之如次：

- 一、中國之雨 量計三冊並附有圖一冊，法文本
- 二、中國沿海岸及長江流域風信之分佈 英文本
- 三、中國溫度之分佈圖 法文及中文合刊本
- 四、東亞氣候圖 插頁本，中英文合刊本

- 五、中國之氣象 二卷 英文本
- 六、逐年颱風報告並附颱風路徑圖 英文本
- 七、地震報告 法文本並有附圖
- 八、徐家匯觀象台氣象觀測月報 法文本
- 九、中國地震報告 法文本

在第一次世界大戰期間挪威氣象學家白鐸尼 (Bjerknes) 父子創極面學說 (Polar Front Theory) 謂溫帶氣旋中有不同性質氣團交接界面之存在。而龍相齊司鐸則早深信熱帶氣旋之性質與溫帶氣旋有性質上之殊別，而無顯著氣團界面之存在。龍司鐸曾發見地震微波之產生以海洋表面或地球表面空氣之擾動爲主，因而並不由於海岸潮流撞擊之所致。此外龍氏尚發見游離層電波脈動現象與空氣層中氣團之移動有密切相關關係之存在。此項研究對於颱風豫報之方法，頗有相當之貢獻。

龍相齊司鐸於民國三十八年離滬後曾往澳門建立地球物理觀測台凡歷五年。嗣後往美國聖路易 (St. Louis) 大學及樂育洛 (Loyola) 大學任教。現在加拿大蒙特里奧 (Montreal) 地球物理觀測台任台長職務。龍氏近今雖已年達高齡，仍從事於研究工作不倦。其在華於學術上之成就與待人之和藹可親，至今仍存留於其在華友人之記憶中，而不能相忘。(完)

氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以促進氣象學術之研究爲目的，凡有關氣象理論之分析，應用問題之探討，不論創作或譯述均所歡迎。
- 二、本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言爲主體，每篇以五千字爲佳，如長篇巨著內容特佳者亦所歡迎。
- 三、稿件請註明作者真實姓名、住址及服務機關，但發表時得用筆名。
- 四、譯稿請附原文，如確有困難亦請註明作者姓名暨原文出版年月及地點。
- 五、稿中引用之文獻請註明作者姓名、書名、頁數及出版年月。
- 六、惠稿請用稿紙繕寫清楚，並加標點。如屬創作論著稿，請附撰英文或法、德、西文摘要。
- 七、本刊對來稿有刪改權，如作者不願刪改時請聲明。
- 八、惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版。
- 九、來稿無論刊登與否概不退還，如須退還者請預先聲明，並附足額退稿郵資。
- 十、來稿一經刊載即致稿酬，每千字按三十元至四十元計算。創作論著稿之特具價值者另議。
- 十一、惠稿文責自負。
- 十二、惠稿請寄臺北市公園路六十四號臺灣省氣象所氣象學報社收。

氣象學報文獻索引

(自第一卷一期至第七卷四期)

Index to Vol. 1 No. 1 to Vol.7 No. 4 of

the Meteorological Bulletin

(Published Quarterly by Taiwan Weather Bureau)

卷期(出版年月) Vol. and No. (Date of publication)	題 Title	目	作者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study rep.	備 考 Remarks
第一卷一期 (44. 3.) Vol. 1 No. 1 (Mar. '55)	①「中國天氣類型」之應用報告		徐應璟	1~2	—	中文 (in Chinese)
	②臺灣冬夏雨量偏差與東西環流之關係		戚啓勳	3~16	—	" "
	③臺灣冬季季風天氣及其預報		王時鼎	17~23	—	" "
	④颱風預報問題之研究		殷來朝	24~26	—	" "
	⑤噴射氣流的性質		沈傳節	27~35	—	" "
	⑥圖解天氣預報法之介紹		徐應璟	36~38	—	" "
	⑦東南亞及西太平洋之大氣環流		子猷譯	39~44	—	" "
	⑧天氣預報規則彙編及其評價		一凡節譯	45~52	—	" "
	⑨中國海非界面性的濡濛天氣和冷季雲		楊則久節譯	53~55	—	" "
	⑩降雨預報的研究		之杰譯	56~58	—	" "
	⑪實測之大氣緯流		一凡節譯	59~61	—	" "
	⑫熱帶氣旋之平均溫度結構		李瑜節譯	62~65	—	" "
	⑬熱帶天氣的特徵		穆雍若譯	66~67	—	" "
	⑭日本氣象研究所概況		嚴之永譯	68~69	—	" "
第一卷二期 (44. 6.) Vol. 1 No. 2 (June '55)	①關於挪威學說與法國學說在天氣預報應用上的觀感		蔣丙然	1~6	—	" "
	②絕對旋率平流在天氣預報方面之應用及原理		湯彬	7~14	—	" "
	③龍捲風伴生之現象及其預兆		亢玉瑾	15~23	—	" "
	④簡介500mb五日平均圖及500mb五日平均傾向圖		曲克恭	24~26	—	" "
	⑤西太平洋颱風運動長期預報問題之初步研究		王時鼎	27~34	—	" "
	⑥東南亞及西太平洋之大氣環流(續)		子猷譯	35~40	—	" "
	⑦應用較差法求平均值		殷來朝譯	41~43	—	" "
	⑧熱帶風暴之高空現象		沈傳節譯	44~50	—	" "
	⑨襲日災害颱風結構之研究		徐應璟譯	51~58	—	" "
	⑩高空氣象的研究		耿秀雲譯	59~61	—	" "
第一卷三期 (44. 9.) Vol. 1 No. 3 (Sept. '55)	①近年氣象業務發展的動向與儀器的進步		鄧子政	1~3	—	" "
	②臺灣氣象業務簡況		史華博	4	—	" "
	③客觀預報法之原理與應用		萬寶康	5~24	—	" "
	④大氣穩定性之水平分佈		徐寶箴	25~32	—	" "
	⑤新疆之地面氣流		戚啓勳	33~38	—	" "
	⑥怎樣預報噴射機凝結雲		殷來朝	39~41	—	" "
	⑦熱帶地區風之分析		湯彬	42~46	—	" "
	⑧500mb高度距平圖與厚度距平圖		曲克恭	47~48	—	" "
	⑨7月18日新竹地區龍捲風之研討		許玉燦	49~52	—	" "
	⑩畢德生 (Petterssen)波動方程式		徐應璟譯	53~59	—	" "
	⑪熱帶環流型式		黃光表譯	60~63	—	" "

卷期(出版年月) Vol. and No. (Date of publication)	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study rep.	備 考 Remarks
第一卷四期 (44. 12.) Vol. 1 No. 4 (Dec. '55)	①氣象與交通進步 ②臺灣高空氣流 ③中國近海的海流與水溫分佈 ④圖解天氣預報法之理論及其得失 ⑤關於天氣圖的幾件小事 ⑥介紹一種簡易風向風速計算工具 ⑦美國天氣分析中心簡介 ⑧熱帶氣旋問題之研討 ⑨飛機結冰之研究 ⑩一、二、三月份東亞噴射氣流之研究	鄭 子 政 魏 元 恒 朱 祖 佑 廖 學 鎰 林 紹 豪 徐 應 璟 林 紹 豪 亢 玉 瑾 劉 鴻 喜 曲克恭節譯	1~ 4 5~10 11~15 16~28 29 30~32 33 34~42 43~46 47~51	1 2 3 — — — — — — —	中文 (in Chinese) " " " " " " " " " "
第二卷一期 (45. 3.) Vol. 2 No. 1 (Mar. '56)	①西伯利亞寒潮爆發與東亞對流層中部噴射氣流之形成 ②水文氣象觀測與水文氣象預報 ③大氣放射能之測定及其對人體之影響 ④論飛行員天氣報告的重要性和測報方法 ⑤南極的新地理 ⑥寒季中的東南亞熱帶擾動 ⑦熱帶氣旋問題之研討 (續)	徐 應 璟 王 時 鼎 劉 衍 淮 呂 世 宗 戚 啓 勳 鄭 子 政 殷 來 朝 亢 玉 瑾	1~10 — 11~17 18~25 26~28 29~33 34~42 43~52	4 — 6 7 — 5 — —	" " " " " " " "
第二卷二期 (45. 6.) Vol. 2 No. 2 (June '56)	①再論臺灣高空氣流 ②天氣預報之考核問題 ③渦度方程式之介紹 ④數值預報之基礎理論 ⑤傳真機在氣象上之應用 ⑥天氣與戰爭 ⑦海洋和大氣的關係 ⑧噴射氣流雲 ⑨50mb與25mb高度上氣流之研究 ⑩民國45年颱風報告第一號：颱風賽洛瑪 Report on Typhoon "Thelma"	魏 元 恒 萬 寶 康 徐 明 同 廖 學 鎰 劉 鴻 喜 葉 雲 喬 戚 啓 勳 一 凡 張 瑞 翔	1~ 7 8~12 13~20 21~37 38~41 42~47 48~49 50~54 55~58 59~63	8 9 — — 10 11 12 — — —	" " " " " " " " " 45年颱風報告第一號 中文 (in Chinese)
第二卷三期 (45. 9.) Vol. 2 No. 3 (Sept. '56)	①氣象與漁業 ②近代長期天氣預報 ③臺灣的幾種氣團霧 ④客觀預報技術之最近發展 ⑤臺灣之雷雨 ⑥美國颶風研究計劃之目標與設計 ⑦各國研究數值預報現況 ⑧第一屆國際極年之創世紀(1882~83) ⑨民國45年颱風報告第二號：颱風萬達 Report on Typhoon "Wanda" ⑩民國45年颱風報告第三號：颱風黛納 Report on Typhoon "Dinah"	鄭 子 政 魏 元 恒 戚 啓 勳 萬 寶 康 黃 光 表 一 凡 林 紹 豪 徐 學 洛 氣象預報中心 氣象預報中心	1~ 4 5~14 15~24 25~31 32~34 35~39 40~42 43~45 46~54 55~61	13 14 15 — 16 — — — — —	中文 (in Chinese) " " " " " " " " 45年颱風報告第二號 中文 (in Chinese) 45年颱風報告第三號 中文 (in Chinese)
第二卷四期 (45. 12.) Vol. 2 No. 4 (Dec. '56)	①岡田武松博士傳 (1874~1956) ②降水與農業的關係 ③雷達與天氣偵測 ④臺灣之霜雪 ⑤英國氣象局人造雨之試驗 ⑥200mb 上空噴射氣流與龍捲風發生的關係	鄭 子 政 姚 懿 明 周 根 泉 黃 光 表 殷 來 朝 劉 鴻 喜	1~ 2 3~11 12~16 17~18 19~21 22~25	— 17 18 — — —	中文 (in Chinese) " " " " " "

卷期(出版年月) Vol. and No. (Date of publication)	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study rep.	備 考 Remarks
	⑦定壓面飄流氣球軌跡在氣象上之應用	王時鼎節譯	26~37	—	中文 (in Chinese)
	⑧對流層頂分析與天氣預報	高錫川譯	38~42	—	" "
	⑨馬紹爾群島氫彈爆發所引起的微壓振動	呂世宗譯	43~44	—	" "
	⑩民國45年颱風報告第四號：颱風芙瑞達 Report on Typhoon "Freda"	徐應璟	45~51	—	45年颱風報告第四號 中文 (in Chinese)
	⑪民國45年颱風報告第五號：颱風吉達 Report on Typhoon "Gilda"	劉鴻喜	52~59	—	45年颱風報告第五號 中文 (in Chinese)
第三卷一期 (46. 3.) Vol. 3 No. 1 (Mar. '57)	①國際地球物理年觀測計劃述略	鄭子政	1~11	19	中文 (in Chinese)
	②雷雨預測法	曲克恭	12~14	—	" "
	③臺北國際機場航空氣象之研究	劉鴻喜	15~19	20	" "
	④民國四十五年颱風特殊問題研究	王時鼎	20~24	—	" "
	⑤二十四小時颶風移動之預報	亢玉瑾譯	25~29	—	" "
	⑥距平在天氣預報中之應用	徐應璟譯	30~33	—	" "
	⑦橫渡兩洋之氣球探空	林則銘譯	34~38	—	" "
	⑧冷鋒降雨之變率	永若譯	39~42	—	" "
	⑨世界氣候要素之極端值(-)	一飛譯	43~44	21	" "
第三卷二期 (46. 6.) Vol. 3 No. 2 (June '57)	①臺灣氣候之分類 Climatic Classification of Taiwan	陳正祥 C. S. Chen	1~9 1	22 —	
	②單經緯儀測風氣球觀測之誤差 Errors in Single-Theodolite Pibal Observation	林紹豪 Shao-hou Ling	10~16 10	23 —	
	③試釋三月廿日臺灣及閩粵沿海之陣雨 A Short Discussion on the Rain- showers of March 20th, 1957.	林鞠情 C. C. Lin	17~18 17	— —	
	④美國各種傳真天氣圖之判讀與應用 The Processing and Use of U.S. Facsimile Charts.	萬寶康 P. K. Wan	19~24 19	— —	
	⑤泛論氣象學之應用 A General Discussion of Meteorology in Applied Fields	戚啓勳 C. H. Chi	25~32 25	— —	
	⑥天氣預報的定則及方法 (上)	徐應璟譯	33~43	—	中文 (in Chinese)
	⑦碧空與陰天時太陽能之研究	喬鳳倫譯	44~50	—	" "
	⑧火星上之氣象問題	秦仁義譯	51~60	—	" "
	⑨火星上的氣象狀況	徐學洛譯	61~67	—	" "
第三卷三期 (46. 9.) Vol. 3 No. 3 (Sept. '57)	①中國之氣候區域 The Climatic Regions of China.	陳正祥 C. S. Chen	3~9 1~3	24 —	
	②美國各種傳真天氣圖之判讀與應用(續) The Processing and Use of U.S. Facsimile Charts (Continued)	萬寶康 P. K. Wan	10~17 —	— —	中文 (in Chinese)
	③另擬熱帶陸地測站地面天氣報告—電碼 格式問題之商榷 Discussion on the Code Form of Surface Report of the Use of Land Station (FM11. A SYNOP) in Tropical Region	黃光表 K. P. Hwang	18~19 —	— —	中文 (in Chinese)
	④民國46年颱風報告第一號：颱風佛琴 尼 Report on Typhoon "Virginia"	徐應璟 Y. C. Hsu	20~27 20	— —	46年颱風報告第一號 Typh. rep. No.1, 1957

卷期(出版年月) Vol. and No. (Date of publication)	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study rep.	備 考 Remarks
第三卷四期 (46. 12.) Vol. 3 No. 4 (Dec. '57)	⑤夏半年臺灣降水之形成及預報	林 翰 情 譯	28~34	—	中文 (in Chinese)
	⑥天氣預報的定則及方法 (下)	徐 應 璟 譯	35~45	—	" "
	⑦世界氣候要素之極端值(一)	一 飛 譯	46~47	25	" "
	①氣象與水土保持	蔣 丙 然	1~4	26	
	La Météorologie et la Reserve d'eau dans le Sol.	P. J. Chiang	1	—	
	②原子塵降落地區之預測	徐 寶 箴	5~8	—	
	How to Predict the Covered Area of Radioactive Fallout after Nuclear Detonation	Pao-chin Hsu	5	—	
	③西伯利亞寒潮對颱風影響之研究	王 時 鼎	9~15	—	
	A Study of the Influence of Polar Outbreaks upon the Development of Tropical Cyclones	S. D. Wang	9	—	
	④對流層上部「晴空亂流」之研究	魏 元 恒	16~19	—	
	Clear-Air Turbulence at the Troposphere	Y. H. Wei	16	—	
	⑤民國46年颱風報告第二號：颱風卡門	氣象預報中心	20~26	—	46年颱風報告第二號
	Report on Typhoon "Carmen"	—	20	—	Typh. rep. No. 2, 1957
	⑥民國46年颱風報告第三號：颱風費婭與葛樂麗	氣象預報中心	27~29	—	46年颱風報告第三號
	Report on Typhoon "Faye" and Typhoon "Gloria"	—	27	—	Typh. rep. No. 3, 1957
第四卷一期 (47. 3.) Vol. 4 No. 1 (Mar. '58)	⑦由風圖求飛行之風助係數	殷 來 朝 譯	30~36	—	中文 (in Chinese)
	⑧應用長波原理預測寒潮爆發	曲 克 恭 譯	37~40	—	" "
	⑨積雲性之降水過程	陶 樹 人 譯	41~44	—	" "
	⑩因地勢發生之大氣擾動與飛行之關係 (上)	曹 淦 生 譯	45~55	27	" "
	Les perturbations Dus au Relief Terrestre et l Aviation	M. A. Baldit	—	—	
	①日本的氣象學界	陳 正 祥	1~5	29	
	The Meteorological Circle of Japan	C. S. Chen	1	—	
	②放射能與原子塵	王 榮 舫	6~10	30	
	Radioactive Energy and Fallout	Yung-fong Wong	6	—	
	③渦率觀念及其在天氣學上之推廣應用	嚴 夢 輝	11~28	—	
	Vorticity Concept and Its Extended Applications to Synoptic Meteorology	M. H. Yen	11	—	
	④飛機凝結尾之分析與研究	禾 雨	29~34	—	中文 (in Chinese)
	Analysis of Aircraft Condensation Trail	H. Y. Keng	29	—	
	⑤氣旋生成在東海之預測	曲 克 恭	35~38	—	
	Methods of Forecasting Cyclogenesis over the East China Sea	K. C. Chu	35	—	
	⑥美國對於放射性微塵預報之概況	殷 來 朝 譯	39~42	—	中文 (in Chinese)
	⑦臭氧層季節的與緯度的溫度變化	革 心 節 譯	43~44	—	" "
	⑧噴射機凝結尾預報之經驗修正	徐 應 璟 譯	45~49	—	" "

卷期(出版年月) Vol. and No. (Date of publication)	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study rep.	備 考 Remarks
第四卷二期 (47. 6.) Vol. 4 No. 2 (June '58)	⑨因地勢發生之大氣擾動與飛行之關係 (下) Les Perturbations Ducs au Relief Terrestre et l'Aviation	曹 淦 生 譯 M. A. Baldit	50~56 —	28	中文 (in Chinese)
	①中國氣象學術事業發達史略 The Development of Meteorological Service and Research Activities in China	鄭 子 政 Kenneth T. C. Cheng	1~5 1	31	
	②圖解法24小時 500 毫巴預測圖 Graphical Method for Preparing 24-hour 500-mb Prognostic Charts	耿 秀 雲 H.Y. Keng	6~10 6	—	
	③氣象對水稻生育之影響 Meteorological Effects on the Growth of Rice	張 月 娥 Yeuch-ngo Chang	12~19 11~12	32	
	④臺灣地形影響冷鋒之初步檢討 A Short Discussion on the Cold Fronts Influenced by the Taiwan Topography	林 鞠 情 C. C. Ling	20~23 20	—	
	⑤雷雨之研究 A Study of Thunderstorms	劉 鴻 喜 Hong-hsi Liu	24~29 24	33	
	⑥航空氣象勤務之展望 The Outlook of Aeronautic	徐 應 璟 Y. C. Hsu	30~33 —	—	
	⑦旋率原理 Vorticity	戈 文 力 譯 R.S. Scorer	34~39 —	—	中文 (in Chinese)
	⑧颱風進路的預報	西村傳三著 周明德譯	40~43 —	—	" "
	⑨北美區極地反氣旋移動之客觀預報 Movement of Polar Anticyclones in the North American Area	陳良曜譯 H.B. Visscher	44~50 —	—	" "
第四卷三期 (47. 9.) Vol. 4 No. 3 (Sept. '58)	⑩羅士培先生傳(1898~1957) Memoriam	鄭 子 政 Kenneth T. C. Cheng	51	—	中文 (in Chinese)
	①雨港基隆之雨 Rainfall of the Port Keelung	陳 正 祥 C. S. Chen	1~5 1	34	
	②寒潮預報有關問題討論 A Discussion on Forecasting a Polar Outbreak	徐 應 璟 王 時 鼎 Y. C. Hsu S. D. Wang	6~14 6	35	
	③厚度圖之性質及其應用 Applications and Properties of Thickness Charts for Weather Prognosis	徐 寶 箴 Pao-chin Hsu	15~23 15	—	
	④臺北淡水河之水位與氣壓雨量之相關 Variation of Pressure Readings and Rainfall Amount at Taipei Correlate with the Height of Gauges in Tanshui River	黃 鋪 身 Y. S. Huang	24~28 24	—	

卷期(出版年月) Vol. and No. (Date of publication)	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study rep.	備 考 Remarks
	⑤民國47年颱風報告第一號：颱風溫妮 Report on Typhoon "Winnie"	氣象預報中心 —	29~38 29	—	47年颱風報告第一號 Typh. rep. No. 1, 1958
	⑥利用人造衛星預測天氣 Utilization of Satellite Observation in Weather Analysis	威啓勳節譯 W. K. Widger C.N.Touart	39~45 —	—	中文 (in Chinese)
	⑦赤道區之氣團與界面現象 Equatorial Meteorology	夏蔚群節譯 A. Grimes	46~47 —	—	中文 (in Chinese)
	⑧美空軍天氣偵察介紹 The Big Pic-Wx Recon	曲克恭譯 Moj. Charles G. Markham	48~49 —	—	中文 (in Chinese)
	⑨裴德生新著卷二讀後記 ⑩憶前藍山氣象臺臺長白魯克先生 Professor Charles Franklin Brooks former director of Blue Hill Observatory, Harvard University (1891~1958)	劉 鴻 喜 鄭 子 政 Kenneth T. C. Cheng	50~52 53 53	— — —	中文 (in Chinese) " "
第四卷四期 (47. 12.) Vol. 4 No. 4 (Dec. '58)	①農業氣象研究與發展之大勢 Recent Tendency on Agroclimato- logical Researches	鄭 子 政 Kenneth T. C. Cheng	1~5 1	36	
	②臺灣物候報告 Notes on Some Botanic Phenolo- gical Observations in Taiwan Province (1954~1957)	張 月 娥 Yeuch-ngo Chang	6~9 6	40	
	③建立防洪預報工作芻議 The Principles of Flood Forecast- ing Service Its Signification and Basic Techniques	劉 鴻 喜 Hung-hsi Liu	10~14 10	39	
	④中國區域強烈寒潮分析 An Analysis of the Severe Cold Outbreaks over China	王 時 鼎 S. D. Wang	15~22 15	38	
	⑤臺灣氣候與雷達電波之選擇 On the Choice of Radar Wave Length under Climatological Condi- tions of Taiwan	湯 捷 喜 Chieh-hsi Tang	23~29 23	37	
	⑥民國47年颱風報告第二號：八月下旬侵襲臺灣之小型颱風	氣象預報中心	30~32	—	47年颱風報告第二號 中文 (in Chinese)
	⑦民國47年颱風報告第三號：颱風葛瑞絲 Report on Typhoon "Grace"	氣象預報中心	33~38 33	— —	47年颱風報告第三號 Typh. rep. No. 3, 1958
	⑧冬季北極平流層噴射氣流(1955~1956) The Arctic Stratospheric Jet Stream During the Winter of 1955~1956	曲克恭譯 R. Lee W. L. Godson	39~45 —	—	中文 (in Chinese)

卷期(出版年月) Vol. and No. Date of publication	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study rep.	備 考 Remarks
第五卷一期 (48. 3.) Vol. 5 No. 1 (Mar. '59)	①國際地球物理年的貢獻摘要 A Summarized Review on the Contributions in International Geophysical Year.	鄭 子 政 Kenneth T. C. Cheng	1~10 1	41	
	②降水量的預報技術之評價及其展望 Present Status and Future Possibilities for Quantitative Precipitation Forecasting	劉 鴻 喜 Hung-hsi Liu	11~14 11	42	
	③大氣放射性降落地物驗測報告 A Preliminary Report on the Observation of fall-out Radioactivity in Taiwan	呂 世 宗 施 清 溪 Shih-chong Lu Ching-chi Shih	15~21 15	43	
	④D值之性質及其在航空氣象之應用 D-Value Properties and Its Application to Aeronautical Meteorology	郭 文 鏞 W.S. Kuo	22~25 22	44	
	⑤上對流層及下平流層之分析 Some Remarks on the Analysis of Upper Troposphere and Lower Stratosphere	徐 寶 箴 Pao-chin Hsu	26~34 26	—	
	⑥鋒前線之客觀預報法 A Synoptic Approach to the trigger Mechanism of Pre-Frontal Line Squalls	陳良曜譯 R.M. Whiting	35~38 —	—	中文(in Chinese)
	⑦龍捲風及其有關現象 Tornadoes, and Related Phenomena	韋 心 摘譯 Edward M. Brooks.	39~44 —	—	" " "
第五卷 二、三期 (48. 9.) Vol. 5 No.2,3 (Sept. '59)	①從本省中南部雨災談到地球物理學研究 A Discussion of Great Inundation in the Middle and Southern Part of Taiwan in Relation to the Promotion on the Study of Geophysical Science	鄭 子 政 Kenneth T. C. Cheng	1~ 5 1	45	
	②葛瑞絲颱風行徑預報對操縱觀念之研討 An Application of Steering Hypothesis in Making a Forecast on the Movement of Typhoon Gracc	廖 學 銓 Laio Shyue-yih	6~12 6	47	
	③臺北雨水銨90含量之累積推定值 Estimation of Cumulative Quantity of Sr 90 Deposited in Rain at Taipei (Jan. 1958 to Dec. 1958)	呂 世 宗 Shih-chong Lu	13~14	48	
	④種菸與氣候 Climate and Tobacco	方 冠 英 Fuang Kuang-ying	15~19 15	49	
	⑤建築工程與氣象	徐寶箴節譯	20~24	—	中文(in Chinese)
	⑥熱帶東風噴射氣流 The Easterly Jet Stream in the Tropics	鄒 新 助譯 P. Koteswaram	25~32 —	—	" "
	⑦亞洲南部與東部大規模夏季季風情況 Large Scale Aspects of the "Summer Monsoon" in South and East Asia	簡 以 明譯 H. Flohn	33~36 —	—	" "

卷期(出版年月) Vol. and No. Date of publication	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study rep.	備 考 Remarks
第五卷四期 (48. 12.) Vol. 5 No. 4 (Dec. '59)	⑧氣旋發展之預報 Development of Cyclones and Anticyclones	嚴 夢 輝 譯 Sverre Petterssen	37~44	—	中文 (in Chinese)
	⑨出席區際水文系統暨方法討論會議報告 Report on Inter-Regional Seminar on Hydrologic Networks and Methods 14~27 July 1959. Bangkok Thailand	劉 鴻 喜 Hung-hsi Liu	45~47 45	46	
	①厚度圖對於天氣分析和預報之應用 The Use of Upper Air Thickness Pattern in Weather Analysis and Forecasting	廖 學 鎰 Liao-shyue yih	1~11 1	50	
	②人類征服沙漠氣候的成就 Conquest of Deserts in Recent History of Science	鄭 子 政 Kenneth T. C. Cheng	12~17 12	51	
	③民國48年颱風報告第一號：颱風畢莉 Report on Typhoon "Billie"	研 究 室	18~29 18		48年颱風報告第一號 Typh. rep. No. 1, 1959
第六卷一期 (49. 3.) Vol. 6 No. 1 (Mar. '60)	④民國48年颱風報告第二號：颱風艾瑞絲 Report on Typhoon "Iris"	研 究 室	30~34 30		48年颱風報告第二號 Typh. rep. No. 2, 1959
	⑤西北太平洋熱帶氣旋之定位與預報 Some Quantitative Aspects of Fixing and Forecasting Tropical Cyclones in the Northwest Pacific Ocean.	陳 以 明 譯 W. H. Best	35~51 —	—	中文 (in Chinese)
	①臺灣之氣象災害 A Discussion of Meteorological Disasters in Taiwan	廖 學 鎰 Liao Shyue-yih	1~29 1	52	
	②民國48年颱風報告第三號：颱風瓊安 Report on Typhoon "Joan"	研 究 室	30~37 30		48年颱風報告第三號 Typh. rep. No. 3, 1959
	③民國48年颱風報告第四號：颱風魯依絲 Report on Typhoon "Louise"	研 究 室	38~42 38		48年颱風報告第四號 Typh. rep. No. 4, 1959
第六卷二期 (49. 6.) Vol. 6 No. 2 (June '60)	④民國48年颱風報告第五號：颱風芙瑞達 Report on Typhoon "Freda"	研 究 室	43~46 43		48年颱風報告第五號 Typh. rep. No. 5, 1959
	⑤敬悼費凱爾亨利 (Heinrich Ficker) 先生	劉 衍 淮 譯	47~50	53	中文 (in Chinese)
	①動力學的不穩度 Dynamic Instability	楊 建 雄 Chien-hsiung Yang	1~5 1	54	
	②對流上限之分析與預報 Tropopause Analysis and Forecasting	郭 文 鏞 W. S. Kuo	6~10 6	55	
	③臺灣小麥與氣象 Wheat Plantation and Its Climatic Environments in Taiwan	張 月 娥 Yeuch-ngo Chang	11~15 11	56	
	④民國48年颱風總報告：北太平洋西部颱風概述 Typhoons in Northwestern Pacific During 1959.	研 究 室	16~25 16		48年颱風調查報告 Rep. on Typhs. in 1959.
	⑤民國48年颱風報告：八七水災 Report on Floods of 7th August 1959	研 究 室	26~42 26		48年颱風報告第六號 Typh. rep. No. 6, 1959
	⑥飛越北極 Polar Navigation	周 明 德 M. D. Chou	43~45 43	—	中文 (in Chinese)

卷期(出版年月) Vol. and No. Date of publication	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study rep.	備 考 Remarks
第六卷三期 (49. 9.) Vol. 6 No. 3 (Sept. '60)	①臺灣氣候概述 Le Climat du Taiwan	鄧子政 Kenneth T. C. Cheng	1~10 1	57	
	②氣象預報：非絕熱過程下一千毫巴面之 數字或繪圖預報 Numerical Prognosis Including Non-Adiabatic Warming	王業鈞 Yeh-chung Wang	11~18 11	58	
	③民國48年冬季遠東氣候異常現象與北半 球大氣環流特性之研究 Characteristics of General Circu- lation over the Northern Hem- isphere During the Winter 1959 in Relation to the Abnormal Weather of the Far East.	廖學鎰 Shyue-yih Liao	20~34 19~20	59	
	④大氣熱力圖解的分析及評價 The Analysis and Evaluation of Thermodynamic Digrams	劉鴻喜 Hung-hsi Liu	35~39 35	—	
	⑤遠東持續性寒潮特有之平均氣壓場 The Mean Pressure Field Charac- teristic to Persistent Cold Waves in the Far East.	陳良曜譯 Ken Suda	40~43 —	—	中文(in Chinese)
第六卷四期 (49. 12.) Vol. 6 No 4 (Dec. '60)	①論我國東南地區各月平均總雲量及有雨 日數之分佈 A Discussion of Monthly Mean Cloudiness and Rainy Days in Southeast China	戚啓勳 Chi-hsun Chi	1~5 1	60	
	②民國49年颱風報告第一號：颱風瑪麗 Report on Typhoon "Mary"	研 究 室	6~10 6	—	49年颱風報告第一號 Typh. rep. No. 1, 1960
	③民國49年颱風報告第二號：颱風雪莉 Report on Typhoon "Shirley"	研 究 室	11~25 11	—	49年颱風報告第二號 Typh. rep. No. 2, 1960
	④民國49年颱風報告第三號：颱風崔絲 Report on Typhoon "Trix"	研 究 室	26~35 26	—	49年颱風報告第三號 Typh. rep. No. 3, 1960
	⑤民國49年颱風報告第四號：颱風艾琳 Report on Typhoon "Elaine"	研 究 室	36~40 36	—	49年颱風報告第四號 Typh. rep. No. 4, 1960
	⑥空氣之動力 Air Power	徐寶箴譯 R. C. Bundgaard	41~43 —	—	中文(in Chinefe)
第七卷一期 (50. 3.) Vol. 7 No. 1 (Mar. '61)	①溫熱單位對於植物反應研究的商榷 A Critique of the Heat Unit Approach to Plant Responses Studies	方冠英譯 Jen-yu Wang	1~6 1	61	
	②民國49年颱風調查報告：北太平洋西部 颱風概述 Typhoons in Northwestern Pacific During 1960	研 究 室 Taiwan Weather Bureau	7~27 7	—	49年颱風調查報告 Rep. on Typhs. in 1960
	③高層大氣物理性質之一斑 General Aspects of Upper Atmo- spheric Physics	革心摘譯 S. K. Mitra	28~34 —	—	中文(in Chinese)
	④平流氣圈之輻射推算 The Radiation Budget of the Stratosphere.	嚴夢輝譯 George Ohring	35~43 —	—	" "
第七卷二期 (50. 6.) Vol. 7 No. 2 (June '61)	①淡水河流域氣候概況 Climate over the Drainage Basin of Tanshui River of Northern Taiwan	徐晉淮 廖學鎰 Hsu Chin- huai Liao Shyue- yih	1~6 1	63 —	

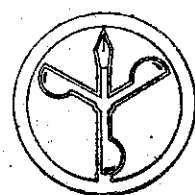
卷期(出版年月) Vol. and No. (Date of publication)	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study Report	備 考 Remarks
第七卷三期 (50. 9.) Vol. 7 No. 3 (Sept. '61)	②水平輻散及其與等壓線型式的關係 Horizontal Divergence and Its Relationship to Isobar Patterns	危 燕 禧 Y. S. Wei	7~16 16	— —	中文 (in Chinese)
	③東亞噴射氣流的特性 Characteristics of Jet Streams in the Far East	戚 啓 勳 C. H. Chi	17~22 17	64	
	④臺灣之寒害 A Report on the Study of Cold Injury in Taiwan	顏 俊 士 C. S. Yen	23~34 23	62	
	⑤亞洲大陸夏季之大氣環流結構 The Structure of General Circulation over Continent of Asia in Summer.	陳 以 明 譯 —	35~44 —	—	
	①從空氣污染說到臺灣降物輻射性測量結果 El Problema de la Contaminación de la Atmósfera y el resultado de las observaciones sobre la llovizna atómica en Taiwan	鄭 子 政 Kenneth T. C. Cheng	2~5 1~2	65	
	②淡水河流域最大暴雨量之估計 On Estimating the Possible Maximum Precipitation over the Drainage Basin of Tanshui River	廖 學 鑑 徐 晉 淮 Liao Shyue-vih Hsu Chin-Huai	6~14 6	66	
	③臺北市氣候 The Climate of Taipei	張 月 娥 Yeuch-ngo Chang	15~24 15	67	
	④旋率簡介 A Brief Discussion on the Application of Vorticities in Meteorology	韋 燕 禧 Yen-shi Wei	25~41 25	—	
	⑤中緯度地方農業季節的區分 Defining Agricultured Seasons in the Middle Latitudes	方 冠 英 譯 Jen-yu Wang	42~45	—	
	①臺灣氣團之性質 The Properties of Airmasses in Taiwan	劉 衍 淮 Yen-huai Liu	1~6 1	68	中文 (in Chinese)
第七卷四期 (50. 12) Vol. 7 No. 4 (Dec. '61)	②中國東海及臺灣附近海流之研究 On Ocean Currents in East China Sea and the Vicinity of Taiwan	朱 祖 佑 Tsu-you Chu	7~17 7	69	
	③氣象要素對於河流洪水水位之影響 Influence of Meteorological Elements on River Flood Stage	劉 鴻 喜 Hung-hsi Liu	18~20 18	70	
	④1961年蘇俄核子試爆對臺灣之污染 Radioactive Contamination in Taiwan Area Effected by U. S. S. R. Nuclear Tests in September of 1961	呂 世 宗 陳 福 來 Lu Shih-chon Chen Fu-lai	21~24 21	—	
	⑤圖解雲雨預報法	徐 寶 箴 譯	25~30	—	
	⑥龍相齊司鐸傳 A Biographical Sketch of Father E. Gherzi S. J. (1886~)	鄭 子 政 Kenneth T. C. Cheng	31~33 31	71	
	⑦氣象學報文獻索引 (自第一卷一期至第七卷四期) Index to Vol. 1. No. 1 to Vol. 7. No. 4 of the Meteorological Bulletin	臺灣省氣象所 Taiwan Weather Bureau	34~43 34~43	—	

臺灣省雜誌協會會員
內政部登記證內警臺誌字第五一號

發行人：鄭
社長：鄭
電話：二

二八
四

○政政



臺灣省氣象所氣象學報社
台北市公園路
二四一

印刷者：茂英印
臺中市水街七號
三四七二四

中華民國三十五年十二月十一日出版

氣象學報季刊

七卷四期

METEOROLOGICAL BULLETIN

Volume 7

December 1961

Number 4

YEN-HUAI LIU

The Properties of Airmasses in Taiwan.....(1)

CHU TSU-YOU

On Ocean Currents in East China Sea and the Vicinity of Taiwan.....(7)

HUNG-HSI LIU

Influence of Meteorological Elements on River Flood Stage.....(18)

LU SHIH-CHONG, CHEN FU-LAI

Radioactive Contamination in Taiwan Area Effected by U. S. S. R. Nuclear Tests in September of 1961.....(21)

KENNETH T. C. CHENG

A Biographical Sketch of Father E. Gherzi S. J. (1886~).....(31)

TAIWAN WEATHER BUREAU

Index to Vol. 1 No. 1 to Vol. 7 No. 4 of the Meteorological Bulletin.....(34)

臺灣省氣象所主編

PUBLISHED QUARTERLY BY

TAIWAN WEATHER BUREAU

68 TAIPEI ROAD, TAIPEI, TAIWAN, CHINA