

題名	作/譯者	卷期號	頁碼	出版年
作物環境反應之方法論	王仁煜	08/01	1	1962.03
研究碳十四 (Carbon-14) 之放射性測定法及其重要應用	戴運軌 呂世宗	08/01	9	1962.03
太空時代之氣象學	魏元恆	08/01	12	1962.03
雷電定位探測及其效果	周根泉	08/01	16	1962.03
由近代氣象學之進展談到電子計算機及氣象衛星	殷來朝	08/01	21	1962.03
民國五十年颱風報告 (第一號 颱風貝蒂)	研究室	08/01	27	1962.03
民國五十年颱風報告 (第二號 颱風裘恩)	研究室	08/01	37	1962.03
壽蔣右滄先生八秩大慶	鄭子政	08/01	42	1962.03
-----	-----	-----	-----	-----
帶流運動之穩定度與大氣環流之變遷	楊建雄	08/02	1	1962.06
論宇宙輻射	沈傳節	08/02	10	1962.06
颱風眼與風的偏向角	薛鍾彝	08/02	14	1962.06
太陽黑子之研究	林榮安	08/02	18	1962.06
民國五十年颱風調查報告 (第三號 颱風曼蒂娜)	研究室	08/02	32	1962.06
氣候變遷的新發現	戚啓勳	08/02	39	1962.06
-----	-----	-----	-----	-----
圖解數值預報法應用於24小時颱風進路的預報	湯捷喜	08/03	1	1962.09
颱風中心結構及其實例檢討	徐明同	08/03	11	1962.09
民國五十年颱風調查報告 (第四號 颱風波密拉)	研究室	08/03	21	1962.09
民國五十年颱風調查報告 (第五號 颱風沙莉)	研究室	08/03	29	1962.09
民國五十年颱風調查總報告	研究室	08/03	37	1962.09
-----	-----	-----	-----	-----
工業噪音與職業性失聰之防範	王榮舫	08/04	1	1962.12
颱風之發生及行徑與北半球大氣環流特性	廖學鎰	08/04	8	1962.12
原子塵在台灣大量降落之時期與其分佈情形	呂世宗 陳福來	08/04	26	1962.12
民國五十年颱風報告 (第一號 颱風凱蒂)	研究室	08/04	30	1962.12
氣象學報文獻索引 (自八卷一期至八卷四期)	省氣象局	08/04	44	1962.12

氣象學報季刊

八 卷 一 期 中華民國51年3月31日出版

目 次

一、論 述

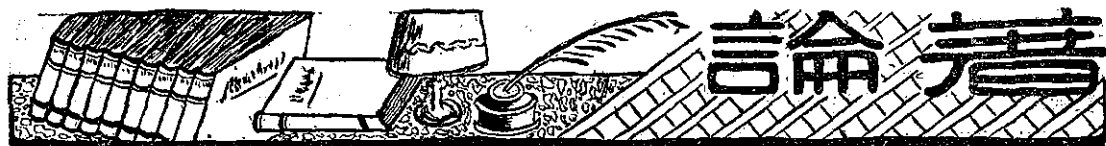
- 作物環境反應之方法論.....王 仁 煜.....(1)
- 研究碳十四 (Carbon-14) 之放射性測定法.....戴 運 軌.....(9)
及其重要應用 呂 世 宗
- 太空時代之氣象學.....魏 元 恒.....(12)
- 雷電定位探測及其效果.....周 根 泉.....(16)
- 由近代氣象學之進展談到電子計算機及氣象衛星.....殷 來 朝.....(21)

二、報 告

- 民國五十年颱風調查報告(第一號 颱風貝蒂).....預 研 報 究 科 室.....(27)
- 民國五十年颱風調查報告(第二號 颱風裘恩).....預 研 報 究 科 室.....(37)

三、其 他

- 壽蔣右滄先生八秩大慶.....鄭 子 政.....(42)



作物環境反應之方法論

王仁煜講述²

蔣漢珊筆記³

Methods of Crop Response Studies

(Emphasis on Thermal Effects)¹

J. Y. Wang

Synopsis

Sorting devices, both single and multiple, a crop thermal response model and a hythergraph are used to illustrate temperature as a measure of crop environments. Emphasis is placed upon methodology. Methods of analysis and of synthesis are discussed.

The conclusion that the author has been made, shows the temperature in crop environment should consider the following items as guides to the researcher:

- (1) The thermal-field of a plant is conveniently represented by the observed temperature of the plant itself, the ambient air temperature and the ambient soil temperature in the root zone. In practice, plant-temperature is hard to measure. Therefore, the ambient air and soil temperature should be used.
- (2) In using ambient temperatures, "the change of temperature with time" (e.g., diurnal and interdiurnal temperatures), "the duration of temperature" (e.g., the frequency of temperatures above or below certain critical temperature levels) and "the temperature gradient", both horizontal and vertical, are far more important than the accumulation of temperature. If accumulated temperature has to be used, a short period of accumulation, such as 5-day or a certain phenological stage would be appropriate.
- (3) For the analyses of significant elements and significant periods, a series of sorting devices may be used. (See Figs. 1, 2, and 3).
- (4) In the determination of various levels of temperature on plants, the thermal response of a crop model can be useful. (See Fig. 4)
- (5) In the combination of temperature and other environmental factors, methods of synthesis can be employed. (See Figs. 5 and 6)

Finally in an ideal case, the heat budget of the thermal field should be accurately evaluated. The observation of the plant temperature should be taken and the phenological development of a crop measured. Improvement in both instrumentation and methodology will be necessary before these avenues of research can be pursued.

導 言

自從列氏創始列氏溫尺後，迄今二百餘年，溫度被認為植物生長與發育環境中之重要因素，實則，溫度之引用於植物環境反應之研究上遠較其他氣象因素為多⁽⁴⁾，因其較易測定與計算而並非較其他氣象因素更為重要。

研究溫度與環境之關係有二：(一)植物影響其環境溫度之分佈與變化；(二)環境溫度影響植物之生長與發育，二者互成因果，至為複雜，前者為植物氣候 (Plant climate) 之研究，乃小氣候 (Microclimate) 之分枝，後者為植物環境反應 (Crop response studies) 之研究，乃植物氣象之 (Phytometeorology) 之主科，本文着重於後者，而對於

前者僅略述之如次：

論及作物之熱域 (Thermal-field of crops)，熱 (Heat) 之空間與時間之分佈，包括潛熱 (Latent heat) 及感熱 (Sensitive heat) 須予重視，目前因吾人尚無法測定作物環境之熱分佈，故以溫度 (Temperature) 代表之，則氣溫、土溫、葉溫、莖溫、及根溫等之各高度之分佈均應加以觀測，溫度梯度之水平及垂直分佈以及日溫、夜溫並季節溫之變化率均應加以計算，如此則環境資料既多且繁，其處理方法應加研究，植物整個生長期之熱域必須有一完整之紀錄。因之，環境及植物發育期之空間與時間之類別必須闡明，始可加以比較。例如，研究作物根部發育，

1. 本文係美國氣象學會及美國作物學會聯合大會邀請講稿，該會於1961年12月27日在美聖路易城舉行。

2. 3. 美國威斯康辛大學氣象系教授、園藝系研究生。

4. Wang, J. Y. and G. L. Barger 1962, Bibliography of Agricultural Meteorology, University of Wisconsin Press, Madison Wisconsin. 673pp.

則土溫係有效因子 (Significant element)，而發芽期則為有效期 (Significant period)。

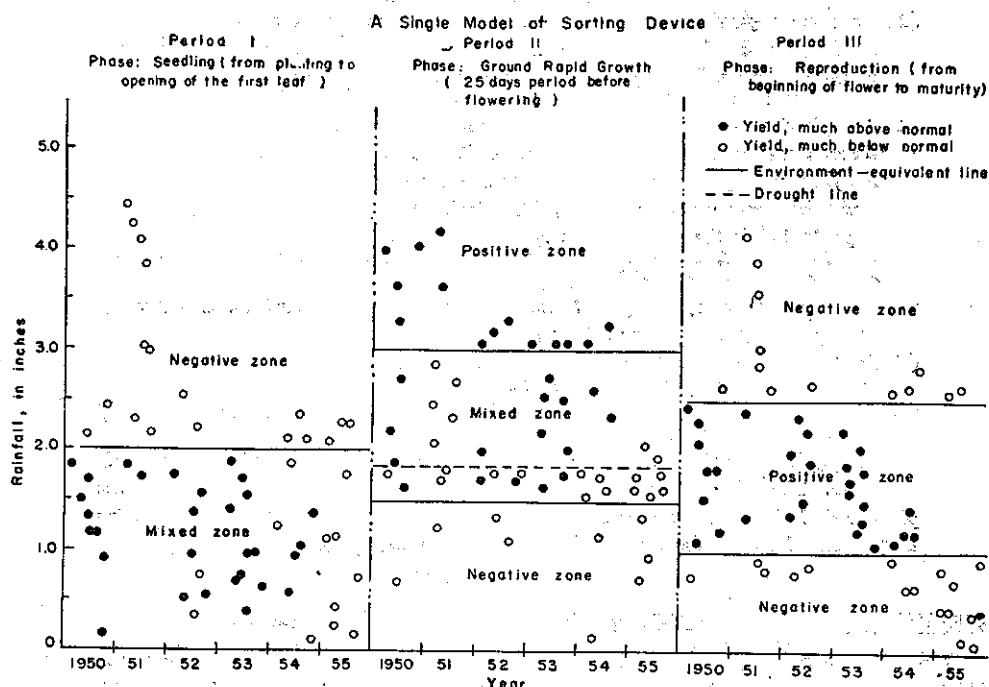
表示作物環境溫度之方法，不勝枚舉，有氣溫、土溫、葉溫，植物溫等。但由于微環境之差異極大。故僅部份之感熱可予表示，而潛熱則付之缺如，換言之，真實溫度 (True temperature) 尚難確定。由于植物本身感熱與潛熱之交替頻繁，又溫度與時間及空間之波動 (Fluctuation of temperature) 鉅大最理想之方法為植物反應與熱能之相關研究。但現有紀錄，仍付缺如。因之，此種方法在目前尚不能使用。換言之，僅有廣大區域性並多年之氣溫、降水、與日照時數等紀錄可以獲得而其他因素與植物反應關係較小，無需道及。

多年之植物與溫度相關研究限于一次及多次相關

係數之統計，換言之，此乃直線關係之分析，但作物反應為非直線式。同時，變數統計法，(Parametric statistics) 亦不能完全代表作物及其環境之關係，但非變數法 (Non-parametric statistics) 則可。非變數法之引用於農業氣象研究上者有二：(1) 分析法，(2) 綜合法。前者分析氣候為數個單元素 (Single element)，而後者則為連合各種不同單元素為一綜合體 (Combined unit)。本文着重於方法論 (Methodology)，並以作物之熱反應為示例。

分 析 法

分析圖解法 (Sorting devices) 為作物反應研究之指南 (見圖1、2及3)。因分析圖解法可以完成以下各任務以供應作物反應之研究。



(圖1)

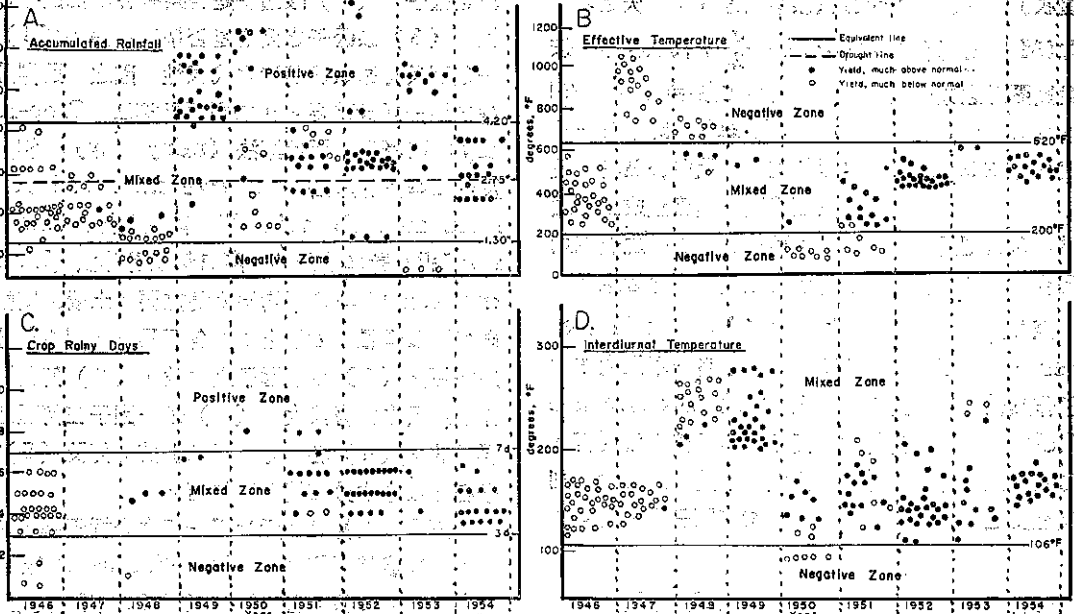
(一) 可決定主要因素之種類，例如某年某地水稻豐收，由分析圖解法可決定環境因素，何者為限制因子 (Limiting factor) 何者為阻碍因子 (Retarding factor)。如其他各環境因素俱適，而雨量不足或雨量過多而導致水稻歉收，則雨量不足稱為限制因子，而雨量過多則稱為阻碍因子。

(二) 可決定植物生長、發育各期中環境因子之個數及種類。

(三) 可個別確定環境因子之臨界值。

分析圖解法為非變數統計法，可分析作物在某期中對某環境因子之反應，作物反應可由產量之多寡，品質之優劣，植物之高低，開花期之遲早等等而決定之，而環境因子則可為雨量、溫度、相關濕度、蒸發等等，圖1為單類分析圖，(Model of the single sorter) 表明雨量及產量之關係，橫標 (Abscissa) 表示作物發育各期之年代，而縱標 (Ordinate) 則為每期之總雨量，黑點代表產量高于平均年 (Normal

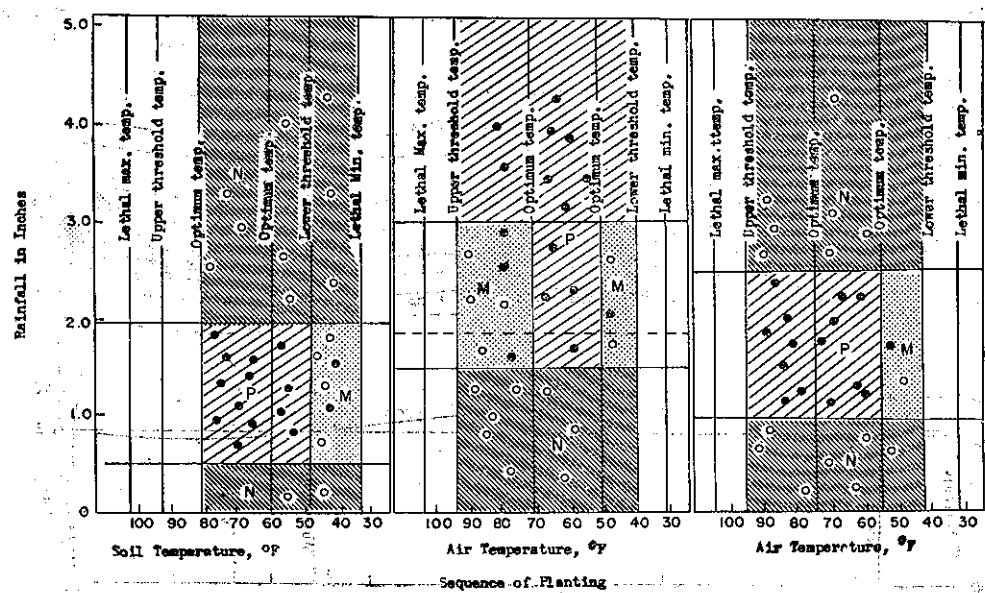
ACCUMULATED ENVIRONMENTAL ELEMENTS FOR 3-DAYS PRIOR TO MATURITY V.S. SWEET CORN YIELD, ROSENDALE, WIS.



(圖 2)

A Multiple Model of Sorting Device

- Yield in lbs./Ac., much above normal
 - Yield in lbs./Ac., much below normal
 - Environment/equivalent line
 - - - Drought line
 - M mixed zone
 - N negative zone
 - P positive zone
- Period: I Phase: Seedling. (20 days after planting)
- Period: II Phase: Grand Rapid Growth. (25 days before blossoming)
- Period: III Phase: Reproductive Stage. (blossoming to maturity)



(圖 3)

(土 農 學)

year) M代表平均年。圈點代表產量低于平均年。
「豐收」及「歉收」年可以標準偏差 (σ) 決定之，
例如 $(M + \frac{\sigma}{2})$ 代豐收年， $(M - \frac{\sigma}{2})$ 代歉收年，按
黑點與圈點之集合情形。吾人可畫出數種「等環境線」
(Environmental equivalent lines)，圖中第一期
之實線即 2.06 雨量線可以隔別負區及混合區者，是
為「等環境線」之一種。正區為環境與產量成正變之
領域，負區則為反變之領域，而正反變混合之領域則
為混合區，故混合區應須再予測定其反應之因素。

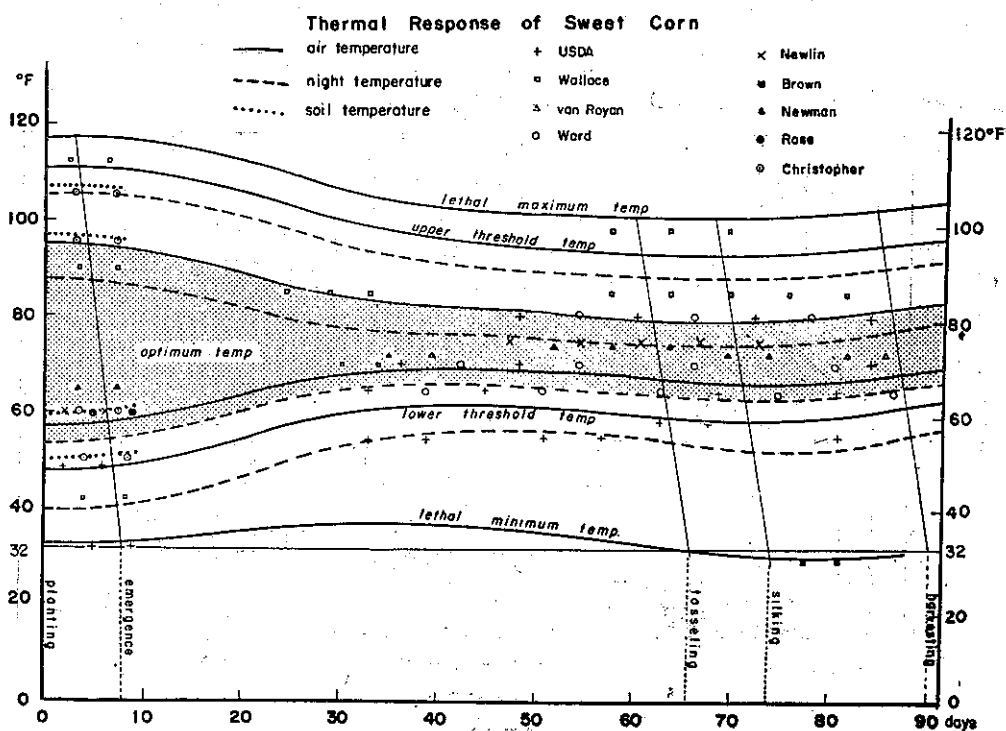
至如更改環境因子之次序 (Changes in the
order of sorting) (即每種分析皆有一不同之環境
因子作其縱標)，對各因子之有效性 (Significance
of elements) 無何變化，而「等環境線」值則否。
例如某區某一作物發芽期之限制因子為夜間溫度，則
夜間溫度之重要性，決不受更改環境因子次序而變動
。

分析次序依據各項因子反應值之遞降率而排列，
反應值之遞降率者，乃先行引用反應最顯著之因子，
而次要因子繼之，按此程序進行，則混合區之數值逐
漸減少，終于完全消失。

選擇環境因子之條件列舉如後：

(1) 該因子是否為產量或其他作物反應之唯一
決定因子，(2) 該因子是否具有各環境因素之代表
性，(3) 該因子之測定是否準確可靠，(4) 該因
子是否具有微氣候環境之代表性。因之，選擇分析圖
解之因子極為重要。作物雨天計算法 (Crop-rainy
day) 較優于雨天計算法 (rainy day)，相關最低
及最高雨量計算法 (Relative min. and relative
max. monthly rainfall) 較月雨量 (Monthly
rainfall) 計算法為佳。隔日氣溫計算法 (Interdiu-
rnal temp.) 較月平均溫度為重要，土壤濕度較優于
雨量及蒸發量，如以上所述各項具備，則由單分析圖
解法可知 (1) 環境因子之個數，(2) 何種因子對
作物生長之影響較大，(3) 每一因子在何種時期最
為顯著，(4) 各「等環境線」值為何及 (5) 各因
子在每區中之分佈情形又如何。

圖 2 為包括數單元素為一組之分析圖解，該圖示
威州，落參第 (Roseendale, Wisconsin) 玉蜀黍產
量與氣候之關係。自 1946 至 1954 年該地玉蜀黍共
有 276 次不同收穫期其九年之間平均產量為每畝 2.48
至 4.95 噸。至 276 次收穫期之平均產量則為 3.60 噸
產量高于 4.00 噸者為高產量，而低于 3.00 噸者則為
低產量。在 276 次中僅有 185 次可予分析，因有 91 次



(圖 4a)

屬于產量象數 (Mode)，產量象數在作物環境反應之研究上不關緊要。因多數產量屬于產量象數，係一種必然現象，吾人所感興趣者為產量過多與產量過少之問題而非產量象數。在成熟期前 31 天為有效期即臨界期，累積雨量則為此期中之主要因子，見圖 2A，顯然，高產量在累積雨量等於或大於 4.20 吋時，低產量在等於或低於 1.30 吋時，在此兩「等線」之中，可得 2.75 吋之乾旱線，(Drought line) 如此則有 78 % 低產量均在此乾旱線下。以上之等環境線可將此分析圖解分為三區；4.20 吋線上之面積為正區，1.30 吋線下之面積為負區，二者之間為混合區。混合區之紀錄應再加以分析，分析之標尺可為：(1) 氣溫，(2) 作物雨天，(3) 隔日氣溫。如應用氣溫為第二標尺時，則可使用有效氣溫為標尺，有效氣溫 (T_E 或 Effective temperature) 者為成熟期前 31 天之溫度頻率 (每日溫度低於 80°F 及高於 70°F 之次數) 圖 4 闡明玉蜀黍對溫度反應之概況，而圖

2B 表示溫度與玉蜀黍反應之實況。

第三分析圖解為引用作物雨天 (R_c) 為標尺之圖解 (見圖 2C)，其定義為：

(1) 非連續性作物雨天 (Isolated crop rainy day)：

(a) 當每日總降水量 (P_t) 等於或大於 0.20 吋時，則該日計為 1 R_c 。

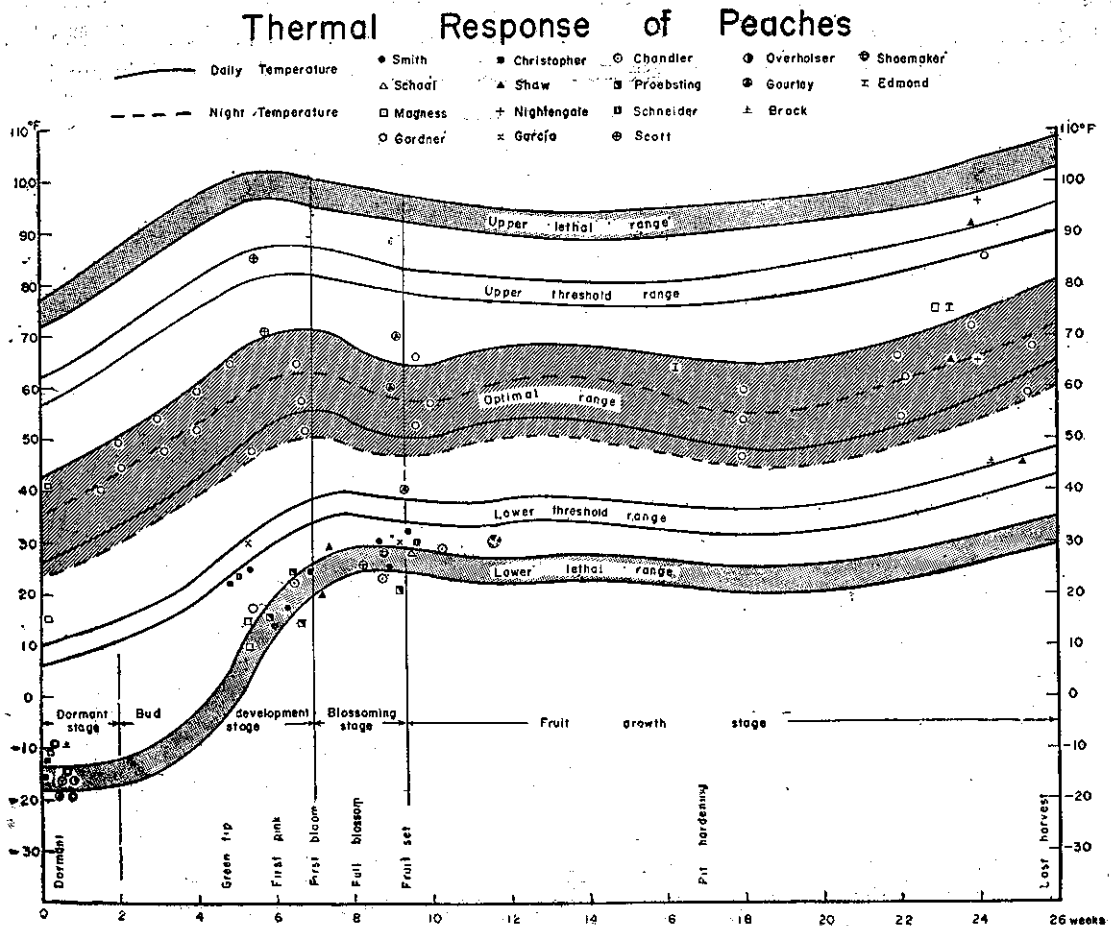
(b) 當 P_t 等於或大於 0.15 吋，但小於 0.20 吋時，且該日前無連續兩個晴天時，則計為 1 R_c ，否則，不予計算。

(c) 如 P_t 小於 0.15 吋時，則該日不予計算。

(2) 連續性作物雨天 (Continuous crop rainy days)：

(a) 當 P_t 等於或大於 0.10 吋時，則該日計為 1 R_c 。

(b) 當 P_t 等於或大於 0.05 吋，但小於 0.10 吋時，且前後兩日之總雨量大于 0.20 吋時 (前一日



(圖 4b)

總雨量大于次日總雨量) 則計為 $2R_0$ ，如前一日雨量小于次日雨量，則此兩日計為 $1R_0$ 。

(c) 當 P_0 小于 0.05 吋時，則該日不予計算。

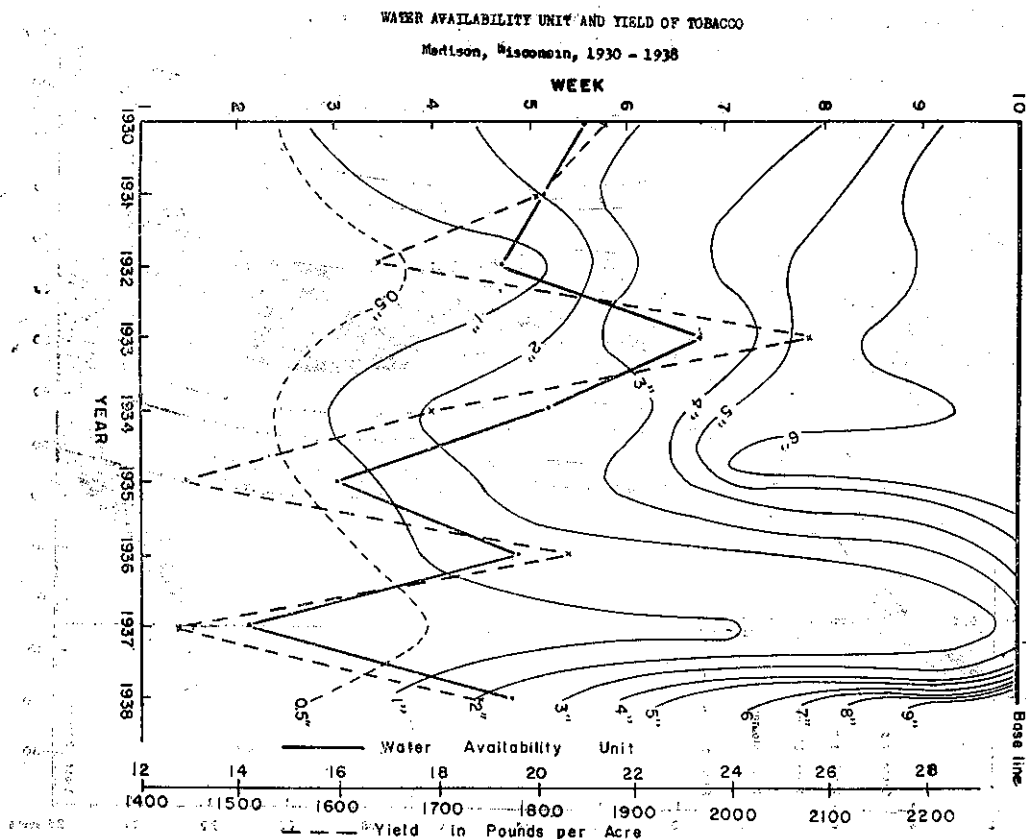
第四分析圖解為以隔日溫度為標尺之圖解，見圖 3D，其定義為前後兩日最高溫與最低溫之差，分析圖解法旨在解決各元素對作物反應之關係。實則，因環境及作物反應之測定尚未達理想境界，故圖解法不能表明其全部作用。

茲為表明分析圖解法發展之程序，將全部紀錄以隔日溫度標尺再予分析，在 182 次紀錄中，有 5 次紀錄在 106°F 溫度於當值 F (見圖 2D)，如以此同一標尺繼圖 2A 而分析，則有 8 次在 230°F 溫度當值上，此 8 次之紀錄原在圖 2D 中之混合區內。經雨量標尺分析後，結果部份之紀錄受雨量標尺所淘汰，而剩餘紀錄有 8 次為隔日溫度所控制者。總之，此證明標尺引用之先後足以影響分析之結果，但不能左右其重要性，在此例中雨量為最重要之因子，其重要性不受分析程序而變化。

複式分析圖解 (Multiple sorter) 為解決二元

素對作物生長與發育之反應。圖 3 為溫度與雨量對植物反應之模型，其關係至為明顯勿須贅述。事實上，兩種以上元素亦可稱為複式圖解，如為三次，則成為三度圖解，四次則為四度空間圖解。三次以上圖型複雜，不易辨識，此種圖解不合使用。總之，圖解法為分析法之初步，其相當值僅能代表一近似值。換言之，例如，圖 1 中第一期之 2 吋雨量相當值只能代表 1.5~2.5 吋之數值，而不能確定其數值確為 2 吋。

圖 4a 為各種不同溫度對玉蜀黍生長與發育之影響之模型。圖 4b 為溫度對桃樹生長之模型。以上模型可供研究者為五種不同反應界線。圖中上端界限為最高溫限線 (Lethal maximum tempature)，達此溫度作物永久停止生長，終于滅亡。繼之則為臨界溫線 (Upper threshold temperature)，達此溫度作物暫時停止生長。如溫度下降仍可恢復生長；再次為最適溫線 (Optimal temperature)，此溫度為生長發育之理想溫度。在最適溫線下為下臨界溫線 (Lower threshold temperature)，達此溫度，作物即暫停生長，其作用與上臨界溫線類似，最下端之反應線為最低溫限 (Lethal minimum tempe-



ature)。達此溫度則作物永久停止生長，其作用與最高溫限相似。

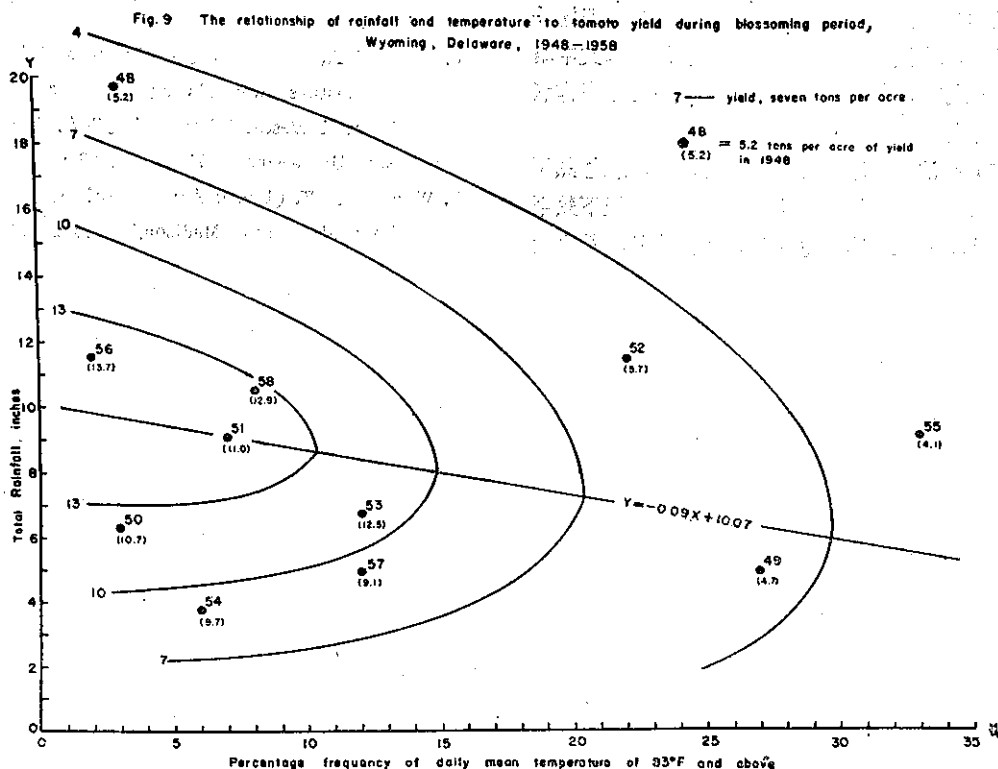
綜 合 法

綜合法為合併兩個或兩個以上不同環境因子之方法，研究綜合法時，應考慮以下三要點：(1)如何併合兩個或兩個以上單位不同之因子，(2)如何併合二不同之反應，(3)如何將併合因子(Combined units)成為一有系統之程序，以利研究，例如雨量係以公分或英寸表示之，而相關濕度之單位為百分數，併合此二不同單位因子，為綜合法應考慮之第一點，又如某地某種丸豆開花後雨量增加一時時，每畝平均產量增加 200 磅，而溫度增高 5 度時，則產量減少 50 磅二者反應關係不同。如何將之併合為綜合法應考慮之第二點、第三點則應考慮不同物候期 (Various phenological stages) 與不同環境因子 (Various environmental factors) 之關係，應如何列成各系統之程序。

關於第一點問題，可以煙草對濕度反應圖表合成法為示例。該法為綜合圖解法，圖 5 為各年「等相關最低雨量」(Isohyetals relative minimum

rainfall) 與產量之分析，顯然在曲線之波峯 (見 1937) 為產量最低年，而波谷 (見 1938 年) 為產量最高年，而峯谷交錯年，則為產量平均年 (見 1934 年)，併合相關最低雨量，作物雨日，及蒸氣壓淨值 (Vapor pressure deficit) 成為水效單位 (Water availability units)，該單位與產量之關係至大 (見圖 5 實線與虛線之關係) 至于水效單位之構成，則先由分析各單位因子圖解，然後再測量其基線與分析曲線之距離，此點可以證實如後，在圖 5 之 1932 年中 3 吋等雨量線與基線之距離為 2 吋，而在另一作物雨天圖解中亦可用同樣方法測其距離，以英寸表示之。如 5 日「等作物雨天線」與基線之距離為 3 吋則合併值為 5 吋。換言之原有單位前者為英寸，後者為雨日，經圖解後，二者均為英寸，故可相加，或相減，如植物反應為正變則相加，反變則相減，至于基線之位置，並無關係，因其相對值，而非絕對值，吾人所注意者，如基線之位置甚高，則所有之測量均大。其相對之關係仍然不變。

圖 6 為雨溫圖 (Hythergraph)，該圖表示溫度及雨量對番茄產量關係之研究。橫標為番茄開花時



(圖六)

溫度高出 83°F 之頻率，而縱標為同時期中之累積雨量，曲線為等產量線，在黑點上端為年號，例如48指1948年，而黑點下端指產量，例5.2指每畝番茄產量為5.2噸，顯然雨量達7吋至13吋時，而溫度高於 88°F 之天數在百分之十以內。最高產量約在18噸以上，反之如溫度甚高或雨量太低或太高則產量均低。

結 論

在作物熱區及作物熱反應之研究中，以下各點應詳加考慮，俾可拋磚引玉以求進步。

(一) 植物溫度為最理想之熱因子，遠較氣溫及土溫為優。但實際植溫變化太大，不易測定。故僅能使用氣溫及土溫兩因子。

(二) 溫度時間之變化(如週日與隔日變化)應予注意，溫度之空間變化則更重要。故其水平及垂直之梯度應予計算，如引用累積溫度法(Method of temperature accumulation)則以短期累積為宜，不可太長。五日為適當之天數，有時可以累積某物候期中之溫度亦甚適宜。

(三) 在分析有效因子(Significant element)及有效時期(Significant period)，一組連續之分析圖解法可以使用(見圖1、圖2及圖3)，俾達分析之目的，綜合法更屬重要。圖解綜合法在本文中略及，及其他綜合法如統計及數學法，讀者可參考作者之農業氣象課本。

(四) 須決定各不同溫度及不同物候期之熱反應，則圖4a及圖4b為示例，在理想情況下熱平衡(Heat balance)方法應予使用，因之凡與熱平衡

有關之因子，須要週知，則日光之強弱、土壤之乾燥、風力之大小，氣溫及土溫之高低，紅外線之夜間輻射之狀況等以及淨輻射(Net radiation)均應測定，然後方法論始臻完善(完)

參 考 文 獻

1. Azzi, C. (1956): *Agricultural ecology*. Constable and Co., London. 424 pp.
2. Glenday, A. C. (1955): The mathematical separation of plant and weather effects in field growth studies. *Australian J. of Agric. Research*. 6: 813~822.
3. Wang, J. Y. and R. A. Bryson. (1956): A study of phytometeorological effects on the growth and development of peas. *Department of Meteorology, University of Wisconsin*. 165 pp.
4. Wang, J. Y. (1958): An evaluation of some techniques in agrometeorology (Methods relating to problems in cultivated plants.) Ph. D. thesis, University of Wisconsin, Madison, Wisconsin. 172 pp.
5. Wang, J. Y. (1960): A critique of heat unit approach to plant response studies. *Ecology*. 41(4): 785~790.
6. Wang, J. Y. (1961): The phyto-climate of Wisconsin. 3. Moisture: Normals and hazards. Part A. Rainfall. Research Report No. 7-A. Agr. Expt. Sta., University of Wisconsin. 63 pp.
7. Wang, J. Y. (1962): *Agricultural meteorology*. Pacemaker Press Madison, Wisconsin. 500 pp.

研究碳十四 (Carbon-14) 之放射性測定法及其重要應用

戴運軌
呂世宗

A Study on Radioactive Carbon-14 for the Application to the Researches in Geophysics and Archaeology.

Y. K. Tai and S. C. Lu

Abstract

Radioactive carbon-14 contained in woods, coals, shells and other organic compounds can be measured by the Precise Low-Beta counting system.

Results of measurements are useful for the studies in Geophysics and Archaeology. By the way we calculated the age of its products and the annual variation of the cosmic-rays in the atmosphere.

In the experiment, the writer had collected the wood specimen from Tsu-Shan (竹山), a mountain in Nan-Tau(南投) District. The result obtained in analysis was 9.87-11.52 d.p.m. per gram carbon.

一、前言

碳十四雖然瀰漫吾人之身邊，並保持 5600 餘年之半化期，而且由宇宙射線之核反應，在繼續產生多的碳十四，但因其放射性為微弱的貝他射線，甚難測出，所以自古以來並未為人類所注意。

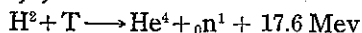
至1947年，W. F. Libby, E. C. Anderson, A.V. Grosse 等氏，以實驗方法證實 $[N^{14}(n,p)C^{14}]$ 反應以來，微弱的碳十四始被世人所注意。因在植物或動物之主要成分均為有機物，而且這些有機物中之碳，均由空氣中吸收二氧化碳為其原料。因此，如果在空氣中始終保持定量之碳時，則所有生物體內亦有相等比率的碳量存在着，尤其是近幾年來各國相繼舉行原子試爆，當在爆發時，產生多量的中子，由中子照射而誘起碳十四的產生，而以二氧化碳的形狀，被人體吸收而造成人體內的一部份，對遺傳學上之研究，加上一個重要的因素，但是因其放射性微弱，甚難測定，近年來，其測定法則為世人研究的中心。

本研究的目的則自有效的資料，處理設備與測定儀器，以測定碳十四之含量。茲將年來所研究之結果，簡述如下，以供參考。

二、碳十四之產生與分佈

碳十四之產生可分為二種，即於 1934 年 A.V. Grosse 等所推察的，宇宙射線之核反應，與自 1950 年以後，由原子彈爆炸所誘起而生成的兩種，其反應方式雖然均可寫為 $[N^{14}(n,p)C^{14}]$ ，但中子之來源則不

相同，宇宙射線所產生之中子，則為高能量之微粒與大氣中之原子核所產生的二次射線，大部份在平流層之下部或對流層頂，這些中子則以 $[N^{14}(n,p)C^{14}]$ 之反應，產生碳十四。而且亦即與氧氣結合成為二氧化碳。另一方面即在原子彈爆炸時，在核對裂 (Fission) 的過程中，以 180Mev 之能量約可產生 1.5 個之中子，如果其為氫彈爆發者 (即核子融合反應 (Fusion))：



即以 18Mev 之能量就可產出中子一個，由此可見核融合反應時，在相等能量之下，即可產生七倍的中子，同時亦可推知，當爆炸時，所產生之碳十四則多在核融合反應時所產生的。這些碳十四則均生成在高溫的爆炸中心附近，而且大部份被衝入 20~30km 上空之平流層。因此現在之資料均有受到原子爆炸之影響，不過在對流層的碳則每年從大氣中被植物所吸收，而固定為有機物，因此我們亦可測到未受原子爆炸所影響之資料，如果其濃度有突異變化者，則表示宇宙射線之強度或二氧化碳濃度之變動。1900 年以後，工業發達，煤、煤油之使用激增，因此所放出的二氧化碳則佔原來大氣中二氧化碳總量之 13 % 左右，這些二氧化碳所含有的碳十四甚少，因此對碳十四之含量會產生稀薄效應，其稀薄值雖然尚無得到詳細的數值，但自 1900 年至今似有 1 % 左右，這些稀薄效應即稱為 Suess 效應，從 Suess 效應之大小，可推出二氧化碳自大氣移至海水之速度。Suess 效

應與原子試爆均可影響碳十四在大氣中之濃度，經 Suess 等取 1800 年之資料研究結果，在樹木中之碳十四原子比約為 1.24×10^{-12} 比 1，如將大氣中之同位體效應計算在內，即可得到 1.28×10^{-12} ，換為蛻變數即每分鐘每克中有 15.3 (d.p.m.)。

在大氣中，於 10 至 15 km 處之碳十四產生率最高，但因季節變化之關係，在甚短的期間（與碳十四之半化期相比）與氧氣結合，並作均勻的分佈。至目前所研究之結果，其垂直分佈在 1200 m 以下者，其相差當無發現超過 2~4 % 以上者。經 Libby 等之研究，碳十四在貝殼中之含量，比大氣中高出 1.09 ± 0.03 倍，又根據 A. O. Nier 等之研究，貝殼中 C^{12} 與 C^{13} 發生部份分離作用 (Fractionation)，在貝殼中 C^{13} 較高 1.03 倍，由其結果可推出貝殼中之 C^{14} 約比大氣中高出 1.06 倍，這些計算值與 Libby 之實驗值相當接近。（如表一）

表一：碳十四在海產物之含量 (Libby)

測 驗 資 料	碳十四之含量 (dpm/g Carbon)
Florida 西岸之貝殼	17.1 ± 0.5
Chesapeake 灣之貝殼	15.1 ± 0.5
1150 m 深海沉澱物	17.1 ± 0.6
平 均	1.65 ± 0.5

因此可推出海水之碳十四含量，約為 16.2 dpm/g carbon 左右，同時在深度 4000m 以下者，其濃度大約相同。

三、碳十四含量之推定

在大氣中，由宇宙射線誘起之中子，大部份被吸收而參加 $[N^{14} (n,p) C^{14}]$ 之反應造成碳十四，例如地球上每一平方公里每秒間，中子之生成量為 \bar{Q} neutron/cm²/sec 時。即有 $5.1 \times 10^{18} \bar{Q}$ 個之碳十四在每一秒間產生，以 5600 年為碳十四之半化期時，其在平衡狀態時碳十四之總量即有 $30 \times \bar{Q}$ 噸，大氣與陸上生物之碳含量為 A 噸，海水中之含量為 B 噸時，碳十四之含量，即可以下式示之。

$$[30\bar{Q} / (A + 1.06B)] \text{ g./g. carbon.}$$

宇宙射線對中子之生成。易受地磁場（緯度）之影響而變化，但僅求其平均值即每平方公分每秒約為 1.1 neutron/cm²/sec，如果將在能量消失過程中，被 N^{14} 所吸收之中子一併計算在內，中子之生成量即約有前者之 2.36 倍，因此 $\bar{Q} = 2.6$ ，不過其推定值，未免有 20% 之誤差。

關於上述兩項數值，根據地球化學，求出甚多的

推定值，茲將具有代表性的，示於表二，表中對生物中之二氧化碳之含量測驗值較為正確，其誤差僅在百分數以下，但對生物中碳含量之測驗，因此須考慮生物一年中之碳，固定量與平均壽命等，所以其誤差較大。假如 Libby 之證明為真實的，碳十四在海水中的均勻分佈時，大氣中之碳十四濃度約為 1.7×10^{-12} g/g carbon (約 18 dpm/g)，這種推定值與實驗值 15.3 dpm/g 相當接近。

表二 (1)：碳在大氣與陸上生物之含量 (10^{10} g)

大 氣	0.062
生 物	0.02
合 計 (A)	0.08

表二 (2)：碳在海水之含量 (10^{10} g)

溶為碳酸鹽	3.6
溶為有機物	0.40
生 物	0.16
合 計 (B)	4.2

四、實驗結果與檢討

(一) 測驗資料之處理：

因碳十四之能量微小 (0.16 Mev)，在測驗量對資料之處理，必須要有充分之注意。本實驗中，因測儀之限制，筆者等即將測定資料，處理為固定體形態，然後裝入氣流計數器 (Gas flow counter) 測定之。茲將測驗資料之處理順序簡述如下：

- (1) 首先選擇測定資料（本實驗採用木片），並以蒸餾水洗淨後，從新以 HCl 淨洗之。
- (2) 將淨洗後之木片，裝入金屬盒，燃燒成碳。
- (3) 碳化木片 秤量 10g，裝入特設氧化設備（如圖 1），以氨水吸收二氧化碳。
- (4) 為精製碳起見，將含有二氧化碳之氨水與氯化鈣溶液反應，並造成碳酸鈣之沈澱。
- (5) 乾燥之碳酸鈣即盛入二氧化碳之發生設備（如圖 2），並以乾冰、液化氮等精製二氧化碳後，以鎂粉使之還元。
- (6) 將乾燥之碳粉盛入鋁皿，以氣流計數器 (NRD DR-15) 測定之。

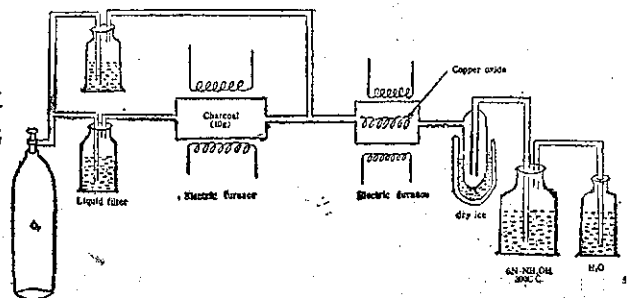


圖 1：碳十四測驗資料收集設備

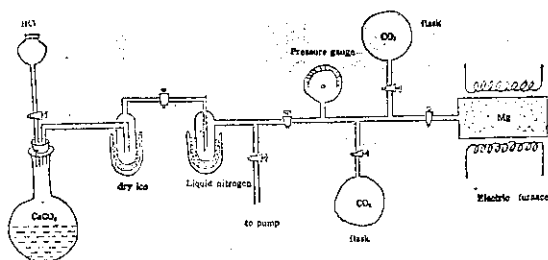


圖 2：碳十四測驗資料精製設備

(二)測驗結果與檢討：

茲將測驗結果示在表三

表三：碳十四在樹木之含量

樹木成長之年代	碳十四之含量(dpm/g carbon)	備註
1933~4	9.87	本試驗樣品，為南投縣竹山鎮產之柳杉。
1934~5	10.50	
1935~6	10.23	
1936~7	10.70	
1937~8	11.20	
1938~9	11.52	
1939~0	10.70	

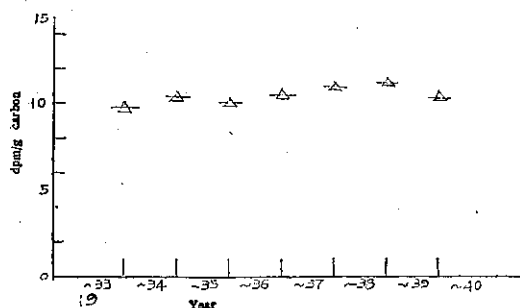


圖 3：碳十四之含量與年代關係

在本實驗中，因測定儀器之限制，不得不將測定資料，調製為固體形態，以其形狀來講，測定效率比較差（本次所用之測定儀為 33.7 % 之測定效率），而且誤差亦要大，蓋必須考慮其自身吸收，在實驗中，以碳十四之能量計算，其厚度不得超過 20 mg/cm²，為避免本身吸收，各項測定資料均處理為 20 mg/cm² 以下，惟因測定儀器本身之自然計數較高，其誤差亦大，實為遺憾。

經本實驗，發現對測驗資料，如果取固體形態者，必須用背景低微計數器（Low Back Counter），其自然計數以 10 cpm 以下為佳，同時為減少測定誤差，必須將測定時間拉長，惟因其一次能測驗之資

料微小，實為難以避免之缺點。以測定資料之處理經驗，其形狀以氣體狀態者似為方便，惟必須具有特設之測定儀器，才能勝任。

五、碳十四對各種研究之應用

因碳在大氣、生物、水界等，均有一定之含量，因此如果研究碳十四之移動情形，則可瞭解許多現象，如測定大氣中碳十四之含量與變化情形，即可知大氣環流之途徑與宇宙射線之變化，生物中碳十四之增減情形同樣的給吾人在生物生理的求證，海水中碳十四之移動情形，即使人了解海流之甚多難題等。

又因碳十四保持 5600 餘年之半化期，如果吾人能精確的加以計測，則其結果能貢獻在考古學、地質學上，甚多的求證，經芝加哥（Chicago）大學、Libby 研究室、哥倫比亞（Columbia）大學、密歇根（Michigan）大學等之研究，以碳十四已能求證 2 ~ 30,000 年前之資料，這種結果，不單在考古學上有用，在地質學上亦非常寶貴。

此後主要的問題則期待延長古代之測定限度，這種研究如果成功，對地質學（尤其是對地下資源之開發）、地球化學等則有無限的貢獻。

誌謝：本研究計劃承蒙國家長期發展科學委員會之資助，上項研究僅屬於初步的成果，在研究過程中曾獲得林松雲、周木春、許玉釧諸先生的協助，萬分感激，特此誌謝。

六、參考文獻

- Willard F. Libby (1955): Radiocarbon dating.
- Melvin Calvin et al (1949): Isotopic carbon.
- Kunihiko Kigoshi (1960): Recent variation in the atmospheric radiocarbon and the problem of transfer of radiocarbon into hydrosphere.
- R. Nydal and R.S. Sigmond (1953): Radiocarbon dating in trondheim.
- H. R. Brannon et al (1954): Proportional counting of carbon dioxide for radiocarbon dating.
- G. J. Ferguson (1957): Reduction of atmospheric radiocarbon concentration by fossil fuel carbon dioxide and the mean life of carbon dioxide in the atmosphere.
- T. A. Rafter (1953): The preparation of carbon for C-14 age measurements.
- G. J. Ferguson (1953): Activity measurement of samples for radiocarbon dating.
- K. Kigoshi and Y. Tomikura (1960): Bull. Chem. Soc. Japan 33: 1576.
- K. Kigoshi (1960): The distribution of radiocarbon in nature. Bull. Chem. and Industry 9: 373.

(完)

太空時代之氣象學

魏元恒

A Description of Planetary Atmospheres

Abstract

Y. H. Wei

A brief description of planetary atmospheres and some details of climatic conditions on Mars and Venus were given in this paper. The historical development of terrestrial atmosphere was also described in this paper.

今日太空時代，對地球以外，其他行星上氣象之研究，日增需要，此亦為氣象學上新領域之興起。

太陽系內，行星間之太空，係受太陽主宰；各行星非僅受太陽吸力之影響，即各行星上之溫度、光線及大氣化學成分，亦均受太陽之控制。

近十餘年來，利用火箭及人造衛星，開創了太空時代；接之而來者，在航行太空中，其他行星之狀況，有待瞭解者更多。行星上大氣之化學成分，對人生命最為重要，欲瞭解今日各行星上大氣之組織，必先究其來源，及歷史發展過程。茲就地球大氣之演變為例，予以闡釋。

關於地球及其他行星之來源，就上世紀及本世紀初之學說，均認為行星起源於極熱之氣體雲，或極熱之太陽物質，此說可謂係熱源說。依照最近25年來之新學說，行星係生成於太陽邊緣，比較低溫之太陽塵（此說可謂係冷源說），由於物質之積聚融合，因而溫度增高，再次達於2000°C左右。

蓋言之，行星之發展，可分為三個階段：

第一為「前原始行星期」——此時雲狀太陽塵點，及微星雲，逐漸凝聚。

第二為「原始行星期」(Proto-planet)——即行星本體初形成期。

第三為「行星期」——即行星形成後初期階段，與今日地球情況相似。

地球年齡，一般估計為四十億年，太陽系之年齡為五十億年。在二十五億年前，地球在原始行星期，溫度達2000°C，地球為巨大濃厚水汽層所包圍，太陽光不能透入。由於此種高溫，地球上之水，幾均為汽體；經過數百萬年之過程，地球表面漸冷，水汽逐漸凝結，最後大氣中水汽，均凝為雨而降至地面，大量之水，積聚地球上，造成沸騰的海洋，此為自天文至地質時代之時期。約在二十五億年之前，空中全部水汽，凝為水於地球上，太陽光線可通過大氣而至地

面，水界與氣界分開，為地球大氣生成期。此時之大氣為「原始大氣」(Proto atmosphere)，與今日之大氣，在化學成分上，有顯著不同。

今日之大氣，主要包含氧與氮，以及氧化物，如二氧化碳等，可謂係一氧化大氣。而「原始大氣」，則主要包含氫及氫之化合物，如沼氣、阿蒙尼亞及氮等，為由沈澱後之大氣，未具氧化作用者。就化學作用言，今日之大氣，主要為具有「氧」的大氣，而原始大氣，主要是具有「氫」的大氣。

按照近代天文物理學說，原始大氣之進化，始自大氣邊緣之水分子，由於太陽紫外線作用，水分子被分裂為「氫」及「氧」。質量輕之「氫」逃入太空；較重之「氧」，留於地球。原始大氣，循此過程產生之氧，而具有氧化能力，因以造成大氣之進化。阿蒙尼亞(NH₃)經氧化而為自由氮(N₂)及水；而沼氣(Methane, CH₄)變為二氧化碳及水。

原始大氣，經如此之進化，其氧化作用，逐漸加速，至約十五億年前，開始發生葉綠現象(Chlorophyll)，更加速了氧化過程，因之生物出現於地球上大氣圈內。氧及碳氫化合物之產生，更氧化其餘之氫化合物，遂有過量之氧，大量積聚於大氣中，成為今日世界大氣，此可稱為「新大氣」(Neoatmosphere)。詳如下列所示：

原始大氣主要成分：H₂, He, Ne, H₂O, NH₃,
CH₄, A, (依含量多寡為序)

今日大氣主要成分：N₂, O₂, H₂O, A, CO₂

關於其他行星上之大氣，吾人可假定，各行星之原始大氣(Proto atmosphere)，在二十至二十五億年前，具有與地球原始大氣，同樣化學成分。速時至今日，各行星上之大氣，必有極不同之化學成分，因其離太陽之距離各異，所受太陽之輻射強度，各有不同也。

茲就太陽系，九大行星上，大氣壓力，溫度及氣含量多寡爲序）。
體成分列如下表（表內各行星大氣成分，其次序係以

太陽系九行星之大氣要素表

名	稱	對日距離 (百萬公里)	大氣壓力 mb	大氣溫度 °C	大 氣 成 分				
水	星	57.9	?	—	—	—	—	—	—
金	星	108.2	>160	50—100	N ₂	CO ₂	H ₂ O	O ₂	
地	球	149.6	1000	10	N ₂	O ₂	H ₂ O	A	CO ₂
火	星	227.9	50—100	0	N ₂	A	CO ₂	H ₂ O?	O ₂ ?
木	星	778.3	>50	—120	H ₂	He	CH ₄	NH ₃	H ₂ O
土	星	1428	>50	—150	H ₂	He	CH ₄	NH ₃	H ₂ O
天	王	2872	>170		H ₂	He	CH ₄	NH ₃	H ₂ O
海	王	4493	>350		H ₂	He	CH ₄	NH ₃	H ₂ O
冥	王	5910	?		H ₂	He	CH ₄		

由上表可知，距太陽較近之火星、地球、金星等三個行星，因體積小，其大氣成分，主要爲分子量較重者，進化過程與地球較相近。水星距太陽最近，由於體積小，吸力小，溫度太高，其上可能無空氣。

太陽系最遠之行星爲冥王星 (Pluto)，其大氣成分，假定爲氫、氮及沼氣 (CH₄)，係凍結狀態。天王、海王、土星、木星等較大行星，其大氣成分，主要爲氫、沼氣、阿蒙尼亞、氮、及可能凍結之水，無氧化作用。此四行星之大氣，與地球上，最初之原始大氣相似，其中甚輕之氣體成分，由於各行星體積大，吸力亦大，不易逃脫，更由於距太陽遠，其大氣可能亦處於凍結狀態。

諸行星中，最值得吾人注意者，爲金星、火星、木星。火、木兩行星，均具有較大輪廓，其大氣現象，可由觀察及照像而得。金星亦具較大輪廓，但其大氣層並非透明，故對金星表面實況，所知不多。其他土星、天王星、海王星，由於輪廓太小，不便觀察，其大氣狀況，所知者更少。金星及火星距地球最近，爲將來太空航行，所可能最先接觸者，茲將該兩星，分述如下：

火星——火星上狀況，爲行星中最與地球相似者，其一日幾與地球一日相等，一年約爲地球兩年；其自轉與公轉面之傾斜，與地球相同，故其四季與地球亦相似。

火星與金星以及其他行星不同處，爲火星上大氣，無何遮碍，其地面可明顯看出；惟因此，對火星上氣象現象，如雲之移動等，所能測得者甚少。

火星上有大氣，爲多年前所習知之事，主要由於

其兩極大氣，隨季節變動，發生光線擴散現象，可爲氣體存在之佐證。近年曾首次正確鑑定，在火星大氣成分中，有二氧化碳，其量約二倍於地球。

火星大氣中，有無水汽，尚未得到證明，可能由於爲量太少，分光鏡下不易察出；但由於火星上有雲及「極冠」，乃爲顯示有水存在。火星大氣中，尙有何種其他氣體成分，尙不得知，惟推想必有充分之氮氣，因其不易與星球之地殼，起化學作用，更因其質量重，不易逃出星球吸力圈外。

火星大氣，其性質與地球大氣相似，但可能無氧氣存在，即或有亦甚微；由於火星吸力小（約地球吸力38%），在進化中，其大氣已消失大部，不僅氫已在火星原始時代，大多逃脫，即氧氣亦然，故吾人可認爲，火星上大氣，爲具有低氧化作用之大氣，並由其自由氧分子出現之情況，得知其氧化作用實甚低。

關於火星上溫度之情況，早在1926年，已將火星上氣溫分佈狀態獲知，其法係用輻射計測量，得以估計火星表面上，最小半徑二百哩範圍之溫度。火星上夏季半球，在緯度 20°一帶，溫度最高；冬季半球，溫度低，梯度亦大，惟風速較地球上風速爲小，此可由火星上雲之移動觀測證明之。火星上大氣環流與高低氣壓分佈態式，亦與地球上極相似；並且其高低氣壓在位置及雲之移動方位，與所測定溫度分佈情況，亦極相吻合。

火星上情況，與地球不同者，無海洋及高山峻嶺，水汽含量少，一年時間較長。由於火星地面比較平坦，天氣變化自較規律；雲量特少，氣候特別乾燥，每天及每年之天氣，甚少變化。

火星上一年，幾等於地球上兩年，因此高低溫度之對立，不似地球上為極地與赤道，而係冬半球與夏半球間，冷暖空氣之對流。由於火星上季節較長，促成半球與另一半球間之空氣對流，乃為一重要氣象因素。

金星——金星體積為地球 0.97 倍，兩者幾相等，且為距地球最近之行星。

金星上大氣及表面情況，尚多不知；在普通光線下，僅能見其表面，為雲層所蓋，不能見及其地面；更因其表面無顯著目標，自轉週期，亦無法確定。

由分光之研究，金星自轉週期，約為三或四星期，亦可能其自轉與公轉相等（即地球上 225 日），即金星有一面永向太陽；惟吾人可斷言，金星自轉甚緩，其大氣運行，應無顯著偏向力可言。

由金星各種自然現象，可證知其上確有大氣。在分光研究下，證實其大氣中含有二氧化碳，含量約達地球五百倍，惟未發現其含有可察出之氧及水氣；因此金星上之雲層，不可能為水氣，而可能為塵埃所構成。但近代用氣球升入高空，以分光研究所得，金星上有水之存在。

在紫外線照像中，金星上顯有黑條紋及亮條紋，此種條紋之性質尚不知，惟因其大小及形狀，時時在變化中，可知必為雲層之一種特性。

吾人今日在地球上，曾發現火山噴氣口處，由地心深處噴出之二氧化碳，與金星上大氣極相似；火口處空氣，由於二氧化碳過多，無生物存在，惟在該處，偶有發現死鼠及死鳥，此蓋由於動物，誤衝入此有毒空氣區域而致死者。

金星上大氣之環流，吾人無從得知，但由其自轉週期甚長，向太陽面與背太陽面，冷熱兩半球間大氣之對流，因自轉偏向力甚微，必為直接對流，空氣流動與氣壓梯度近於平行；因此向日與背日兩半球間，熱量交換甚快，此可由背日半球，時有紅外線放射作用察出。另一使背日半球，保持熱量因素，為大量 CO_2 所致之花房作用。

由背日面大氣中， CO_2 所含熱量，放出之紅外線，有時不顯，此並非無此種放射，乃為甚高雲層通過，阻絕此種能量射出；此種甚高雲層之性質，尚不得而知，但必係 CO_2 之凝結所致；因金星上甚熱， CO_2 飽和蒸氣壓力，可達金星地表 20km 之上，故可設想此種雲及其移動，可由紫外線測得其影像而察知。

行星大氣之分類

吾人對地球上大氣之分析，經常用「氣團」(Air

mass) 一詞，今就太空氣象而言，則應用「太空團」(Space-mass) 一詞；各行星之大氣及太陽大氣，應視為太空團之組成因素。例如地球上大氣視為「地太空團」(Geospace mass)；太陽上大氣視為「日太空團」(Heliospace-mass)；伴隨彗星之稀薄氣體及塵埃，視為「彗星團」(Comaspace-mass)。

就近代之研究，太陽系內之行星，約有兩種形態之大氣：一為氫及氫之化合物所組成之大氣，係出現於各外行星者；另一為氧及氧化物所組成之大氣，出現於內行星者，此種大氣又分為三類：(一)地球上之大氣，係屬氧化甚強之大氣，含有大量自由氧氣；(二)金星類大氣，亦為一高度氧化大氣，但所含自由氧極少，或甚至無有；(三)火星類大氣，係屬輕度氧化大氣，只具有極少量之自由氧。

太陽系之內行星，為具有氧之大氣體系；地球上大氣，則為此體系中，最為富有氧氣之行星；外行星，則為氫氣之大氣體系。由此兩體系，又可說明地球上大氣，在歷史上之進化。例如地球在 25 億年之前，係屬氫大氣階段，而今日則為富有氧之大氣階段。

因之吾人亦可以此同樣過程，由距太陽最遠之外行星，經歷至距日最近之內行星，其大氣之組成，由氫及氫之化合物，進化至氧及氧之化合物。

外行星之大氣，因超出太陽輻射影響之外，似永久保持其原始大氣狀態。依年代計，內行星與外行星，約為同年代生成；但外行星大氣，在化學結構上，由於未受太陽輻射影響，其進化落後，至今仍處於原始狀態。尚堪注意者，太陽系諸行星中，所具兩種大氣，其間並無一星球上；有此兩種間之過渡性大氣；此可能由於火星與木星間距離特遠之故。

行星大氣與生物

太陽系諸行星，其大氣成分甚多不同，但就整個宇宙言，則係屬於同一族。因各行星，在不同距離，圍繞太陽運轉，遂有不同之化學作用，因而對生物之影響甚為重要。並且行星上大氣之溫度，亦因距太陽遠近而異，此對生物影響亦甚大。

行星上之溫度，適合於生物者，只限於距太陽某一定距離之內，過遠或過近，均不適宜。吾人對此適宜距離之範圍，稱為行星系內「生物溫度區」。

在生物溫度區內，金星上較熱，火星上較冷，惟地球上，則最屬溫和。外行星上溫度，約自 -140°C 至 -250°C ，均超出生物溫度標準之外。

在此生物溫度區內，大氣中有水汽及氧氣，此對

生物至屬重要者，故此區又通稱「生物界」，或稱「太陽生物界」(Helio-Ecosphere)。

在太陽系內，此種生物界，範圍並不廣；自太陽至最遠之「冥王星」(Pluto)，廣大距離內，生物界僅佔5%。此種認識，對未來之太空航行，以及旅行至其他行星，均屬重要；並且亦為今日太空時代，為科學界研究之重要問題。

就生物條件言，除地球外，僅火星或金星，係具有生物之行星。在外行星上，認為可能有細菌式微生物，猶如地球在25億年前，原始大氣時代；惟外行星上，溫度太低，是否能如此，則為一疑問。

在有生物界之行星中，金星經年為濃厚雲層所掩蓋，大氣含有晶體二氧化碳；金星地面情況，至今無法窺探，尚為一個謎。由於金星距日太近，大氣中含有大量二氧化碳，具有保熱作用，其溫度太高，不適於人類生存。

火星大氣，比較透明，其地面可窺探，其大氣壓力約為70mm Hg，相當地球上15公里高度之大氣壓力，亦即火星上地面氣壓，相當於地球上平流層大氣壓力。人類飛入平流層，需要密閉艙，加壓、增溫等，若登陸火星，亦需同樣情形。

關於火星上氣候情況，就今日所知者，在火星赤道地帶，夏季晝間氣溫可達25°C，入夜降至-45°C，整個火星上平均氣溫，較地球上低約20°~30°C，火星上是否確有生物，若以地球上為標準作比較，則火星上生物，生存條件必極困難，僅低等級生物，具有極大抗寒力者可生存。惟若就火星上，局部特殊情況下，如在地下或山洞中，氣候可能比較溫和。另有不可忽視者，就生理學言，各種生物，對其所處之環境，均有極大之適應力。

據 Smithsonian 天文台，Sinton 博士對火星

上分光之研究，發現火星上，具有顯著之有機體細胞，對火星上有植物存在之理論，似無須置疑矣。火星上之氣候，似與帕米爾高原及西藏相似，但情況更為惡劣。

其他行星上，有無生物之可能，均係依據地球上生物條件，為衡量之標準；而地球上生物，係以碳為基本原子所構成者。但吾人不可武斷，其他星球上，不能由其他基本原子，組成之生物；如以矽(Silicone)為基本組成原子，在一般想像中，自為一種，非一般生物矣。

展 望

太空時代，主要發展之方向，為太空航行；將來人類要衝出地球大氣圈外，航行至其他行星或衛星。

今日氣象學之含義，非僅不能局限於地球上大氣現象，而須擴展至各行星上，大氣現象之研究；並且須更進一步，對星際間太空出現之現象，諸如「流星群」(Meteoroid)，「微行星群」，(Asteroid) 太陽輻射線，以及圍繞地球大氣圈邊緣外之Van Allen放射環等，凡從事氣象學者，似應有所瞭解及深入研究。蓋以今日飛彈、火箭、人造衛星、太空船，均係由地球表面射出，通過整個大氣層、星際間太空，至其他星球。

在星際間太空，輻射線問題，為不可忽視者；吾人在地球上，因受大氣之遮護，不覺其有何嚴重性；但在太空航行中，所遭遇之宇宙線、紫外線、X射線、太陽活躍期(Solar flares出現時)之射線等，均待進一步研究。

衛星及太空航行，將使氣象學有甚大進步；但由於領域之擴展，使氣象學所面臨之問題，更趨複雜而艱巨矣。(完)

雷電定位探測及其效果

周根泉

A Discussion of Atmospheric Network and It's Effects

Ken-chuan Chou

Abstract

During war-time the atmospheric network was of the great importance; not only it provide a means of warning to those who had to plan air raids of the existence of thundery activity over the areas in which they were particularly interested, but it kept forecasters primed with reliable information concerning the positions and movements of fronts over enemy-held territory. and over sea areas from which weather reports were unobtainable.

The establishment of an atmospheric network is costly but its maintenance is relatively small. A few personnel is required to carry out the observations. In view of enormous increase in civil flying over long air routes and high frequency of accidents attributable to air crafts being involved in cumulonimbus clouds, a network for atmospheric observations is likely to be a paying proposition in peace-time.

In case an atmospheric network is setting up in Taiwan at least three stations i.e. Taipei, Hengchun and Quinman. The data on the observation of atmospheric will cover an area shown as fig. 5. The cost of maintenance of the network on observation of atmospheric is relatively inexpensive in comparison with a radar station.

雷電現象多產生於濃積雲或積雨雲中，不特為航空的阻障，亦為暴雨的徵兆。尤其區域性的雷電現象，在缺乏參考資料的情況下，更使預報人員無能為力。因之對於雷電現象的偵測，向為氣象工作人員所關心。

遠在第二次世界大戰期間，歐陸大部地區均為納粹所控制，盟軍指揮作戰機構需要敵方控制區內的對流活動的氣象報告，發現利用英倫三島的雷電長距偵測網，所獲得的紀錄，有極顯著的應用價值。同時美空軍在大西洋地區亦建立雷電偵測系統，以協助空襲作戰計劃，成果亦甚為輝煌。戰後，美、英、法、德以及各氣象先進國家，對於雷電現象偵測技術之發展，均極重視，除繼續作長期之實驗研究外，對於使用之儀器工具，亦不斷嘗試改進，成績斐然。因資料搜集不易，本文僅就英、美兩國對於長距離偵測雷電現象之成效，加以討論。

一、定 義

利用雷電探向儀器，偵測長距離之空中放電現象

，亦即英美等國所謂 Sferics，此詞為自 Atmospheric 蛻變而來，原為用作報告有雷電現象之氣象電報之報頭，旋即演變為雷電現象偵測之專門名詞，1953年世界 Sferics 討論會，就其一般用途，認為可綜合包含三項意義：

1. 探尋及追蹤雷電現象發生之位置之技術。
2. 為氣象工作之目的，以判定雷電現象某種特性之技術。
3. 為氣象工作之目的，應用儀器以顯示雷電現象。

二、偵測設備與基本原理

雷電現象為空中的放電現象，勢必產生電磁波，如果能設法測知此項電磁波來源的位置，即可推斷雷電發生的所在。英國之陰極射線探向器 (Cathode Ray Direction Finding-CRDF)，美國之天電探向器 (Static Direction Finder AN/GRD-1A) 及法國之限制扇形記錄器 (Narrow Sector Recorder -NSR) 等，均用為偵測此項雷電電磁波來源的儀

器。

英美兩國所用的探向器，結構大體相近似，大別之包括以下各部份，即垂直相交之定向天線，接收器，放大系統，陰極射線指示器及一套自動攝影紀錄設備。

垂直相交之定向天線，固定朝向南北及東西平面，通過接收器及放大系統，而與指示器相連接，如圖1。通常接收器之頻率約為 10 KC/sec.。雖則接收

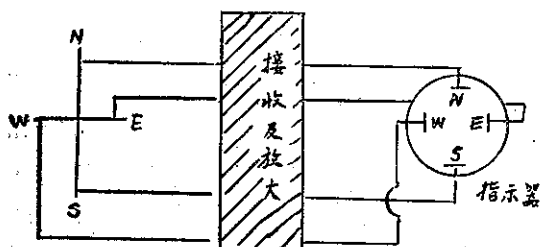


圖1：指示器之連接

器任何頻率均可用。但就所知接收之最大能量約為 8-12 KC/sec.，同時應用此種頻率可減低因偏極而發生的方向差，而且此種頻率一般商用 W/T 發射電台甚少使用，因而可避免不必要的干擾。

三、遠距離雷電偵測法

當空中發生一次放電，電磁波即自放電處向四周傳播，其狀態適適用一石塊擲入水中，漣漪以石塊入水處為中心，向水面四周傳播的情況相同。此項傳播的電磁波，能被探向器的天線所接收，如來自南北向者，則為天線的南北向框所收取，通過接收及放大器，而在陰極射線管顯現一南北向的光線。同樣的，如信號來自東西向，即顯示東西向的閃光，而信號來自任一方向，均可在陰極射線管顯現最接近的方向，並在該器之玻璃面刻度，可讀出其數值，如圖2。現用

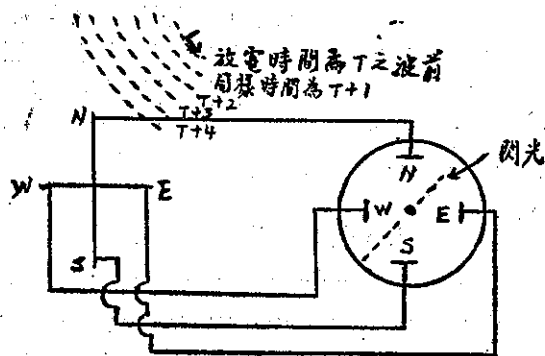


圖2：電磁波之傳播方向及閃光之構成

的陰極射管，其管面均塗有持久性的螢光物質。因此，雖然一次閃電，其存在的時間，僅及五百分之一至千分之一秒，但顯現於管面上的光線，却可保留足夠的時間，以便觀測人員讀取精確的方向刻度。如圖2所示，閃電來自東北方，於是在指示器面上必顯現自 NE 至 SW 一條直線。此項指示，必須除去一半，僅有一半方為正確的雷電的來向。在本例中，即須觀測工作人員判斷，究竟閃電來自測站的東北方，抑或西南方，而且即使如此，亦僅有方向的判別，並無精確的估計閃電發生處的距離，究有若干。

欲決定閃電發生地點，必需兩個以上的雷電探向測站。閃電的方向角，在同一時間為兩個以上的測站所偵知，然後即就閃光發生的方向延長其直線，而獲得一交點，是即閃電發生的位置，如圖3。實際上，

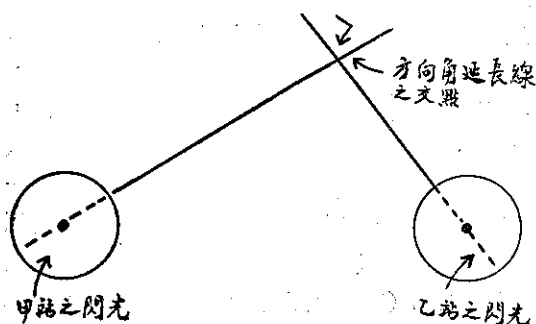


圖3：方向角交點求知閃電之位置

常利用三個或三個以上的測站，以判定閃電的位置。由於儀器差或其他的誤差，此三個(或以上)的方向線，常常並不能相交於同一點。美國通常根據位置可能誤差的大小，而將結果列為三類：第一類可能誤差在 25 英里以內。第二類可能誤差在 25 英里以上 100 英里以下，第三類可能誤差在 100 英里以上。總之，假如為欲求取一交點，而需要移動一條(或一條以上)方向線，至 3 度以上，則此項紀錄即失却正確性，不能採信。

四、英美之實際偵測情況

自 1949 年起，英國氣象局即分別在 Dunstable Leuchars Irvinestown (北愛爾蘭)，Hemsby 及 Camboune 設置雷電偵測網，並以 Dunstable 為中心站，經常每日偵測 12 次，每次偵測 15 分鐘。其偵測時間為 0700、0900、1015、1130、1220、1400、1515、1630、1830、1945、2100 及 2200。觀測時，各測站間均以對講電話聯繫，其總樞紐則在中心站。

中心站之觀測員在指示器上置一正確之時鐘。當閃電一至，中心站之觀測員立即喊出一信號(如“Now”)，而偵測網之其他各站，隨即將獲得閃光之方向角，經由對講電話報予中心站之紀錄員，俟一次偵測終結，即繪之于圖，判定雷電發生之方向及距離，而獲知其位置。惟此法當閃電極度頻仍時，前後紀錄未免重疊相混，除在繪圖時發現可疑即予剔除外，別無補救辦法。

美國方面，當第二次世界大戰時，原在大西洋區建置一雷電偵測網(四個站)，戰後即將此四站移用，構成 AWS 加勒比海雷電偵測網。測站之分佈，計為 Ramey (在波多黎谷)，Kindley (在百慕達)，Mac Dill (在佛羅里達州) 及 Robins (在喬其亞州) 各空軍基地，並為增強計劃之功效，加設第五站 Fort monmouth (在新澤西州)。先經 1951 年 2 月 1 日至 1952 年 6 月 30 日，十七個月的試驗，結果相當完滿。試驗期間，以六小時偵測一次，如 0000Z，0600Z 等，時間信號，自無線電台用 WWV 劃一之，每次均偵測四分鐘，假定有四個站參加偵測，甲站(設為偵測網的中心站)選擇紀錄底片發生於偵測第一分鐘的 30 次閃電，每次閃電的時間精確度，必須計至最接近於百分之一秒者，然後將此項紀錄，藉無線電傳至其他三站(乙、丙及丁)，此三站隨即在其本站之紀錄底片中，同一分鐘之紀錄中覓取與甲站同時間之閃電，而將其方向角回報中心站，中心站於集齊紀錄後，即將之繪於地圖，據以獲知每次雷電發生之確實位置。

遠距離偵測雷電判定雷電發生位置應用的地圖，必須使用日晷投影法(Gnomonic projection)繪製的，將大圓視為直線。其所以須用此種特殊的投影圖，乃因電磁波遵循大圓路徑進行之故。

五、偵測結果之編報

繪圖完畢，經判定各雷電發生的位置，即編成電碼，經由電傳打字機或發報機廣播其紀錄，一如一般的氣象報告。以往英美等國通用的電碼形式為：SFERIC GGGa₁ A₁ L_a L_a L₀ L₀ K L_a L_a L₀ L₀ K... ..。

其後世界氣象組織認為此項偵測紀錄，甚有價值，除呼籲國際合作，建立雷電偵測網外，並為播送是項偵測報告，訂定電碼格式三種。

1. 雷電性質及其方位報告：

SFAZI (999 II) iiiGG F₁I₁ D₁D₁D₁

F₂I₂ D₂D₂D₂.....。

F₁ I₁ D₁D₁C₁ 組的組數，視雷電源地數目的多寡而定，F₁ F₂ 等，示音點的強度，分為點音或線音，並為弱，中度或強，而以電碼表示之。I₁ 為音點之密度，以弱，中度或強及分布之範圍，以電碼表示之。D₁D₁D₁，D₂D₂D₂ 等，示雷電源地之方位，以度數計。觀測時間以 00，03，06.....每隔三小時觀測一次，每日觀測八次為準。故 SFAZI 報告之發布，不得遲延至所規定觀測時間三小時以後。

2. 雷電地理位置報告：

SFLOC 66600 GGX₄ a₁ A₁ L_a L_a L₀ L₀ K... 66655

99X₄ a₁ A₁ L_a L_a L₀ L₀ K...

第一組 66600 或 66655 指示觀測所用之方法，66600 指示位置用陰極射線探向器(CRDF)定位法，66655 指示位置用限制扇形記錄器(NSR)定位法。如雷電發生源地不同，則按源地數而編成若干段，每段用 99 指示碼組開始，X₄ 係半球指示碼，電碼 0 為北半球，電碼 1 為南半球，a₁ 示雷電之分佈情況，A₁ 示重複發生雷電的速率，其為低或高分別以電碼表示之。L_a L_a 及 L₀ L₀ 分別緯度及經度，皆以整度數計，經度之百位數字可省略，K 為指示任何半度應加於 L_a L_a 及 L₀ L₀，K=4 或 9，則示 L_a L_a 及 L₀ L₀ 之值僅精至最接近於整度數。

3. 廿四小時來雷電方位分佈詳細報告

SFAZU IIiii YG₁G₁ G₂G₂

999NI g₁g₁ D₁'D₁'D₁' g₂g₂ D₂'D₂'D₂'...

999NI g₁g₁ D₁'D₁'D₁' g₂g₂ D₂'D₂'D₂'...

.....

當雷電發生源地不同時，則分段報告，每段用 999 指示碼組開始。G₁G₁ 及 G₂G₂ 示紀錄開始及終止之時刻，計至最接近之整時數 GMT。N 示雷電中心之個數。I 示音點之強度，以 1，2 及 3 分別表示低，中度及高，g₁g₁ 及 g₂g₂ 分別表示中心出現之時刻，計至最接近之整時數 GMT，D₁'D₁'D₁'，D₂'D₂'D₂'.....等，各為 g₁g₁ 及 g₂g₂ 時中心軸線所在之方位，以整度數計之。此項報告每日僅報一次。

六、偵測之效力及限制

利用陰極射線探向器偵測雷電現象的有效距離，根據以往的經驗，約為兩個測站距離的二倍，而在 1000 至 1500 英里之間。距離愈遠，誤差愈大，因三個測站以上所構成的偵測網，其方向角的延長線，頗難

正好相交於一點。調整之角度愈大，誤差必然愈多，因之一般規定多限於差誤在 1° 以內，否則，紀錄即不予採取。

如僅有兩個測站，則此兩站之連結線及其延長線上各點，即不可能測得發生雷電現象之位置。兩個測站有效偵測圈相交的扇形地區，即為此兩站的空白區(Blind area or blind sector)，如圖4，欲免除此空白區，唯有增設測站。

有經驗的研究人員認為有若干特殊現象，足以減低偵測效果，如磁暴活動效應即與大氣中放電之電磁波傳播成反相關(其相關係數為 -0.212)同樣的，磁暴活動效應的與大氣中放電之電磁波的方向特性，亦成反相關(其相關係數為 -0.344)。其他如電離層的反射，隕石的下降，氣壓的變化及降水等，均可影響雷電偵測的效果。

凡在大氣中伴生放電現象的各種天氣現象，均可偵測判別之。如冷鋒，暖鋒及地域性雷暴等等，均可藉音點的分佈情況與密度及強度判別之。

七、建立偵測網所需之費用

建立一個長距雷電偵測網，即為一個中心站，三個輔助站所構成的偵測網而論，所費當屬不貲。根據美空軍數年前發表之雷電偵測實驗報告中指出。一個中心站所需儀器設備費24,820元(美金，下同)，每月用人費2,369元，每月消耗供應525元，一個輔助站所需儀器設備費22,658元，每月用人費2,120元，每月消耗供應400元，以一中心站，三輔助站，每月觀測120次計，平均每觀測一次需費87元。

但建立一雷達站，所需儀器設備費至少57,006元，每月用人費1,549元，每月消耗供應9,945元，每月觀測120次，平均每次需費83元。但如欲控制如前述雷電偵測網同樣廣大之地區，必須三十個此種型式的雷達站，則每觀測一次，需費 $30 \times 83 = 2,490$ 元。

表一：雷電偵測站所需費用比較分析表

站 別	A (地面測站)	R (雷達站)	雷電偵測站	
			Z (輔助站)	Y (中心站)
儀器設備費	\$51,283	\$57,006	\$22,658	\$24,820
每月用人費	4,598	1,549	2,120	2,369
每月消耗供應費	419	8,396	400	525
用人費加供應費	5,017	9,945	2,520	2,894
觀測次數	720	120	120	120
每次觀測需費	7	833Z+1Y..... 87	

又如地面觀測站，每站所需儀器設備費51,283元，每月用人費4,598元，每月消耗供應419元，每月觀測720次，平均每次需費7元，但欲控制如前述雷電偵測網同樣廣大之地區，必須500個地面站，則同時每觀測一次，需費 $500 \times 7 = 3,500$ 元。如表一。

上述每觀測一次所需費用之比較分析，並非謂一個雷電偵測網可代替雷達站或地面測站，僅表示雷電偵測網之建立及維持觀測，並不過份昂貴。就某一角度觀之，反較廉宜。

八、臺灣地區設站偵測之效果

臺灣為一狹長海島，建立雷電偵測網最經濟之辦法，當於南北兩端各置一站。但僅此兩站，則偵測區域僅臺灣海峽包括浙閩粵沿海，以及臺灣東方海面，而臺灣北部海面及巴士海峽，均無法測到，兩測站間即臺灣本島亦屬空白地區，顯然效果不甚宏大。如圖4，斜線地帶即為有限之偵測區域。

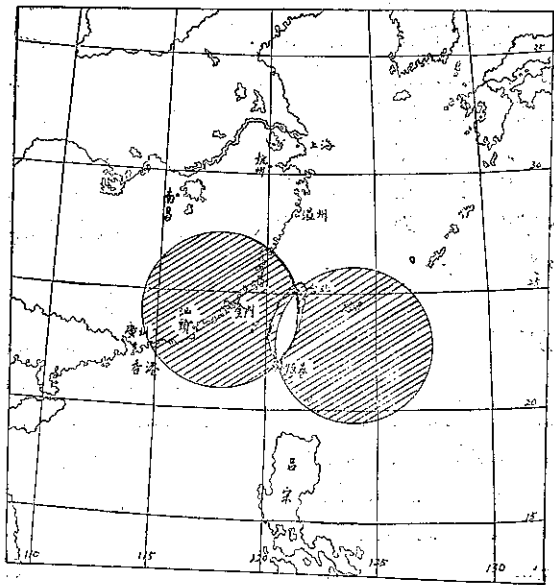


圖4：兩站聯合偵測有效範圍

如同時在金門增設一站，則情況大異，如圖5所示。不特消滅兩測站間之空白地帶，且偵測有效範圍亦增加甚多。大陸上杭州，南昌以至廣州，此一弧線所包括地區，我國東海，南海，巴士海峽及臺灣東方海面，均在有效偵測範圍之內。面積當在一百二十萬平方公里以上。如在上海、杭州、南昌或廣州各地，慎選一二處增設測站，而調整各測站之距離至七八百公里間，則偵測範圍的擴大，何止倍蓰？

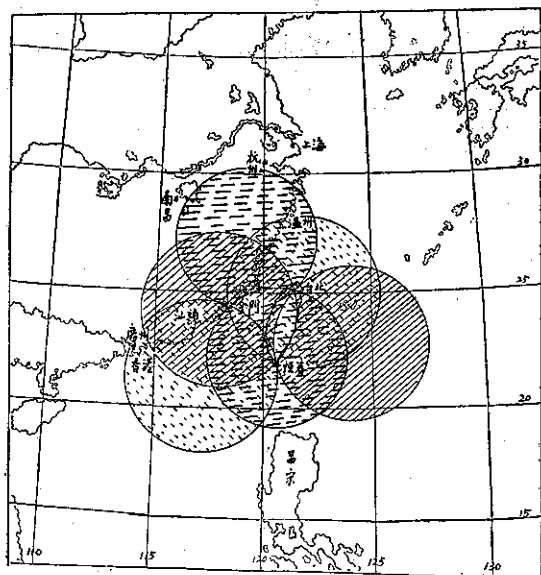


圖 5：三站聯合偵測有效範圍

九、結 論

長距雷電偵測工作，溯本追源，當始於1915年，第一次世界大戰期間。而至第二次世界大戰，因實際需要，始為人所注意，且成效輝煌，予盟軍助益不少。單為協助轟炸攻擊計劃，即在一千次以上。戰後繼續研究，方奠定其實用價值，如今除英美外，法、德、瑞士等國，均經先後建立完成偵測系統，經常工作，效果良好。

此項雷電偵測網，既可有效測定千里外的雷電活動情況，則對於荒僻地區或大洋區域，因測站稀少或缺乏，無法獲知氣象實況，則憑雷電偵測網之觀測記錄，往往可推定鋒面、風暴、或對流狀態的情況，佐證或輔助天氣預報工作。

偵測網之建立，所費固巨，但偵測範圍廣大，實用價值相當高。單在臺灣本島設站觀測，因地區較小，稍嫌不經濟，如能作為國際合作事業，如聯合琉球、菲律賓及香港等地，分別設站，共同觀測，則費用既省，而有效之偵測範圍復可擴大，似值得一試。

參 考 文 獻

1. Use of sferics in analysis and forecasting (1953 Aws M 105-38, air weather service manual, department of the air force).
2. Maidens, A. L.: Methods of synchronizing the observations of a "Sferics" network (The meteorological magazine No. 975, Vol. 82).
3. Oekenden, C. V.: Sferics (The marine observer,

No. 146, Vol XIX).

4. Final reports on the Aws Sferics evaluation project (Air weather service technical report 105-102, headquarters air weather service, 1954).
5. Atmospherics techniques (WMO technical note No. 12).
6. Horner, F.: The accuracy of the location of sources of atmospherics by radio direction-finding (Institute electric engineer, No. 74, Vol. 101).
7. Watson-Watt, R. A. Herd, J. F., and Lutkin, F. E.: On the nature of atmospherics (Proceeding of the Royal society A. 1937).
8. Schonland, B. F. J., and Hodges, D. B.: Direction finding of sources of atmospherics and south african meteorology (Journal of the royal meteorological society, 1940).
9. Boswell, R. W. and Wark, W. J.: Relation between sources of atmospherics and meteorological conditions in southern australia during October and November 1934 (1936).
10. Adecek, F., and Clarke, C.: The location of thunderstorms by radio direction-finding (Journal I. E. E. 1947, 94, Part III).
11. Clarke, C.: A meteorological direction finder (Wireless World, 1949, 55).
12. Horner, F.: New design of radio direction finder for locating thunderstorms (Meteorological Magazine, 1954).
13. Horner, F.: Radio direction finding, influence of buried conductors on bearings (Wireless Engineer, 1953).
14. Ross, W., and Horner, F.: The sitting of direction finding stations (Radio Research special report. 1951, No. 22, H. M. S. O. Code No. 47-29-22).
15. Stansfield, R. G.: Statistical theory of D. F. fixing (Journal I. E. E. 1947, 94, Part III. A.)
16. Clarke, C. and Harrison V. A. W.: Low-frequency direction finder, Twin-channel cathode-ray design (Wireless Engineer, April, 1955).
17. Specification of atmospherics direction finder R. R. O. design (Formerly known as the N. P. L. Pattern MK. 3. Oct. 1950, Revised Sept. 1953).
18. W. M. O. International meteorological Codes (1959). (完)

由近代氣象學之進展談到電子 計算機及氣象衛星

殷來朝

Contributions of Electronic Computer and Meteorological Satellite to the Advancement of Modern Meteorology

Lai-chao Ying

Abstract

In this paper, the author points out the significant contributions to the development of modern meteorology during last half century. The discovery of polar-front theory gave a revolutionary conception on the formation of cyclones in three dimensional view in the atmosphere. The invention in using of electronic computer to solve meteorological problems was another step to pave the numerical weather predictions to regular forecasts missions. And quantitative forecasts may be followed in coming through the improvement on data processing methods. The meteorological satellite has initiated the study of cloud cover on a global basis which will enable us to make weather analysis on a large scale especially over the sparse-data areas. The details of these prominent contributions have been introduced with some discussions.

一、緒 言

氣象學之發展，是從十九世紀中葉有線電報發明以後，才算真正進入了新的科學途徑。早年傳統的氣象預報基礎，只是基於 Dove, Fitzroy, Galton 及其他諸先進的觀念，主要是依據各地測站連續的天氣觀察，並應用自記儀器記錄，以說明天氣系統之空間結構。由於有線電報在 1860~1870 年間之迅速發展，氣象學者乃能繪製廣大地區的天氣圖，並應用 Lagrangian 氏之外延觀點作預報。於是過去根據雲和降水之分佈所形成的大氣模型乃被易以根據海平面氣壓分佈所形成的模型。

在本世紀之初，挪威氣象學家 T. Bergeron 於 1917~1918，年由實驗當地大氣之混濁度與帶電現象而承認了有不同氣團之存在，發明了著名的鋒面學說。使氣象學更由平面而進入了立體的瞭解。使天氣預報獲得長足之進展，實為本世紀中對氣象學之第一大貢獻。

自二次大戰以後，因新式武器發展之競爭日烈，電子計算機應運而生，於是使氣象學上過去難以在短

時間內解決的計算問題，獲得了解決。天氣預報由舊時之定性預報進而為定量的預報，實為本世紀中氣象學上劃時代的第二大貢獻。

在 1960 年 4 月及 11 月美國先後施放氣象衛星「新手一號」和「新手二號」，能在四百哩高空成功的攝取廣大地區的雲層照片，使天氣預報更由過去之地區性進而為越洋越洲乃至半球性的天氣預報，此實為本世紀中氣象學上之第三大貢獻。

二、電子計算機

電子計算機多係為配合各種需求之特性而設計。故以用途而論，種類繁多，惟在學術研究上，係依據其構造原理分為兩大類。一曰數字式計算機（Digital computer）。一曰模擬式計算機（Analog computer）。目前在研究導引飛彈方面，係以模擬式計算機為主。它是以電壓的大小，代替數學上的變數或常數，經過運算放大器，依照問題所需的運算方法處理之後，便在放大器的輸出電路上，輸出一代表問題答案的輸出電壓。在理論上，有很多的數學運算法則，可以簡單的電路來比擬，例如，將幾個電壓串

聯，其總電壓即為各電壓之代數和；又以一電壓加於一直線性電位器之兩端，則其動臂上所輸出之電壓與動臂之位置成正比，變更動臂之位置即可將某一定值乘以或除以一常數。又如分壓電路或變壓器原理，亦可解決乘除問題。至於微分積分問題更為簡單，一電阻和電容器的串聯電路上，電容器兩端的電壓，即為輸入電壓的積分，而電阻兩端之電壓即為輸入電壓的微分。甚至二次一級微分方程式，亦可用簡單的 R. L. C. 電路來比擬。此種計算機價廉體小，具有相當之精確度（千分之一），足供絕大多數工程問題之用。如需更高的準確度，則須使用數字計算機。

數字計算機主要用作計算各種無時間性之數據，或科學上的某種特殊問題，具有極高的準確度，可以算到小數點以後十位。近年來由於電晶體的發明及各種電子零件之體積改小，已使數字計算機龐大形體縮小，構造簡化，故應用日廣。美國聯合數值氣象預報組織所用之 IBM 電子計算機，即屬於此種。數字計算機的迅速發展，雖是近十年來的事。但其原理遠在 1800 年左右就被首先應用到，那就是我們日常所用的自動電話，它利用繼電器動作，可以交換轉接數百萬部的電話機。隨後於 1890 年美國國際商業機械公司的 Herman Hollesth 研究成功一種 IBM (International business machine) 計算機，其計算資料之饋入，由打孔之卡片控制之。在有孔洞處使電流接通，因而此種機械亦稱孔卡計算機，直至今日此種孔卡技術仍為最新式計算機所採用。美國聯合氣象資料中心所保存的氣候資料，即係以打孔卡方式保存，如臨時指定需要某種資料時，即可將許多打孔卡片放入機中，按照需要開動機器即可求出答案。

數字式計算機在計算問題時，常須將某些資料或命令，暫時儲存起來，等到需要的時候，再讓它出現，以完成答案。此種儲存部門在計算機中稱做儲存器或記憶器，記憶器儲存資料時間之長短，視記憶器之構造及需要而定，有如人腦之記憶，以備在適當時機，提供使用。負責各種資料之計算部門稱為計算器。其能計算之範圍包括加、減、乘、除及開方等，並可標附數學符號。控制計算方法之機械稱控制器。主要係控制計算器及記憶器之動作，使其保持特定之運算動作。接收資料部門稱輸入器，供應答案之部門稱輸出器。（參閱圖 1）

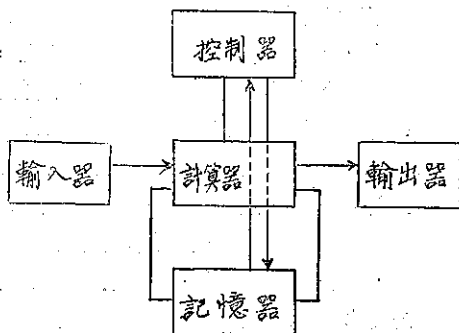


圖 1：數字式計算機之方框圖

為簡化機械及電子儀器之動作，便於計算，必須將普通十進制的數碼轉變為二進制的數碼，二進制在事物上說，是代表「有」與「無」或「是」與「否」兩種情形。在電路式機械系統的動作來講，是「通」與「不通」兩種情形。例如一個繼電器開關，在「接合」位置時是「通」的情況，在「斷開」位置時是「不通」的情況。採用孔卡時，有孔處表示「通」的情況，無孔處表示「不通」的情況，頗為簡單。

二進制所用的數字只有「1」與「0」兩個。個位「2⁰」上足 2 時，即進到左面的「2¹」位上為 1，「2¹」位上足 2 時，即進到更左面的「2²」位上為 1（自右端數起第三位數）。餘依此類推。吾人已知十進制的數目是「10」的乘方所組成，例如 8501 這個數目，是由 $(8 \times 10^3) + (5 \times 10^2) + (0 \times 10^1) + 1$ 而成。二進制的數目則是由 2 的乘方所組成。如 1101，係表示 $(1 \times 2^3) + (1 \times 2^2) + (0 \times 2^1) + 1$ 。等於十進制的 13。（參閱圖 2）二進制與十進制的對照說明表如圖 3 所示。在機械動作上亦甚方便，例如「3」

$$1 \times 2^3 + 1 \times 2^2 + 0 \times 2^1 + 1 = 13$$

圖 2：二進制舉例

a. 2 ⁿ 的乘方									
2 ⁶	2 ⁵	2 ⁴	2 ³	2 ²	2 ¹	2 ⁰	2 ⁻¹	2 ⁻²	2 ⁻³
64	32	16	8	4	2	1	1/2	1/4	1/8
b. 十進制之相當數目									
64	32	16	8	4	2	1	1/2	1/4	1/8
c. 二進制與十進制相當數目之對照									
例(1)									
二進制	0	1	1	0	1	0	1	0	1
十進制	0	+32	+16	+0	+4	+0	+1	+1/2	+0
二進制	1	0	0	1	0	0	0	1	1
十進制	64	+0	+0	+8	+0	+0	+0	+1/2	+1/4

圖 3：二進制與十進制之對照表

在二進制上為「11」，在計算機上之表示方法為兩個繼電器相繼接通。如為「101」（5），則用三只繼電器以一合、一開、一合代表之，餘類推。如用電子管為電路，則通電代表「1」，不通電代表「0」。

所要計算之資料或數目，在放入輸入器之前，均須錄於控制帶上，此種控制帶或為打孔的卡帶，或為照相膠帶，或為磁帶，或為磁線。然後循序經輸入器饋送至計算系統。輸入用的孔卡帶，如圖 4 所示。二進制所代表的數目，須預先用特製的打孔機在卡片上打成各種不同的孔洞，然後送至輸入器的電刷閱讀部門，循序通過，在有孔洞處即由電刷接通形成脈動電流。用照相膠帶時，係以「白」「黑」二色代表二進制之「1」與「0」，然後放映於光電池上，即可產生與打孔卡帶同樣情形之電流輸至計算部門。第三種輸入方法，係將輸入資料預先錄於磁帶或磁線上，然後在輸入器內依序放出，藉磁電作用使之轉變為電流，

其程序與錄音機相似。為避免有兩種以上廣狹不同的脈動電流互相干擾，在輸入器內復裝有分析電路，將各種資料予以分析過濾後再送出。

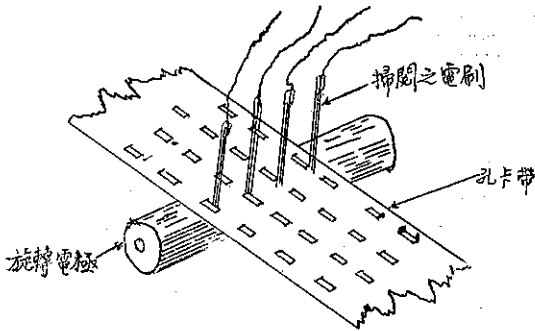


圖 4：孔卡帶輸入器之閱讀級

數字計算機所應用之運算原理為二進制，僅有「通」與「不通」兩種情形已如前述，故在計算器中演算時，各位數字都是用許多電子開門電路來控制脈動電流之通過與否，此外尚有一種電子計數電路，點驗開門電路之動作次數，以便進位與退位。例如輸入數字為「1」，開門電路立即有電流通過，並同時由計數電路予以點驗登記，如在同一位上再有一個「1」輸入，由計數電路及記憶器中遲時電路之控制，使高一位上開門電路在適當時間有電流通過，本位無電流通過，如此即表示已在高一位上進了一個「1」，本位變為「0」。

記憶器為計算機之主要部門，其作用係將輸入之數碼暫予儲存，至演算時再適時提出。記憶器實際上即一遲時電路，最常用的高度資料記憶器，係由一種聲波遲延管所構成，遲延管內裝有液體、固體或氣體介質，聲波經過其中，速度減低，有定時之遲延作用。圖 5 所示為一種液體型遲延管，以水銀為介質，此

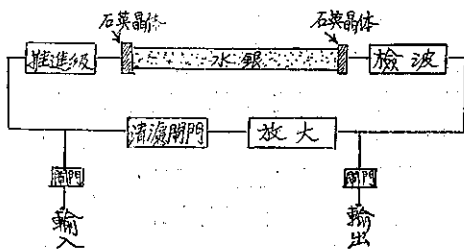


圖 5：水銀柱式聲波遲時電路

種遲延管兩端各接用一只石英晶體，石英晶體具有十分靈敏之壓電效應（Piezo-electric effect），其與水銀之聲振阻抗（Acoustical impedance），甚相匹配。所謂壓電效應，即係於晶體兩面加壓力時，有

電壓產生，反之，如晶體兩端加電壓，亦有壓力產生。故採用水銀柱為遲延管之中間介質，對遲延聲能之轉換可能獲得最高效率，例如有一輸入信號，其二進制之數碼為「101011」，石英晶體接到的脈動電波為：「有、無、有、無、有、有。」經過石英晶體，將其轉變為同樣情形之聲波，傳入水銀柱中，行至接收端由於聲波振擊晶體，再轉變為與原來相同之脈動電波而輸出，然後將此輸出之脈波放大，仍同至輸入端而重複其動作；訊號脈波如此在遲延管內不停的循環運行，直至輸出開門電路接通，方能使其送至其他部份或清除。因此它可將信號儲存至任何所需之時候。此外尚有利用陰極射線電子管頂部的靜電儲存小體及利用磷光物質作儲存原料者，茲不贅述。

計算完成後，顯示答案之方法甚多，任一用作將信號加至輸入器之機械，均可作輸出之答案顯示機。此外一般桌式計算機（即普通一般辦公室內所用之小型機械計算機）的齒輪指示器亦可採用。

控制器在計算機中並非獨立部門，而係與計算器及記憶器脈絡相通，故可稱為控制系統。其主要作用有二，一為控制計算器中各種計算電路之啓用，以配合吾人意識之要求。二為控制記憶器中之各種開門，使數碼繼續儲存於記憶器中之遲延管或儲存小體內，或使數碼即刻輸出，送至計算器加入計算。

茲為求易於瞭解，特舉其加法演算程序如下：

第一步：在輸入器中，將相加之二數轉變為二進制的數碼控制卡帶後，送入閱讀級變成數碼信號電流，經分析級饋入計算器。

第二步：二進制之數碼由於控制器的控制，送至計算器之「加法」電路。此時記憶器亦同時開始工作。今假設相加之二數為 9 與 5，轉變成二進制為「1001」及「101」後，送至加法電路，其最右一位為 1 加 1 等於「10」，需進「1」至左面的上一位，但時間必須後延一位，以便與該上位「2¹」之輸入信號再適時相加，故個位相加後須進位之「1」，須先送至記憶器中儲存一段時間，再予導出，與「2¹」位之輸入數字相加，如此依次向左推進工作，最後答案得數為「1110」如圖 6 所示。

第三步：由計算器得出之答數 1110，再輸至輸出器，變回十進位制數為「14」，由顯示級顯示之。

減法之運算，除計算電路之連接稍有不同外，其程序與加法相似。乘法是利用連續的加法，除法是利用減法之重複，各演算電路之選擇由控制系統控制之。控制系統之工作由計算員管制。任何數學上之計算

如平方根、三角函數、或微分方程式等均可藉數字計算機之助而增進其計算速度及準確度。

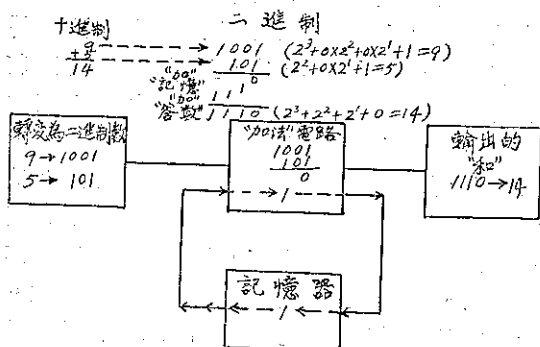


圖 6：加法演算舉例

在美國馬利蘭州蘇特蘭 (Suitland) 的聯合數值氣象預報組織，在過去數年來已利用 IBM 704 數字計算機解決大氣的大規模運動的動力方程式來預報高空各層等壓面圖，異常成功，尤以 500mb 準確度最佳，地面圖則較差，其惟一困難是天氣與大氣壓力場之相關，尚非十分密切，須作更進一步之研究。近年來更試以空氣與濕度之旋率方程式 (Vorticity equation)，熱力方程式及連續方程式等來預報雲和雨量，已獲得初步之成功，將來要將計算點之方格縮小 (由 240 哩縮成 40 哩)，積分之時距縮短 (每小時一算)，並利用新式更強有力的計算機 IBM 7090，則可解決因地形之摩擦及抬升等問題而發生之差誤。至於夏季之陣雨預報問題，則以可能發生之或然率指示之。熱帶地區之預報，因目前所用模型之假定，對於大氣濕度，垂直運動等結構詳情，過於粗略，不足以說明熱帶中小範圍之對流運動。而且以地衡風來代表實際風，僅適用於中緯度而不適於低緯度。故數值預報之能力在現在階段尚不能應用於熱帶預報，熱帶天氣必須藉助於自動測站或氣象衛星的直接觀測！

三、氣象衛星

自從 1960 年美國先後舉行二次「新手氣象衛星」，成功的獲得二萬多張有用的雲照片以後，已將氣象學推進到全新的境界。使我們可以用最直接的方法來觀察整個天氣組織體系，從前在地面上人力所不能達到的地方，現在可以得到真確的資料。這使我們克服了從前用儀器觀測紀錄所不能解決的測候網漏洞問題，這實在是氣象學上劃時代的進步，現在且將氣象衛星之構造及作用作一簡介。

新手氣象衛星之形式，如丸藥盒，直徑 42 吋，

高 19 吋，由底部伸出四條發射天線，在頂上另有一條天線以接收由地面發出的命令。在頂部及周圍分佈有九千個表面塗黑色砂粉的小玻璃片，可以將太陽光熱直接改變為電能，其效率約達百分之七以上。

當衛星由第三節火箭分離，進入軌道時，為求其方向穩定之故，每分鐘要旋轉約 120 轉，但因此種快速之轉動，不便對地面攝取清晰之照片，故又須設法減低其轉速，其法是用數個重量錘分別聯繫在一段電線的一端，並以電線環繞衛星周圍，俟進入軌道後，用自動爆破之爆竹將重量錘放出，由離心力之作用將電線從衛星上放直。此等重量錘在離圓筒更速時即獲得角動量，最後各電線自衛星上之鈎子滑走，因已有足量之動能傳至各重量錘，故衛星之旋轉數乃減至每分鐘十二轉。

此衛星將繼續維持此轉速達數星期之久。雖然在軌道高度 450 哩左右，無顯著之空氣摩擦阻力，但衛星之金屬架在地磁場中之旋轉作用，猶如一個小發電機，產生微弱之電流，經過底板之鍍金屬，此種小渦動電流在金屬通路之阻力產生一種很小的扭力能使衛星之旋轉速度逐漸減慢。經數星期之後，此種小磁場黏力已使「新手衛星」轉速減至每分鐘九轉或十轉。另有一對姆指大小的正切火箭，在衛星之底部，由地面控制發火，使其旋速復回到每分鐘十二轉。

地球磁場對「新手衛星」之另一重要作用，即是能使其軸線方向稍有變動。如衛星之行動猶如一個剛體在太空中旋轉，其旋轉軸必繼續指向原來之空間，那就是說當衛星在軌道中環繞地球運行而地球又環繞太陽運行時，其與軸線平行之照相機必經常對向一個星體。但在分析「新手一號」衛星之運行中，發覺其旋轉軸顯示較預計位置緩慢的居先現象，經在實驗中作模型試驗，顯示在電子設備之線路中有電流通過時，即沿旋轉軸產生些微之剩餘磁場，再加研究之後，顯示吾人可以有意產生磁場來控制衛星的姿態，即使其軸線緩慢移動以使其照相鏡頭之視界對準所需要之地面緯度。由地面站發出無線電控制命令，可以使在正常旋轉中之軸線作適當之擺動，因而使其所能攝取的地面面積較之在軸線固定時所能攝得者大為增加。故「新手二號」衛星即曾利用鉛線在衛星圓筒之外繞 250 圈，由地面發出命令使鉛線產生磁場環繞衛星，使其在旋轉中之軸線每日擺動 20 度之多。

衛星之中心附近有三個鎳錒蓄電池，每個電池含有二十一個單元，此等蓄電池係由衛星行動在對向太陽一面時之日光電池所充電，故蓄電池在軌道中任何

時候，均可供應二十瓦之電力以操作衛星之電子系統。

在蓄電池包裝之兩邊，都置有記錄帶，用以分別記錄廣角度和狹角度鏡頭的電視照片。至於紅外光儀器的電子設備及另一捲紅外光資料記錄帶，則封在靠近蓄電池的一個高罐中（新手二號才增裝），日光電池之能力足力供應操作電視與紅外光系統。

「新手衛星」之控制係用「電子鬧鐘」來按時撥動照相機對地面攝取照片。例如，我們認定某一地區空中放電作用（Sferics）強烈或則熱帶風暴可能發生之時際，即可選定為攝取照片之對象。在拍照地面需有足量之陽光照射，按照新手衛星之經驗，太陽的高度角須在照相地區中心 18 度以上。衛星的轉軸指向須與軌道一致使電視鏡頭對向地面。廣角照相鏡頭能攝取每邊 800 哩之面積，故無需鏡頭直接對準重要地區，唯狹角鏡頭（每邊約 400 哩）則需直接對準才行。攝影目標亦需在衛星距離地面控制站「飛行」時間 5 小時以內預為選定。因為照相機之定時設備電子鬧鐘僅能接受 5 小時以內之延續工作。此段時間在實際上足可使衛星在接受地面命令之後與執行之前完成三屆軌道運行。

由於上述之限制，氣象人員須預先決定地區，供給最好之攝影機會，他們應計算出衛星經過地面控制站至選定地區所需之時間。當衛星到達地面控制站之範圍內，其記錄帶便開始放出，將以前所攝取之照片判讀出來，此等照片之儲存時間可以很長，因為照片之攝取與讀出間之磁性信號在記錄帶上之儲存時間是無限制的。在儲存之照片放出之後，又由地面命令發射機發出一組之無線電脈動信號給衛星上之時計及控制設備，此等脈動之數目即決定衛星在下次開始攝影以前所需遲延之時間。

當所需遲延時間送進鬧鐘之時，即將一開動時計動作之信號送出，衛星繼續其行程直至「鬧鐘響鈴」之時便開始電視照相，同時其記錄帶也開始記錄其下方之景像，照相時間繼續 16 分鐘，廣角鏡頭和狹角鏡頭在每隔 30 秒同時攝取 1 張照片，在此段時間行程中，共攝照片 32 張，所經行程約 4000 哩。在 2 張照片之中間衛星僅移動 125 哩，每張廣角鏡頭照片，顯示每邊 800 哩之距離，故各照片中有大部份是重疊的，在判讀時需加以剪接。

倘若衛星所在位置適在地面控制站範圍之內，則所得照片不用磁帶記錄儲存，可接直將照片在拍攝之同時傳至地面。此種直接判讀工作已證明頗有價值。

每次衛星在地面控制站範圍之內約歷時 8~12 分鐘。每次所需記錄照片讀取時間僅約 4 分鐘。其餘時間足可發出新的計劃，並作某些設備動作之檢查。現時衛星上工作之電力小，故地面之接收設備亦相當困難而且昂貴，其有效觀測距離約為 1000 哩，若將來將電力加強，地面各地可廣設接收站，則每日有二次或四次之衛星照片，足可供給氣象預報人員之應用。每張照片顯示地面測站 1000 哩以內大氣中雲層分佈之現狀。直接讀取照片與遙控照相之地面命令信號不同，即將其記錄帶置於旁路而以地面命令實際之信號開動鏡頭，以代替衛星上電子時鐘之控制。

地面控制站之設備，目前相當複雜而昂貴。計有：天線控制部門、各種動作之命令發佈部門、測速及發射之監守部門、以及電視鏡頭記錄用之電視記錄帶部門。天線控制部門經常保持接收與發射天線對準衛星，橫越天空，並由動作命令部門傳出計算好的無線電脈波，使衛星上之控制時鐘撥定開始工作之時間。

在控制站接到電視信號之後，將衛星所發之其他信號過濾出去，並用一具號碼計數器指示所收各張照片之號碼，由一具自動的 35mm 照相機照在電視照片上。每一照片之中心之十字及其角上之記號，係刻在電視鏡頭之感光板上，可以幫助測算照片上地區之精確距離。

從雲的照片可使氣象學者對天氣型式的全景一目了然，並可由此推出很多的資料。例如高空風向，亦可利用幾種方法來推求。第一，現有各種氣象模型曾指出各種天氣與各種雲在前方或後方之分佈關係，故從雲之分佈又可指出有關地區的天氣。由於某種天氣情況所伴同的理論環流的知識，即可獲得近似之風向。第二，因為積雨雲從 1000 呎伸展到 40,000 呎高度，它的傾斜度就是垂直風變的良好指示。第三，積雲多形成於山脈的下風一邊。最後，大氣中的煙塵如工廠區之煙氣等可以指示低層高度的風向。

溫度可由一年中某一時期的統計標準來開始估計，然後再參考所測得之雲類，風向以至地面覆蓋物（如雲等），這些都足以幫助分析人員來決定觀測地區是否受到較冷或較暖的氣流影響。高空氣溫亦可用同法來估計。各種雲層之存在表示氣團間之界面，垂直發展雲的傾斜度，亦可有助於決定四週地區內的溫度梯度。至於氣壓之分佈，雖不能獲悉其數值，但可判斷某地區是在高氣壓或低氣壓影響之下。如能準確的測定氣象衛星之高度、地位及速度，則可以作為時間之因變數，來推求雲之高度，其方法是在某一時間 t_1

攝取一張與地面垂直的照片，在衛星下方之雲亦必在此直線之內，復在另一時間 t_2 ，攝取第二張垂直照片，亦必攝有同一雲塊在內，根據第二張照片中自垂直線以至雲塊間之夾角度數，應用簡單之三角正弦定律即可以算得雲高之數值，如圖 7 所示。

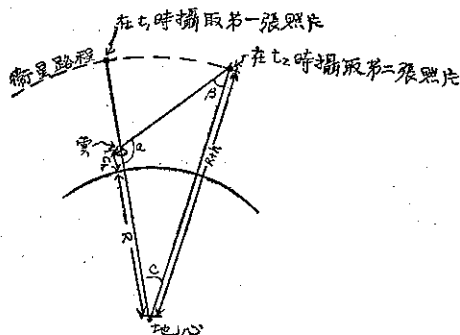


圖 7：計算雲高之條件

四、結 論

自從近年來電子計算機與太空衛星相繼被應用於

氣象以來，已使氣象學進入了嶄新的科學時代，數值預報目前雖不能算是已達到了理想的結果，但將來經過逐步之改進，如改良現在所用之大氣粗略模型及將地形摩擦等因素加以考慮，定可以獲得更滿意之成就。氣象衛星現在雖然僅可以作初期的關於雲狀及天氣型態的定性分析。在將來改進之後，如利用兩個接近紅外光的相隣波長來測量輻射強度，可以測定無雲的空氣柱內之水汽總含量；利用幾種與測量水汽不同之波長，可以測定臭氧的總含量；利用偵測垂直輻射中六微米 (Micron) 波段的吸收量可以求得對流層頂限之溫度；測量 9.6 微米波長之放射量，可以決定臭氧層頂上之溫度；使用 3~10 公分波長之雷達，可以獲悉降水區域；利用測定地球各部份所吸收、反射、及放射之紅外光及太陽輻射之總量，可以決定現在僅能作粗略估計的大氣熱量進出之平衡預算數值。以上種種實驗，均在科學家們埋頭研究之中。在不久的將來，氣象衛星將會取代了我們目前的氣象測報網，並非不可能之事。(完)

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。



民國五十年颱風調查報告

預報科
研究室

第一號 颱風 貝蒂

Report on Typhoon "Betty"

Abstract

Typhoon Betty began to whirl around the west of Carolines on May 21st 1959. Its center was located at 9°N and 135°E . About thirty hours after its birth, the storm built up its force to the stage of a typhoon and attained its maximum wind velocity to 59 m/sec near the centre on the morning of 25th May. During that night, typhoon Betty passed through the Balingtang Channel. She moved continuously northnorthwestward approaching the southeast coast of Taiwan and landed at north of Taitung in the night of 26th May. Later she dissipated suddenly due to orographic influences of Central mountain barriers and regenerated again in the Taiwan strait. She then shifted her moving direction to northwest and passed through the Eastern China Sea. Finally typhoon Betty landed at South Korea in the night of 28th.

At the mature stage of the storm, its kinetic and potential energy had been calculated to a value of 5.0×10^{24} ergs and 5.5×10^{24} ergs respectively on the morning of 26th May.

Typhoon Betty had made a lot of damage in eastern part of Taiwan. About sixteen persons had lost their lives in the storm and more than four thousand houses had been torn down due to the violence of the winds.

Maximum wind velocity recorded at Lanyu was 74.7 m/sec . This is the highest wind velocity recorded in this region since 1897.

The maximum amount of rainfall during the passage of the storm reported at Sinkong was 492.1 mm .

日後颱風預報之參考。

一、引

言

根據氣象所自民國前15年(西曆1897年)至民國49年(1960年),這64年間歷年登陸臺灣颱風次數之統計,4月,5月兩個月中共計有4次颱風登陸臺灣。但這4次颱風,多屬發源在南海之輕度颱風,均登陸於臺灣西岸,因而未曾在臺灣造成災害。但本(民國50)年5月下旬,發源在加羅林群島之颱風貝蒂,雖係屬於小型颱風,但是其勢力非常強烈,竟於5月26日登陸臺灣東部,造成最重災害。

又5月26日19時,於蘭嶼測候所測得10分間平均風速,竟達每秒74.7公尺,這是已往64年於臺灣地區測得之最大風速之極值。可見貝蒂颱風威力之強,即在颱風最盛期之8、9月亦未曾有之事實。

茲將此次貝蒂颱風之侵臺經過,加以檢討,以資

二、颱風之發生與經過

當5月21日晨艾麗絲(Alice)颱風變成溫帶氣旋,在東海北部向東推進時,在加羅林群島附近海上之北緯9度,東經135度,另一熱帶風暴即已醞釀發展,此為貝蒂(Betty)颱風生成之始。此熱帶性低氣壓生成後,緩慢的向西北推進,但其強度未見有明顯之發展。至該日晚開始逐漸發展,22日8時該熱帶性低氣壓抵達北緯20.4度東經133.9度時,其中心氣壓降低至995mb,最大風速增加至每秒25公尺,已達輕度颱風之強度。至22日12時51分,經美軍飛機偵察報告,其中心位置已抵達北緯10.6度,東經133.4度,其中心氣壓降低至990mb,最大風速增達每秒36公尺,已達中度颱風之強度,因而命名為貝蒂(Betty)颱風。此後

貝蒂颱風繼續發展，並以每小時22公里之速度，繼續向西北進行。至23日8時颱風抵達北緯12.4度，東經132.2度後，折向西北西以每小時24公里之速度推進。至24日20時貝蒂颱風抵達北緯15.8度，東經126.1度時，其中心氣壓降達960mb，最大風速亦達每秒54公尺，已達強烈颱風之強度。此後該颱風以每小時23公里之速度向西北推進並繼續發展。至25日11時15分，復經美軍飛機偵察報告，其位置在北緯17.3度，東經124.0度，即在菲律賓東部沿海。其中心氣壓竟降達946毫巴，最大風速增達每秒59公尺。此後貝蒂逐漸折偏向北北東推進，指向本省而來。本省東南自26日清晨起，漸進入其暴風範圍，臺灣東南部各地逐漸開始下雨並且風力漸增強，氣壓急驟下降。26日17時左右，貝蒂颱風眼穿過蘭嶼，終於該日22時在臺東，新港間登陸。於本省東部造成嚴重之災害。貝蒂颱風登陸後受陸地地形之影響，威力頓減，且因受臺灣山脈之攔阻未能直接橫越，漸行消失，而於臺中，新竹間誘發另一副颱風，向北北西推進。至27日4時左右，該颱風由新竹附近臺灣海峽後，其威力繼續減弱並且逐漸轉向北，以每小時16公里之速度推進。該颱風於27日晚掠過華中沿海地區後，復折向北北東，並且急激加速度，以每小時70公里之速度推進，並逐漸取得熱帶外特性，變成溫帶氣旋。通過黃海南部並橫越南韓，至28日晚進入日本海後，復折向東北而去，結束貝蒂颱風凡七天之全部生命史。茲列貝蒂颱風行徑圖及貝蒂颱風眼飛機偵察報告表，如圖1及表一，以供參考。

在圖2中所示者，為貝蒂颱風中心氣壓及最大風速之變化圖。貝蒂颱風之全部生命史可分為四期，即21日熱帶風暴之生成至22日8時，該風暴發展達輕度颱風之期間，為貝蒂颱風之發生期 (Formative stage)。此後至25日11時為貝蒂颱風之發展期 (Immature stage)。此期間共計75小時內，其中心氣壓降低49毫巴。由25日11時至26日14時為其最盛期 (Mature stage)，茲以民國47年颱風調查報告

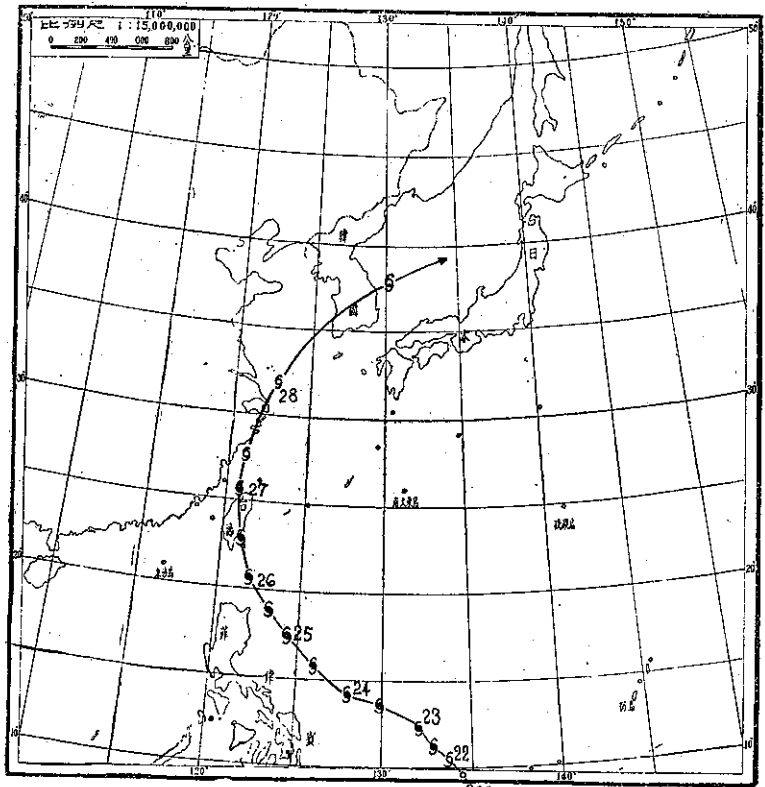


圖 1：貝蒂颱風行徑圖

颱風符號：○熱帶氣旋 (Tropical depression)
 6輕度颱風 (Tropical storm)
 6颱風 (Typhoon)

颱風符號旁邊之數字表示日期，一日兩次之中心位置，係指每日8時及20時之中心位置。

(臺灣省氣象所出版) 之第一章第三節所述之方法，估計貝蒂颱風最盛期之動能及位能，各得 5.0×10^{24} 爾格及 5.5×10^{25} 爾格。26日14時以後為貝蒂颱風之衰弱

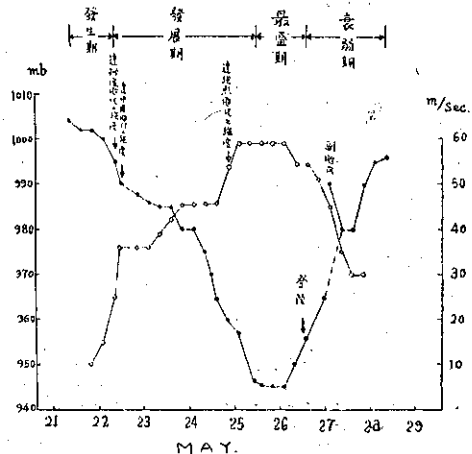


圖 2：貝蒂颱風中心氣壓及最大風速變化圖

--- 颱風中心氣壓 ○-○-○- 最大風速

表一：貝蒂颱風飛機偵察報告及雷達觀測資料表

觀測時間 日 時 分	中心位置		中心位置決定		地大風 最速 (節)	眼直之徑 (英里)	海平面 氣 壓 (mb)	700mb 等壓面 高 度 (g.p.f.)	其 他
	北緯 (度)	東經 (度)	方 法	誤差 (英里)					
22.12.51	10.6	133.4	Loran	10	70	20	990	9990	FLT LVL 678MB TEMP 16 DEG C DEW PT 4 DEG C MOD TURB SOUTH EAST QUAD CIRCULAR EYE HEAVY RAIN NORTH EAST QUAD.
24.11.45	15.1	126.8	Recon	—	90	—	970	—	
25.11.15	17.3	124.0	Loran	1	100	30	946	8610	FLT LVL 701MB TEMP 17DEG C DEW PT 6 DEG C TURB MOD NORTH QUAD CIRCULAR EYE WALL CLDS ALL QUAD HEAVY SQUALL LINE ROINTEED EAST WEST APPRX 100 MI NORTH.
26.07.20	20.5	121.8	Acft Radar	—	—	45	950	8730	
26.12.43	21.2	121.5	Loran	1	—	40	956	8760	FLT LVL 700MB TEMP 18 DEGC DP 16 DEGC TURB MOD. EYE CIRCULAR 40MI DIA. CNTR CHAOTIC FILLED WITH MANY LYRS SFC VSBL IN VERY SMALL SPOTS. MOD TO HVY RAIN NE QUAD. MAX. OBSVD WND FLT LVL 105KTS NE QUAD.
26.13.30	21.5	121.4	Land Radar	—	—	—	—	—	

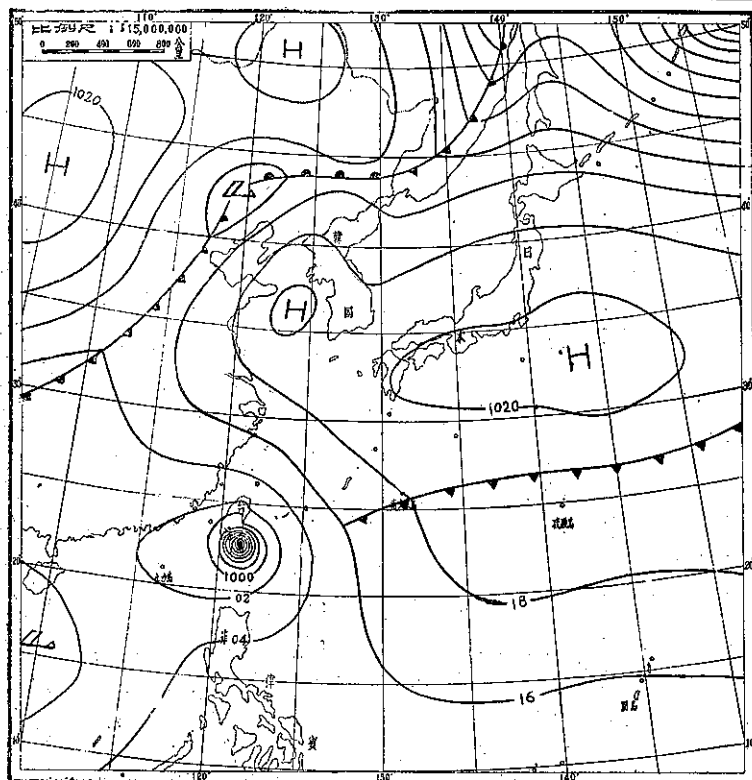


圖 3：民國50年 5 月26日20時之地面天氣圖

期 (Decay stage)，此期間中貝蒂颱風橫越臺灣島，進入東海迅即減弱其威力，並且取得熱帶外特性，變成溫帶氣旋。於圖 3 中所示者為貝蒂颱風橫越臺灣島時之地面天氣圖，茲附此以資參考。

註：本報告中所用之時間均係東經 120 度標準時間。

三、貝蒂颱風登陸地點之實地勘查

六月初於新港以南，臺東以北之地區，施行颱風登陸地點之實地勘查。茲將各地之情形分述於後：

A. 新港測候所

26日1時海平面氣壓為1009.0mb，此後氣壓開始下降。至該日20時氣壓急驟下降，21時55分測得985.7mb後，氣壓稍有上昇，但是至23時35分再行急驟下降，至27日0時15分測得最低氣壓985.1mb。以後漸次上昇，

至27日13時恢復正常。

26日9時起風速逐漸增強，係爲北風，至16時風速增達每秒18.2公尺。至20時轉向北北東風每秒17.3公尺，至22時再轉東北東風每秒28.7公尺。以後風速逐渐增加而風向逐渐向南方轉變。至27日0時10分測得每秒37.5公尺之南南東風，係貝蒂颱風過境時，於新港測得之十分間平均最大風速。又於0時3分有測到每秒46.7公尺之瞬時最大風速。至27日1時變成南風每秒23.2公尺後，風速逐渐減弱，至中午恢復正常。

又關於天氣情況，自25日13時雲量開始增加，15時53分開始有驟雨並自19時3分起有雷，至20時25分停止。26日滿天爲Ns，雲高約爲500公尺，自0時54分開始下雨。又26日晨初聞海鳴，階級一，以後逐渐增強，至下午響聲增強達階級三至四，本所海岸地區海岸海水飛沫浮遊於空間，視界模糊。26日11時至27日1時間降雨較大，其中26日17時20分至18時20分間最大，一小時雨量計有55.6公分。

B. 和平

和平國民學校教員陳建和老師談稱：

25日吹北風，風力不太強烈，至該日15時半開始下雨。至26日風力逐渐加強，至17時以後開始有暴風雨，風雨交加。至22時風向轉東，午夜再轉變南風，此時風力最強烈，本校教室門窗玻璃吹破，屋瓦吹落，附近民衆農田損害嚴重。

C. 信義（都歷）

信義居民張學明先生談稱：

25日吹北至東北風，下午會降雨。26日清晨即有東北風及下雨，風雨逐渐增強，至該日17時左右風雨猛烈。至22時轉爲東風，後再轉爲東南風，至23時以後猛烈南風吹來，一瞬間房屋被吹傾斜。此時想要去鄰家躲避，但是風力猛烈不能走路，未達成目的，不得已停留在家中，幸房屋未全倒。

D. 泰源

泰源國民學校教員廖木昌老師及北溪居民石松分先生談稱：

25日有北至西北風，陰後雨。26日晨北風，至中午以後轉爲東風，風速漸加強，15時起風雨更加強，該夜有傾盆豪雨，風勢又加強，呼呼之風聲頻傳。23時左右一陣暴風襲來，一瞬間吹破教室門窗，玻璃粉碎，屋瓦吹落，不久全部教室倒塌。27日2時轉南風，但風力未減。黑暗中曾看見原因不明之發光現象。

東河鄉長高尚武先生談稱：

泰源爲海岸山脈所環抱之一片盆地，民衆除聚集

於派出所及國民學校附近以外，尚有北溪、南溪兩村落，人口約二千人，方圓約十數公里，草木繁茂，山水秀麗。此次受貝蒂颱風蹂躪面目全非，花草樹木及農作物均摧殘殆盡，民居倒塌約七成，建築物無一全。泰源于民國14年夏曾飽受過相當於貝蒂颱風之一次颱風酷劫。其後即民國44年8月23日之艾麗絲颱風，該次颱風雖風力無此次貝蒂颱風強烈，但因豪雨所誘致之山洪暴發，造成大災害，迄今村民記憶猶新。家園莊稼重建復原未久，受這次貝蒂颱風之侵襲，又復面目全非矣。

E. 東河

東河民防隊羅信元先生談稱：

25日有北風整天陰，至16日晨風向不變，但是風力漸增強並且開始下雨。此後風雨繼續增強，至該日晚風雨達高峯，至22時半風雨急速減弱，變成微風狀態並且南天雲幕稍有裂開，繼續約20分間後猛烈南風吹來破毀很多房屋。

F. 隆昌

隆昌水利工作站石義雄先生談稱：

26日晨吹北風，風力漸加強，下午起風勢相當強烈，至該晚有強烈的暴風雨。至22時半左右風雨停止，我想是颱風已過去，出門外看看，天空稍有裂開而風亦微弱。不久天空變黑暗，突然猛烈南風吹來，打破門窗甚至吹塌房屋。

G. 興昌

興昌國民學校校長田有修老師談稱：

25日北風三級，天氣陰時雨。26日繼續有北風，風雨均漸增強，下午起有暴風雨，至晚飯後北邊教室吹破門窗而屋瓦開始吹落，此後風勢更加強，狂風挾豪雨，屋頂吹落，天昏地暗使人驚惶失措。22時左右暴風雨突然停止，我出門外看，大部分家屋向西南方傾斜，部分屋頂已吹毀。20分至30分鐘後，一陣猛烈南風吹來，南邊三間教室一瞬間被吹倒。屋瓦打擊之聲及呼呼的暴風雨聲音不絕於耳，繼續整晚。

H. 都蘭

都蘭派出所主管王明鐘先生及都蘭糖廠黃燦恭先生談稱：

25日北風陰後雨，26日繼續吹北風，風雨逐渐增強。入晚後風雨猛烈，至22時風雨突然停止，變成靜穩並且天空稍明明。約40分鐘後吹來一陣猛烈南風，吹毀大部分房屋。

I. 加路蘭及富岡

民防隊蔡春玉先生及林清來先生談稱：

26日晨風雨逐漸加強，至17時北風轉為西北風，已成為暴風雨，至19時風雨更加强。至21時半變成西風之微風，但滿天黑暗。約40分後猛烈南風襲來，吹塌房屋。豪雨誘致低窪地區積水成澤國。

J. 台東則後所

26日晨風雨開始加強，26日11時有東北風13.3公尺，至21時風速增達40.0公尺為北北東風，此後風向急驟沿反時計方向轉變，至21時29分測得最大風速為每秒41.3公尺，係為西風。以後風向轉為西南風，至27日晨恢復正常。

根據上述之實地勘查之結果，繪得風向轉變及無風狀態之分佈，列如圖4中。由此圖可以斷定，這次貝蒂颱風眼登陸在加路蘭以北，信義以南地區，而颱風眼之半徑約為13公里。

四、台灣各地之氣象情況

臺灣各地自26日晨，當貝蒂颱風抵達恒春南南東

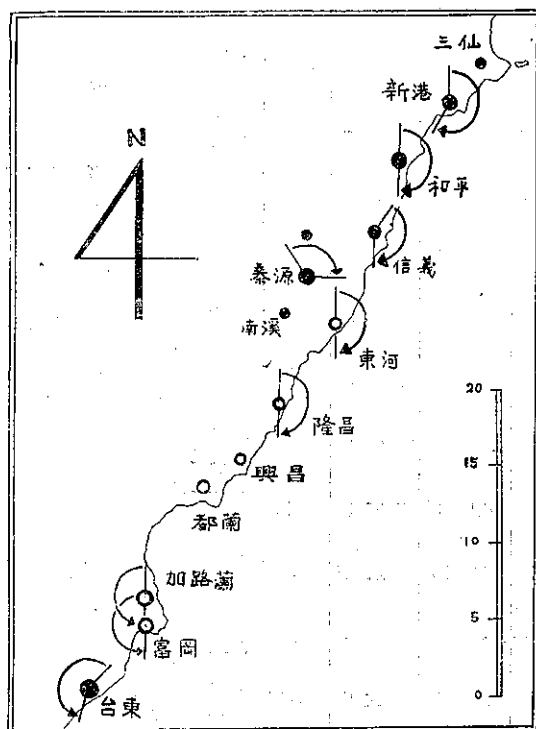


圖4：貝蒂颱風登陸地區附近之風向轉變及微風狀態分佈圖。

- 有微風狀態之地點
- 無微風狀態之地點
- ◇風向轉變狀態

方約250公里之海面上時，逐漸進入颱風風暴範圍，臺灣南部及東南部風速漸增強。貝蒂颱風侵襲時之主要氣象要素，根據氣象所管轄下各測站之資料，整理之結果，得如表二所示。茲將各地氣象變化特性，分述於後。

A. 氣壓

臺灣東南部各地，首先受颱風之影響，因此氣壓亦較早開始下降，如蘭嶼於26日10時氣壓即已下降至995.9mb。

臺灣各地以蘭嶼及臺東受影響最大。蘭嶼自26日10時起，氣壓以每小時約2.6mb之速度下降，而自13時以後每小時約5.9mb之速度急驟下降。至18時35分颱風中心穿越蘭嶼時，測得之最低氣壓為943.9mb，係為全省各測候所於貝蒂颱風過境時之最低氣壓實測值。此後漸次上昇，而恢復正常。該地之氣壓變化情形請參閱圖5。

臺東自26日13時起，氣壓約以每小時2.5mb之速

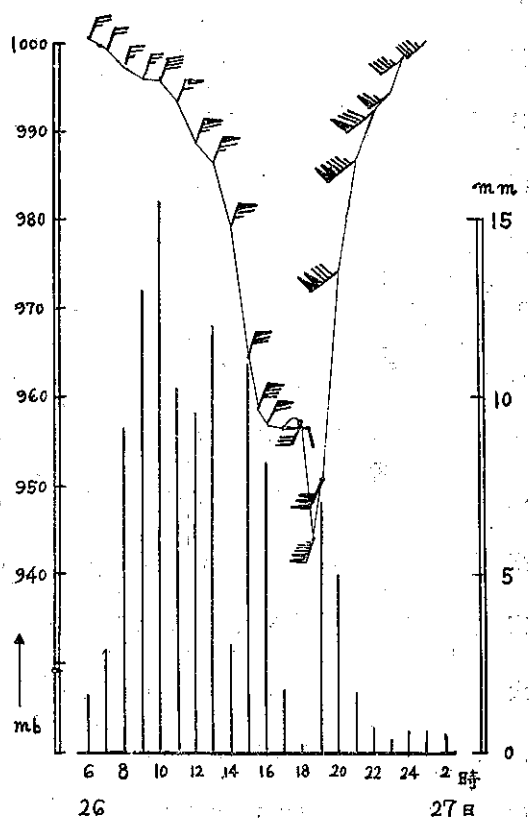


圖5：貝蒂颱風過境時蘭嶼測候所之氣壓、風向、風速及每小時雨量變化圖。

表二：颱風貝蒂 (Betty) 侵襲臺灣時各測候所之氣象資料表

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	1000.6	27	07	00	23.3	E	27	02	00	36.0	SE	1000.8	24.1	96	27	10	40	150.1	23 09 40 27 21 58	25日6時, 14時—24 時, 26日2時, 27日 14時
鞍 部	* 679.65	27	04	00	24.0	S	27	04	00	—	—	—	—	—	—	—	—	120.8	25 21 00 27 08 30	25日22時—27日7時
竹子湖	* 698.48	27	07	00	11.5	E	26	22	40	—	—	—	—	—	—	—	—	149.6	25 07 35 27 17 18	
淡 水	996.7	27	04	10	16.0	SE	27	03	00	—	—	—	—	—	—	—	—	30.7	26 00 20 27 08 50	26日16時, 17時, 21時, 23時—27日5 時
基 隆	997.9	27	07	30	15.7	ENE	26	24	00	21.0	ENE	1007.0	24.6	94	26	07	30	174.5	25 02 00 27 08 30	26日18時—27日3時 27日7時
臺 北	997.0	27	03	30	14.0	E	25	14	00	20.0	ESE	1003.3 997.0	23.9 25.1	90 80	26 27	22 03	19 39	99.8	23 16 40 27 16 50	25日13時—14時 26日20時—27日3時
新 竹	993.0	27	02	23	12.7	E	26	10	50	18.7	E	1003.4	29.2	59	26	10	42	33.1	24 14 57 27 21 30	26日11時—14時24 時, 27日2時
宜 蘭	998.7	27	06	40	13.3	E	27	00	30	17.8	NE	1004.6	24.2	96	26	22	22	284.1	25 15 05 27 08 15	26日21時—27日1時 , 27日3時
臺 中	991.8	27	00	29	6.6	SSW	27	13	00	18.7	SSW	1000.3	29.0	72	27	12	37	2.1	26 10 05 27 05 02	
花 蓮	999.0	27	03	41	15.5	ENE	26	21	00	29.5	E	1004.61	24.0	99	26	22	24	324.6	25 15 40 27 08 35	26日18時—21時 27日1時—3時
日月潭	* 664.27	26	24	00	12.0	ENE	26	23	40	—	—	—	—	—	—	—	—	30.0	26 05 00 27 23 10	
澎 湖	994.4	27	02	20	13.0	WSW	27	12	20	18.1	WSW	1001.6	28.1	79	27	12	15	1.0	27 08 55 27 13 10	26日12時, 16時17 時, 19時—27日1時 12時
阿里山	* 564.35	26	23	00	6.0	ENE	26	14	30	12.9	NNE	* 567.39	12.0	94	26	15	28	112.9	26 10 20 27 04 10	
玉 山	* 463.11	26	21	30	10.7	ESE	25	21	10	—	—	—	—	—	—	—	—	153.6	25 16 20 28 04 30	25日21時—26日1時
新 港	985.1	27	00	15	37.5	SSE	27	00	10	46.7	SSE	985.2	24.5	100	27	00	03	492.1	24 21 45 27 11 45	26日8時—27日8時 14時—16時
永 康	993.7	26	19	00	12.2	S	27	09	00	15.7	S	1001.6	27.7	83	27	08	58	6.5	26 10 12 27 11 50	27日9時, 10時
臺 南	993.0	26	19	00	10.0	S	27	09	32	17.6	S	1000.6	28.1	83	27	08	58	7.9	26 05 32 27 11 35	
臺 東	966.5	26	21	29	41.3	W	26	21	29	42.5	W	966.5	22.9	100	26	21	28	201.4	26 01 50 27 01 10	26日8時, 10時—27 日2時, 6時, 16時
高 雄	992.3	26	18	20	8.3	NNW	26	18	30	—	—	—	—	—	—	—	—	17.2	26 09 05 27 21 14	
大 武	983.7	26	17	10	25.0	N	26	14	40	39.6	N	993.3	22.4	97	26	14	57	137.1	26 01 40 27 02 35	26日2時—18時, 21 時
蘭 嶼	943.9	26	18	35	74.7	SSW	26	19	00	超過自記儀器記錄不詳						123.7	25 19 00 27 07 35	26日2時, 4時—16 時, 18時—27日9時		
恒 春	987.0	26	16	45	17.5	SW	26	22	40	21.2	N	996.5	23.1	96	26	12	07	144.2	25 18 01 27 02 00	25日2時, 26日2時 —12時, 15時—17 時, 20時—24時
鹿林山	* 543.79	26	22	45	26.5	S	27	02	30	—	—	—	—	—	—	—	—	232.9	25 20 33 27 07 27	26日18時—22時, 27日2時—9時

註：* 重力值 (mm)

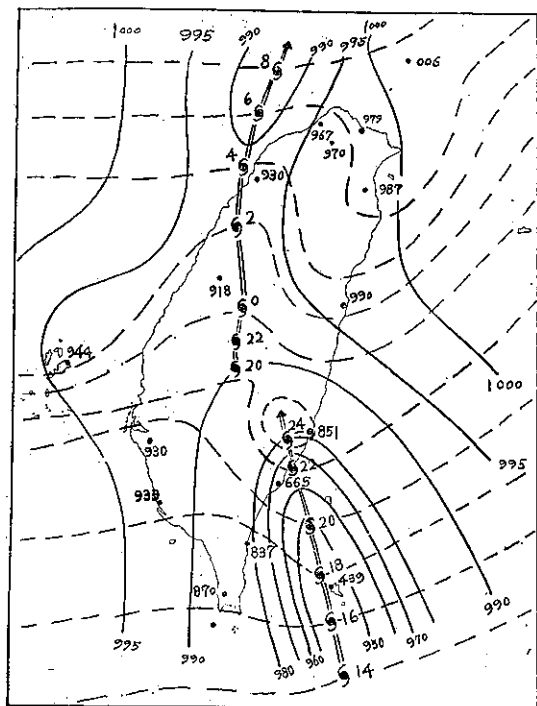


圖 6：最低氣壓及其出現時刻分佈圖

度下降，至 21 時 29 分測得最低氣壓為 966.5mb，係僅次於蘭嶼之最低氣壓實測值。

於圖 6 所匯示者為貝蒂颱風過境時；本省各地之最低氣壓及其出現時刻分佈圖。臺灣南部地區，如恒春、高雄、臺南及澎湖等地，其最低氣壓之出現時刻較早，並且其氣壓又較低。而臺灣東北部地區，如花蓮、宜蘭、基隆等地，其最低氣壓之出現時刻較遲，並且其氣壓又較高。這種最低氣壓及其出現時刻之不正常分佈，係為颱風之圓對稱氣壓分佈，受臺灣山脈之高峻地形之影響彎曲所致。

B. 風

臺灣東南部各地自 26 日清晨起風力漸行增強，以蘭嶼最為強烈，26 日 10 時已有每秒 23.3 公尺之北北東風，並繼續增強。至該日 15 時半左右達每秒 40 公尺之暴風後逐漸減弱，至 16 時半轉變為東風每秒 20.2 公尺，風力尚繼續減弱。至 17 時風速減至每秒 8.3 公尺以後，風向轉變南風。至 18 時變成南南西風，每秒 15.7 公尺後，風力急驟增強。至 19 時達最高峯，其十分間平均風速竟達每秒 74.7 公尺，係南南西風。此為貝蒂颱風過境時之最大風速實測值，也是已往於臺灣地區測到之最大風速之極值。（在臺灣地區已往之最大風速實測值，係於艾瑞絲颱風侵襲臺灣時，在蘭嶼測到

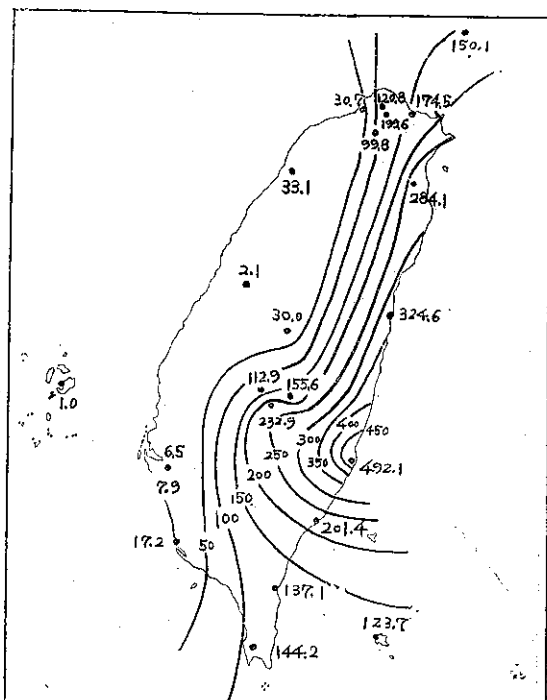


圖 7：貝蒂颱風總降水量分佈圖
(單位：公厘)

之西南風，每秒 65.7 公尺。發生於 1955 年 8 月 23 日 16 時 50 分。)

茲將已往測到之世界最大風速列如表三，由表三可見這次貝蒂颱風侵襲本省時，於蘭嶼測到之每秒 74.7 公尺之暴風，不僅為臺灣地區之十分間平均最大風速，亦為世界最大風速。

表三：世界最大風速表

最大風速 (每秒公尺)	地 點	日 年 月 期 日	備 考
83.5	美 華 盛 頓 山	1934. 4. 12	5 分間平均
72.5	日本富士山	1942. 4. 5	10 分間平均
66.7	蘭 嶼	1955. 8. 23	10 分間平均 (艾瑞絲颱風)
74.7	蘭 嶼	1961. 5. 26	10 分間平均 (貝蒂颱風)

C. 降 水 量

這次貝蒂颱風之總雨量，係迎風面之臺灣東部較多。其中以新港之雨量最多，計有 492.1 公厘，花蓮次之，為 324.6 公厘。風背面之西部雨量較少，均在 50 公厘以下，其分佈狀態如圖 7 中所示。

五、貝蒂颱風之行徑特性

在表 4 中所示者，根據氣象所自民國前 15 年。(

1897年)至民國49年(1960年)，這64年間侵襲臺灣颱風次數及登陸臺灣颱風次數之累年統計表。表中所謂侵襲臺灣颱風，係指颱風行徑掠過臺灣或200公里以內之領海上之颱風。已往64年間，一共有237次颱風侵襲本省，其中計有108次颱風登陸臺灣島。登陸臺灣颱風中，在四月中登陸者僅有1次，而於五月中登陸本省者僅有3次，但是這4次颱風均登陸於臺灣島西岸。就這64年來，5月以前未曾有颱風登陸臺灣島東岸，但是這次貝蒂颱風竟於5月26日登陸臺灣東岸之臺東新港間，並且於臺灣東部造成嚴重災害。

茲為探求這次貝蒂颱風行徑之動氣候學的背景及其特徵，將應用5日間平均北半球高空圖，檢討控制貝蒂颱風之發生、發展、消失及其行徑之大氣環流特

表四：侵襲臺灣颱風次數及登陸臺灣颱風次數之統計表

月 份	4	5	6	7	8	9	10	11	計
侵襲臺灣颱風次數	2	9	14	58	76	53	19	6	237
登陸臺灣颱風次數	1	3	7	26	39	30	2	0	108
登陸臺灣東岸颱風次數	0	0	5	24	33	27	1	0	90
登陸臺灣西岸颱風次數	1	3	2	2	6	3	1	0	18

統計年數：(64年；1897-1960年)

性。

在圖8中所示者，為貝蒂颱風向北北西推進，移進中緯度期間，即自5月23日至27日之5日平均北半

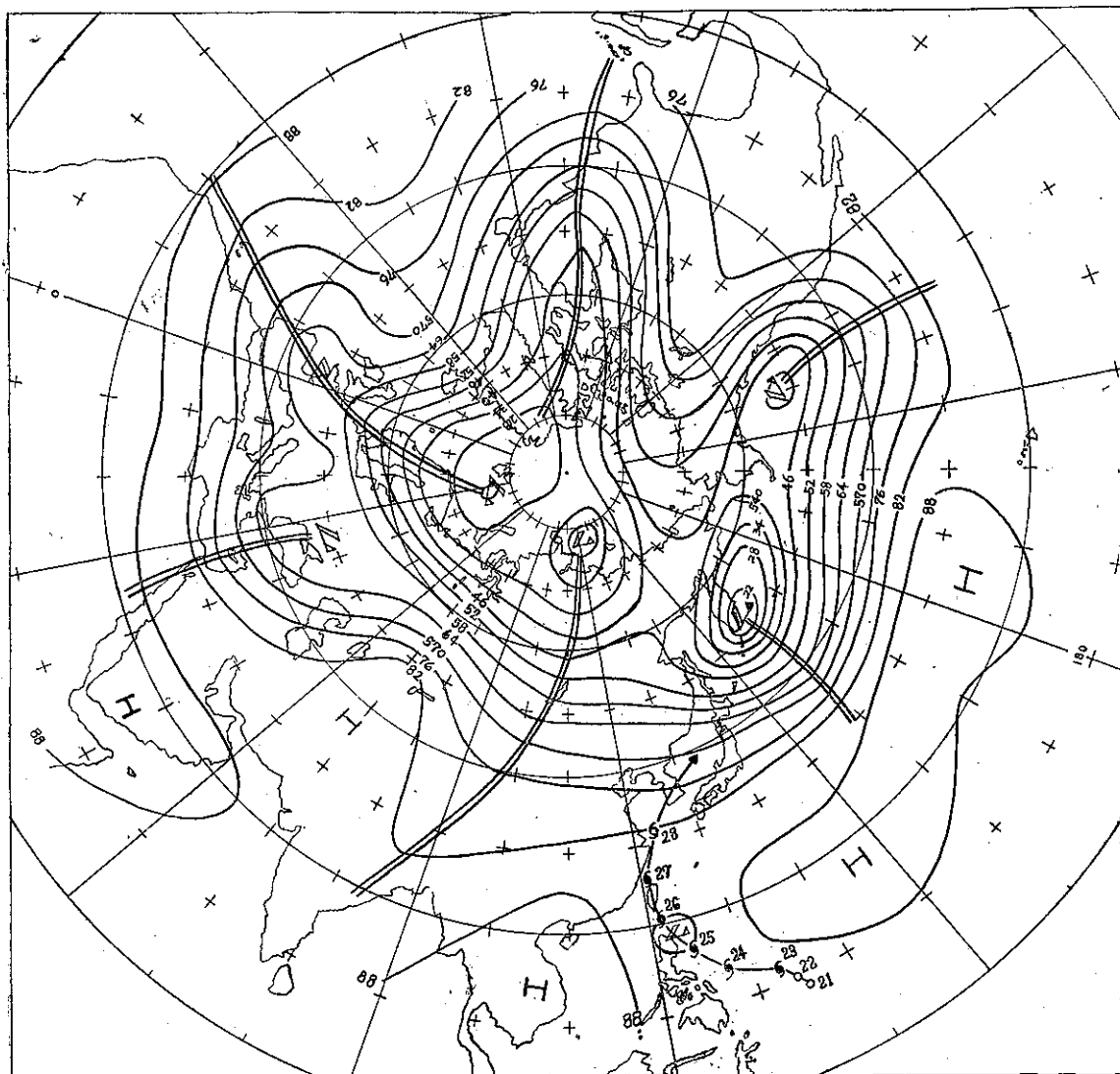


圖8A：民國50年5月23日至27日之5日平均北半球500mb面高度圖

球 500mb 面高度圖及其距平圖。該期間中北半球之大氣環流，大略由六個長波而組成，波槽大略位置在中國西部、太平洋西部、太平洋東部、美洲東岸、歐洲西岸及歐洲東部、而波脊位置在中國東岸、太平洋中部、美洲、大西洋、歐洲及歐亞大陸中部。其中太平洋西部之波槽，由位在堪察加半島之低氣壓，沿東經 150 度線伸展至北緯 30 度附近，而北緯 30 度以南，即有顯著高氣壓擋阻波槽之南伸。因此位在中國西部及太平洋東部之兩波槽間，低緯度地區環流，變成一個長波，其波長竟達經度 140 度之長度。從動力氣象學上之觀點考察之，此種異常冗長之波動是非常的不穩定。因此在臺灣附近生成一個低緯度波槽，使得上述之長波分裂為二而變成穩定。如此臺灣附近之波槽

之生成，誘致該地區之顯著負距平區域之生成。此負距平及太平洋中部之正距平間，因而發生東南距平風，引導貝蒂颱風之北進，終致颱風貝蒂侵襲臺灣，造成嚴重災害。

總之，這次貝蒂颱風之異常行徑，是低緯度環流之演變，在臺灣附近誘致低緯度波槽，誘引貝蒂颱風之北進所致。

六、災 害 調 查

此次貝蒂颱風侵襲東部地區，風驟雨急，給臺東附近帶來嚴重災害，而於其他東部地區，局部造成災害。颱風登陸本省後，因受中央山脈阻擋，風勢逐漸減弱，致西部地區影響較少，除屏東縣、嘉義縣、陽

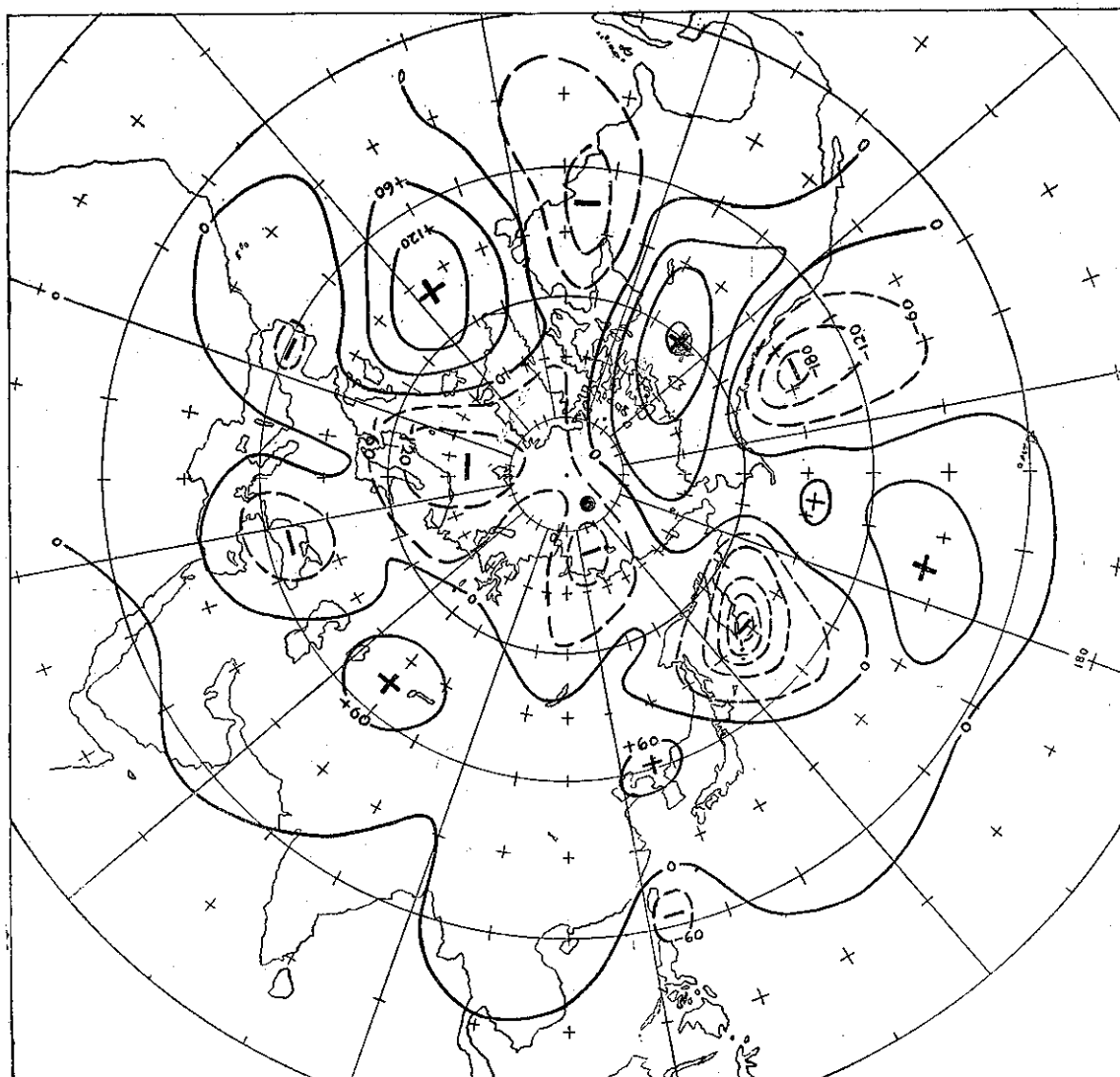


圖8B：民國50年5月23日至27日之5日平均北半球 500mb 面高度距平圖

明山，宜蘭縣，桃園縣，臺北縣，基隆市等外，其餘各縣市尚無災害。

根據臺灣省警務處之統計，各地災情如下：

(一)人口死傷：

共計人口死亡10人，失蹤6人，重傷43人，輕傷167人，災民2,662人。詳見表五。

(二)房屋損失：

房屋全毀者2,649間，房屋半毀者2,227間，大部份為茅草造，次為木造、竹造。

(三)堤防：

損壞10處，共計820公尺。

(四)稻田：

被害面積13,767公頃，惟按各地稻田被害程度折算，實際被害面積約440.8公頃，佔全省第一期作面積338,876公頃之0.13%，損害尚輕微。

(五)漁船：

1. 沈沒：13.5噸級1艘（宜蘭縣），2噸級2艘，半噸級7艘（臺東縣）。
2. 漂失：17.5噸級1艘，舢舨1艘（宜蘭縣）
3. 損壞4噸級5艘，3噸級29艘（屏東縣），舢舨1艘（宜蘭縣）。

(六)鐵路：

1. 縱貫鐵路，宜蘭線91公里處路軌被沙埋沒。平溪線邊坡塌方，道碴流失，水渠阻塞共14處。

深澳線邊坡塌方，道碴流失共6處。

2. 東線鐵路，馬太鞍溪北岸堤防沖毀800公尺，枕木流失1,000根。

(七)公路：

1. 東部幹線；30至69公里間沿線塌方3,800立方公尺，路基缺口44公尺，路面損壞20,000平方公尺。167至198公里間路面沖刷4,500平方公尺，駁坎損壞100平方公尺，又仁壽橋翼牆岸沖毀500公尺。
2. 橫貫公路；至88公里間沿線，塌方3,000立方公尺，路基缺口9處。155至192公里間沿線，塌方2,300立方公尺，路基沖毀470公尺，駁坎損壞250平方公尺，合流便橋便道全部流失，柏油路面沖毀1,000平方公尺。
3. 宜蘭支線；0至92公里間沿線，塌方21,000立方公尺，路基缺口600公尺，路面沖刷340平方公尺，又繼光橋南端橋台，橋墩基礎沖毀。
4. 中豐公路；東勢橋引道沖毀20公尺，駁坎沖毀150平方公尺，涵管26節。
5. 尖豐公路；大甲溪過水橋引道沖毀30公尺，大安溪過水橋豐原端引道沖毀30公尺，駁坎沖毀200平方公尺。
6. 柑子林北港溪；福興橋便道沖毀。

(八)電訊：東部地區有線電話受損中斷。（廖學鎰）

表五：貝蒂颱風災害損失統計表

縣 市 別	災 害 類 別	受 災 人 口 (人)				房 屋 損 失 (間)		堤 損 防 壞 (處)	稻 作 受 害 面 積 (公 頃)			漁 船 (艘)		
		死 亡	失 蹤	重 傷	輕 傷	全 毀	半 毀		被害面積 (公頃)	被害程度 (%)	實際被害面 積 (公頃)	沉 沒	漂 失	損 壞
臺 東 縣		4	1	42	162	2,542	2,097	3	9,107	1.88	171.2	9	—	—
花 蓮 縣		5	5	—	4	80	67	7	2,000	5.00	100.0	—	—	—
臺 北 縣		1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
基 隆 市		—	—	1	1	3	1	—	—	—	—	—	—	—
屏 東 縣		—	—	—	—	12	62	—	—	—	—	—	—	34
桃 園 縣		—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—
嘉 義 縣		—	—	—	—	—	—	—	1,680	4.80	80.6	—	—	—
陽 明 山		—	—	—	—	—	—	—	180	5.00	9.0	—	—	—
宜 蘭 縣		—	—	—	—	—	—	—	800	10.00	80.0	1	18	1
合 計		10	6	43	167	2,649	2,227	10	13,767	—	440.8	10	18	35

民國五十年颱風調查報告

第二號 颱風 裘恩

Report on Typhoon "June"

Abstract

Typhoon June was first appeared on the synoptic chart of 1st August 1961, and its centre was located at 11.6°N and 134.1°E. The intensity of the storm reached the stage of a typhoon was not until the evening of 3rd. August, 1961.

Typhoon June landed at North of Sinkong at the noon of 7th, and then moved across the middle part of Taiwan, Later the storm was dissipated along the south coast of mainland China.

Some damages had been reported along the passage of this typhoon, Fourteen men had lost thier lives and more than three hundred houses had ruined. Highest wind velocity recorded at Lanyu was 70.3m/sec and maximum total amount of rainfall in (24)? hours reported at Sinkong was 491.3mm.

1. 颱風之發生與經過

8月1日上午8時當颱風海倫(Helen)在日本九州南南西方海面繼續向北北西進行時，另一熱帶性風暴(Tropical depression)在加羅林群島(Carolines)西部即北緯11.6度，東經134.1度附近醞釀發展，此為裘恩(June)颱風生成之始期。此熱帶性低氣壓初以每小時約15公里之速度向西北西方向前進，其強度有急速的發展，至當日20時中心位置移至北緯12.3度東經132.8度附近，中心氣壓降低為993毫巴，中心最大風速每秒20公尺，已成為輕度颱風(Tropical storm)並被命名為裘恩(June)。8月3日20時裘恩颱風抵達北緯16.8度，東經128.0度時，其中心氣壓降為990毫巴，最大風速增達每秒35公尺，發展成為中度颱風(Typhoon)之強度，此後裘恩颱風又以時速15公里至20公里之速度，繼續向西北西進行，8月5日20時裘恩颱風抵達北緯19.6度，東經123.3度，即在呂宋東北方海面時，其中心氣壓降至985毫巴，中心最大風速增加到每秒45公尺，且以時速15公里之速度向西北進行，其後一直迅速發展，於8月6日17時左右，掠過蘭嶼附近海面時，其最大風速竟達每秒70公尺以上，成為強烈颱風(各地氣象機構並無報導為強烈颱風)，中心氣壓也降到950毫巴，當時蘭嶼測候所實測得之最低氣壓為953.1毫巴，最大風速每秒70.3公尺，是日20時後，因受地勢之影響，

其威力逐漸減弱，進行方向也轉變為北北西偏北，進行速度較為緩慢。8月7日10時左右，在新港北面約20公里的地方登陸橫過本省中部其威力因受中央山脈之影響急速減弱，降低為輕度颱風，當日19時左右由嘉義西北方進入臺灣海峽後轉北北西而通過馬公北方緩慢進行，翌日10時由金門東北方進入大陸後漸形消失，而結束了裘恩颱風曇花一現之8天生命史。

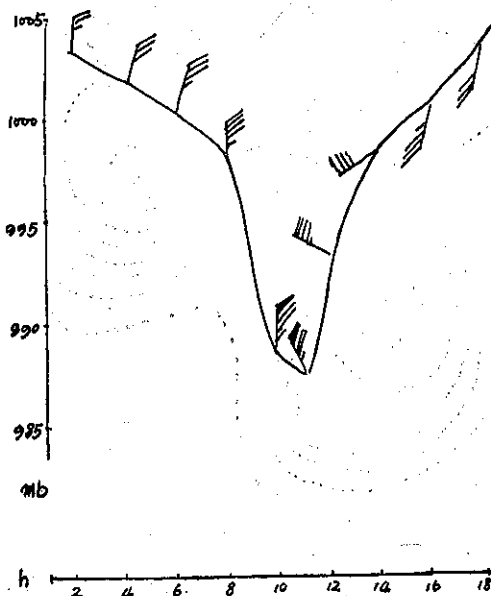


圖 1：8月7日新港測候所氣壓及風向風速變化圖

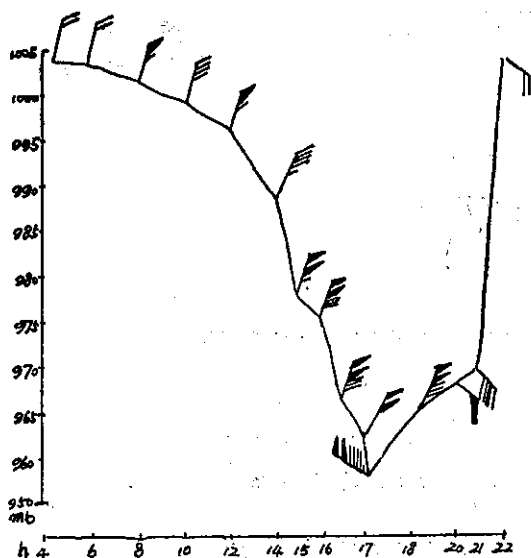


圖 2：8月6日蘭嶼測候所氣壓及風向風速變化圖

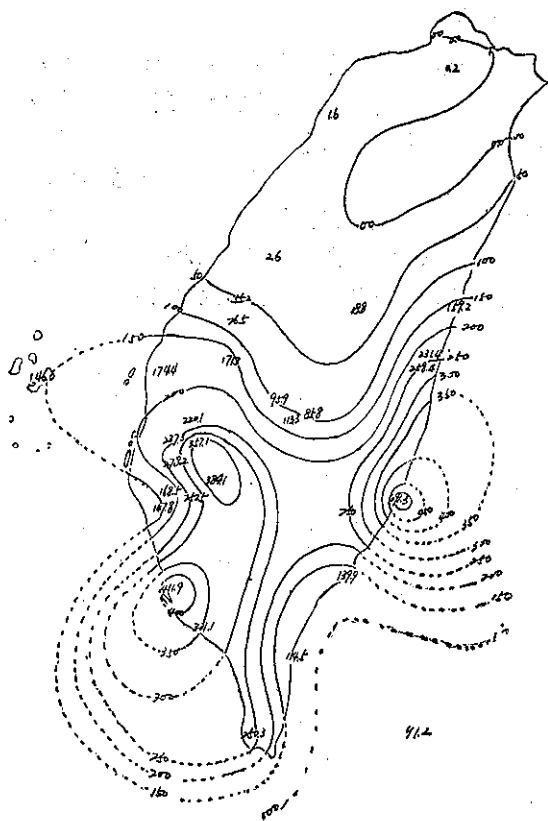


圖 3：裴恩颱風雨量分佈圖

裴恩颱風生成至消滅之行徑，如附圖 1，其通過蘭嶼時如附圖 2，登陸本省前如附圖 3，登陸後如附圖 4 所示。

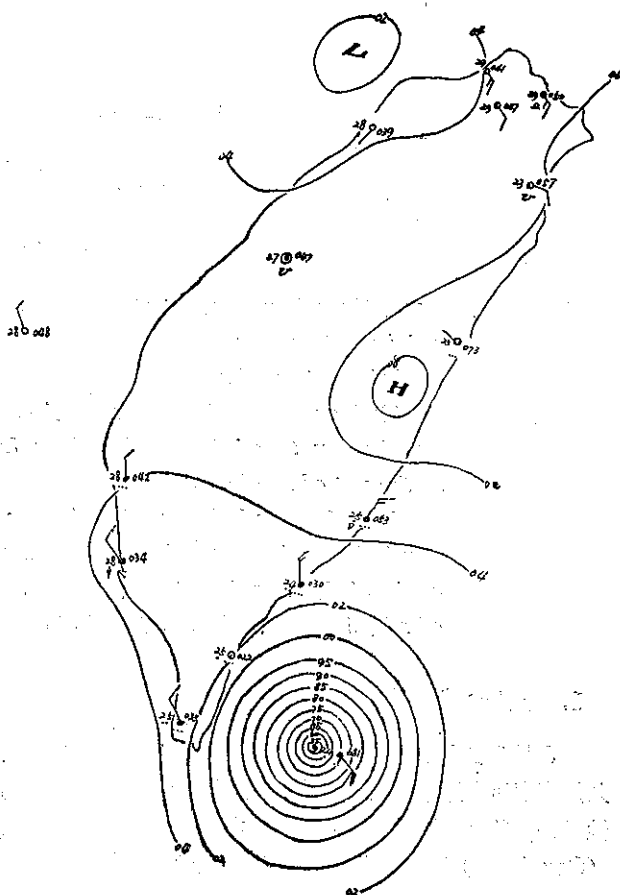


圖 4：8月6日20時天氣圖

裴恩颱風之全部發展過程，可分為四期，由 8 月 1 日 8 時生成熱帶風暴起，至當日 20 時該熱帶風暴發展成輕度颱風之期間，為此颱風之發生期。發生後至 5 日 20 時為裴恩颱風之發展期，以後逐漸增加威力，至 6 日 20 時為整個過程中之最盛期，7 日 8 時以後受地形影響漸形減弱成為裴恩颱風之衰弱期，此期間中，颱風行徑係橫越臺灣中部，經臺灣海峽中部，由金門東北方進入大陸後而消滅。

2. 臺灣各地之氣象情況

臺灣東南地區自 6 日晚起，當裴恩颱風通過蘭嶼附近海面後便逐漸進入其暴風範圍之內，不久東南部各地開始有暴風驟雨，南部地區雖無暴風然却已豪雨傾盆。此次裴恩颱風侵襲臺灣期間之主要氣象要素，根據氣象所各測候所之颱風報告資料，分析整理之結果，列如表一。茲將本省各地當時氣象要素之特性分述於後，以資同仁參考。

表一：裘恩颱風各測候所觀測資料表

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	1005.0	5	18	00	21.0 SSE	7	24	00	24.5	SSE	1006.1	26.7	78	7 23 15	0.6	5日14時—18時 6日20時—24時 7日2時—9時, 11時 ~8日 8時
鞍 部	837.2	7	19	00	18.3 S	7	09	00	—	—	—	—	—	—	—	6日12時—7日21時
竹子湖	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
淡 水	1002.7	7	17 18	00	10.0 SE	7	09	00	—	—	—	—	—	—	—	—
基 隆	1004.4	7	03	00	12.0 SE	7	18	20	17.8	SE	1004.8	27.4	70	7 18 18	T	7 17 30 7 17 40
臺 北	1003.1	7	16	30	9.5 SE	7	08	10	15.3	ESE	1003.4	30.5	61	7 17 06	0.2	8 6 34 8 7 58
新 竹	1002.1	7	16	45	3.5 W	7	13	40	4.5	W	1003.7	32.4	74	7 13 52	16	7 14 17 7 14 32
宜 蘭	1004.8	6	16	00	10.7 ESE	6	11	20	13.4	ESE	1007.3	30.7	74	6 11 20	—	—
臺 中	1002.7	7	17	00	3.7 SSW	7	23	50	7.8	SSW	1005.1	25.3	89	7 23 50	2.6	7 09 44 7 18 45
花 蓮	1005.8	6	16	00	13.0 S	6	10	30	19.6	S	1009.5	30.9	65	6 10 22	159.2	6 10 50 8 04 40
日月潭	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
澎 湖	1003.4	7	18	00	16.5 SSW	8	06	00	18.6	S	1004.3	22.7	99	8 04 30	146.0	7 11 35 8 18 06
阿里山	569.4*	7	16	00	3.7 NNE	7	08	20	4.3	NNE	570.8	13.0	98	7 09 35	95.9	6 16 25 8 10 30
玉 山	794.4	7	06	00	20.0 SE	5	21	00	—	—	—	—	—	—	85.8	6 10 25 8 10 42
新 港	986.0	7	10	13	40.0 N	7	10	25	5.20	N	989.0	23.8	100	7 10 23	491.3	6 07 57 8 08 10
永 康	1003.7	7	15	10	6.2 W	7	14	40	9.2	W	1003.8	27.2	91	7 14 30	168.5	7 02 30 8 11 40
臺 南	1002.4	6	16	30	6.3 NW	7	08	35	12.8	NW	1004.8	25.2	95	7 08 35	147.8	6 16 07 8 12 10
臺 東	997.5	7	03	16	19.7 SSW	7	14	00	26.5	SSW	1002.3	24.2	97	7 14 16	139.9	6 07 35 7 22 10
高 雄	1002.7	7	05	00	11.2 NW	7	12	30	—	—	—	—	—	—	411.9	6 12 10 8 09 15
大 武	997.3	7	03	20	9.3 S	7	03	10	16.5	S	997.3	28.3	64	7 03 22	114.5	6 07 22 8 09 43
蘭 嶼	953.1	6	17	17	70.3 NW	6	17	00	72.8	NE	962.5	22.8	99	6 16 54	91.2	6 00 52
恒 春	1002.4	6	17	00	9.2 WNW	7	04	10	13.0	WNW	1003.1	25.6	92	7 04 10	250.3	6 06 02 7 21 20
鹿林山	—	—	—	—	15.0 SE	8	06	00	—	—	—	—	—	—	113.3	6 10 35 8 11 00

註：* 重力值mm

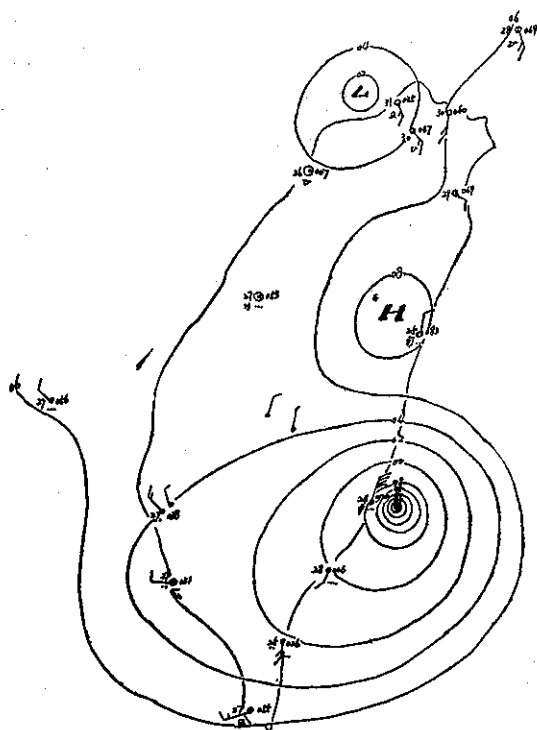


圖 5：8月7日8時之天氣圖

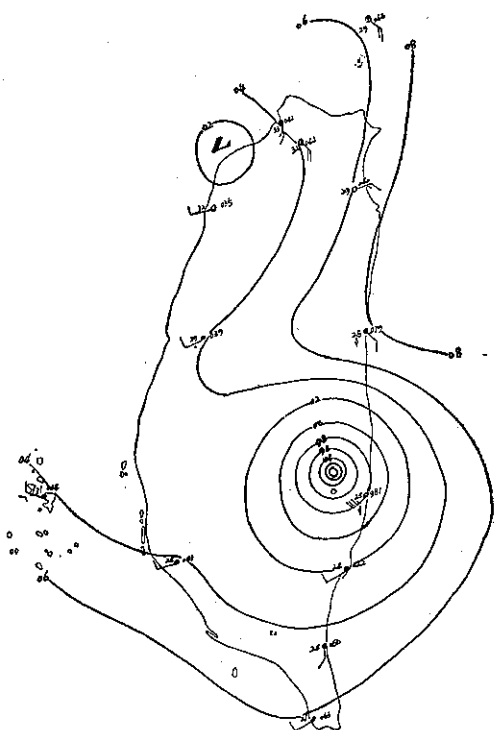


圖 6：8月7日14時之天氣圖

A 氣 壓

裘恩颱風侵襲臺灣期間，以6日17時17分在蘭嶼測候所測到之 953.1 毫巴為這次颱風之最低海平面氣壓之實測值。7月10時13分登陸新港北面時，其中心

氣壓因受地勢影響急激填塞，當時在新港測得之最低氣壓為 986.0毫巴居其次。其他除了在大武測得 997.3 毫巴及臺東997.5毫巴外，其他各地均在1000毫巴以上，由此而知此次颱風其範圍雖極小而其中心却很深。

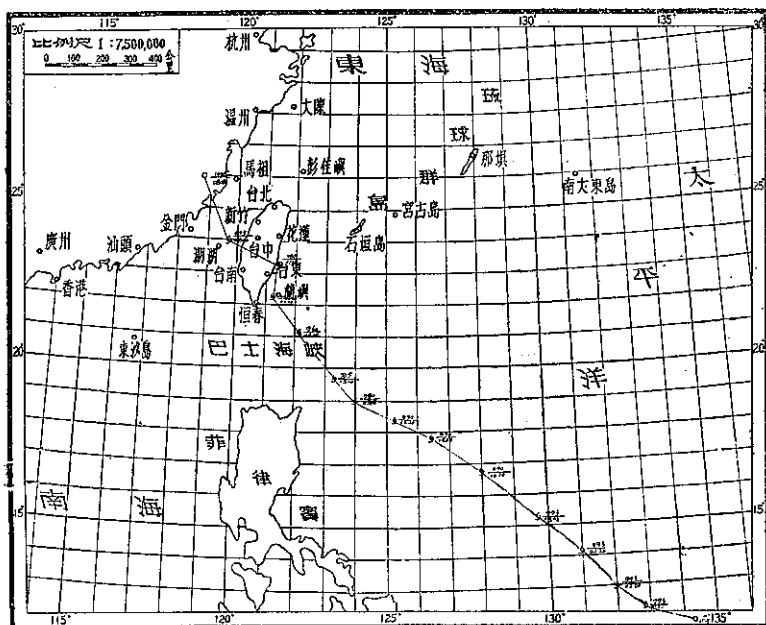


圖 7：裘恩颱風行徑圖

B 暴 風

臺灣東南部各地6日夜晚自起，風力逐漸增強，其中蘭嶼自6日晨起便已有暴風發生，當日17時17分，颱風在蘭嶼西南西方時，竟測得東北風每秒 70.3公尺之強，此為這次裘恩颱風之實測10分鐘間平均最大風速。其次為7日10時25分在新港測到之每秒 40.0 公尺北風。瞬間風速則以6日16時54分，在蘭嶼測得之每秒 72.8公尺之東北風為最大，而7日10時23分在新港之每秒 52.0 公尺之北風居其次。

C 降 水

這次颱風期間中，除臺灣北部之淡水，東北部之宜蘭無降雨

及臺北、基隆、新竹、臺中，降雨極少外，東部及南部各地均有豪雨，其中以新港最多計達 491.3 公厘，高雄次之為 411.9 公厘，而高雄市 7 日整天之傾盆大雨，雨量之多竟為 20 年來所未有，市區成為澤國，積水之深低窪處高及屋簷，主要街道，亦深及行人胸腹，可見這次颱風帶來甚多之雨量。茲將裘恩颱風期間中之總降水量分佈列如圖 3。蘭嶼測候所 8 月 6 日氣壓、風向、風速變化如圖 2，新港測候所 8 月 7 日之氣壓、風力，風速變化情形如圖 1 所示，俾便參考。

3. 災 害 調 查

此次裘恩颱風於本省東部新港附近登陸，雖然其在海上威力相當強烈，且範圍極小，因此僅造成本省南部之高雄市、高雄縣、屏東縣、東部之臺東縣等五縣市之災害，其中以高雄市、高雄縣、屏東縣之豪雨造成較大之災害。

根據省警務處之統計；在人口方面共計死亡 8 人，失蹤 5 人，以外尚有無名屍體 1 人，輕傷 31 人，災民 3,453 人。房屋全倒 385 間，堤防沖毀 4 處共 195 公尺，損害 1 處 106 公尺。水圳沖毀 16 處共 1,588 公尺。稻作

浸水面積 139,923 公頃，埋沒面積 124.60 公頃，流失面積 80.00 公頃（以上總面積計佔實際種植面積 381,672 公頃之 0.42%），其中浸水部份如時間不久秧苗仍無多大影響，漁船屏東縣 2.4 噸木壳漁船沉沒 1 艘，高雄縣 3 噸木壳漁船沉沒 3 艘。鐵路屏東線潮州以南路基損壞 17 處約 1,551 公尺，陸橋沖毀 1 座，東線鐵路萬里至富里間路基損壞 6 處約 215 公尺，公路、嘉義、臺南、屏東、臺東 4 縣鄉公路損壞 10 處約 990 公尺。其詳情如表二所示。（羅字振 Luo-sichen）

表二：裘恩颱風災害損失統計表

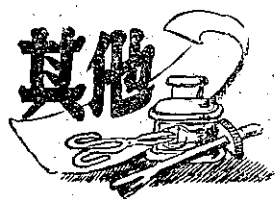
縣市別	災害類別				受災人口 (人)		房屋損失 (棟)		堤防 (公尺)		水圳 (公尺)
	死亡	失蹤	不屍明體	輕傷	全倒	半倒	全倒	半倒	沖毀	損壞	沖毀
高 雄 市	3	2	—	19	125	120	—	—	—	—	—
高 雄 縣	1	1	—	1	90	60	—	—	—	—	—
屏 東 縣	3	2	1	10	90	117	115	106	388	—	—
臺 東 縣	1	—	—	1	78	78	—	—	—	—	—
花 蓮 縣	—	—	—	—	2	—	80	—	1,200	—	—
合 計	8	5	1	31	385	380	195	106	1,588	—	—

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。



壽蔣右滄先生八秩大慶

鄭子政

Eightieth Anniversary of Professor

P. J. Chiang

Kenneth T. C. Cheng

Abstract

Professor Chiang had devoted in the study of meteorology for more than forty-five years. After his returning from Europe in 1913, he took his post of the Chief of Department of Meteorology [in Peking Observatory when Dr. Kao Lu, (高魯) a famous astronomer in China then took the directorate. In the mean-time, the knowledge of meteorology was little known in the society of China. No textbook in meteorology can be found in any library. Therefore he started his translation of a series of books in meteorology for the training of weather observers and forecasters. He made the plan on the establishment of a meteorological network in China. By then he helped the National Air Force Administration to set up a number of meteorological stations for the safety purposes of aviation. Mr. Chang Chi-chieh (張季直), a prominent scholar was then the Minister of Ministry of Agriculture and Commerce. He wrote a preface for the "Applied Meteorology" of Professor Chiang's work and considered his book in the science of meteorology as a volume of unprecedented success in his line. In 1923, Tsingtao again reentered the territory of China. Professor P. J. Chiang was assigned to take over the meteorological functions there. Later he was appointed to be the director of Tsingtao Observatory and kept his position for more than ten years. During these years he performed his service and completed many projects in excellent conditions. Such projects as to issue the daily forecasts and weather charts for the safety of aerial and marine navigations; to modify the cannon service for time signals; to purchase the Equatorial and Transit for making celestial observations; to establish an aquarium for the exhibition of water resources and a marine biological institute; to initiate the magnetic and seismological observations; to build a particular library for the collection of astronomical and geophysical publications; to participate the longitudinal and nephelo-metrical observations with other institution of foreign countries; to have an extension in making upper-air investigations and on the establishment of standard clocks in the region of municipality of Tsingtao, had won much praise from the citizens there. Due to his efforts exerted at Tsingtao, he received with much honour and esteem from the institutions of other countries. He had participated the Conference of Directors of Observatories of the Far East in Manila and the Pacific Science Congress at Java. In later meeting he had been elected as a chairman of the Section of Meteorology. He had also received an honourable presidentship from the Meteorological Society of Italy and also the membership from the International Astronomical Union. His papers presented in those conferences had frequently received high interests in the discussion of participants. He had formerly been elected as the presidents of the Astronomical Society and the Meteorological Society of Republic of China and special correspondant of members of Institutes of Astronomy and Meteorology of Academia Sinica. He had spent many years in teaching in the University of Peking, Shantung and Taiwan, the Normal University of Peking and the Nan-Yuen Flying school. His Students are so many that you will possibly

meet them in every corner of this country. He is so amiable to everybody with friendly atmosphere and manners and so gives much deep impressions to those who met him.

Recently some awards from the Board of the National Longrange Development of Science in China had been conferred to him in honor of his success in researches. Besides he has much interests in the study of Chinese literature and poems. A collection of his verses and poems has popularly been circulated in China. He lives in a simple and plain life and in a mode of high cultural Chinese. Possibly this might be the reason that he could attain at such a great age. Both of his contribution and his age are worthwhile for us to confer the congratulations to him on the birthday of his Eightieth Anniversary.

蔣丙然先生字右滄，青年碩德，精神矍鑠，從事於氣象事業四十餘年。民國二年，自歐返國時應北京中央觀象台台長高增青先生之邀，主持該台氣象科事。當時國人對於氣象之學，認識鮮少。經先生積極規劃，編著氣象書報，創辦氣象訓練班，規劃全國測候網，協助航空署設立航空測候站等。而氣象一科遂引起國人之注意。南通張畬庵先生為先生所著實用氣象學有序稱：『足以開氣象學術之先河』一語，洵非虛譽。民國十二年，青島珠還，主持籌備接收者為王儒堂先生，以先生為氣象界權威，邀約接收青島測候所。日人素聞先生名，故一切折衝極稱順利，迨接收告竣，遂任為青島觀象台台長。歷十餘年，慘淡經營，多所擘劃，馳譽中外，迄今猶為青島人士所樂道。諸如發佈天氣圖，及天氣預報以維護海空航行上之安全。改良午炮以重時政。購置赤道儀，建築天文台，以推行天文觀測工作。設立海洋科，以樹我國海洋學之基礎。測量山東半島之地磁力，加設地震儀，辦理測候人員訓練班，設立觀象圖書館，參加國際經度測量，參加國際雲學研究會，參加日全蝕觀測，擴充高空觀測，設置標準鐘，創立水族館及海洋生物研究所等，均稱卓著成效。青島觀象台自德人創設，經日人管理，先生繼長以後，事業更見蒸蒸日上。僅數年間，已得與世界各國觀象台相媲美。民國十五年後，青島觀象台之經緯度，已列入各國航海通書中。先生因益得國際學術界之重望，又曾參加遠東氣象台台長會議，太平洋科學會議，於該會議在爪哇舉行時，先生曾被推任氣象組主席團主席。意大利氣象學會，推舉為該會名譽副會長。國際天文聯合會，先生亦被推為該會委員。先生於歷次會議時所提出之論文，皆能見重一時。中國天文學會及中國氣象學會，先生均為發起人之一，並曾任會長、副會長等任務，悉心擘劃，積極推行會務。前中央研究院天文及氣象研究所，曾聘先生為特約研究員，對於我國天文與氣象事業之成就均與有力焉。先生歷任北京大學、北平師範大學、南

苑航空學校、山東大學、臺灣大學等校教授，桃李遍宇內，對於青年學子循循善誘，和藹可親，尤足令人欽敬。

先生研討學術，博覽群書，老而彌堅。著述宏富，中國天文學會在台復會先生任第一屆理事長，貢獻甚多，對於我國參加國際天文學會事，在會前曾多事折衝而乃能有所成就，近年復得國家長期發展科學計劃委員會之獎助，得廣續其研究，益顯其著述可貴。先生才識宏遠，不僅於近代科學上研究湛深，即對於國故詞章，亦復意趣淳厚並以餘力學文，而有承學齋詩鈔之印行。是或以其情性上修養之深，故得耆年，亦國之人瑞而宜為之奉觴稱壽者。今值先生八秩大慶，國內外氣象界同仁，均集文以為先生壽，並資紀念。中華民國五十一年八月三十一日鄭子政敬啟於台北。



台灣省雜誌協會會員
內政部登記證內警臺誌字第五一號

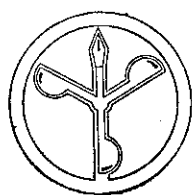
發行人：鄭
社長：鄭

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：文英印書公司
地址：台北市三水街七十四號
電話：三二四



八 卷 一 期
中華民國五十一年
三月卅一日出版

Vol. 8, No.1
Mar. 1962

氣象學報季刊

Meteorological Bulletin

ARTICLES

- | | | |
|----|---------------------------|--|
| 1 | J. Y. WANG | Methods of Crop Response Studies |
| 9 | Y. K. TAI AND
S. C. LU | A Study on Radioactive Carbon-14 for the
Application to the Researches in Geo-
physics and Archaeology |
| 12 | Y. H. WEI | A Discription of Planetary Atmospheres |
| 16 | KEN-CHUAN CHOU | A Discussion of Atmospheric Network
and It's Effect |
| 21 | LAI-CHAO YING | Contributions of Electronic Computer and
Meteorological Satellite to the Advance-
ment of Modern Meteorology |

REPORTS

- | | | |
|----|--|---------------------------|
| 27 | TAIWAN PROVIN-
CIAL WEATHER
BUREAU | Report on Typhoon "Betty" |
| 37 | TAIWAN PROVIN-
CIAL WEATHER
BUREAU | Report on Typhoon "June" |

OTHERS

- | | | |
|----|------------------------|--|
| 42 | KENNETH T. C.
CHENG | Eightieth Anniversary of Professor P. J.
Chiang |
|----|------------------------|--|

台灣省氣象所主編

PUBLISHED QUARTERLY BY

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 PARK ROAD, TAIPEI, TAIWAN, CHINA

氣象學報季刊

八 卷 二 期 中華民國51年6月30日出版

目 次

一、論 述

- 帶流運動之穩定度與大氣環流之變遷.....楊 建 雄.....(1)
- 論宇宙輻射.....沈 傳 節.....(10)
- 颱風眼與風的偏向角.....薛 鍾 彝.....(14)
- 太陽黑子之研究.....林 榮 安.....(18)

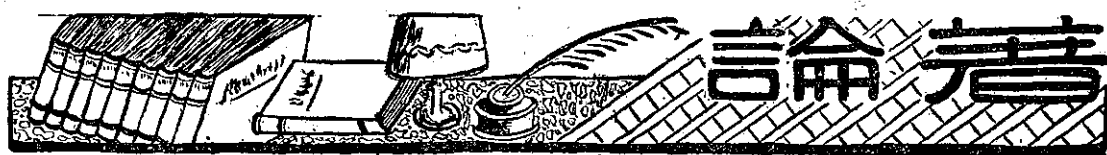
二、報 告

勞娜

- 民國五十年颱風調查報告(第三號 颱風貝蒂).....預 報 科 室.....(32)

三、譯 述

- 氣候變遷的新發現.....戚 啓 勳.....(39)



帶流運動之穩定度與大氣 環流之變遷

楊建雄

*Fjórtoft's Stability Theory on Circular Vortices
and its Application to the General
Circulation of the Atmosphere*

Chien-hsiung Yang

Abstract

The theory of stability on circular vortices as treated by R. Fjórtoft in Vol. XIV, No.6 of *Geofysiske Publikasjoner* is presented. The possibility of applying the results of the theory for explaining the variation of the general circulation of the atmosphere is discussed.

概 要

本篇介紹 Fjórtoft 之圓渦流穩定的理論，而批判其基本假設及討論，其所得穩定規範應用於地球大氣之意義。由其穩定規範，我們可敘述地球大氣環流之變遷及能量轉換之相關關係。

§ 1 軸對稱渦流之運動方程

設Z-軸(圖1)為外力位 φ 之對稱軸。假定在某一時刻，流體之速度及密度分佈也對此一軸對稱。若此，由運動之對稱性，可知流體之運動必須一直繼續其對於Z-軸之對稱性。因此，只須考慮其在一子午面內之運動。今以 u 為帶流速度，以 V 為子午面內之速度，其運動方程為

$$\rho \left(\frac{\partial V}{\partial t} + V \cdot \text{grad } V \right) = -\text{grad } P$$

$$-\rho \text{ grad } \varphi + \rho \frac{u^2}{R} R_1 \dots \dots \dots (1)$$

及
$$\frac{\partial u}{\partial t} + V \cdot \text{grad } u + \frac{u v_R}{R} = 0 \dots \dots \dots (2)$$

在此 ρ ：密度， p ：壓力， R ：從Z-軸之距離， V_R ：半徑方向之 V 之成分。若在 $R = \text{const.}$ 之一圓周上積

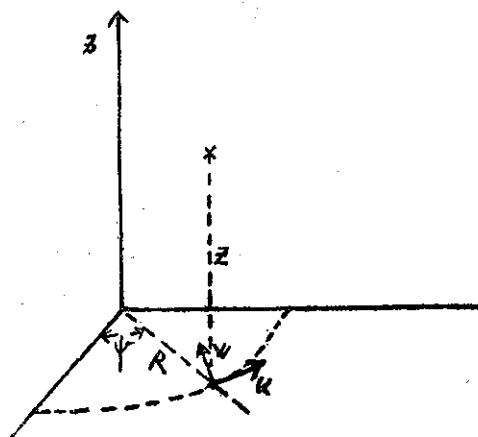


圖 1

分(2)式，可得

$$\frac{\partial c}{\partial t} + V \cdot \text{grad } C = 0 \dots \dots \dots (3)$$

$$C = \int_0^{2\pi} u R d\psi$$

是此渦流在 $R = \text{const.}$ ，圓周上之環流。
連續方程為

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot \nabla \varphi = 0 \quad (4)$$

次之，以 R, Z 表示流體粒子在子午面內之位置。

$$R = f_1(R_0, z_0, t)$$

$$Z = f_2(R_0, z_0, t)$$

或以向量 $\mathbf{r} = R\mathbf{R}_1 + Z\mathbf{Z}_1$ 表示時，上列兩式可寫

$$\mathbf{r} = \mathbf{r}(R_0, t) \quad (5)$$

即謂其位置由其初位及時間而定。同樣地，由 (3)

，(4) 式可知環流 C 及密度 ρ 可寫

$$C = C(R_0, Z_0) = C(R_0) \quad (6)$$

$$\rho = \rho(R_0, Z_0) = C(R_0) \quad (7)$$

若此，此流體之全位能 Φ 及其帶流運動之全動能即為

$$\Phi = \int_{\tau_0} \rho(R_0) \varphi(R) d\tau_0 \quad (8)$$

$$K_z = \int_{\tau_0} \rho(R_0) C^2(R_0) \varphi_0(R) d\tau_0 \quad (9)$$

在此 $\varphi_0 = \frac{1}{8\pi^2 R^2}$

由 (9) 式可知，帶流運動能 K_z ，像 Φ ，只由粒子之位置決定，而且可當做流體位能之一種。

以下，我們利用動位 (Kinetic potential) 由 Hamilton 之原理求流體在子午面內之運動方程及其界面條件。因除外力位 φ 以外，無外力之作用，此系之 Hamilton 原理可寫為

$$\delta I = \int_{t_1}^{t_2} \delta H \cdot dt = \delta \int_{t_1}^{t_2} H \cdot dt = 0 \quad (10)$$

H 是動位

$$H = \int_{\tau_0} \frac{1}{2} \rho(R_0) \left(\frac{\partial \mathbf{r}}{\partial t} \right)^2 d\tau_0 - [\Phi + K_z] \quad (11)$$

設 $\mathbf{r} = \mathbf{r}(R_0, t)$ 代表，在 $t_1, t_1; t_2, t_2$ 之間，在子午面內之流體之假想運動，而且當 $\mathbf{r} = \mathbf{r}(R_0, t)$ 時， $\delta I = 0$ 。為使它從任意一種函數 $\mathbf{r} = \mathbf{r}(R_0, t)$ 變換至一個 $\mathbf{r}(R_0, t)$ ，再設

$$\mathbf{r} = \mathbf{r}(R_0, t; \varepsilon)$$

而且 $\mathbf{r}(R_0, t; 0) = \mathbf{r}$

若此，(10) 變換至

$$\left(\frac{dI}{d\varepsilon} \right)_{\varepsilon=0} \delta \varepsilon = 0$$

而因 ε 是一個任意之變數

$$\left(\frac{dI}{d\varepsilon} \right)_{\varepsilon=0} \equiv 0 \quad (12)$$

再者，因為 $\mathbf{r}_1, \mathbf{r}_2$ 兩位置 (初位及終位) 當 I 變時不變，作一遍部分積分可得

$$\int_{t_1}^{t_2} \int_{\tau_0} \left[\rho \frac{\partial^2 \mathbf{r}}{\partial t^2} + \rho \text{grad } \varphi + \rho C^2 \text{grad } \varphi_0 \right] \cdot \frac{\partial \mathbf{r}}{\partial \varepsilon} \bigg|_{\varepsilon=0} d\tau_0 dt \equiv 0$$

為使此一恒等式成立，必要而充分之條件 (即) 為

$$\int_{\tau_0} \left[\rho \frac{\partial^2 \mathbf{r}}{\partial t^2} + \rho \text{grad } \varphi + \rho C^2 \text{grad } \varphi_0 \right] \cdot \frac{\partial \mathbf{r}}{\partial \varepsilon} \bigg|_{\varepsilon=0} d\tau_0 \equiv 0 \quad (13)$$

以向量 \mathbf{S} 表示 $\frac{\partial \mathbf{r}}{\partial \varepsilon}$ ，可得

$$\mathbf{S} = \mathbf{S}(\mathbf{r}, t; \varepsilon)$$

由 $\frac{\partial \mathbf{r}}{\partial \varepsilon}$ 之性質。 \mathbf{S} 必須滿足下列條件：

$$\text{div } \mathbf{S} = 0 \quad (14)$$

$$\left. \begin{aligned} \mathbf{S}_n &= 0 && \text{在固定界面} \\ \mathbf{S}_n &= \text{任意} && \text{在自由表面} \\ \mathbf{S}_n &= \text{任意}, \Delta \mathbf{S}_n = 0 && \text{在內部不連續面} \end{aligned} \right\} \quad (15)$$

\mathbf{S}_n 代表其在面法線方向之成分：

若以 R, Z 代替 R_0, Z_0 ，恒等式 (13) 內之

$$\frac{\partial^2 \mathbf{r}}{\partial t^2} = \frac{\partial \nabla}{\partial t} + (\nabla \cdot \text{grad}) \nabla$$

而且 $d\tau_0 = d\tau$ ，因此 (13) 式變為

$$\int_{\tau} \left[\rho \frac{\partial \nabla}{\partial t} + \rho (\nabla \cdot \text{grad}) \nabla + \rho \text{grad } \varphi + \rho C^2 \cdot \text{grad } \varphi_0 \right] \cdot \mathbf{S} d\tau \equiv 0$$

由 Gauss 之定理及向量 \mathbf{S} 之性質 (14) 與 (15) 必須有下列條件：

$$\left. \begin{aligned} \text{a) } \rho \left\{ \frac{\partial \nabla}{\partial t} + (\nabla \cdot \text{grad}) \nabla \right\} + \rho \text{grad } \varphi + \rho C^2 \text{grad } \varphi_0 &= - \text{grad } \lambda \\ \text{b) } \lambda &= \text{const. 在自由表面} \\ \text{c) } \Delta \lambda &= \text{const. 在不連續面} \end{aligned} \right\} \quad (16)$$

λ 可由 (16-a) 及連續方程 $\text{div } \nabla = 0$ 產生之微分方程

$$\text{div} \cdot \text{grad } \lambda - \frac{\text{grad } \rho \cdot \text{grad } \lambda}{\rho} + \rho \text{div}$$

$$[\text{grad } \varphi + C^2 \text{grad } \varphi_0 + (\nabla \cdot \text{grad}) \nabla] = 0$$

與 (16-b, c) 兩個界面條件加上在固定界面之條件

$$-\frac{\partial \lambda}{\partial n} = [\rho \text{ grad } \varphi + \rho C^2 \text{ grad } \varphi_0 + \rho (\mathbf{V} \cdot \text{grad}) \mathbf{V}] \cdot \mathbf{n}$$

除在界面之任意常數以外，唯一地決定。因此 (16-a, b, c) 必須相等於此流體子午面內之運動方程及其界面條件。

§ 2 恒常圓環流

若無(從)外力之作用，能量方程為：

$$\int_{\tau_0} \frac{1}{2} V^2 \rho d\tau_0 + \int \frac{1}{2} u^2 \rho d\tau_0 = -\Phi + \text{const.}$$

或者

$$\mathbf{K}_m = -[\Phi + \mathbf{K}_z] + \text{const.} \dots \dots \dots (1)$$

即， \mathbf{K}_m 為子午面內之動能， \mathbf{K}_z 為帶流動能。

我們將應用在 § 1 提出之 Hamilton 原理來求使 $[\Phi + \mathbf{K}_z]$ 取極值之條件。〔為求使 $[\Phi + \mathbf{K}_z]$ 取極值〕之問題不過是 § 1 Hamilton 之原理之特殊例。即我們只須考慮 $[\Phi + \mathbf{K}_z]$ 之數值而不相干於子午面內之運動，因此，由方程式 (1-16) 及附隨之界面條件，可知

$$\left. \begin{aligned} \text{a) } \rho_0 \text{ grad } \varphi + \rho_0 C_0^2 \text{ grad } \varphi_0 &= -\text{grad } \lambda \\ \text{b) } \lambda &= \text{const. 在自由表面} \\ \text{c) } \Delta \lambda &= \text{const. 在不連續面} \end{aligned} \right\} (2)$$

是我們所求之條件。在此，使 $[\Phi + \mathbf{K}_z]$ 恒常之密度與環流之分佈由 ρ_0, C_0 表示。在恒常圓環流 ($\mathbf{V}=0$) 條件 (2.2) 自然地滿足。壓力 p 代入 λ 。相反地，如密度及環流之分佈滿足條件 (2.2) 時，任何一個圓環流必須恒常。

§ 3 在極值附近之 $[\Phi + \mathbf{K}_z]$ 之數值

今設 \mathbf{r}_0 表示當 $[\Phi + \mathbf{K}_z]$ 取其極值時之流體粒子之子午面內之位置。

設 $\delta \mathbf{r}$ 表示其粒子之偏位， $\mathbf{r} - \mathbf{r}_0$ ，則由 Taylor 之定理

$$\begin{aligned} & [\Phi(\mathbf{r}) + \mathbf{K}_z(\mathbf{r})] - [\Phi(\mathbf{r}_0) + \mathbf{K}_z(\mathbf{r}_0)] \\ &= \delta \mathbf{r} \cdot [\text{grad } \Phi(\mathbf{r})]_{\mathbf{r}=\mathbf{r}_0} + \frac{1}{2} [(\delta \mathbf{r} \cdot \text{grad}) \text{ grad } \Phi(\mathbf{r})]_{\mathbf{r}=\mathbf{r}_0} \cdot \delta \mathbf{r} \\ &+ \delta \mathbf{r} \cdot [\text{grad } \mathbf{K}_z(\mathbf{r})]_{\mathbf{r}=\mathbf{r}_0} \\ &+ \frac{1}{2} [(\delta \mathbf{r} \cdot \text{grad}) \text{ grad } \mathbf{K}_z(\mathbf{r})]_{\mathbf{r}=\mathbf{r}_0} \cdot \delta \mathbf{r} \end{aligned}$$

代入方程 (1-8)，(1-9) 式於 Φ 及 \mathbf{K}_z ，此能量差 $\Delta[\Phi + \mathbf{K}_z]$ 可寫

$$\Delta[\Phi + \mathbf{K}_z] = \int_{\tau_0} [\rho \text{ grad } \varphi + \rho C^2 \text{ grad } \varphi_0] \cdot \delta \mathbf{r} \cdot d\tau_0$$

$$+ \frac{1}{2} \int_{\tau_0} [\rho (\delta \mathbf{r} \cdot \text{grad}) \text{ grad } \varphi \cdot \delta \mathbf{r} + \rho C^2 (\delta \mathbf{r} \cdot \text{grad}) \text{ grad } \varphi_0 \cdot \delta \mathbf{r}] d\tau_0 \dots (1)$$

再者，因據 § 2 之論法

$$\delta \mathbf{r} = \epsilon \frac{\partial \mathbf{r}}{\partial \epsilon} + \frac{\epsilon^2}{2} \frac{\partial^2 \mathbf{r}}{\partial \epsilon^2} \dots \dots \dots (2)$$

而 $\frac{\partial \mathbf{r}}{\partial \epsilon}$ ， $\frac{\partial^2 \mathbf{r}}{\partial \epsilon^2}$ 等亦滿足 (2-14)、(2-15) 式。利用

Gauss 定理，可得

$$\begin{aligned} \Delta[\Phi + \mathbf{K}_z] &= -\frac{1}{2} \int_{\tau} \delta \mathbf{r} \cdot [\text{grad } \rho_0 \text{ grad } \varphi \\ &+ \text{grad } \rho_0 C_0^2 \text{ grad } \varphi_0] \cdot \delta \mathbf{r} \cdot d\tau \dots \dots (3) \\ &+ \frac{1}{2} \int_{F_f} (\delta \mathbf{r}_n)^2 \rho_0 \left[\frac{d\varphi}{dn} + C_0^2 \frac{d\varphi_0}{dn} \right] dF \\ &- \frac{1}{2} \int_{F_d} (\delta \mathbf{r}_n)^2 \left[\Delta \rho_0 \cdot \frac{d\varphi}{dn} \cdot \Delta \rho_0 C_0^2 \right. \\ &\left. + \frac{d\varphi_0}{dn} \right] dF \end{aligned}$$

在此， $\Delta \rho = \text{div grad } \rho$ ， $\Delta \rho C^2 = \text{div grad } \rho C^2$ ， $\delta \mathbf{r}_n$ 表示在界面法線方向之成分 F_f 表示自由界面， F_d 表示不連續面。

§ 4 平衡圓渦流對於軸對稱擾亂之穩定規範

由 (3-3) 我們可知，假如

$$\left. \begin{aligned} \text{a) } \delta \mathbf{r} \cdot [\text{grad } \rho_0 \text{ grad } \varphi + \text{grad } \rho_0 C_0^2 \text{ grad } \varphi_0] \cdot \delta \mathbf{r} &< 0 \\ \text{b) } \rho_0 \frac{d\varphi}{dn} + \rho_0 C_0^2 \frac{d\varphi_0}{dn} &\geq 0 \text{ 在自由界面} \\ \text{c) } \Delta \rho_0 \frac{d\varphi}{dn} + \Delta \rho_0 C_0^2 \frac{d\varphi_0}{dn} &\leq 0 \text{ 在不連續面} \end{aligned} \right\} \dots (1)$$

則， $\Delta[\Phi + \mathbf{K}_z]$ 是正數值。此時， $[\Phi + \mathbf{K}_z]_{\mathbf{r}=\mathbf{r}_0}$ 是一個極小值。凡當一力學系在穩定平衡時，此系之位能必須取極小值，若此，我們亦可證明，若其 $[\Phi + \mathbf{K}_z]$ 取極小值時，一個圓渦流對於軸對稱之擾亂是穩定。

相反地，如

$$\left. \begin{aligned} \text{a) } \delta \mathbf{r} \cdot [\text{grad } \rho_0 \text{ grad } \varphi + \text{grad } \rho_0 C_0^2 \text{ grad } \varphi_0] \cdot \delta \mathbf{r} &> 0 \\ \text{b) } \rho_0 \frac{d\varphi}{dn} + \rho_0 C_0^2 \frac{d\varphi_0}{dn} &\leq 0 \text{ 在自由界面} \\ \text{c) } \Delta \rho_0 \frac{d\varphi}{dn} + \Delta \rho_0 C_0^2 \frac{d\varphi_0}{dn} &\geq 0 \text{ 在不連續面} \end{aligned} \right\} \dots (2)$$

此一圓渦流對於任意軸對稱性擾亂是不穩。

再者，如

$$[\Phi + \mathbf{K}_z] = [\Phi + \mathbf{K}_z]_{\mathbf{r}=\mathbf{r}}$$

即 $\Delta \mathbf{K}_m = 0 \dots \dots \dots (3)$

因此，流體內之粒子，雖其動能無變化，亦能移動有限距離。在此情形，此一渦流稱（謂在）中性穩定。

其次，（想）一個渦流，其內同時包括穩定與不穩定之區域時，此一渦流對於某種擾亂 $\delta \mathbf{r}$ 之穩定性質則由其擾亂之方向而定。換言之，由 $\delta \mathbf{r}$ 之方向， $\Delta(\Phi + \mathbf{K}_z)$ 可取正或負值。若取正值，此渦流對此種擾亂是穩定，若取負值，則此渦流對此擾亂是不穩定，而且其位能 $(\Phi + \mathbf{K}_z)$ 必須變換作子午面運動之動能。

由方程 (3-3) 式，我們可知，在此情形，其擾亂之方向對於 $\Delta(\Phi + \mathbf{K}_z)$ 之影響只限於右邊第一項之體積積分，此體積積分，如由適當之座標系轉換，從 (R, z) 變換至 (η, ζ) (圖 2)

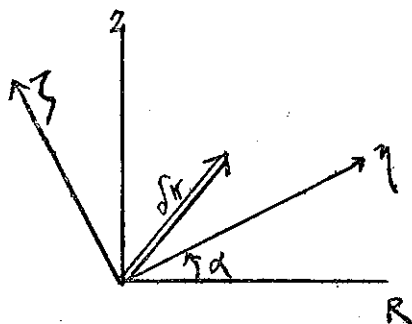


圖 2

$$\begin{aligned} r_\eta &= r_R \cos \alpha + r_z \sin \alpha \\ r_\zeta &= -r_R \sin \alpha + r_z \cos \alpha \end{aligned}$$

可寫

$$-\delta \mathbf{r}_0 \cdot [\text{grad } \rho_0 \text{ grad } \varphi + \text{grad } \rho_0 c_0^2 \text{ grad } \varphi_0] \cdot \delta \mathbf{r} = (a r_\eta^2 + b r_\zeta^2) \dots \dots \dots (4)$$

因此，第一項體積積分成為

$$\int_{\tau_0} (a r_\eta^2 + b r_\zeta^2) d\tau$$

若此，為使 $\delta \mathbf{r}$ 之方向決定此渦流之穩定性質， a 及 b 之符號必須在流體內某區域呈相反。假定 $a < 0$ ，那麼據擾亂 $\delta \mathbf{r}$ 之方向偏 η 或 ζ 軸，此渦流為不穩定或穩定。 η -軸可稱不穩定軸， ζ -軸謂穩定軸。

§ 5 不穩定圓渦流之轉位定理

計算方程式 (4-4) 我們可 (示) 知

$$\begin{aligned} a \cdot b &= \text{grad } \rho_0 \times \text{grad}(\rho_0 c_0^2) \cdot (\text{grad } \varphi \\ &\quad \times \text{grad } \varphi_0) \end{aligned}$$

今如對於軸對稱擾亂不穩定（即滿足 (4-2)）之一個平衡渦流（即其密度與環流滿足 (2-2)）受到軸對稱擾亂，此渦流內之流體粒子將移動新平衡位置而使其

$(\Phi + \mathbf{K}_z)$ 取更小之數值。設 ρ_0, c_0 為此渦流原初平衡內之密度及環流， ρ_0^*, c_0^* 為其受到擾亂以後達到之新平衡內之密度及環流。若此，則

$$\begin{aligned} a^* \cdot b^* &= \text{grad } \rho_0^* \times \text{grad}(\rho_0^* c_0^{*2} \cdot \text{grad } \varphi \\ &\quad \times \text{grad } \varphi_0 \end{aligned}$$

可是因 $\rho = \text{const.}, c = \text{const.}$ 是物質面，即隨粒子移動，由連續理由，向量 $\text{grad } \rho \times \text{grad } \rho c^2$ 之方向並不隨粒子之偏位而變。

因此， $\text{grad } \rho_0^* \times \text{grad}(\rho_0^* c_0^{*2})$ 之方向將同於 $\text{grad } \rho_0 \times \text{grad } \rho_0 c_0^2$ 之方向。向量 $\text{grad } \varphi \times \text{grad } \varphi_0$ 亦不隨時間而變。因此 $a^* \cdot b^*$ 之符號必須相同於 $a \cdot b$ 之符號。換言之，如在原初平衡 $a \cdot b < 0$ 其渦流不能單由其粒子之偏位而達到穩定狀態，其轉變只是一種從一個不穩定狀態變至另一個不穩定狀態而已。

§ 6 圓渦流對非對稱擾亂之穩定性

設一不壓縮性、均質、無粘性之流體在以 Z -軸為對稱軸之固定界面內，如無外力作用於此流體，其流體力學的方程式為，

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = -\text{grad } p \dots \dots \dots (1)$$

$$\text{div } \mathbf{V} = 0 \dots \dots \dots (2)$$

因由假設，我們可以密度 ρ 等於 1。以下，我們將計算此流體對於非對稱擾亂之穩定性。

因無外力作用於此流體，此流體之運動必須滿足

(1) 全動能保存之原理及 (2) 全角運動量保存之原理，即

$$\int \frac{1}{2} \mathbf{V}^2 d\tau = \text{const.} \dots \dots \dots (3)$$

$$\int u R d\tau = \text{const.} \dots \dots \dots (4)$$

若採用圓場座標系 (R, ψ, Z) 表示其運動時，其速度 \mathbf{V} 可寫

$$\mathbf{V} = u \mathbf{i} + \mathbf{V}_m + \mathbf{V}' \dots \dots \dots (5)$$

換言之， \mathbf{V} 等於，平均帶流速度 $\bar{u} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} u d\psi$ ，平

均子午面速度 $\mathbf{V}_m = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} (v_R \mathbf{R}_1 + v_z \mathbf{z}_1) d\psi =$

$\bar{v}_R \mathbf{R}_1 + \bar{v}_z \mathbf{z}_1$ ，與擾亂速度 $\mathbf{V}' = u' \mathbf{i} + v'_R \mathbf{R}_1 + v'_z \mathbf{z}_1$ ，三者之向量和，由其定義，擾亂速度必須滿足

$$\int_0^{2\pi} u' d\psi = \int_0^{2\pi} v'_R d\psi = \int_0^{2\pi} v'_z d\psi \dots \dots \dots (6)$$

因此，全動能及全角運動量保存之定理可寫為

$$\begin{aligned} \int \frac{1}{2} \mathbf{V}'^2 d\tau + \int \frac{1}{2} \mathbf{V}_m^2 d\tau &= - \int \frac{1}{2} \bar{u}^2 d\tau \\ &+ \text{const.} \dots \dots \dots (7) \end{aligned}$$

及 $\int \bar{u} R d\tau = \text{const.} \dots\dots\dots (8)$

如以在與Z-軸垂直面內之環流 $C = \int_0^{2\pi} u R d\psi$ 代替 \bar{u} 時。

因 $\bar{u} = \frac{C}{2\pi R}$ 上列(7)及(8)式各可寫為

$$\int \frac{1}{2} V'^2 d\tau + \int \frac{1}{2} V_m^2 d\tau = - \int \frac{C^2}{8\pi^2 R^2} + \text{const.} \dots\dots\dots (9)$$

$$\int C d\tau = \text{const.} \dots\dots\dots (10)$$

如以 C_0 為在 $t=0$ 時之環流，(10) 式又可寫為

$$\int (C - C_0) d\tau = 0 \dots\dots\dots (10')$$

讓我們考慮在時間 t 時，在Z-軸周圍對稱之一個圓，構成其圓之流體粒子，在 $t=0$ 時構成另一閉曲線 L (圖3)，由流體動力學的方程式(1)，應用環流定理，我們可知，在時間 t 時在圓周之環流必須相等於在 $t=0$ 時之在閉曲線 L 周之環流。

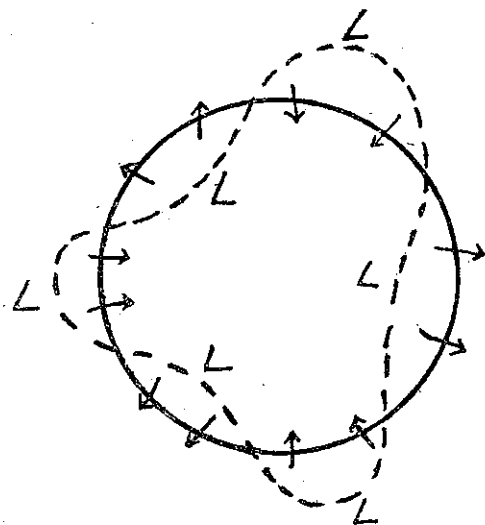


圖 3

假定我們已知 $t=0$ 時之速度分佈 $V_0(R, \psi, z)$ ，那麼此時，在 L 之周圍之環流等於 $\oint_L V_0 \cdot \delta \mathbf{r}$ 。因此

$$C = \oint_L V_0 \cdot \delta \mathbf{r} \dots\dots\dots (11)$$

至於閉曲線 L ，假如，我們已知其流體粒子從 $t_1=0$ 至 $t=t$ 時之偏位 $d\mathbf{r} = \mathbf{r}(t_0, t) - \mathbf{r}_0$ ，我們由在 $t=t$ 時之圓可以求出來，因此我們可以寫

$$C = C(d\mathbf{r}; V_0; R, Z)$$

代入此式至(9)及(10)式而積分後，環流 C 內之變數 R, Z 可脫落，由此，可見(9)及(10)之積分式，如果已知

原初速度分佈 V_0 ，只關於偏位 $d\mathbf{r}$ 。

以下為簡便起見，我們假定

$$\bar{v}_R = \bar{v}_z = 0 \dots\dots\dots (12)$$

若此，能量方程變成

$$\int \frac{1}{2} V'^2 d\tau = - \int \frac{C^2 d\tau}{8\pi^2 R^2} + \text{const.} \dots\dots (13)$$

而且環流 C 在(11)式變成為

$$C = \oint_L \bar{u}_0 \cdot \delta \mathbf{r} + \oint_L V'_0 \cdot \delta \mathbf{r} \dots\dots\dots (14)$$

$$\text{設 } C_0 = \int_0^{2\pi} \bar{u}_0 R d\psi \dots\dots\dots (15)$$

$$\text{及偏位 } d\mathbf{r} = V_0 t + \frac{1}{2} \frac{dV_0}{dt} t^2 + \dots\dots\dots$$

$$\dots\dots\dots (16)$$

由於同一流體粒子所構成之閉曲線周圍之環流必須相等之定理。我們對於在 $t=t$ 時在圓周 (半徑 R) 之環流 C 可得下述方程：

$$C = C_0 + \frac{1}{2} \int_0^{2\pi} \{ - (d\mathbf{r}_m \cdot \text{grad}) \text{rot } \bar{u}_0 \cdot \delta \mathbf{r} + (\text{rot } \bar{u}_0 \cdot \text{grad}) d\mathbf{r}_m \} \cdot \delta \mathbf{r} \times d\mathbf{r}_m R d\psi + \int_0^{2\pi} h(0) R d\psi + \oint_L V'_0 \cdot \delta \mathbf{r} \dots\dots\dots (17)$$

在此 $d\mathbf{r}_m$ 表示偏位 $d\mathbf{r}$ 之子午面內成分， $h(0)$ 表示高次項。關於右邊第三項 $\oint_L V'_0 \cdot \delta \mathbf{r}$ ，我們由Stokes定理可證

$$\oint_L V'_0 \cdot \delta \mathbf{r} \rightarrow 0 \text{ 如使 } \text{rot } V'_0 \rightarrow 0 \dots\dots\dots (18)$$

因此，對於極小之 $\text{rot } V'_0$ (17) 式可寫為

$$C = C_0 + \frac{1}{2} \int_0^{2\pi} \{ - (d\mathbf{r} \cdot \text{grad}) \text{rot } \bar{u}_0 \cdot \delta \mathbf{r} + (\text{rot } \bar{u}_0 \cdot \text{grad}) d\mathbf{r}_m \} \cdot \delta \mathbf{r} \times d\mathbf{r}_m R d\psi + \int_0^{2\pi} h(0) R d\psi \dots\dots\dots (19)$$

其次，我們可導入新穩定規範，即以擾亂渦度 $\text{rot } V'_0$ 為擾亂之表示，而規範某一圓渦流對此擾亂渦度之穩定性。換言之，當擾亂渦度 $\text{rot } V'_0$ 取無限小數值時，如在圓渦流內之流體粒子之子午面內偏位 $d\mathbf{r}_m$ 亦隨同擾亂渦度取無限小數值，則此一圓渦流稱做穩定渦，如其子午面內偏位 $d\mathbf{r}_m$ 不取無限小數值時則渦流為不穩定。或我們可說如果

$$\text{當 } \text{rot } V'_0 \rightarrow 0 \text{ 時， } \int (d\mathbf{r}_m)^2 d\tau \rightarrow 0 \dots\dots (20)$$

此圓渦流就穩定，以能量方程表示，此一規範同於

$$\text{當 } \text{rot } V'_0 \rightarrow 0 \text{ 時 } \int \frac{1}{2} V'^2 d\tau - \int_{\tau_0} \frac{1}{2} V_0'^2 d\tau \rightarrow 0 \dots\dots\dots (21)$$

如不能滿足20或21，圓渦流就在不穩定狀態。

§ 7 Rayleigh-Taylor 之穩定規範

應用上節之穩定規範於二次元運動，我們可得所謂 Rayleigh-Taylor 之穩定規範。假定，在 $t=0$ 時

$$v_z = \frac{\partial v_R}{\partial z} = \frac{\partial u}{\partial z} = 0 \dots\dots\dots (1)$$

而且，流體界面以 Z -軸為中心之同心圓環，由對稱理由，可知在將來任意時刻，其運動可滿足(1)式而我們只須求其在 $Z = \text{const.}$ 一平面內之運動。同時因其不壓縮性及 $v_z = 0$ ，我們可知

$$\bar{v}_R = \frac{1}{2\pi R} \int_0^{2\pi} v_R R d\psi = 0$$

因此，能量方程 (6-13) 式直接適用此情形，又因其運動與 Z 軸垂直而無關，在此情形之能量及環流方程各可寫為

$$\int \frac{1}{2} V'^2 dF = - \int \frac{C^2 dF}{8\pi^2 R^2} + \text{const.} \dots (2)$$

$$\int (C - C_0) dF = \text{const.} \dots\dots\dots (3)$$

環流 C 由 (6-17) 可見

$$C = C_0 + \frac{1}{2} \int_0^{2\pi} (dr_R)^2 \frac{d(\text{rot } \bar{u}_0 \cdot \bar{z}_1)}{dR} R d\psi + \int_0^{2\pi} h(0) R d\psi + \oint_L V'_0 \cdot \delta \bar{r} \dots\dots\dots (4)$$

代入(4)式於(3)式可得

$$0 = \pi \int_F (dr_R)^2 \frac{d(\text{rot } \bar{u}_0 \cdot \bar{z}_1)}{dR} R dF + 2\pi \int_F h(0) R dF + \int_F \oint_L V'_0 \cdot \delta \bar{r} dF \dots (5)$$

假定

$$\frac{d(\text{rot } \bar{u}_0 \cdot \bar{z}_1)}{dR} \text{ 在全域內只取正(或負)號} \dots\dots\dots (6)$$

若此(6)式右邊第一項則有與(6)相同符號，而其數值只能在 $\int (dr_R)^2 dF \rightarrow 0$ 時，趨近零。第二項 $\int_F h(0) R dF$ 常比第一項小，而且對於 (dr_R) 之小數值可以省略。最後一項 $\int_F \oint_L V'_0 \cdot \delta \bar{r} dF \rightarrow 0$ 在 $\text{rot } V'_0 \rightarrow 0$ 因此，我們得知，在(6)條件之下，如 $\text{rot } V'_0 \rightarrow 0$

$$\int (dr_R)^2 dF \rightarrow 0 \dots\dots\dots (7)$$

即，滿足條件(6)之圓渦流，對於二次元之擾亂穩定，此一規範即謂 “Rayleigh-Taylor” 之穩定規範。

§ 8 能量變換軌範

能量方程 (6-13) 可寫為

$$\begin{aligned} & \int_{\tau} \frac{1}{2} V'^2 d\tau - \int_{\tau} \frac{1}{2} V_0'^2 d\tau \\ &= - \int_{\tau} \frac{C^2 d\tau}{8\pi^2 R^2} + \int_{\tau} \frac{C_0^2 d\tau}{8\pi^2 R^2} \\ &= - \int_{\tau} \frac{C_0(C-C_0) d\tau}{4\pi^2 R^2} - \int_{\tau} \frac{(C-C_0)^2 d\tau}{8\pi^2 R^2} \end{aligned}$$

$$\text{置 } \frac{C_0}{4\pi^2 R^2} = \frac{\bar{\omega}_0}{2\pi}$$

$\bar{\omega}_0$ 即為在 $t=0$ 時，在 $R = \text{const.}$ 之圓周上之平均角速度，由此

$$\begin{aligned} & \int_{\tau} \frac{1}{2} V'^2 d\tau - \int_{\tau} \frac{1}{2} V_0'^2 d\tau \\ &= - \frac{1}{2\pi} \int_{\tau} \bar{\omega}_0 (C - C_0) d\tau - \int_{\tau} \frac{(C - C_0)^2 d\tau}{8\pi^2 R^2} \dots (1) \end{aligned}$$

今分 τ 為二部 τ_1, τ_2 使 τ_1 代表 $C - C_0 < 0$ 之區域，而使 τ_2 代表 $C - C_0 > 0$ 之區域，由平均值定理可得

$$\begin{aligned} & \int_{\tau} \frac{1}{2} V'^2 d\tau - \int_{\tau} \frac{1}{2} V_0'^2 d\tau = - \frac{\bar{\omega}_0(R_1, Z_1)}{2\pi} \int_{\tau_1} (C - C_0) d\tau \\ & \quad - \frac{\bar{\omega}_0(R_2, Z_2)}{2\pi} \int_{\tau_2} (C - C_0) d\tau \\ & \quad - \int_{\tau} \frac{(C - C_0)^2}{8\pi^2 R^2} d\tau \end{aligned}$$

因由角運動量之保存則

$$\int_{\tau_1} (C - C_0) d\tau = - \int_{\tau_2} (C - C_0) d\tau$$

因此可得

$$\begin{aligned} & \int \frac{1}{2} V'^2 d\tau - \int \frac{1}{2} V_0'^2 d\tau = \frac{1}{2\pi} [\bar{\omega}_0(R_1, Z_1) \\ & \quad - \bar{\omega}_0(R_2, Z_2)] \int_{\tau_2} (C - C_0) d\tau \\ & \quad - \int \frac{(C - C_0)^2}{8\pi^2 R^2} d\tau \dots\dots\dots (2) \end{aligned}$$

從(2)式可得能量變換軌範如下：

假如在 τ_2 內 (在 τ_2 內平均帶流速隨時間增加) 之一切角速度 $\bar{\omega}_2$ 都大於在 τ_1 內 (在此域平均帶流速隨時間減小) 之一切角速度 $\bar{\omega}_1$ ，然則不規則運動即擾亂之動能隨時間減少而變換為平均流之動能。

相反地，假如在 τ_2 內之一切角速度 $\bar{\omega}_2$ 都小於 τ_1 內之一切角速度 $\bar{\omega}_1$ ，然則，平均流之動能變換為不規則運動之動能。

應用此軌範，對於在 § 7 所考慮之二次元運動，可作更詳細之分析。假定， F_1 代表 $\frac{d(\text{rot } \bar{u}_0 \cdot \bar{z}_1)}{dR} < 0$ 之區域， F_2 代表 $\frac{d(\text{rot } \bar{u}_0 \cdot \bar{z}_1)}{dR} > 0$ Rayleigh-

Taylor之軌範對於此情形不能適用。

由 (7-4) 式當 dr_R 及 $\text{rot } V'_0$ 極小時，可得

$$\begin{aligned} \text{a)} \quad & \int_{F_1} (C - C_0) dF = \pi \int_{F_1} (dr_R)^2 \\ & \frac{d(\text{rot } \bar{u}_0 \cdot \bar{z}_1)}{dR} R dF < 0 \\ \text{b)} \quad & \int_{F_2} (C - C_0) dF = \pi \int_{F_2} (dr_R)^2 \\ & \frac{d(\text{rot } \bar{u}_0 \cdot \bar{z}_1)}{dR} R dF > 0 \dots \dots \dots (3) \end{aligned}$$

因此，總角運動量保存，則即為

$$\begin{aligned} \text{c)} \quad & \int_F (C - C_0) dF = \pi \int_{F_1} (dr_R)^2 \\ & \frac{d(\text{rot } \bar{u}_0 \cdot \bar{z}_1)}{dR} R dF \\ & + \pi \int_{F_2} (dr_R)^2 \frac{d(\text{rot } \bar{u}_0 \cdot \bar{z}_1)}{dR} = R dF = 0 \dots \dots \dots (3) \end{aligned}$$

因右邊兩項具有相反符號，可有某種 dr_R 對其 $\int_F (C - C_0) dF \rightarrow 0$ ，可是不具備 $\int (dr_R)^2 dF \rightarrow 0$ 。換言之，在此情形 § 7 所述之 Rayleigh-Taylor 軌範不能適用，可是如用 § 8 所述之能量變換軌範，我們可求其穩定性如下：應用 (8-2) 式於此情形，因其右邊第三項

$$\int \frac{(C - C_0)^2}{8\pi R^3} d\tau \sim \int \frac{(dr_R)^4}{8\pi R^3} R^2 dF$$

當 dr_R 極小時，比前兩項極小而可以省略，我們可得

$$\begin{aligned} & \int_F \frac{1}{2} V'^2 dF - \int_F \frac{1}{2} V_0'^2 dF \\ & = \frac{1}{2\pi} [\bar{\omega}_0(R_1) - \bar{\omega}_0(R_2)] \int_{F_2} (C - C_0) dF \end{aligned}$$

對於極小 dr_R 及 $\text{rot } V'_0$ 我們可用 (3b) 式表示 $(C - C_0)$ 而可得

$$\begin{aligned} & \int_F \frac{1}{2} V'^2 dF - \int_F \frac{1}{2} V_0'^2 dF = [\bar{\omega}_0(R_1) \\ & - \bar{\omega}_0(R_2)] \int_{F_2} \frac{1}{2} (dr_R)^2 \frac{d(\text{rot } \bar{u}_0 \cdot \bar{z}_1)}{dR} R dF \dots \dots \dots (4) \end{aligned}$$

因此，假如在 $F_2 \left(\frac{d(\text{rot } \bar{u}_0 \cdot \bar{z}_1)}{dR} > 0 \right)$ 內之一切角速度 $\bar{\omega}_2$ 都大於在 $F_1 \left(\frac{d(\text{rot } \bar{u}_0 \cdot \bar{z}_1)}{dR} < 0 \right)$ 內之一切角速度 $\bar{\omega}_1$ 然則此一流體內之擾亂動能變換為平均流動能。

在此情形

$$\int_F \frac{1}{2} V'^2 d\tau - \int \frac{1}{2} V_0'^2 d\tau < 0$$

又因，當 $\text{rot } V'_0 \rightarrow 0$ 時， $\int \frac{1}{2} V_0'^2 d\tau \rightarrow 0$ 因此，必須

$$\text{當 } \text{rot } V'_0 \rightarrow 0 \text{ 時，} \int_F \frac{1}{2} V'^2 d\tau - \int_F \frac{1}{2} V_0'^2 d\tau \rightarrow 0$$

然則 (4) 式右邊亦必須 $\rightarrow 0$ ，因此，當 $\text{rot } V'_0 \rightarrow 0$ 時， $\int (dr_R)^2 dF \rightarrow 0$

用此結果於 (3-c) 式，可得

$$\text{當 } \text{rot } V'_0 \rightarrow 0 \text{ 時，} \int_F (dr_R)^2 dF \rightarrow 0$$

§ 9 同心球上之運動

不壓縮性，均質，無粘性流體，在於兩個同心球面間運動，如以球座標系 (ψ, φ, a) 表示，(其座標與前述之圓壩座標系之間有 $R = a \cos \varphi$, $Z = a \sin \varphi$ 之關係，設

$$V_a = \frac{\partial \Psi}{\partial a} = 0 \dots \dots \dots (1)$$

即流體運動在於 $a = \text{const.}$ 球面上，再設其界面在

$$a = a_1, a = a_2, \varphi = \varphi_1, \varphi = \varphi_2$$

然則，如以 F 代表 $a = \text{const.}$ 之球流面，可得下記之能量方程與環流方程：

$$\int \frac{1}{2} V'^2 dF = - \int \frac{C^2 dF}{8\pi^2 R^2} + \text{const.} \dots (2)$$

$$\int (C - C_0) dF = \text{const.} \dots \dots \dots (3)$$

又，由 (1) 之假定，對於環流 (6-17) 式，

$$\begin{aligned} C = C_0 - \int_0^{2\pi} \frac{1}{2} (dr_\varphi)^2 \frac{d(\text{rot } \bar{u}_0 \cdot \bar{a}_1)}{ad\varphi} R d\psi \\ + \int_0^{2\pi} h(0) R d\psi + \oint_L V'_0 \cdot d\bar{x} \dots \dots \dots (4) \end{aligned}$$

由此，則在此種運動 Rayleigh-Taylor 之穩定規範為：

如在界面 $\varphi = \varphi_1, \varphi = \varphi_2$ 內， $\frac{d(\text{rot } \bar{u}_0 \cdot \bar{a}_2)}{d\varphi}$ 只

取正 (或負) 號，然則當 $\text{rot } V'_0 \rightarrow 0$ 時，

$$\int_F (dr_\varphi)^2 dF \rightarrow 0$$

再者，如 $\frac{d \text{rot } \bar{u}_0 \cdot \bar{a}_1}{d\varphi}$ 在界面內變其符號，我們可

由能量變換軌範檢查其穩定性。即由 (2) 式

$$\begin{aligned} & \int_F \frac{1}{2} V'^2 dF - \int_F \frac{1}{2} V_0'^2 dF = - \frac{1}{2\pi} \\ & \int_F \bar{\omega}_0 (C - C_0) dF - \int_F \frac{(C - C_0)^2 dF}{8\pi^2 R^2} \end{aligned}$$

若此，我們可得下記之規範：

假如在 $\frac{d \operatorname{rot} \vec{u}_0 \cdot \vec{f}_1}{d\varphi} > 0$ 之區域內之 \vec{u}_0 都小於在 $\frac{d \operatorname{rot} \vec{u}_0 \cdot \vec{a}_1}{d\varphi} < 0$ 之區域內之 \vec{u}_0 ，然則，無關於時間，當 $\operatorname{rot} \vec{V}'_0 \rightarrow 0$ 時 $\int_F (d\varphi)^2 dF \rightarrow 0$ 此時，其擾亂運動動能將變為平均帶流之動能。

§10 討論 I 基本假設之批判及其意義

在應用此等規範於地球大氣而來考察其對大氣環境論以前，讓我們先來考慮其理論具有之基本假設。

(1) 不壓縮性，無粘性。

空氣具有壓縮性，其效應可分兩種，即靜學的及動學的效應。靜學的效應即由其密度隨高度而減小之事實表現。動學的效應即由運動方程內之粘性力 $\nu \operatorname{div} \operatorname{grad} \nabla$ 代表。

靜學的效應即為靜學的穩度及同一質量之厚度隨高度增加之現象。此種效應對於流體運動之影響，當與不壓縮性流體之運動比較時，不如同於一種因數之變化而並無本質上的差異。因為，如在絕熱、壓縮性流體內，運動方程則可寫：

$$\rho \left[\frac{d\vec{V}}{dt} + \operatorname{grad} \varphi \right] + \operatorname{grad} p = 0 \dots (1)$$

其能量方程可寫：

$$\frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dt} = 0, \quad \frac{d}{dt} (\ln \theta) = 0$$

如導入 $K = \ln \theta = \frac{1}{r} \ln p - \ln \rho$ ，此式可寫為

$$\frac{dk}{dt} = 0 \dots (2)$$

取 (1) 之渦率 (Curl)，代入 $\operatorname{grad} \rho - r \operatorname{grad} p = -\rho \operatorname{grad} k$ ，可得

$$\operatorname{rot} \left(\frac{d\vec{V}}{dt} \right) = \operatorname{grad} k \times \operatorname{grad} \varphi \dots (3)$$

此為，絕熱，壓縮性流體之渦率方程。

另一方，不壓縮性之流體所滿足之渦率方程為

$$\operatorname{rot} \left(\frac{d\vec{V}}{dt} \right) = -\operatorname{grad} \left(\frac{1}{\rho} \right) \times \operatorname{grad} p \dots (4)$$

而連續方程為

$$\frac{d\rho}{dt} = 0 \dots (5)$$

如以 (2)，(3) 式與 (4)，(5) 式比較，可見，兩者間之類似及相異。再進一步，如在地球大氣內，外力位即為重力位 $-gz$ ，而在靜壓平衡之下，

$$\operatorname{grad} p = \rho \operatorname{grad} \varphi \dots (6)$$

因此，(3) 式變為

$$\operatorname{rot} \left(\frac{d\vec{V}}{dt} \right) = \frac{1}{\rho} \operatorname{grad} k \times \operatorname{grad} p \dots (3')$$

因此，我們由 $K \rightarrow -\ln \rho$ 之連續變換可得從壓縮性至不壓縮性之渦率方程，

此一類似性亦可由 K 之定義演繹，即

$$K = \frac{1}{r} \ln p - \ln \rho; \quad r = \frac{C_P}{C_V}$$

然則，在不壓縮性流體， $C_P = \infty$ 因此，可得

$$k = -\ln \rho$$

若此，壓縮性之靜學的效應不過一種因數之變化，而如用適當座標系 (例如 $(x_\theta), (y_\theta), p$) 表示其運動時，其方程可等於不壓縮性流體之方程。

其次，至於動學的效應，除大氣潮汐或氣壓日變化現象以外，在普通氣象動力學所關之擾亂——其波速遠慢於音速——其影響極小，而由此種效應之無視，不致引起重大之誤差。

因此，我們可以下一結論，即當我們考慮大氣之大規模運動時，可設

$$\frac{d\rho}{dt} = 0 \text{ 或 } \operatorname{div} \vec{V} = 0 \dots (7)$$

(2) 均質性

在 §6 以後之討論，我們假設流體之均質性而求其環流，此一假設之主要效果同於正壓及無外力之假設。即如密度不均質時，運動方程為

$$\rho \left[\frac{d\vec{V}}{dt} + \operatorname{grad} \varphi \right] + \operatorname{grad} p = 0 \dots (1)$$

求此方程在一閉曲線上之線積分，可得若 $\rho = \text{const.}$

$$\frac{dC}{dt} = \oint_L \frac{d\vec{V}}{dt} \cdot d\vec{x} = - \int \frac{\delta p}{\rho} = 0$$

再者，如 $\rho = \text{const.}$ 在此流體內由外力 $\operatorname{grad} \varphi$ 所產生之力偶到處都等於零，因此，此流體之總角運動量可保存。

在地球大氣內，此兩個簡化假設可適用於二次元，水平方向，正壓運動。因為，作用於大氣之外力 (重力) 在鉛直方向，其對於水平運動之力偶效應可以無視，而且在正壓運動並無力管之存在。

在此時，我們又可考慮到由地球自轉而產生，對大氣作用之摩擦力偶。因地球以角速度 Ω 從西向東自轉，其將給東風帶向西 (即為正) 角運動量而給西風帶向東 (即為負) 運動量。可是因大氣本身並無產生角運動量，而地球自轉角速度為恒常數值。此大氣由摩擦力偶從地球受入之角運動量之總和必須等於零。因此，當我們考慮全大氣之運動時，其在於地球自轉軸周圍之角運動量即可設常數。

§ 11、討論 II 穩定規範之意義及大氣環流之變遷

由北半球天氣圖，可知大氣環流分為兩種運動，一為圍繞地球自轉軸之帶流運動，二為不規則而較小規模之渦流，此兩者合成即產生大氣波狀運動，所謂 Rossby 波者即此一例。在 Rossby 波者帶流運動為在地球自轉軸周圍之固體轉動，擾亂為由此帶流偏向力隨緯度變化之產生者。如以此帶流為大氣基礎流，其穩定規範則為如下：設 Ω 表示其固體轉動之角速度。

$$\frac{d(\text{rot } \vec{u}_0 \cdot \vec{a}_1)}{d\varphi} = 2\Omega \cos \varphi$$

由此，則在一半球內具有同一符號，應用 § 9 之 Rayleigh-Taylor 之穩定規範(9-4)，可知 Rossby 波本為穩定。因此在 Rossby 波，擾亂動能變換為帶流動能。

另一方面，由(9-4)可知小偏位 dr_φ 產生圖周上環流 C 之減少。因此為滿足角運動量保存則，其小擾亂渦流必須向 r_φ 方向移動，來補償在基礎流之減少。即氣旋渦流向北，反氣旋渦流向南移動。此一趨勢亦可由「力」之概念解釋(Kuo(1951))。若此，在其絕對渦度隨緯度增加(例如 $\Omega > 0$ ，北半球，或 $\Omega < 0$ 南半球)之大氣內。如有擾亂渦流之產生，此一渦流則向高緯度地帶趨動。此一渦流移動將變化大氣內渦率分佈情形，增加其在子午面方向之渦率梯度而增強在中間緯度之帶流運動，如此過程繼續，(當大氣可滿足 Rayleigh-Taylor 規範時，此過程必須繼續)竟造成渦率極大值在於中間緯度，而在此極大地點南北，其渦率梯度將呈相反符號，否則我們不能應用 Rayleigh-Taylor 之穩定規範，於此種大氣運動而必須藉能量變換規範來決定其穩定性。如此運動情形為不穩定，然其帶流動能變換為擾亂運動能，又為到不穩定，其帶流運動之速度必須超過某一限值。在不穩定帶流運動，因其帶流運動之動能變換為不規則

(上接第一三頁)

線，經過 4 週期其振幅仍無顯著的減小。若與磁力活動比較則有差別。因磁力活動顯示有敏銳的最高峯突起與急驟的衰退。

(4) 磁暴擾動

傅卜虛(Forbush)氏曾發現於分佈在不同緯度的各測站所測得宇宙射線強度，因磁暴發生而稍有衰減的現象。此類衰減現象並不因緯度而有差異，雖遠至格陵蘭亦然。磁暴波幅之起落與中子的觀測或蓋氏計數器的觀測，均顯示其效應與原始輻射的能量有所關聯。張伯曼(Chapman)氏認為環周流現象為磁暴

擾亂之動能。帶流運動將減慢其帶流速度而回到穩定狀態。因此我們可得大氣基礎帶流之變遷與帶流擾亂間之動能交換之關係。

上述帶流之變遷與動能交換之相關關係頗符合地球大氣之環流情形如我們調查季節(或年)平均大氣環流，可得平均噴射流之緯度極合於小擾亂發生地帶。因夏季平均噴射流較冬季噴射流偏南，擾亂發生最頻地帶亦隨此南移。又因地球大氣之平均帶流運動屬於穩定型(即為 Rossby 波)，季節平均或年平均之能量交換即為由擾亂動能變至帶流動能一型。因此我們可得下述結論，「在平均狀態下，大氣擾亂即為帶流運動之能源，而不為其消耗素」。

Starr 與 White 所測之統計結果亦顯示此結論(1951)。若此，我們可應用 Rayleigh-Taylor 及能量變換之穩定規範討論而決定大氣大略之環流趨勢及擾亂發生之情形。

參 考 文 獻

1. Ragnar Fjörtoft: Geofysiske publikasjoner Vol. XIV. No.6
2. Kuiper: The atmospheres of earth and Planets.
3. Rossby & Starr: Journal of meteorology Vol.6, p. 288.
4. Starr: Journal of meteorology Vol. 5. pp. 39~43.
5. Taylor: Phil. Trans. Roy. Soc. A215. p.1.
6. Eady: Tellus, Vol. 1. p.p. 33~52.
7. Platzman: Tellus, Vol. 1. p.p. 53~64.
8. Kuo, H. L.: Journal of meteorology Vol. 6, p.p. 105~122.
9. Kuo, H. L.: Journal of meteorology, Vol. 8. p.p. 307~315.
10. Starr & White: Quart. J. R. Met. Soc., Vol. 77. p.p. 215~225.
11. Wexler: Proc. National Academy of Science. Vol. 40. p. 956.
12. Jeffreys, H.: Quart. J. R. Met. Soc., Vol. 52, p.p. 85~104 (完)

擾動之源泉，此亦為宇宙射線強度減弱主要的因素。

(5) 地球磁力的效應

據史篤曼(Stormer)氏理論，地表磁場由於質子動量有其定量電荷，以達其較低之極限，使在地表到達一定緯度與一定方向，當其質點來自遙遠的地區。對於帶有正電荷質點的動量以垂直方向進入不同的地磁緯度時表示如附圖 7。其切斷動量(Cut-off momentum)與 $\cos^4 \lambda$ 成比例， λ 為緯度。在地磁赤道質點動量小於 14.9 Gev. 時即無法以垂直方向進入，至於在其他緯度的切斷動量或可以 $P = 14.9 \cos^4 \lambda \text{ Gev.}$ 表之。(完)

論 宇 宙 輻 射

沈傳節¹

Cosmic Radiation

Synopsis

Chuan-tsieh Chen

The present status on the study of cosmic radiation has been generally discussed. The various methods on the observation of cosmic radiation have been given in the first part of the paper and their results have also been presented. The second part gave the nature and intensity of the neutron radiation which obtained through the experiments under photographic emulsions. The last part covered the discussions on the variation of cosmic radiation in relation to the meteorological factors. These studies had shown with relations independent to the pressure element and the chance of decay showed an increase with the increase of temperature. The variation cosmic radiation has a periodic phenomenon of 27 days cycle. Some graphs from authoritative authors showing the variation of cosmic ray intensity in relation to solar flares and magnetic disturbances effects have also been presented.

一、原始輻射的性質

原始的宇宙輻射 (Primary radiation) 主要由質子組成，並有相當多量的 α 質點，小部份則為較高原子序數的原子核。大氣層外原始輻射質點在地磁場中循弧線路徑發射，並不受週圍環境的影響。另一方面，在大氣層內的原輻射質點則又循直線路徑發射而與大氣產生相互交感作用，發生能量較低的次宇宙射線。因之大氣層中實雜有原始宇宙射線及次宇宙射線，其比例則隨高度而異。

氣球與火箭在當前已被普遍運用為探測宇宙射線原始輻射的工具，茲分述如下：

氣球探測 迄今由於運用雲艙(Cloud chambers)，賽倫考夫及輻射次數計數器 (Cerenkov and scintillation counters)、照相感光片與比例計數器望遠鏡 (Proportional counter telescopes) 等工具在研究原始輻射組成上已完成了許多深入的工作；在許多不同的實驗中已獲致有主要的結論，在任何緯度 α 質點在原始輻射中佔10%~15%，較重的原子核約佔1%至2%，超過此項標準者很少。至其對於剩餘大氣所引起的效應，則仍牽涉到許多特殊問題，主要的例如在原輻射中有無鋰、鈹、和硼等原子核的存在等。

火箭探測 Perlow氏曾以比例計數器望遠鏡裝置於火箭中以測定原始輻射游離作用的分佈狀態；他在新墨西哥州的白沙鎮測得質子- α 比為5.3；Van Allen氏亦用全定向脈震游子艙(Omnidirectional pulse ion chamber)測定重原輻射流量(The flux

of heavy primaries)的上限為Z3. Yagoda氏並曾提供照相乳融(Photographic emulsion)方法以偵測極端重原輻射(Extremely heavy primaries)。

測定重原輻射電荷譜 (Charge spectrum) 主要之困難為其強度太弱致影響觀測統計之資料，此外在氣球實驗中所需推斷大氣頂層之流量(Extrapolate flux figures)更感到特殊的困難。例如流量為 $Z>0$ 時大氣平均自由徑道 (Mean free path) 為19 g cm^{-2} ，此時每毫巴的流量變化為5%，因此須引用絕對正確氣壓高度觀測值的氣球。另一困難為當原子核進入各種不同的天頂角橫切各種不同厚度的大氣層時，其較重的核子易起游離作用而損耗，但一部份即停留於大氣之頂層。又鋰、鈹、硼族元素在大氣層中尚有粉碎作用 (Fragmentation) 的問題，因重核和大氣分子撞擊後將分裂生成較小的物質包括鋰、鈹、硼等核子。在氣球上升高度的範圍，鋰、鈹、硼族的存在固可測得，但吾人却很難斷定其原始輻射核子的含量。

(1)質子的能譜

測定質子、 α 質點以及能量超過50Bev.的重核能譜(Energy spectrum)可有助於試驗宇宙射線來源的探討。但其困難在於此高能原始輻射的強度太低，測定方法不易，質子的能量在 $10^3 \sim 10^4$ Bev.時，其測定法一般係依據原子核交互作用的觀測，又質子的能量可決定於 π^0 介子(π^0 mesons)衰變時所起的軟性成分核子的乘量(Multiplication)。照相乳融法在高空可測得原始輻射質子積流量的能量超過 1.6×10^3 Bev. 值者，質子與 α 質點的比值為9。

1. 本文沈傳節氏係以英文寫成，由鄭倫彬譯成中文，並蒙鄭子政氏將譯稿詳予審查修正。

不列士多社團(Bristol group)由核乳融(Nuclear emulsions) 法在高能的星點 (Stars)中測得衝擊質子 (Knock-on protons) ;渠等初步工作自重核、銀、溴中析出碳、氮、氧族的星點，然後碳、氮、氧族的角分佈 (Angular distribution) 也粗可決定。質子的能譜如圖 1 所示：

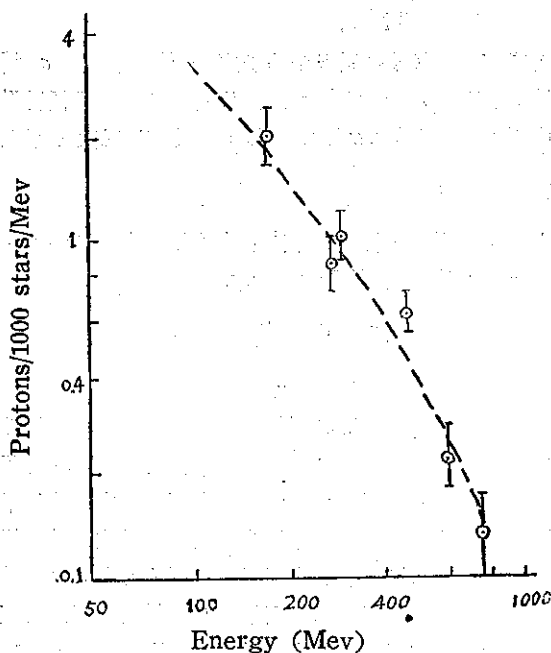


Fig 1. Energy spectrum of total protons

凱伯倫 (Kiplon) 和李遜 (Ritson) 氏曾以照相乳融法測定 α 質點與重原輻射的能譜，在他們的實驗中曾把重核粉碎作用所生的 α 質點的開角 (Opening angle) 加以測定，在CM系統中這些質點均作同位放射，因之即可估計重原輻射的個別能量。其能譜可以下式表之：

$$N = AE^{-(1.45)}$$

在較高能量時這些半直接的方法即難適用。因為原始輻射質點的密度過低因直接觀測的方法無法應用。原始輻射核數其能量大於 10^7 Bev. 時在大氣層頂每平方公尺發現的機會約為每五年一次。雖然由於它們能產生廣大的輻射雨 (Extensive shower) 故可用空氣射叢濾清器 (Air shower defecator) 觀測。巴雷 (Barrett) 氏測定原始輻射強度為 $10^6 \sim 10^7$ Bev. 以上。葛蘭夏 (Cranshaw) 和羅西 (Rossi) 氏則測定其值達 10^9 Bev.。其能譜則見圖 2。

(2) α 原輻射質點的能譜

若每一核子在一個總能量或以速度為基點時則較重的原始輻射恒有一個相似的能譜， α 質點每位於一

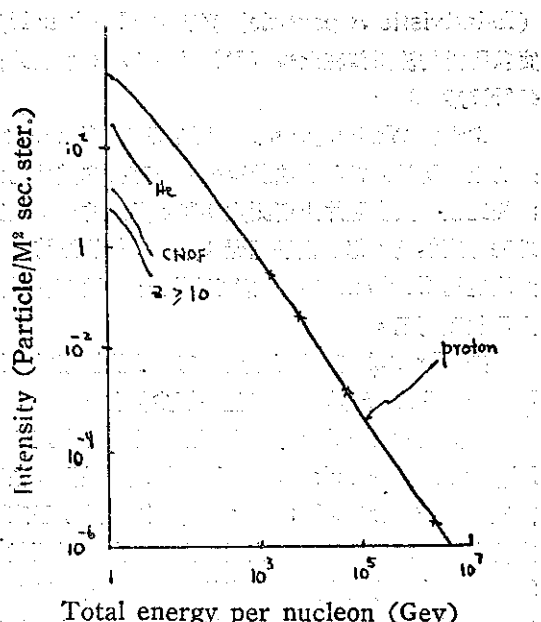


圖2：質子的能譜
Fig 2. Energy spectrum for proton

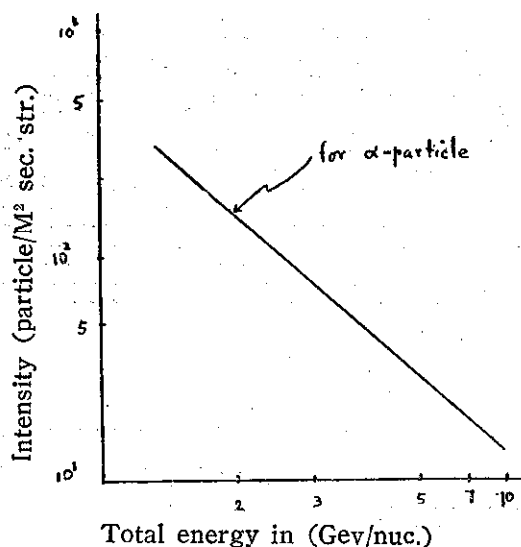


圖3： α 質點的能譜
Fig 3. Energy spectrum for alpha-particle

個整一的位置如圖 3，而不受到吸收或鑑識作用 (Absorption and identification) 問題的影響，此可用各種不同的計數技術或採用照相乳融法測得之，且其含量頗多，可達足以和質子能譜統計比較的程度。麥唐納 (McDonald) 氏曾用複合閃爍計數器及 Cerenkov 賽倫諾夫計數器測定 α 質點能譜的能量為每核點在 $1.2 \sim 1.8$ Gev. 間，此種複合計數器最適用於測定 α 質點流量之用，賽倫諾夫 (Cerenkov) 計數器可有效的自緩慢質子 (Slow pretsns) 辨別在閃爍計數器中因游離作用而起損耗的相對 α 質點

(Relativistic α particle) 麥唐納 (McDonald) 實驗所得的流量值在北緯 55°N 時為 292 而在北緯 41°N 時為 88。

韋定敦 (Waddington) 氏在明尼蘇達 (Minnesota) 州的上空所用照相乳融法所得結果可直接和其他的觀測相比較，其在照片上所測定個體 α 質點的能量證實地磁緯度無關，每個核子超過 3 Gev. 的能量時其動量決定用 Coulomb 跡擴散法已難可靠，而僅得示其上層限度而已。

按 Bristol 實驗紀錄證實每核總能量指數超過 $E_t = 10^3$ Gev. 時其 α 質點能譜極少變化。

麥克侶 (McClure) 氏應用高壓脈震游子室 (High pressure pulse ion chamber) 並配置在垂直望遠鏡 (Vertical telescope) 中，此游子室下方裝有 4 公分厚的鉛版吸收器，由一承受輻射雨盤 (Shower tray) 附裝 7 個直徑微小的蓋氏計數器 (Geiger counter) 以偵測高空產生的輻射雨，紀錄不同脈震的高度，並可分析脈震中相對 α 質點。

(3) 原始輻射電子、中子和 γ 線的觀測

裴勞 (Perlow) 氏指出大氣層外能流量中其 0.1% 係屬 γ 線的形態。葛立去非 (Critchfield) 氏又以 1% 為原始輻射電子上層的極限。貝士達 (Bergstrahl) 氏曾以氣球探測原始輻射高速中子 (Fast neutrons) 的發生地，但無結果，因為所測得的中子概屬再次輻射產物。原始輻射中子生存期極短，可能發源於太陽附近而類似光以直線進行，太陽的中子則有晝與夜不同的效應。

二、中子輻射的性質

由照相乳融作用中宇宙輻射大部份所生的星點，係由於能量在 100~1000 Mev. 的中子所形成。假定一群星點發生的截面與原子核 a 的幾何截面成比例。設一原子核質量數為 A ，核半徑為 r ，則

$$r = r_0 A^{1/3} \quad r_0 = 10^{-13} \text{ cm.}$$

其能量平均自由徑道 (Free path) 為 $\lambda = \frac{1}{na}$

上式 n 為每單位質量的核數， $u = \frac{N_0}{A}$ ， N_0 為艾美加多 (Avogadro) 氏值，則

$$\lambda = \frac{A}{N_0 \pi r_0^2}$$

在大氣中 $\lambda_{\text{air}} = 130 \text{ gm/cm}^2$ ，在鉛中 $\lambda_{\text{lead}} = 310 \text{ gm/cm}^2$

由下述假設可求得中子輻射之較差 (Range)，

星點密度係列入對數比例尺而與鉛質吸收器的厚度相比照，當星點密度在鉛質吸收器厚度為零時作為單位，而其曲線形態則屬指數式。其平均較差空氣為 150 gm/cm^2 ，鉛體為 310 gm/cm^2 。

估計中子的密度，其較差在性質不同的物質中為：

$$\lambda_n = \frac{1}{\bar{Z} N_a \sigma_a}$$

上式 N_a 為每單位質量中原子序 A 的原子數， σ_a 為撞擊截面， $\sigma_a = \pi r_0^2 A$ ，原始輻射較差在原子核乳融中為： $\lambda_E = 200 \text{ gm/cm}^2 = 50 \text{ cm.}$ ，當每日每 c.c. 星點

密度 I 為： $I = \frac{S}{\lambda_E}$ 或 $S = I \lambda_E$

上式中 S 為每日經過每平方厘米面積的中子質點數，在海平面時 S 約為 $75/\text{cm}^2/\text{day}$ 。

三、因天氣的變異

(1) 溫度與氣壓的效應

大氣層中一高度的輻射強度須視當時的大氣的性質而定。其硬性成分係由在相當高度所生的 μ -介子 (μ -mesons) 所組成，在其向下途徑中在達海平面之前，輻射即生衰變作用或被大氣所吸收。其衰變機會常自其產層次經過之距離增加而與氣壓不生關係，其衰變機會隨氣溫增加而增加。輻射發生層次之氣溫變化等如海平面氣溫之變動，且近發生層次的氣壓亦可能增加，此種狀態將抬高發生層次的高度而增加其因衰變作用所起的損耗。

於衰變前，在核子撞擊中 π -介子 (Pions) 已被吸收，此或由於發生層次氣壓較高所致，因此吾人假想硬性成分之密度減少。杜伯里 (Duperier 1944) 氏曾發見氣壓每增 1 cm. 水銀柱，將減少 μ -介子密度達 3.45%。

杜爾拜 (Dolbear) 和伊里亞 (Elliot) (1951) 兩氏曾研究 μ -介子 (μ on) 強度變化季節的變異，其研究的成果乃在康士坦士 (Constance) 湖 120 呎深處測得 μ -介子季節變異，證實宇宙輻射線最大強度在於夏季，就此亦可說明宇宙射線對於溫度效應是屬於正比的。見附圖 4。

(2) 太陽閃光效應

民國三十一年 (1942) 二月二十八日太陽黑子達於高潮，無線電信交通遭受干擾，其原因由於當日中午至下午三時二十五分發生太陽爆炸閃光 (Solar flare) 所招致。許多測站在下午二時均測得宇宙射線有突增的現象，並持續數小時之久，其狀況見附圖 5。

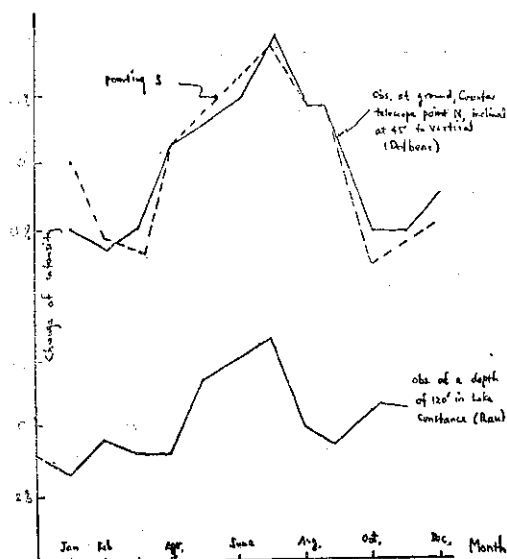


圖4： μ -介子的季節變異
Fig 4. The Seasonal variation of intensity of the muon component

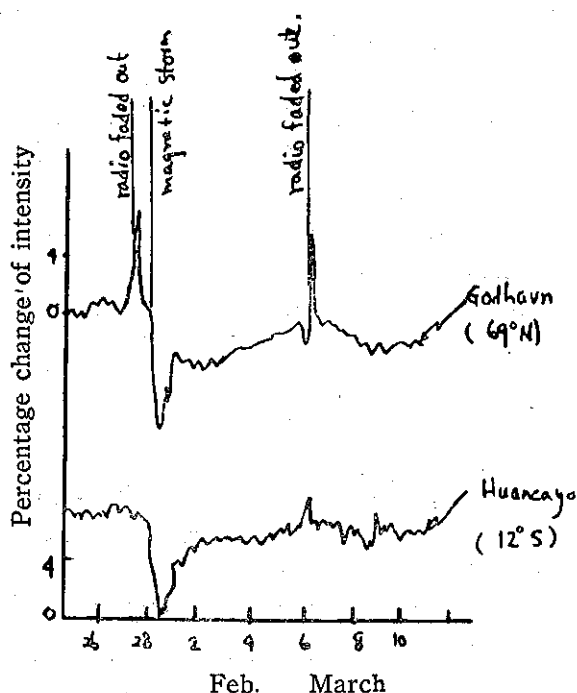


圖5：宇宙射線的太陽閃光效應
Fig 5. Changes in intensity of cosmic rays related with solar flares.

又一次太陽閃光發生於民國三十八年(1949)十一月十九日，此次亦引起宇宙射線突增的現象，在吉蘭丹海姆(Cheltenham)地方此電離成分的強度增至40%，在渥太瓦(Ottawa)增至7.5%但位於地磁

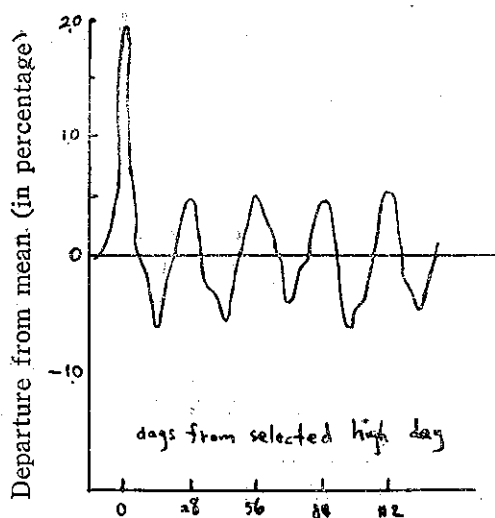


圖6：宇宙射線27日週期變化
Fig 6. 27-day recurrence in cosmic ray variation

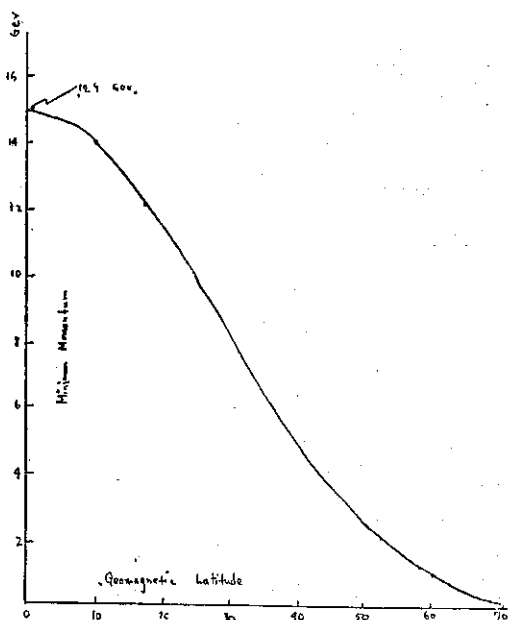


圖7：帶有正電荷質點的最小動量以垂直方向進入不同地磁緯度狀況

Fig 7. Min. momentum for positive charged particles to enter in the vertical direction at different geomagnetic latitudes.

赤道鄰近的宛卡夏(Huancayo)站則無變化現象。

(3)27日的週期

宇宙射線的27~28日週期變化顯示如附圖6，此現象係由蒙耿(Monk)和康伯敦(Compton)兩氏所創見，在兩個最高峯間的變化頗為緩慢近似調和曲

颱風眼與風的偏向角

薛鍾彝

L' étude des yeux des typhons et leur déviation du vent.

Chong-I Hsueh

Resumé

1. *La variation du temps dans les yeux des typhons.*
2. *L' introduction de formation des yeux des typhons.*
3. *La variation des éléments météorologiques dans les yeux des typhons.*
4. *La formation des yeux des typhons en formules dynamiques.*
5. *L'étude des rayons des yeux des typhons.*
6. *L'étude de la déviation du vent dans les typhons.*

颱風眼是一個非常神秘而且有興趣的現象，在颱風的中心部，其直徑約自數公里至數十公里，在此範圍內，一切現象和颱風的其他部份完全不同，風很小甚至無風、無雨或僅有斷續的微雨，雲層甚薄可見藍天及日月星光，一離颱風眼近界，便是狂風豪雨，茲將

- I 颱風眼之現象
- II 颱風眼之成因
- III 颱風眼內各氣象要素之變化
- IV 颱風眼形成之動力式
- V 颱風眼半徑之測算
- VI 颱風內風的偏向角之測算。

等分述如下：

I 颱風眼之現象

颱風範圍很大，普通半徑自二百至五百公里，無法直接觀測其全部，從火箭及人造衛星上攝得的照相中，可以看出颱風頂上大致為螺旋狀雲，在北半球因地球自轉偏向力偏右的作用，是沿反時鐘方向旋轉，並在中央可以明顯的看出少雲的靜風區域，即颱風上部所見之颱風眼。若以氣象偵察飛機，從各不同高度及不同方向飛入颱風內部觀測，測得內部大致為一半徑甚大的雲柱，自頂端到地面的高度不等，最高曾達一萬八千公尺以上，愈近中央部分，雲愈厚愈密，風雨也愈大，漸向外雲層漸高，風雨也漸弱，但其最中心部，無雲或雲很薄，沒有風雨的現象，這就是颱風內部所見的颱風眼。如在地面上，颱風逐漸接近，並且颱風眼通過測站，這時我們可以先看到風雨逐漸增強，然後風雨驟然停止，短時間後風雨再行強烈，風向與前相反，這就是地面所見之颱風眼。

II 颱風眼之成因

熱帶氣旋最初形成之時，雖有鋒之存在，但一經發展而成為颱風，則因急速之旋轉運動，易將空氣混

合，鋒即消滅，颱風之範圍較溫帶氣旋為小，其中部氣流向上急升，故中心氣壓甚低，最低可至九百毫巴以下，上升氣流，漸至高空，漸向四週分散，在颱風之外圍且有下降氣流，故氣壓反較平均略高，因此颱風區域內之氣壓梯度（Gradient）甚大，等壓線之分佈，愈近中心愈密，等壓線之形狀，在外圍略成橢圓形，在內圈則成正圓形，中心氣壓愈低風速愈大，最大風速可達每秒五十公尺以上，普通風速超過六級之區域，其半徑自一二百公里至五六百公里，在颱風之中心部，氣流旋轉之速度最大，曲率半徑最短，故發生極大之離心力，與氣壓梯度所生之向心力相抵消，因之造成一靜風區域，即颱風眼。又根據摩擦力對於風向關係之理論，亦為颱風眼構成之另一原因。摩擦力愈大，風向對於等壓線之偏角愈大，摩擦力愈小，風向對等壓線之偏角愈小，在颱風範圍內，愈近中心，風速愈大，摩擦力愈小，至極限時，即摩擦力為零時，風向與等壓線平行，亦即重合，形成劇烈旋轉運動，成孤立之管壁，上大下小如漏斗形，隨高度向外傾斜，其底層範圍，直徑約為數公里至數十公里，在此區域內，風雨停止，雲層消散，溫度發生不連續現象，即颱風眼，茲將颱風眼通過測站時之氣象狀況，舉例如下：

(1) 1942年9月11日，颱風經本省東方海面，向西北進行，通過宜蘭南方，宜蘭於11日22時測得最低氣壓為723mm，風速達每秒30公尺，22時5分時，暴風雨停止，進入無風狀態約30分鐘，天氣悶熱，黑暗之曠野視程漸次良好，可透視至一百公尺，東北方上空有數星出現，西北方時有發光現象，22時40分，風雨再作，繼續增強，風向轉南南東，23時測得南南東風，每秒風速達20餘公尺，颱風眼中氣溫上

註：西村傳三為臺灣在日據時代氣象台台長

升。

(2) 1947年 7 月 18 日，颱風自那霸南方海上向西進行，通過彭佳嶼南側，彭佳嶼於 1 時 45 分測得風向為西北，風速每秒 30 餘公尺，1 時 55 分風速計吹毀，2 時 40 分起，風速激急低降，2 時 55 分至 3 時呈無風狀態，3 時 3 分起風雨再作，氣壓於三時達最低為 710mm，天空現象因濃霧不明，3 時 50 分為南南東風，風速每秒達二十餘公尺，暴風雨又趨猛烈，據上所述，確定颱風眼通過彭佳嶼之南側。

III 颱風眼內各氣象要素之變化

(1) 氣壓 不論颱風眼的範圍大小，在眼內各部份的氣壓，是大致相同，但自颱風眼的邊緣向外，氣壓急劇上昇，眼內有時前部氣壓略有降低現象，後部稍稍漸次升高，至於颱風內的最低氣壓，大都是在颱風眼內，但不一定在正中心。

(2) 氣溫 根據地面實測紀錄統計，颱風眼內外的溫度相差甚微，眼內較眼外約高二度，大概係由颱風內雲層稀薄日光可以穿透之故，利用無線電探空儀測得眼內高空溫度常較眼外高空溫度高十餘度。

(3) 濕度 颱風眼內雲雨較少，自應比較乾燥，偶由無線電探空儀測得低處濕度仍頗大，愈向高空濕度漸小，可能係因高空有下降氣流。

(4) 風 在颱風眼內寂靜無風，或僅有微弱之風，方向不定，當颱風眼通過某測站時，在通過前後，風的方向常相反。

(5) 雲 在颱風眼內，常發現有成塊小山狀雲，中央突起，四週漸薄，並有裂隙，與眼外的雲，似不連接，在雲的裂隙中，可以看到藍天或日月星光。

VI 颱風眼形成之動力式

若以流體力學之運動公式，討論颱風理論上之構造，顯然極為簡便，船隻上之記錄，並無多大價值，因其位於大風中，位置必時有變動，大陸的地形，影響颱風，使之失去其位於海洋上有規律之運動，而使颱風變形，不能適用於運動公式，例如當颱風經過臺灣或琉球時，其等壓線大多數變為不規則形，故獨立小島之數據，實較為應用。在本省六十年颱風記錄中，獲得颱風中心經過本省各測站時，因溫度之變化，得知地面有圓形之不連續現象存在。V. Bjerknes 曾提出該項不連續現象傾度之公式為：

$$\frac{dZ}{dr} = \frac{1}{r} \frac{\rho_1 V_1 - \rho_2 V_2}{g(\rho_1 - \rho_2)} + 2\omega \sin\varphi \times \frac{\rho_1 V_1 - \rho_2 V_2}{g(\rho_1 - \rho_2)}$$

1 與 2 表示外部及中心平靜之部。

D. Brant 提出之公式為：

$$\frac{dZ}{dr} = \left(\frac{\partial P_1}{\partial r} + \frac{\partial P_2}{\partial r} \right) / \left(\frac{\partial P_1}{\partial Z} - \frac{\partial P_2}{\partial Z} \right)$$

Dr. Haurwitz 提出之公式為：

$$\frac{dZ}{dr} = \frac{R}{g} \frac{T_1 T_2}{T_2 - T_1} \frac{1}{P_1} \frac{\partial P_1}{\partial r}$$

此等近似公式，係由水力學公式導出，關於中心之定理，係根據中心風之近似報告而得。因中心部之實際情形，現尚未能詳盡瞭解，故關於中心部份，暫可假設 $V_2 = 0$ 與 $\frac{\partial P_2}{\partial r} = 0$ 。中心圓之不連續性，經過多次研究，有關颱風眼中之空氣運動與氣壓梯度，因缺乏確實之自記記錄，仍未能確定。欲測定中心至邊緣之距離，必需利用溫度與風之自記記錄，過去六十年中，颱風中心，通過本省各測站時，風及溫度同時常有突然之改變，溫度曲線有時與通常鋒面通過時相同。

那霸彭佳嶼等地為島嶼，基隆、宜蘭等地位於沿海，幾完全不受陸地影響，可代表颱風位於海洋時之特性，颱風中心通過上列各測站時，溫度多偏高，最高可偏高三度以上，相對濕度雖未達飽和，但多在 95% 以上。因此可假設颱風眼邊緣之空氣運動，幾與圓形等壓線相切，垂直運動極微，西村傳三曾提出設以 Z 為軸，對稱轉動之球體，其運動公式，以往坐標表之如下：

$$u \frac{\partial u}{\partial r} - \frac{V^2}{r} + \omega \frac{\partial u}{\partial z} - \ell v = Rr - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \dots\dots\dots (1)$$

$$u \frac{\partial v}{\partial r} + \frac{uv}{r} + \omega \frac{\partial v}{\partial z} + \ell u = -R\theta \dots\dots\dots (2)$$

式中 u, v, ω 各值，當 θ, z, r 增加時為止， P 為壓力， ρ 為密度， R 為摩擦力， ℓ 為 $2\omega \sin\varphi$ ，此中 ω 為地球轉動之角速度， φ 為緯度。

設 $u = -V \sin\psi$

$$v = V \cos\psi$$

式中 V 為風速， ψ 為風向與切線所成之角，代入方程式後，再各乘以 $\sin\psi$ 或 $\cos\psi$ 相加相減得：

$$V_2 \frac{\partial \psi}{\partial r} \sin\psi + \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} - \frac{V_2}{r} \right) \cos\psi = R \sin\beta + \ell V + \omega V \frac{\partial \psi}{\partial Z} \dots\dots\dots (3)$$

$$\left(V \frac{\partial V}{\partial r} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \right) \sin\psi = R \cos\beta + \omega \frac{\partial V}{\partial Z} \dots\dots\dots (4)$$

$$\left. \begin{aligned} R \sin \beta &= Rr \cos \psi - R\theta \sin \psi \\ R \cos \beta &= Rr \sin \psi + R\theta \cos \psi \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots ⑤$$

根據上述假設，可設想颱風眼邊緣，離中心距離為 r_0 處，其偏向角趨於零，則可於④式中，令 $\psi = 0$

$$\text{則 } R \cos \beta + \omega \frac{\partial V}{\partial Z} = 0$$

若垂直速度 ω 為零，則

$$\cos \beta = 0 \quad \beta = \frac{\pi}{2} \dots\dots\dots ⑥$$

由式③式⑥可得：

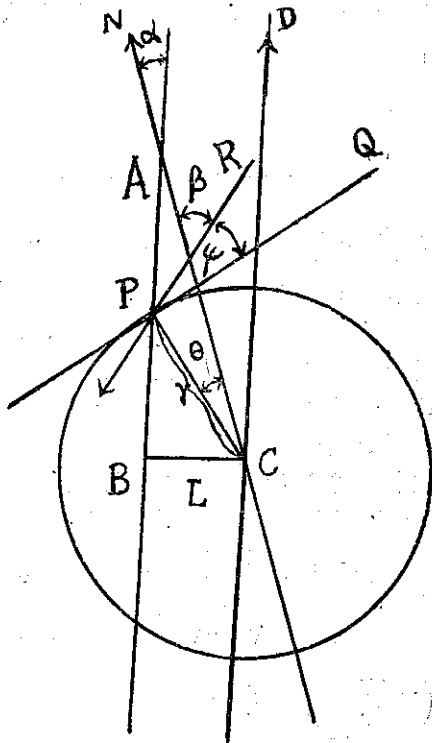
$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} - \frac{V^2}{r} = R + \ell V \dots\dots\dots ⑦$$

V 颱風眼半徑之測算

根據式⑦，颱風眼半徑 r_0 可寫成下式：

$$r_0 = \frac{V^2}{\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} - \ell V - R} \dots\dots\dots ⑧$$

從式⑧可知颱風眼半徑，隨風速氣壓梯度及摩擦三項而定，陸地 R 較大，但風速常較海洋為小，故半徑必小，但尚須注意外部空氣之傾入及內流運動而造成之上升過程，可使其氣壓梯度改變。



(圖 1)

根據六十年颱風侵襲臺灣統計，颱風眼半徑，在海上時大至 25 公里以上，在陸上時小至 10 公里以下。其平均值，在陸上約為 13 公里，在海上約為 20 公里。其差別多因摩擦與風速之不同而造成。

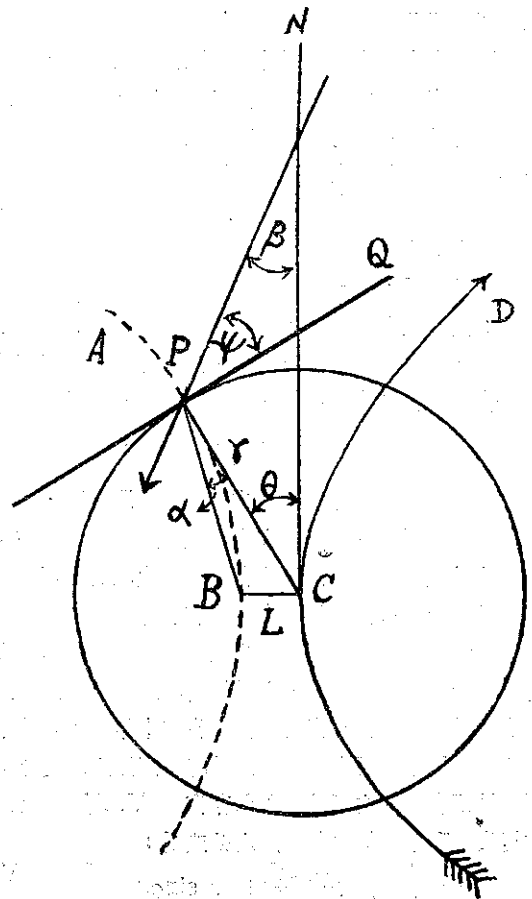
IV 颱風內風的偏向角之測算

設 ψ 角為風向與等壓線構成之角，自式④可測定 ψ 角，但方程式中右邊各項未知數如 $\cos \beta$ 及 W 等，不易自觀測值求得，故不易解，且式③之微分方程亦極複雜，西村傳三曾提出實用法則，以測定 ψ 角，如圖 1； C 為颱風中心，該颱風沿 CD 直線前進， AB 與 CD 線平行， BC 為離 C 點之最短距離， PQ 為 P 點之切線， PR 為風向， CA 為子午線， β 為風向之角度

$$\psi = \angle QPR \quad \text{風向與切線之偏角}$$

$$\theta = \angle ACP \quad CP = r$$

$$\angle ABC = \frac{\pi}{2} \quad \angle BAC = \alpha$$



(圖 2)

設某測站以某速度與颱風作相對運動，並設某時該站位於某等壓線之 P 點，則可得下列關係式

$$\psi + \theta + \beta = -\frac{\pi}{2}$$

$$\frac{L}{r} = \sin(\theta + \alpha) = \sin\left(-\frac{\pi}{2} + \alpha - \psi - \beta\right)$$

$$\text{得 } \psi = -\frac{\pi}{2} + \alpha - \beta - \sin^{-1}\left(\frac{L}{r}\right) \dots\dots\dots ⑨$$

β 為風向，可自觀測值直接獲得， α 可自颱風進行之進路求得，通常 β 幾為常數，當中心非常接近時，始有改變。其次尚需測定颱風進路為曲線時之 ψ 角，當颱風經過臺灣沿海常有此種情形，如圖 2，設 CD 曲線，為颱風之進路，APB 為設想中測站以某速度與颱風中心作相對之運動，以上述相同之方法，可求 ψ 角

$$\theta + \beta + \psi = -\frac{\pi}{2}$$

$$\frac{L}{\sin \alpha} = \frac{r}{\sin(\beta + \psi + \alpha)}$$

$$\psi = \sin^{-1}\left(\frac{r}{L} \sin \alpha\right) - (\alpha + \beta) \dots\dots\dots ⑩$$

α 隨測站之位置而改變，可自觀測值計算得之。

由此可推算摩擦力 R 及上升速度 W。

關於移動颱風外部數百公里地區風之偏向角 Y.

Horiguchi 曾作討論，該報告中，認為該角度平均約為 38°，前部為 30°，後部為 45°，兩側為 38°，又 Y. Ishimaru 則認為當颱風中心接近時，風向角常減小。上列兩種討論，均多合於六十年來，侵襲臺灣的颱風，風向偏角之實際情形。

近十年來，由於氣象儀器與觀測方法之進步，如雷達偵察，人造衛星偵察等，對於颱風眼之結構，將逐漸詳細明瞭，當更有利於研究。（完）

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。

太陽黑子之研究

林榮安

Some Researches on Sunspots

Rong-an Lin

Abstract

A sunspot composes two distinct parts: the umbra, which is the darker part in the center, and the penumbra which is the lighter part bordered its outskirts. Under excellent condition of observation, the lighter and darker patches can be easily distinguished.

Through a number of years of observations we learn that sunspots are huge solar cyclones or whirlwinds in the solar atmosphere accompanied by pronounced magnetic storms. Each sunspot is assumed to be the result of a whirling storm of electrically charged particles around a huge magnet.

The items discussed in this report mainly composes the following headings:

1. The early conception of sunspots in ancient China.
2. The cause of sunspots.
3. Shape and size of sunspots.
4. Discussions on the method of sunspot observations.
5. Wolf's sunspot numbers.
6. The change of area of sunspots.
7. Evaluation of sunspotcycles.
8. Distribution of sunspots on sun's surface.
9. Sun's rotation shown by the movements of sunspots.
10. Life of sunspot groups.
11. Influence of sunspots effected on surface of the Earth.

Sunspots are observed by the method of projection in the Observatory at Taipei. The sunspot cycle was found generally in agreement with the eleven years period. This also agrees with the Wolf relative numbers and the areas of spots. The increase of sunspot numbers from a minimum to a maximum was much faster than the decrease of sunspots from a maximum to a minimum. From the record of our observations, we found that the minimum was occurred in 1954 and the maximum in 1957 during the late years.

一、古代發現黑子的時期及其錯誤觀念

人類發現太陽表面有黑子 (Sunspots) 存在，年代已非常久遠。各國古書對黑子的出現雖均有記載，但這些記載，大都略而不詳，只能證明當時已發現過太陽黑子而已。東西各國對於發現太陽黑子均有悠久歷史，我國發現的時期為最早。遠在公元以前，我國即已發現過太陽表面有黑點存在的事實。根據史書記載，如淮南子精神訓「日中有踰鳥」，康誥日烏賦「相彼烏矣，自呈形於日中」，春秋元命苞：「日中有三足鳥」。從這些記載中，研究其所謂鳥者，即日中黑子之被誤認。惟當時對於黑子的出現，未有詳細觀測和紀錄。不過由此可知在二千年以前，我國即已發現過太陽黑子矣！可惜當時因科學幼稚，當然談不上有正確的天文觀念。又自漢元帝永光元年（公元前45年）以至明愍帝崇禎十一年（公元1638年），黑子的發現見於史書者，計有九十二次，由此可見當時國人對於太陽黑子的注意。

西洋發現黑子的時期，則遠較我國為遲，其最早為公元807年，當時已進入第九世紀。西洋人對於黑子，最初亦缺乏正確觀念，雖無類似所謂日中有踰鳥的神話，但多誤認為行星凌日，即如大天文學家刻卜爾 (Kepler)，亦曾誤認為黑子是水星凌日。又如發現望遠鏡的加里尼 (Galiles)，亦曾誤認黑子為行星，後經研究始證明為黑子，故西洋最初發現太陽黑子者當推加氏，時為公元1610年。

二、黑子的成因及黑子磁場

太陽為一高熱而能發光的火球。其溫度極為複雜，上層與內部既不相同，即就光球表面言之，各部分的溫度亦不相同。據天體物理學的推算，太陽表面中央部分的溫度為攝氏六千三百度，邊緣為攝氏五千五百度，內部溫度極高，中心溫度可達攝氏一千萬度。因為有如此熾烈的高熱，故太陽表面常噴出高達萬哩的火綫。

黑子究係如何成因？學說不一。有的說太陽是實體，黑子乃太陽面裂開的現象。依現在學理，此說當難置信。勞蘭 (Rowland) 主張黑子乃太陽面突出的部分，像地面上的高山，其頂部高出光球面，故見之為深黑色。其下斜入光氣底部，光氣不厚，故見之為淡黑。照此說黑子由內向外其顏色必由深漸淡。但實際觀測並非如此，故此種說法於理不合。威廉侯失勒 (Willian Herschel) 謂太陽表面有蒙氣包圍，蒙氣之外有一層光氣浮於其中，光氣之下有雲層，雲層裂開，則見黑子，深黑部分即太陽實體，四邊淡黑者即為雲。費易 (Faye) 主張太陽黑子之成因，相似於地面上之颶風，日面近赤道處自轉快，緯度高處自轉較慢，因此使鄰近的光氣流動而成渦狀；像流水之迴旋，此種說法雖能解釋黑子之分佈，但根據此種說法南半球之黑子應成向右轉之旋渦轉動，北半球者應成向左轉之旋渦轉動，據實際觀測，則不盡如此。1893年，奧樸澈 (Oppolzer) 曾提議，根據氣象家研究熱力對於地球大氣豎流的影響，認為豎流循環不斷的從太陽二極上升，緩向赤道漂流，而落於黑子帶內。當其落時因受熱力，乃於含金屬氣質之光氣上作成洞形。依此說法則黑子之溫度應高於其周圍，此理與黑子之光譜相合，但二極之循環豎流及黑子之冷熱問題，未能決定，故黑子之成因，仍為未解決之問題。

黑爾 (G. E. Hale) 曾研究黑子之性質而創立一理論。據其所說，黑子係光球面上之漏斗形渦流，氣體由某部分內部旋迴而上升，到達上端則氣體膨脹而冷卻，溫度約降低至 4,000 度，黑子內部因發生化合物，故呈黑色。黑爾氏又認為黑子是一大冷卻器，至於黑子之磁場，氏謂其係因帶電粒子旋迴上升而造成。總之，關於黑子之成因，雖然學說甚多，各有各的不同說法，然現今經無數觀測及新近各種學理的證明，以 Hale 氏學說較為合理。Hale 氏認為黑子係日面的渦動氣流，即光球表面氣流上下出入造成極大速度擴展而成的漏斗形渦流或旋風。

用分光儀觀測，測出在太陽面中央附近之黑子光譜線為二重，各為圓偏光。但在邊緣附近之黑子，則光譜線為三重，各為平面偏光。由此得知黑子之磁場與太陽相垂直。據研究所得，黑子之外之磁場擴散四方，磁場強度隨黑子而不同，大黑子有達 4,000 高斯 (Gauss)。

黑子成對而出現時，謂之雙黑子。其磁性相反，而南北兩半球之磁極配置亦相反。例如北半球前頭黑子之磁性為北，後尾黑子為南，則南半球前頭黑子之

磁性為南，後尾黑子為北。又太陽黑子活動週期達最衰而復新開始之時，此關係則相逆反。

黑子固為磁場，而太陽全體亦係磁場。太陽蒙氣下部一般磁場之強度約為 50 高斯，由此向上而減小，蒙氣上層之磁場強度，則幾乎小至不能測定。

三、黑子的形狀和大小

在投影紙上，詳細觀察黑子的顏色，可以看出黑子形狀通常可分為內外兩部。內部顏色深黑，稱為本影 (Umbra)。外部顏色明淡，稱為半影 (Penumbra) 本影在半影之內，周圍半影之內有時亦有黑子成幾個本影。黑子的周圍，通常可見光球表現擾亂狀態，有時亦可看到一條條的梳紋，像有物由黑子向內或由外向內流動的狀態。

典型的黑子，當其在成長初期或近消失末期，常現出特殊形像，其光輝特強之白色輝條橫越本影，有時半影部分缺少一邊。在太陽中央附近之黑子，半影在本影的周圍，而在太陽邊緣附近之黑子，則本影偏向太陽中央，由此或可推想黑子是光球表面之凹穴。即本影是穴孔，半影是其週圍的斜面。

用望遠鏡或在投影紙上觀測黑子，可看出本影呈黑暗，但此暗部並非真正的黑暗，實際上亦發出強烈光輝，只因與光球面比較時較黑暗而已。據研究所得，本影的亮度約為光球表面光度的十分之一以上。黑子有如此強烈的光輝，如果將電燈放在黑子前面，互相比照，電燈乃成為黑暗的物體。

一般來說，黑子群可分為 A B C D E F G H J 九種型式。單獨出現之黑子屬於 A 型。無半影之黑子屬於 B 型。雙極性黑子，其中之一有半影者屬於 C 型。雙極性黑子，其中均有半影者屬於 D 型。大雙極黑子群，構造複雜，內含多數小黑子屬於 E 型。巨大之雙極性黑子群屬於 F 型。大雙極黑子群，內無小黑子者屬於 G 型。有半影之單獨大黑子屬於 H 型。有半影之單獨小黑子屬於 J 型。

黑子之出現極無規則，有時單獨出現，有時成群結隊，其外觀普通像圓形，但有時亦有極不規則者。黑子在太陽面所佔之面積很大，以本影來說，直徑最小為八十公里，最大可達八萬公里。半影更大，直徑最大時可達二十四萬公里。用投影法觀測太陽黑子時，在投影紙上顯示直徑不及一公厘之小黑子，其在日面上所佔之面積，已與地球之面積相等。

四、黑子觀測方法之討論

觀測太陽黑子，係用投影描繪法。如用十厘米赤

道儀觀測時，首先將轉儀鐘撥動，並將赤經赤緯棒放鬆，將太陽導入主鏡，然後將赤經赤緯棒旋緊，而使太陽固定於鏡野之內。在目鏡部份，須裝置一太陽投影架，架之上面放置太陽黑子觀測空白記錄紙一張。因所用之赤道儀口徑為十厘米，故投影紙上投影像之直徑亦用十厘米。太陽導入主鏡後，令其像與投影紙之圓周重合。像之方位，在觀測開始時須先決定。其法可選一黑子，令轉儀鐘停走，調整投影紙，使投影紙上之東西方向線與黑子之移動方向一致，即可決定像之方位。像之方位決定後，即可進行觀測，用鉛筆將太陽黑子之大小及其位置逐一描繪於投影紙上。為求精細觀測，有時將投影像之直徑擴大為二十至三十厘米，以決定黑子群數，黑子總數及黑子類型。觀測完畢後，由圖上研究黑子之變化，並算出太陽黑子 Wolf 相對數，黑子總面積及黑子在日面上之位置。

晴朗天氣，每日觀測一次。通常觀測時間在東經一百二十度平時八時至九時間，但當天氣情況欠佳時，觀測時間則予延遲。

五、Wolf 氏黑子相對數計算方法之討論

黑子之盛衰，可由其出現數目表示之。現時觀測多用 Wolf 氏黑子相對數 r 表示。計算 r 之公式如下：

$$r = K(10g + f)$$

式中 g 為觀測時測定之黑子群數， f 為黑子總數， K 為觀測常數。觀測常數 K 係隨觀測者及其所用之遠鏡而異其值。 r 用其創作者之名，稱曰 Wolf 黑子相對數，或簡稱曰黑子數。Wolf 氏觀測太陽黑子時曾使用三吋折光遠鏡，目鏡之倍率為六四，計算時 K 之值定為一。如所用之遠鏡口徑小於三吋，則 K 值應比一大。如用大於三吋口徑之望遠鏡，則 K 值應比一小。故各人觀測結果，必須加以 K 值之修正，則觀測之值可以一致。未熟練之觀測者，對於分辨黑子群數，常無一定標準。尤其關於小黑子之存在，有時或未注意。故觀測者必須熟練且須作較長期之觀測，並將觀測結果與國際太陽黑子觀測委員會所在地之瑞士 Zurich 天文台發表之觀測記錄作一比較，然後定出 K 值，則算出之 Wolf 黑子相對數與 Zurich 天文台之結果可以一致。黑子觀測，現今世界各天文台多能測定。此種觀測現已世界聯合化，各天文台觀測結果逕寄 Zurich 天文台，由該台彙集連同譜斑及其他日面現象每三個月發表一次，以供研究。

六、黑子面積計算方法之討論

黑子之盛衰，由其所佔面積之大小亦可表示。格

林維基天文台每日用攝影方法，攝得太陽黑子照片，並由照片算出黑子總面積。自 1873 年以來，格林維基天文台得南非及印度天文台等之協助，每日不斷攝取黑子照片。據研究所得，黑子面積之變化與 Wolf 相對數之變化極為一致。

太陽為一球體，投影紙上之太陽像為一圓面。因球面差之關係，在投影紙上中央及邊緣顯示同樣大小面積之黑子，其在太陽面之實際面積，大不相同。故計算黑子面積時，在投影紙上量出黑子面積之後，如黑子之位置並非在日心中央，須量出黑子至日心之距離，然後加以球面差之修正，化為日心中央之面積，始能代表該黑子在太陽面之實際面積。

黑子面積，係用太陽半球面面積百萬分之一為單位。計算面積時，可先用平方毫米為單位。在投影紙上一平方毫米之黑子，佔太陽半球面面積百萬分之幾，可用下法推算。

投影紙之半徑 $R = 50$ 毫米

投影紙上太陽之圓面積 $A = \pi R^2 = 2500\pi$ 平方毫米 $= 7854$ 平方毫米

設投影紙上一平方毫米之面積，相當於太陽面上之面積為 X ，並視作太陽面為一平圓，其面積為 A 故得比例式如下：

$$\frac{1}{7854} = \frac{X}{A}$$

$$X = \frac{1}{7854} \cdot A = 0.0001273 \cdot A = \frac{127.3}{1000000} \cdot A$$

A 為視作太陽為平圓之面積，因

$$A = \frac{1}{4} \text{ 太陽球面面積}$$

$$\begin{aligned} \text{故 } X &= \frac{127.3}{1000000} \cdot \frac{1}{4} \text{ 太陽球面面積} \\ &= \frac{127.3}{1000000} \cdot \frac{1}{2} \cdot \frac{1}{2} \text{ 太陽球面面積} \\ &= \frac{64}{1000000} \text{ 太陽半球面面積} \end{aligned}$$

即投影紙上一平方毫米之面積 $= \frac{64}{1000000} \cdot \text{太陽半球面面積}$ 。

球面差之修正，可由下法推得。

在球面上，設 P 為黑子之位置， α 為距中心角，則

$$\cos \alpha = \frac{\text{投影面積}}{\text{球面上之面積}}$$

$$\text{即 } \frac{\text{球面上之面積}}{\text{投影面積}} = \frac{1}{\cos \alpha} = \sec \alpha$$

故球面上之面積 $= \text{投影面積} \times \sec \alpha$ 設投影半徑為 1，在投影紙上黑子至中心之距離為 r_1 ，則

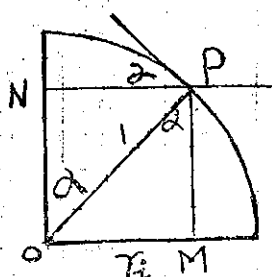


圖 1

$$\sin \alpha = \frac{r_1}{1} \quad \text{故得} \quad r_1 = \sin \alpha$$

在投影紙上，黑子至中心距離 r_1 可以量出，故 $\sin \alpha$ 及 $\sec \alpha$ 均可求得。由上式將

投影面積乘 $\sec \alpha$ 再乘 $\frac{64}{1000000}$ ，即可算出黑子在太陽面之實際面積，其單位為太陽半球面面積百萬分之一。

黑子面積之球面差修正數，列表如下：

$\gamma_1 = \sin \alpha$	0.10	0.17	0.22	0.26	0.29	0.32	0.34	0.37	0.39	0.41	0.43	0.50	0.56
$\sec \alpha$	1.00	1.01	1.02	1.04	1.04	1.06	1.06	1.08	1.09	1.10	1.11	1.15	1.21
$\gamma_1 = \sin \alpha$	0.64	0.70	0.76	0.80	0.82	0.84	0.86	0.87	0.92	0.94	0.97		
$\sec \alpha$	1.30	1.40	1.53	1.66	1.75	1.84	1.96	2.03	2.55	2.93	4.11		

七、黑子極大極小週期之研究

黑子之盛衰，可由其 Wolf 相對數之多少，或總面積之大小表示之。Wolf 相對數或總面積達極大時，即表示黑子達最盛期，反之即為黑子達最衰期。本論文在研究黑子極大極小週期之前，先研究二百餘年來 Zurich 天文台發表之 Wolf 黑子相對數，格

林維基天文台觀測之黑子總面積，及臺灣省氣象所天文台近年來之觀測成果，然後分析黑子之極大極小週期。下表為 Zurich 天文台發表之 Wolf 相對數，格林維基天文台用攝影法求得之黑子總面積，及氣象所天文台用投影描繪法測出之觀測成果。

太陽黑子 Wolf 相對數年平均值之變化 1749~1960
(Zurich 天文臺)

年	太陽黑子數	年	太陽黑子數	年	太陽黑子數	年	太陽黑子數	年	太陽黑子數	年	太陽黑子數
1749	80.9	67	37.8	85	24.1	03	43.1	21	6.6	39	85.8
50	83.4	68	69.8	86	82.9	04	47.5	22	4.0	40	63.2
51	47.7	69	106.1	87	132.0	05	42.2	23	1.8	41	36.8
52	47.8	70	100.8	88	130.9	06	28.1	24	8.5	42	24.2
53	30.7	71	81.6	89	118.1	07	10.1	25	16.6	43	10.7
54	12.2	72	66.5	90	89.9	08	8.1	26	36.3	44	15.0
55	9.6	73	34.8	91	66.6	09	2.5	27	49.7	45	40.1
56	10.2	74	30.6	92	60.0	10	0.0	28	62.5	46	61.5
57	32.4	75	7.0	93	46.9	11	1.4	29	67.0	47	98.5
58	47.6	76	19.8	94	41.0	12	5.0	30	71.0	48	124.3
59	54.0	77	92.5	95	21.3	13	12.2	31	47.8	49	95.9
60	62.9	78	154.4	96	16.0	14	13.9	32	27.5	50	66.5
61	85.9	79	125.9	97	6.4	15	35.4	33	8.5	51	64.5
62	61.2	80	84.8	98	4.1	16	45.8	34	13.2	52	54.2
63	45.1	81	68.1	99	6.8	17	41.1	35	56.9	53	39.0
64	36.4	82	38.5	1800	14.5	18	30.4	36	121.5	54	20.6
65	20.9	83	22.8	01	34.0	19	23.9	37	138.3	55	6.7
66	11.4	84	10.2	02	45.0	20	15.7	38	103.2	56	4.3

57	22.8	75	17.1	93	84.9	11	5.7	29	65.0	47	151.5
58	54.8	76	11.3	94	78.0	12	3.6	30	35.7	48	136.2
59	93.8	77	12.3	95	64.0	13	1.4	31	21.2	49	134.7
60	95.7	78	3.4	96	41.8	14	9.6	32	11.1	50	83.9
61	77.2	79	6.0	97	26.2	15	47.4	33	5.7	51	69.3
62	59.1	80	32.3	98	26.7	16	57.1	34	8.7	52	31.5
63	44.0	81	54.3	99	12.1	17	103.9	35	36.1	53	13.9
64	47.0	82	59.7	1900	9.5	18	80.6	36	79.7	54	4.4
65	30.5	83	63.7	01	2.7	19	63.6	37	114.4	55	38.0
66	16.3	84	63.5	02	5.0	20	37.6	38	109.6	56	141.7
67	7.3	85	52.2	03	24.4	21	26.1	39	88.8	57	191.5
68	37.3	86	25.4	04	42.0	22	14.2	40	67.8	58	182.0
69	73.9	87	13.1	05	63.5	23	5.8	41	47.5	59	145.1
70	139.1	88	6.8	06	53.8	24	16.7	42	30.6	60	109.9
71	111.2	89	6.2	07	62.0	25	44.3	43	16.3		
72	101.7	90	7.1	08	48.5	26	63.9	44	11.0		
73	66.3	91	35.6	09	43.9	27	69.0	45	33.2		
74	44.7	92	73.0	10	18.6	28	77.8	46	92.6		

太陽黑子 Wolf 相對數極大極小值及年份

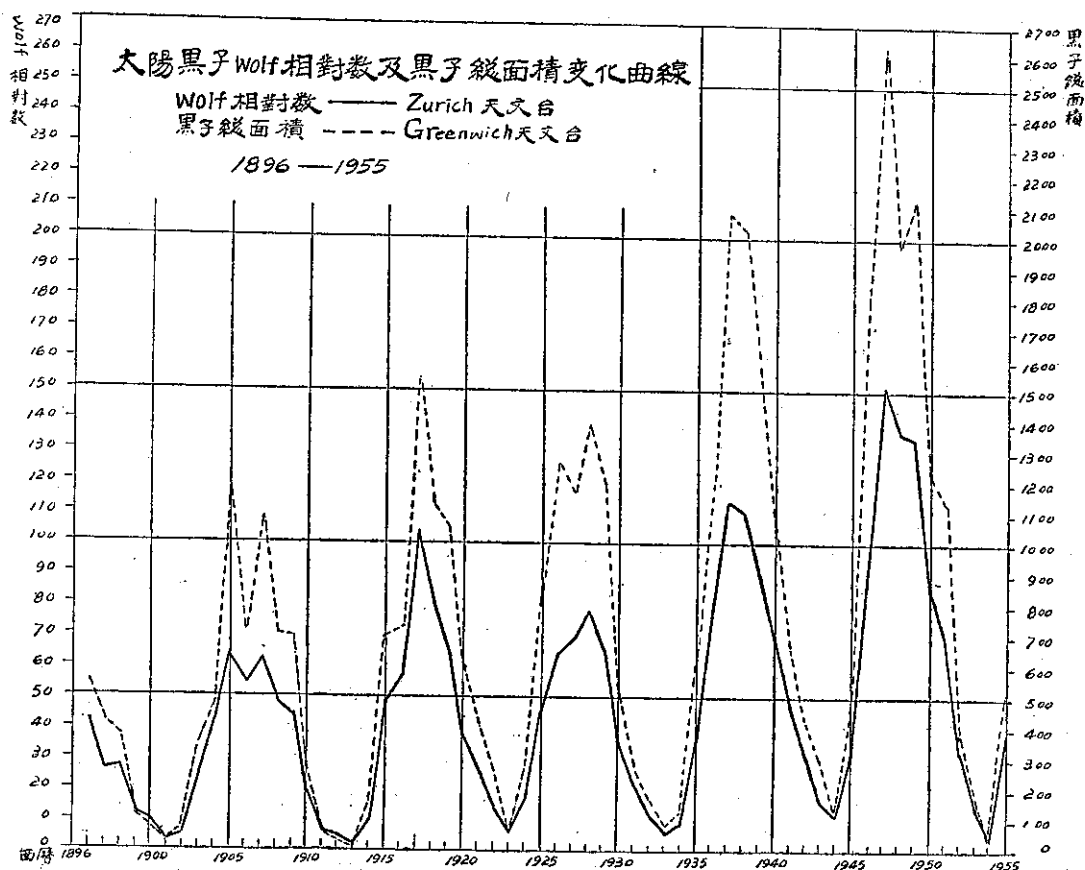
(Zurich 天文臺)

年	極大值	極小值	相 隔 年 數				年	極大值	極小值	相 隔 年 數			
			極大至極小	極小至極大	極大至極大	極小至極小				極大至極小	極小至極大	極大至極大	極小至極小
1755	—	9.6	—	—	—	—	1867	—	7.3	7	—	—	11
1761	85.9	—	—	6	—	—	1870	139.1	—	—	3	10	—
1766	—	11.4	5	—	—	11	1878	—	3.4	8	—	—	11
1769	106.1	—	—	3	8	—	1883	63.7	—	—	5	13	—
1775	—	7.0	6	—	—	9	1889	—	6.3	6	—	—	11
1778	154.4	—	—	3	9	—	1893	84.9	—	—	4	10	—
1784	—	10.2	6	—	—	9	1901	—	2.7	8	—	—	12
1787	132.0	—	—	3	9	—	1905	63.5	—	—	4	12	—
1798	—	4.1	11	—	—	14	1913	—	1.4	8	—	—	12
1804	47.5	—	—	6	17	—	1917	103.9	—	—	4	12	—
1810	—	0.0	6	—	—	12	1923	—	5.8	6	—	—	10
1816	45.8	—	—	6	12	—	1928	77.8	—	—	5	11	—
1823	—	1.8	7	—	—	13	1933	—	5.7	5	—	—	10
1830	71.0	—	—	7	14	—	1937	114.4	—	—	4	9	—
1833	—	8.5	3	—	—	10	1944	—	11.0	7	—	—	11
1837	138.3	—	—	4	7	—	1947	151.5	—	—	3	10	—
1843	—	10.7	6	—	—	10	1954	—	4.4	7	—	—	10
1848	124.3	—	—	5	11	—	1957	191.5	—	—	3	10	—
1856	—	4.3	8	—	—	13							
1860	95.7	—	—	4	12	—	平 均			6.7	4.3	10.9	11.1

太陽黑子總面積年平均之變化 1896~1955

(格林維基天文臺)

年	黑 總 面 積	年	黑 總 面 積	年	黑 總 面 積	年	黑 總 面 積
1896	543	11	64	26	1262	41	659
97	514	12	37	27	1058	42	423
98	375	13	7	28	1390	43	295
99	111	14	152	29	1242	44	126
1900	75	15	697	30	516	45	429
01	29	16	724	31	275	46	1817
02	62	17	1537	32	163	47	2637
03	340	18	1118	33	88	48	1977
04	488	19	1052	34	118	49	2129
05	1191	20	618	35	624	50	1222
06	708	21	420	36	1141	51	1136
07	1082	22	252	37	2074	52	403
08	697	23	55	38	2019	53	145
09	692	24	276	39	1580	54	35
10	264	25	830	40	1039	55	553



太陽黑子總面積極大極小值及年份

(格林維基天文臺)

年	極大值	極小值	相 隔 年 數				年	極大值	極小值	相 隔 年 數			
			極大至極小	極小至極大	極大至極大	極小至極小				極大至極小	極小至極大	極大至極大	極小至極小
1901	—	29	—	—	—	—	1933	—	88	5	—	—	10
1905	1191	—	—	4	—	—	1937	2074	—	—	4	9	—
1913	—	7	8	—	—	12	1944	—	126	7	—	—	11
1917	1537	—	—	4	12	—	1947	2637	—	—	3	10	—
1923	—	55	6	—	—	10	1954	—	35	7	—	—	10
1928	1390	—	—	5	11	—	平 均	—	—	6.6	4.0	10.5	10.6

太陽黑子 Wolf 相對數平均值之變化1949~1962

(氣象所天文台)

年 月	1949	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962
一	121.8	83.4	30.6	31.2	25.7	0.0	30.9	57.8	131.8	208.2	189.1	132.1	36.1	28.3
二	158.9	65.8	38.9	8.8	3.1	0.0	18.2	82.2	100.2	155.0	109.1	97.2	40.9	31.4
三	138.3	94.7	45.8	21.9	3.7	5.6	8.1	120.8	119.6	184.6	157.3	73.2	42.6	35.6
四	157.2	85.3	75.5	17.8	36.8	0.0	11.1	117.9	180.3	186.5	132.9	94.8	59.1	35.4
五	105.6	99.0	53.4	16.6	11.9	0.0	25.7	122.9	133.9	181.2	138.8	98.8	33.4	30.9
六	94.1	69.5	60.1	34.8	16.6	0.0	20.6	89.4	162.2	169.2	128.6	84.2	67.0	
七	108.9	66.8	41.3	27.2	5.2	2.0	30.3	106.0	169.3	184.8	115.5	96.4	53.5	
八	107.0	69.6	39.3	39.9	21.1	6.7	42.3	134.6	134.5	184.7	146.6	115.0	45.7	
九	129.0	48.5	61.5	15.5	16.1	0.0	40.3	156.1	182.0	153.4	111.1	93.4	42.3	
十	102.5	57.2	44.9	16.7	6.5	0.0	37.9	130.8	235.9	170.4	126.1	57.6	33.9	
十一	114.2	48.9	46.9	16.0	0.0	1.8	71.6	190.4	186.7	137.8	99.2	77.9	25.6	
十二	110.3	54.8	35.1	25.7	2.6	5.0	74.7	148.2	203.3	177.2	116.7	69.8	12.6	
平 均	120.7	70.3	42.8	22.7	12.4	1.8	34.3	121.4	161.6	174.4	130.9	90.9	41.1	

太陽黑子總面積平均值之變化1949~1962

(氣象所天文台)

年 月	1949	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962
一	283.3	195.6	71.8	80.8	83.0	0	203.1	432.7	1211.8	1083.9	1447.1	623.5	237.5	228.1
二	362.8	217.4	128.7	26.5	2.1	0	78.7	563.4	672.0	714.1	540.2	475.6	198.6	220.6
三	466.6	279.0	171.1	33.2	5.3	19.9	19.6	773.2	744.9	1294.8	939.1	313.1	266.4	238.1
四	315.9	411.7	316.8	35.1	113.4	0	40.3	637.4	1166.1	1014.9	730.8	589.5	320.8	296.0
五	197.8	320.0	292.7	37.1	26.2	0	110.1	953.5	1073.4	912.0	692.8	677.0	210.2	301.9
六	246.5	212.9	325.7	96.6	37.6	0	118.0	958.4	1170.9	774.0	716.5	523.8	411.3	
七	256.4	217.3	113.7	96.1	15.9	2.4	116.8	970.3	1314.4	975.2	589.8	675.1	392.9	
八	318.8	215.5	115.1	120.9	50.4	22.2	242.8	145.1	673.7	873.0	689.2	724.6	187.7	
九	284.3	108.5	157.3	43.9	32.0	0	157.4	1366.7	1661.6	1010.1	526.2	517.7	346.1	
十	248.9	134.2	173.8	51.7	10.2	0	242.0	1177.8	124.2	856.5	561.4	446.4	171.9	
十一	303.5	108.2	131.2	45.2	0	9.1	547.4	1816.2	1059.6	626.2	470.7	499.3	151.4	
十二	220.5	193.2	98.1	62.3	1.8	40.9	502.6	1190.6	1315.4	992.8	670.1	374.0	88.8	
平 均	292.1	217.8	174.7	60.8	31.7	7.9	198.2	915.4	1015.7	927.7	714.6	536.6	248.6	

研究上列二百餘年來 Zurich 天文台之觀測成果，Wolf 相對數之變化，其極大至極大期，平均為 10.9 年，極小至極小期，平均為 11.1 年，二者平均為 11 年。由極大至極小平均為 6.7 年，極小至極大，平均為 4.3 年。又研究六十年來格林維基天文台觀測成果，黑子總面積之變化，其極大至極大平均為

10.5 年，極小至極小平均為 10.6 年，二者平均為 10.55 年。由極大至極小，平均為 6.6 年，極小至極大，平均為 4 年。由上觀之，Wolf 相對數黑子總面積之發生極大極小之年份及極端值之週期，均極為一致。由此可知，Wolf 相對數之多寡或黑子總面積之大小，均可表示黑子之盛衰。

太陽黑子 Wolf 相對數及黑子總面積變化曲線圖
(氣象所天文台)

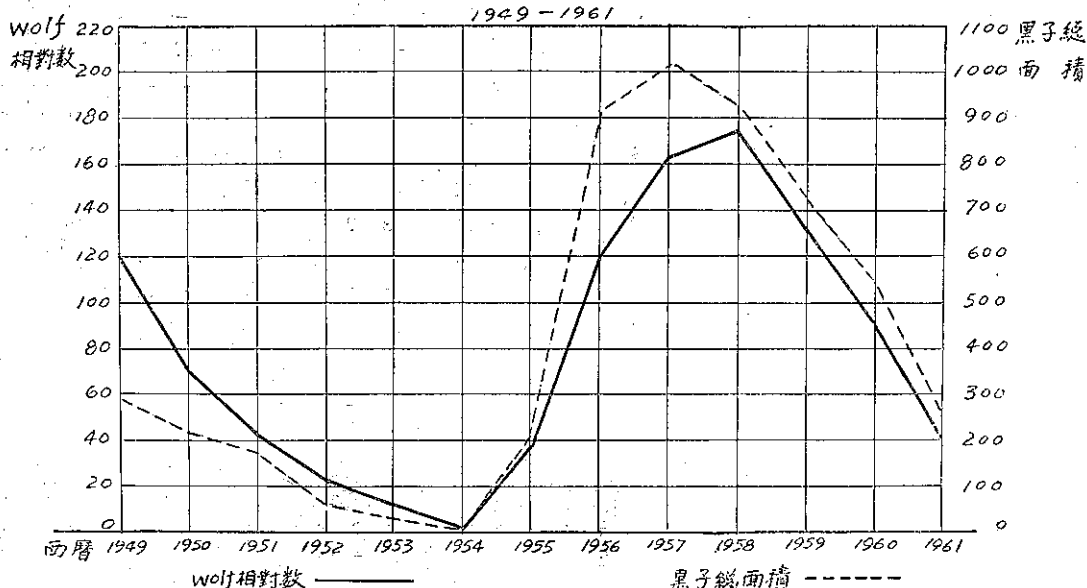


圖 3

由氣象所天文台十三年來之觀測成果研究，及所繪成之曲線圖加以研究，顯示 Wolf 相對數及黑子總面積之變化均極為一致，此點足以證明 Wolf 相對數及黑子總面積均可表示黑子盛衰週期之真實性。以 Wolf 相對數及黑子總面積而論，均表示 1954 年為黑子達極小的一年。以黑子總面積而言，1957 年為黑子達極大的一年，但 Wolf 相對數則 1958 年仍較 1957 年稍有增加，惟相差甚小，故近年太陽黑子之極大期，以面積而言應為 1957 年。此種觀測成果，與 Zurich 天文台及格林維基天文台觀測之結果作比較研究，均極為一致。

黑子數目之變化，每年不同，但由上研究大致有一平均十一年之週期。太陽黑子之盛衰約有十一年之週期，最先發現此週期者，為德國民衆天文家西娃別 (S. H. Schwabe) 氏，時為 1843 年。現經二百餘年之觀測成果加以研究，已證實此週期正確。當黑子最多期，每日皆可見其存在。當黑子最少期，可能終月或數月不見黑子。如 1954 年為黑子最少的一年，根據氣象所天文台觀測，1954 年有 7 個月不見黑子。由

上研究，太陽黑子盛衰之平均週期已確定為十一年，其曲線之上升，比較下降為速。前者為 4.3 年，後者為 6.7 年。二十世紀以來，太陽黑子最少期為 1901, 1913, 1923, 1933, 1944, 1954。最多期為 1905, 1917, 1928, 1937, 1947, 1957 年。根據氣象所天文台觀測成果推測，1964 年可能又為太陽黑子最少的一年。

八、黑子在太陽面南北半球之分佈

黑子在日面的分佈，隨黑子之盛衰而有規則的變化。根據觀測結果，黑子多分佈於太陽南北兩半球五度至四十度之帶內，在太陽的赤道上，須當黑子達最盛時，始日能有之。在面南北緯四十五度以上之地帶，則幾乎很少見黑子存在。照平均言之，太陽面南北兩半球出現之黑子數應彼此相等，但在最近五十年間，南半球出現之黑子數却多於北半球五分之一，且當黑子最少期，黑子分佈漸趨於兩極，迨達最大期，則向赤道密集。

下表為最近十三年來太陽黑子緯度最高最低值之變化，曲線圖係表示黑子緯度每年平均最高最低值之變化情形。

太陽黑子緯度最高最低值 1949~1961

(氣象所天文台)

月 份	1949				1950				1951				1952				1953				1954				1955			
	北半球		南半球		北半球		南半球		北半球		南半球		北半球		南半球		北半球		南半球		北半球		南半球		北半球		南半球	
	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)
一 月	32	3	23	6	20	2	17	2	13	5	19	14	12	4	19	2	20	2	11	8	—	—	—	—	35	18	35	19
二 月	26	3	22	2	21	2	17	7	24	3	13	6	10	10	14	9	5	5	—	—	—	—	—	—	39	17	3	3
三 月	27	2	22	4	30	4	26	2	13	4	13	8	19	8	16	3	—	—	4	4	—	—	23	7	34	34	21	9
四 月	26	2	23	2	27	5	20	3	18	2	14	4	18	3	8	2	17	2	10	2	—	—	—	—	34	16	—	—
五 月	26	2	23	2	28	2	21	4	19	8	19	4	9	6	18	2	9	3	2	2	—	—	—	—	30	21	30	29
六 月	22	3	14	3	23	2	18	11	16	9	20	3	16	7	18	5	15	8	15	13	—	—	—	—	30	21	20	20
七 月	23	6	30	4	20	5	26	10	11	3	23	3	8	4	12	3	—	—	8	8	29	3	—	—	30	17	31	20
八 月	19	8	21	2	34	7	19	2	16	8	19	4	15	3	11	2	18	9	4	3	25	25	30	20	45	19	31	20
九 月	27	5	28	2	19	2	21	4	20	3	16	4	12	3	14	4	12	6	11	11	—	—	—	—	31	16	38	17
十 月	26	3	26	5	27	2	17	3	13	3	10	2	13	13	9	2	17	17	6	2	—	—	—	—	30	15	21	12
十一 月	24	4	30	2	17	3	22	5	22	7	13	4	12	5	14	14	—	—	—	—	—	—	35	35	42	15	30	16
十二 月	33	2	13	3	19	9	21	12	12	2	19	3	9	2	10	9	—	—	2	2	31	31	—	—	33	17	30	15
極 端 值	33	2	30	2	34	2	26	2	24	2	23	2	19	2	19	2	20	2	15	2	31	3	35	7	45	15	38	3
平 均	26	4	23	3	24	4	20	5	16	5	7	5	13	6	14	5	14	7	7	6	28	20	29	20	34	19	26	16

月 份	1956				1957				1958				1959				1960				1961				1962			
	北半球		南半球		北半球		南半球		北半球		南半球		北半球		南半球		北半球		南半球		北半球		南半球		北半球		南半球	
	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)	最高 (度)	最低 (度)
一 月	38	20	17	15	42	2	23	4	40	2	41	3	35	3	25	2	35	2	24	4	28	6	18	3	20	5	10	10
二 月	27	20	38	8	34	14	25	11	31	4	34	3	32	6	34	3	25	4	21	10	23	4	14	7	14	4	10	7
三 月	37	14	26	8	40	9	38	8	35	7	28	6	25	1	32	3	25	1	12	7	22	5	15	4	14	7	20	7
四 月	36	9	37	14	36	12	28	4	42	7	25	5	30	2	20	8	24	7	17	4	15	4	27	5	10	7	10	6
五 月	37	13	28	11	26	6	29	6	40	3	44	4	25	3	34	4	30	4	21	4	20	4	14	2	20	4	16	7
六 月	27	13	29	10	35	4	38	8	45	4	23	5	32	3	23	5	28	5	17	5	20	2	18	1	—	—	—	—
七 月	34	14	25	10	33	6	37	8	44	4	23	3	36	5	17	6	26	4	15	8	22	2	14	3	—	—	—	—
八 月	49	9	28	10	34	7	33	8	43	3	23	4	37	2	21	5	27	4	20	2	22	3	24	3	—	—	—	—
九 月	45	9	29	10	40	6	42	7	37	5	32	3	35	2	20	5	28	4	19	4	19	1	13	13	—	—	—	—
十 月	48	14	48	8	43	6	42	3	42	5	29	3	30	2	20	1	27	4	19	5	18	4	18	7	—	—	—	—
十一 月	41	14	26	12	35	4	32	3	40	3	21	2	30	5	19	6	28	2	12	3	20	3	10	7	—	—	—	—
十二 月	34	6	25	10	36	1	30	2	42	4	25	3	28	6	20	1	28	3	17	4	15	13	3	3	—	—	—	—
極 端 值	49	6	48	8	43	1	42	2	45	2	44	2	37	1	34	1	35	1	24	2	28	1	27	1	—	—	—	—
平 均	38	13	30	10	36	6	33	6	40	4	29	4	31	3	24	4	28	4	18	5	20	4	16	5	—	—	—	—

由上研究，黑子在太陽面南北兩半球緯度極端值之變化，頗為對稱。當北半球黑子緯度之最高值及最低值漸增或漸減時，南半球亦然。1954年為黑子最少期，南北兩半球黑子分佈範圍狹小。1957年為黑子最多期，南北兩半球黑子分佈範圍廣大。黑子緯度極端值多在日面南北緯五度至三十五度之間，在正赤道處極少發現。當黑子達最多期，黑子分佈地區可擴展至

日面南北緯四十八度。黑子達最少期，分佈範圍只在南北緯三十度左右以下之帶內。

九、黑子在日面之移動及太陽自轉週期

黑子在日面之位置，並非固定。如作連續觀測，可看出黑子的位置每日不同，並由東向西移動。這種移動，足以證明太陽本身的自轉。經長期觀測無數黑子的移動，證實黑子移動的速度，隨黑子在日面上之

太陽黑子緯度平均最高最低變化曲線圖
(氣象所天文台)

1949—1961

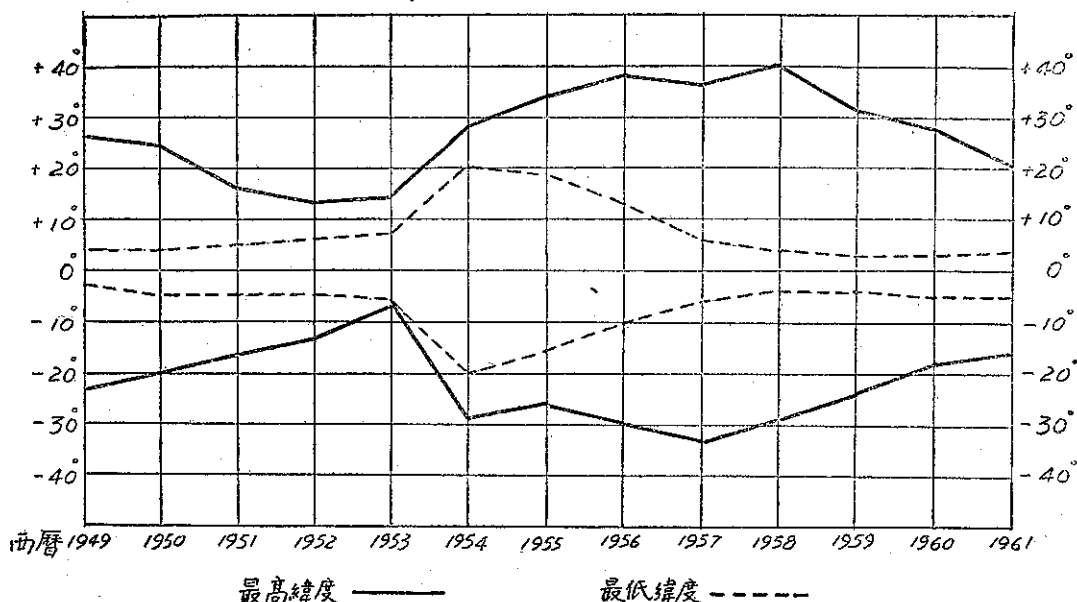


圖 4

緯度而異。亦即太陽之自轉週期，隨緯度而異。在近太陽赤道處，自轉較快，平均 24.65 日一周，伸向兩極處則較慢。如在緯度二十度，太陽之自轉週期為 25.19 日。緯度三十度為 25.85 日，三十五度為 26.63 日，四十度為 27.48 日，六十度為 30.93 日，七十五度為 33.15 日，二極附近約為 34 日。由此可見，太陽自轉速度隨緯度而異。此乃表示太陽本身並不是一個固體，而為液體或氣體狀態。

太陽黑子之位置，以日面經緯度表示之。此種座標稱為日面座標，以太陽自轉軸及太陽赤道面為基準。某時太陽面經緯度與地球之關係，以日軸方位角 P ，日輪中心之日面經度 L_0 ，日面緯度 B_0 定之。由此三個數據，則日面之經緯圈，即可劃定，亦即日面上任一太陽黑子之經緯度，皆可量出。

日軸方位角，係太陽自轉軸在天球上之投影與經過太陽中心之地上經圈所成之角度，從正北起算，向東為正，向西為負。日輪中心之日面緯度，即以日面座標表示地球中心之緯度。以太陽赤道為基本平面，向北為正，向南為負。日輪中心之日面經度，以太陽上之首經線為起點，向西為正。此首經線以

1854 年 1 月 1 日格林維基平午時所見太陽面之中央子午圈為基準。以上各數據，均從天文曆書中可以查出。

因太陽自轉，黑子之視動，其方向皆由東向西。下圖為每年 1 月至 12 月黑子視動之大概線路圖。 P 為太陽北極，由圖可見黑子之視動方向，均與太陽赤道平行。其移動路線與日軸方位角及日心經緯度有關。

黑子在日面上均由東向西移動，此種移動，實際上係因太陽自轉而發生之視動。除此種視動以外，黑

太陽黑子視動路線圖

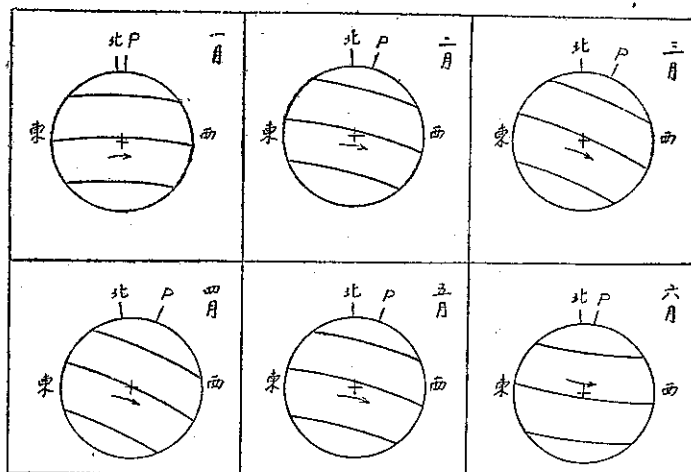


圖 5

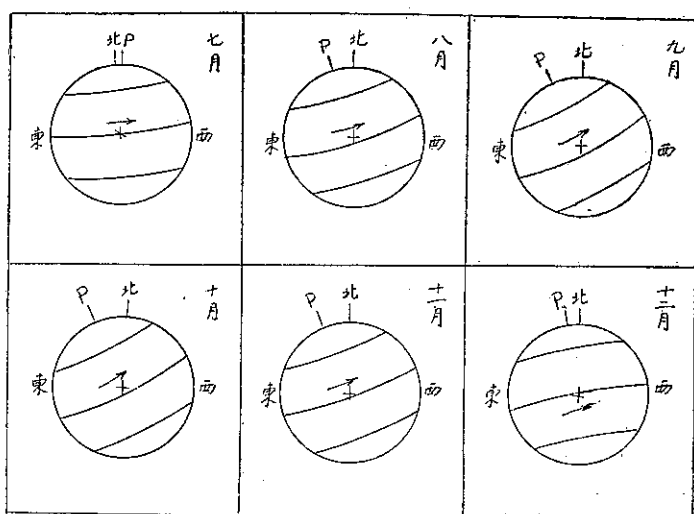


圖 6

子對於太陽面亦有自行，此種自行，即黑子之固有運動。據研究所得，黑子之固有運動，並無規則，亦無平均之運動方向。每日運動平均經度方向為 $43'$ ，緯度方向為 $24'$ 。但就某一黑子而言，其固有運動之速度及方向，每日均有變動。根據觀測，黑子因太陽自轉而暫時消失。至再度出現時，其位置之變動，普通並無如此之甚。據研究所得，同一黑子經太陽自轉後

至再度出現時，其間所發生之位置變動，平均緯度為 1.2 度，經度為 4 度。由黑子之固有運動，更足證明太陽本身並非固體而為液體或氣體狀態。

十、黑子之壽命

黑子壽命，與黑子面積之大小有關。由觀測所得，小黑子之壽命較短，大黑子之壽命較長。據格林維基天文台攝影之結果，平均 $\frac{1}{2}$ 之黑子，僅一日消失，其他 $\frac{1}{2}$ 之黑子可活至 2 日乃至 4 日，活至 5 日以上之黑子，約佔 $\frac{1}{2}$ 。僅能活動一日之黑子，多半係屬極小之小黑子。格林維基天文台在歷時 33 年所觀測之六千個黑子群中，其中有 468 個，經太陽自轉一週後仍見其存在。其中之 115 個經太陽自轉二週後仍可見其存在。

經太陽自轉三週仍可見其存在之黑子計有 25 個。自轉四週後仍見其存在的，有 12 個。自轉五週後仍能見其繼續存在之黑子僅一個。至現在為止，壽命最長之黑子為 1840 年出現之大黑子群，能繼續存在有 18 個月之久。

由氣象所天文台最近一年餘來之觀測成果，分析黑子初見及末見日期，研究黑子之壽命如下表所示。

太陽黑子由初見至末見之日數 1961 年 1 月~1962 年 5 月

(臺灣省氣象所天文台)

黑子群號	初見年	初見月	初見日	末見年	末見月	末見日	黑子壽命(日數)	黑子群號	初見年	初見月	初見日	末見年	末見月	末見日	黑子壽命(日數)
3448	1961	1	2	1961	1	3	2	3464		2	26		2	27	2
3449		1	3		1	8	6	3465		2	26		3	4	7
3450		1	7		1	19	13	3466		3	3		3	3	1
3451		1	9		1	9	1	3467		3	3		3	4	2
3452		1	17		1	23	7	3468		3	3		3	3	1
3453		1	19		1	21	3	3469		3	12		3	19	8
3454		1	23		1	27	5	3470		3	17		3	17	1
3455		1	26		2	5	11	3471		3	17		3	19	3
3456		1	28		1	29	2	3472		3	17		3	17	1
3457		1	28		1	28	1	3473		3	27		3	27	1
3458		1	28		2	5	9	3474		3	27		4	1	6
3459		2	4		2	5	2	3475		3	27		4	1	6
3460		2	4		2	11	8	3476		3	27		4	4	9
3461		2	4		2	13	10	3477		3	28		4	6	10
3462		2	11		2	11	1	3478		3	29		3	29	1
3463		2	26		2	28	3	3479		3	31		4	7	8

3480	3 31	4 7	8	3526	7 10	7 18	9
3481	4 1	4 1	1	3527	7 10	7 18	9
3482	4 3	4 15	13	3528	7 10	7 12	3
3483	4 4	4 4	1	3529	7 11	7 22	12
3484	4 5	4 10	6	3530	7 14	7 14	1
3485	4 7	4 7	1	3531	7 14	7 24	11
3486	4 8	4 8	1	3532	7 22	7 31	10
3487	4 12	4 17	6	3533	7 24	7 26	3
3488	4 12	4 17	6	3534	7 24	7 24	1
3489	4 15	4 15	1	3535	4 25	7 26	2
3490	4 16	4 23	8	3536	7 26	7 26	1
3491	4 17	4 23	7	3537	7 28	7 28	1
3492	4 23	4 23	1	3538	7 29	8 1	4
3493	4 29	5 5	7	3539	7 31	8 3	4
3494	4 29	5 5	7	3540	8 1	8 1	1
3495	4 29	5 5	7	3541	8 4	8 4	1
3496	5 1	5 1	1	3542	8 9	8 10	2
3497	5 1	5 1	1	3543	8 9	8 18	10
3498	5 8	5 18	11	3544	8 10	8 14	5
3499	5 14	5 19	6	3545	8 10	8 10	1
3500	5 19	5 19	1	3546	8 13	8 13	1
3501	5 19	5 19	1	3547	8 13	8 22	10
3502	5 27	5 31	5	3548	8 13	8 16	4
3503	5 27	5 27	1	3549	8 13	8 18	6
3504	5 31	6 5	6	3550	8 14	8 14	1
3505	6 2	6 12	11	3551	8 14	8 17	4
3506	6 5	6 7	3	3552	8 15	8 18	4
3507	6 5	6 12	8	3533	8 16	8 20	5
3508	6 6	6 6	1	3554	8 18	8 18	1
3509	6 12	6 21	10	3555	8 18	8 18	1
3510	6 12	6 17	6	3556	8 19	8 20	2
3511	6 12	6 23	12	3557	8 21	8 21	1
3512	6 16	6 21	6	3558	8 22	8 23	2
3513	6 16	6 26	11	3559	8 23	8 23	1
3514	6 17	6 22	6	3560	8 23	8 23	1
3515	6 19	6 29	11	3561	8 28	9 1	5
3516	6 20	6 26	7	3562	8 30	8 30	1
3517	6 21	6 21	1	3563	8 30	9 10	12
3518	6 22	6 22	1	3564	9 9	9 16	8
3519	6 28	7 3	6	3565	9 10	9 22	13
3520	6 28	6 30	3	3566	9 16	9 16	1
3521	6 30	7 12	13	3567	9 16	9 16	1
3522	7 3	7 5	3	3568	9 16	9 26	11
3523	7 3	7 7	5	3569	9 21	9 23	3
3524	7 5	7 7	3	3570	9 23	9 26	4
3525	7 7	7 7	1	3571	9 25	9 25	1

3572	9 25	9 26	2	3611	2 4	2 10	7
3573	9 25	9 26	2	3612	2 4	2 8	5
3574	9 30	9 30	1	3613	2 16	2 23	8
3575	9 30	10 8	9	3614	2 19	2 19	1
3576	10 6	10 8	3	3615	2 20	3 3	12
3577	10 8	10 8	1	3616	2 20	3 4	13
3578	10 9	10 12	4	3617	2 22	2 23	2
3579	10 9	10 15	7	3618	2 23	2 23	1
3580	10 10	10 22	13	3619	3 2	3 4	3
3581	10 12	10 15	4	3620	3 2	3 9	8
3582	10 18	10 18	1	3621	3 6	3 9	4
3583	10 18	10 19	2	3622	3 13	3 16	4
3584	10 19	10 20	2	3623	3 16	3 16	1
3585	10 19	10 20	2	3624	3 17	3 17	1
3586	10 22	10 22	1	3625	3 17	3 17	1
3587	10 26	10 26	1	3626	3 17	3 17	1
3588	10 28	10 28	1	3627	3 17	3 17	1
3589	11 7	11 7	1	3628	3 17	3 27	11
3590	11 7	11 7	1	3629	3 20	3 20	1
3591	11 7	11 11	5	3630	3 20	3 20	1
3592	11 11	11 15	5	3631	3 20	3 31	12
3593	11 11	11 11	1	3632	3 20	3 27	8
3594	11 11	11 11	1	3633	3 30	3 31	2
3595	11 15	11 20	6	3634	3 31	4 7	8
3596	11 26	11 29	4	3635	4 2	4 5	4
3597	11 28	11 28	1	3636	4 7	4 7	1
3598	11 28	11 29	2	3637	4 14	4 20	7
3599	12 6	12 10	5	3638	4 14	4 16	3
3600	12 20	12 20	1	3639	4 14	4 24	11
3601	12 22	12 23	2	3640	4 15	4 22	8
3602	12 23	12 23	1	3641	4 21	4 25	5
3603	1962 1 5	1962 1 5	1	3642	4 25	5 4	10
3604	1 15	1 15	1	3643	5 2	5 2	1
3605	1 15	1 15	1	3644	5 2	5 7	6
3606	1 22	1 29	8	3645	5 7	5 14	8
3607	1 22	1 28	7	3646	5 10	5 12	3
3608	1 26	2 5	11	3647	5 10	5 18	9
3609	1 27	1 27	1	3648	5 17	5 21	5
3610	1 29	1 29	1	3649	5 21	5 31	11

研究上表之觀測成果，在最近17個月期間所觀測之201群黑子群中，僅一日消失之黑子有71個，約佔總數35%。能活動二日至四日之黑子有44個，約佔總數22%。能活動五日以上之黑子有86個，約佔總數43%。一年餘來，幾乎有三分之一之黑子僅出現一日而消失。此顯示太陽黑子現已逐漸趨近於極小期，出

現之黑子群多為小黑子而壽命較短之故。

十一、黑子之影響

太陽黑子之盛衰週期，為11年。隨黑子盛衰而有同一週期者，則為光斑，其次為太陽的輻射熱，日珥的多寡，與日冕光芒的伸展方向等，皆與黑子的多

少有關。據研究所得，黑子的增減為太陽活力增減的表現。黑子增加，即表示太陽活力強盛，故輻射熱亦能同時增大。反之黑子減少，即為太陽沉寂休息時期，而輻射熱亦隨之減少。據氣象所天文臺觀測，1954年為黑子最少期，1957年為黑子最多期，但據該天文台所觀測之太陽常數而論，以1953年為極小，1956年為極大。即太陽輻射熱之極小極大極端值之年份發生於黑子極小極大期之前一年。照黑子增減表示太陽活力的盛衰而推測，此並非不可能，須繼續研究。隨黑子增減而發生影響者，則為地磁力的變化。黑子多的一年，磁暴 (Magnetic storm) 亦多，地磁的周日變化亦大。每年平均起來，磁擾 (Magnetic Disturbance) 的數目與黑子數目同漲落。更厲害的磁暴，常於出現大黑子群時而發生。磁暴發生時，有地電流 (Earth currents of electricity) 隨之而生，此種地電流的強度，常足干涉無線電波而起特殊變化。據研究所得，自1875年至1903年，發生19次大磁暴，是時大黑子群在太陽面中央子午線附近。平均來說，大黑子群通過太陽面中央子午線25小時以後，發生磁暴。據氣象所天文臺觀測，1958年3月31日出現之大黑子群及1961年7月14日過太陽中央子午線之大黑子群均已干涉地面無線電波而使無線電通訊受阻。今後出現之大黑子群，將繼續研究其對無線電波之干擾。至於南北極光之變化，日珥的多寡，亦與黑子週期相關。極光及日珥數目的變化，應與黑子曲線的升降一致，惟尚須長期研究。黑子的增減，既為日面擾亂的表示，而日面的擾亂，則可能影響到地球氣象的變化。近世以來，關於此點頗引起一般氣象學者的注意，於是旁推側考，力求二者變化的關係，俾黑子多少，成為研究氣象變化的好資料。

據 Walker 研究太陽黑子年平均值之變化，與氣壓、溫度、雨量的關係，發現在中緯度和高緯度，太陽黑子的盛衰與氣壓有相反的關係，但甚微弱。在熱帶印度洋，是負相關，有數處很為明顯。在太平洋則是正相關。溫度之變化與太陽黑子的關係，發現在熱帶是負相關，在中緯度與高緯度及沿海的海洋氣候，也是負相關。當緯度增高而大陸性的氣候加強時，

則漸變為正相關。至於雨量與太陽黑子的關係，雖在鋒面與氣旋區域發現有正相關的現象，但不明顯，尤以熱帶多地形雨的區域為甚。又據其他氣象學者的研究，謂黑子最多時，地球氣溫似較低，每黑子數目變更一百時，則各地氣溫的變化，可能達攝氏半度至一度。至於雨量等的變化，亦似與黑子之多少有關，惟尚未有確實的結論。

關於地球上氣候的變化，原因甚多，太陽黑子週期是否能直接影響氣候的變化，此問題到現在學者尚未獲得正確的答案。究竟如何，有待於繼續觀測和研究。

十二、結 論

本研究專題，一年來除利用氣象所天文臺四吋赤道儀逐日觀測和研究太陽黑子之變化以外，並計算過去觀測成果，研究有關太陽物理方面之文獻，與 Zurich 天文臺及格林維基天文台發表之成果作比較研究，而獲得結論。

研究史書記載，證實我國在二千年以前即已發現太陽黑子，而西洋發現黑子，則遠較我國為遲，故我國為發現太陽黑子之最早國家。黑子之成因，曾引論數種學說加以研究，以 Hale 氏學說較為合理，Hale 氏認為黑子係日面之渦動氣流。黑子之觀測方法，Wolf 相對數及黑子總面積之計算方法，以作者之經驗，曾作詳細研究及討論。關於黑子極大極小週期之研究，曾研究 Zurich 天文台，格林維基天文臺及氣象所天文台歷年之觀測成果，而證實黑子盛衰週期之真實性。黑子在太陽面南北半球之分佈，曾根據觀測成果，求出黑子在太陽面南北半球之緯度極端值，而確定黑子在日面之分佈範圍。黑子在日面之移動及太陽自轉週期，係隨日面緯度而異其值，已詳加討論。黑子之壽命，曾根據最近17個月來之觀測成果，詳加研究。

黑子之盛衰，已證實與太陽輻射熱的加強或減少，地磁力的變化，無線電波所受的干擾和地面氣象的變化有關。惟須繼續觀測和研究，以求獲得更進一步之結果。(完)



民國五十年颱風調查報告

預報科
研究室

第三號 颱風勞娜

Report on Typhoon "Lorna"

Abstract

Typhoon "Lorna" first appeared at west of Marianas on 19th August 1961. Its wind force increased rapidly to the stage of a typhoon two days after its birth. On 22nd August, typhoon Lorna was retarded over the sea to east of the Philippines. She moved northwest towards the east coast of Taiwan on the morning of 23rd August.

She landed at southern coast of Taiwan on the morning of 25th then traversed the Island and Taiwan Strait. Finally it hit the coast of mainland China in the night of 25th.

Damages reported during the passage of this storm were mainly happend in southern Taiwan. Three men had lost their lives in the storm and more than one hundred houses had been demolished.

The highest wind velocity recorded at Lanyu was 43.3 m/sec and a maximum total amount of rainfall at Hengchun was 283.1 mm.

一、勞娜颱風之發生與經過

〔8月中旬當凱西颱風 (Kathy) 侵襲日本九州後急趨減弱而結束其狂暴生命，此時熱帶輻合面南下退落至北緯20度以南，沿此面上在中國南海，菲島東方海面熱帶性低氣壓時生時滅，均未能發展成為熱帶風暴。8月19日雅浦島 (Yap) 西北方海面 (約在北緯13.5度東經134度) 有一熱帶性低氣壓開始醞釀，並逐漸向西北方推進，此為勞娜颱風生成之始。

圖1為8月

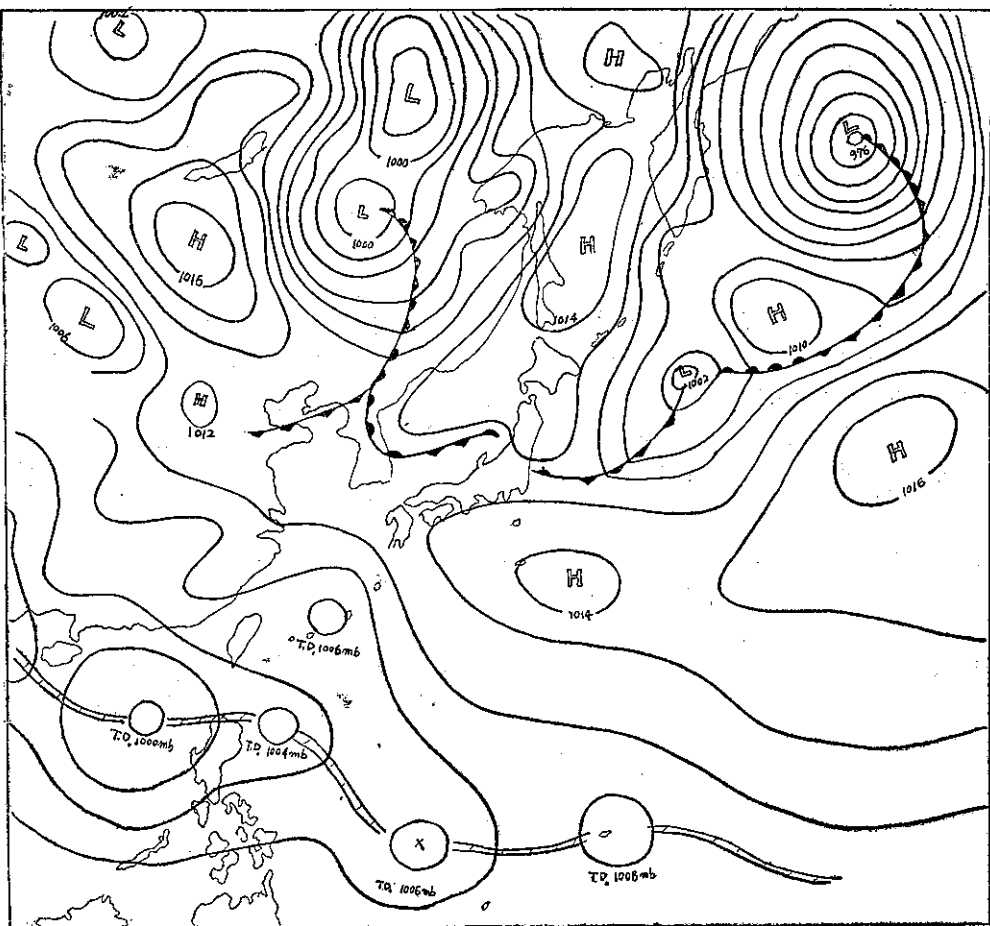


圖1：民國50年8月19日8時地面天氣圖

19日8時地面

天氣圖，沿間熱帶輻合面上熱帶性低氣壓叢生，向西北西方漂移，北太平洋高氣壓向西伸展，其邊緣達日本南部，於島島海面構成一高氣壓。圖2為當日20時700mb之高空圖，北太平洋高氣壓發展，其邊緣向西伸至中國大陸，自北緯20度至30度之廣闊地域構成一高壓脊，為熱帶海洋性氣團（Tm）所籠罩，西太平洋低緯度之廣闊海域為均勻之偏東氣流。

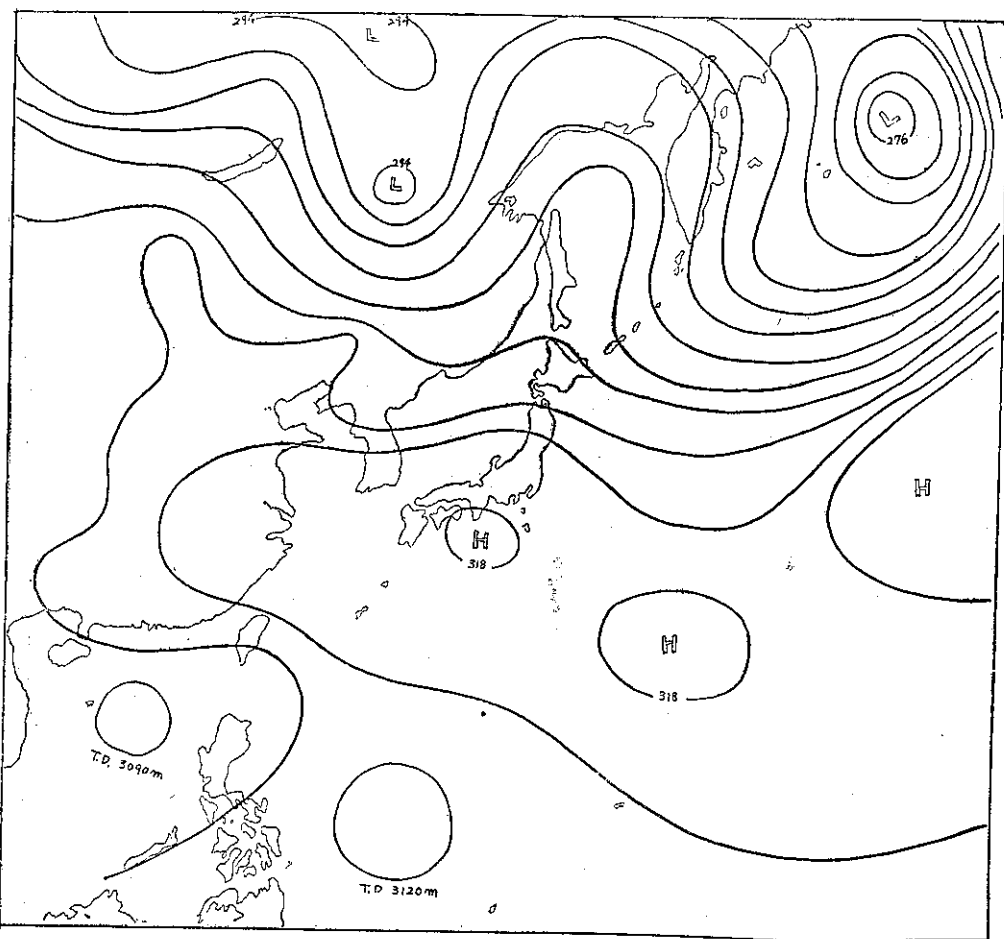


圖2：民國50年8月19日20時700mb 高空圖

勞娜颱風係由於東北信風（Tm）與自南半球跨越赤道而北上之西南季風（Em）在加羅林群島海面互相激盪而生成者。該熱帶性低氣壓生成後沿北太平洋高氣壓南邊向西北推進，嗣後48小時仍未見其發展。至21日8時其中心氣壓亦僅降至1002mb，距其生成雖已經過兩天之久，但其中心氣壓僅降低4mb而已。此時700mb與500mb高空自北太平洋向西伸展之高壓脊漸次發展，在中國東海及華東一帶構成高氣壓中心，形成熱帶性低氣壓北面之一障壁，使其行徑被迫自西北轉向西方進行。同時中國南海之熱帶性低氣壓微呈發展向西移，隨之自南半球跨越赤道而來之西南季風湧至，助長其低氣壓性環流，使生成以來遲遲未發展之熱帶性低氣壓急劇發展並於12小時後成為輕度颱風。21日之20時該中心在北緯17.1度東經128.2度，中心氣壓降至992mb，最大風速增達每秒30公尺，暴風半徑擴展至200公里，已發展

至輕度颱風之強度，因而命名為勞娜颱風（Lorna）。

翌22日8時該颱風位於北緯16.6度東經126.8度，中心氣壓降至985mb，據美軍飛機偵察報告其最大風速已達每秒40公尺，暴風半徑擴展至240公里，已形成為中度颱風。此時颱風行徑因中國南海受強烈之西南季風湧入使該區氣壓升高，呈反氣旋環流擋阻颱風之西進，同時高空上有發展之高壓脊為障壁其北進成份被阻，乃呈異常路徑，被迫往東倒退，於12小時後即22日20時退至北緯16.8度東經127.5度海面，此時颱風之最大風速增達每秒57公尺，已達強烈颱風之強度。此後由於高空之高氣壓衰退成一狹長之高壓帶於中國東海及華中，並有繼續退縮之趨勢，因而勞娜颱風仍恢復其正常行徑以每小時8公里之速度向西北推進，於24小時後加速至每小時20公里之速度指向臺灣東南沿海推進。

勞娜颱風於24日8時抵達北緯19.8度東經123.9

度，此時據美軍飛機偵察報告，中心氣壓為 947mb，最大風速每秒 65 公尺，6 級以上暴風半徑 320 公里，颱風眼直徑為 35 英里，其強度顯已到達最高峯。

此時本省東南沿海已逐漸進入暴風圈，蘭嶼已測得 7 級強風，25 日晨 2 時颱風抵達恒春東南東方 120 公里處即北緯 21.7 度東經 121.7 度處，此時颱風因受臺灣中央山脈峻峭地形之影響，颱風環流受阻，其威力減弱中心氣壓升高至 960mb，最大風速亦減至每秒 51 公尺，暴風半徑減縮為 250 公里。勞娜颱風於 25 日晨 6 時在大武南方 20 公里處登陸，於臺中苗栗間及屏東平原誘發副低氣壓，未幾即行消失。颱風登陸後急趨減弱，中心氣壓升高為 970mb，最大風速減至每秒 40 公尺，而成為中度颱風，於當日 10 時自

臺南南方出海，橫越臺灣海峽，於次晨 2 時自廈門附近登入大陸，繼續減弱，至 28 日晨消失於華中而結速其為期九天之生命史。茲附勞娜颱風飛機偵察報告表及勞娜颱風行徑圖如表一及圖 3 以資參考。

圖 4 所示為勞娜颱風中心氣壓及最大風速之變化圖。勞娜颱風之全部生命史可分為四期，由 19 日熱帶性低氣壓生成至 21 日 20 時，該熱帶性低氣壓發展達輕度颱風之期間為勞娜颱風之發生期 (Formative stage)。此後至 24 日 8 時為其發展期 (Immature stage)。此期間計 60 小時，其中心氣壓降低 42mb，平均每小時降低 0.7mb，其中 24 日晨 2 時至 8 時 6 小時內，中心氣壓自 970mb 急激降至 950mb，其降低幅度達 20mb，每小時平均降低 3.7mb。自 24 日 8 時至 24 日 20 時為其最盛期 (Mature stage)，24 日

20 時以後為勞娜颱風之衰弱期 (Decay stage)。在此期間中颱風橫越本省南部經臺灣海峽自廈門附近登入大陸迅即減弱消失於華中。圖 5 所示為勞娜颱風橫越臺灣南部時地天氣圖。

二、台灣各地之氣象情況

臺灣東南部各地自 24 日晚，當勞娜颱風抵達恒春東方約 200 公里海面時，逐漸進入暴風範圍，但風勢不大，除颱風登陸地區附近之大武、恒春等地

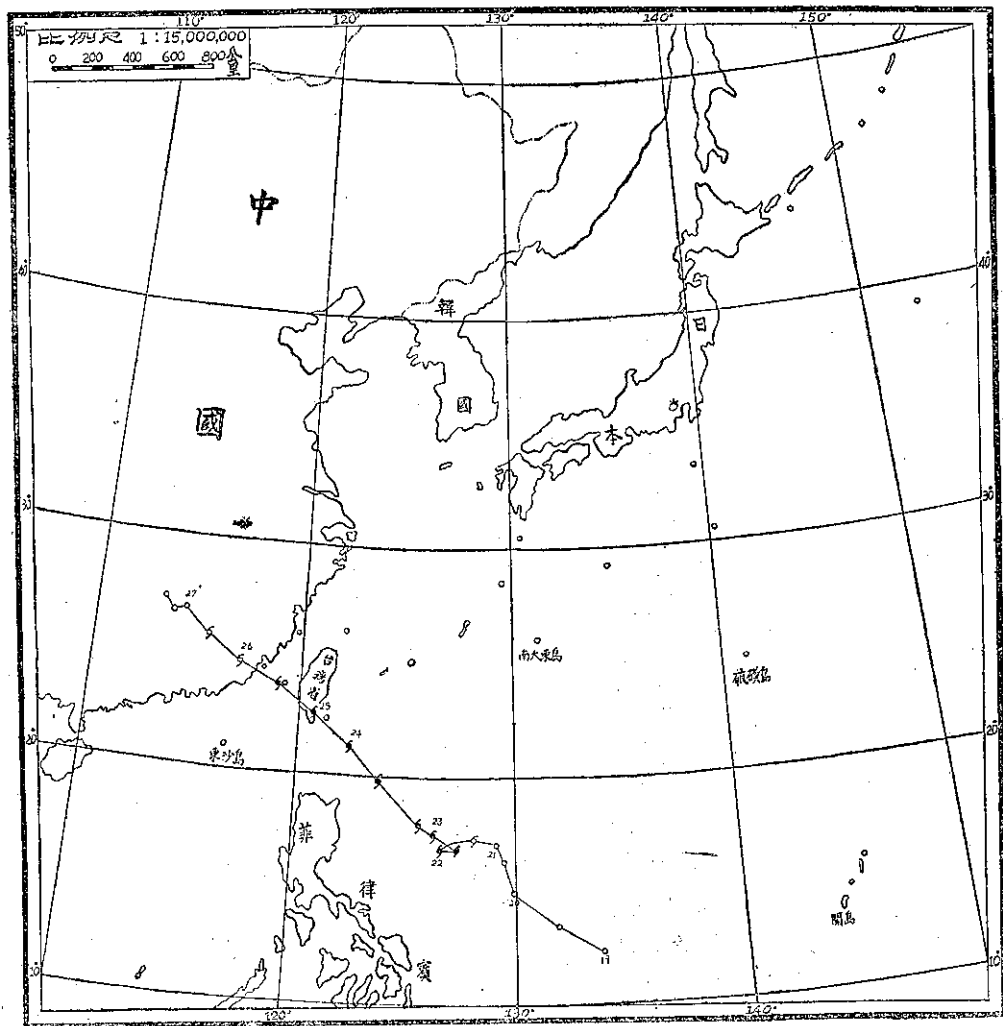


圖 3：勞娜颱風行徑圖

表一：勞娜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		
22 12 00	16.8	127.5	Reson	—	115	—	—	
22 18 00	17.0	127.0	ACFT. Radar	—	120	—	—	
22 22 30	17.3	126.6	Loran	3	110	SE	—	700mbs height 9490f'ts. Temp. 18.0°C Dew point 18.0°C Slp 976mbs. Turb light in SE quadrant. Eye filled wall cloud S-W. Open N-NE. 7/8 Sc tops 3000f'ts. Ovest Ac base 15000f'ts.
23 09 00	17.8	126.1	Loran	7	—	—	—	Eye filled 7/8 Sc Ovest Ac
23 22 30	19.4	124.2	Loran	2	130	—	35	700mbs height 9000f'ts. Temp 18.0°C Dew point 12.2E Slp 947mbs Turp. light SE quadrant open Actvty TSTM NW quadrant. center calm 2/8 As 15000f'ts. Rain showers in eye.
24 06 00	20.6	123.2	Land Radar					
24 18 00	21.9	121.5	241500Z Land Radar					
25 00 00	22.6	120.9	242100Z Land Radar					
25 06 00	23.6	119.5	250130Z Land Radar					

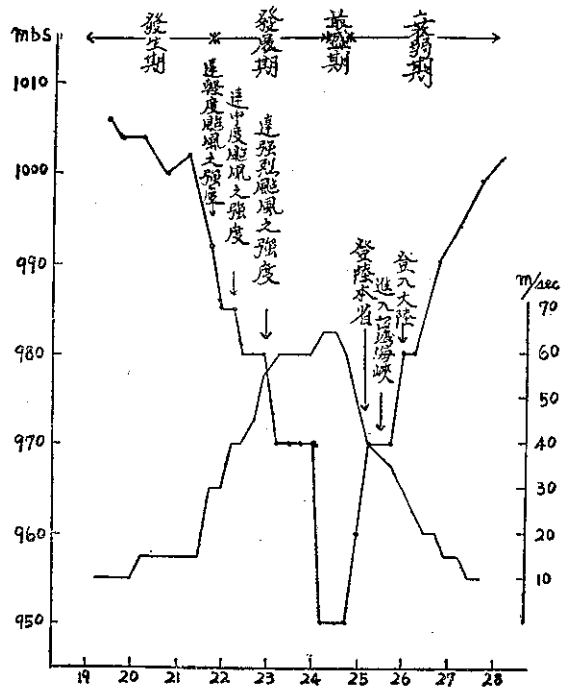


圖 4：勞娜颱風之中心氣壓及最大風速變化圖

於颱風登陸前後二、三小時始發現 9 級暴風外，其他各地僅為 6~7 級強風而已，未及半日即恢復正常。

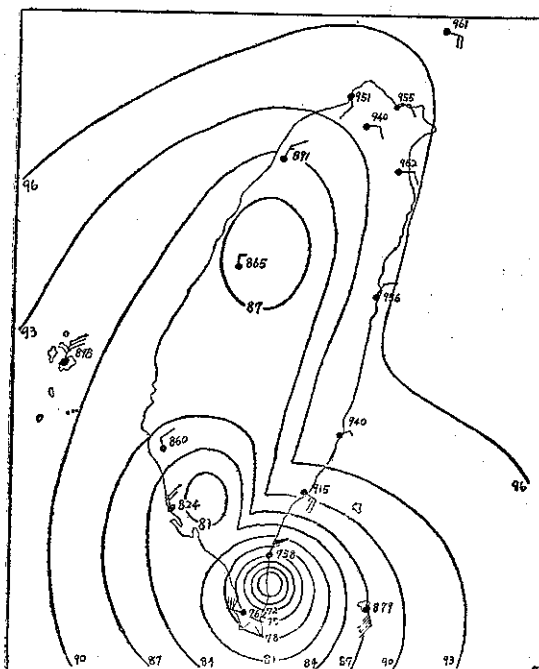
勞娜颱風侵襲臺灣期間中之氣象要素，據臺灣省

氣象所所屬各測候所之颱風報告所整理之結果如表二

。茲將各地氣象要素之特性分述於後。

A. 氣壓

勞娜颱風侵襲期間中之 25 日 6 時 03 分在大武所測



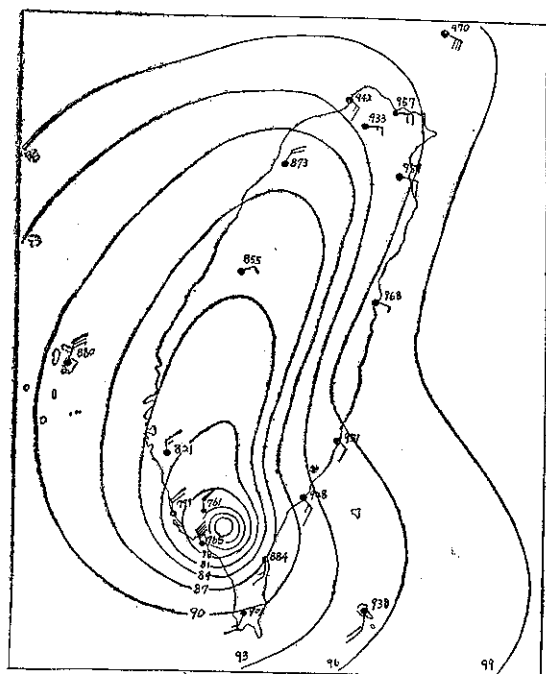


圖 5 b：民國 50 年 8 月 25 日 8 時天氣圖

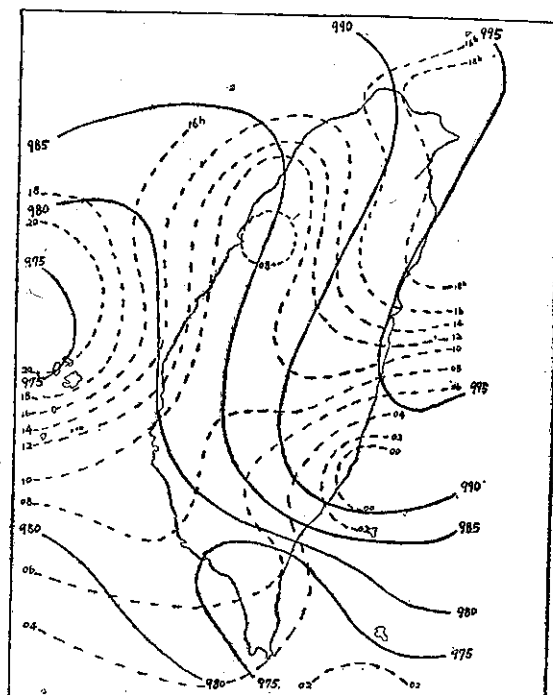


圖 7：勞娜颱風過境時臺灣各地之最低氣壓及其出現時刻分佈圖

得之 973.8mb 爲此次颱風之最低海平面氣壓之實測值，而在恒春測得之 974.6mb 居其次，係於 25 日 5 時 30 分所測得者。圖 6 爲勞娜颱風登陸時之大武測候所之氣壓及風向風速變化圖。大武自 25 日晨 1 時起氣壓以每小時 4.3mb 之速度下降，於登陸前一小時即 25 日晨 5 時至 6 時間降低 8.0mb 於 6 時 03 分測得此次颱風過境時氣壓最低值 973.8mb，此後急驟上升逐漸恢復正常。圖 7 所示爲勞娜颱風過境時臺灣各地之最低氣壓及其出現時刻分佈圖。臺東之最低氣壓高於大武，但其發現時刻則早於大武所測得之最低氣壓發現時刻，此係勞娜颱風於登陸前其颱風環流受臺灣峻峭之地形所阻而其威力急激減弱所致。

B. 暴風

臺灣北部沿海及東部海面首先受勞娜颱風影響，24 日晨即有 6 級以上暴風，臺灣東部陸地遲至該日傍晚風勢開始增強，但不甚強烈，至颱風登陸前 6 小時始有 8 級暴風發現於大武恒春地區。此次颱風侵襲期間以蘭嶼之暴風爲最強烈。24 日 12 時已有每秒 25 公尺之北北東風發現；至 16 時風力已達 31.2 公尺，此後稍行減弱約爲每秒 20 公尺左右，於 25 日晨再行增強，至 25 日晨 2 時 20 分到達最高峯每秒 43.3 公尺之北北東風，此爲勞娜颱風過境時最大風速實測值。

次爲大武之每秒 28.3 公尺，風向北北東，係發生

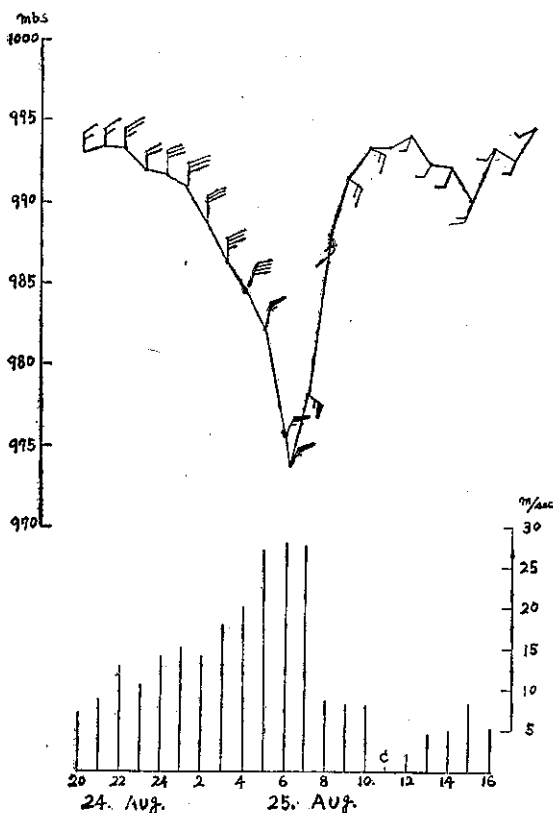


圖 6：大武測候所之氣壓及風向風速變化圖

表二：勞娜颱風侵襲臺灣時各測候所之氣象觀測表

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	994.7	25	15	00	19.2	ESE	25	18	00	24.2	ESE	995.5	27.9	87	25 18 06	16.9	24 12 45 25 11 52	24日6時—26日9時
鞍 部	* 749.1	25	16	00	20.0	S	25	16	00	—	—	—	—	—	—	62.0	24 09 00 25 07 50	25日5時—21時
竹子湖	* 695.15	25	16	00	7.3	SE	25	15	00	—	—	—	—	—	—	38.3	24 07 32 25 15 20	
淡 水	987.8	25	15	25	20.3	SE	25	15	00	—	—	—	—	—	—	1.1	25 05 28 25 07 10	25日14時—17時
基 隆	992.4	25	18	10	14.0	SE	25	15	10	21.5	SE	993.5	29.4	78	25 15 08	29.0	24 00 00 25 19 40	24日21時 25日9時— 11時, 14時, 15時, 17時, 18時, 20時
臺 北	991.1	25	16 17	00	11.2	SE	25	13	20	20.0	ESE	992.6	29.5	80	25 10 03	37.7	24 05 25 25 15 10	24日9時—16時
新 竹	985.1	25	09	30	12.2	NE	25	09	00	17.2	ENE	985.3	33.4	60	25 09 50	12.0	24 09 47 26 08 15	25日9時—12時
宜 蘭	993.6	25	16	00	12.0	ESE	25	13	00	16.0	ESE	994.3	29.0	84	25 12 35	67.5	24 05 15 25 17 45	25日12時—14時
臺 中	985.3	25	08	04	5.2	SW	25	12	00	9.2	SSW	987.6	29.2	83	25 11 56	1.2	25 03 08 25 23 52	
花 蓮	994.84	25	16	00	11.7	NE	24	16	50	16.0	NE	996.4	29.6	78	24 16 40	134.1	24 06 50 26 01 16	
日月潭	* 598.1	25	08	00	8.7	SE	25	10	30	—	—	—	—	—	—	5.2	24 08 00 25 17 40	
澎 湖	977.0	25	19	05	19.8	SSW	25	20	45	24.7	SSW	987.0	26.0	92	25 20 48	64.0	24 13 37 27 02 26	25日 7時—12時 18時—26日1時 5時—7時
阿里山	* 562.30	25	09	00	5.3	SSE	25	17	20	15.0	SSE	564.4	14.8	94	25 16 40	71.5	24 18 05 26 15 30	
玉 山	* 7310	25	07	00	29.8	E	25	07	40	—	—	—	—	—	—	108.1	24 06 33 26 14 10	25日6時—21時, 24 時
新 港	992.4	24	15	20	14.0	NNE	24	23	50	19.1	N	993.3	26.4	95	25 03 55	184.6	24 06 30 26 07 50	24日15時, 16時, 18 時, 21時, 23時—25 日1時14時, 26日1時
永 康	982.7	25	09	00	20.0	E	25	10	00	23.3	E	984.4	26.4	93	25 10 15	129.9	24 08 40 26 08 49	25日9時—21時
臺 南	980.8	25	08	36	13.0	E	25	10	00	32.3	ENE	981.3	26.5	93	25 09 46	104.9	25 00 04 26 10 40	25日9時, 10時
臺 東	989.9	25	03	25	17.0	E	25	04	00	23.0	NE	994.2	25.4	100	25 00 30	115.9	24 09 00 25 24 00	
高 雄	977.0	25	08	48	17.0	W	25	08	50	—	—	—	—	—	—	140.5	24 09 50 26 06 35	
大 武	973.8	25	06	03	28.3	NNE	25	05	20	37.6	NNE	982.2	26.3	98	25 05 15	191.3	24 06 22 26 09 35	24日22時—25日7時
蘭 嶼	975.3	25	02	22	43.3	NNE	25	02	20	51.0	NNE	991.0	26.0	96	24 14 12	38.7	24 11 00 25 18 11	24日12時—25日21時
恒 春	974.6	25	05	30	20.8	WNW	25	05	30	26.4	WNW	974.8	25.4	99	25 05 06	283.1	24 06 24 25 18 25	25日4時—7時
鹿林山	* 540.90	25	06	35	12.3	W	25	13	10	—	—	—	—	—	—	77.7	24 18 00 25 18 00	24日21時—25日1時

*重力值(mm)

於25日05時20分，風力6級（每秒10公尺）以上之暴風繼續時間以北部海面及東部海面較久，約有50小時，以臺灣本島而言，基隆之12小時最久，次之為大武之10小時。臺中與花蓮兩地均無6級以上之暴風發現，尤其臺中在此時颱風過境時所測得最大風速僅為每秒5.2公尺之西南風而已。

C. 降雨

勞娜颱風接近本省時，東北部自8月24日晨即開始降雨，西南部各地降雨開始時間較遲，約於25日晨開始降雨。圖8為勞娜颱風過境時之臺灣總雨量圖，如圖所示向風面之臺灣東部地區及颱風中心經過之屏

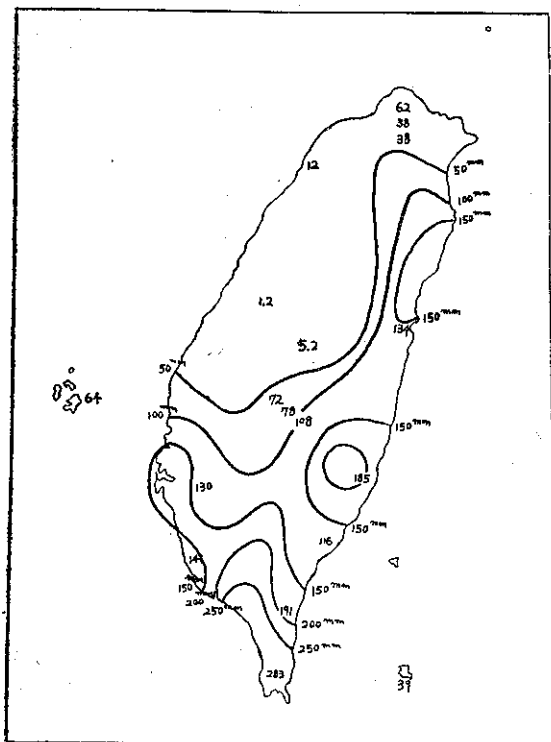


圖8：勞娜颱風之總雨量分佈圖

東縣雨量較多，有200至300公厘。臺灣西南部平原雨量甚少，均為50公厘以下，其中臺中、苗栗、新竹等縣沿海地區僅有2至3公厘之微雨而已。

三、災害調查

此次勞娜颱風過境因其登陸後威力急激減弱，除臺東、屏東、高雄等縣市有一短時間之大風雨外，其他各地均為陰天無風，或為輕風微雨，均無災害發生。據臺灣省警務處之調查統計，死亡人口3人（高雄市），輕傷3人（屏東縣），災民167人，房屋全毀133間，半毀111間。

茲將主要受災情形誌後以資參考：

A. 鐵路方面：

1. 縱貫線：高雄至高雄港間泥土埋沒軌道30公尺，交通一時中斷。
2. 屏東縣：南州至社邊間第三車路墩橋路軌塌方，但仍可通車。又潮州至崁頂間田寮橋枕木墊浮起，不能通車。
3. 東線鐵路：溪口至平林段路軌沖毀100公尺，接駁通車。

B. 公路方面：

1. 蘇花公路
 - a. 洛韶至薛家場間塌方12公里，交通中斷。
2. 宜蘭支線
 - 75公里處塌方1公里，交通中斷。

C. 電訊方面：

除屏東與各警察分局，鳳山與旗山，六龜及臺東大武間電話不通外，其他各地通訊良好。

D. 水利方面：

- a. 高雄縣下堤防沖毀一處，111公尺。
- b. 臺東縣下水利沖毀1處40公尺。

（鄭邦傑 ChengPang-cheh）



氣候變遷的新發現

戚啓勳節譯

冰河紀已經過去

了大約有二十五萬年

到一百萬年，此刻我們正生活在一段氣候變遷的交替時期。以往有過四次，巨大冰川幾乎覆蓋了地球上陸地的三分之一。這些冰河期之間，冰雪大量損耗，很多水份從陸地轉入海洋，有的自冰河流出，被海洋包圍的冰河旁邊直接裂開，無數冰山向赤道漂流，一路融解。此種冰河消融可以使海面上升數百呎。因此現在的洋面大約要比第四次冰河期極盛時高出約三百呎。

南極洲和格林蘭最大的冰河冠到現在還存在著。另有數千較小冰河，像：阿爾卑斯山、喜馬拉雅山、安得斯山、斯干的納維亞、阿拉斯加、巴芬地、和落磯山等。假定所有這些冰河都融解，海面還會升高約二百呎。沿海數哩的陸地都將被海水淹沒，這就是假定第四次大冰河期真正衰退時的現象。

相反來說，我們也很可能生活在一個冰河僅不過暫時衰退的時代，因而不致於再繼續消融冰川使海面上升，而是再一次構成巨大冰層，海面因而低落。這種現象看來可能性也許更大。當然，在我們後輩三代以內決不會出現，要有也在今後一兩萬年之間。這樣對將來的人類自然會有重大影響。

此刻就像鐘擺正垂直地面一樣，還不知道究竟擺到那一邊？擺動的快慢怎樣？這些都是科學上的難題。要想得到它的答案先要多瞭解過去氣候，確定氣候變遷的根本原因。只要原因知道，就可以用外延法來預測將來。這樣人類不僅可以展望數千年後的事物，還能預測五年、五十年、甚至五百年後的一般氣候情況。

我們也許在不久的將來就能找到氣候變遷的根本原因。因為最近用核子物理學來確定氣候事態的年代已遠較過去方法為準確；地球化學 (Geochemistry) 新近的發展也提供了不少上古時代溫度的準確資料。最近我們也逐漸明瞭天文物理學的日球現象及其和地球上大氣行為的關係。火箭和人造衛星對於大氣上層的觀測，已開始對太陽輻射和氣海上層物理方面的相互作用提出嶄新而具有關鍵性的資料。所有這些，再加上使用電子計算機分析大氣環流的複雜問題，必能

迅速確定氣候變遷的全部過程。

氣候變遷的年代表

重要氣候變遷的自然力，進行得非常緩慢，它的後果很不容易看出來。人的一生太短，絕對看不到廣大地區氣候長期演變的趨勢。

重要氣候變遷在整個地球的生命史上已經有了三十億年以上。現在看來，冰河紀似乎在二十九萬年前開始。以此作為基礎，其間主要冰河期和氣候概況的年代表如下：

年代(千年數)	冰 河 事 件	氣 候 概 況
290—265	第一冰河期	寒冷
265—200	第一冰河交替期	溫暖潮濕
200—175	第二冰河期	寒冷
175—125	第二冰河交替期	涼爽乾燥
125—103	第三冰河期	寒冷
103—75	第三冰河交替期	溫暖潮濕
75—11	第四冰河期	寒冷
6		溫暖潮濕(「最適氣候」)
5		較涼爽但仍暖，從這一世紀到下一世紀溫度和雨量都略有變動
(到現在)		

為了使這一張年表更易於理解，羅塞爾 (R. J. Russell) 曾作一比照，假設冰河紀是在一年之內，用來比照歷史上的重要事件，原表如下：

一月一日——二月一日	第一冰河期
二月一日——四月二十四日	第一冰河交替期
四月二十四日——五月二十五日	第二冰河期
五月二十五日——七月二十七日	第二冰河交替期
七月二十七日——八月二十五日	第三冰河期
八月二十五日——九月二十九日	第三冰河交替期
九月二十九日——十二月十八日	第四冰河期
十二月二十五日晚間	暖濕之「最適氣候」
十二月二十八日中午	釋迦牟尼誕生
十二月二十九日上午	基督降生
十二月三十日下午七時三十分	哈斯定 (Hasting) 戰爭 (1066)
十二月三十一日上午九時三十分	哥倫布發現新大陸
十二月三十一日下午八時五十分	林肯當選總統

十二月三十一日下午十一時五十八分 去年
十二月三十一日子夜 今年

有許多研究冰河紀年代的科學家並不完全同意羅氏的年代表，但一般顯著事態則無異議。如像冰河期和冰河交替期的久暫比較，冰河期歷時變動很大，以及最近一次冰河期終止以來經過年代極短。這些廣大事態提供考慮過去氣候的基本資料，有助於推斷未來最可能的演變。

古代的氣候

冰河紀以前的地質時代稱為「第三紀」(Tertiary)，維持了半億到一億年。這一段長時期的氣候比任何時期都要溫暖。在第三紀最初一兩千萬年，倫敦附近都還有熱帶的棕櫚和果樹；北美的猶康(Yukon)盆地有許多木蓮和熱帶羊齒類植物；歐洲的熱帶和亞熱帶森林中有人猿和猴子居住；北緯五十度的海岸以外還有鰐魚。」

約在距今一千萬年，第三紀告終，氣候開始逐漸變壞，棕櫚和其他熱帶植物漸向赤道遷移；習於溫暖的動物在歐洲消失，亞美非洲的情形也是一樣，甚至在南極洲都能看出這種變化。第三紀中期，南極洲還有許多針葉樹，但至第三紀終了，由於冰川之寒冽而樹木大為減少。

隨着氣候的逐漸惡化，冰河紀取代第三紀。在一千年之內構成了廣大冰層，跨越大陸向赤道伸展，北半球尤為顯著。在北美，自格林蘭、巴芬地、拉布拉陀、和落磯山伸向南方。美國北部多數地區都被冰雪掩蓋。在歐洲，冰河中心位於斯干的納維亞，第二中心在阿爾卑斯山。亞洲冰河較少，自喜馬拉雅等山脈伸出，延展到西伯利亞和中央亞細亞。南半球冰河冠較小，以南美安德斯山和中非諸山為主。南極洲的冰冠達於極盛，遠非目前可比。即使澳洲和夏威夷也有冰河，雖然這些冰河從未到達過厚以數千呎計算的真正冰層。

四大冰河期的第一次停留約兩萬五千年，後來因為冰層的損耗，第一次冰河交替期限踪而來。中高緯度一帶溫度升高雨量增加。此另一氣候特徵保持約六萬五千年。後來又建立冰冠向外擴張。雖然並非任何事態都有規律的週期，但第三第四次冰河期就這樣重複到來，中間都有比較溫暖的冰河交替期。

這些事態都是根據全球各地搜集得數千種地質和動植物方面發現的事跡而加以推斷。每次冰河都留下記號，有以溝槽方式刻在岩床上（這裡堅硬的岩石碎片帶入流動冰河的基層冰中，切斷下面的岩石）；有

以沉積外來物質方式，由冰河在某處揀來，沉積在幾百哩外的另一處；以及它種導源於冰河的形式。動植物遺留的化石也是一種重要資料，尤其是考查氣候變遷。因為當冰川向赤道推進時，動植物因為要找尋適於它生存的地方，勢必要比冰河早一步移向赤道。當冰河衰退時，動植物重新又回到過去覆蓋冰雪的地方。這些當然並不是那樣均勻簡單，多因地而異並且很複雜，大多尚有待於進一步的解釋。雖然如此，這些全般性效應顯示一重要事實：動植物分佈隨着冰河的進退而遷移。

在最近一次冰河期過去之後，仍還繼續着冰河紀相當快的氣候轉變。這些晚近轉變的性質尤為西歐方面所習知。該處湖底沉澱中所發現的花粉顆粒經仔細鑑定後，對於重新估計古代氣候極有價值。布洛克斯(C.E.P. Brooks)描述 2500BC 以前的一般氣候情況如下：

一般說來，冰雪撤離後露出高低不平的赤裸陸地。低處成為湖澤，高處生長寒帶植物。隨後就轉為樺木，再變為松樹。約在 700BC 前後，氣候乾燥，夏季很熱，遍地榛樹。後來溫度繼續升高，水份也稍有增加(4500BC)，西歐全部被橡樹、楊樹、和榆樹的森林所盤據。楊樹有利於增加雨量，「最適氣候」(Climate optimum)就在此時開始。溫度大約比現在平均要高華氏五度。因此森林線也要比現在高得多。可是另一方面則傾盆大雨有利於泥煤的成長，並且(一千至一千五百年內)很多大森林被泥煤所埋葬。這段時期一直延到 2500BC 溫度才逐漸下降……

約在 2500BC 和基督時代，西歐有一段乾濕交替時期：乾期在 2200BC 前後，1200~1000BC，和 700~500BC。隨後有一特別潮濕時期，自 800~1200 AD。其餘時期都以乾暖氣候為主。歐洲其他地區和北美中緯度也有類似情形。

1890 年以後，北半球的溫度逐漸上升，有些地方早在 1850 年就已開始。這種增暖現象直到 1940 年才告終止，有些地方還逐漸下降。近世此種變遷從很多地方都可以看出來：實際觀測的溫度變化；斯干的納維亞和阿拉斯加等處冰河的退縮；內陸湖連年出現無冰期；森林線沿山坡向上移。中緯度如美國中部自 1850 至 1940 年溫度平均升高華氏二度，較高緯度如斯干的納維亞和史畢茨白根(Spitsbergen)平均幾乎要高華氏十度。低緯度像印度等處則溫度並無顯著變化。

這些氣候事態的順序(在近世、最近一次冰河期

以來的一萬一千年，以及冰河紀開始以來的二十九萬年）引起了兩個嚴重問題：最近的將來（指今後幾世紀內）氣候將怎樣演變？將來（一千年後）一次氣候大變動是否會把現在的冰冠全部融解，致使海面上升；或者又回到一次大冰河期？

從現在的事態推測將來

從以往半億到一億年的情況展望未來，1850年後溫度上升於1940年看來僅是一種小變動。預期今後幾世紀內的氣候，轉冷或轉暖的機會各佔一半。在不久的將來溫度當無顯著變化。

推斷較遠的將來，有三件事值得我們重視：第一，格林蘭和南極洲仍有大冰層存在，因此可假想近百年來冰河僅不過是暫時性的縮小，而非最後決定性的衰退。第二，中高緯度現在的氣候要比幾千萬年前的第三紀冷。第三，現在的溫度要比六千年前的「最適氣候」低。

由於冰冠業已存在，涼爽氣候正是冰河紀的特徵，況且現在的氣候比六千年前更冷，可見將來的氣候再來一次冰河期要比繼續增暖回到第三紀氣候的可能性更大。比照過去氣候變遷的步調，下一次冰河期的到來大約在今後一萬到兩萬年之間。

上項推斷是根據有利於此結論的事實所佔份量較重，才作此大膽的假設。近幾年內倘能得到更新的知識，必可作更可靠的推斷，這些知識有的已經握在手頭。

放射性時鐘和化學溫度表修正了歷代氣候的假設

過去我們都是非常概略地根據棕櫚化石的出現來推斷暖濕氣候；或者發現毛櫟花粉即以之代表寒冷氣候。決定年代的方法是估計積存這些刻有痕跡的化石和花粉沉澱物所需的年代；或者切割一棕櫚或毛櫟當初還是一株活樹時就已形成的河谷。比較準確一點的決定年代方法是：數出冰河期間或冰河期後沉積下來粘土層或鹽層的層數。因為這些鹽層逐年堆積（一年有兩套），由於湖水溫度有季節性變化之故，細粘土層或粗粘土層彼此相間。這種方法有時會得到相當好的結果。但也非經常可靠，因為可能會有接連幾年的鹽層完全被侵蝕掉，或者有幾年說不定會有重複的双套鹽層。

大多數地質學上的事件都只能非常粗枝大葉的決定年代。地質學家們到現在還不能一致同意第三紀究竟是在半億還是一億年前開始。

直到1940年羅瑟福爵士(Lord Rutherford)首次提出放射性時鐘的想法，才算真的有可能得到一種合理的確定年代方法，能用作地質學上的時間量尺。1896年巴克奎萊(Ahtoine Henri Becquerel)已經發現了鈾的放射性。隨後居里夫婦開始他們有名的放射性研究。羅爵士提出這種想法正好把巴克奎萊和居里夫婦好不容易得來的成果向另一方向推進了一步。

放射性元素經由不同型式的射線和質點發射而使原子和原子間不斷衰退。這種衰退產物是和原來化學元素不同的各種元素。因此鈾（在固體地殼內自然出現的元素）衰退而生釷、鉛、氦、和其他產物。羅氏見解的要點是：我們既已知道鈾的衰退率，那末只消比較已衰退和未衰退鈾的質量就能確定鈾源的年代。

他的意見非常正確。但其間也有許多困難問題，譬如說，衰退產物之一的氦是一種氣體，產生後自必立即散失在大氣中。測定鉛和釷的質量也很困難。但柯普(Kulp)有言：「此一開拓工作……表明地球至少已有二十億年的歷史，並藉此可建立一絕對性地質學上的時間量尺。」

第一具真正實用的放射性時鐘直到二次大戰後才製成，此次發展得力於趕成第一枚原子彈期間所得到核子物理學和技術學方面的知識。根據此項知識和隨後的研究，又出現了幾只新的放射性時鐘更為準確。美國芝加哥大學的李勃(Libby)教授和他的共同工作者即以碳14時鐘作為探測和求值之用。

地球上的大氣層不斷受宇宙線轟擊，由此而產生氮原子，它的原子量是14個單位。變為放射性碳的時候重量仍為14。但原來的碳原子量是12。由於大氣中各種氣體都能完全混合，碳14在整個大氣中分佈得非常均勻，經由植物吸收，在表皮內和原來的碳——即碳12結合。動物受植物飼養因而也得到碳14。

碳14對於動物植物既然分配得非常均勻，所以活的動植物（包括人）表皮內碳14和碳12都保持着某種比例。動植物吸收後不再能吸收碳，不論是碳14還是碳12。原來所含的碳12量唯有經物理上的腐蝕或化學上的置換才會減少。碳14既屬於一種放射性元素，它的減少不僅循上述途徑，且經由核子衰退而逐漸減少。可見碳14和碳12的比例當隨時日之消逝而改變，彷彿是一只時鐘，能在幾百年或幾千年後讀得已經歷的年代。根據歐洲棕櫚樹內部遺留的碳就可以確定它的年代。

碳14的衰退率只能用來確定四萬五千年內各種物

質的年代。超過四萬五千年，動植物所遺留碳14的份量太少，不易得到準確結果。即使在此時間限度以內，也不能絕對肯定，只能表出最可能的年代尚需加或減多少年作為準確度的彈性。茲舉一計算實例如下：

描 述	年代 (自1958年 向前推算)
西班牙—古代湖沼內泥煤所夾之渣屑 (以橡樹及松樹為主) 鑑定	4270±120
澳洲—巖洞內掘得之木炭鑑定	34000±3000

(以上為尼日蘭格羅寧寧(Groningen)大學實驗室中決定年代的實例)。

應用碳14放射性時鐘確定年代遠較它種計時技術為準確，因此對冰河紀幾乎整個起了革命。過去假設第四冰河期是根據冰層外圍在一萬八千年與六萬五千年間消失作為大體上的終止年代。但據碳14所確定的年代表示美國威斯康辛州在距今一萬一千年還有冰層，所以現在都以此作為最近一次冰河終止期。同樣地，溫暖而濕潤的「最適氣候」過去認為一定是八千年前，但碳14時鐘所示讀數為六千年。這些修正年代得出一重要結論：即使是主要氣候改變（足以帶來或消融巨大冰川面積達數百萬方哩者）也能在遠較以往假設為短暫的時期內出現（起迄全長在數千年之內）。

假設鈾和碳14是僅有的放射性時鐘，那末對於修正和確定太古時代重要氣候徵兆的年代仍有困難。好在我們已經知道有許多種放射性元素對修正過去氣候將極有助益。其中鏷 (ionium) 可以確定深海中四十萬年以內沉澱物的年代；鈾可用以估計有些火成岩的年代超過一億年。

核子物理學的新知識也已經提供了第二種重大發展工具，那就是化學溫度表。過去差不多都依據從岩石和沉澱物中找到動植物遺跡，自其分佈情況間接推斷溫度趨勢。1951年尤雷 (Urey) 和他的共同工作者表示：根據沉澱在深海內的有機體殘渣，測定內中各種氧分子的比例，就可以推斷當時的溫度。尤氏早年的研究已經表示氧原子有各種重量，和它的16單位標準原子量略有出入。在新形成的分子中以不同的比例組成，此種比例須視組成時的溫度而定。

安密雷尼 (Emiliani) 根據尤氏的發現，以及碳14和鏷所決定的年代，在1955年重繪過去四十萬年的海水溫度曲線。此曲線中顯示：距今約二十九萬年前溫度突然下降，由此推斷冰河紀從此時開始。這條曲線也表示「最適氣候」約在六年前。此後即不再有同樣溫暖的時期。

尤氏的化學溫度表目前是用在測定深海沉澱物中

有機體的殘渣。類似技術自可用於重繪湖沼沉澱物測得的溫度曲線；將來或許還可用到陸地上堆積物如像沙丘之類。甚至可能用化學技術提供有關濕度情況的類似資料。因為周圍濕度對於確定精細的化學變化非常有用。

氣候變遷的原因

冰河紀內主要氣候變遷的原因在理論上可舉出很多，像大氣中二氧化碳含量的改變；陸地變遷；火山爆發噴出大量塵埃因而掩蔽日射；南北極之改變位置；山嶺之建立改變了溫度型和雪量；地球繞日軌道之不斷變動；太陽輸出能的改變；以及北冰洋上冰塊融解和氣候增暖的修正作用。關於最後一項理由新近由愛溫 (Ewing) 和唐氏 (Donn) 提出，頗受擁戴，因此值得介紹：

愛溫和唐氏的學說關鍵在於：氣候增暖使北冰洋上的冰塊大量融解，因而使更多的冷水流向南方，於是整個中低緯度普遍轉冷。他們並且認為：北冰洋的冰如果融解得多，由於水面開放，藉蒸發作用而能供給大氣中更多的水氣，雨量乃增加，在鄰近陸地上冰河得以重建。但此項學說並不完善，主要因為它不能提出全球性氣候變遷的原因，亦未解釋何以南北半球會同時出現大冰河。查理何茲 (J. K. Charlesworth) 有一評論最為恰當，雖然他說在愛溫和唐氏發明此學說以前：

局部原因，如一股洋流可能會暫時使雨量增加；又如撒哈拉沙漠被水淹沒當可成為阿爾卑斯山冰川的水氣來源；或者有大量浮冰侵入北大西洋……這些原因也像海峽之啓閉或洋流之改道一樣，都不適於一般情況。因為它們在傳遞熱量方面如果和大氣環流相比，實在要渺少得多。總之，全球性的現象需要一種全球性的原因。

以整個地球來說，產生冰河紀所見的主要氣候變遷唯有藉二種途徑：一為改變大氣，如像加入大量塵埃（克拉卡吐火山爆發可為例證）和變更二氧化碳的含量都可影響大氣對日射的吸收。二是兩極變更或大陸沉淪移位。第三是來自太陽的能量和稟性發生變動。前面兩種像火山和二氧化碳的量、兩極的移動、或大陸的沉淪移位必須非常顯著，並且就地質年代來說，變化很快，一次又一次，因而加速冰河期的起迄。經近代放射性時鐘和化學溫度表加以證明者才有可能。截至目前為止，我們知道這種轉變只能產生較小和次要的變遷。因此現在注意力都集中到第三種可能性，即來自太陽的能量和稟性的變動。

太陽是氣候變遷的主要控制因素

太陽輸出能的變動可能和天氣及氣候紛擾發生關聯，這種觀念最初由威廉赫許 (William Herschel) 爵士在1801年提出。後來很多科學家都想發現到達大氣上限的日射能量和逐年或前後十年氣候演變的關係，其中尤以英國的吉勃華克 (Gilbert Walker) 和美國的克雷頓 (H. H. Clayton) 為主。從1890年開始，差不多統計了半世紀日射總輸出和溫度、降水量、地面氣壓、以及天氣和氣候其他方面的關係。

這種工作雖然得不到實質上的結果，但却因而是專家們重新把興趣集中到早年天文學家所發現氣候變遷和太陽黑子頻率的關係上面。

自從發明望遠鏡以來就不停地觀測太陽黑子。由於它們是成群出現，因此太陽表面可包含若干不同黑子群，每群中可以有四十個以上的黑子群只佔據一小部份的太陽面，但絕對面積可能很大。美國加州巴塞地那 (Pasadena) 的威爾遜山觀測所在1946年2月7日曾觀測得一群特別大的黑子，其中單獨一顆黑子的直徑竟達九萬哩，整個一群掩蓋的太陽面積達六百億平方哩，超過地球面積三百倍，雖然它佔太陽面積還不到十分之一。

瑞士的蘇黎支 (Zurich) 等處從事日球觀測已經超過一百年。黑子群頻率和個別黑子的紀錄都小心加以保存。這些紀錄顯示黑子最多的頻率出現得很有規律，間隔略超過十一年。當克雷頓等將注意力轉向太陽黑子的時候，發現一項輕微而重要的關係，那就是十一年的太陽黑子週期和地面氣壓變化確有關係，並且還發現兩倍黑子週期也略有相關。更有趣的是布魯克 (C.E.P. Brooks) 發現尼羅河泛濫期的水位最低，每隔二十三年出現的機會顯然要比中間的年份要多。黑子是太陽表面磁場干擾區，其中荷電分子按順時鐘向還是逆時鐘向進行，要看黑子在太陽赤道以北或以南而定。這種電磁漩渦和我們地球上的熱帶風暴相似，但直徑要大數百倍到數千倍。黑子越過太陽表面運行，但地球上觀測人員看來，它的行動受太陽自轉所支配，也就是說帶着黑子和黑子群旋轉，正像颱風之被地球自轉所帶動一樣。

但問題最重要的一點是：黑子產生波長極短的紫外輻射大爆炸，黑子最多時較最少時紫外輻射要超過幾十倍。況且黑子增加，來自太陽的X射線、無線電波、和荷電分子也跟着增加。這些效應再加上紫外光的波動，於是就發生地球上層大氣的巨大電磁風暴；

且使極光伸張，強度突增。請到氣候變遷，關鍵在於這種發射現象是否還會影響到地面氣壓以外的因素？再如有幾千年黑子特別活躍是否可能改變氣候以至於促發一次冰河期呢？

美國氣象局的威克斯勒 (Harry Wexler) 幾年之前曾研究北半球1899~1939年間黑子最多期（每三年）的氣壓、溫度、和雨量紀錄，以之與黑子最少期的情況相比較。目的在於決定黑子最多而紫外輻射、X射線、荷電分子也是最強對長期氣候有無影響。

威氏研究結果表明：黑子活躍期如能延續，將趨於使北美東北部和歐洲西北部冬季的雪量增加。這兩區域正好是古代形成巨大冰川的地方。再者，黑子活躍時因為這兩區域夏季比較涼爽，所以這一年的暖季冰河的融解量將大為減少。專家們認為：即使整個太陽輻射變化（量得的總能）不致產生重要氣候變遷，僅因發出紫外輻射、X射線、和荷電分子的變動也可能產生氣候變化。1952年德國柏林探空觀測發生的一件怪事可為實證：

這一年2月24~25日，柏林照例舉行探空觀測，汽球帶發射機到高空測定對流層和平流下層的溫度和濕度。這次在平流下層溫度忽然增加到華氏七十度。這種奇怪的溫度上升和前幾天及前幾星期太陽紫外輻射的突然爆發不謀而合。強烈加熱效應最初約在高度十萬呎出現，數日後忽然在七萬呎處，溫度增加約華氏二十一度。可見這種顯著的加熱現象使較高和較低層空氣都同時迅速下沉，因壓縮而增暖。正如空氣沿山坡下降時溫度升高一樣。因此紫外輻射的爆發成為空氣下沉的樞紐，藉此經過一連串事態而產生顯著的增暖。

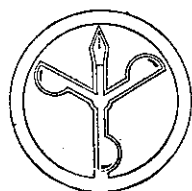
歸納柏林那次探空事實，威克斯勒的研究、許多天文學家、地球物理學家、氣象學家其他的觀測和研究，大致都可以證明過去主要氣候演變實因日球輸出紫外輻射、X射線、和荷電子的連續改變所導致，預測今後也會這樣。

上述觀點在不久的將來可能會經由氣象學家和天文學家的研究而有重大進展，特別是利用火箭和人造衛星從事觀測勢將提供更多的氣層最上層資料。該處日射初臨氣海，探究此一新領域（離地數百哩）可能會得到最寶貴的線索，能够回答當前的問題：人類是否再會遭遇一次像幾萬年前那樣的冰河期？當真如此，那末巨大冰川又將在何時蒞臨？（完）

節譯自 "The Ocean of air" by David I. Blumenstock.

台灣省雜誌協會會員
內政部登記證內警臺誌字第五五一號

發行人：鄭子政
社長：鄭子政
電話：二八四〇



主編者：臺灣省氣象所氣象學
地址：台北市公園路六十四號
電話：二四一四

印刷者：文英印書公司
地址：台北市三水街七號
電話：三二四四

八 卷 二 期
中華民國五十一年
六月三十日出版

Vol. 8, No. 2
June, 1962

氣 象 學 報 季 刊

Meteorological Bulletin

ARTICLES

- | | | |
|----|-------------------|---|
| 1 | CHIEN-HSIUNG YANG | Fjörtoft's Stability Theory on Circular Vortices and its Application to the General Circulation of the Atmosphere |
| 10 | CHUAN-TSIEH CHEN | Cosmic Radiation |
| 14 | CHONG-I HSUEH | L' étude des yeux des typhons et leur déviation du vent. |
| 18 | RONG-AN LIN | Some Researches on Sunspots |

REPORTS

- | | | |
|----|----------------------------------|---------------------------|
| 32 | TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU | Report on Typhoon "Loran" |
|----|----------------------------------|---------------------------|

台灣省氣象所主編

PUBLISHED QUARTERLY BY

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 PARK ROAD, TAIPEI, TAIWAN, CHINA

氣象學報

季刊

八卷三期 中華民國51年9月30日出版

目次

一、論述

圖解數值預報法應用於24小時颱風進路的預報.....湯捷喜.....(1)

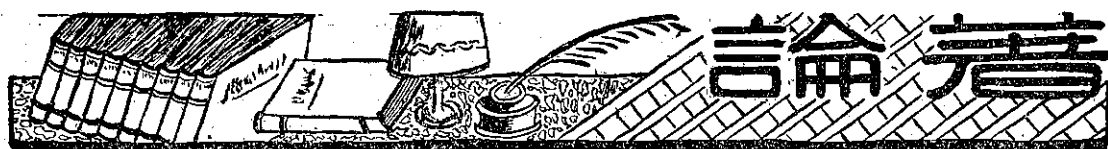
颱風中心結構及其實例檢討.....徐明同.....(11)

二、報告

民國五十年颱風調查報告(第四號 颱風波密拉).....預研報科室.....(21)

民國五十年颱風調查報告(第五號 颱風沙莉).....預研報科室.....(29)

民國五十年颱風調查總報告.....預研報科室.....(37)



圖解數值預報法應用於24小時 颱風進路的預報

湯捷喜

Forecast of 24 Hour Typhoon Movement on the Basis of Numerical Graphical Prediction Method

Chieh-hsi Tang

Abstract

A numerical graphical prediction method developed by Fjörtoft is applied to make 24 hour forecast on typhoon movement, and was based on barotropic vorticity equations.

As the steering level the 700mb surface was chosen, because the forecasting area in this experiment was below 30° latitude N.

The results of the 24 hour forecast as to typhoon Trix (1960) Pamela, Nancy (1961) and Opal (1962) are shown in Fig. 13, and indicated that the method was very helpful in making forecast, especially at those stations where have no electronic computers.

In this experiment, the writer found that the initial charts (Z) is absolutely necessary in order to make better forecasts.

Acknowledgement: The writer wishes to express his appreciations to Dr. Y. N. Masuda who is working at the numerical computation center of the Japan Meteorological Agency, for his valuable comments to this experiment.

一、前言

英國的 L. F. Richardson 氏，雖於 1922 年提出數值天氣預報理論，但由於吾人欠足大氣結構的認識，並受數值計算能力的限制，至 1946 年間，始終無人能夠將其理論導入實際應用的階段，而於 1946 年以後，方得力於電子計算機的發明成功，及高空氣象觀測站之充實強化等有利條件，並由美國以 J. G. Charney 氏為中心人物所組成的研究機構，盡其全力，不斷研究之結果，遂於 1955 年 5 月，使美國氣象事業進入實際應用數值天氣預報的革新時代。所謂數值天氣預報，不外是從動力氣象之觀點出發，對大氣的構造及運動，給與合理的假定，再以嚴密的數值，和物理的涵義，來尋求未來天氣演變的方法。因為一切是以數學方程式來解答，所以比較客觀，其計算，當然是以電子計算機來處理為最適當，但設置一部電子計算機，所需費用龐大驚人，且維護使用亦相當困難，是為一般氣象機構未能普遍添置應用的原因。嗣為補救設置電子計算機的困難，經 Fjörtoft 氏研究

有一種簡便圖解計算法，經實際使用多年，收效甚宏。茲將其應用於颱風進路預報之理論，預報工作的步驟，及其實驗結果記述如後。

二、Fjörtoft 圖解天氣預報法

1952 年 R. Fjörtoft 氏曾經發明了一種，以簡單圖式來計算解答複雜的數值天氣預報方程式的方法。此一方法，以少數人工能够在二至三小時內完成其工作，且其所求出的解與順壓大氣模型旋率方程式 (Barotropic vorticity equation) 之解非常接近，是為其最大的優點。其理論即為，設大氣為順壓，無輻散，且係二因次運動時，以流體力學的運動方程式，可將絕對旋率保存之式 (Equation of conservation of absolute vorticity) 表示如下：

$$\frac{d\eta}{dt} = \frac{d(f+\zeta)}{dt} = 0 \dots\dots\dots (I.01)$$

$\frac{d}{dt}$ 為個別變化率的演算符號， η 為絕對旋率 (Absolute vorticity)， $f=2\Omega \sin \varphi$ ，為地球偏轉力，

ζ 爲相對旋率 (Relative vorticity), (I.01) 式表示, 大氣水平運動粒子固有的絕對旋率, 在其運動期間有保存性的意義。此式雖然一見至爲簡單, 但可以表現地球上相當複雜的大氣運動情形, 且係數值預報的基本方程式。茲爲吾人便於由固定於地球上觀察起見, 式 (I.01) 以 Euler 流表示, 即可得式 (I.02)。

$$\begin{aligned} \frac{d\eta}{dt} &= \frac{d}{dt} \eta(x, y, t) = \frac{\partial \eta}{\partial t} \frac{dt}{dt} \\ &+ \frac{\partial \eta}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \frac{dy}{dt} \\ &= \frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} &= -u \frac{\partial \eta}{\partial x} - v \frac{\partial \eta}{\partial y} \dots \dots \dots (I.02) \end{aligned}$$

式中 u, v , 各爲 x, y 方向的風速。式 (I.02) 再以向量表示, 即可寫成

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla_s \eta \dots \dots \dots (I.03)$$

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

$$\nabla \eta = \frac{\partial \eta}{\partial x} \mathbf{i} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \mathbf{j} + \frac{\partial \eta}{\partial z} \mathbf{k}$$

在此, \mathbf{V} 爲速度向量 (Velocity vector), ∇ 爲梯度演算符號 (Gradient operator)。我們知道, 上述旋率方程式, 只能求旋率的變化, 並不可能在現有的天氣圖上作預測天氣或大氣變化的目的。茲爲求達成此一目的, 必須用地轉風近似 (Geostrophic Approximation) 處理之。設順壓大氣模型裏, 大氣運動與水平輻散, 即 $\nabla \cdot \mathbf{V} = 0$, 等壓面高度 (Z) 的地轉風爲, $\mathbf{V} = -\frac{g}{f} \mathbf{k} \times \nabla Z$ (I.04), 式中 \mathbf{k} 爲垂直方向的單位向量。茲以 \mathbf{i}, \mathbf{j} 兩方向的分速表示, 即 $\mathbf{V} = u\mathbf{i} + v\mathbf{j}$

$$\left. \begin{aligned} u &= -\frac{g}{f} \frac{\partial Z}{\partial y} \\ v &= \frac{g}{f} \frac{\partial Z}{\partial x} \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (I.05)$$

茲以式 (I.05) 來表示相對旋率, 即,

$$\begin{aligned} \zeta &= \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \\ &= \frac{g}{f} \nabla^2 Z \dots \dots \dots (I.06) \end{aligned}$$

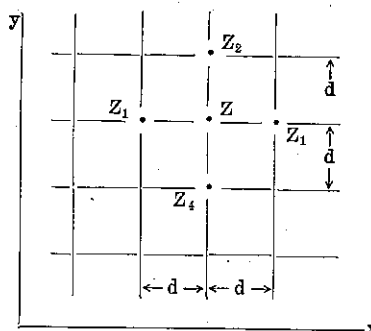
$$\text{但 } \nabla \cdot \mathbf{V} = \nabla^2 Z = \frac{\partial^2 Z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 Z}{\partial y^2}$$

因此絕對旋率當然爲;

$$\eta = f + \zeta = f + \frac{g}{f} \nabla^2 Z \dots \dots \dots (I.07)$$

所以風速與旋率均可由我們現用的等壓面高度天氣圖, 即高度 (Z) 上求出。地轉風近似不但可以簡化計算手續, 還包括有濾過在氣象學上所不必要的, 較短波長的大氣變化的作用。茲以上述旋率方程式是屬於非線形 (Non-linear) 微分方程式, 故一般不易求解, 所以必須代之以定差方程式求解之。今將天氣圖以等間隔的 d 值格子, 予以縱橫分割, 式 (I.07) (η) 之微分可由定差方程式表示如下;

$$\zeta = -\frac{g}{f} \nabla^2 Z = -\frac{g}{f} \left(\frac{\partial^2 Z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 Z}{\partial y^2} \right)$$



$$\frac{\partial^2 Z}{\partial x^2} = \frac{1}{d^2} (Z_1 + Z_3 - 2Z)$$

$$\frac{\partial^2 Z}{\partial y^2} = \frac{1}{d^2} (Z_2 + Z_4 - 2Z)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 Z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 Z}{\partial y^2} &= \frac{1}{d^2} (Z_1 + Z_3 - 2Z + Z_2 + Z_4 - 2Z) \\ &= \frac{4}{d^2} (\bar{Z} - Z) \dots \dots \dots (I.08) \end{aligned}$$

$$\text{但 } \bar{Z} = \frac{1}{4} (Z_1 + Z_2 + Z_3 + Z_4)$$

$$\begin{aligned} &= \frac{1}{4} \{ Z(x, y+d) + Z(x-d, y) + Z(x, y-d) \\ &\quad + Z(x+d, y) \} \end{aligned}$$

式 (I.07) 即變爲,

$$\eta = \frac{4g}{fd^2} (\bar{Z} - Z) + f \dots \dots \dots (I.09)$$

所以式 (I.03) 之絕對旋率保存式可寫成如下;

$$\begin{aligned} \left(\frac{4g}{fd^2} \right) \cdot \frac{\partial}{\partial t} (\bar{Z} - Z) &= -\mathbf{V} \cdot \nabla \\ &\quad \left\{ \frac{4g}{fd^2} (\bar{Z} - Z) + f \right\} \end{aligned}$$

$$\text{或 } \frac{\partial}{\partial t} (\bar{Z} - Z) = -\mathbf{V} \cdot \nabla (\bar{Z} - Z)$$

$$- \frac{fd^2}{4g} \mathbf{V} \cdot \nabla f \dots \dots \dots (I.10)$$

於此必須考慮, 以上各節所討論的是在地球表面上的情形, 但實際上我們必須在天氣圖上計算求之, 茲以

兩者的距離比例不同，必須施予補正。今設地球上的距離為 Δ_x ，而天氣圖上投影的長度為 Δ_a 時，兩者之間的關係，可表示如下；

$$\Delta_a = m \cdot \Delta_x$$

或 $\frac{1}{\Delta_x} = m \cdot \frac{1}{\Delta_a} \dots\dots\dots (I.11)$

m 稱為擴大係數 (Magnification factor)，若將地球上的演算符號 (∇) 以 (∇_s) 表示時，此與天氣圖上的 (∇) 間有下列之關係；

$$\nabla_s = m \nabla \dots\dots\dots (I.12)$$

所以

$$\begin{aligned} \zeta &= \frac{g}{f} \nabla_s^2 Z \\ &= \frac{gm^2}{f} (\nabla^2 Z) \\ &= \frac{gm^2}{f} \left(\frac{4}{d^2} \right) (\bar{Z} - Z) \dots\dots\dots (I.13) \end{aligned}$$

式 (I.09) 即變為：

$$\eta = \frac{4gm^2}{fd^2} (\bar{Z} - Z) + f \dots\dots\dots (I.14)$$

而式 (I.10) 即為：

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} (\bar{Z} - Z) &= -\nabla \cdot \nabla_s (\bar{Z} - Z) \\ &\quad - \frac{fd^2}{4gm^2} \nabla \cdot \nabla_s f \dots\dots\dots (I.15) \end{aligned}$$

此處 $f=2\Omega \sin \varphi$ ， m 為緯度 φ 之函數，所以式 (I.15) 之右邊第二項可寫為

$$\frac{4\Omega^2 d^2 \sin \varphi \cos \varphi}{m^2(\varphi) 4g} \nabla \cdot \nabla_s \varphi \dots\dots\dots (I.16)$$

設

$$J(\varphi) = \int \frac{4\Omega^2 d^2 \sin \varphi \cos \varphi}{4g m^2(\varphi)} d\varphi \dots\dots\dots (I.17)$$

式 (I.16) 即變為

$$\nabla \cdot \nabla_s J(\varphi) \dots\dots\dots (I.18)$$

式 (I.18) 代入式 (I.15)，即得

$$\frac{\partial}{\partial t} (\bar{Z} - Z) = -\nabla \cdot \nabla_s (\bar{Z} - Z + J(\varphi)) \dots\dots\dots (I.19)$$

設 $\zeta = \bar{Z} - Z + J(\varphi) \dots\dots\dots (I.20)$

式 (I.19) 即可寫為

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\nabla \cdot \nabla_s \zeta \dots\dots\dots (I.21)$$

式 (I.21) 表示 $\zeta = \bar{Z} - Z + J(\varphi)$ 在地轉風場 (∇) 裏有保守性的意義。

茲為求平流獲得更為穩定之場，設

$$\nabla^* = -\frac{g}{f} \cdot \nabla_s \zeta \times \mathbf{K} \dots\dots\dots (I.22)$$

而將其 \mathbf{i} ， \mathbf{j} 兩方向的分速分為， $u^* = -\frac{g}{f}$

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial y} \right)_s, v^* = \frac{g}{f} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} \right)_s, \text{且定義為；}$$

$$\left. \begin{aligned} \mathbf{C}^n d &= -\frac{g}{f} \nabla_s J(\varphi) \times \mathbf{K} \\ \bar{\nabla} &= -\frac{g}{f} \nabla_s \bar{Z} \times \mathbf{K} \\ \nabla &= -\frac{g}{f} \nabla_s Z \times \mathbf{K} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (I.23)$$

茲將式 (I.20) 代入式 (I.22) 即得；

$$\nabla^* = \bar{\nabla} - \nabla + \mathbf{C}^n d \dots\dots\dots (I.24)$$

$$\text{而 } \nabla^* \cdot \nabla_s \zeta = -\frac{g}{f} \nabla_s \zeta \times \mathbf{K} \cdot \nabla_s \zeta = 0$$

$$\therefore (\bar{\nabla} - \nabla + \mathbf{C}^n d) \cdot \nabla_s \zeta = 0$$

且式 (I.20) 及式 (I.23) 代入 (I.21) 即得；

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -(\bar{\nabla} + \mathbf{C}^n d) \cdot \nabla \zeta \dots\dots\dots (I.25)$$

此處式 (I.25) 表示 ζ 在 $(\bar{\nabla} + \mathbf{C}^n d)$ 的速度場內有保守性的意義，而 ∇ 為 Z 場的地轉風， $\bar{\nabla}$ 為 \bar{Z} 場的地轉風，所以在時間上言， $\bar{\nabla}$ 比 ∇ 為穩定。Fjörtoft氏所發明的圖解預報法係將移流項採用 $(\bar{\nabla} + \mathbf{C}^n d)$ 的速度場，而並非採用 (∇) 的速度場，所以其計算結果與實際情形較為接近，乃為其特點。式 (I.23) 可以看出， $\mathbf{C}^n d$ 僅為緯度 (φ) 的函數，茲將現用 Lambert 標準面圓錐投影 1500 萬分之一縮尺高空天氣圖 (Lambert conformal projection map) 的 $J(\varphi)$ 數值附於表一。

茲依據上述的理論，我們可以求出 Δt 時間後的絕對旋率變化量 $\Delta \zeta$ 值，而以此 $\Delta \zeta$ 值再可求出 Δt 時間後的高度 (Z) 的變化量。今根據 Fjörtoft 所示的簡易方法，在24小時左右的天氣預報，即可採用下式近似值計算；

$$\Delta Z = \Delta \zeta + 2\Delta \bar{\zeta} \dots\dots\dots (I.26)$$

茲以 $\Delta \zeta$ 是既知量，式 (I.26) 第二項可求於圖上，所以求 ΔZ 自然不難，最後將此 ΔZ 值加於原圖的 Z 值，就是我們所求的 Δt 時間後的預測天氣圖。以上係 Fjörtoft 氏所發明的圖解數值一般天氣預報法的原理。

三、圖解數值預報在颱風進路預報的應用

(一) 基本理論

我們知道，颱風是在大氣中，以旋率集積而形成的，所以選擇適當的高度，再藉以其一般流的地轉風速來推動颱風，即可獲得颱風移動的速度，這為本文

表一：但 $d = 660\text{Km}$

緯 度 (N)	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80
$(J\varphi)$ G.P.F.	153	134	102	71	37	0	+37	+71	+101	+125	+147	+158	+163

所介紹的預報法的基本觀念。茲以

$$\eta^* = \zeta^* + f \dots\dots\dots (\text{II.01})$$

式中 η^* 為絕對旋率， ζ^* 為相對旋率， f 為科氏參變數，而設一般場為地轉風近似，颱風域內為梯度風近似時，相對旋率可表示如下：

$$\begin{aligned} \zeta^* &= \zeta_0 + \zeta_{\text{gra}} \\ &= -\frac{g}{f} \nabla^2 Z_0 + \zeta_{\text{gra}} \\ &= -\frac{g}{f} \frac{4m^2}{d^2} (Z_0 - \bar{Z}_0) + \zeta_{\text{gra}} \dots\dots\dots (\text{II.02}) \end{aligned}$$

此處 Z_0 為一般場， \bar{Z}_0 為以 d 間隔平均後的一般場， m 為天氣圖投影倍率。

$$\text{設 } \zeta_{\text{gra}} = -\frac{gm^2}{f} \frac{4}{d'^2} (Z_r - \bar{Z}_r) \dots\dots\dots (\text{II.03})$$

式中 Z_r 為圓對稱的颱風高度分佈， \bar{Z}_r 為以 d' 間隔平均後的 Z_r 場，假定 d' 值有相當的長度時，當然一般場的旋率亦可以用 d' 值平均，並不致產生很大的誤差。茲設適合於一般場及颱風場的格子間隔為 d 時以

$$\begin{aligned} \text{式 II.03 代入 II.02 } \zeta^* &= -\frac{g}{f} \frac{4m^2}{d^2} (Z_0 - \bar{Z}_0) \\ &- \frac{gm^2}{f} \frac{4}{d'^2} (Z_r - \bar{Z}_r), \text{ 且 } d=d', \text{ 所以式 (II.02)} \end{aligned}$$

即可寫成如下：

$$\begin{aligned} \zeta^* &= -\frac{4m^2g}{fd^2} (Z_0 - \bar{Z}_0 + Z_r - \bar{Z}_r) \\ &= -\frac{4m^2g}{fd^2} (Z^* - \bar{Z}^*) \dots\dots\dots (\text{II.04}) \end{aligned}$$

茲將式 (II.04) 代入式 (II.01 及 I.03) 即：

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} (Z^* - \bar{Z}^*) &= -V^* \cdot \nabla_s (Z^* - \bar{Z}^* - J(\varphi)) \\ &\dots\dots\dots (\text{II.05}) \end{aligned}$$

$$J(\varphi) = \int \frac{\Omega^2 d^2 \sin \varphi}{m^2 g} \cos \varphi d\varphi$$

茲以 $V^* = V^* - \nabla^* \cdot \nabla^* d + \nabla^* + \nabla^* d$ 的恒等式代入式 (II.05)，即可寫為：

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} (Z^* - \bar{Z}^*) &= -(V^* - \nabla^* \cdot \nabla^* d) \cdot \nabla_s \\ &[Z^* - \bar{Z}^* - J(\varphi)] - (\nabla^* + \nabla^* d) \\ &\cdot \nabla_s [Z^* - \bar{Z}^* - J(\varphi)] \dots\dots\dots (\text{II.06}) \end{aligned}$$

$$\text{但 } \nabla^* d = -\frac{g}{f} \nabla \times \nabla_s J(\varphi)。$$

設颱風中心附近以地轉風 (V_{geo}) 近似時，即：

$$\begin{aligned} V_{\text{gra}} &= V_{\text{geo}} \left(1 - \frac{V_{\text{geo}}}{rf} + \dots\dots\right) \\ &= -\frac{g}{f} \nabla \times \nabla Z^* \left(1 - \frac{V_{\text{geo}}}{rf} + \dots\dots\right) \end{aligned}$$

茲以式 (II.06) 的第一項 ($V^* - \nabla^* \cdot \nabla^* d$) 與 $Z^* - \bar{Z}^* - J(\varphi)$ 的等值線平行，故兩者消除，而式 (II.06) 即變為：

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} (Z^* - \bar{Z}^*) &= -(\nabla^* + \nabla^* d) \cdot \nabla_s \\ &(Z^* - \bar{Z}^* - J(\varphi)) \dots\dots\dots (\text{II.07}) \end{aligned}$$

設 $\zeta^* = Z^* - \bar{Z}^* - J(\varphi)$ ，且 $Z^* = Z_0 + Z_r$ ， $\bar{Z}^* = \bar{Z}_0 + \bar{Z}_r$ ， $V^* = V_0 + V_r$ ， $\nabla^* = \nabla_0 + \nabla_r$ ，

$$\begin{aligned} \text{所以 } \frac{\partial \zeta^*}{\partial t} &= -(\nabla^* + \nabla^* d) \cdot \nabla_s \zeta^* \\ &= -(\nabla_0 + \nabla_r + \nabla^* d) \cdot \nabla_s \zeta^* \\ &= -(\nabla_0 + \nabla^* d) \cdot \nabla_s \zeta^* - \nabla_r \cdot \nabla_s \zeta^* \dots\dots (\text{II.08}) \end{aligned}$$

式 (II.08) 中第二項係表示一般場的旋率受颱風域內的風推動的情形，此項影響力甚微，可以不計，故式 (II.08) 可寫成如下：

$$\frac{\partial \zeta^*}{\partial t} = -(\nabla_0 + \nabla^* d) \cdot \nabla_s \zeta^* \dots\dots\dots (\text{II.09})$$

此式表示，以適合計算颱風旋率的格子間隔 d 來平均一般場求 ∇_0 ，再以 $\nabla_0 + \nabla^* d$ 的風速推動颱風，即可獲得其瞬間的移動方向，然後由式 (II.10) 計入一般場的變化，即可連續求出颱風未來的進路。

$$\frac{\partial Z_0}{\partial t} = -\nabla_0 \cdot \nabla \eta_0 \dots\dots\dots (\text{II.10})$$

(二) 格子間隔值之選擇

在上節中已經述及，選擇適當的格子間隔 d 值，以表示颱風的旋率是至為重要的問題。今設颱風的形態能以下式 (III.01) 表示：

$$Z_r = Z_\infty - \frac{\Delta Z^*}{Z} \left(e^{-\frac{r^2}{L^2}} + e^{-\frac{r^2}{L'^2}} \right) \dots (\text{III.01})$$

此處 Z_r 為颱風域內的高度分佈， ΔZ^* 為颱風中心的深度， e 及 L 為各個颱風不同的常數。茲以極座標表示即：

$$\begin{aligned} \bar{Z}_r &= \frac{1}{4} \{ Z_r(x+d, y) + Z_r(x-d, y) \\ &+ Z_r(x, y+d) + Z_r(x, y-d) \} \end{aligned}$$

$$= Z_{\infty} - \frac{\Delta Z^*}{4} \left\{ e^{-\frac{r^2 + d^2}{L^2}} \left(\cosh\left(\frac{2r d}{L^2}\right) \cos\theta \right) + \cosh\left(-\frac{2r d}{L^2} \sin\theta\right) \right\} \\ + e^{-\frac{r^2 + d^2}{L^2}} \left\{ \cosh\left(\frac{2r d}{L^2} \cos\theta\right) + \cosh\left(-\frac{2r d}{L^2} \sin\theta\right) \right\}$$

所以由格子間隔 d 值表示的旋率 ζd 得寫成如下：

$$\zeta d = -\frac{g}{f} \frac{4}{d^2} (Z_r - \bar{Z}_r) \\ = -\frac{g}{f} \frac{4}{d^2} \frac{\Delta Z^*}{2} \left[e^{-\frac{r^2}{L^2}} \left\{ 1 - \frac{1}{2} e^{-\frac{d^2}{L^2}} \right. \right. \\ \left. \left. \left(\cosh\left(\frac{2r d}{L^2} \cos\theta\right) + \cosh\left(\frac{2r d}{L^2} \sin\theta\right) \right) \right\} \right. \\ \left. + e^{-\frac{r^2}{L^2}} \left\{ 1 - \frac{1}{2} e^{-\frac{d^2}{L^2}} \left(\cosh\left(\frac{2r d}{L^2} \cos\theta\right) \right. \right. \right. \right. \\ \left. \left. \left. + \cosh\left(-\frac{2r d}{L^2} \sin\theta\right) \right) \right\} \right] \dots\dots\dots (III.03)$$

今設颱風域內是吹梯度風，其梯度風旋率可由下式 (III.04) 表示：

$$\zeta = \frac{\partial v_{\theta}}{\partial r} + \frac{v_{\theta}}{r} = -\frac{g}{f} \frac{\Delta Z^*}{2} \frac{1}{\left[\sqrt{1 + \frac{4g\Delta Z^*}{f^2} \left(-\frac{1}{L^2} e^{-\frac{r^2}{L^2}} + \frac{1}{L^2} e^{-\frac{r^2}{L^2}} \right)} \right]} \\ \left\{ \frac{4}{L^2} \left(2 - \frac{r^2}{L^2} \right) e^{-\frac{r^2}{L^2}} + \frac{4}{L^2} \left(2 - \frac{r^2}{L^2} \right) e^{-\frac{r^2}{L^2}} \right. \\ \left. + \frac{2f^2}{g\Delta Z^*} \right\} - \frac{2f^2}{g\Delta Z^*} \dots\dots\dots (III.04)$$

式中 v_{θ} 為切線方向的風速成分。實際上 ζd 值與 ζ 值是隨 ℓ , L 或 r , θ 值變化，且不可能完全一致的，但我們可以選擇兩者比較相近的數值當作格子間隔 d 值，這樣就可以比較近似的能夠表示颱風中心附近的旋率數值出來。茲為工作簡便起見 d 值可由附圖 (3) (4) (5) 求之。

(三) 颱風進路預報工作的步驟

本節所述的颱風進路預報的方法，是根據第一節所述之方程式 (II.09) 及 (II.10) 出發。其實際操作的方法，茲按照工作的次序舉例說明如後：

(1) 颱風形態的決定

1. 首先在透明的膠板上繪成距離 100 公里的同心圓及每隔 45 度的放射狀線，如圖一所示。將此透明板覆

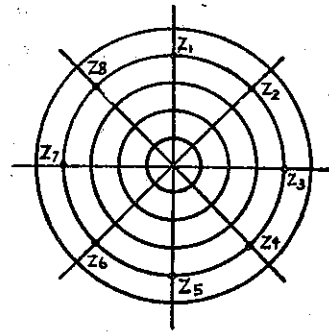


圖 1：每百公里同心圓透明板

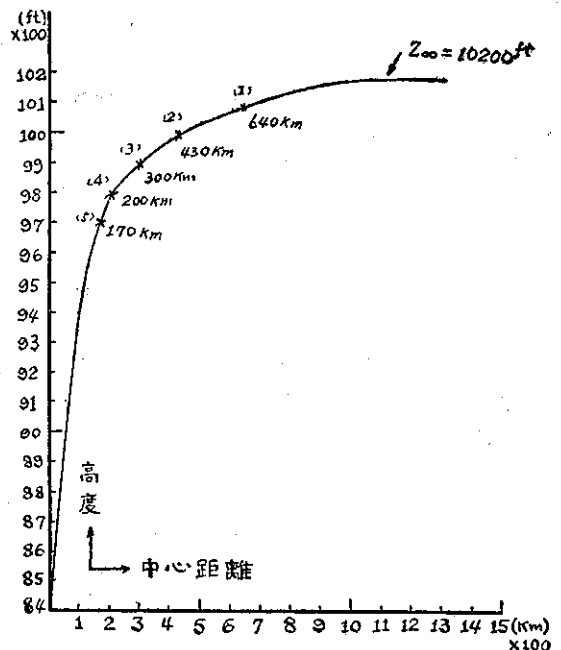


圖 2：颱風「Trix」的形態

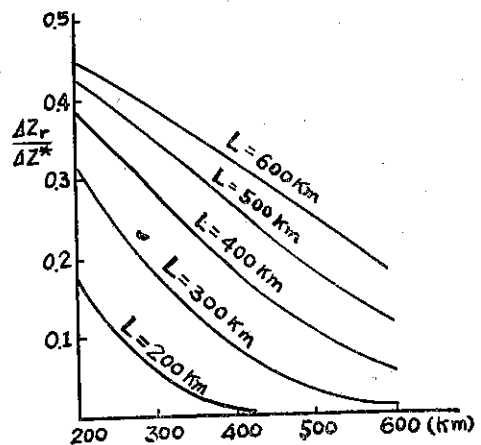


圖 3：求 L 值圖

蓋於經過精細繪成的 700 毫巴等壓面高度天氣圖上，讀取每 100 公里處的 Z_1, Z_2, \dots, Z_8 高度值，再以式 $Z_r = \frac{1}{8} (Z_1 + Z_2 + \dots + Z_8)$ 予以平均，並將其平均所得之數值繪成如圖 2 的曲線圖，這曲線所表示的就是颱風的形態。於此我們必須注意，本預報法所應用的旋率方程式是係順壓大氣模型的方程式，且現在預報侵襲臺灣的颱風，係在緯度 30 度以下的颱風，以經驗而言，以 700 毫巴高度的氣流來推動颱風即較為切合實際，所以在本預報法所使用之天氣圖均係使用 700 毫巴面的高空天氣圖。

2. 次為利用附圖 2、3、4、5，求格子間隔 d 值。

表二：以地面氣壓推算 700mb 高度面之颱風中心高度表

地面最低氣壓 (mb)	990	985	975	970	960	955	945	940	930	925	920	910	900	895
(700mb) 高度面之颱風中心高度(ft)	98	96	94	92	90	88	86	84	82	80	78	76	74	$\times 100$ 72
地面最大風速 (Kts)	60	70	80	80	90	100	100	110	120	120	130	130	140	140

3. 同樣的再求距離颱風中心 300 公里或 400 公里處的高度差； $\Delta Z_r = Z_\infty - Z_r$ ，此處 Z_r 係表示 300 公里或 400 公里處的高度，其數值由圖 2 上可以求出，即 $\Delta Z_{300} = 270$ 英尺， $\Delta Z_{400} = 200$ 英尺。

4. 計算 $\frac{\Delta Z_r}{\Delta Z^*}$ 後，以圖 3 求 L 值，例如 $\frac{\Delta Z_{300}}{\Delta Z^*} = \frac{270}{1750} = 0.15$ ， $\frac{\Delta Z_{400}}{\Delta Z^*} = \frac{200}{1750} = 0.11$ ，故由圖 3 可得 $L = 300$ km。

5. 再以距離中心 100 公里處的高度 Z_{100} 與 Z_∞ ($\Delta Z_{100} = Z_\infty - Z_{100}$) 計算 $\frac{\Delta Z_{100}}{\Delta Z^*}$ 後，以既知的 L

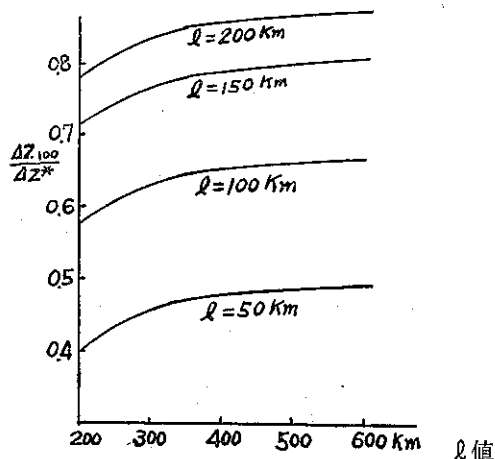


圖 4：求 L 值圖

在圖 2 的曲線上，可以看出距離颱風中心越遠，其曲線變化越小，即在曲線的尾部可以看出有曲線接近於平坦之處，此處之高度定為 Z_∞ ，是表示此處之高度已不受颱風影響之意。茲由 Z_∞ 減去颱風中的高度 Z_0 ，即可得到颱風的深度， $\Delta Z^* = Z_\infty - Z_0$ 。茲舉民國 49 年 8 月 8 日掠過臺灣北部海面，致使本省北部造成嚴重災害之颱風 Trix 為例計算，則當時該颱風在 700 毫巴面之中心高度為 8450 英尺 (ft)，(此一高度可由飛機偵察報告得知，若無法獲得此一報告時，得以地面最低氣壓由附表二推算之) 由式計算其深度，即 $\Delta Z^* = 10200 - 8450 = 1750$ 英尺，因在圖 2 的曲線可以查出 Z_∞ 為 10200 英尺。

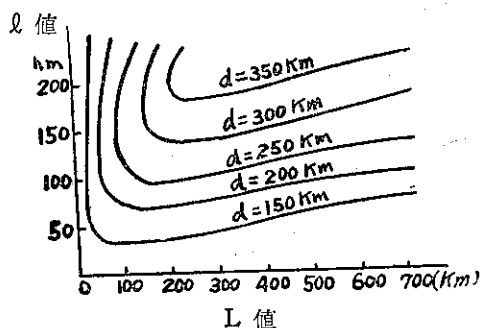


圖 5：求 d 值圖

值在圖 4 上求 L 值。例： $\frac{\Delta Z_{100}}{\Delta Z^*} = \frac{800}{1750} = 0.46$ ，由圖 4 可求得 $L = 50$ km。

6. 以既知 L 及 L 值用圖五求格子間隔 d 值，在此例的 d 值為 150 km。

(2) 由 700 毫巴天氣圖上抽出颱風場，以得一般場 (Z_0)，

在圖二的曲線上，由 Z_∞ 處起，向颱風中心處找出其高度差每 100 英尺處的水平距離，繪成每 100 英尺高度差的同心圓如圖 6 的點線所示，覆蓋於 700 毫巴天氣圖上，將天氣圖的高度減去同心圓的高度，消去颱風之場，即可得一般之場 (Z_0) 值，如圖 6 的破線所示。此圖稱為圖 A。

(3) 求 Z_0 的平均值，(Z_0)。

1. 將上述步驟 (2) 所得的 Z_0 場，用透明膠紙或透明繪圖紙複寫二張，為圖 A 及圖 B，並在北緯 60 度東經 130 度處繪成十字記號，作為對準目標，（以下稱為原點）。用上節 6. 步驟所得的 d 值求其平均 \bar{Z}_0 值。其方法為：首先在另一張空白紙上繪成

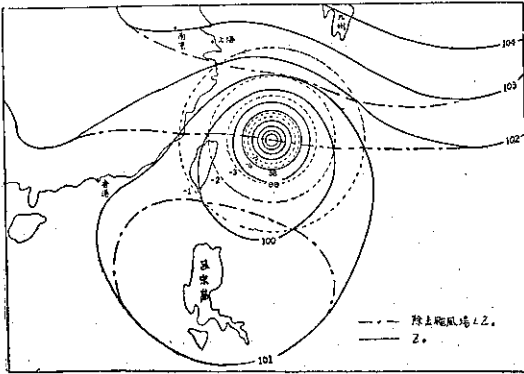


圖 6：在 700mb 天氣圖抽出颱風場求一般場 (Z_0)

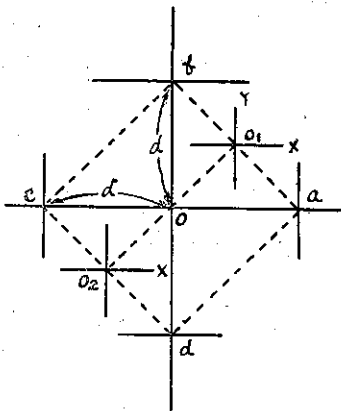


圖 7：求 \bar{Z} 之方格子

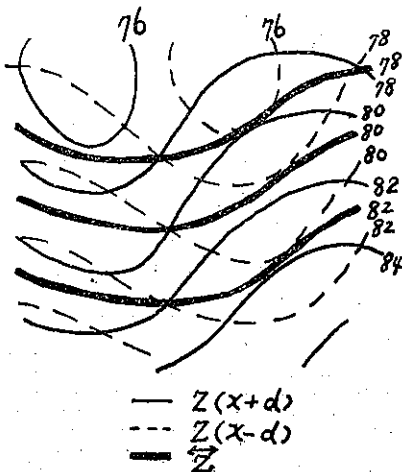


圖 8：求 \bar{Z} 之例

如圖 7 的格子，將上述二張 Z_0 圖的原點，分別置於圖 7 的 a 及 b 處，然後另取一張空白膠紙將其原點置於 O_1 處，以圖 8 所示的求法，求其平均值，即得 $(Z_0)^{\bar{Z}} = \frac{1}{2} [Z(x+d, y) + Z(x, y+d)]$ 值，此稱為圖 C。

2. 將 1 所得的圖 C 再複印一張，為圖 D。

3. 將二張圖 C 及圖 D 的原點置於 O_1 及 O_2 處，然後將另一張新紙覆蓋於點 O 處，取其平均即可得圖 E（參照附圖 9），即為： $\bar{Z}_0 = \frac{1}{2} [(Z_0)^{\bar{Z}} + (Z_0)^{\bar{Z}}]$ 但 $Z_0^{\bar{Z}} = Z_0^{\bar{Z}}$ 。

(4) 以 \bar{Z}_0 場的 \bar{V}_0 風速推動颱風。

由圖 E，讀取颱風中心附近的 \bar{Z}_0 高度差，以其高度差在地轉風標圖 14 上求地轉風速 (\bar{V}_0)，而沿 \bar{Z}_0 等值線，以 \bar{V}_0 風速推動颱風位置，即可獲得 12 小時後的颱風預測位置。但由式 (II.09) 可以明瞭，其位置必須以 C^d 值修正，經修正後所得的位置，才是最後預測的颱風位置。 C^d 值係向西的成分，是為格子間隔 d 、緯度、及天氣圖投影倍率的函數。茲將 1500 萬分之一縮尺 Lambert 投影高空天氣圖的 C^d 值列舉如附表三。

表 三：求 C^d 值

d (km)		100	200	300	400	500	600
C^d (km)	緯度 25 度	9	18	26	37	44	54
	緯度 20 度	6	11	17	22	26	32

茲以依次序做完了上述的步驟即可得到 12 小時後的颱風預測位置，今以圖 9 可以看出其預測位置與實

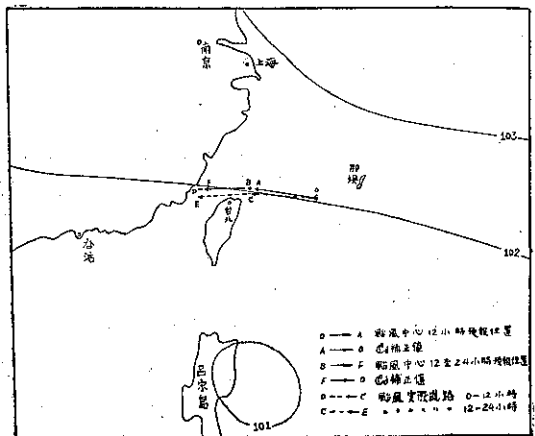


圖 9：在 \bar{Z} 圖上以 \bar{V}_0 風速推動颱風

際位置非常接近的情形。

(5) 求24小時後的颱風位置。

由步驟(1)至(4)獲得12小時預測位置後，必須求 $\frac{\partial Z_0}{\partial t}$ 的變化量，計算12小時後的 Z_0 場，這12小時後的 Z_0 場以 d 值平均，即為12小時後的 Z_0 平均場 (\bar{Z}_0)。由此 \bar{Z}_0 場推動颱風中心，即圖9的B點，再以 Cd 值修正就可獲得24小時後的颱風位置，如圖9的D點所示。本步驟所應用於求 $\frac{\partial Z_0}{\partial t}$ 變化的方法完全是 Fjörtoft 氏所發明的步驟，茲將其實際求法說明如後：

1. 求： Z_0 ；

此一步驟係相當於步驟(III-a)，(III-b)及(III-C)，所以可以利用前記步驟所得之圖E。

(V-b)：求 $Z_0 - \bar{Z}_0$ ；

將圖A (Z_0)，圖B (\bar{Z}_0) 及新圖F三張圖的原點(O)對正，由圖A減去圖B，將其數值繪於圖F，這就是 $Z_0 - \bar{Z}_0$ 圖，見圖10。

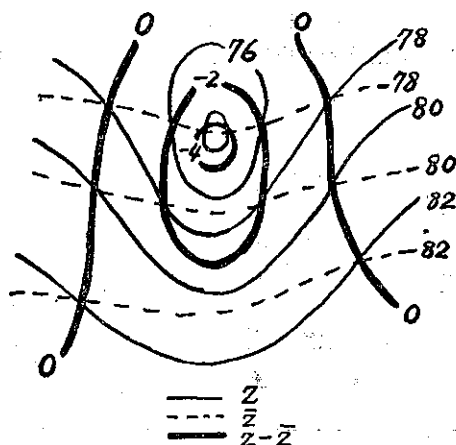


圖 10：求 $Z_0 - \bar{Z}_0$ 例

(V-C)：求 $\zeta = Z_0 - \bar{Z}_0 - J$ ；

將 $Z_0 - \bar{Z}_0$ 圖，即為圖F，覆於事先準備妥當的J圖上，繪 ζ 的等值線，這稱為圖G。但J值南北梯度甚微，所以若必須爭取預報時間時，此一步驟可以省略。

(V-d)：求 ζ 平流值；

將 $\bar{Z}_0 + J$ 或 \bar{Z}_0 圖覆於空白天氣圖上，藉以明瞭各點的緯度，並在 \bar{Z} 圖上繪一條直線，使其串過各等高線，再將此線以地轉風速使其平流，見圖11。例如假定求P點的平流，必須先測出等高線的平均間隔D值，再以地轉風標求出平流距離L值，然後將P點

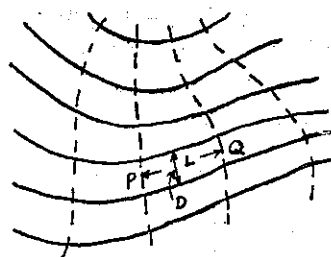


圖 11：求平流例

移L距離至Q處，這就是P點12小時平流後的位置。如此先行準備12小時的平流場，然後將圖G(圖F亦可)覆於其上，以圖11的要領做12小時 ζ 的平流圖，此稱為圖H (ζ_{12})。

(V-e)：求 $\Delta\zeta = \zeta_{12} - \zeta_0$ ；

將圖H，圖G及新圖I，三張圖的原點對準後，由圖H減去圖G，將其數值(每100英尺為單位)繪於圖I，即為 $\Delta\zeta$ 。

(V-f)：求 $2\Delta\zeta$ ；

此一步驟與 Z_0 求 \bar{Z}_0 的要領相同，但 $\Delta\zeta_1^{N_1}$ 例 $\Delta\zeta_2^{N_2}$ 時不必除二，[即 $2\Delta\zeta = \Delta\zeta_1^{N_1} + \nabla\zeta_2^{N_2}$ ，這稱為圖J。

(V-g)：求 $\Delta Z = \Delta\zeta + 2\Delta\zeta$ ；

將圖J覆於圖I上相加，即為 ΔZ 圖K。

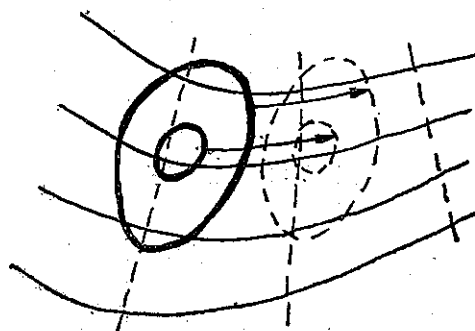


圖 12： ζ 平流例

(V-h)： $Z_{12} = Z_0 + \Delta Z$

將圖K覆於圖A後相加可得12小時後的 Z_{12} 值，這即為12小時後的預測天氣圖，稱為圖L。

(V-i)：求 \bar{Z}_{12} 後繼續預測24小時後的颱風位置；

將圖L繪成二張，並以步驟(3)的要領求 Z_{12} 值的平均圖，以此圖再用步驟(4)的要領推動颱風，即可獲得24小時後的颱風預測位置。茲將颱風 Trix (民國49年8月7日)，Pamela (民國50年9月10日)，Nancy (民國50年9月12日) Opal，

(民國51年9月4日)，以本方法預測之結果與颱風實際之進路比較於圖13。由該圖可以看出其優異的預測成績。

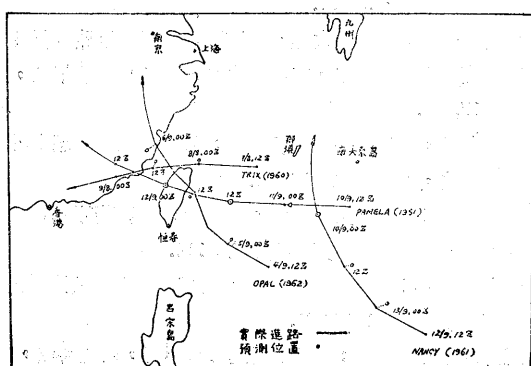


圖13：颱風 Trix, Pamela, Nancy, Opal 之實際進路與預測位置之比較

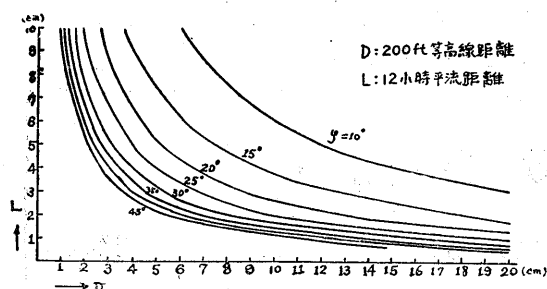


圖14：地轉風標

四、結 論

多種氣象災害中，損失較鉅，且影響國計民生最為嚴重者，莫過於颱風之侵襲，因此颱風進路的正確預報，勿論學術研究上，或在國家經濟上言，均為迫切需要的問題，所以有許多氣象學者，日以繼夜，不斷地埋頭於此一問題之研究，務期早日能够發見精良且可靠的預報理論和方法，以期對颱風之侵襲能防患於未然，儘量減少災害而造福民生。目前除以利用許多經驗上所得之法則之外，尚有例如，以調查溫度場 (Temperature field)，旋率場 (Vorticity field) 及空氣質點的軌跡 (Trajectory of air particle) 對於颱風進路之關係等問題之研究等等，雖各個研究均有其若干成果，但在大氣場變化率較大時，就難免其預報會有很大的誤差。所以若欲求天氣預報的正確，則必須考慮計入有場的變化因素。本文介紹的預報方法，不但計入有場的變化因素在內，並係根據合理的物理意義及以圖解法來處理數值計算的方法，且所有的操作，除了繪製原天氣圖，即 Z_0 圖以外，其他各

步驟均非常刻板又客觀，所以所得的預報成果甚佳。若以此一方法實施12小時的颱風進路預報，費時約僅為四十五分鐘，而實施24小時的預報，亦不過費時約三小時，以應用的時間言，尚不致有問題，而以其效果言，此一方法，在尚未設有電子計算機的氣象機構，確有採取應用之價值，若以配合由於經驗上所得的預報法則合併使用，對颱風預報工作有莫大的輔助效用。不過在此必須注意的問題，是無論做任何一種天氣預報，繪製正確的天氣圖是做正確天氣預報的先決條件，尤其在處理此種圖解數值天氣預報時更能體驗有其絕對的必要性，所以在本預報法中，繪製基本的 Z_0 高空圖時必須特別細心繪製。務求其正確，否則將引起誤差。又者，於西南太平洋，尤其是在臺灣附近海域，因海上無法設站而引起資料的缺乏，以致預報工作產生困難的情形，在處理此一試驗中有更深刻的感覺。期望在此海域，能有幾個船舶，負責擔任定點氣象觀測及報導情報之任務，藉以充實氣象資料，便於發展天氣預報業務。

參 考 文 獻

- Charney, J. Y. Fjörtoft, R. and Neumann, J. V., (1950): Numerical integration of the barotropic vorticity equation. Tellus Vol. 2, No. 4, 237-254.
- Fjörtoft, R: On a numerical method of integrating the barotropic vorticity equation. Tellus, Vol. 4, No. 3, 179-194.
- Syono, S., (1951): On the motion of a vortex in a non-uniform pressure field. Pap. Met. Geophys., 2, 117.
- Gambo, K. and Kasahara, A. (1951): The general treatment of the motion of atmospheric vortices. Geophys. Notes. Notes, 4, No. 8.
- Gambo (1952): Notes on motion of a rotating solid cylinder on a rotating earth. Journ. Met. Soc. Japan. 30, 119.
- Yoshitake, M., (1953): On the dynamics of open System and its application to the motion of typhoon. Geophys. Mag., 24, 193.
- Simpson, R. H., (1946): On the movement of tropical cyclones. Trans. Amer. Geophys. Union, 27, 641.
- Sasaki, Y. and Miyakoda, K. (1955): Prediction of typhoon tracks on the basis of numerical weather forecasting method. Preceding of the UNESCO symposium on Typhoon. 221.
- Fujita, T. (1952): Pressure distribution in Typhoon.

- Geophys. Mag. 23, 437.
- Moore, R. L., (1946): Forecasting the motion of tropical cyclon. Bull. Amer. Met. Soc., 27, 410.
- Bjerknes, J. and olmboe, J., (1944): On the theory of cyclones. J. Met., 1, 1.
- Takeuchi, M., (1953): The motion of tropical cyclones in a non-uniform flow field. Pap. Met. Geophys., 3, 252.
- Riehl, H., and Newton, B., (1950): Further studies of the movement and formation of hurricanes and their forecasting. Bull. Amer. Met. Soc., 31, 244.
- Shermann, L., (1950): On the propagation of tropical cyclones. Trans. Amer. Geophys. Union, 31, 531.
- 笠原彰, 増田善信: 颱風論, 86-94, 123-131.
- 東京數值預報組(1956): 數值預報, 氣象研究第七卷第三號, 99-204.
- 大谷東平, (1935): 上層氣流による颱風進路の予測, 氣象集誌, 13, 288.
- 高橋浩一郎, 坂田初太郎, (1939): 颱風の進路進行速度を予想する二, 三の方法について, 氣象集誌, 17, 422.
- 畠山久尙, 高橋浩一郎, (1940): 颱風進路を予想する方法, 氣象集誌, 18, 383.
- 大山勝通(1953): 數值預報について, 預報研究1-1.
- 伊藤博, 久米庸孝: 天氣預報論, 114.
- 大山勝通, (1953): Barotropie モデルによる數值預報, 預報研究1-14, 281.
- 正野重方 (1952): 颱風の運動について, 研究時報, 4, 31.

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。

颱風中心結構及其實例檢討

徐明同

Some Practical Examples on the Construction of Typhoon Center

Hsu Ming-Tung

Abstract

More than 13 tropical revolving storms with its passage traversed the neighborhood of Taiwan during last 65 years had been selected for the study of the eye of Typhoon or the inner structure of these tropical storms. Some conclusions have been drawn up as follows:

1) Due to the topographic effect the eye of a typhoon was hardly to be observed at land stations when a typhoon approaches Taiwan thirteen typhoons only had been sorted out from more than a hundred cases of which their eyes or the core of the storms can be clearly observed.

2) The eye of a typhoon looked to be surrounded by a wall of discontinuity, the homogeneous airmass inside of the core of the storm should be an independent system separated from the outer side flux of the whirling air. The temperature of the eye was higher than outer side for 10 out of 13 cases. With 3 abnormal cases the temperature in the eye was comparatively lower than the outside.

3) Due to the whirling force of the wind which is tangential to the parcels along the wall of the eye, it diminished the deflectional force towards the centre of low into a negligible degree. From such standpoint of view, the writer believes that the homogeneous airmass in the eye of a typhoon might be originated from the place where it is generated. This possibly explains the variation of temperature at the inside of the eye.

4) The temperature in the eye of a typhoon frequently indicated about 1 to 2 °C higher above the outer side of the eye. These values were mostly obtained during the night and were independent to the effect of insolation from the day. The relative humidity observed during the passage of the eye of a typhoon frequently showed above 90 %. The feature of the subsidence became invisible at the lower level of the atmosphere near ground.

5) Some indications had been noted from a few examples that there has a slight decrease of temperature or a slight rise of pressure in advance of the passage of the eye. The rapid inflow of air at the outer wall of the eye, might cause the change of temperature of the airmass in the mixing process.

6) The dimension of the eye of a typhoon had been observed in Taiwan was generally estimated 10 to 40 Kms. in diameter.

7) The lowest pressure reading observed in the eye was happened mostly at the rear part of the eye in a tropical storm.

一、引言

熱帶低氣壓之中心部有一靜穩區域或與此狀態相近之區域存在，早已爲人所知，而多數之氣象學者及航海者均有相當之研究。此區域內風雨停止，雲消殆散，日間可見陽光，夜間則星光出現，且有時發現昆蟲或鳥類飛翔。在海上可見三角波浪。吾人稱此區域爲「眼」。隨着颱風者稱爲颱風眼。

關於眼有兩個主要問題，一爲爲什麼在眼內風速突然減小。關於此一問題 A. Oberbeck, D. Kitao, F. H. Bigelow, B. Haurwitz, S. Syono 等曾有理論的研究，但無完滿的理由說明此一現象。

另一問題爲眼內之氣溫與濕度。S. M. Ballou, W. Trabert 等假定眼內有下降氣流而解釋眼內之高溫低濕。眼內高溫低濕之例，常常引用 1882 年 10 月

20日之馬尼拉颱風。此颱風中心經過馬尼拉時氣溫由 25°C 變為 31.5°C 即昇高 6.5°C ，相對濕度由 95% 減為 43%。但 1937 年馬尼拉之 C. E. Deppermann 所發表之論文中認為 44 次颱風眼中 36 次在眼內無溫度之昇高，且 8 次在眼內昇溫者其中 5 次係因焚風 (Föen) 或日射之影響，而僅 3 次係因下降氣流而溫度升高。此外 1918 年 C. C. Chu 發表 1912 年 9 月 16 日颱風侵襲臺灣時臺東測候所之紀錄，圖 1 表示眼

內昇溫，以為支持馬尼拉颱風之一良好例證。據筆者調查，9 月 16 日 21 時至 22 時，風速尚在 15m/s 以上，故不能認為臺東已進入眼中，係為焚風而致高溫之好例。當時之天氣圖如圖 2。由此可知眼內之高溫低濕不一定是眼內之特性故，所以不可認為眼內有下降氣流之存在。

二、颱風眼之構造

過去歐美學者樹立許多理論要說明眼之構造。據 Ballou 氏 1892 年說，眼的周圍有高速度的風在吹，但不能吹入眼之內部。且眼中之空氣因離心力之作用而排出一部分，因此眼中發生下降氣流補償之。此氣流因絕熱的收縮而溫度上昇且濕度減低。

1911 年 W. Trabert 氏發表下列論說。颱風旋轉軸設為和地面成垂直，且於地面上高度 h 處，離開軸之距離 r 處，向中心域內吹入之風速設為 v 。此時進入厚度 dh 層之空氣量為 $\rho 2\pi r v dh$ 。設高度 h ，半徑 r 之切口上之平均上昇速度為 w ，那麼 $h+dh$ 處為 $w+dw$ 。因此由底面

(πr^2) 進入之空氣量為 $\rho \pi r^2 w$ ，而 $\rho \pi r^2 (w+dw)$ 之空氣量由上面流出。其差為 $\rho \pi r^2 \frac{dw}{dh} dh$ 。換言之，由傍邊進入厚度 dh 之空氣量為 $2\pi r \rho v dh$ ，而由上面流出之空氣量為 $\rho \pi r^2 \frac{dw}{dh} dh$ 。如颱風要繼續存在，此二個量必須相等，即

$$\frac{dw}{dh} = \frac{2v}{r} \dots\dots\dots (1)$$

$$\text{積分之 } w = \frac{2}{r} \int_0^H v dh \dots\dots\dots (2)$$

由此可知，平均上昇速度 w 和半徑 r 成反比例而和單位時間中流入由地面至高度 H 處之空氣量成正比例。上昇速度 w 之方向向上者設為正號。於颱風之下層，風向中心流入故 v 為正，但於上層風向外流出故 v 為負。因此 H 小時， $\int_0^H v dh$ 為正，但 H 較大時此量減小、 H 很大時此量變為負。他表示眼之構造如此，但此說不太明瞭。實際上，眼內之溫度有時比四周低，且濕度比四周高，因此假想眼內一定下降氣流，即不太妥當。

1933 年岡田武松氏指出，眼現象和理想流體二次

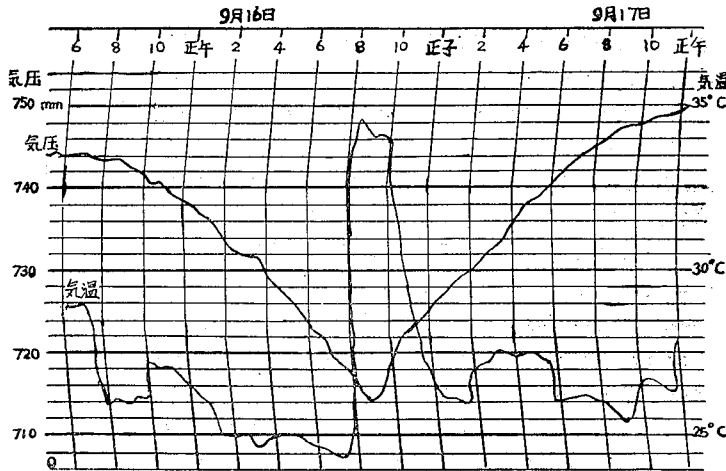


圖 1：臺東之氣溫及氣壓紀錄

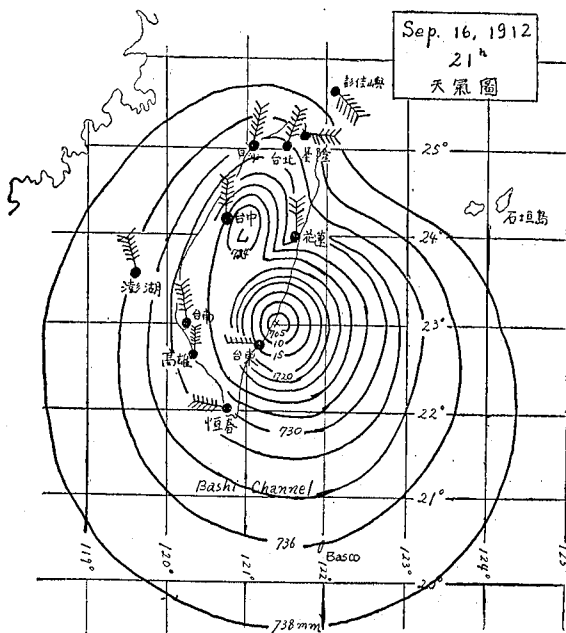


圖 2：1912 年 9 月 16 日 21 時天氣圖

元不連續運動類似。設 u, v 為速度成分， ϕ 為流函數 (Stream function)， ψ 為速度位 (Velocity potential)， $z = x + iy$ ，那麼 z 之任意函數 w 為

$$w = f(z) = \phi + i\psi \dots\dots\dots(3)$$

取連續方程式之解

$$w = \log z, z = e^w = e^{\phi + i\psi} = x + iy \dots\dots\dots(4)$$

然則流線之方程式為

$$\phi = \text{const. } x^2 + y^2 = e^{2\phi} = \text{const.} \dots\dots\dots(5)$$

上式表示同心圓，且等位線 (Iso-potential line)

可由下列多值函數表示

$$\psi = \tan^{-1} \frac{y}{x} = \text{const.} \dots\dots\dots(6)$$

於中心，速度為無限大故，不考慮至中心而設離開中心若干距離時進入靜穩圈，且於圈壁，速度為不連續，即圈壁周圍之流體向切線方向用高速度旋轉，而壁內流體完全靜止。這種理想流體之不連續運動可能於大氣中不會發生但可考慮相似之運動。熱帶低氣壓中心附近之運動也許和此種運動相似，因此靜穩圈等於眼。然則眼中之空氣開始就在裏面故不一定是高溫或低溫。又可能是高濕或低濕。

1936年 B. Haurwitz 氏設氣壓速度與地表風間之角為 ψ 。於熱帶低氣壓 ψ 隨着中心距離 r 之增加而減小。且於中心附近愈高的地方，向心風速愈小，因此向中心流入之空氣少故，於中心並無上昇空氣，因此不發生水汽之凝結。此則眼之現象。

1944年正野重方氏應用對稱性低氣壓之有關下層風之近似解而考察颱風眼之形成。眼中無雨、無雲，可見碧空之狀態並不一定需要下降氣流之存在，他述如無上昇氣流或有弱的上昇氣流就可。上昇氣流之盛衰和下層幅合量有關故，求下層幅合量是特別小的氣壓分布。結果知道於颱風中心附近呈特定氣壓分布時，和實際颱風一樣殆無上昇氣流。

R. H. Simpson 氏於 1947 年研究通過美國 Florida 半島之颶風 (Hurricane) 的觀測結果得到 800mb~400mb 面之間，氣溫比周圍高 5°C 而暗示有下降氣流之存在。又 1951 年例示颱風 Marge 之眼內，於 4 小時內在高度 5,000 英尺以上之氣溫下降 $4\sim 7^\circ\text{C}$ 。根據幾次颱風和颶風的觀測，他畫了眼之模型圖如圖 3。圍繞眼之雲為積雨雲，高度達 30,000 英尺。進行方向之雲壁略呈垂直，而後面雲壁稍有傾斜。眼之中心亦有雲如車輪之轂稱為轂雲 (Hub cloud) 高達 7,000~9,000 英尺。轂雲和雲壁之間有間隙，如城壕 (moat) 由此從飛機上可俯見海

面。眼內之地面報告常有「可見碧空」可能即從城壕看到的，並不是眼內到處可見的。

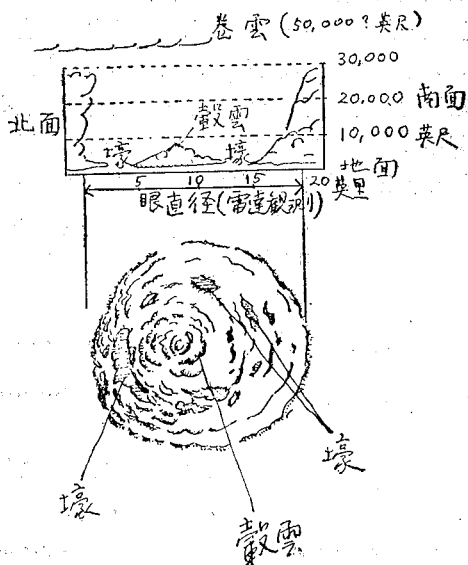


圖 3：颱風眼之構造 (Simpson)

1947年美國海軍發表很有趣的双重眼 (Double eye) 之觀測結果。此颶發生於1947年 9 月 10~20 日，於12日僅有直徑 7 英里之小眼，但到13日變為双重眼 (如圖 4) 14日直徑變為25英里。双重眼之觀測資料到現在尚很少，必須等待將來之觀測。

最近颱風雷達觀測逐漸發達，且飛機偵察亦對預報作業很有幫助。但由雷達決定之眼之中心往往和地面氣象資料所得之颱風中心不一致，使預報員發生混亂。此

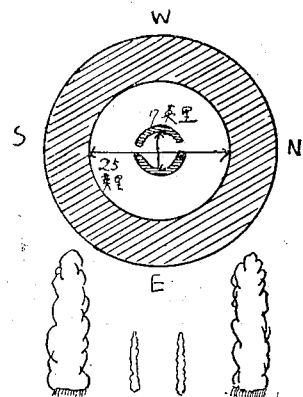


圖 4：双重眼

事已由 H. Wexler (1947年) 及 畠山等氏 (1955年) 發表。據他們之研究，移動速度愈大，緯度愈高時，眼之中心和氣壓中心之不一致愈大。此不一致雖然不很大，但論颱風微細構造時，或應用雷達所決定之眼之中心位置時必須注意。

1951年渡邊和夫氏整理美軍航空隊颱風觀測而得到下列結論：(1) 颱風眼之大小於發生期增大，於發達

期直徑成爲20~30英里然後縮小，於最盛期急速擴大。
 進入衰弱期後眼就消滅但可繼續測到靜穩域之存在。
 (2)眼之形狀通常爲圓型，有時爲橢圓型。(3)有時圍繞眼之雲壁一部分缺少，此現象和颱風軸之傾斜有關。

1953年增田善信氏等述，眼內之氣溫分布爲不一定，略呈週期的變動而其變動和颱風之發達可能有關係。
 1950年 M. Magata 氏解運動方程式而求颱風眼形成之條件，解明眼之定性性質。依圓場座標之運動方程式而求定常場合之功能積分(Integral of energy)及絕對角運動量(Absolute angular momentum)可得，

$$\frac{1}{2} (v_r^2 + v_\theta^2) + \pi = h \quad \dots\dots\dots(7)$$

$$rv_\theta + \frac{fr^2}{2} = C \quad \dots\dots\dots(8)$$

上式中 $\pi = \int \frac{dp}{\rho}$ ， v_θ ， v_r ， f 依次爲風之切線成分，動徑成分及科氏因數(Coriolis' factor)， h 及 C 爲關於各個流線之積分常數，但假定爲空間之常數。設境界條件爲 $r=r_0$ 時 $v_r=0$ ， $v_\theta=0$ ， $\pi=\pi_0$ ，

$$v_r = -\sqrt{2(\pi_0 - \pi) - \left(\frac{fr_0^2}{2r} - \frac{fr}{2}\right)^2} \quad \dots\dots\dots(9)$$

$$v_\theta = \frac{fr_0^2}{2r} - \frac{fr}{2}$$

$$\text{設 } \varphi(r) = 2(\pi_0 - \pi) - \left(\frac{fr_0^2}{2r} - \frac{fr}{2}\right)^2 \quad \dots\dots\dots(10)$$

然則關於流線之微分方程式爲

$$\left(\frac{dr}{d\theta}\right)^2 = \frac{r^2 \varphi(r)}{\left(\frac{fr_0^2}{2r} - \frac{fr}{2}\right)^2} \quad \dots\dots\dots(11)$$

流線相切於半徑 d 之圓之解如圖5。曲線(I)爲 $\varphi(r)=0$ ，於 $r=d$ 有一次零點時之解，曲線(II)爲 $\varphi(r)=0$ ，於 $r=d$ 有二次零點時之解。

現在由連續方程式求 v_z

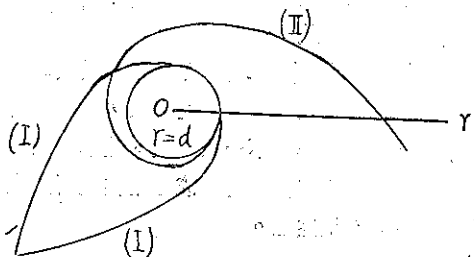


圖5：颱風眼之理論 (Magata)

$$v_z = \frac{1}{\rho g} \left[\left(\frac{v_r}{r} + \frac{\partial v_r}{\partial r} \right) (p - p_0) + v_r \left\{ \frac{\partial p}{\partial r} - \left(\frac{\partial p}{\partial r} \right)_0 \right\} \right] \quad \dots\dots\dots(12)$$

$\varphi(r)=0$ 於 $r=d$ 有一次零點時，可知於 $r=d$ $v_z=\infty$ 因此有限解存在之條件僅爲 $\varphi(r)=0$ 於 $r=d$ 有二次零點。此時流線相接於 $r=d$ 之圓， $r=d$ 之風速恰等於梯度風。

由此可知風速分布如(9)，(10)及(12)，且於 $r=d$ 吹梯度風時，流線漸近的變爲 $r=d$ 之圓，而於 $r=d$ 之圓內，不發生運動。此區域假想爲颱風眼。

Magata 氏再求滿足上述條件之氣壓及風之分布。且指出所得結果和實際颱風內之氣壓及風之分布相似。其外又求颱風中心與外域之氣壓差和眼之大小之關係而知氣壓差愈大，眼之直徑愈小，且隨颱風向北行，眼之直徑變大。更進一步述眼變大時眼內可能發生下降氣流，眼變小時可能發生上昇氣流，且推定日本附近之颱風眼有下降氣流。此理論所得之一般性質是否可由實際颱風眼確認尙未知，但係述眼形成之機構，爲一有趣之研究。

綜而見之關於颱風眼之本質，必須繼續觀測，收集資料，精密調查而建立配合事實之理論。

三、颱風眼之觀測實例

茲將臺灣本島及附屬島嶼上測候所颱風眼之觀測結果敘述如下。

(1)民國前13年8月22日(圖6)

颱風自呂宋島北方海上沿恒春半島西岸向西北進行。恒春於22日2時30分測得最低氣壓714.6mm。21日23時測得 NNE 風 22.7m/s，因此強風以致

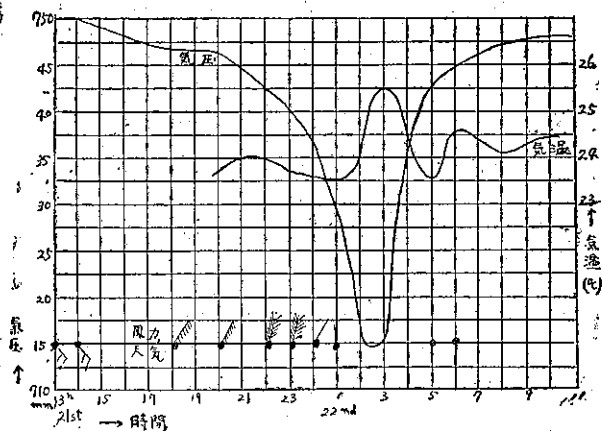


圖6：1899年8月21~22日氣壓、氣溫、風力及天氣紀錄(恒春)

風力計架倒塌陷於不能觀測，22日2時止風力甚強，至2時風向雖仍為NNE但風勢次第減弱，2時17分降雨停止，滿天雨雲消散，明月皎皎，此時吹各不同風向之軟風，西方電光閃閃，2時30分氣壓乃降至最低。2時40分再降小雨，2時57分雨再增強，3時5、6分左右急變為東南颶風。颱風似極接近恒春通過。位於眼中之時間約70分鐘，移動速度約13km/m，故眼之直徑大約20km。眼前後之氣溫以眼中為高，眼前後稍低。入於眼內溫度約增1.5°C。

(2)民國前一年8月26日(圖7)

颱風自巴士海峽沿恒春半島西岸向西北進行，其氣壓極低，恒春於26日22時測得最低氣壓702.9mm。風速於19時45分測得NE 34.4m/s，以後風力計吹毀，20時最強，據目測可達50m/s。21時風向轉E後風速急激衰弱，23時風向轉S，風力再增強。眼中氣溫上升約2°C。

(3)民國前1年8月31日(圖8)

颱風自石垣島附近西進於接近臺北之南方通過。臺北於21時測得最大風速WNW 22.6m/s，22時後風力頓減，殆呈無風狀態，然一過23時風向轉NNE風力再增，其間22時30分測得最低氣壓為723.1mm。又降雨於22時40分至22時55分停止，可知已入眼中。氣溫在眼中上升0.5°C，眼通過後稍降。

(4)民國3年6月30日(圖9)

颱風自石垣島附近向西北進行，通過基隆近海。基隆於30日16時風力漸增，20時30分至21時30分之間風力極為猛烈。此時風向急自北而西而南再轉東，同時風力驟衰，21時45分至22時之15分鐘內僅3m/s，其後風力再增，22時測得最低氣壓723.8mm。由此可知基隆曾入於眼之邊緣。入颱風眼中時氣溫上升0.5°C，其後仍繼續上升。

(5)民國8年8月9日(圖10)

颱風係最小型者，自本島東南海上向西北進行，通過臺東之南側。臺東於11時40分測得最低氣壓719.0mm。11時風速為NNE 32.8m/s，風力計架被吹毀，以致不能觀測12時氣壓急升時風力略減，風向自NE急轉為ESE，臺東測候所雖未測得颱風眼，但據位於臺西西南約12km知本之警察官稱9日10時起此風轉強烈，11時風力最強，令人手足無措，只能委諸天命。但近正午降雨急止，呈無風狀態，陰暗之天空現出碧空，約一小時後驟然吹來強烈之南

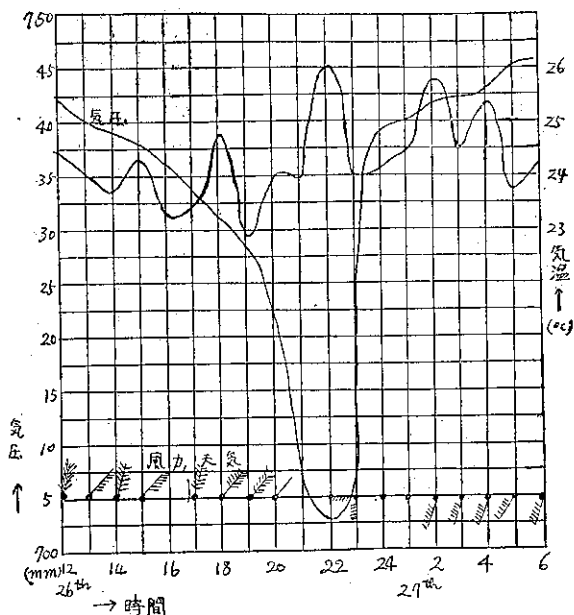


圖7：1911年8月26~27日氣壓、氣溫、風力及天氣紀錄(恒春)

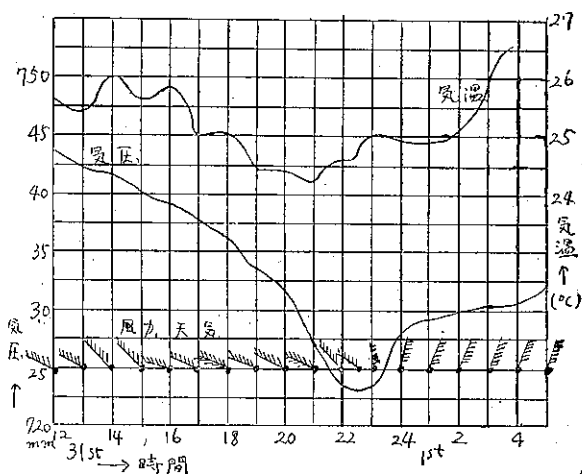


圖8：1911年8月31日~9月1日氣壓、氣溫、風力及天氣紀錄(臺北)

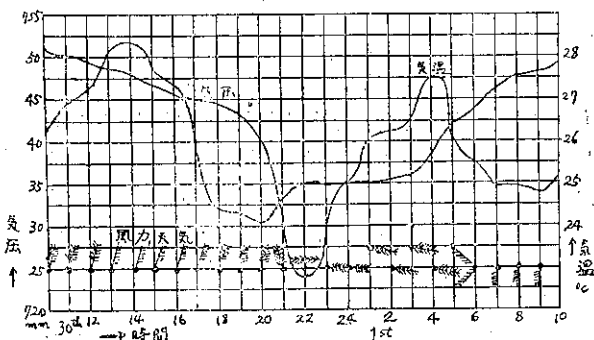


圖9：1914年6月30日~7月1日氣壓、氣溫、風力及天氣紀錄(基隆)

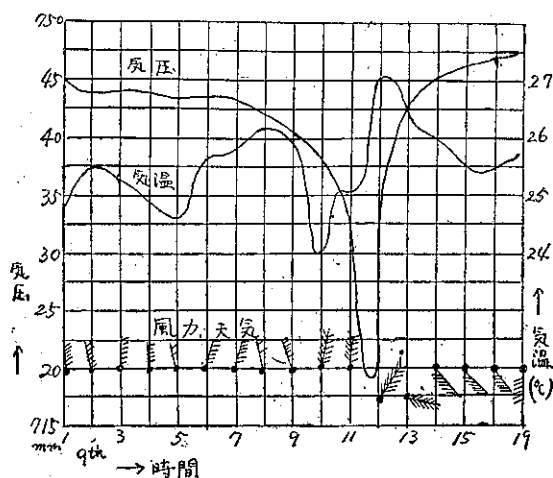


圖10：1919年8月9日氣壓、氣溫、風力及天氣紀錄（臺東）

風，風力較眼前稍弱，至15時遂趨沈靜。知本溫泉之風力曾一時轉弱但未至無風狀態。據上述情況，臺東至知本溫泉間恰相當於颱風眼之直徑，又據知本之無風時間為一小時，推測此次颱風眼之直徑甚小，約為10km。

(6)民國11年9月28日（圖11）

颱風於臺東之南側向北西進行，臺東自 11 時起風力漸強。11 時 10 分臺東廳門前之大樹臺灣松被吹倒，建築物及樹木多有倒壞。至 12 時達最強為 NE 17.6m/s，14 時減至 NE 14.4m/s，而氣壓却於 14時10分降至最低725.0mm，至 14 時 20 分遂平靜，風停雨止，下層雲底稍高，僅激浪向岸上衝擊，此時係中心於最近通過，果然於14時40分，即穩靜之25分鐘後於風向轉 SSE 時風勢漸加強，17 時達 17.1 m/s，據靜穩時間 25分鐘推測眼之直徑大約 15km。氣溫於眼前極大，眼中則位於溫度下降當中。

(7)民國13年8月3日（圖12）

颱風自東沙島東行通過恒春之北側。恒春之氣壓於 18 時開始急激下降，18 時 50 分測得最低氣壓 736.8mm，同時刻至 19 時之 10 分鐘內，呈無風狀態，19時氣壓上升，同時風向自 SSW 立即變為 NW，20時風速最大，達 NW 15.1m/s，再降雨，風力隨之漸衰，眼中氣溫上升約 1°C，眼通過後下降達 3°C，濕度在眼前及眼後之變化約 4 %，但眼中無特殊變化。

(8)民國14年8月27日（圖13）

颱風自石垣島附近向西北進行，通過彭佳嶼之南側，彭佳嶼自 27 日 1 時風勢次第加強入於暴風狀

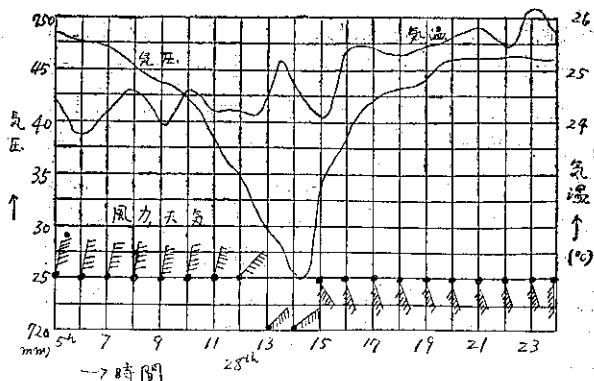


圖11：1922年9月28日氣壓、氣溫、風力及天氣紀錄（臺東）

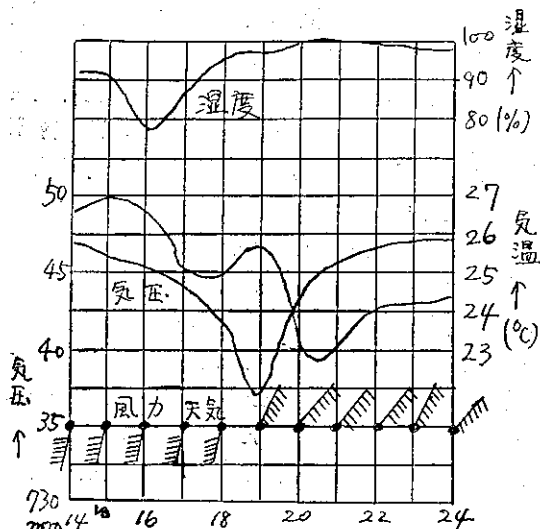


圖12：1924年8月3日氣壓、氣溫、風力及天氣紀錄（恒春）

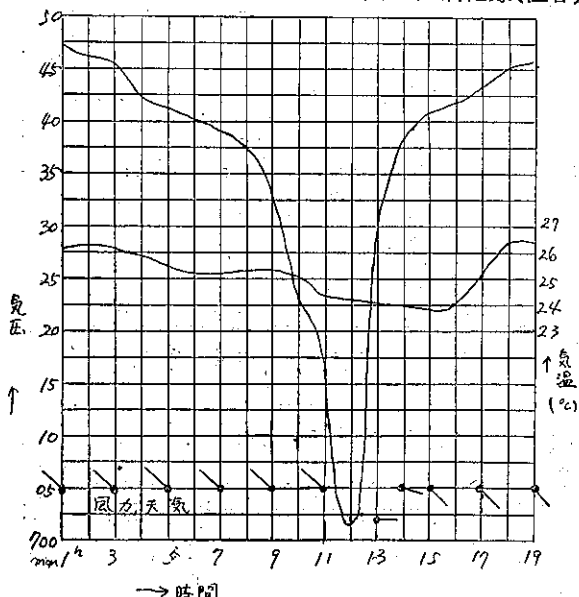


圖13：1925年8月27日氣壓、氣溫、風力及天氣紀錄（彭佳嶼）

態。因風力計毀壞之故風速不能觀測。直至 11 時均續吹 NE 風，11 時 20 分起之 10 餘分鐘內風由急轉穩，11 時 40 分風向順轉為 E 風，颶風襲來，建築物被害甚大，12 時最低氣壓降至 701.5mm 造成最低紀錄。14 時左右風向轉 ESE，15 時起轉 SE，風勢漸衰。

如上所述颶風眼係由彭佳嶼之南側通過，測候所稍偏離眼之中心。氣溫於眼中無特別變化，眼前至眼後漸下降。

(9) 民國 15 年 8 月 15 日 (圖 14)

颶風自石垣島之南方向西北進行，於極接近彭佳嶼之西南側通過。彭佳嶼於 14 日 19 時風力增強，23 時測得 NNE 34.4m/s。23 時 15 分終將風力計用之電桿吹倒，24 時風向 ENE，零時 35 分至 2 時

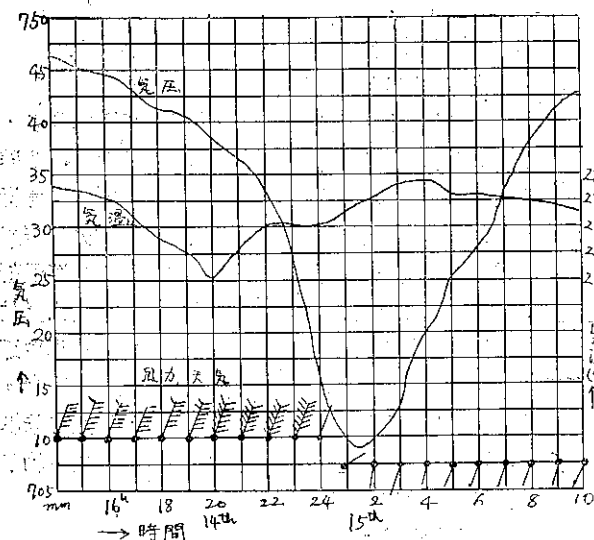


圖 14：1926 年 8 月 14~15 日氣壓、氣溫、風力及天氣紀錄 (彭佳嶼)

45 分之兩小時十分鐘內呈無風狀態，其間有濃霧發生。表示颶風眼通過彭佳嶼，颶風中心之移動速度 18km/hr，據此推測颶風眼之直徑約 40km 左右。氣溫自眼前起上昇，眼前通過後發生短時之極大，其後再下降。

(10) 民國 21 年 8 月 24 日 (圖 15)

颶風自那霸島附近向西進行，通過彭佳嶼。彭佳嶼風速自 23 日 14 時起漸增，達 18.7m/s。24 日 3 時達 NW 35.0m/s，風力計之電桿吹倒，電線吹斷，修理後，風力次第加強，屢生障礙，至 7 時測到 NW 40.8 m/s，風杯被吹毀。至 14 時氣壓降至 717.2mm 時風力頓衰，15 時呈無風狀態，天空甚為明朗，無數

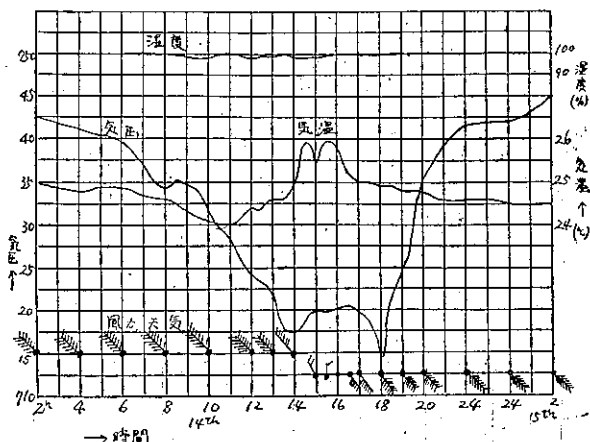


圖 15：1932 年 8 月 24 日氣壓、氣溫、濕度、風力及天氣紀錄 (彭佳嶼)

之昆蟲遮天飛來。充分表示入於眼中，此時氣壓一度上昇，17 時 10 分暴風雨再急激襲來。同時刻至 20 時之間最為強烈，推測風速約在 60m/s 左右。18 時測得最低氣壓 714.4mm，其後氣壓漸上升，20 時風力稍弱。根據靜穩時間為 3 小時及移動速度為 14km/hr 推測眼之直徑約 40km。入於眼內時氣溫上升 1.5°C，眼通過後氣溫下降 1°C。其間濕度殆無變化。

(11) 民國 31 年 9 月 11 日 (圖 16、17)

颶風自東部海上向西北進行，通過宜蘭南側，宜蘭於 11 日 22 時測得最低氣壓 723.0mm，風速 31.3m/s。22 時 5 分時暴風停止入於無風狀態約 30 分鐘，感覺悶熱，黑暗之室外視線稍呈良好，可透視約 100 公尺，東北方上空有三數星出現。西北方時有發光現象，明亮如晝，22 時 40 分風再增強，風向轉 SSE，23 時測得 SSE 25.7m/s，眼中氣溫上升約 1.7°C。

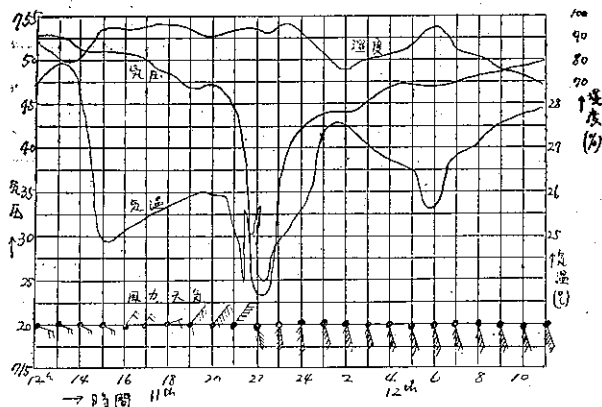


圖 16：1942 年 9 月 11~12 日氣壓、氣溫、濕度、風力及天氣紀錄 (宜蘭)

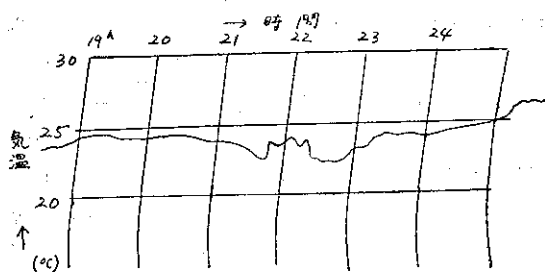


圖17 a : 1942年9月11日宜蘭機場之氣溫紀錄

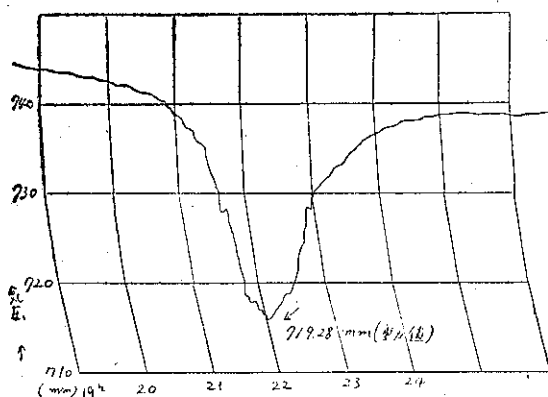


圖17 b : 1942年9月11日宜蘭機場之氣壓紀錄

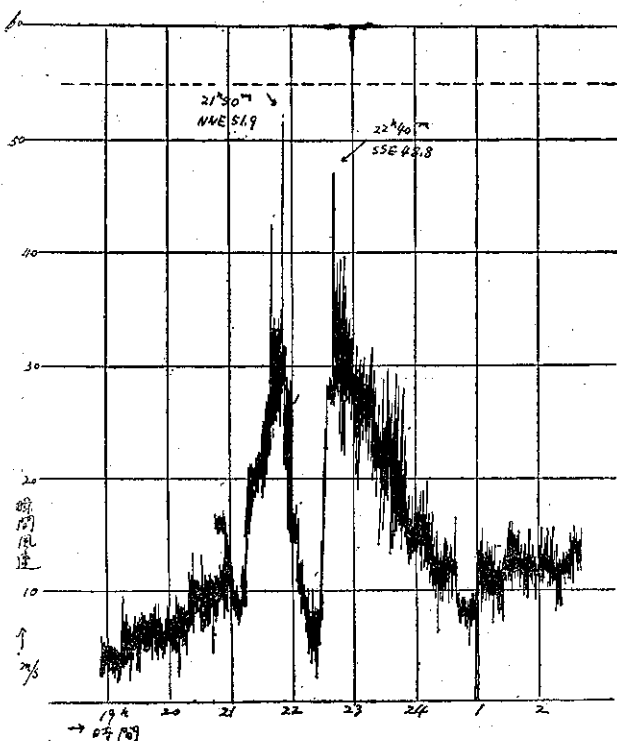


圖17 c : 1942年9月11日宜蘭機場之風速紀錄

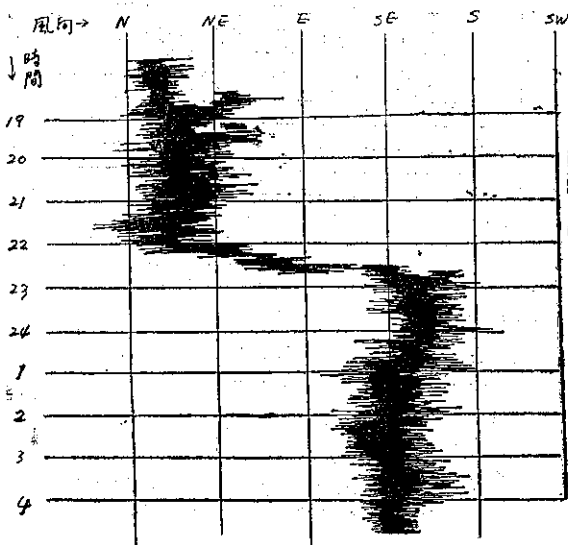


圖17 d : 1942年9月11日宜蘭機場之風向紀錄

(12) 民國32年7月18日 (圖18)

颱風自那霸南方海上向西進行，通過彭佳嶼。彭佳嶼於1時40分測得風速為 NW 37.0m/s，1時55分風力計之電桿吹倒。2時40分起風速急激降低，同時感覺耳鳴。2時55分至3時0分呈無風狀態，3時3分起始感覺有風，氣壓於3時達最低為 710.1mm，此時水銀柱搖動未能正確讀出數值，耳鳴較以前激烈，以致難辨言語，天空現象因濃霧之故不明，3時50分 SSE 風達 27.8m/s，猛烈之暴風雨再度襲來，據以上所述可知彭佳嶼係位於颱風眼之北端，颱風眼通過之前後氣溫約下降 1°C，濕度幾無變化。

(13) 民國38年7月28日 (圖19)

颱風係 26 日左右發生於南海後向東北進行，28日 13 時於恒春北面登陸，係一小型颱風。暴風半徑僅為 150 公里。恒春自 10 時起氣壓下降較大，是時全天密雲(Ns)，風雨均增強，風向自前日起為 SE。於 11 時 45 分氣壓停止下降，出現第一次極小，稍稍上昇，過 12 時後再緩緩下降，13 時 0 分測定最低氣壓 728.68mm。13 時 10 分起氣壓急激上昇。12 時風向變為 S 風速 20.8m/s，一過 12 時風速急激轉弱，12 時 30 分為 S 4.5m/s，13 時僅為 N 1.2m/s。其間 12 時 20 分有微弱之太陽光線透過，中層雲亦稍得見，小雨斷續，12 時至 13 時之雨量僅 0.2mm，此時聽的 S 方之海鳴轉變為 SW 方。自 13 時 10 分起風力再增強，13 時 30 分達 NW 17.7m/s，13 時 48 分測得最大瞬間

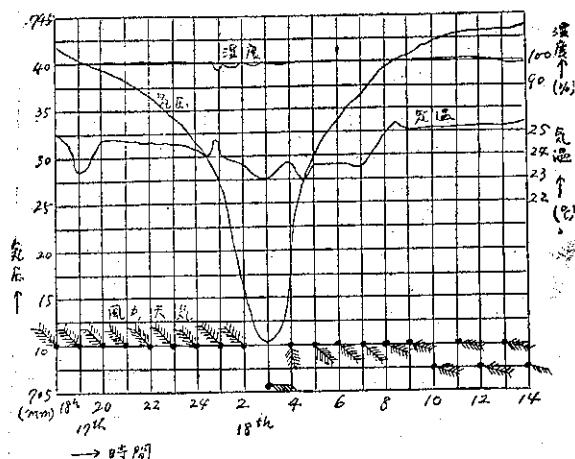


圖18：1943年7月17~18日氣壓、氣溫、濕度、風力及天氣紀錄（彭佳嶼）

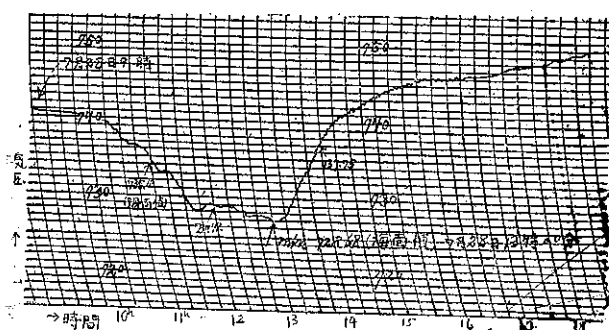


圖19 a：(4張) 1949年7月28日氣壓紀錄（恒春）

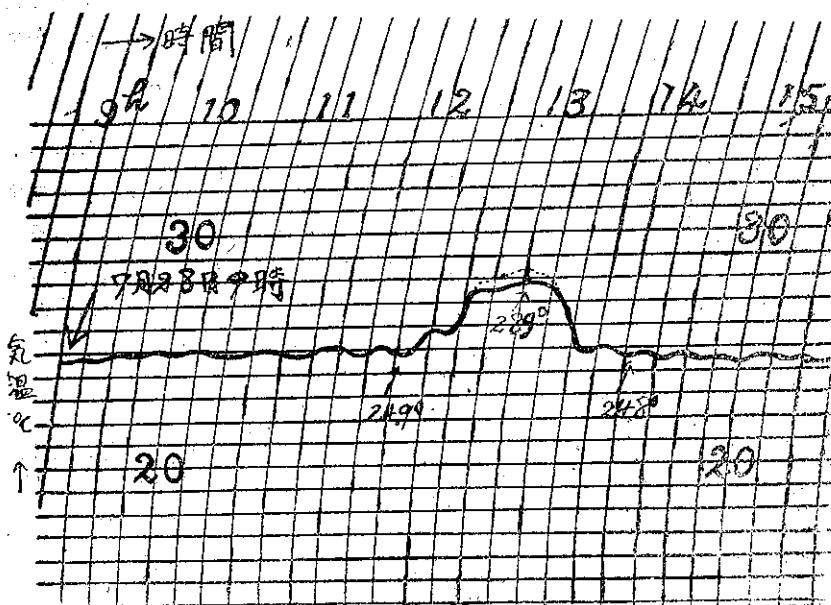


圖19 b：1949年7月28日氣溫紀錄（恒春）

風速達 31.8m/s ，而風向轉為 WNW，然後轉為 W，且雨勢增強 13 時至 14 時之雨量達 27.7mm 。氣溫至 12 時無顯著之變化，過 12 時則開始上昇，13 時達 28.4°C ，過 13 時再下降，13 時 30 分與 12 時以前略等。其後無大變化。即在眼內氣溫大略上昇 3.0°C 。而相對濕度 12 時為 96%；13 時為 94%，14 時為 98%，即眼通過前後無大變化。綜合上述資料可知位於眼中約為一小時即 12 時 10 分至 13 時 10 分之間。由於颱風移動速度為 20km/hr ，以推定眼之直徑約為 25 公里。

四、結 論

根據上述調查，關於經過臺灣之颱風眼可得下列結論。

(1) 颱風接近臺灣時，因中央山脈很高，所受地形影響很大，颱風眼僅可於附屬島嶼及東部沿海岸各地觀測得之。在過去 65 年內僅見十有三次。

(2) 颱風眼構造似圈以不連續面，颱風眼內之氣圈似係一孤立氣團體系，颱風中心氣溫較其外圍氣溫高者有 10 次，其較低者有 3 次。

(3) 因颱風眼外圍之不連續面，係因空氣以颱風眼圈作切線運行而旋空氣轉向低壓中心流動之分力已見消失，颱風眼內外之氣圈似顯阻隔。

因此颱風眼內之氣溫隨之亦時有高下之差別，或依其形成時之物理環境而定。

(4) 颱風眼內之氣溫較其外圍之氣溫約高 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ ，因颱風眼通過時多於夜間，似不受日射之影響，顯係颱風眼固有之性質。又颱風眼經過時通常相對濕度多在 90% 以上，故近地面下層空氣中似未受下降氣流之影響。

(5) 依據宜蘭等處颱風眼經過時之紀錄，在颱風眼外鄰近區域有氣溫略見下降現象，此或係由於外圍空氣之流入所致。

(6) 臺灣附近之颱風眼之直徑約在 10~40 公里間。

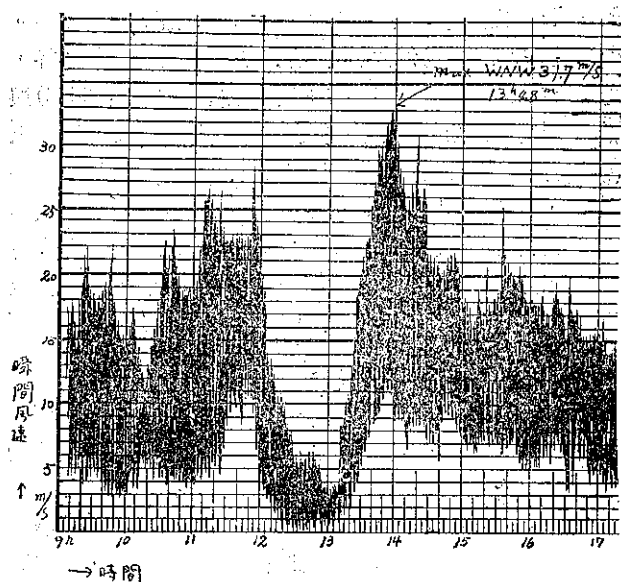


圖19c：風速紀錄（恒春）

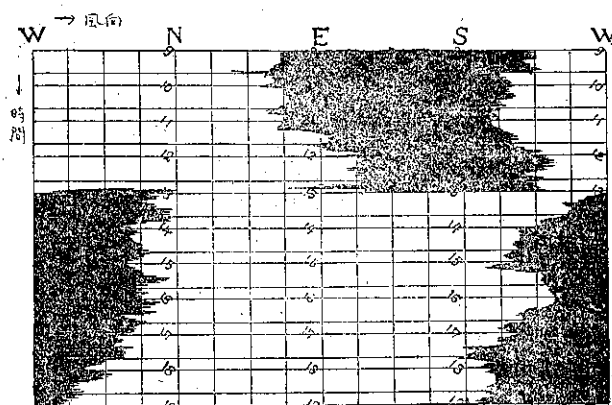


圖19d：風向紀錄（恒春）

(7)最低氣壓值之記載，多見於颱風眼之後部。

誌 謝

本文承蒙鄭所長子政賜予斧正，至感謝意，圖表又由張玉霞小姐協助繪製，併此誌謝。

參 考 文 獻

1. A. Oberbeek(1822): Wied. Ann. Bd. XVII.]

2. D. Kifao(1909): Die Wissenschaftlichen Abhandlung
3. J. F. H. Bigelow(1900): Report of the Chief of the Weather Bureau 1898-99. Vol. II Washington
4. B. Haurwitz(1935-36): Z. Geophys. 13 d. 45, 47,
5. S. Shono(1944): Jour. Met. Soc. Japan Second Ser. Vol. XXII No. 12.
6. S. M. Ballu(1892): Amer. Met. Jour.
7. W. Trabert(1911): Lehrbuch d. Kosmischen Physik.
8. E. Deppermann(1937): Manila Central Obs. Weather Bureau.
9. C. C. Chu(1918): Monthly Weather Rev. Vol. 46.
10. T. Okada(1933): Proc. Imp. Acad. Vol. IX
11. R. H. Simpson(1947): Monthly Weather Rev. Vol. 75.
12. R. H. Simpson(1952): Bull. Ame. Met. Soc., 33.
13. R. H. Simpson(1955): Proc. UNESCO Typhoon Symposium,
14. Chief of Naval Operations, Aerology Flight Section(1947): A note on the double eye phenomenon as observed during hurricane, 11-20
15. H. Wexler(1947): Ann. N. Y. Acad. Sci., 48
16. Hatakeyama(1955): Proc. UNESCO Typhoon Symposium.
17. 渡邊和夫(1951): 氣象雜誌第29卷第 9 號
18. 增田善信(1950): 研究時報 5.
19. M. Magata(1950): Pap. Met. Geophys.1,
20. S. S. Visser(1925): Tropical cyclones of the Pacific.
21. 岡田武松(1937): 氣象學礎石
22. 笠原彰、增田善信(1958): 颱風論
23. 高橋浩一郎(1952): 最近の氣象學
24. 徐明同(1949): 氣象資料大全「颱風第八章」(未印稿)



民國五十年颱風調查報告

第四號 颱風波密拉

Report on Typhoon "Pamela"

Abstract

Typhoon Pamela first whirled around under south of a trough in the easterly wave near Marianas on 6th Sept. 1961. The intensity of the storm reached the stage of a typhoon at three days after her birth with a maximum wind velocity up to 60 m/sec near the centre. The value was reported at noon of 11th September.

On that morning, typhoon Pamela was located at a distance of 700 kms. to east coast of Taiwan. She then suddenly changed her moving direction from westnorthwest to west towards east coast of Taiwan and landed at north of Hualien on next morning. She traversed the northern part of Taiwan and later hit the coast of the mainland on the evening of 12th. She dissipated in Southern China in the night of 13th. September.

The typhoon had caused a great damage in northern part of Taiwan. About 200 persons sacrificed their lives in this storm and more than three thousand houses were ruined.

Highest wind velocity recorded at Keelung was 35.0 m/sec, and a maximum of total amount of rainfall reported at Alisan was 310.3mm.

一、波密拉颱風之發生與經過

從八月下旬至九月初旬赤道鋒 (Intertropical convergence) 平均位置在北緯 20 度附近，波密拉 (Pamela) 颱風發生前後即於九月上旬，在此赤道鋒上誘發之熱帶性低氣壓會有三、四次，但均甚微弱未能發展成爲輕度颱風前即趨消失。其生命極爲短促，可見在較高緯度區域發生之熱帶性低氣壓發展難就。當九月六日熱帶性低氣壓將進入巴士海峽向東沙島海面推進時，在關島附近(約北緯 15.6 度，東經 131 度) 形成另一熱帶性低氣壓，此爲波密拉颱風生成的開端。此風暴係形成於東風波槽 (Easterly wave) 之南端(如圖 1 中所示)。當其形成後，發達很慢，至九日下午二十時纔發展爲輕度颱風，爲時三天又十二小時之久。當時位置在硫磺島西南海面約 850 公里之海面(北緯 21 度，東經 134.4 度)，其中心氣壓從 1002 毫巴(發生時)經過三天半之後，始下降到 995 毫巴，最大風速均未超過每秒 15 公尺以上。第一天(九月六日)該熱帶氣旋移動速度以每小時 25 公里向西北推進，七日到九日廿時之間速度極慢，平均僅爲 5 公里。十日八時中心位於南大東島東南約 500 公里之海面

(北緯 22.1 度，東經 133.4 度時，中心氣壓爲 985 毫巴，近中心處最大風速已增強達每秒 35 公尺以上，已發展爲中度颱風，遂正式命名爲波密拉颱風。改向西北西推進，速度漸增爲每小時 15 公里。十一日晨二時，中心移至那霸島東南方約 340 公里海面(北緯 23.8 度，東經 129.2 度)時，中心氣壓減至 960 毫巴，中心最大風速增強達每秒 45 公尺，再改向西進行，速度加快爲平均每小時 33 公里。于十一日八時至那霸島正南方約 300 公里處時(北緯 23.6 度，東經 127.4 度)，中心氣壓爲 950 毫巴，中心最大風速每秒達 50 公尺，成爲強烈颱風繼續保持向西，並以每小時 33 公里之高速度移動，有侵襲臺灣之趨勢。同日十四時在花蓮東方約 440 公里處(北緯 23.7 度，東經 125.8 度)，中心氣壓 940 毫巴，中心最大風速每秒達 60 公尺，移動方向及速度未變。廿時移至琉球西南石垣島附近，即花蓮東方約 270 公里海面(北緯 23.9 度，東經 124.1 度)，中心氣壓降至 930 毫巴，爲波密拉颱風推算之最低氣壓，中心最大風速每秒達 60 公尺，是爲波密拉颱風之最盛期。仍保持向西推進，迅速接近臺灣東部花蓮地區，終于 12 日晨 3 時在花蓮宜蘭之間大濁水(南澳風向爲順轉)登陸臺灣本島。

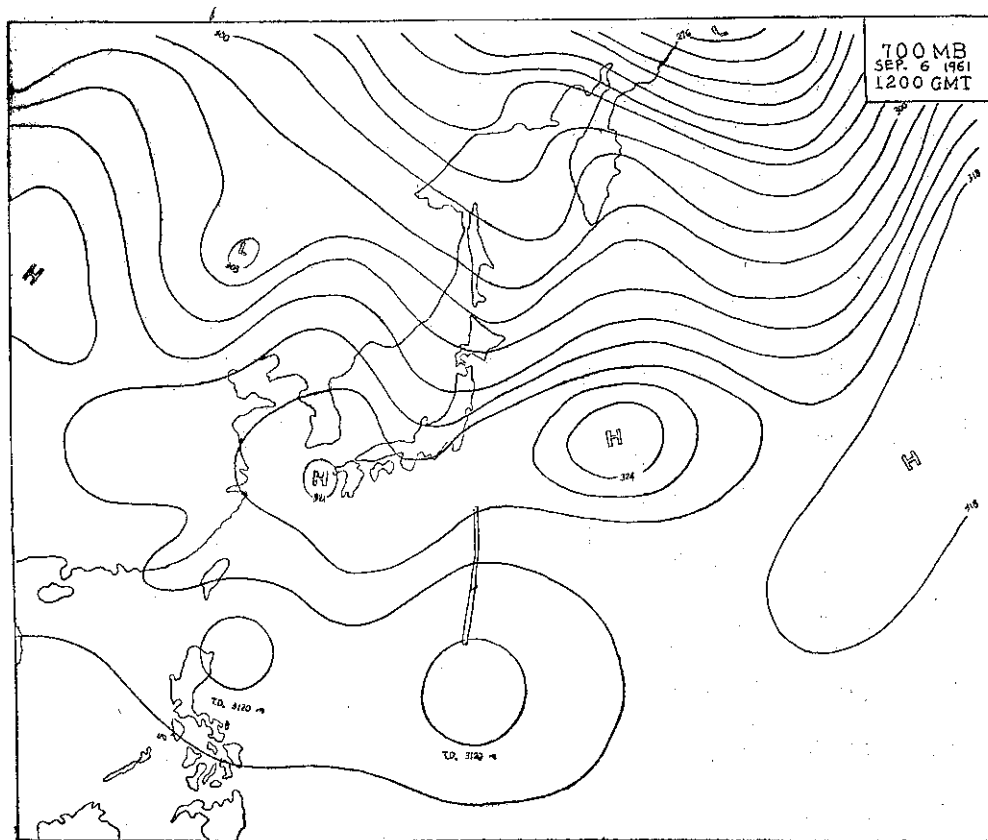


圖1：波密拉颱風發生時之 700mb 面高度圖及東風波槽

該颱風登陸後其環流受臺灣地形之阻礙，強度迅速減弱，但波密拉颱風移動速度極快，且因臺灣北部地形高度比中部較低，底層環流移至西部所以波密拉颱風越過中央山脈時並無發生副低壓之現象。越過本省僅有五小時之短暫時刻。于十二日八時在臺中西北海岸進入臺灣海峽後仍向西進行。此時中心氣壓受地形影響升高為 950 毫巴，強度繼續減弱。十二日十四時由金門附近進入大陸後氣壓繼續升高，威力激減為中度颱風再衰退成輕度颱風，于十三日八時抵達江西省南昌南方（北緯 27 度，東經 115 度）時轉為溫帶氣旋而停留，至同日廿時完全消滅。前後共有七天之生命史（參看附圖 2）。根據美軍之飛機偵察資料（經由日本氣象廳 JMC 廣播之資料）茲列如表 1，又於附圖 3，4 所示者，為波密拉颱風經過臺灣時之天氣圖以資參考。

二、臺灣各地之氣象情況

臺灣各地自 11 日晚上 20 時波密拉颱風抵達花蓮東方約 270 公里之海面上時，逐漸進入颱風暴風範圍，臺灣東北部及北部風雨逐漸增強。波密拉颱風侵襲臺

表一：波密拉颱風飛機偵察報告表

觀測時間 (120°)			中心位置		位置決定法	海平面 氣壓 (mb)	最大風速 (Kts)
日	時	分	北緯 (N)	東經 (E)			
10	08	00	22.5	133.4	good recon	985	75
"	14	00	23.4	132.0	good recon	985	75
"	20	00	23.8	130.9	fair recon	965	90
11	2	00	23.7	129.5	fair recon	965	90
"	8	00	23.6	127.5	good recon	930	100
"	17	00	23.8	125.1	good recon	910	130

灣時之主要氣象要素，根據氣象所各測候所颱風報告整理之結果，如表二所示。茲將各地之氣象變化情況略述於後。

A. 氣壓

本省東北部各地首先受颱風之影響，故氣壓較早開始下降，首先為花蓮自 11 日 20 時至 12 日 3 時止七小時之間，平均以每小時 3.9 毫巴之速度下降；至 12 日 3 時颱風在花蓮與宜蘭之間登陸時，其氣壓為 970.4 毫巴，即東部地區波密拉颱風登陸時之最低氣壓。但因

表二：波密拉颱風各測候所觀測資料

地 點	最低 氣壓	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)				
	(mb)	日	時	分		日	時	分	風速	風向	氣壓	氣溫	濕度				時 間			
彭佳嶼	992.0	12	03	00	34.6	ENE	12	03	00	42.0	ENE	992.0	27.2	84	12	02	50	30.4	11 23 25 12 05 54	11日18時—12日20時
鞍 部	678.9*	12	03	30	13.0	S	12	03	00	—	—	—	—	—	—	—	—	132.8	11 18 00 12 12 00	9日18時—12日7時
竹子湖	922.6*	12	06	10	24.3	E	12	06	00	—	—	—	—	—	—	—	—	103.8	11 05 20 12 10 42	12日6時—12日9時， 11時
淡 水	982.5	12	03	45	34.2	E	12	05	50	—	—	—	—	—	—	—	—	125.9	11 13 55 12 11 20	12日1時—12日14時
基 隆	985.1	12	03	20	35.0	NE	12	02	30	42.5	E	986.0	26.6	91	12	04	30	151.2	11 05 23 12 16 10	11日18時—12日16時
臺 北	980.2	12	03	33	26.2	ESE	12	05	00	37.4	ESE	980.6	25.0	91	12	04	02	101.6	11 15 00 12 15 00	11日21時—12日13時
新 竹	965.2	12	04	07	33.4	NNE	12	04	10	42.7	NNE	971.1	24.7	99	12	03	56	132.9	11 14 50 12 17 15	11日22時—12日17時
宜 蘭	971.3	12	03	15	34.8	NE	12	03	00	44.8	NE	971.5	24.6	100	12	03	14	203.3	11 13 04 12 13 00	11日23時—12日12時
臺 中	962.5	12	05	20	17.8	NNW	12	03	20	30.7	NNW	980.0	25.3	96	12	03	17	93.2	11 17 30 12 15 37	12日2時—12日4時 8時，10時—11時
花 蓮	970.4	12	03	00	23.0	SE	12	04	30	27.2	SE	980.5	27.2	92	12	04	25	81.2	11 18 36 12 15 10	12日5時—12日11時 ，14時
日月潭	653.00*	12	04	25	11.7	SSW	12	06	30	—	—	—	—	—	—	—	—	43.6	11 20 32 12 15 52	
澎 湖	981.2	12	08	42	28.0	W	12	09	20	34.2	W	982.9	24.8	100	12	09	20	138.8	12 02 20 12 14 40	11日21時—12日18時
阿里山	557.50*	12	04	15	8.5	W	12	04	20	14.4	W	557.57	15.4	100	12	03	41	310.3	11 19 25 12 15 10	
玉 山	470.20*	12	04	00	16.7	SW	12	10	50	—	—	—	—	—	—	—	—	178.7	11 18 30 12 14 40	12日1時，3時，8時 10時—14時
新 港	974.7	12	03	05	20.5	S	12	09	30	26.9	S	994.5	26.9	90	12	09	33	11.9	11 20 15 12 12 30	12日2時，8時—13時
永 康	989.0	12	05	30	16.7	NNW	12	03	30	22.8	NNW	990.7	26.9	92	12	03	23	32.6	11 19 45 12 17 10	11日24時—12日14時
臺 南	989.3	12	06	00	13.5	NW	12	03	50	26.6	NW	989.5	26.2	93	12	04	48	30.5	11 19 50 12 17 40	12日2時—10時
臺 東	976.4	12	04	00	18.2	SSW	12	10	00	22.3	SSW	993.0	27.6	85	12	04	00	8.8	12 05 07 12 11 20	
高 雄	990.0	12	05	00	17.2	WSW	12	08	30	—	—	—	—	—	—	—	—	13.9	11 12 18 12 14 08	12日7時—11時
大 武	980.6	12	02	47	9.3	SSW	12	05	10	20.1	SSW	984.6	30.2	63	12	05	28	30.9	12 00 15 12 13 15	
蘭 嶼	983.8	12	03	10	25.7	WSW	12	03	20	35.2	WSW	984.0	25.8	92	12	03	08	2.4	11 22 50 12 08 58	11日00時—12日24時
恒 春	989.1	12	03	15	15.7	W	12	04	30	18.3	W	990.0	28.0	84	12	04	11	0.9	12 06 22 12 09 00	12日1時—7時
鹿林山	537.72*	12	04	15	25.0	ESE	12	08	50	—	—	—	—	—	—	—	—	265.4	11 20 20 12 14 50	12日2時，3時，5時 7時—11時

註：*重力值(mm.)。(2)**因風速計損壞為目測值。

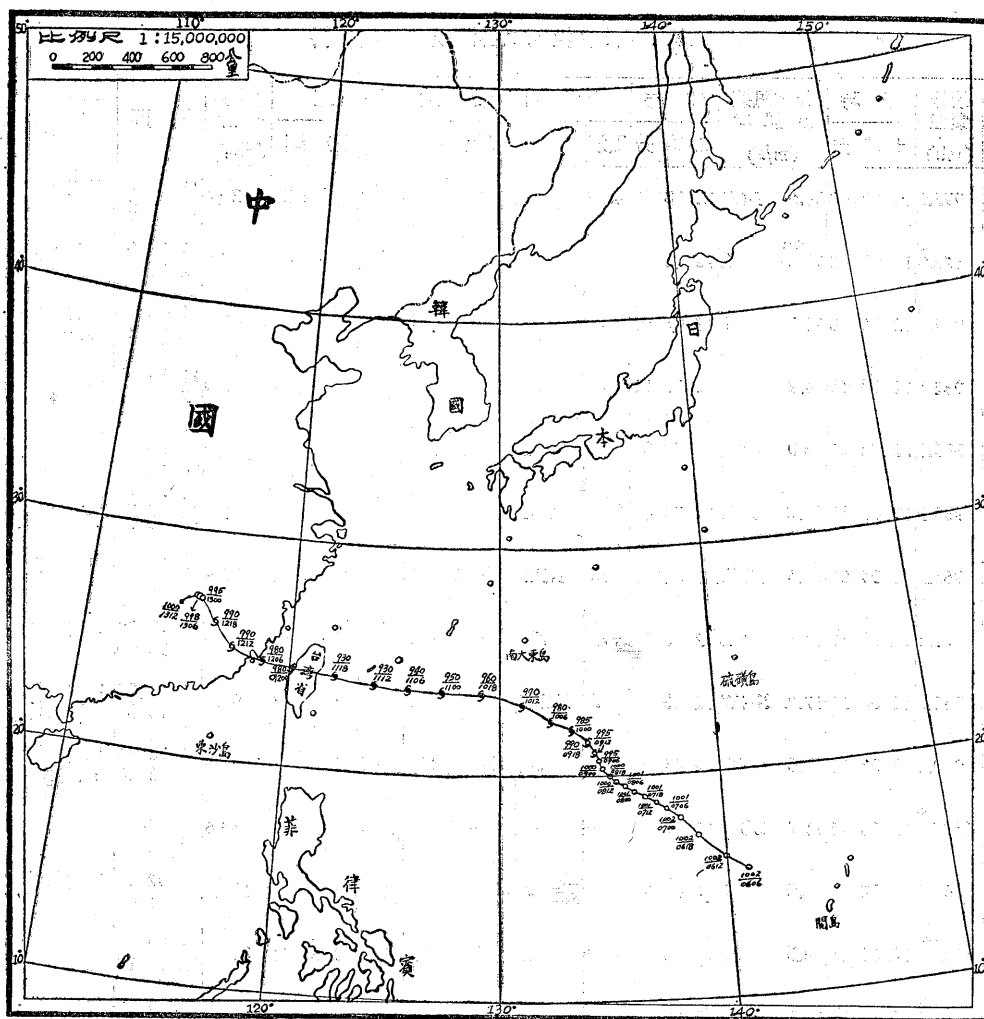


圖 2：波密拉颱風之徑路

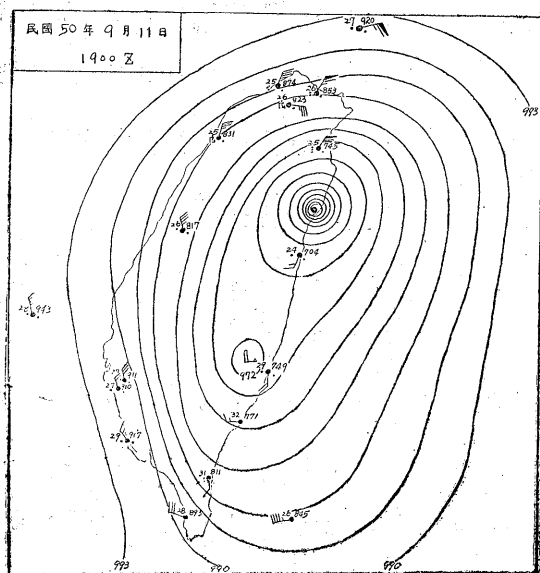


圖 3：波密拉颱風登陸時之地面天氣圖

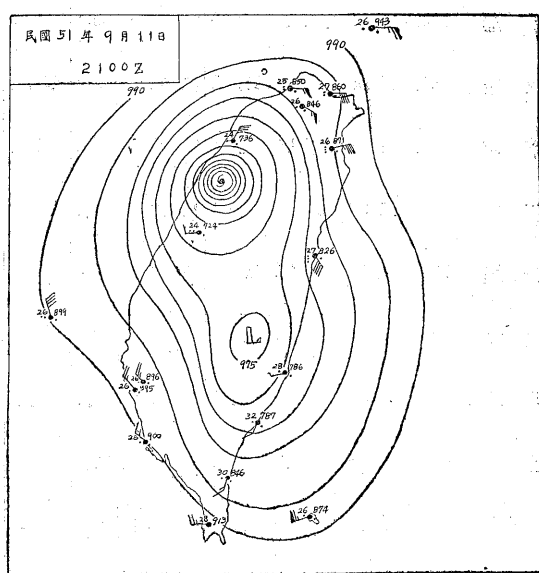


圖 4：波密拉颱風登陸後之地面天氣圖

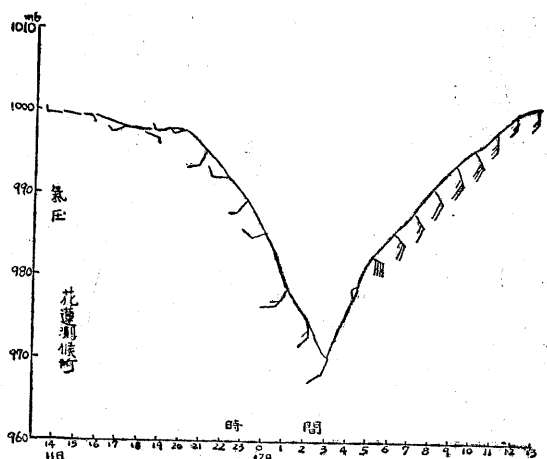


圖 5：花蓮測候所之氣壓變化

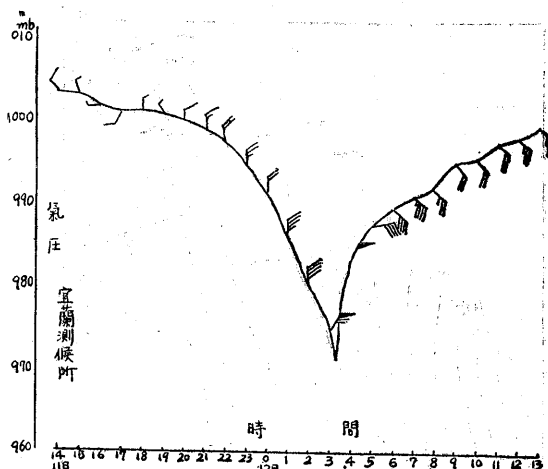


圖 6：宜蘭測候所之氣壓變化

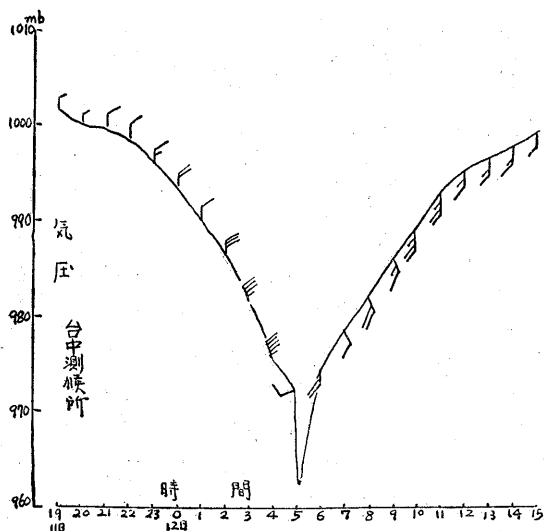


圖 7：臺中測候所之氣壓變化

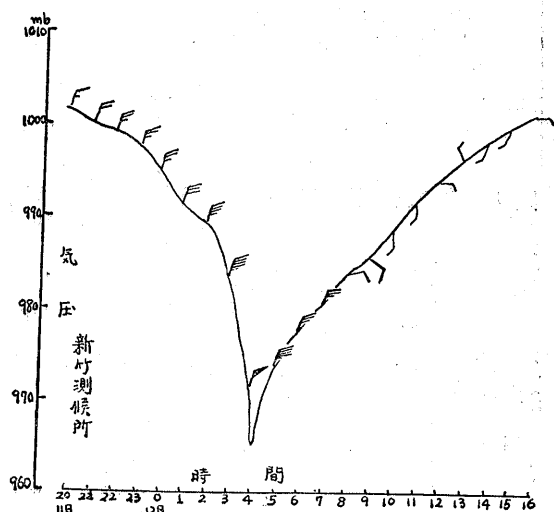


圖 8：新竹測候所之氣壓變化

此颱風速度甚快，越過中央山脈北部後二小時，即出現在臺中與新竹間，臺中及新竹氣壓急劇下降，臺中于 12 日 5 時 20 分竟下降至 992.5 毫巴，以 20 分鐘時間下降 9.9 毫巴之多，為波密拉颱風掠境時之觀測最低值。宜蘭、花蓮、臺中及新竹之氣壓變化情況請參閱圖 5、6、7、8。

圖 9 所示者為波密拉颱風掠境時臺灣各地之最低氣壓及其出現時刻分佈圖。臺東地區其最低氣壓之出現時刻較遲，且其氣壓又較西南沿海地區略低。此種最低氣壓及其出現時刻之分佈，因為颱風之圓對稱氣壓分佈，受臺灣地形之影響而彎曲，於臺灣東南部發生低壓所致（請參閱圖 3、4）。此種情況與民國 48 年 7 月 15 日通過臺灣北部海面之畢利颱風情況極相

類似。

B. 氣 溫

12 日 3 時，當波密拉颱風登陸花蓮與宜蘭之間時，臺東及大武地區發現有焚風現象。特別臺東最為明顯。12 日晨 1 時臺東之氣溫為 27.0°C 度，相對濕度為 86%，至 2 時氣溫突增為 32.3°C 度，相對濕度降低至 54%，至 6 時止仍呈此情況，于 7 時始恢復正常。次為大武，于 11 日 22 時氣溫 29.9°C 度，相對濕度 72%，至 23 時氣溫升高為 30.5°C 度，相對濕度 58%，同樣情況繼續到 12 日 6 時才恢復正常。

圖 10、11 所示為焚風發生地區，臺東及大武兩測站之氣溫及濕度之變化圖，可知氣溫與相對濕度變化狀況適相反。今按照圖 3 斷定臺南附近地面氣流越

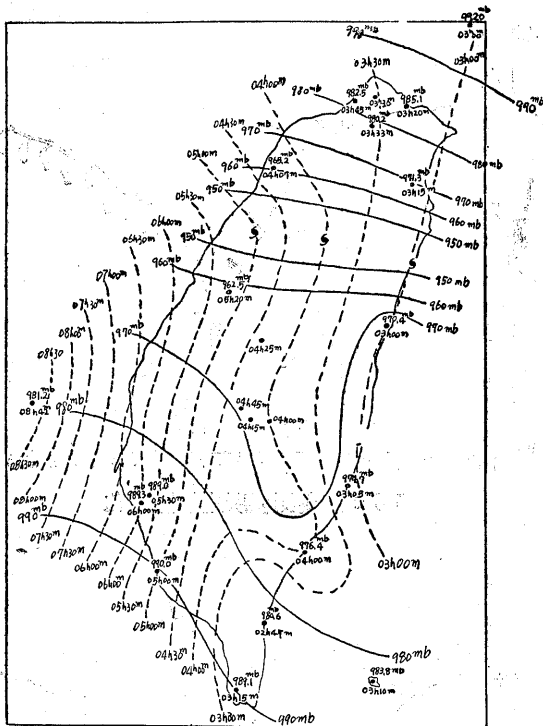


圖 9：波密拉颱風最低氣壓分布及出現時刻等值線

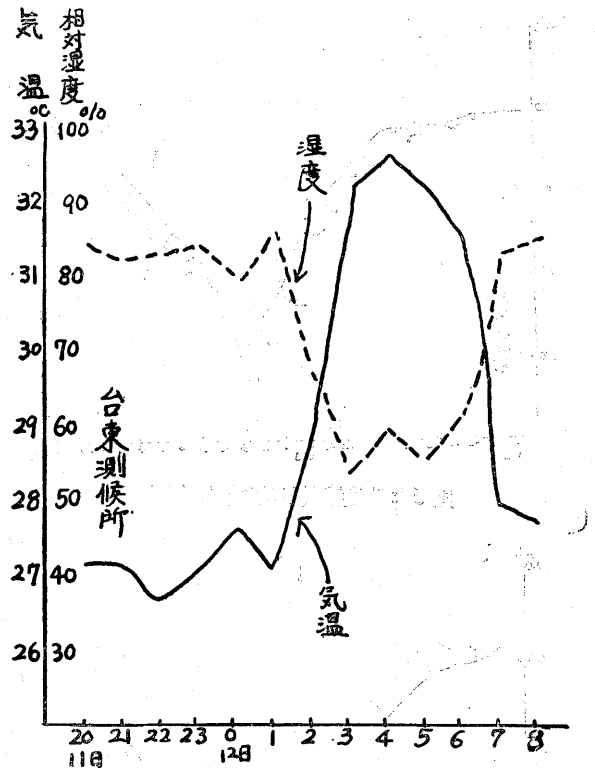


圖11：臺東測候所氣溫及相對濕度變化

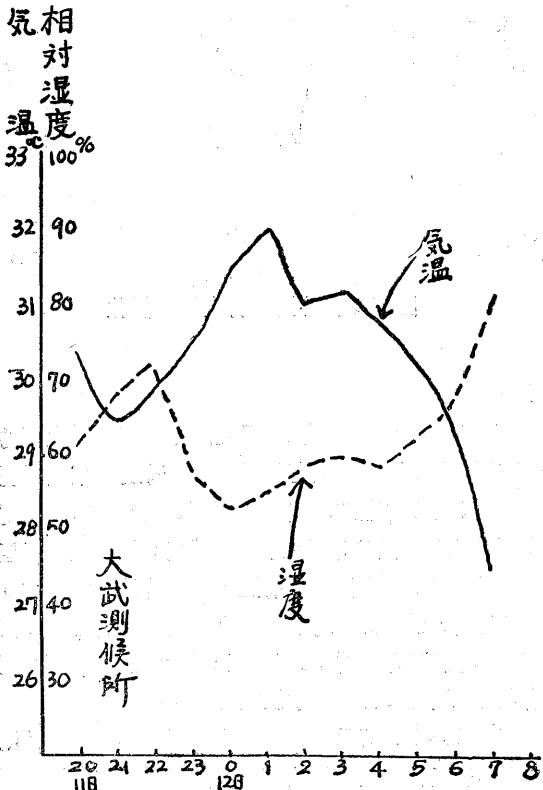


圖10：大武測候所氣溫及相對濕度變化

過中央山脈南部（知本主山南部平均高1800公尺）後，下降到臺東附近，計算臺南到臺東之距離約 120公里，因當時平均風速為每秒 15 公尺計算，臺南氣流二小時左右可抵達臺東。今 12 日 3 時之臺南氣溫為 27.4°C ，絕對濕度為 24.3°C 相對濕度為 89%，氣壓為 991mb，按照 Julius von Hann 之熱力學的說明以絕熱圖求之如下。

圖12所示991mb上之點 $t_K = 24.3^{\circ}\text{C}$ ， $t_1 = 27.4^{\circ}\text{C}$ 今A點之 t_1 空氣按乾絕熱遞減率上昇于C點凝結以後，按濕絕熱遞減率繼續上昇到山頂（約1800公尺處）D點開始下降，此時按乾絕熱遞減率下降到地面附近之E點（臺東），其值為 33.0°C 與臺東 12日 5時實際觀測值 32.3°C 極為近似，相對濕度計算結果為 52% 臺東實測值 56% 亦相差極微。

C. 風

由圖 13 可見，臺灣北部各地自 11 日

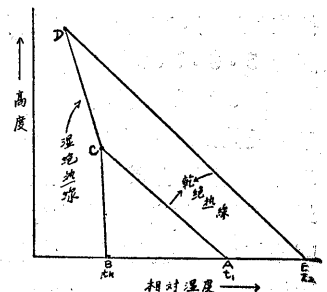


圖12

18時起風力漸行增強以基隆最為強烈平均風速最大為東北風每秒35.0公尺（12日2時30分，當波密拉颱風登陸臺灣30分前），宜蘭次之，為東北風每秒34.8公尺，係發生於12日3時，當為波密拉過境的時刻。

各地最大風速發生之時刻首先自北部開始，次之為西部，但東部之花蓮及臺東地區因位於背風面，風速較弱，最大風速發生時刻亦較慢。

瞬間最大風速以宜蘭之東北風每秒44.8公尺最強，係發生於12日3時。

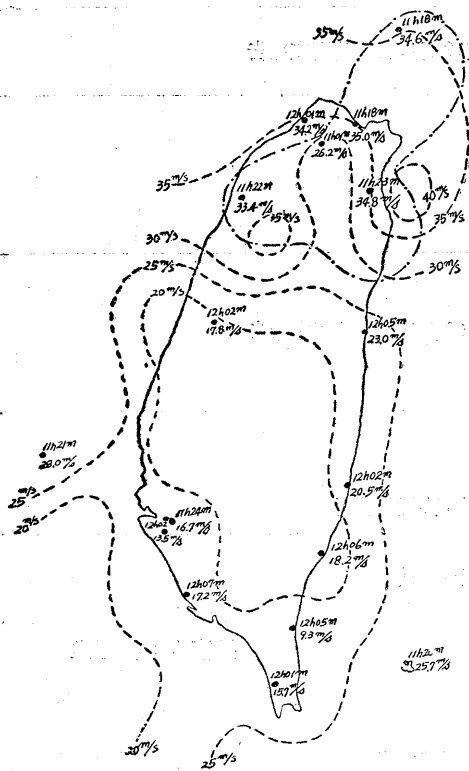


圖13：臺灣各地最大風速與強風（10公尺/秒以上）之開始時刻

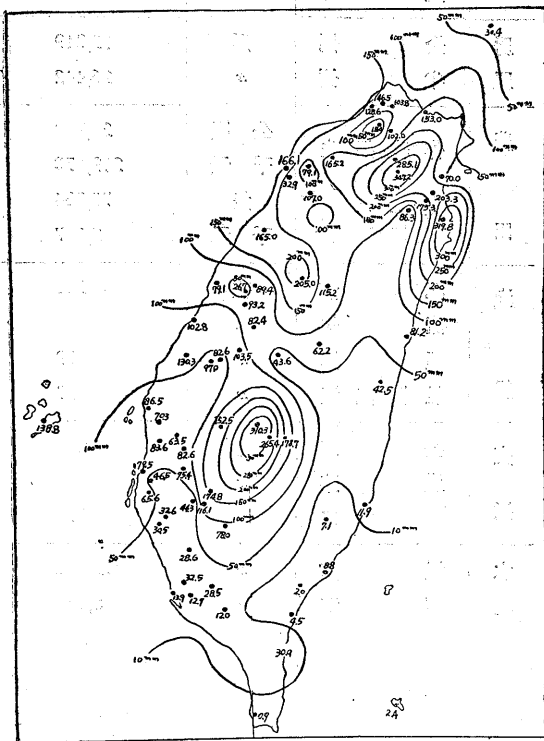


圖14：波密拉颱風總雨量分佈（單位：mm）

三、災害調查

這次波密拉颱風，宜蘭、花蓮、臺北地區首先進入暴風邊緣，風急雨驟，釀成頗為嚴重之風災與水災。臺灣東北部之交通、電信、電力、農業、水利、房舍及船隻與人民之生命財產等，均造成嚴重損害。受害最嚴重者為宜蘭縣，次為臺北、新竹、桃園三縣，臺北、基隆兩市及苗栗縣，再次為雲林、彰化、臺中三縣，臺中市、陽明山及南投、澎湖兩縣。其他花蓮、臺東、臺南、高雄等縣市損失均極輕微，特別花蓮、臺東兩縣因受中央山脈之影響即位於背風面，風弱雨少，未受損害。

根據警務處統計，計人口死亡153人，失蹤140人，受傷1,847人，房屋全倒12,349棟，半倒26,442棟。農作物受害總面積20,709公頃。詳見表三。

D. 降雨

當波密拉颱風掠境時，各地均有降雨，臺灣東北部及北部各地如基隆、淡水、宜蘭、新竹、臺北等地，約於11日上午至下午即開始，東南部及西部各地降雨開始時刻較遲。約於11日下午至晚上開始降雨。降雨量以烏來為最多，總雨量達347.2公厘，次之蘇澳為319.8公厘，即迎風面之東北部地區及西部山地較大，東南部及西南部極少，如新港、臺東、高雄、恒春、蘭嶼等均在15公厘以下。尤以恒春之0.9公厘為波密拉掠境時降水量最少者。

圖14所示為波密拉颱風之總雨量分佈圖。

表三：民國50年9月12日波密拉颱風災害損失調查表

項	目	單 位	數 量	資 料 來 源
人 民	死	人	153	社會處50年9月27日12時調查報告 警務處50年9月16日18時調查報告
	失	"	140	
	受 傷	"	1,847	
房 屋	全 倒	戶	12,349	社會處50年9月27日12時調查報告
	半 倒	"	26,442	
農 田	作 物 損 失	公 頃	20,709	農林廳
		千 元	219,670	
	禽 畜 損 失	隻	78,784	
漁 船	沉 沒	艘	210	警務處50年9月16日18時調查報告
		"	35	
	損 壞	"	79	
		"	97	
交 通	公 路	千元	4,637	公路局
	鐵 路	"	25,631	鐵路局
	港 口	"	774	基隆港務局、高雄港務局
水 利	堤 防	"	12,673	水利局修復概估數
	灌 溉	"	5,318	

撰寫人：徐晉淮

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。

民國五十年颱風調查報告

預報科
研究室

第五號 颱風沙莉

Report on Typhoon "Sally"

Abstract

Typhoon Sally was first appeared in the synoptic chart of 23 Sept. 1961, and its position was located about at 16.0°N and 143.0°E. According to the analysis of upper level charts during the formative stage of typhoon Sally, it was clearly indicated that a triple point was found in existence under the conjunction of the fluxes of transitional polar continental air, maritime tropical air and equatorial air mass.

The storm built its force up to the stage of a typhoon at the fourth day after her birth. Beginning from 28th September, Typhoon Sally then moved westward. The southern part of Taiwan was much effected by the roaring storm. Finally it hit the south coast of China on the morning of 29 Sept. and then gradually dissipated.

During the eminent period of the storm, the wind velocity reached 38.3m/sec at Lanyu and the highest value of total amount of rainfall during the passage of the storm reported at Hengchun was 300.6mm.

一、颱風之發生與經過

九月廿二日，當颱風魯碧 (Ruby) 在呂宋島西方海面向西北推進時，在加羅林 (Caroline) 群島海面上，另一熱帶風暴正在醞釀發生，此為沙莉颱風生成之始。此風暴之釀成是由日本東北方海面之西風槽和在菲島之颱風魯碧 (Ruby)，誘起在呂宋島東方海面上發生東風帶之槽線，而使赤道面上之西進東風波加深發展，並與西風槽連接，構成一顯著連接槽 (Extended trough)。此連接槽之南端 (即位於加羅林群島海面) 與颱風魯碧 (Ruby) 相連接之熱帶輻合帶 (Intertropical convergence zone) 相交，而構成明顯的三相點 (Triple point)，如圖 1 所示。

此三相點逐漸發展，至 23 日 20 時，終於北緯 16.0 度，東經 143.0 度附近之海上，形成一閉合之低氣壓中心，如圖 2、3 中所示。

當閉合低氣壓中心發生後，此熱帶風暴先以每小時 23 公里的速度向西北西推進，但其強度未見有明顯之發展。至 25 日 20 時，該風暴抵達北緯 18.7 度，東經 134.0 度以後，才開始逐漸發展，並折向西北，以每小時約 25 公里之速度推進。至 26 日 14

時，抵達北緯 21.0 度，東經 130.6 度時，其中心氣壓已降低至 992mb，最大風速則增達每秒 20 公尺，已發展達輕度颱風之強度而命名為沙莉 (Sally)。

此後該颱風之進行速度突減約以每小時 8 公里之速度仍然向西北推進，其中心氣壓則約以每小時 0.5 mb 之速度下降。至 27 日 14 時，該颱風抵達北緯 22.0 度，東經 129 度時，中心氣壓已發展達 980mb，最大風速為每秒 33 公尺，暴風半徑為 150 公里，已發展達中度颱風之強度。

此後，該颱風又大加其進行速度，以每小時 33 公里之快速由西北轉向西推進。至該日 20 時，該颱風抵達北緯 21.9 度，東經 126.8 度時，其中心氣壓為 975mb，中心最大風速仍然為每秒 33 公尺。此後沙莉颱風一直保持這個威力繼續以每小時 39 公里的速度向西推進。直到 28 日 8 時，該颱風抵達恒春東南東方約 170 公里海面上之北緯 21.8 度，東經 122.4 度後，因受臺灣陸地摩擦之影響及臺灣山脈高峻山嶽之攔阻，其威力逐漸減弱，約以每小時 1.0mb 之速度回昇並再次折向西北西推進。至 28 日 11 時抵達恒春東北東方約 60 公里之海面上時，其中心氣壓已升高至 978mb，最大風速則仍為每秒 33 公尺。此後沙莉颱風其中心氣壓仍繼續以每小時 0.7

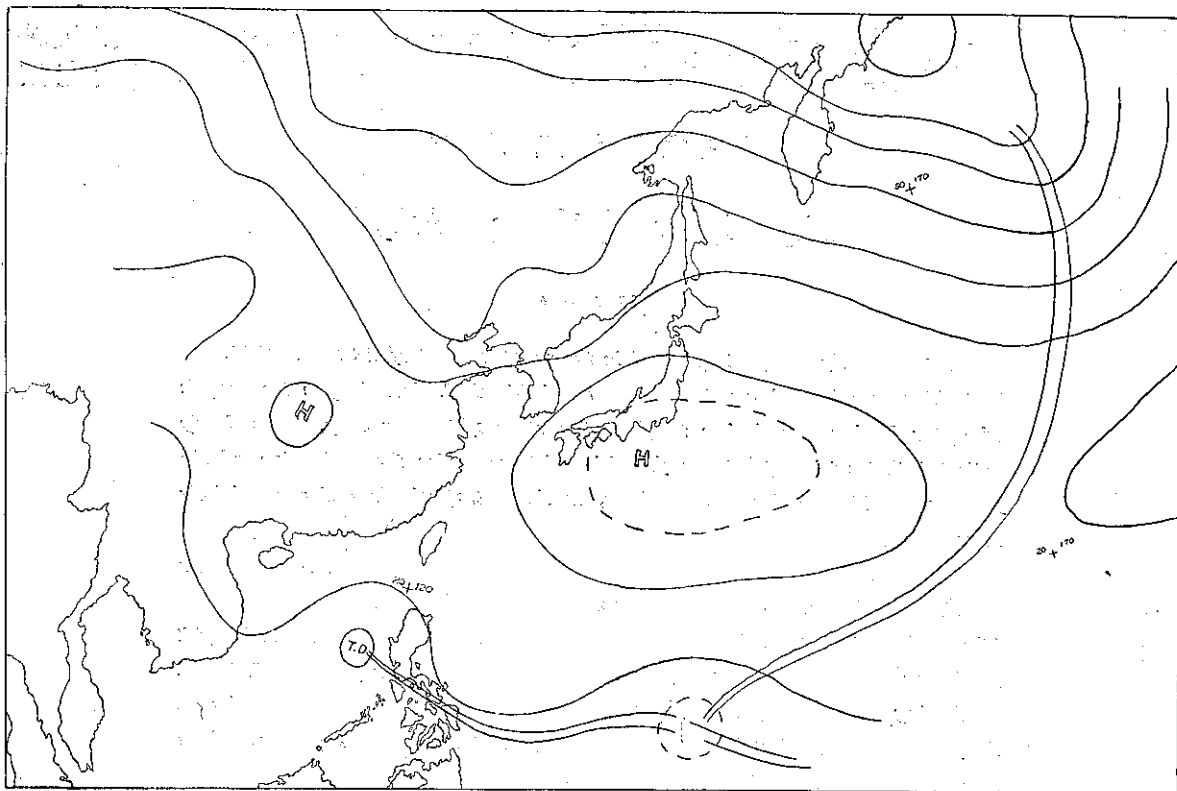


圖 1：民國50年9月22日20時之 700mb 面高度圖

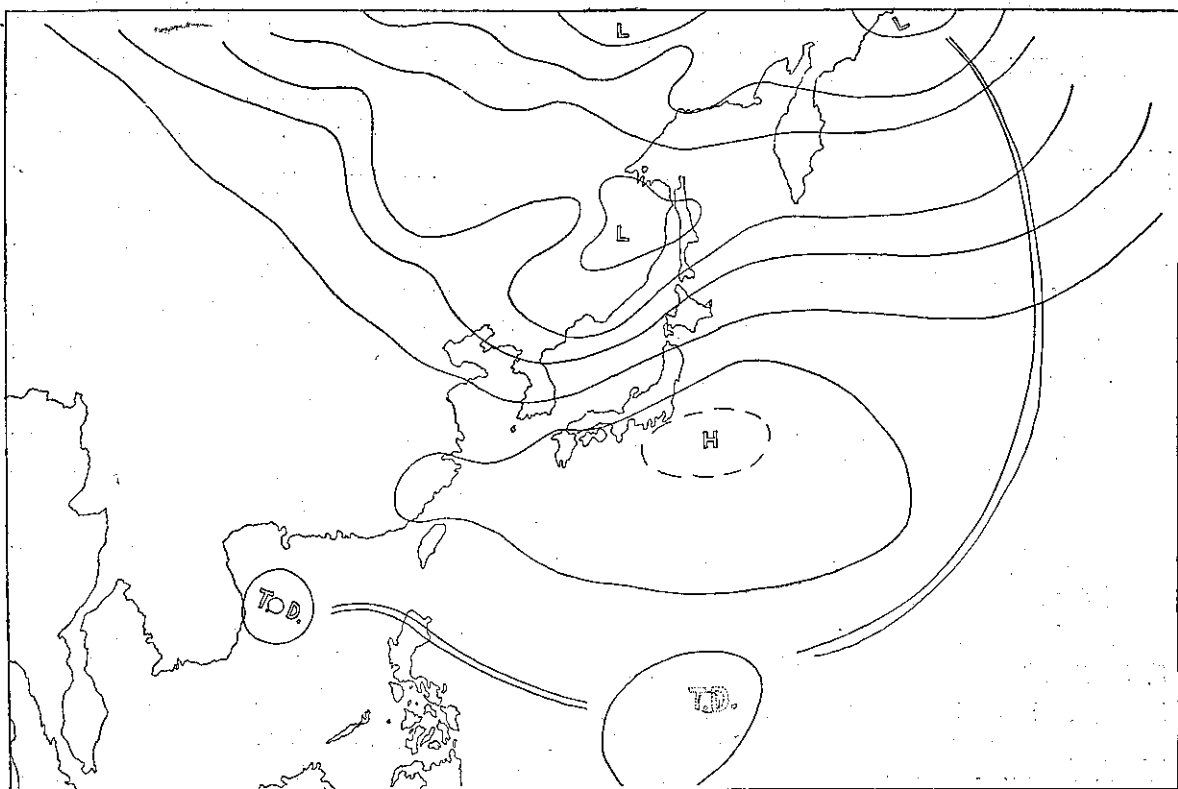


圖 2：民國50年9月23日20時之 700mb 高度圖

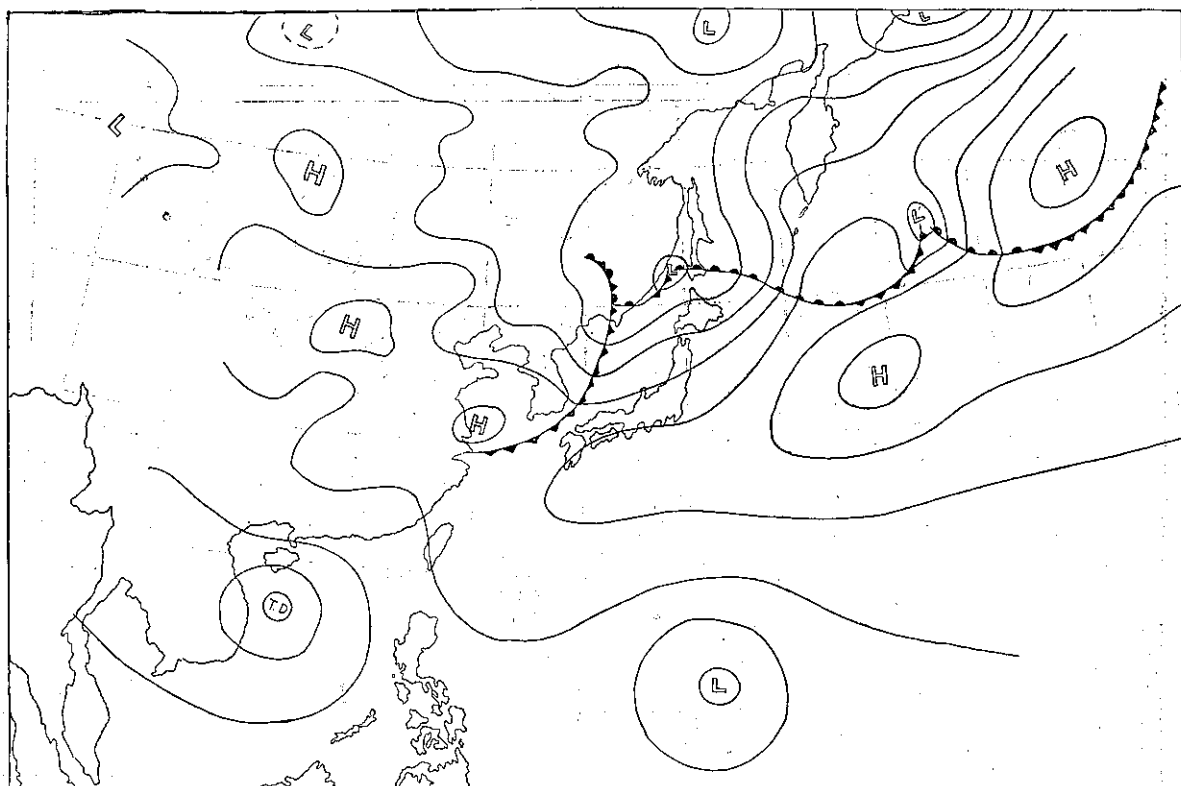


圖 3：民國50年 9 月 23 日 20 時之地面天氣圖

mb 之速度昇高，以每小時 23 公里之速度繼續向西北西推進。至 28 日 13 時至 14 時之間，該颱風在大武附近登陸，此時該颱風之中心氣壓已昇高至 980 mb，中心最大風速則減低為每秒 30 公尺，成為輕度颱風。此後沙莉颱風以每小時 37 公里之速度仍向西北西迅速地通過本省南部。至 28 日 20 時該颱風抵達澎湖西南方約 90 公里之北緯 23.0 度，東經 118.8 度的海面上時，其中心氣壓昇至 984mb，最大風速仍然為每秒 30 公尺。進行方向則由西北西再度轉向西，以每小時 30 公里的速度進行。至 29 日上午 8 時，沙莉颱風抵達北緯 22.6 度，東經 115.6 度時，中心氣壓昇高至 987mb，之後該颱風以每小時 33 公里的快速度在香港附近登陸，其威力因再次受陸地的影響而急減，於 29 日 20 時其中心氣壓直昇至 996 mb。至 30 日 8 時該颱風再次出海於香港西南西方海面時，已變成為熱帶性低氣壓而結束六天之生命史。茲將沙莉颱風之行徑及該颱風通過本省南部時之前後幾小時之天氣圖附上，如圖 4 及圖 5，以資參考。

於圖 6 中所示者，為沙莉颱風之中心氣壓及最

大風速之變化圖，此颱風之全部生命史可分為四期。自 9 月 23 日形成一閉合低氣壓中心起至 26 日 14 時達輕度颱風強度為止，為沙莉颱風之發生期。此後至 27 日 14 時中心氣壓達 975mb，最大風速每秒 33 公尺達中度颱風之強度時為止，為該颱風之發展期。發展期 24 小時內，其中心氣壓降低 17mb，約以每小時 0.7mb 之速度發展。自 27 日 14 時起至 28 日 8 時為其最盛期。此後至 30 日颱風消失為止，為沙莉颱風之衰弱期。

二、臺灣各地之氣象情況

當沙莉颱風抵達恒春東南南方約 170 公里之海面上時，臺灣東南部逐漸進入颱風風暴範圍，臺灣東部自 27 日中午風速漸增強，北部則自 28 日晨始漸漸增強。沙莉颱風侵襲臺灣時之主要氣象要素，根據臺灣省氣象所各測候所之颱風報告所整理之結果，如表一中所示。

茲將各地氣象要素之變化，分述於後，以資參考。

(A) 氣壓

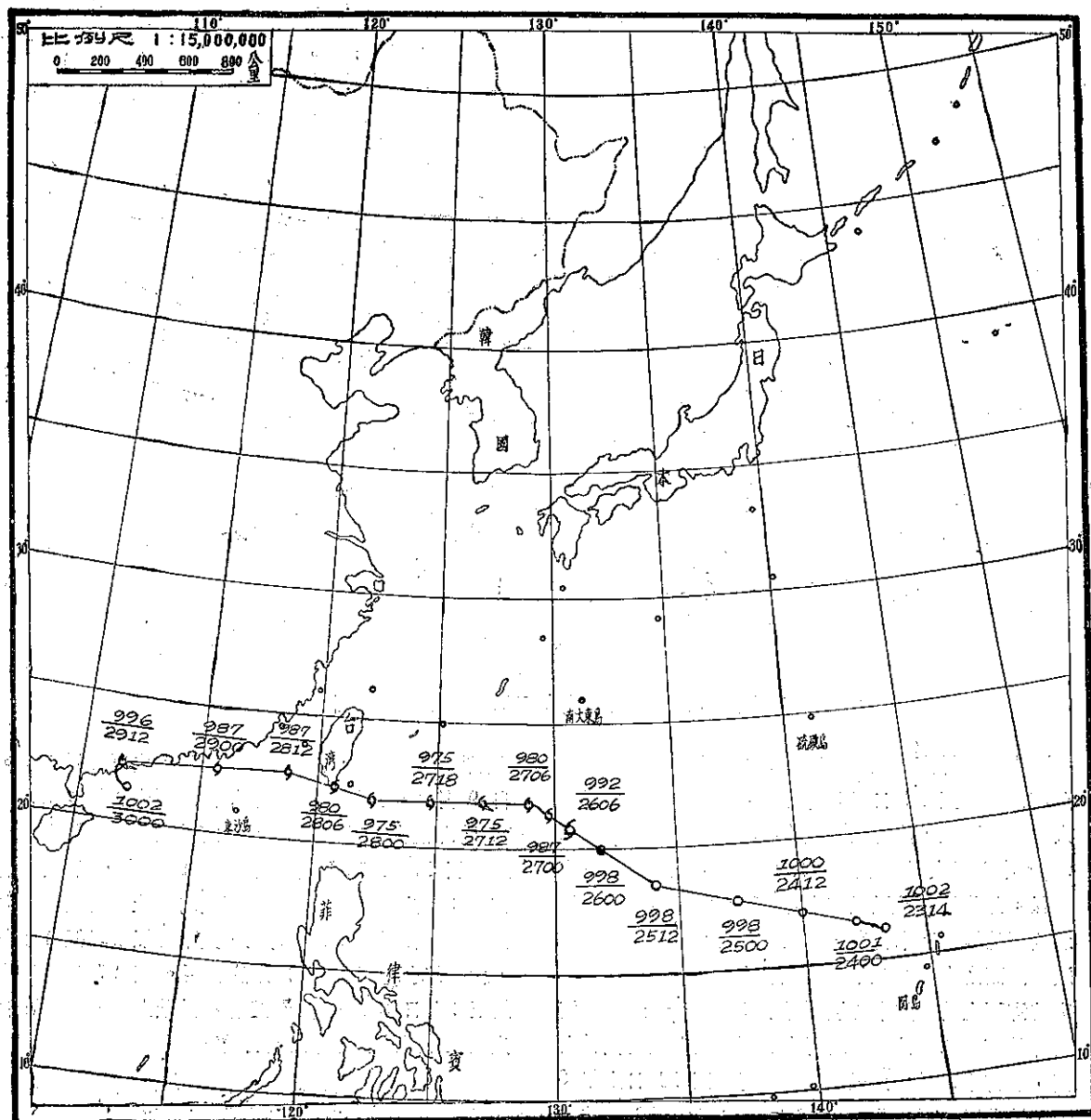


圖 4：沙莉颱風行徑圖

- 颱風 (Typhoon)
- 輕度颱風 (Tropical storm)
- 熱帶性氣壓 (Tropical depression)

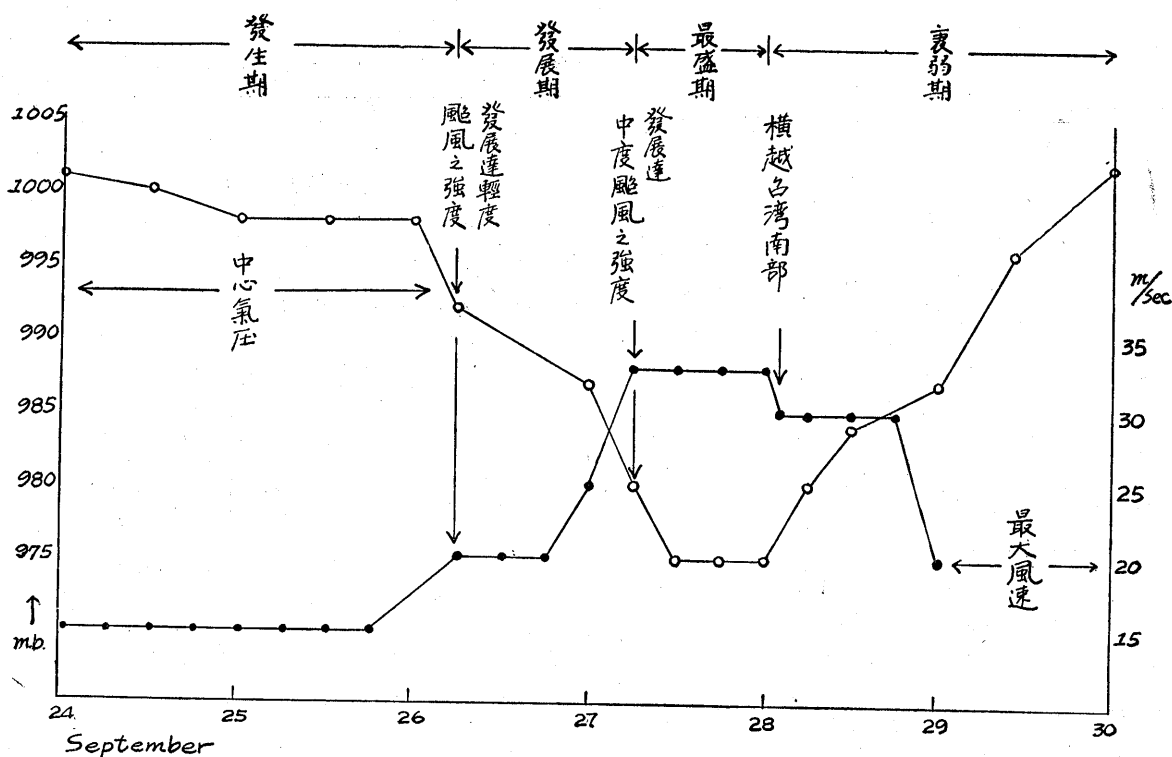


圖 6：沙莉颱風中心氣壓及最大風速變化圖

於圖(7)中所示者為沙莉颱風過境時，臺灣各地之最低氣壓及其出現時刻分佈圖。臺灣東北部，尤其花蓮，氣壓下降較早，但氣壓下降之值並不大，反之臺灣東南部氣壓下降雖較遲，但其值則反之為大。如大武附近等地，其最低氣壓較臺灣東北部及西北部各地，低 20mbs 左右。這種最低氣壓與其出現時刻之間的不正常關係，是由沙莉颱風之移動方向所引起的。該颱風首先一直朝向西北西，但受遠在蒙古及日本海的兩高氣壓之影響轉向西侵襲本省南部，而造成時間與氣壓下降值之不協和。

臺灣各地以大武一地受影響最大。28 日 13 時 22 分，沙莉颱風在大武附近登陸時，其氣壓為 992.8 mb，此為臺灣各地，於沙莉颱風掠過臺灣南部時之實測最低值。28 日 15 時於蘭嶼測得之 978.6mb 為僅次於大武之實測最低值。28 日 13 時 35 分於高雄及 28 日 15 時於臺南測得之 981.6mbs 則再次之。

(B) 氣溫

28日當沙莉颱風通過臺灣南部時，花蓮、新港及大武等地均發現有焚風現象，尤以大武一地之焚風較為明顯。該日 6 時大武之氣溫為攝氏 24.1 度，相對濕度為 93 %。至 9 時氣溫升高為 28.1 度，而相對濕度

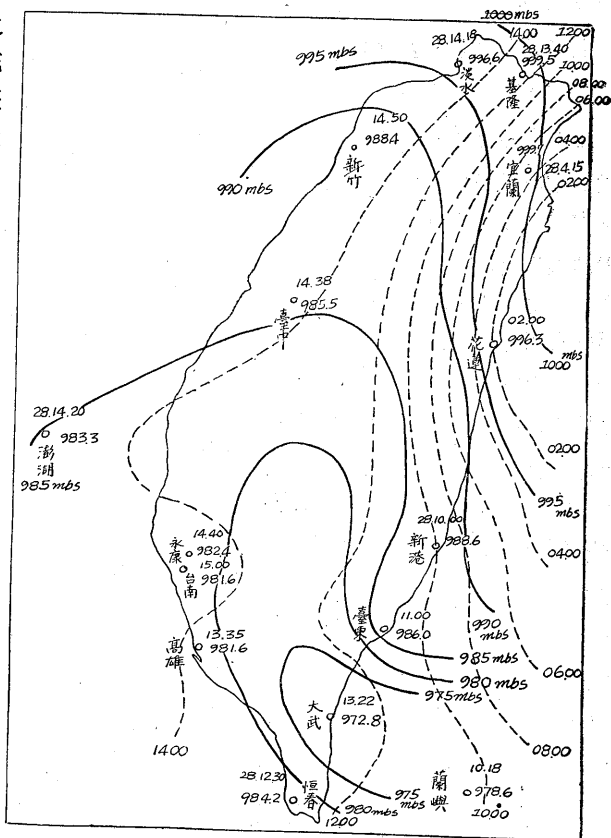


圖 7：沙莉颱風侵襲臺灣時，臺灣各地之最低氣壓及其出現時刻之分佈圖

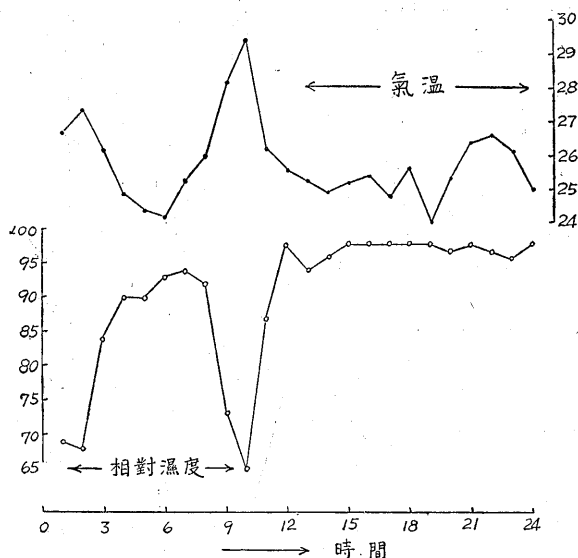


圖 8：民國50年9月28日大武測候所
之氣溫及相對濕度之變化圖

則降低至 73 %，至 10 時氣溫竟增高至攝氏 29.3 度，相對濕度又降低至 65 %。至 11 時以後始漸漸恢復正常。

當時之氣溫及相對濕度之變化如圖 8。

(C) 暴風

臺灣全省自 28 日晨起，風力漸行增強，而東部、南部之風速增加則較東北部、西部等地為急驟，且幅度大。尤以蘭嶼最為強烈，28 日 8 時 40 分，當沙莉颱風接近該島時，測得 10 分間平均風速竟達每秒 54.4 公尺之東北風。此為沙莉颱風侵襲本省時之最大風速實測值。28 日 13 時 50 分臺東測得之東風每秒 51.4 公尺居其次。又 28 日 9 時 50 分新港測得每秒 34.8 公尺之北北東風。大武則測得每秒 30.1 公尺之北風，當沙莉颱風橫過臺灣南部後，澎湖測候所於 28 日 23 時 7 分亦測得每秒 32.9 公尺之南風。因這次颱風通過臺灣東南部，故臺灣東部風力較強，而臺灣東北部、中部等地則風力較弱，其最大風速略在每秒 12 公尺至 23 公尺之間。

(D) 降水

當沙莉颱風過境時，臺灣各地均有降雨。降水

量以南部、東部及迎風面之山地較多，總降水量在 140~300 公厘。臺灣西北部及風脊面之西部各地降水量較少，均在 110 公厘以下。臺中、臺南等地則祇有 40 公厘以下。臺灣各地之降水，以恒春之降水量最多，計有 300.6 公厘，臺東居其次，為 210.1 公厘。最少者為臺中之 0.5 公厘。

臺灣各地之總降水量分佈情形；列如圖(9)。

三、災害調查

這次沙莉颱風，對鐵路、公路略有損害之外其他均極微小。根據臺灣省鐵路局的資料，西線方面損失極微，僅各種車輛扇門玻璃損害計 6,545.00 元。東線方面，路基多處流失、電訊設備損壞、房屋吹損、搶修及修復費用共計損失 3,006,000.00 元。東西線總共損失新臺幣 3,012,545.00 元。

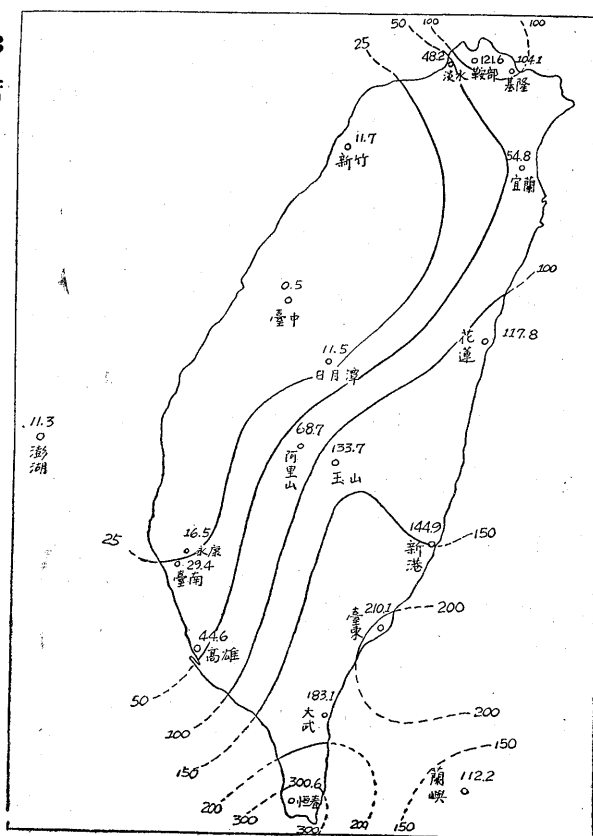


圖 9：沙莉颱風總雨量分佈圖

表一：沙莉颱風各測候所觀測資料表

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	1001.2	28	15	00	20.7	E	28	14	00	28.0	E	1001.5	26.9	89	29	11	45	14.5	28 06 22 27日24時-29日9時 28 08 48
鞍 部	786.8	28	14	00	10	S	28	13	00	—	—	—	—	—	—	—	—	143.7	27 02 30 29 00 50
竹子湖	0104	28	14	45	9.4	ENE	28	10	00	—	—	—	—	—	—	—	—	121.6	28 00 46 29 01 44
淡 水	996.6	28	14	19	17.7	ESE	28	13	40	—	—	—	—	—	—	—	—	48.2	28 04 37 9月28日11時-16時， 28 23 00 18時，20時，22時— 29日02時
基 隆	999.5	28	13	40	15.8	NNE	28	05	00	23.0	ESE	1000.3	28.6	72	28	15	59	104.1	27 06 10 9月28日02時，04時— 29 05 46 09時，11時—13時， 18時，15時—16時， 20時—21時
臺 北	996.0	28	15	07	16.7	E	28	14	10	28.0	E	996.4	27.6	74	28	13	34	69.7	27 02 00 28 24 00
新 竹	988.4	28	14	50	16.0	NE	28	10	20	21.4	NE	993.1	30.1	73	28	10	15	11.7	27 16 44 28日06時—19時 28 12 10
宜 蘭	999.7	28	4	15	10.3	NNE	28	04	20	17.0	ENE	1002.1	25.1	9.2	28	11	04	54.8	28 02 26 9月28日4時 29 07 20
臺 中	985.5	28	14	38	6.2	ESE	28	16	30	12.3	ESE	987.2	32.7	45	28	15	56	0.5	28 04 11 28 23 10
花 蓮	996.37	28	02	00	20.7	NNE	28	02	50	27.1	NNE	996.52	29.4	62	28	02	21	117.8	27 23 35 9月27日14時，17時， 29 01 26 27日23時-28日11時
日月潭	5833	28	03	30	11.3	SE	28	19	00	—	—	—	—	—	—	—	—	11.5	28 03 30 29 03 05
澎 湖	983.3	28	14	20	22.0	S	28	23	00	32.9	S	100.03	27.1	83	28	23	07	11.3	27 06 56 9月28日02時-16時， 29 00 20 28日19時-29日02時
阿里山	559.87	28	14	10	10.0	SE	28	15	04	15.5	E	601.9	13.8	84	28	15	20	68.7	28 03 00 29 09 00
玉 山	669.0	28	13	40	16.7	ENE	28	15	35	—	—	—	—	—	—	—	—	133.7	27 19 20 9月28日12時-19時， 29 12 03 21時
新 港	988.6	28	10	00	26.0	NNE	28	10	05	34.8	NNE	989.0	26.0	96	28	09	50	144.9	28 00 50 9月27日12-13時，15 28 24 00 時，18時，1時-14時
永 康	982.4	28	14	40	13.8	SSE	28	18	40	20.8	SS	995.1	24.0	87	28	18	40	16.5	28 05 20 9月28日18時 29 01 13
臺 南	981.6	28	15	00	13.0	SSE	28	18	05	23.0	SE	993.0	24.5	92	28	18	02	29.4	28 03 16 28日18時 29 12 45
臺 東	936.0	28	11	00	29.8	NE	28	10	00	51.4	E	990.7	24.2	98	28	13	50	210.1	28 01 30 29 13 40
高 雄	981.6	28	13	35	19.3	ESE	28	18	50	—	—	—	—	—	—	—	—	44.6	28 05 40 28日16-23時 29 11 40 29日2時，5時-8時
大 武	972.8	28	13	22	20.0	SE	28	15	10	30.1	N	986.1	26.1	87	28	11	20	183.1	29 00 03 28日7時-10時 29 07 50 12時-15時，18時
蘭 嶼	978.6	28	10	18	38.3	NE	28	09	00	54.4	NE	932.6	24.0	100	28	08	40	112.2	27 20 20 9月27日18時-28日10 29 02 23 時，28日12時—18 時，23時-29日01時
恒 春	984.2	28	12	30	13.8	SE	28	15	20	16.5	SE	990.0	24.4	96	28	15	24	300.6	28 02 32 9月29日5時-06時 29 16 10 28日16時-17時
鹿林山	369.5	28	13	30	30.0	SE	16	00	00	—	—	—	—	—	—	—	—	139.3	28 01 35 9月28日13時-22時 29 11 25

撰寫人：林啓清

民國五十年颱風調查總報告

總論 北太平洋西部颱風概述

Typhoons in Northwestern Pacific during 1961.

Abstract

In the region of northwestern Pacific, the frequency of occurrence of tropical cyclones during the year of 1961 in comparison with the normal was comparative higher. The average was 27.3 but the actual number of tropical cyclones observed in 1961 was 29. In 1961 typhoons in northwestern Pacific were inactive from the month of June to August and turned to be active from September to November. Among them, six typhoons had invaded the area of Taiwan during the year 1961.

In May, three tropical storms had generated in the Western Pacific but only one had fully developed into the category of a typhoon. This was typhoon Betty. She first appeared around 9°N. and 135°E. on the 21st, later steadily moved northwestward towards southeastern Taiwan on 26th and turned a northwesterly course to hit the island. Its energy became dispersed when storm passed over the mountainous belt of Taiwan on 27th. Typhoon Betty had made a lot of damage during her passage sweeping over the eastern part of Taiwan.

Three tropical storms had been observed at western Pacific during the month of June. They had not reach the category of typhoon intensity.

In July, five tropical cyclones had appeared in the western Pacific, Elsie was one named in the list of typhoons. She first observed in the neighbourhood of Marianas on the 7th. She was stagnant at the vicinity of southern Taiwan on the 13th, and then rushed northwestward on to the continental China.

Typhoon June was the next, had reached the typhoon intensity. She first appeared near 11°N. and 134°E. on the 1st August. This storm moved steadily northwestward since its birth. She deviated her moving direction a little northward and passed by Taiwan on the 7th. The storm dissipated after its landing on the southeastern coast of China on the 8th. The largest and most aggressive storm during August was Typhoon Lorna. She gave her birth near 13°N. and 134°E. on the 19th. Lorna developed rapidly to the typhoon intensity. Her "eye" traversed over southern Taiwan on the 24th, hit the China coast on the next day, and finally dissipated on the 26th.

The number of tropical storms was numerous during the month of September. Four storms had been classified into the category of typhoons. The normal frequency for the visitation of tropical cyclones in September was 4.6 but this year was seven. Typhoon Nancy developed first in Central Pacific on September 8th and then moved west-northwestward with a normal speed. The storm turned suddenly to northward on the 13th, again moved rapidly towards the north-northeast and swept over Central Japan on the 16th. Typhoon Nancy was a very destructive one in the Pacific this year. Maximum winds had reached 200 knots near center of the storm obtained from reports of reconnaissance flights on the 12th and 13th. Lowest

pressure reading obtained from a dropsonde was 846 mb on the 13th.

Typhoon Pamela was first appeared to the west of Saipan on September 6th. The storm was moving northwestward in constancy until 10th. September and shifted its moving direction suddenly to the west on 11th. and made a direct hit to the northern portion of Taiwan on the same day. Typhoon Pamela again moved towards northwest and raged on to Fukien province on next day. Its fast moving speed had exceeded a velocity more than 50 k.p.h. when she passed by Taiwan. Typhoon Pamela had made a great damage to the northern part of Taiwan. After the devoation of Pamela 153 lives had lost and 1,847 men had hurted. 210 fishing boats had sunk. About 12,349 houses had been demolished.

Typhoon Sally became activated on the 24th at the east of the Philippines. She reached the category of typhoon intensity on the 26th. The storm traversed southern portion of Taiwan on the 28th and encroached on southeastern coast of China on the 29th.

The synoptic situation of general circulation at 700mb level during September was quite favorable for the development of tropical cyclones in werten Pacific in according to Orgill's investigations.

There had four tropical storms developed in October but just one had been developed into the category of the intensity of typhoon that was Violet. Her track was recorded at the west of Trishima and went by the way towards northeast along the east coasts of Japan.

Total damage due to the invasions of typhoons in 1961 was awful. About 336 lives had been lost. The number of houses demolished by the violent winds during the passage of typhoons in 1961 was 15,531. The necessary precautions for the typhoons should be considered in this district as an utmost importance.

一、緒 論

之一年。

民國 50 年北太平洋西部計發生颱風 29 次，於臺灣附近通過者及登陸者計有 6 次之多，其中以 9 月 11 日侵襲本省北部之波密拉颱風所造成之災害最為嚴重，人口死亡 153 人，失蹤 146 人，受傷 1,847 人，房屋全毀 12,349 棟，半毀 26,442 棟，漁船被沒 210 艘。其他 5 月 26 日晚登陸臺東、新港間之貝蒂颱風，8 月 7 日晨登陸新港附近之裘恩颱風，8 月 25 日晨橫越本省南端部之勞娜颱風等，均在臺灣地區造成災害。尚有 7 月 13 日及 9 月 28 日橫越本省南端部之艾爾西颱風及沙莉颱風，在臺灣地區引起暴風雨，但幸未釀成災害。此外各颱風離臺灣均甚速，未有明顯影響。

民國 50 年侵襲臺灣之颱風，先後釀成災害者計 4 次之多，共計人口死亡 175 人，失蹤 161 人，受傷 2,091 人，房屋全毀 15,531 棟，半毀 29,270 棟，農田流失 144 公頃，漁船沈沒 242 艘，此外水利、鐵路、公路、港埠等均有損失。即民國 50 年為颱風災害較重

二、各颱風之能量

民國 50 年在北太平洋西部發生之 29 次颱風中，美軍颱風偵察飛機在 9 月 13 日於南施颱風眼中測得之 846mb，係為今年颱風中心之最低氣壓，也是已往世界上最低氣壓之實測值。已往最低氣壓之實測值，係為民國 47 年 9 月 24 日美軍颱風偵察飛機，在艾達颱風眼中測得之 877 毫巴。

又 5 月 26 日 19 時，於蘭嶼測候所測得 10 分間平均風速，竟達每秒 74.7 公尺，這是已往 64 年來於臺灣地區測得之最大風速極值。此紀錄不僅為臺灣地區之平均最大風速，亦為世界十分間平均之最大風速。

此兩種紀錄為歷年颱風中所未見之最大紀錄，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，估計各颱風在其最盛期之動能及位能，得如表一。即今年發源於北太平洋西部之颱風中，南施颱風威力最大，其動能為 92.02×10^{24}

爾格，位能爲 101.09×10^{25} 爾格。暴風半徑係爲 650 公里，估計其最大暴風速會達每秒 100 公尺左右，爲歷年颱風中所罕見。其次爲衛萊特颱風。又今年侵襲臺灣之 6 次颱風中，以波密拉颱風威力最大，其動能爲 23.00×10^{24} 爾格，位能爲 25.27×10^{25} 爾格，而勞娜颱風次之，其動能、位能各爲 17.70×10^{25} 爾格及 19.44×10^{25} 爾格。

又今年度發生之 29 次颱風，由強度分類，即最大風速在 100kts 以上之所謂強烈颱風，共計 11 次，

佔總數 38%。最大風速 99 kts 以下，64 kts 以上之所謂中度颱風，共計 9 次佔總數 31 %。最大風速在 63 kts 以下，34 kts 以上之所謂輕度颱風，共計 9 次，佔總數 31%。

三、民國 50 年颱風之活動特性

民國 26 年至民國 50 年（西歷 1937~1961 年）在北太平洋西部所發生之每月颱風次數列表二。近 25 年來之平均，每年在北太平洋西部發生之颱風

表一：1961 年北太平洋西部颱風一覽表

颱風發生 秩 序	颱 風 名 稱	日 期 (月×日)到(月×日)	颱風最低 中心氣壓 (mb)	颱風半徑 (×111km)	颱風深度 (mb)	颱 風 最 盛 期 之		最大風速 (kts)	暴風半徑 (km)
						動 能 ($\times 10^{24}$ erg)	位 能 ($\times 10^{25}$ erg)		
1.	莉 泰(Rita)	1.16— 1.17	998	5.1	06	1.11	1.22	40	50
2.	蒂 絲(Tess)	3.24— 3.31	940	6.3	74	20.85	22.91	130	350
3.	艾 麗 絲(Alice)	5.17— 5.20	985	4.6	20	3.00	3.30	80	200
4.	貝 蒂(Betty)	5.22— 5.28	945	4.0	61	6.93	7.61	150	250
5.	中度颱風(無名稱)	5.29— 5.29	1,000	1.6	06	0.11	0.12	40	50
6.	寇 拉(Cora)	6.23— 6.25	985	4.3	13	1.71	1.87	75	200
7.	中度颱風(無名稱)	6.26— 6.27	995	2.2	7	0.24	0.26	40	50
8.	都 麗 絲(Doris)	6.30— 7.02	990	5.4	10	2.07	2.27	35	150
9.	艾 爾 西(Elsie)	7.12— 7.15	975	4.0	30	3.41	3.74	90	200
10.	芙 勞 西(Flossie)	7.16— 7.19	992	4.3	10	1.31	1.44	45	120
11.	葛 瑞 絲(Grace)	7.21— 7.24	998	3.2	08	0.58	0.64	40	80
12.	海 倫(Helen)	7.27— 8.02	972	6.0	35	8.95	9.83	100	200
13.	艾 達(Ida)	7.28— 7.31	980	4.0	30	3.41	3.74	90	250
14.	裘 恩(June)	8.01— 8.08	960	3.5	45	3.91	4.30	100	200
15.	凱 西(Kathy)	8.15— 8.17	990	3.0	16	1.02	1.12	80	150
16.	勞 娜(Lorna)	8.21— 8.26	947	6.5	59	17.70	19.44	120	200
17.	梅 瑞(Marie)	9.01— 9.03	998	5.1	08	1.48	1.62	45	120
18.	南 施(Nancy)	9.08— 9.17	846	9.0	160	92.02	101.09	200	650
19.	歐 加(Olga)	9.08— 9.10	985	4.7	19	2.98	3.27	70	150
20.	波 密 拉(Pamela)	9.09— 9.12	915	6.0	90	23.00	25.27	150	250
21.	魯 碧(Ruby)	9.23— 9.24	998	4.2	08	1.00	1.10	55	80
22.	沙 莉(Sally)	9.26— 9.29	980	6.4	26	7.56	8.31	100	300
23.	蒂 達(Tilda)	9.28— 10.05	925	8.4	83	58.90	64.74	130	400
24.	衛 萊 特(Violet)	10.05— 10.10	895	9.3	110	67.55	74.21	195	400
25.	魏 達(Wilda)	10.11— 10.13	990	4.2	16	2.00	2.20	60	200
26.	畢 莉(Billie)	10.24— 10.29	970	7.9	32	14.18	15.58	70	400
27.	葛 萊 拉(Clara)	10.28— 10.31	990	7.0	20	6.96	7.64	80	150
28.	戴 特(Dot)	11.08— 11.15	930	4.8	80	13.09	14.38	140	200
29.	艾 倫(Ellen)	12.07— 12.13	945	4.0	65	7.38	8.11	130	250

約爲 27 次，但是民國 50 年發生 29 次，比累年平均僅多 2 次。至每月發生次數之分佈，5 月之 3 次，6 月之 3 次及 9 月之 7 次，均比較累年平均值爲多，尤爲 5 月之 3 次約爲累年平均值多四倍，並且此三次均侵襲本省及中國大陸華南沿海，呈現本年度颱風，較往年提早來臨現象。但 8 月中僅有 3 次颱風發生，比較累年平均值，少一半。此外 7、10 兩個月略與累年平均值相等。總之今年度颱風來臨季節較早，而 5 月、6 月及 9 月之颱風活動比較活潑，而 8 月中之颱風活

動比較少。

關於颱風之源地，5 月中發生之 3 次颱風中在南海發生者有 2 次，此外 6 月及 10 月各有一次颱風發生在南海。即民國 50 年共計有 4 次颱風發生在南海，較往年爲多。

關於侵襲臺灣之颱風次數，據民前 15 年至民國 50 年這 65 年之累年平均爲 3.7 次，而民國 50 年侵襲臺灣之颱風，先後計有 6 次之多，約爲累年平均之一倍。即 5 月、7 月各有一次，8 月、9 月各有兩次颱

表二：北太平洋西部每月颱風發生次數及侵襲臺灣颱風次數

年	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	合計
1937	—	—	—	—	—	—	5	5	3	2	2	1	18
1938	—	—	—	1	2	—	—	4	5	3	3	1	19
1939	—	1	—	—	1	1	8	5	3	4	2	2	27
1940	—	1	—	2	—	3	7	13	12	6	1	4	49
1941	—	1	—	2	—	4	7	9	4	3	—	2	30
1942	1	1	—	1	1	—	6	9	7	3	1	1	31
1943	1	—	—	3	1	3	8	6	5	4	2	2	35
1944	2	2	—	—	1	1	4	5	3	4	3	—	25
1945	—	—	—	1	—	3	4	6	4	2	1	—	21
1946	—	—	1	—	1	3	5	5	4	4	2	—	25
1947	—	—	—	—	2	1	3	2	4	6	3	1	22
1948	1	—	—	—	2	3	4	8	6	6	4	2	36
1949	1	—	—	—	—	1	6	3	5	3	3	2	24
1950	—	—	—	2	1	2	5	18	6	3	3	4	44
1951	—	1	1	2	1	1	3	3	2	4	1	2	21
1952	—	—	—	—	—	3	3	5	3	6	3	4	27
1953	—	1	—	—	1	2	1	6	4	4	3	1	23
1954	—	—	1	—	1	—	1	5	5	4	3	1	21
1955	1	1	1	1	—	2	7	7	3	3	1	1	28
1956	—	—	1	2	—	1	2	5	6	1	4	1	23
1957	2	—	—	1	1	1	1	4	5	4	3	—	22
1958	1	—	—	1	2	3	7	5	5	3	2	2	31
1959	—	1	1	1	—	—	2	6	4	4	2	2	23
1960	—	—	—	1	1	3	3	12	3	4	1	1	28
1961	1	—	1	—	3	3	5	3	7	4	1	1	29
颱風發生次數 { 合計 (1937—1961) 平均	11	10	7	19	19	44	111	159	115	94	55	37	682
	0.44	0.40	0.28	0.76	0.80	1.76	4.44	6.36	4.60	3.76	2.20	1.48	27.28
侵襲臺灣颱風次數 { 累年平均 (1897~1961) 1961	—	—	—	0.03	0.17	0.25	0.91	1.18	0.85	0.28	0.09	—	3.74
	0	0	0	0	1	0	1	2	2	0	0	0	6

風侵襲臺灣。

根據氣象所每日分析之天氣圖，繪本年在北太平洋西部發生之颱風行徑，可得如圖 1 中所示。即本年

度颱風，以向西或西北推進，趨向中國大陸或南海者為多，而呈現拋物線型行徑者較小。

撰寫人：廖學鑑



Fig 1A : Tracks of tropical storms in the northwestern pacific for 1961.

圖 1 A : 民國 50 年北太平洋西部颱風行徑圖

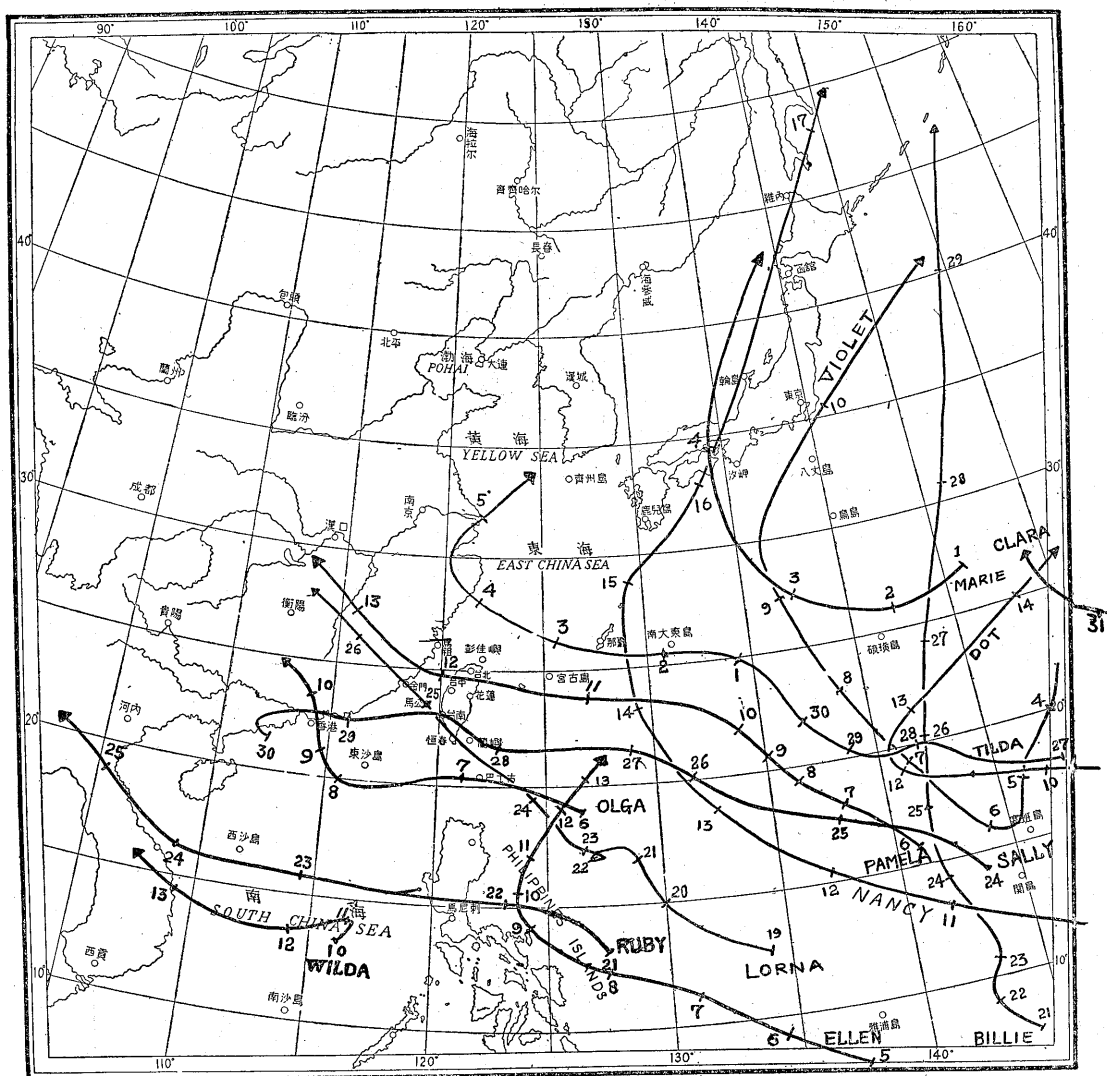


Fig 1B : Tracks of tropical storms in the northwestern Pacific for 1961

圖 1B : 民國 50 年北太平洋西部颱風行徑圖

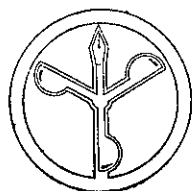
台灣省雜誌協會會員
內政部登記證內警臺誌字第五一號

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

印刷者：文英印書公司
地址：台北市三水街七號
電話：三三七二四



八 卷 三 期
中華民國五十一年
九月三十日出版

Vol. 8, No. 3
Sept. 1962

氣 象 學 報 季 刊
Meteorological Bulletin

ARTICLES

- | | | |
|----|----------------|--|
| 1 | CHIEH-HSI TANG | Forecast of 24 Hour Typhoon Movement on the Basis of Numerical Graphical Prediction Method |
| 11 | HSU MING-TUNG | Some Practical Examples on the Construction of Typhoon Center |

REPORTS

- | | | |
|----|----------------------------------|---|
| 21 | TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU | Report on Typhoon "Pamela" |
| 29 | TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU | Report on Typhoon "Sally" |
| 37 | TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU | Typhoons in Northwestern Pacific During 1961. |

台灣省氣象所主編

PUBLISHED QUARTERLY BY

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 PARK ROAD, TAIPEI, TAIWAN, CHINA

氣象學報季刊

八 卷 四 期 中華民國51年12月31日出版

目 次

一、論 述

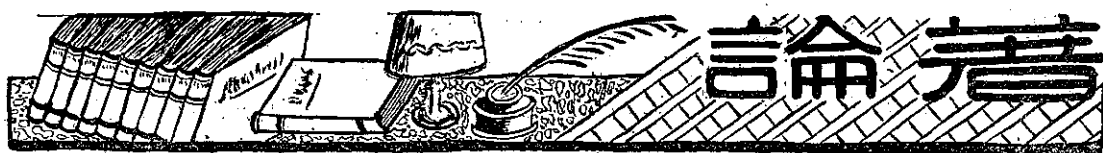
- 工業噪音與職業性失聰之防範.....王 榮 舫.....(1)
- 颱風之發生及行徑與北半球大氣環流特性.....廖 學 鎰.....(8)
- 原子塵在臺灣大量降落之時期與其分佈情形.....呂 世 宗
陳 福 來.....(26)

二、報 告

- 民國五十一年颱風調查報告(第一號 颱風凱蒂).....(30)

三、其 他

- 氣象學報文獻索引(自八卷一期至八卷四期).....(44)



工業噪音與職業性失聰之防範

王榮舫⁽¹⁾

Prevention of Industrial Noise and Occupational Deafness

Y. F. Wong

Abstract

In the content of this article, it describes briefly the definition of sound frequency and wave length. The relationship of intensity and pressure which is in turns of atmospheric pressure and watt. It also indicates the decibel as the unit of sound intensity. The effect of sound beyond MAC value may causes deafness, a description of ear function and its protection.

在工業革命以前，由於工業生產多以手工為主，工人與噪音接觸的機會很少，一般人對於它也就完全沒有注意，然而法國小說家雨果筆下却也產生了一個患職業性耳聾的角色，那便是「鐘樓怪人」，他因以終日鳴鐘為業而致失聰。工業革命後，機器逐漸地取

代了人力，工人在噪音環境下工作的機會逐漸地增加，職業性失聰的情形也日漸嚴重。終至到最近幾年，歐美各工業發達國家，不得不將此問題鄭重考慮，提供有效之對策，以免影響工人健康，間接地妨碍工廠生產。我國工業雖較落後，然此問題之嚴重性同樣存

在，除對舊有的不良環境應予改善外，設置新廠時，更需考慮到噪音問題，蓋工人職業病之導致，其責任全在工廠本身？

一、對噪音的基本認識

「噪音」一般的定義，可說是一種不為人接受的聲音，這定義當然並不嚴格，而且聲音之易為人接受或令人討厭，受環境與人為的影響也很大，因此對噪音先得有一個基本認識。

一、聲音與聲壓

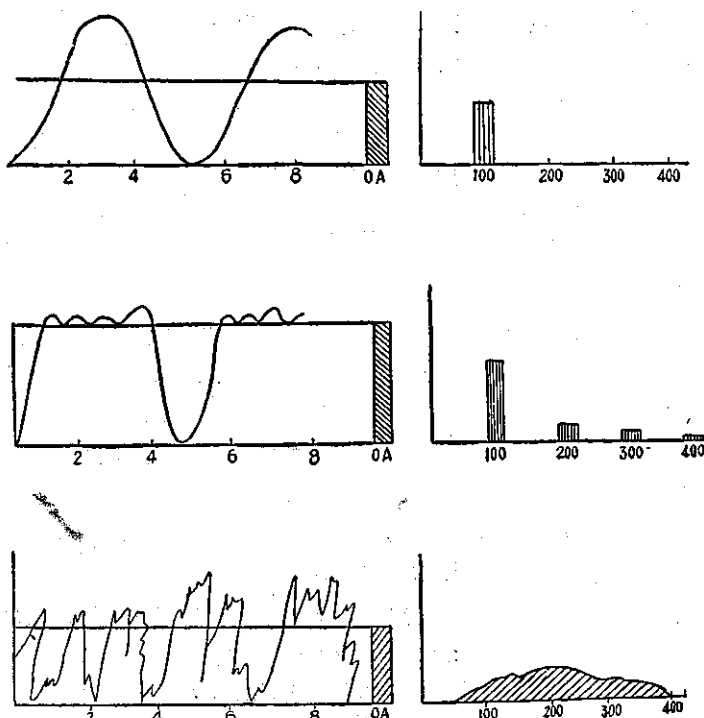


圖 1

聲音是由於空氣密度與壓力之改變而表現出來的。譬如以音叉敲擊，則音叉之來往震動而使周圍空氣產生運動，空氣之相對運動產生比大氣壓力或高或低的變異，此波動向各方傳遞而成聲波，因此聲波僅係空氣疏密波動，在空氣密集部份，壓力大於大氣壓力，而於空氣疏鬆部份，壓力低於大氣壓力，此二區域之壓力，與大氣壓力之差即為此聲波之聲壓，通常壓力以巴 (Bar) 來表示 1 (巴) Bar=1 大氣壓，然聲壓之數值過小，因此常以微巴 (Microbar) 表示，即大氣壓力之百萬分之一，簡寫為 $M\text{-bar}$ 。聲壓與頻率是沒有關係的，因在某一種頻率下之單純音 (Pure Tone) 可以有不同的聲壓，因此在表示一種聲音時，必需有聲壓與頻率二值方臻完全。

二、聲音之功率與強度

功率係單位時間內能量之傳遞率，常用的單位是馬力，等於 550 呎磅每或馬力 746 Watt 聲音之功率，通常以瓦為單位，以功率來表示音源產生聲音之能力，遠較聲壓為合理。蓋聲壓大小隨測量者之地位而變，不如功率之穩定可靠。圖 3 表示熟知之聲源發出之聲音功率量。

聲音強度係單位面積所接受之聲音功率，如 1 瓦之功率分佈在 1 平方呎之面積上，則其強度為每平方呎 1 瓦，因此聲音強度即聲音功率分佈之表示方法。

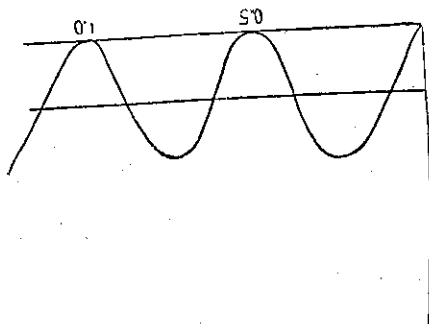


圖 2

如果不是很接近聲源，或聲音反射面時，聲音強度與壓力之關係可以下式表示：

$$I = (1.52P)^2$$

I：聲音強度以每平方呎微瓦 M

Watt/ft² 表示

P：聲壓微巴 M-bar

1.52 常數

聲音強度隨時間起伏如圖 4 所示通常皆以平均強度來表示，在較複雜之聲音中，平均強度較極大強度

更有意義。

三、單音複音與噪音

單音：Pure tone 是由一種頻率組成之穩定聲音，如音叉所出者，其強度隨時間而成正弦曲線。

複音：通常存在之聲音鮮有單音者，即如小於琴所奏出之音係由各數不同頻率之單音組成，唯其頻率與最小頻率有簡單之整數比如圖 1。

b 表示之複音由 100, 200, 300, 400CPS 四種單位組成其音調 (Pitch) 與 100CPS 者相同，而較 100CPS 單獨存在時更充沛，而具有音樂感。

噪音：為某單音之頻率與另一音之頻率無簡單之整數比例，則二者之合成永不能合諧，聽來即全然不會悅耳，噪音即由許多不諧和頻率之單音所組成如圖 1 所示

四、The Decibel

通常噪音之強度係各不同頻率單音強度之平均值其強度低者遠較強度為高，如此以強度作縱軸，頻率作橫軸作圖則無法正確地表現出來，因此乃有 Decibel 單位之產生，使強度低之部份擴大而強度大之部份縮小。

Decibel 是具有對數關係之單位如以 0 Decibel 為標準則 1db 為其強度 10 倍，2db 為其 100 倍 3db 則為其強度之 1000 倍。

由圖 3 可知在 Intensity-Frequency 圖中無法表示者，因 Decibel-Frequency 則可很清楚地表現出來，此即利用 Decibel 單位之優點，然其缺點則為其可能性之喪失，蓋 0.04 微瓦/平方呎之聲音與 0.04 微瓦之聲音相加則總強度為 0.08 微瓦/平方呎，然以 Decibel 表示時則為 56db 之聲與 56db 者相加，其

則為 59db 而非 112db，此因其所具之對數性質使然，不可不注意；如 120db 與 110db 或 20db 與 10db 其差各為 10db。然前者在聲音強度之差却為其差之數千倍，此時不可不予注意。

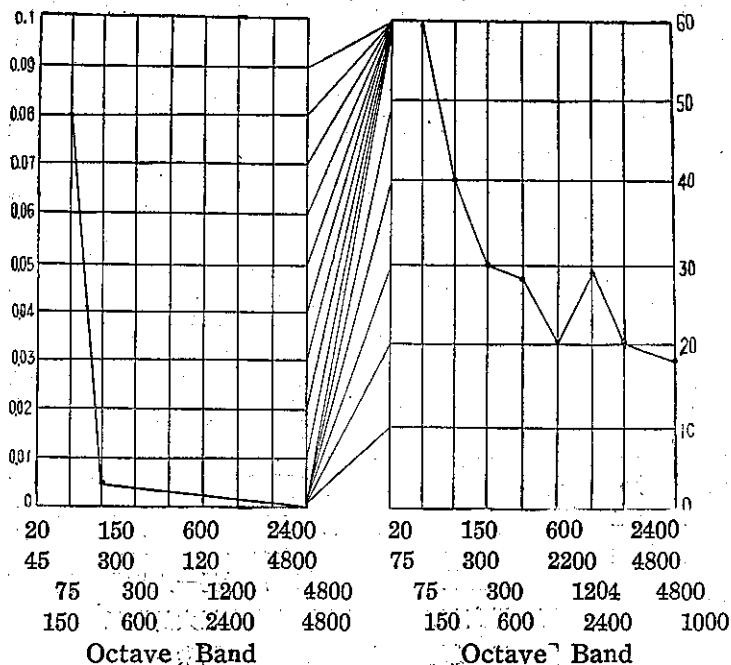
五、聲音之強度階與壓力階 (Intensity Level and Pressure Level)

(1) 強度階 (Intensity Level)

Decibel 本為電機工程及聲學之單位，因此聲音之強度階亦以 Decibel 來表示其定義為：

$$\text{Intensity Level} = 10 \log_{10} (I/I_0)$$

圖 3
強度 (每平方呎微瓦)



I = 某聲音之強度

I_0 = 作標準之聲音強度 (Reference Intensity)
(通常用 0.1M Watts)

(2) 壓力階 (Pressure Level)

此為不同之表現方法，其單位亦用 Decibel 且同樣之聲音，不論以強度階力來表示，二者之 Decibel 數相同。蓋壓力階之定義為：

Sound Pressure Level

$$= 20 \log_{10}(P/P_0)$$

P = 某聲音之壓力

P_0 = 作標準之聲音壓力 (通常用 0.0002 ubors)

前曾述及聲壓與強度之關係概略為 $I = (1.52P)^2$ 則

Sound Pressure

$$= 20 \log_{10}(P/P_0)$$

$$= 20 \log_{10}$$

$$\left(\frac{\sqrt{I}/1.52}{\sqrt{I_0}/1.52} \right) = 20 \log_{10}$$

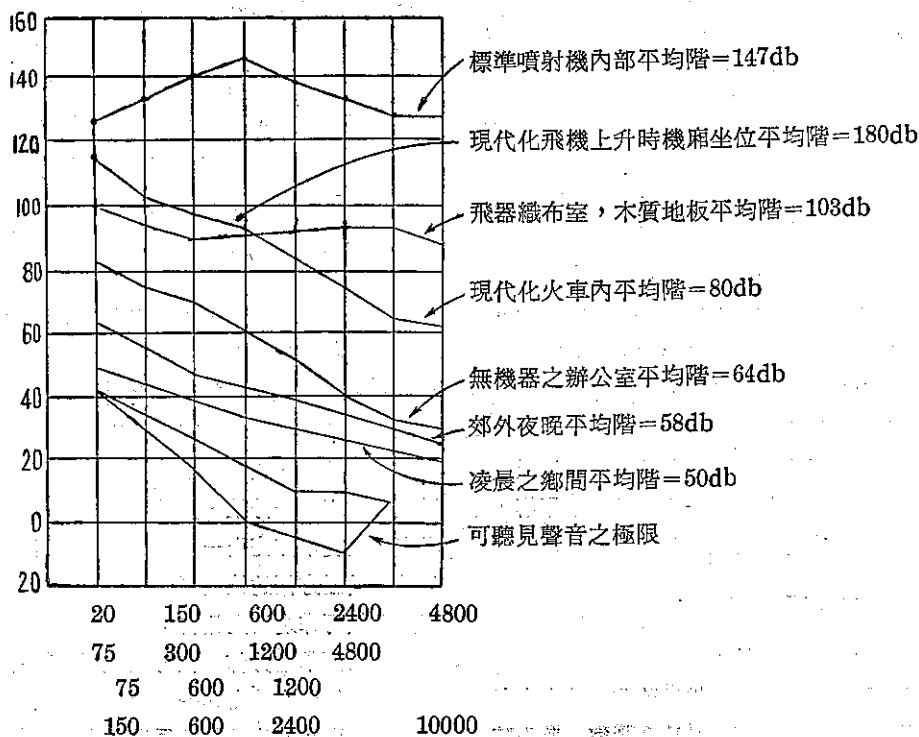
$$\left(\frac{I}{I_0} \right)^{1/2} = 10 \log_{10} \frac{I}{I_0}$$

= Intensity Level

第三圖顯示出此二種單位之關係

縱然噪音之危害人類健康可以平均之 Decibel (Overall) 數值之大小表示，然它却不一定能完全地表

圖 4



示出在某數值以上一定有害於人，如需得出確實之資料則必研究其 Octave Band 與 Decibel 之關係例如 40db. 之聲音如聲音之能集中在低頻率範圍內，則很靜，但集中在高頻率範圍內則可達到相當之響度。

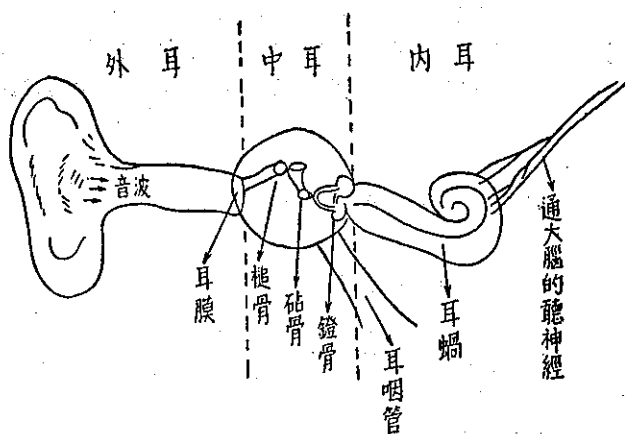
圖 4 為 Jeromer Rcox 根據人之聽覺經驗由低強度至高強度，由低頻率至高頻率之不同聲音之特性曲線

噪音對人體的影響

聲音係空氣之波動，如未經過人類聽覺器官之反應，不會覺得其存在，是以在了解噪音如何會導致職業性失聰之前，應先了解人類感受聲音之程度。

耳朵可分外耳、中耳、內耳三部份，聲波經耳廓之收集，隨外耳道而傳至耳膜，此即外耳、中耳之界限，耳膜隨聲壓大小作往復不同之振動，此振動由中耳內的三塊小骨傳至內耳，此三塊小骨依次為錘骨、砧骨、鐙骨，鐙骨之振動，使內耳中液體產生前後之波動刺激了內耳中近 20,000 個感覺細胞，在此纖細胞之根部，散佈有神經末梢，它接受了感覺細胞之信號而將之傳遞至神經中樞，引起了聽覺。

圖 5



長期曝露在強烈噪音下，會導致內耳中耳之液類失效，甚至因此而不受鐙骨之波動影響，聲波因此無法有效地甚至根本不能傳遞至神經，自然沒聽覺產生，同時內耳中之感覺細胞係極纖細的組織，正如極靈敏精細之儀器，如經過度之操作，其效率自會減低或甚至失却原有之能力，此係噪音對人類的生理影響，老年人的聽覺失靈，亦導因於此。

二、噪音與失聰

一、噪音導致失聰之特性：

在工業噪音影響下之失聰，早期除非以精密之單音測聽器，可測知外，一般都不易被人覺察。蓋失聰

之開始多在頻率 3000~6000CPS 之間，根本不影響到對話時之聽力，但經繼續的暴露於噪音下，情況漸形嚴重。失聰的頻率範圍，亦擴展至 2000, 1000 而至 500 CPS，如在這些頻率下失聰之情形相當嚴重時，很容易就感到了說話時聽覺的不靈，不過此種並非永久性的，如果立刻離開噪音環境後仍然可以復原，只是其靈敏度可能不如原有者而已，這與暴露於噪音環境下的期間長短，也有直接的關係。如以一短期暴露於噪音環境下之工人與另一長期暴露過的工人作比較，如其失靈之程度亦不相上下，則經過同樣時期的靜養後，前者聽覺靈敏度恢復，遠超於後者，是以短暫之區響如火炮之發射、雷鳴、或噴射機低空掠過其為害程度遠不如紡織廠機房中連續之噪音。

直至今日，對於某情況之噪音到底如何才影響到人之聽覺，仍沒有定論，事實上，也不能產生定論，因各人對於噪音之接受能力完全不同，往往一種強烈的聲音能使某人完全失聲，而對另一人則幾乎沒有影響，這與個人對聲音之抵抗力有很大的關係。

二、影響噪音嚴重性的幾個因素

噪音之嚴重性，受四種主要因素的影響，因此在估計某一噪音環境對某些工人之為害程度時，每一因素皆需仔細考慮。

(1)強度階：此係決定噪音嚴重性最重要的因素，不過我等切忌以此作為唯一標準，亦不可以作為工人之失聰與噪音影響之證據。此點如以火炮之爆炸說明，最為明顯，其強度階約在 160 db 左右，但因時間短暫，而不致為害。

(2)暴露期間：此另一極重要之影響因素，在強烈噪音下工作時間愈久，則聽覺受損愈鉅，其恢復之時間也愈長，時間過久，甚至會導至永久失聰。

又暴露時間與間隙時間之短暫，對噪音之嚴重性亦有很大的影響，如一工人在八小時之工作中，有一小時連續地暴露於噪音下，而另一工人則每八分鐘內進入噪音環境一分鐘，其總時間雖同為每日一小時，噪音之程度階亦完全一樣，但其影響則迥然不同。但目前對於這方面的比較（間隙之噪音）與（連續之噪音）尚無可靠之研究報告。

(3)頻率之分佈：在可以聽到之聲音中，其頻率範圍大致在 16~20,000 CPS 間，但其中能使耳部細胞受損的程度，全然不同。根據長期

研究結果，頻率在 3000~6000 CPS 間的噪音，最易使耳朵產生永久性的失聰，然而如果噪音的能量集中，在 3000 CPS 以下 3000 CPS 以上之頻率範圍時，其影響人的聽覺效能是集中於高頻率範圍者更為嚴重。因此對高頻率的失聰，並不影響到對平日說話所需的聽覺，蓋這是由於平日根本不需聽到高頻率的聲音。又如噪音的能量集中於低頻率範圍，則對聽覺亦不會有多大影響。由以上之討論，可知對於預防失聰之控制，應特別注意頻率在 300~2400 CPS 噪音，而尤以 300~600 CPS 最為重要。

此外，對複合噪音的頻率範圍，亦需大致知道。一種單音一種頻率範圍很小的複音與一種頻率範圍較大的複音加以比較，如三者強度階完全相等，則危害程度以單音最大，頻率範圍較大之複音最小，是以頻率分佈之廣濶與否，及能否集中於那些頻率範圍，對危害程度皆有直接影響。

(4)個人對噪音之感受程度：不同的人對於噪音的感受程度常有極大的差異。在強烈的噪音下，有些人長期地工作其中，却全然不受影響，但有些人却工作不久即嚴重失聰，此種感覺程度，可以精細之測聽儀器測出。一個易於失聰的人，在離開了噪音環境後，其復原的能力也較差。

因此對於多大之噪音，才會影響聽覺的這個問題，就很難下定論了，同時聽覺的失靈也並非完全是受了工業噪音的影響，因為根據統計，即使一個很安靜的工作環境中，仍然有部份的人導致聽覺失靈，它們可能是由於中樞神經系之受損；某些其他疾病的影響，遺傳性的失聰，頭部受傷，或者是年老性失聰，當然這些因素只影響到很小的一部份，但它的存在使得最大而無害的噪音強度，永遠無法得到一肯定的標準，它使得統計數字，失去可靠性，蓋不論因噪音而失聰或起於因其他原因，其症狀是無法區別的同時在改善工業噪音環境時，如瞭解了這一點，即知如需達到完全沒有失聰現象是不可能的。而且它的價格也是驚人的，因此，比較合理的方法，是根據統計資料，減少失聰的人數至一相當的百分率以下即可。

三、噪音控制的工業標準

決定噪音的工業標準方法，通常稱為 DR 法 (Damage-risk criteria)。由此所得到的結果，雖

無嚴格之科學根據，却極為實用。其標準訂定之方法為利用頻率範圍很廣的噪音，使工人在其中每週五天每天八小時地連續工作，其目的必須維持工人不使導致顯著的失聰，當然無法令全部的工人不受噪音的影響。尤其是某些感受噪音特別靈敏者，經過聽力測驗後，把他轉至較安靜處工作。如果噪音強度過大，而使一相當部份的工作者，產生顯著失聰時，此噪音環境即為超過了工業標準，因此噪音控制之工業標準不使一相當部份之工人導致失聰為原則，其暴露時間，可長達十年。

由此種方法決定之聲音壓力階 (Sound pressure level) 必需在 95db 以下，其頻率範圍中之 300~600, 600~1,200, 1,200~2,400 CPS 各階皆須低於 95db，而尤以 300~1,600CPS 之範圍為最重要，當然在 300~2,400 CPS 以外之高壓力階聲音仍然有害，但就一般而言，極端之低頻率對聽覺之影響，仍屬次要。

如需使非常敏感的人也不產生顯著之失聰，則在 300~2,400CPS 之頻率範圍中之聲壓階必需低於 85db (按以每週五天每天連續八小時計) 此高達 105db，則幾乎每一個工人都會導致顯著的失聰 (每天八小時，每週五天)。

根據以上試驗，可得一般之工業標準。

一、以中間頻率範圍 (Mid-Frequency octave band) 為準，壓力 85db 以下時，工人每日八小時每週五天地連續工作十年，僅會有極少部份導致顯著的失聰。

二、如壓力階在 85~95db 之間，失聰之比率還是很小。

三、如壓力在 95~105 db 間則失聰的比率還是相當大的噪音的控制方法。

最初幾年所有的科學家，皆以在聲源之出口處控制噪音，視為最有效率的方法。而自聲學觀點而言，這個固然是很有效的，只是由於工廠機器之漸漸由小型變成巨型，生產由低速變為高速，欲在噪音之出口處控制它，自然產生了實際上的困難。因此代替它的新方法是如何減少工人對此類噪音之接觸，如果在聲源控制噪音也算一種方法時，則噪音的控制方法可分三種：即在聲源處控制，在聲傳遞中控制及在頭上控制。

今日在工業噪音的控制方面，主要的難題是對於噪音控制原理的了解，甚為缺乏。工廠的設計者及機器的設計保養者多半是事先沒有充分想到作噪音之控

制，以致問題一旦發生，而無法再作有效的改進。因此在今後的教育計劃中，必需增加使工程人員對噪音的了解一項。唯有對噪音先有充分的認識後，才能作出合於需要的設計，雖然亡羊補牢，猶未為晚，但到底還是防患於未來更合於科學的原則。

在工業噪音的控制上，除了對噪音本身認識不夠外，另一個很大的難題是起因於「控制噪音是否合算的問題？」辦工廠的目的大部份在賺錢，而控制噪音所化費的代價似乎遠超過它所能收到的利益，一般有關控制聲音的設備，多很昂貴，而且在裝置它時，常導致生產之減速或停頓，此代價不為不大。相對的，控制噪音之利益則幾乎不易察覺，而員工聽覺之保存等於是一種長期的投資，必需經過很多年才能收到實惠，因此負責控制噪音者，必需針對此等事實而釐定計劃，否則鮮有成功的機會。

在各種不同的情況下，噪音需減少之程度也不同，原則上只要減少到合乎工業標準即可，如此可免價格過高或不必要的安靜，同時到底需減少多少程度之噪音以達到需要的標準，也直接地影響著控制噪音的方法，如需減少 5 db 則可能只改變一些不重要的設備，即可達到目的，但如需減少 25 db 則可能要將整個的操作方式重新作一番調整才行。

當然有時要達到噪音的充分控制，往往要化太大代價而不實際，在此情形下只有盡量地減少至使其接近標準，因噪音之減少一分也就是減少了一些人聽覺的受損。

四、在聲源處控制噪音

與其他兩種噪音控制法相比較，它在實際操作上往往困難些，但如有妥善的計劃與設計，此法可收最高的效果。一般在聲源處減低噪音之壓力階，係利用較安靜的方法來取代原有的方法，C. R. Williams 及 F. C. Tyzzer 二位專家提供了許多此類取代法之實例：

- (一) 用銲接方法代替釘接方法。
- (二) 壓力釘接 (Compression riveting) 代替空氣釘接 (Pneumatic riveting)。
- (三) 機械化的熔焊代替鎚打式的熔焊。
- (四) 用研磨法代替切碎法。
- (五) 用電力操縱之工具代替氣類推動之工具。
- (六) 用輸送帶代替直上直下之輸送。
- (七) 在金屬之處理中以高溫狀況代替常溫。
- (八) 以輪帶式帶動裝置代替齒輪。

由上幾個實例可得兩個減少噪音之通則，其一為消除金屬碰撞的機會，其二為減少空氣之高速流動，根據此二原則對其他噪音問題也可有適當的對付方法了。

五、隔絕法控制噪音

為了達到生產的目的，往往無法不產生相當的噪音，有一種很好的噪音控制法，就是設計外殼，將產生噪音之機器整個包圍起來，則噪音雖然產生，却不能向外傳播，因而得以不影響工人之健康。

在噪音傳達的通道中，如有物體阻擋物之不同而有很大之差別。

- (一) 利用吸音物質作為噪音的阻擋物，此類物質多係質鬆的多孔物，中間有許多通達的空氣小孔，則巨大影響經過時，其波動受到阻碍，聲壓降低，縱有部份波動通過，其強度亦大為減低，反射的聲波亦因物質表面的不平滑不同，不過為數甚少。
- (二) 利用堅固粗重物質作噪音的阻擋物，此類物質如金屬、石塊或堅木，其傳播音響之方式不同，音波不能直接透過阻擋物，而只能使其產生震動，而傳至鄰近的空氣，是以此種阻擋物的效果與其體積，重量成正比，但由於此類物質表面堅固，噪音幾乎全部被反射而產生回音，因此不是很理想的阻擋物。
- (三) 吸音物質與堅固之阻擋物合併使用，此法乃利用吸音物質以減少回音之反效果，同時利用不透音之硬板以減少聲音的傳播，如此之複合使用，可使隔絕法控制噪音達到最高的效果。

唯需注意此種隔絕之完全與否對噪音減少之程度影響很大，些許之大小口都能使效果低，是以在設計噪音阻隔物時，對門、窗、通道，以及入料，出料輸送管之裝置都需有週詳的考慮，通常階壁孔道略大於管子之直徑，孔道之週圍嵌以吸音物質，使與管子密切接合，對於門窗之邊緣亦皆塞以填充物，同時該注意的是地板，如它並非極佳之阻隔物，則機器下之房間一樣會受到噪音的侵害。

綜合而言，用隔絕法控制噪音的原則有下列四種：
(1) 選擇適當的隔絕音響的材料。
(2) 盡量可能使機器與外界隔絕，不留多餘的小孔。
(3) 在必需之門口處加以適當的填料，以免日久而漏音。
(4) 注意地板的設計，使配合隔絕的效果。

六、利用護耳器材料控制噪音

利用護耳器時產生的種種問題和弊害，使其成為三種噪音控制法中最不得已時才應用的方法，工廠中經常有許多噪音，既無法在聲源處加以控制，如設法將其與外界隔絕，所費又過鉅，此時護耳器則為唯一貫用的方法，茲將各種護耳器的特性簡介如下：

護耳器因構成物之不同，可分幾類，或為塞於耳道中不同種類的耳塞或為套於耳外部的耳罩、及耳帽，前者正如收音器材僅將聲音過濾後傳入耳中一樣，其效果不高，且受到放置技術的影響，一個未經訓練者由於無法妥善地放置耳塞，往往使效果相差 5~10 db。護耳器可分：

- (一) 棉花：與一般觀念完全不同，乾棉花對耳朵之保護幾乎沒有效果，由實驗可知它對噪音減低的效果，只在高頻率範圍有效，此點更易使工人導致中頻率範圍聲音之失聰。蓋頻率之噪音減低後，用者在感覺上會很舒服，但舒服並不一定達到保護的效果，此為應用乾棉時所應嚴加注意的事。
- (二) 含蠟的棉花：此種耳塞係 $\frac{1}{2}$ 吋直徑 $\frac{1}{4}$ 吋長的圓柱體，用時須先微熱，使其軟化，而以手搓捲成適當的大小塞入耳中，且需注意使其剛好塞滿耳道，此耳塞兼有吸附髒物之特性，用時每日換一次，並不太貴，唯於熱帶天氣石蠟易熔，不宜使用，其減少噪音之能力

如使用以其他黏液浸後的棉花，效果雖較差，也比用乾棉花為強。

三、軟橡皮耳塞：此種耳塞重約 $\frac{1}{2}$ 克，其形狀剛好適合於耳道分大、中、小三種以供不同大小耳朵之用，其外端有凸出的小柄，以便塞入取出，此耳塞價格便宜，且效果最高，可惜在感覺上不太舒適。

四、耳罩與耳帽：耳罩係罩於外耳之外的護耳器，其減少噪音的效果比過濾式的耳塞較佳，但不如固體耳塞，然而不易作嚴密之封口，以致對低頻率噪音的減低效能不高，如以堅而緊之鬆緊帶封口，則頭部甚不舒服不宜久帶，耳帽較舒服但效果差。

此類護耳器裝卸甚便，是最適於在經常需卸下之環境使用，如需要時，它可與耳塞合併使用，則可發揮護耳器的最高效能。

七、結 論

噪音是科學日漸進步而引起的問題，是以一般人士，甚至是負責工廠人士往往對它都沒有深切的了解，因此除了治標地積極改善目前既有之噪音環境外，更必需治本地作一全盤之教育計劃，使有關人士都能了解噪音的重要性，與控制的方法，以便將來設計新廠時，將噪音之防制也列入計劃中，而不致使工人無謂地受到傷害。

颱風之發生及行徑與北半球大氣環流特性

廖 學 鑑

Characteristics of General Circulation over Northern Hemisphere in Relation to the Formation and Motion of Tropical Storms in Northwestern Pacific

Shyue-Yih Liao

Abstract

In the first part of this paper, the writer had carried out a statistical investigations on the monthly frequency of occurrence of typhoons, the zonal geostrophic wind speed and some comparisons made between the Atlantic and the Pacific. In the later part of it, some composite charts had been made for the special research on the patterns of general circulation in northern hemisphere in relating to the development of tropical storms in the Pacific. Through his heavy researches, he found that the use of the character of upper air charts at 700 millibar level of northern hemisphere for making a longrange prediction on the generation and movement of tropical storms is very helpful.

一、緒 言

地理上某一小區域之氣象演變，不單是該地區之局部的氣象變動而形成，是全球性的大氣環流演變所引起之現象。根據此種觀點，應用所謂平均大氣環流法，將北太平洋西部每月颱風發生次數，及每月侵襲臺灣颱風次數之多寡，分類大氣環流狀態，繪製北半球高空合成圖及其距平成圖(Composite chart)，研討颱風之生成及行徑，與北半球大氣環流特性，及兩者間之相互關係，希望發現支配颱風生成及其行徑之法則，資颱風長期預報之應用。

二、發生在北太平洋西部或南海颱風之統計

自西曆1897年(民國前15年)至1961年(民國50年)，這65年來在北太平洋西部或南海發生之颱風，其每月發生次數，列如表一。此統計中之1800年末期及1900年初期，這部份之統計資料，不完全正確。當時太平洋上之測站很少，船舶氣象資料亦缺乏，因此可能有很多颱風遺漏在統計中。茲為慎重起見，若取自1937年至1961年之最近25年之統計，得如表中末段所示之結果。即平均每年有27次颱風，發生在北太平洋西部或南海。其中8月發生次數最多，每年平均6.5次，佔總數之23.8%。9月次之為4.5次，佔16.6%

。而7月居第三位，為4.4次佔16.2%。10月居第四位，係為3.8次，佔13.8%。因此7,8,9,10之颱風每月平均發生次數合計為19.2次，佔年平均次數之約七成。

若取颱風發生次數之五年累計，而與大西洋之颶風發生次數⁽¹⁾比較，可得如圖1中所示之結果。自1930年起大西洋之颶風發生次數有增加之傾向，而太平洋西部之颱風發生次數，則自1935年起有增加之傾向，而1945年至1950年之五年達最高峯，近年稍有減少。自1906年起至1935年，這30年之颱風發生次數，每年平均為21.8次，比較1906年至1960年之55年平均颱風24.1次稍少。而1936年至1960年，這25年之颱風每年平均發生次數為26.8次，比較上述55年平均稍有增多。又詳細考察圖1，可以看出颱風發生次數，略有25年之週期。同時由表一，可以看出這30年來，颱風發生次數有呈現明顯的10年週期。即1940年之颱風發生次數為49次，1950年為55次，而1960年為28次均超出平均次數之二倍。其中8月份之颱風發生次數，10年週期尤為明顯。1940年8月共計有13次颱風發生在北太平洋西部，1950年8月為18次，而1960年原為12次。均超過10次以上。若與8月之平均次數6.5次比較，這三年之颱風發生次數均多二倍。

Table 1: Monthly frequencies of northwestern Pacific tropical cyclone origins, 1897~1960.

月 年	一月 Jan.	二月 Feb.	三月 Mar.	四月 Apr.	五月 May	六月 June	七月 July	八月 Aug.	九月 Sept.	十月 Oct.	十一月 Nov.	十二月 Dec.	年 Year	五年合計 5 Year Total
1897	—	—	—	—	—	1	3	2	3	2	—	—	11	—
98	—	—	—	—	—	3	2	3	2	2	2	2	16	—
99	—	—	—	—	1	—	2	5	3	2	—	—	13	—
1900	—	—	—	—	—	—	1	3	2	1	1	—	8	—
01	—	—	—	—	—	1	—	2	2	3	—	—	8	—
02	—	—	—	—	1	1	4	2	4	1	—	—	13	—
03	—	—	—	—	—	1	1	4	2	3	—	—	11	—
04	—	—	—	—	—	1	4	5	1	1	1	—	13	—
1905	—	—	—	—	—	2	2	4	4	3	3	—	18	63
06	—	—	—	—	2	1	2	2	6	1	1	—	15	—
07	1	—	1	—	—	3	2	4	4	2	3	2	22	—
08	—	—	—	—	1	1	2	3	3	4	1	1	16	—
09	—	—	—	—	—	1	4	4	5	5	2	—	22	—
1910	—	—	1	—	4	2	2	2	3	2	—	—	16	91
11	—	—	1	1	—	2	5	7	3	3	2	1	25	—
12	—	—	1	—	—	—	3	3	5	4	4	3	23	—
13	1	—	—	—	1	—	3	4	5	3	3	1	21	—
14	—	—	—	—	4	5	4	5	6	1	2	1	28	—
1915	1	2	—	—	1	—	5	2	4	5	3	1	24	121
16	3	—	—	2	3	—	2	6	5	3	3	—	27	—
17	—	—	—	3	—	1	4	3	3	3	3	—	20	—
18	—	—	—	1	1	1	4	5	3	5	2	1	23	—
19	—	—	—	—	—	2	2	6	4	3	2	1	20	—
1920	—	—	—	—	—	1	6	5	3	3	3	2	23	113
21	—	—	—	1	—	3	4	5	6	2	4	1	26	—
22	—	—	—	—	2	1	5	5	4	2	4	—	23	—
23	—	—	1	—	1	4	4	5	5	3	2	1	26	—
24	—	—	—	—	—	2	7	5	4	3	2	1	24	—
1925	—	—	—	1	—	1	3	3	3	4	2	1	18	117
26	—	1	—	—	4	—	4	2	4	1	2	—	18	—
27	—	1	—	—	2	—	2	5	5	4	2	2	23	—
28	—	—	—	—	1	1	3	3	4	5	2	2	23	—
29	2	—	—	1	1	2	4	5	7	4	4	1	29	—
1930	1	1	—	1	2	2	6	2	5	—	2	1	23	116
31	1	—	—	—	1	—	1	3	3	3	3	1	16	—
32	1	—	—	—	1	1	4	2	3	3	2	1	19	—
33	—	—	1	—	—	1	4	2	4	5	3	1	21	—
34	—	—	—	2	—	—	1	4	6	5	3	1	22	—
1935	—	—	—	—	—	—	4	2	5	3	2	2	18	96
36	—	—	—	1	—	—	4	4	2	3	4	—	18	—
37	—	—	—	—	—	—	5	5	3	2	2	1	18	—
38	—	—	—	1	2	—	—	4	5	3	3	1	19	—
39	—	1	—	—	1	1	8	5	3	3	2	2	27	—
1940	—	1	—	2	—	3	7	13	12	6	1	4	49	131
41	—	1	—	2	—	4	7	9	4	3	—	2	30	—
42	1	1	—	1	1	—	6	9	7	3	1	2	31	—
43	1	—	—	3	1	3	8	6	5	4	2	1	35	—
44	2	2	—	—	1	1	4	5	3	4	—	—	25	—
1945	—	—	—	1	—	3	4	6	4	2	1	—	21	142
46	—	—	1	—	1	3	5	5	4	4	2	—	25	—
47	—	—	—	—	2	1	3	2	4	6	3	1	22	—
48	1	—	—	—	2	3	4	8	6	6	4	2	36	—
49	1	—	—	—	—	1	6	3	5	3	3	2	24	—
1950	—	—	—	2	1	2	5	18	6	3	3	4	44	151

51	—	1	1	2	1	1	3	3	2	4	1	2	21	—
52	—	—	—	—	—	—	3	5	3	6	3	4	27	—
53	—	1	—	—	—	—	2	6	4	4	3	1	23	—
54	—	—	1	—	—	—	1	5	5	4	3	1	21	—
1955	1	1	1	1	—	2	7	7	3	3	1	1	28	120
56	—	—	1	2	—	1	2	5	6	1	4	1	23	—
57	2	—	—	1	1	1	1	4	5	4	3	—	22	—
58	1	—	—	1	2	3	7	5	5	3	2	2	31	—
59	—	1	1	1	—	—	2	6	4	4	2	2	23	—
1960	—	—	—	1	1	3	3	12	3	4	1	1	28	127
1961	1	—	1	—	3	3	5	3	7	4	1	1	29	—
Total Period 1897~1960	22	15	13	34	56	92	236	307	269	209	138	71	1466	—
mean	0.3	0.2	0.2	0.5	0.8	1.4	3.6	4.8	4.2	3.2	2.1	1.1	22.5	—
%	1.5	1.0	0.9	2.3	3.8	6.3	16.0	21.2	18.5	14.3	9.4	4.8	100.0	—
max	3	2	1	3	4	5	8	18	12	6	4	4	18	—
Total Period 1937~1961	11	10	7	19	20	44	111	159	115	94	55	37	682	—
mean	0.44	0.40	0.28	0.76	0.80	1.76	4.44	63.6	4.60	3.76	2.20	1.48	27.28	—
%	1.6	1.5	1.0	2.8	2.8	6.5	16.3	23.3	16.9	13.8	8.1	5.4	100.0	—

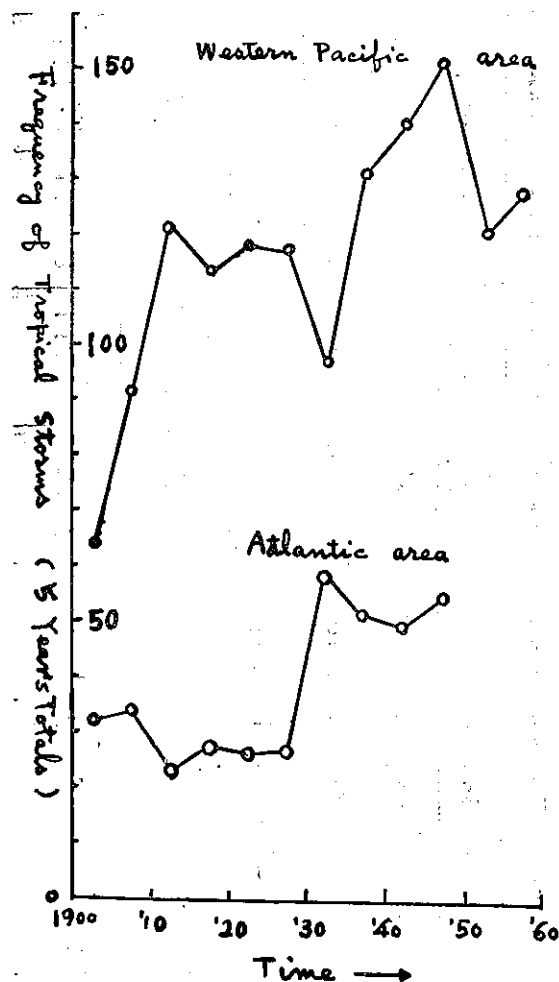


Fig. 1. Frequency of tropical cyclones of all intensities in the western Pacific and Atlantic areas.

三、侵襲臺灣颱風之統計

凡發生於北太平洋西部或南海之颱風，其行徑掠過臺灣或其 200 公里以內之領海上，而影響臺灣之天氣者稱為侵襲臺灣颱風。已往 65 年中共計有 244 次颱風侵襲臺灣，其每月分佈狀態列如表二。即平均每年有 3.7 次颱風侵襲臺灣，其中 8 月侵襲次數最多，平均有 1.18 次佔年平均之 31.6%，7 月居其次，平均 0.95 次佔 24.2%，而 9 月居第三位，平均 0.85 次佔 22.5%。因此 7、8、9 月三個月，共有 2.9 次颱風侵襲臺灣，竟佔 78.3%。則大部分颱風，係在這三個月中侵襲臺灣。其中臺灣於夏秋間，未受颱風侵襲者，祇有 1941 年（民國 31 年），而 1914 年（民國 3 年），却有 8 次颱風侵襲臺灣，這是臺灣受颱風侵襲最多之年。

據著者之研究⁽²⁾，每年侵襲臺灣颱風之次數，大略有 10、13、23 及 26 年之週期，此外尚有約 50 年之長週期，而 10 年以下之短週期不太明顯。自 1897 年至 1909 年之 13 年間，侵襲臺灣颱風之平均次數為 3.5 次，大略與累年平均相等。自 1910 年至 1929 年之 20 年間，侵襲臺灣颱風次數有增加之傾向，而其平均次數為 4.4 次，比較累年平均次數為多。但是 1930 年至 1945 年之 16 年間，侵襲臺灣颱風次數，有減少之傾向，其平均次數為 2.9 次較少。1946 年至 1959 年之 14 年間，侵襲臺灣颱風之平均次數為 3.6 次，大略與累年平均次數相等。而 1960 年及 1961 年，各有 6 次及 7 次颱風侵襲臺灣，可見有增加之傾向。總之侵襲臺灣颱風大略有 50 年之長週期，而今後 18 年係為侵襲臺灣颱風較多之期間。

Table 2: Monthly frequencies of tropical storm which visited the
neighbourhood of Taiwan.

年	月	四月 Apr.	五月 May.	六月 June.	七月 July.	八月 Aug.	九月 Sept.	十月 Oct.	十一月 Nov.	年 Year.
1897	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1
1898	—	—	—	1	—	2	1	—	—	4
99	—	—	1	—	—	2	—	—	—	3
1900	—	—	—	—	1	—	1	—	—	2
01	—	—	1	—	—	2	—	1	—	4
02	—	—	—	—	—	3	—	—	—	3
03	—	—	—	—	1	4	—	1	—	6
04	—	—	—	1	3	1	—	—	—	5
05	—	—	—	1	1	1	1	—	—	4
06	—	—	2	—	1	1	1	2	—	7
07	—	—	1	1	—	—	—	—	—	2
08	—	—	1	—	—	1	—	—	—	2
09	—	—	—	—	—	—	2	—	—	2
10	—	—	—	—	1	1	2	—	—	4
11	—	—	—	—	1	2	1	—	—	4
12	—	—	—	—	—	2	2	—	—	4
13	—	—	—	—	2	1	2	—	—	5
14	—	—	—	2	2	2	2	—	—	8
15	—	—	—	—	—	1	—	1	—	2
16	—	—	—	—	—	2	—	1	—	3
17	—	—	—	—	2	1	1	—	—	4
18	—	—	—	1	1	1	—	2	—	5
19	—	—	—	—	1	2	1	—	—	4
20	—	—	—	—	2	—	1	—	—	3
21	—	—	—	—	1	2	1	—	—	4
22	—	—	—	—	—	1	2	—	—	3
23	—	—	—	—	1	3	1	1	—	6
24	—	—	—	—	1	1	1	—	—	3
25	—	—	—	—	2	1	1	—	—	4
26	—	—	—	—	2	2	2	1	—	7
27	—	—	1	1	2	2	—	—	—	6
28	—	—	—	—	1	1	1	—	—	3
29	—	—	—	1	3	1	—	—	—	5
30	—	—	1	—	2	—	—	—	—	3
31	—	—	—	—	—	2	1	—	—	3
32	—	—	—	—	2	1	—	1	—	4
33	—	—	—	—	—	—	1	1	—	2
34	—	—	—	—	1	1	1	—	—	3
35	—	—	—	—	2	2	—	—	—	4
36	—	—	—	—	—	2	1	—	—	3
37	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1
38	—	—	—	—	—	—	1	—	—	1
39	—	—	—	—	1	1	—	1	—	3
40	—	—	—	—	3	2	1	—	—	6
41	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0
42	—	—	—	—	3	1	1	—	—	5
43	—	—	—	—	2	—	—	—	—	2
44	—	—	—	—	1	1	1	—	—	3
45	—	—	—	—	—	—	3	—	—	3
46	—	—	—	1	2	—	1	—	—	4
47	—	—	1	1	—	1	—	1	—	4
48	—	—	—	—	1	—	2	—	—	3
49	—	—	—	—	1	—	2	1	—	4
50	—	—	—	1	—	—	—	1	1	3
51	—	—	—	—	—	1	1	1	—	3
52	—	—	—	1	1	—	1	—	2	5
53	—	—	—	1	1	2	1	—	—	5
54	—	—	—	—	—	1	—	—	2	4
55	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1

1956	1	—	—	—	1	3	—	—	5
57	—	—	1	—	—	1	—	—	2
58	—	—	—	1	1	1	—	—	3
59	—	—	—	1	3	1	1	1	7
60	1	—	1	1	3	—	—	—	6
61	—	1	—	1	2	2	—	—	6
合計	2	10	16	59	77	55	18	6	244
平均	0.03	0.17	0.25	0.91	1.18	0.85	0.28	0.09	3.74
百分比	0.8	4.5	6.6	24.2	31.6	22.5	7.4	2.5	100.0
max.	1	2	2	3	4	3	2	2	4

四、1950年8月之颱風活動與大氣環流特性

在表三所示者，係1950年8月中，於北太平洋西部發生之颱風一覽表，而其行徑列如圖2。茲列舉1950年8月中之颱風活動特性如下：

(1) 1950年8月中發生之颱風共計18次，若與8月之累年平均發生次數比較，略多三倍。

(2) 但其威力較弱，多屬於輕度颱風(Tropical storm)之強度，而達中度颱風(Typhoon)以上之強度者僅四次。並且其暴風範圍亦較小，多屬於小型颱風。

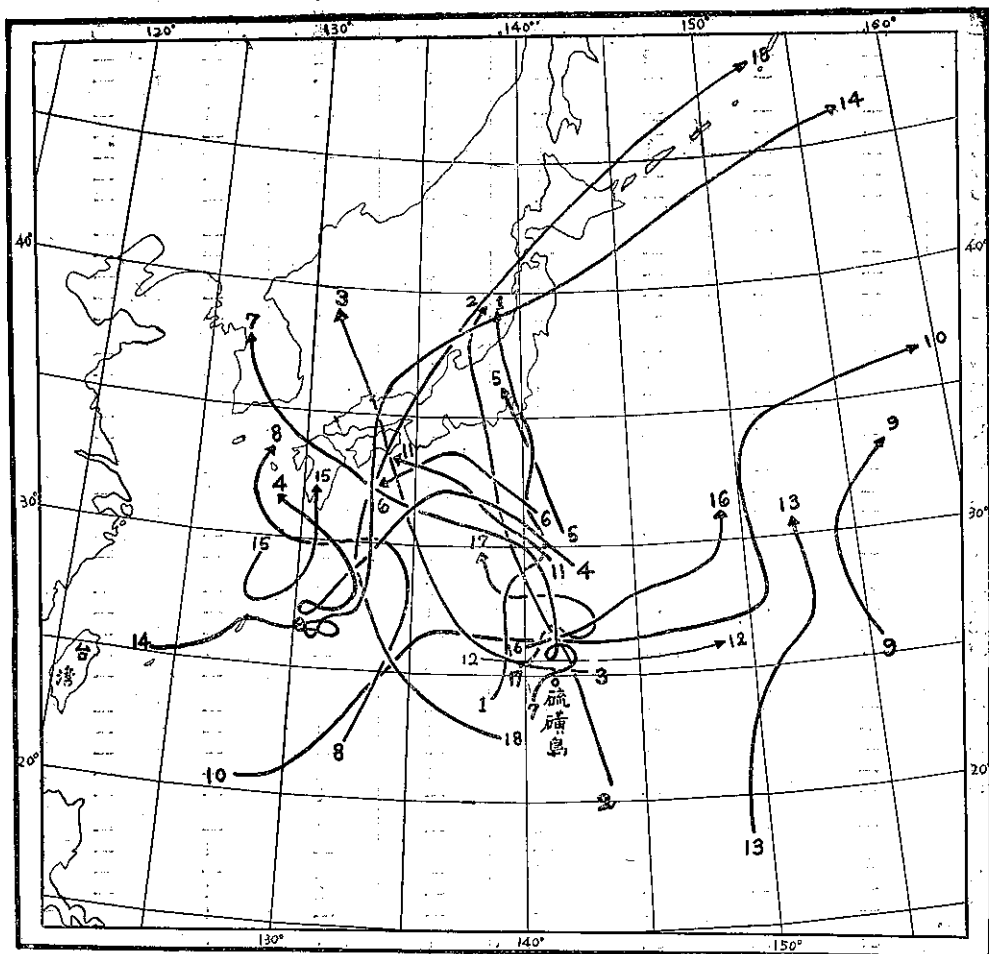


Fig. 2. Smoothed tracks of tropical storms in the western Pacific for august 1950. tracks are numbered chronologically. (See Table 3.)

之規模。若使用颱風之最低中心氣壓分類，在 1000mb 以上者 2 次，在 1000mb 以下至 990mb 間者，佔多數計有 12 次，而在 980mb 或以下者 4 次。即 1950 年 8 月中發生之颱風，其最低中心氣壓在 990mb 或以上者，佔大部分共計 14 次，而在 980mb 或以下者僅有 4 次。

(3)關於颱風發生地點，颱風一覽表內之第九次颱風發生於馬爾庫斯 (Marcus) 島以外，其他 17 次颱風均發生於日本南方之北緯 20 度至 30 度，東經 125 度至 150 度間附近海上。其發生點比例年稍偏北。

(4)關於颱風行徑；很多颱風均在北緯 25 度附近海洋上，稍有呈現滯留現象。

(5)關於颱風發生日期；18 次颱風中，發生於上半月者

15 次，而發生在下半月者僅有 4 次，大多數發生於上半月。

茲為明瞭引起 1950 年 8 月之颱風活動異常活潑現象之大氣環流狀態，將使用美國氣象局每日印發之北半球天氣圖⁽³⁾，繪製 1950 年 8 月之 500mb 面北半球月平均天氣圖得如圖 3，若計算與標準圖⁽⁴⁾之差額，可繪距平圖如圖 4 中所示。又在圖 5 中所示者，為 1950 年 8 月之北半球平均西風風速剖面圖 (Zonal wind speed profile)，若與其標準圖比較，可以知道 1950 年 8 月之中緯度環流，明顯的呈現高指標 (High index) 環流特性，並且由五個長波而組成。其五個波槽位置在北太平洋中部、北美洲東岸、歐洲西岸、歐亞大陸中部及亞洲東岸。而五個波脊位置在日本、

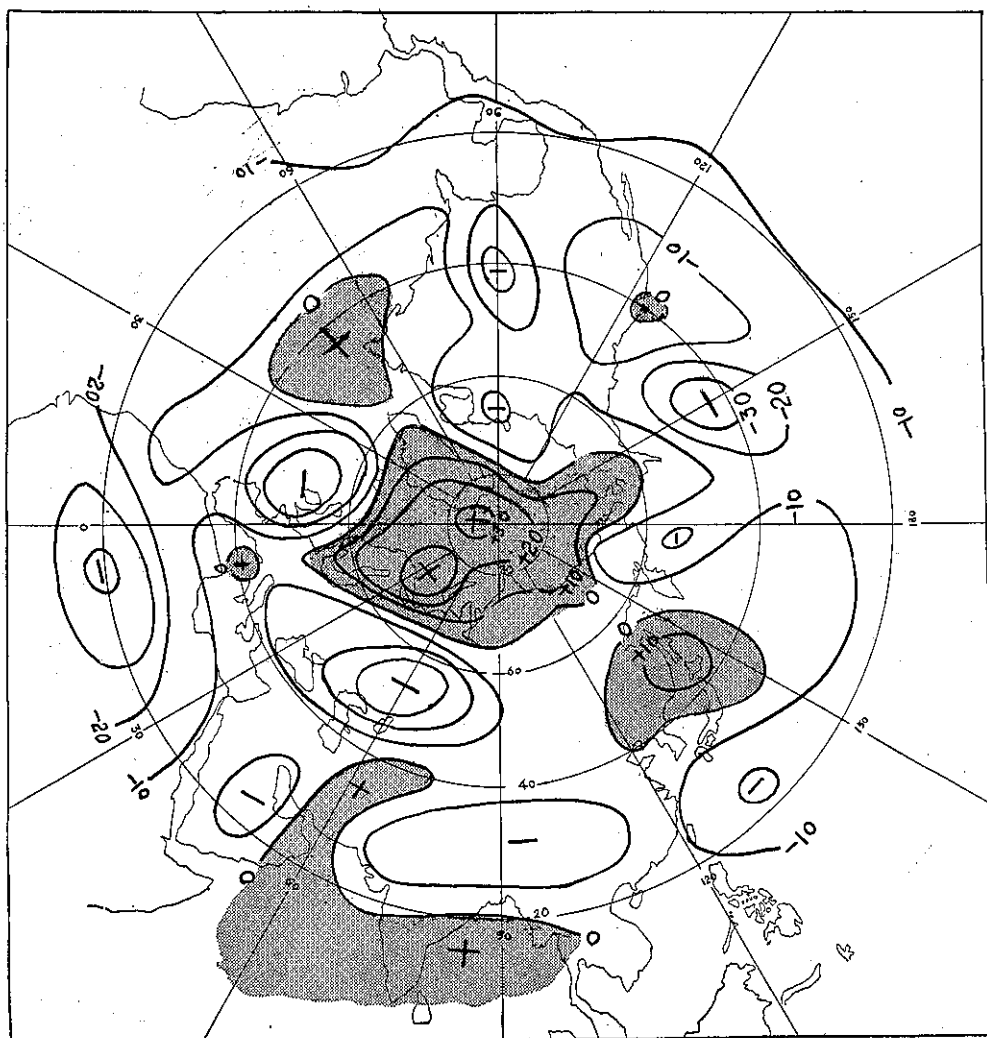


Figure 4. The average departures from normal of 500-mb height for Aug. 1950.

北美洲西岸、大西洋、歐洲及蒙古附近。茲記述其特性如下：

- (1) 北極氣渦 (Polar Vortex) 異常減弱，在北極區域形成顯著負距平區域。
- (2) 而其四周有負距平帶包圍之。此負距平帶中有四個顯著負距平中心，個別位置在北太平洋中部、北美洲東部、歐洲沿海及歐亞大陸中部。此種負距平中心之分佈，係為位置在該四處波槽發展之兆候。
- (3) 非洲北部之副熱帶高氣壓，異常減弱，而於該處形成顯著負距平區域。
- (4) Azores 高氣壓，偏向北方，誘致大西洋波脊之發展，而於大西洋西北部形成顯著正距平區域。
- (5) 位置在日本附近之波脊，較發展而於該處附近，形成一個顯著正距平區域。但是其南方係為負距平區域。因此，這正負距平間，有急峻距平梯度，可誘

致東距平風 (Easterly anomalous flow)。

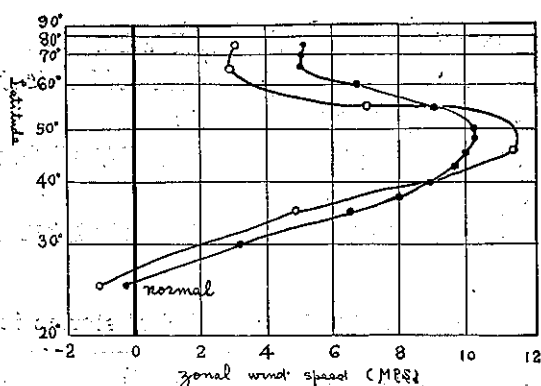


Fig. 5. Average 500-mb. zonal geostrophic wind-speed profile for August 1950.

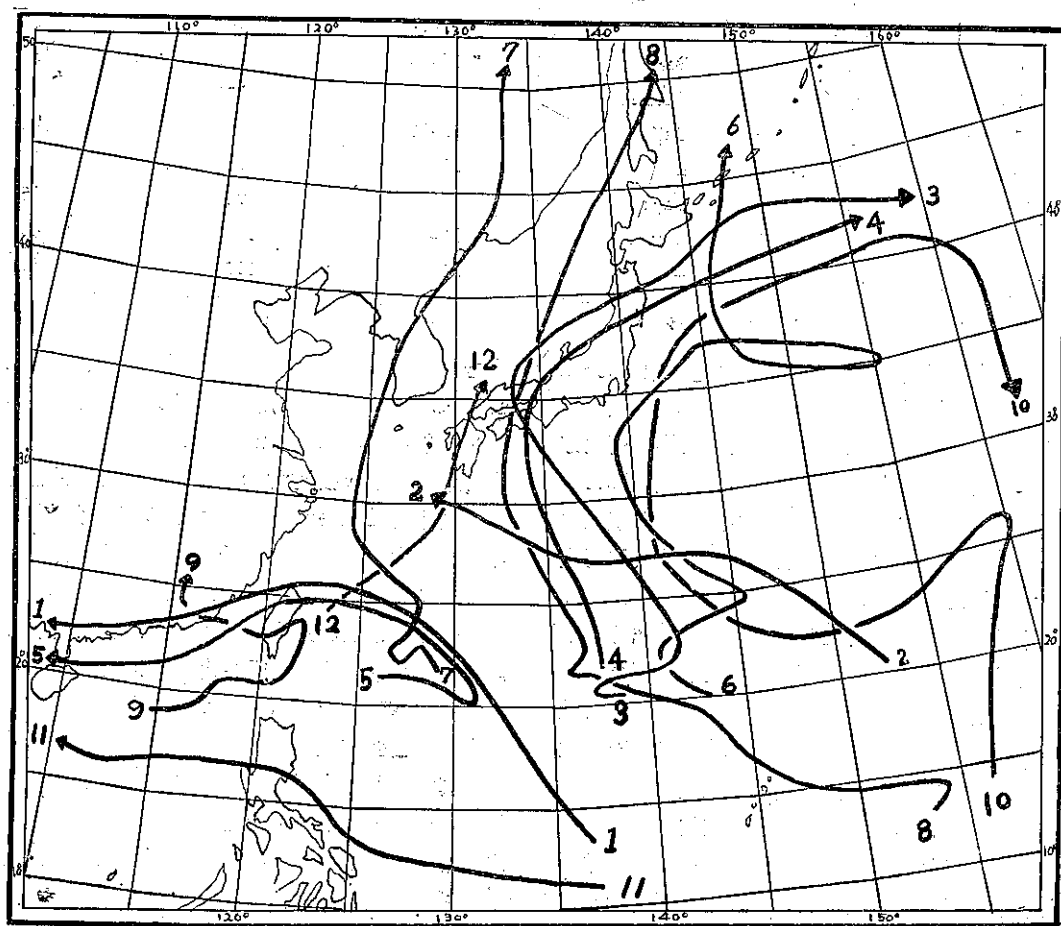


Fig. 6. Smoothed tracks of tropical storms in the western Pacific for August 1960. tracks are numbered chronologically. (See table 4.)

五、1960年8月之颱風活動與大氣環流特性

於表四中所示者，為1960年8月在北太平洋西部或南海發生之颱風一覽表。此表中所示之各次颱風行徑，列如圖6。茲綜合其特性如下：

- (1) 8月中颱風發生次數共計12次，為累年平均次數6.7次之約二倍。
- (2) 其中強度達強烈颱風、中度颱風、輕度颱風之三階

級者，各為4次。

(3) 颱風發生地點，大略分佈在北緯20度至25度，東經115度至160度間之狹窄帶狀區域。

(4) 8月5日至20日之期間，赤道鋒移進北緯20度以北時，南海、菲律賓群島至馬麗安納群島一帶，有卓越西南季風籠罩。而在此西南季風中，每日有下降強烈的陣雨。在此期間中發生之颱風，均位置在此卓越西南季風之東北緣邊⁽¹⁰⁾。

Table 4: Tropical storms in the western Pacific, augst, 1960.

號 Number	次 Intensity	名 Name	日 Dates	期 Minimum center pressure (mb.)	最大風速 Maximum wind speed (kts)
1	Typhoon	Trix	4-9	928	130
2	T.S.*	—	7-9	1000	50
3	Typhoon	Virginia	8-12	971	110
4	Typhoon	Wendy	10-14	990	75
5	T.S.	Agnes	10-14	994	55
6	Typhoon	Bess	16-26	980	70
7	Typhoon	Carman	16-24	970	75
8	Typhoon	Della	17-31	967	105
9	Typhoon	Elaine	20-25	975	80
10	Typhoon	Faye	24-30	946	135
11	T.S.	Gloria	31-1	1000	40
12	T.S.**	—	31-1	1008	60

* Tropical Storm. ** Midget Typhoon.

在圖7中所示者為1960年8月之北半球500mb面月平均高度圖及其距平圖。北極氣溫之異常減弱是該月對流圈中部之環流特性。此為位置在格陵蘭北方之北極海域及冰島兩區域之顯著阻塞高氣壓 (Blocking High) 之生成，所引起之現象。北極氣溫之異常減弱，在該處形成顯著正距平區域，而其四周之北緯50度至60度區域，即有負距平帶包圍之。此種異常氣壓分佈，竟誘致美國東岸，大西洋及歐洲等西半球區域西風帶之南移，反而於亞洲及太平洋等東半球區域，誘致西風帶之北移。通常西風帶之北移和副熱帶之北移是相隨現象，因此太平洋區域之西風帶之北移，誘致位在該處之副熱帶高氣壓。但是位在太平洋中部之波槽，將分割副熱帶高氣壓，成為二個。各位置在太平洋西部及東部兩處。因此在日本東方海洋上及北太平洋東部，構成顯著正距平區域。同時七月中發生於臺灣附近之低氣壓⁽⁵⁾，至8月稍有發展並且偏向東方，而於臺灣東方海洋上構成一顯著負距平區域。此負距平區域及日本東方海洋上之正距平區域間，

有急峻距平梯度，可產生卓越東距平風 (Easterly anomalous flow)，誘致赤道東風帶之發展及向北方擴張現象。根據 E.M. Ballenzweig⁽⁶⁾之研究，此種赤道東風帶之擴張是大西洋颶風生成及發展之有利條件。故應用 Ballenzweig 之研究，現可斷定，1960年8月之太平洋西部颱風活動之異常活潑現象，是該處赤道東風帶之向中緯擴張而引起之現象。

根據晚近之研究^(7,8)，由南半球侵入北半球之西南氣流，其平均位置，係在南海，而其東北緣邊僅達臺灣及菲律賓西南沿海，未能侵入太平洋。但是1960年8月，位置在臺灣東南方之低氣壓，引誘位在南海西南氣流，侵入太平洋區域。自菲律賓東方海洋上至加羅林群島一帶，構成卓越西南季風風系。普通夏季之赤道鋒，多位置在北緯10度至15度之間，但是1960年8月中，赤道鋒受西南季風之沖動而北移，達北緯20度至25度之間。又該月發生之12次颱風中，其大多數係發生於赤道鋒附近。即颱風發生點分佈在西南季風及東北貿易風之輻合區域。根據 P. Koteswaram

及 G.A. George⁽⁹⁾之研究，6月至9月之西南季風中，地面上之季風槽 (Monsoon trough) 由印度平原區域，伸張至孟加拉灣北部時，如有對流圈上部之東風波動或東風噴流 (Easterly jet)，接近孟加拉灣北部，即季風槽可發展成為熱帶低氣壓，而發展成為熱帶氣旋。此種熱帶氣旋之發生結構，是西南季風最盛期之每年6月至9月中，於孟加拉灣常見之現象。但在北太平洋西部，熱帶氣旋多受東風槽之引發 (Trigger) 而生成，因此由西南季風引發而生成之颱風發生結構，是罕見之現象。但是1960年8月，在北太平洋西部發生之颱風，多數屬於由西南季風引發而生成。

總之1960年8月之卓越西南季風，係為該月熱帶氣旋生成之主要原因，即卓越西南季風，增加赤道鋒之輻合現象，而助長熱帶氣渦之生成及發展，呈現該月之颱風活動之異常。

六、北太平洋西部每月颱風發生次數較多時之大氣環流特性

自1949年至1953年，這5年間之6月至10月之每月颱風發生次數，列如表五。表中(A)及(B)之符號，表示每月颱風發生次數與累年平均次數比較，較多或較少之分類。即1949年7月、9月，1950年7月、8月、9月，1952年6月及10之7個月，其每

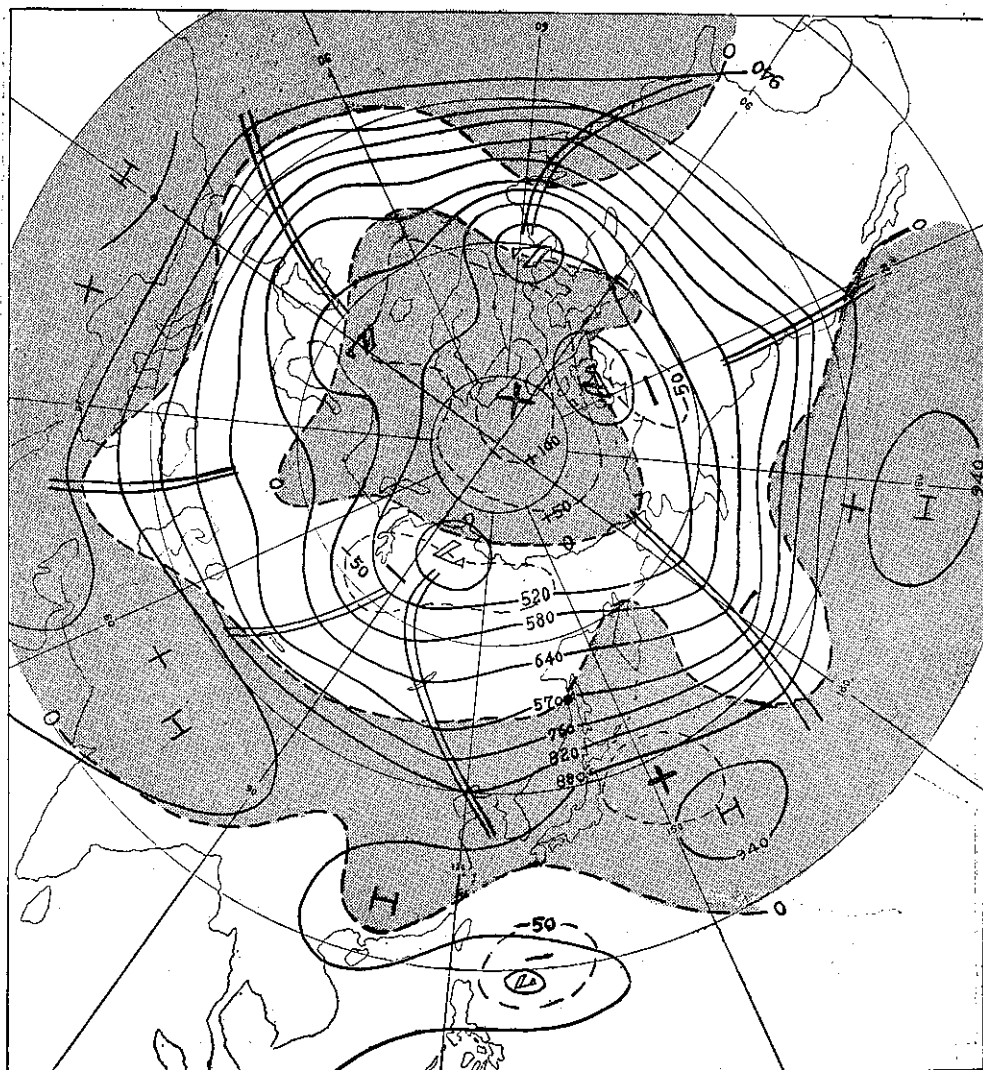


Fig. 7. Mean 500-mb. contours (solid) and height departures from normal (dotted), both in metre, for August 1960.

Table 5: Monthly Frequencies of northwestern Pacific tropical cyclone origins, 1949~1953.

(A): Month with frequency above normal.

(B): Month with frequency below normal.

年	月 六 June	月 七 July	月 八 Aug.	月 九 Sept.	月 十 Oct.	年 Year.
1949	1 (B)	6 (A)	3 (B)	5 (A)	3 (B)	18
1950	2	5 (A)	18 (A)	6 (A)	3 (B)	34
1951	1 (B)	3 (B)	3 (B)	2 (B)	4	13
1952	3 (A)	3 (B)	5 (B)	3 (B)	6 (A)	20
1953	2	1 (B)	6	4	4	17
Average Period 1937~1961	1.8	4.4	6.5	4.5	3.8	21.0

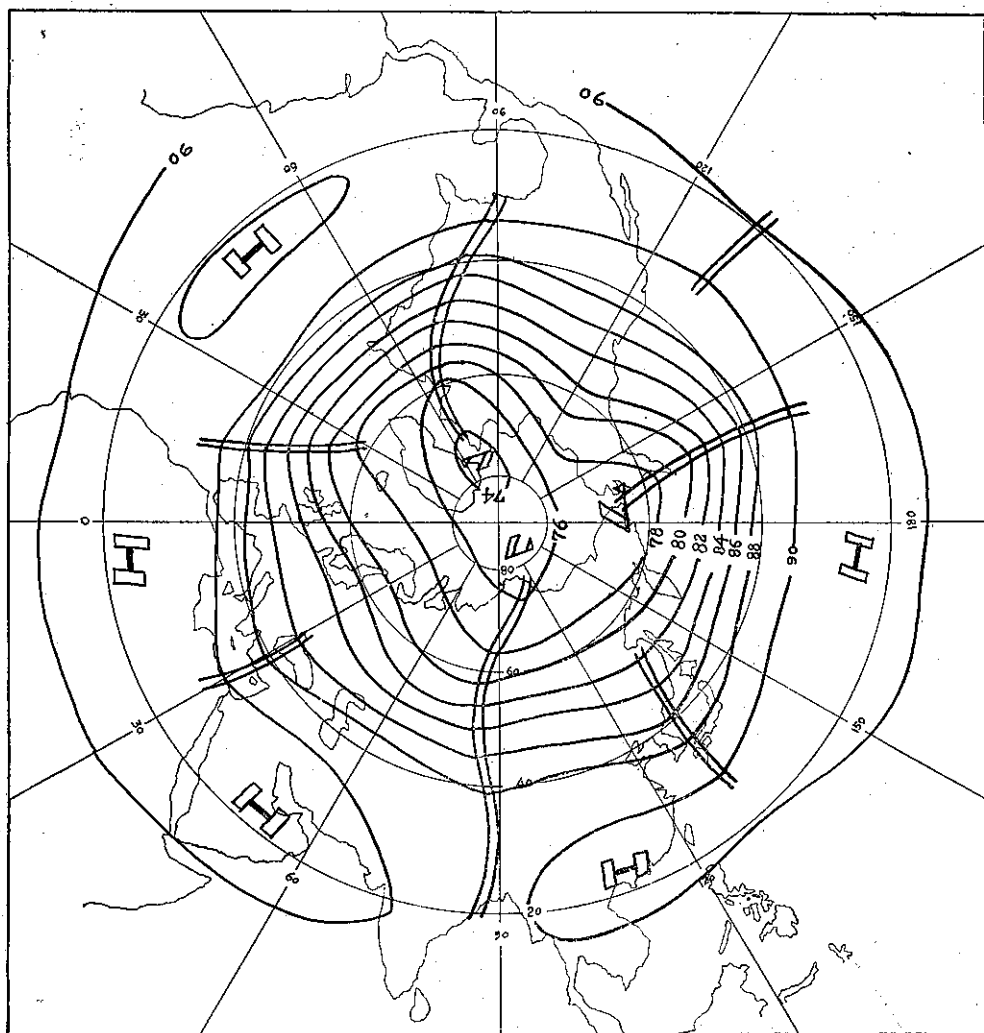


Fig. 8. Composite chart for the 7-months mean 500-mb. contours (intens of feet) in case of above normal tropical storm formation frequency over north western Pacific.

月颱風發生次數，比累年平均次數較多。而 1949 年 6 月、8 月、10 月，1950 年 10 月，1951 年 6 月、7 月、8 月、9 月，1952 年 7 月、8 月、9 月及 1953 年 7 月之 11 個月之每月颱風發生次數，比累年平均次數較少。

氣象學上，大氣環流之狀態，通常是使用平均天氣圖表現之。使用時間平均，可以消去大氣運動中之小波動(Minor Wave)，留下長波(Long Wave)，以釋明大氣中之大規模運動狀態。平均天氣圖，在形態上，雖然與普通天氣圖相似，但在意義上，支配兩者間之物理學的法則略有不同。根據著者之理論的檢討⁽¹¹⁾，在平均圖上，地衡風方程式為其第一次近

似值。

通常某一地點之氣象要素與其標準值之差異，稱為距平 (Anomaly)，而其分佈圖稱為距平圖 (Anomaly chart)。標準值通常是指該地點之氣象要素，在相當長久時間之平均值，本文中之標準值，是使用美國氣象局編之「北半球標準天氣圖」⁽⁴⁾。若距平圖中之正距平當做高氣壓，負距平當做低氣壓看，可由地衡風方程式，計算圖中各點之地衡風。此種風通稱為距平風 (Anomalous flow)，而對於氣候變動有密切之關係。

茲為釋明颱風發生時期之大氣環流狀態，由每月颱風發生次數較多之七個月，北半球月平均 500mb 面

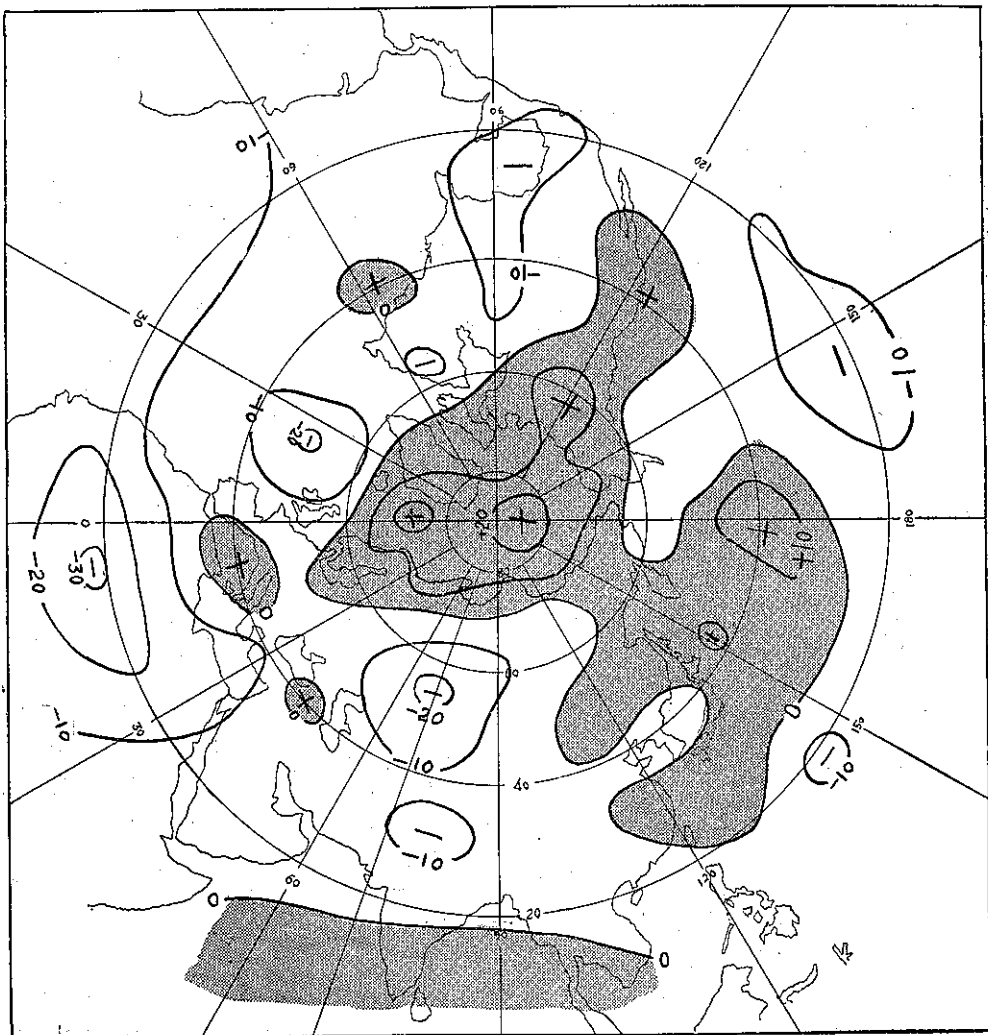


Fig. 9. Composite chart for the 7-months mean 500-mb contours anomaly (in tens of feet) in case of above normal tropical storm formation frequency over northwestern Pacific.

高度圖及其距平圖，合成求得此七個月之廣度合成圖得距平合成圖，得如圖 8 及圖 9。這兩圖係表示每月颱風發生次數較多時之大氣環流，及其偏向狀態。若由圖 8 計算北半球之平均西風風速剖面圖，得如圖 10。此圖與標準西風風速剖面圖（有附註在圖 10 內）比較，可以知道，圖 9 之對流圈中部之大氣環流，明顯

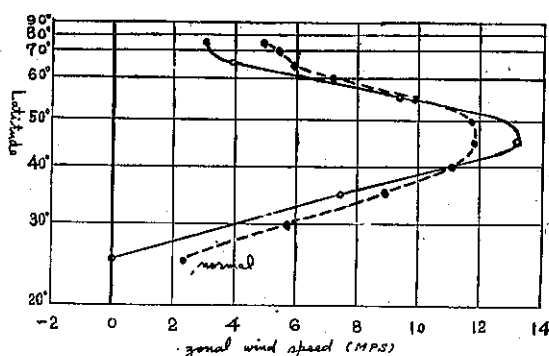


Figure 10. Composite 500-mb. zonal geostrophic wind-speed profiles in case of above normal tropical Storm formation frequency over northwestern Pacific.

的呈現高指標環流特性，而由六個長波而組成。其六個波槽位在太平洋中部、北美洲東岸、北大西洋西部、歐亞大陸中部及其東岸，而其六個波脊，各位置在日本東方海洋上、北美洲西岸、北大西洋中部、歐洲及歐亞大陸東部。茲列其環流特性如下：

- (1) 北極氣溫異常減弱，故在北極區域構成顯著正距平區域，而其四周之北緯 50 度至 60 度附近區域，即有負距平帶包圍之。
- (2) 另一顯著距平，位置在加拿大西北部之北緯 60 度，東經 120 度附近，伸張南方掩蓋北美洲西岸及其沿海。
- (3) 有一顯著正距平，位置在日本東方海洋上，但是這正距平區域之南方，約北緯 25 度以南區域，變成爲負距平區域。這是該處副熱帶高氣壓之北移及發展之兆候。通常副熱帶高氣壓之北移，可引起該地區西風帶之北移。
- (4) 位在北太平洋中部之波槽較發展，而在該處構成一負距平槽。此距平槽將分割北太平洋副熱帶高氣壓，變成二個。
- (5) 北大西洋中部波脊之發展，助長 Azores 高氣壓之

發展及北移，而於大西洋北西部，形成正距平區域。

- (6) 位置在大西洋中部之波脊，誘致歐洲沿海波槽之發展，而在該處形成顯著負距平區域。
- (7) 位在歐洲波脊之發展，形成地中海附近之正距平區域，但是位在非洲北部之副熱帶高氣壓之減弱，誘致該處之顯著負距平。
- (8) 位在歐亞大陸中部之波槽異常發展，伸張低緯度，達孟加拉灣，而在該區域形成顯著負距平槽。

據統計⁽¹³⁾世界上颱風生成之最多區域，係在東經 130 度至 150 度間之區域，約爲颱風總數之三分之二，生成在該處。此地區約位置在北太平洋中部之持久性高空波槽之下游，約一個波長處。又根據 M.M. Orgill⁽¹⁴⁾之研究，在北太平洋與白令海區域，標準氣壓面高度之下降，每跟有低緯度部份之北太平洋中部高空波槽之發展。及後在其下游約一或二個波長處，出現有颱風之生成。由此可見北太平洋中部之波槽，對颱風之生成有密切之關係。通常導生波槽或低氣壓增強之能量，是由群速 (Group velocity) 傳播。因此其傳播速度，常比較擾亂之原始速度爲快。C.S. Ramage⁽¹⁵⁾應用此原理說明北太平洋中部之持久性波槽與颱風發生地點之關係如下；即位在北太平洋中部波槽之發展，誘致氣旋性渦度之增加，而此種能量向下游分散 (Dispersion) 之結果，導致下游波脊之發展，與下游次一波槽之加深。此波槽區域之氣壓下降，可引起該處低層氣旋性渦動 (Depression) 之發展，增強達颱風之強度。因此颱風生成地點，常

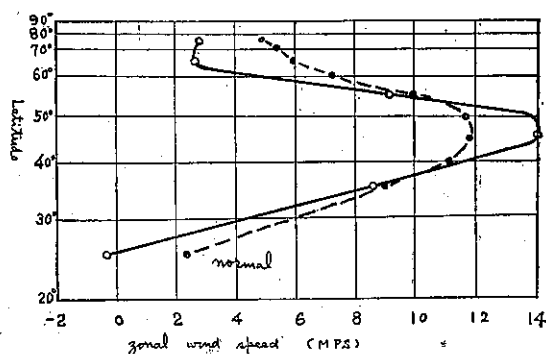


Fig. 11. Composite 500-mb. zonal geostrophic wind speed profiles (from 110° E to 160° W) in case of above normal tropical storm formation frequency over northwestern Pacific.

在北太平洋中部持久性波槽之下游，約一個波長處。

又根據 J. Namias 及 C.R. Dunn⁽¹²⁾ 之研究，大西洋之颶風發生次數較多時，Azores 高氣壓可以發展，並且偏向北方伸展，常達歐洲區域。因此在此高氣壓東方誘致東北風，而在西班牙至非洲北部助長波槽之發展。Namias 說明此波槽之存在，係為大西洋颶風生成之有利條件。若 Azores 高氣壓與北太平洋西部之副熱帶高氣壓，而西班牙至非洲北部之波槽與北太平洋中部之波槽相比較，而應用 Namias 之主張，則位在北太平洋中部之波槽及太平洋西部之副熱帶高氣壓之發展及北移現象，係為北太平洋西部之颶風發生之有利條件。

因北太平洋西部之副熱帶高氣壓之發展及北移，呈現日本東方海洋上之顯著正距平區域。但其南方約北緯25度以南，即為負距平。此負距平及日本東方海洋上之正距平間，有急峻的距平梯度。因而產生卓越東距平氣流 (Easterly Anomalous flow)，誘致赤道東風帶之發展及向北方中緯度區域之擴張現象。根據 E.M. Ballenzweig⁽⁶⁾ 之研究，此種赤道東風帶區域之擴張，是颶風生成及發展之有利條件。

若討論區域限制，自東經 110 度至西經 160 度間之北太平洋西部，即該區域之西風風速剖面圖，列如圖 11。該地區每月颶風發生次數較多時，對流圈中部之大氣環流，呈現高指標環流。根據氣候學的立場，

夏期副熱帶高氣壓之北移，通常和西風帶之北移相隨而發生，而誘致赤道東風帶向中緯度擴張現象。此種東風帶之中緯度侵入，與原有之西風帶間，常產生強烈水平風剪 (Wind shear) 之生成。此種強烈水平風剪，常引起西風帶之北部比較其南部，迅速東移之所謂長波之剪斷 (Shearing)，而誘發西風帶破碎 (Fracture) 之傾向，因而生成長波之阻塞 (Break-off) 現象，使得長波槽，如東風波向西推動之現象。據 Riell 及 Burgner (1950) 之研究，熱帶渦動 (Tropical Depression) 和連接槽 (extended trough) 之破碎相隨而發生，及後增加其強度而生成颱風。綜合上述之檢討，可知道太平洋西部之西風帶之北移及減弱，可以誘致該處颱風發生或然率之增加。

總之北太平洋中部之持久性波槽之生成及北太平洋西部之副熱帶高氣壓之北移及發展，係為引發北太平洋西部颱風發生之主要因素。

七、每月侵襲臺灣颱風次數較多時之大氣環流特性

自 1955 年至 1961 年，晚近 7 年來每月侵襲臺灣颱風，列如表六。其中每月侵襲臺灣颱風次數，在 2 次或以上者，為 1956 年 9 月，1959 年 8 月，1960 年 8 月，1961 年 5 月，8 月，9 月之 6 個月。

Table 6: Monthly frequencies of tropical storm which visited the neighbourhood of Taiwan, 1955~1961.

年	月 四 Apr.	月 五 May.	月 六 June.	月 七 July.	月 八 Aug.	月 九 Sept.	月 十 Oct.	月 十一 Nov.	年 Year.
1955	—	—	—	—	1	—	—	—	1
1956	1	—	—	—	1	3	—	—	5
1957	—	—	1	—	—	1	—	—	2
1958	—	—	1	1	1	—	—	—	3
1959	—	—	—	1	3	1	1	1	7
1960	1	—	1	1	3	—	—	—	6
1961	—	2	—	1	2	2	—	—	7
Mean Period 1897~1961	0.03	0.17	0.25	0.91	1.18	0.85	0.28	0.09	3.74

颱風是完全依靠颱風所在氣流之沖激而移動，此即所謂操縱說之基本觀念。著者⁽¹⁰⁾曾對為操縱說之觀念加以研討，而關於操縱氣流之選擇之兩個問題，得結論如下：

(1) 在緯度 30 度以下之低緯度地方，選擇 700mb 面為

操縱層；而於緯度 30 度以北之高緯度區域，選擇 500mb 面為操縱層，最為適當。

(2) 選擇高空空間平均為操縱氣流，最為適宜，但應加偏向力及渦度分佈之兩項訂正。

根據上述結論，選擇 700mb 面為操縱層，而求每

月侵臺颱風次數2次或以上之六個月，繪製其北半球之高度合成圖及距平合成圖，得如第12圖。此圖呈現侵臺颱風次數較多時之大氣環流狀態，茲列其特性如下：

- (1) 北極氣渦異常減弱，在北極區域構成巨大顯著正距平區域。該正距平伸展至北太平洋中部，誘致白令海低氣壓及位在北太平洋中部波槽之減弱。
- (2) 北極正距平區域四周，約在北緯45度至65度附近，即有負距平帶包圍之。負距平帶中有顯著負距平中心二個，分別位置在西伯利亞西部及大西洋北部。
- (3) 副熱帶高氣壓異常發展，誘致低緯度正距平帶，包

圍上述負距平帶。其中有顯著正距平中心，位置在太平洋、華北、西巴基斯坦及地中海、及北大西洋南部等五處。

華北之正距平中心，將常滯留在歐亞大陸東岸之波槽，分割成爲兩段。高、中緯度之北半段，受華北一帶之氣壓上昇之影響，東移至堪察加 (Kamchatka) 半島之東方洋上，而低緯度之南半段，受北太平洋副熱帶高氣壓之發展，及向西方伸張之影響，西移至西藏、緬甸附近，在該處生成負距平區域。此負距平及太平洋上之正距平間，形成距平梯度，因而在臺灣、菲律賓東方海洋上及南海一帶，誘致南距平氣流

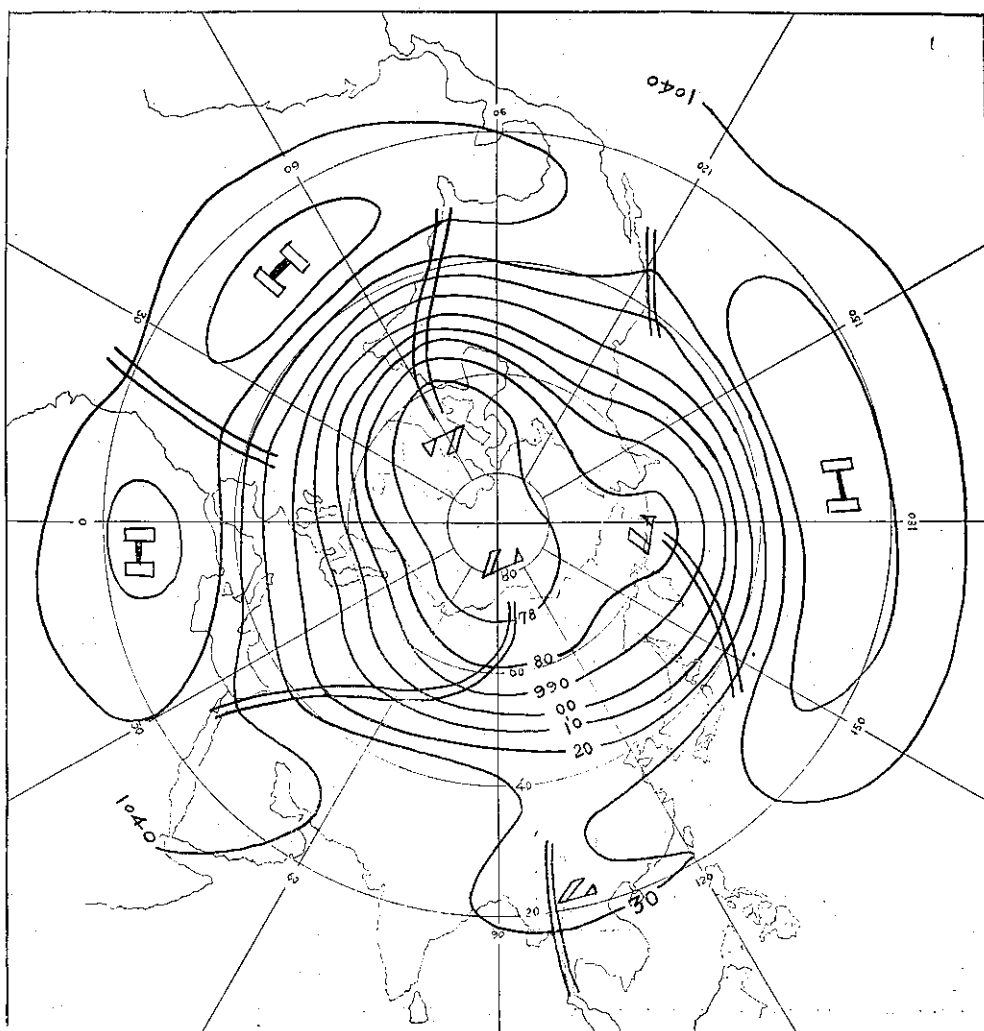


Fig. 12-A: Composite chart of the average 700 mb height contours (in tens of feet) for the 6-months when at least two tropical storms entered neighbourhood of Taiwan.

(Southerly anomalous flow)，與貿易風合成，產生卓越東南風系。據 1955 年 Namias⁽¹⁶⁾之研究，數天之颱風行徑，與該期間平均天氣圖之距平風，大略一致。若應用他的見解，由圖 12 中所示之距平分佈，可以看出，在北太平洋西部發生之颱風，首先受副熱帶高氣壓南面之東距平風沖激，抵達菲律賓群島東方海洋上後，受南南東距平風沖激，向北北西推進而侵襲臺灣。

若由圖 12-B 減去圖 9 之距平分佈，得圖 13 中所示之距平變化分佈圖。圖 12-B 係為每月侵臺颱風次數較多時之距平分佈圖，而圖 9 係為每月颱風發生次

數較多時之距平分佈圖。因此前者減去後者，可得颱風發生後，侵襲臺灣期間之距平變化圖。就是此種大氣環流變化，比較容易誘致颱風侵臺之現象，茲列其變化特性如下：

- (1) 白令海低氣壓之減弱；生成該處之正距平區域，而由此正距平區域，伸展南方之正距平脊，係為位在北太平洋中部波槽之衰弱之顯露。
- (2) 日本東方海洋上距平之減少及北太平洋南半部之顯著距平增加，係為副熱帶高氣壓之南移及發展之兆候。
- (3) 北美洲西岸及大西洋北部之距平減少及北美洲東岸

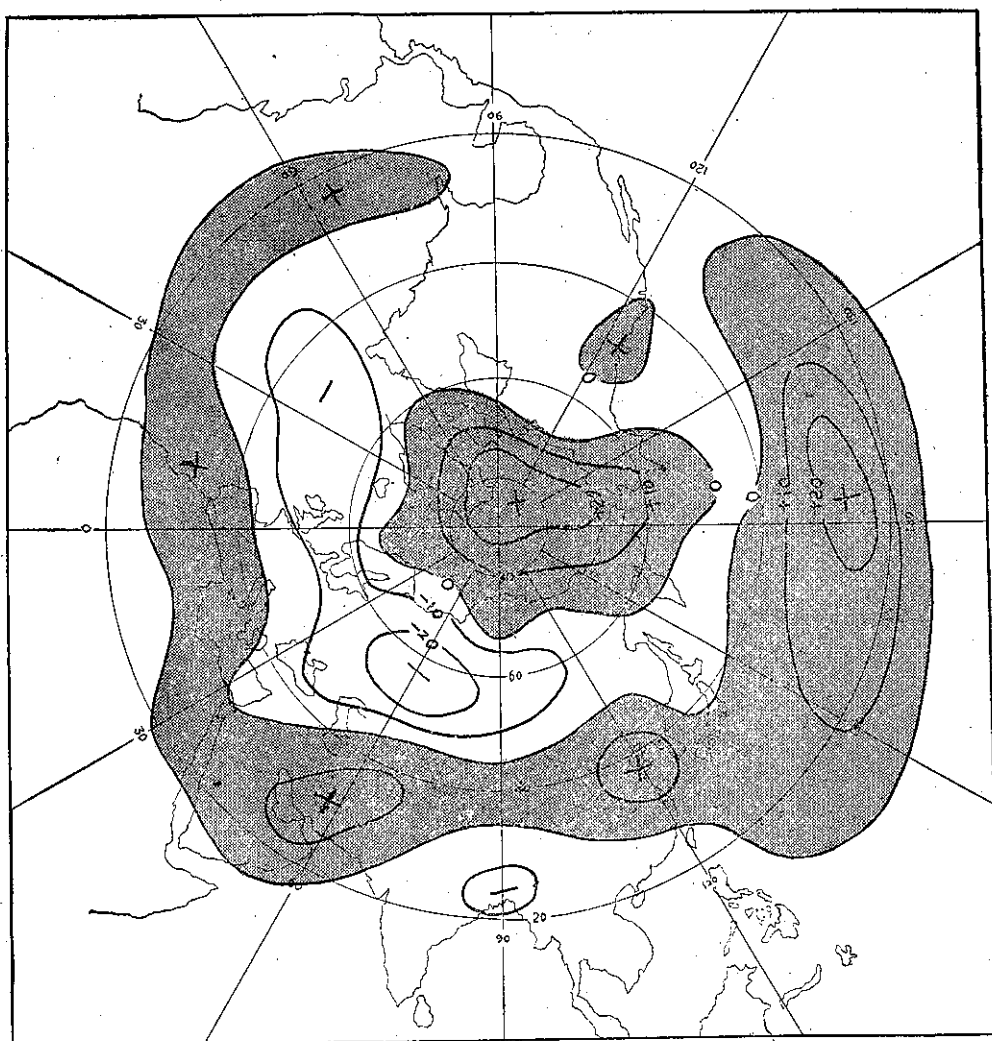


Fig. 12-B: Composite chart of the average departures from normal (in tens of feet) of 700-mb height for those 6-months when at least two tropical storms evted neighbourhood of Taiwan.

之距平增加，係為前兩處之波槽及大西洋波脊減弱之顯露。

(4)歐洲之顯著距平減少，係為該處波脊之衰弱所引起，而歐亞大陸中部之距平增加，係為波槽之衰弱所引起。

(5)非洲北部及歐洲西南沿海之距平增加，係為位在該處之副熱帶高氣壓之發展及歐洲沿海波槽減弱所引起之現象。

(6)南海、孟加拉灣至印度洋一帶之副熱帶高氣壓之減弱，呈現該區域之距平減少現象。

上述各變化中，北太平洋及非洲北部兩處之副熱帶高氣壓之發展及白令海低氣壓，北美洲波槽，北大西洋及歐洲波脊之衰弱最明顯。可以當做颱風行徑長期預報之兆候而應用之。

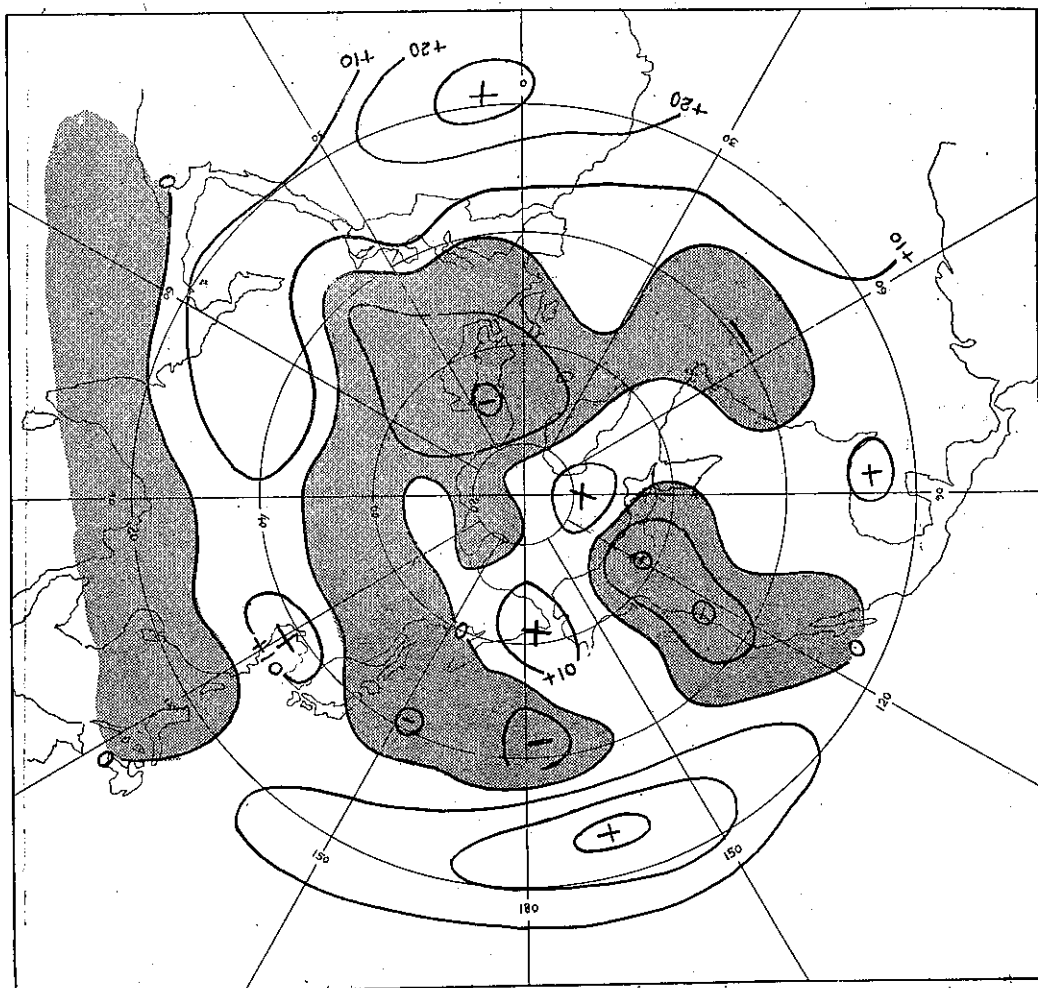
八、結 論

茲將本文研討之結果，綜述如下：

(1)每年在北太平洋西部發生之颱風次數，略有25年之長週期及10年之短週期兩種週期。

(2)1950年8月是北太平洋西部之颱風活動最活潑之一個月，共計有18次颱風發生該處，但達中度颱風以上之強度者僅有4次。

(3)1960年8月是北太平洋西部之颱風活動活潑之一個月，共計有12次颱風發生該處，有達中度颱風以上之強度者，竟有8次。該月中於北太平洋西南部之卓越西南季風，增加赤道前線之輻合現象，而助長該處熱帶氣渦 (Depression) 之生成及發展，呈現該月之颱風活動之異常。此種熱帶氣旋之發生結構



，於孟加拉灣是常見之現象，但是北太平洋西部，係為罕見之現象。

(4)繪製每月颱風發生次數較多時之北半球月平均500mb面高度合成圖及其距平合成圖，與標準圖比較，其主要特徵如下：

①北極氣渦異常衰弱，因而在北極區域生成顯著正距平區域，而其四周有負距平帶包圍之。

②位在北太平洋中部之波槽較發展，並且有持久性而在該處形成一負距平槽。

③有一顯著正距平區域，位置在日本東方海洋上，但是這正距平區域之南方，約在北緯25度以南，即為負距平。這是該處副熱帶高氣壓之北移及發展之兆候。

(5)北太平洋中部之持久性波槽，常誘致該處氣旋性渦度之增加，此種能量向下游分散 (Dispersion) 之結果，導致下游次一波槽之加深，而引起該處低層氣旋性渦動之發展，生成颱風。因此颱風發生地點，常在北太平洋中部，持久性波槽之下游，一波長處。

(6)北太平洋西部，副熱帶高氣壓之發展及北移，常引起赤道東方帶之擴張，及西風帶北移之現象。此種現象常引起中緯度水平風剪之增加，而生成長波之阻塞現象及連接槽之形成及破碎。因而增加赤道東風帶中之颱風生成或然率。

(7)繪製每月侵襲臺灣颱風次數較多時之北半球月平均700mb面高度合成圖及其距平圖，與標準圖比較，檢討其特性，並且研判颱風發生後，至侵襲臺灣間之現流變化，發現該期間中，北太平洋及非洲北部副熱帶高氣壓之發展，及白令海低氣壓，北美洲波槽，北大西洋及歐洲波脊之衰弱最明顯。可以當做颱風行徑長期預報之兆候而應用之。

誌謝：本研究承蒙國家長期發展科學委員會之資助，特此誌謝。

參 考 文 獻

1. J.A. Colon, (1953): A study of hurricane tracks for forecasting purposes, *Monthly Weather Review*, Vol. 81, pp 53-73.
2. 廖學鎰 (1960): 臺灣之氣象災害, 氣象學報第6卷第1期 pp 1-29.
3. U.S. Weather Bureau: Daily series synoptic weather maps Part I northern hemisphere sea level and 500-mb charts.
4. U.S. Weather Bureau, (1952): Normal weather charts for northern hemisphere, U.S. Weather Bureau Tech. Paper No. 21, pp 74.
5. R.A. Green, (1960): The weather and circulation of July 1960 — Persistent Heat in the Pacific Northwest, *Monthly Weather Review*, Vol. 88, No. 7, pp 257-262.
6. E.M. Ballenzweig, (1959): Relation of long-period circulation anomalies to tropical storm formation and motion, *Jour. Metes.* Vol. 16, pp 121-139.
7. B.U. Thompson, (1951): An essay on the general circulation of the atmosphere over South-East Asia and West Pacific, *Quart. J. R. Met Soc.*, 77, pp 569-597.
8. S.-Y. Dao and L.-S. Chen, (1957): The structure of general circulation over continent of Asia in summer, 75th Anniversary Volume of Journal of the Meteorological Society of Japan, pp 215-229.
9. P. Koteswaram and C.A. George, (1958): On the formation of monsoon depressions in the Bay of Bengal, *Indian Jour. Met. and Geophys.*, 9, pp 9-21.
10. S. Tanabe, (1961): On the typhoons in August 1960, *Tenki*, Meteorological Society of Japan, Vol. 8, pp 372-381.
11. 廖學鎰 (1960): 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, 氣象學報第6卷第3期 pp 19-24.
12. J. Namias and C.R. Dunn, (1955): The weather and circulation of August 1955. *Monthly Weather Review*, Vol. 83, pp 163-170.
13. C.S. Ramage, (1959): Hurricane development. *Jour. of Meteo.* Vol. 16, No. 3 pp 227-237.
14. M.M. Orgill, (1960): An investigation into the relationship of Monthly circulation indices and anomalies to typhoon development (in the Western Pacific) Scientific Report No. 2 contract No. AF 19 (604). U. S. Weather Research Facility. Norfolk, Virginia.
15. Riehl, H and N. M. Burguer, (1950): Further studies of movement and formation of hurricane and their forecasting. *Bull. Amer. Meteo. Soc.* Vol. 31, pp 244-253.
16. 廖學鎰 (1959): 葛瑞絲颱風行徑預報——對操縱觀念之研討——氣象學報第5卷第2,3期 pp 6-12.
17. J. Namias, (1955): Long range factors affecting the genesis and paths of tropical cyclones. *Proceeding of the UNESCO Symposium on Typhoons*, pp 213-219.

原子塵在臺灣大量降落之時期

與其分布情形

呂世宗
陳福來

On the Behavior of Maximum Radioactive Fall-out and Its Distribution Around Taiwan

Shih-chon Lu
Fu-lai Chen

Abstract

Results from our observations showed that the radioactivity of the fall-out precipitated down the lower atmosphere near the ground was frequently greater behind a cold front. Such weather prevailed during the period autumn to the next spring. Large amount of fall-out might be brought down during this period due to the lowering of westerlies and the strengthening of the northeast monsoons at lower levels with a shear lying in between them.

The monthly variation of gross radioactivities in soil is shown in Fig 3. The picture clearly indicates that the area of maximum deposits was located at northern part of Taiwan. The distribution of radioactivity over the surface in this region evidently shows much relation with the influences of meteorological and geographical factors.

一、前言

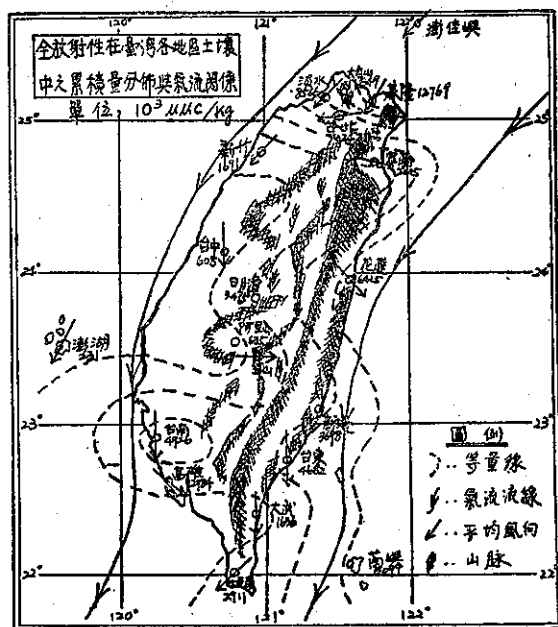
隨着大氣環流浮游於空氣中之原子塵，因受到大氣擾亂或雨水的沖洗，即不斷的向地面降落。這些原子塵之降落與氣象因素之關係，已有許多專家報告。譬如，Burton 與 Stewart 二氏，已指出春季之降落物輻射量之增加，三宅 (Y. Miyake) 等曾報告，噴射氣流尤以五百毫巴 (500 mb) 大氣層之波槽易於帶來較多之原子塵。這些現象，均足證實大氣層擾亂之旺盛時，易產生大量原子塵之降落。但因地理位置之關係，氣象上各項因素之不同，因此原子塵之降落量亦難免有相當之出入。

本省位於北半球中緯度地帶，冬季噴射氣流與偏西風均屬旺盛，雖然易將原子塵，從西伯利亞或北極附近帶來。查近幾年來之紀錄，在本省大量原子塵之降落受冷鋒之影響甚為顯著。

二、原子塵之大量降落與冷鋒之關係

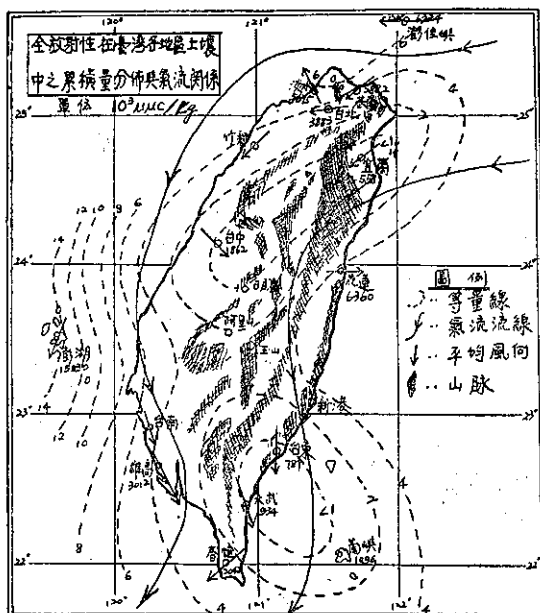
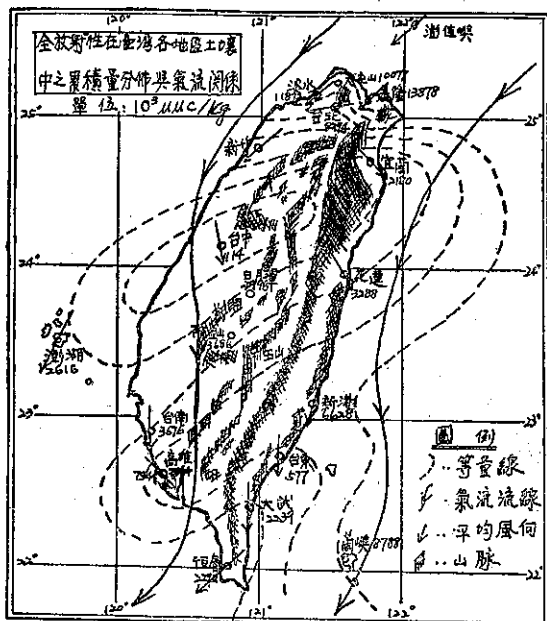
本省地理形勢特殊，秋季至春季冷鋒時常經過，

1962. 2.

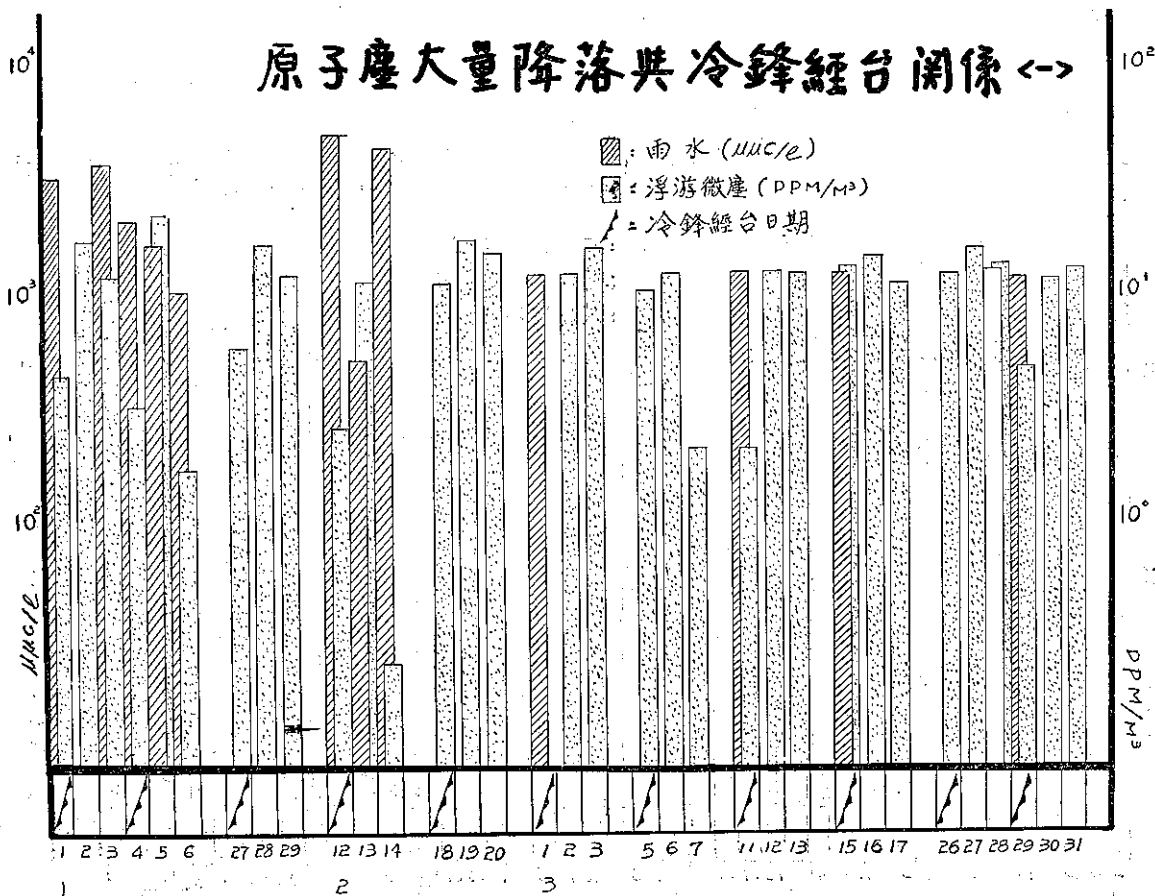


1962. 4.

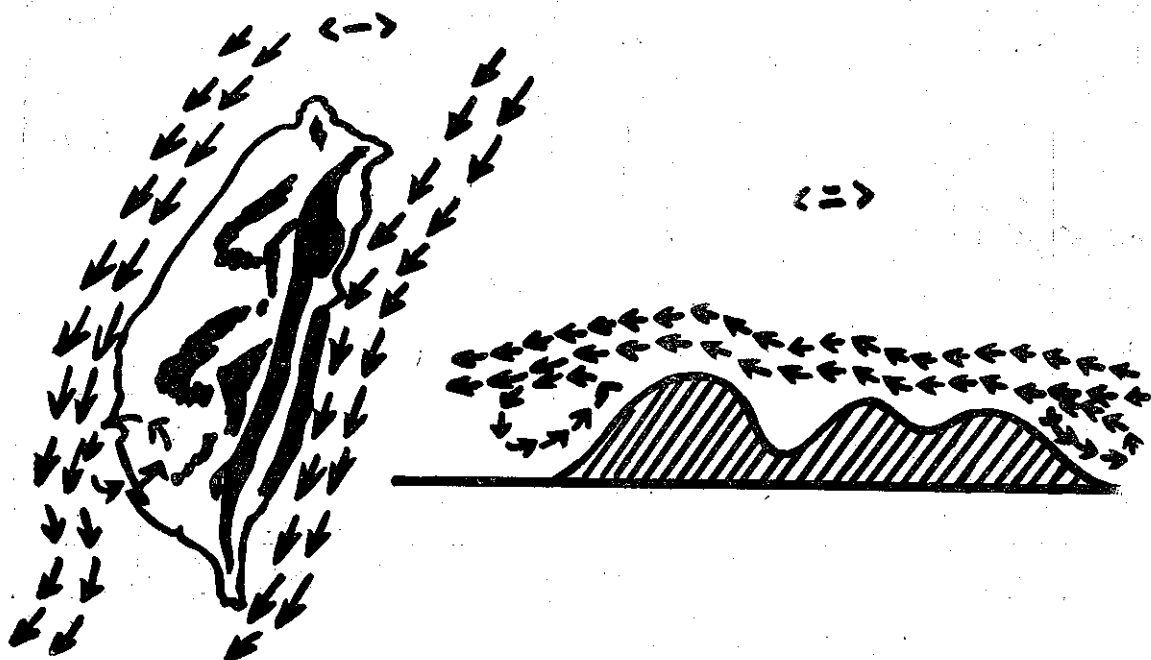
1962. 6.



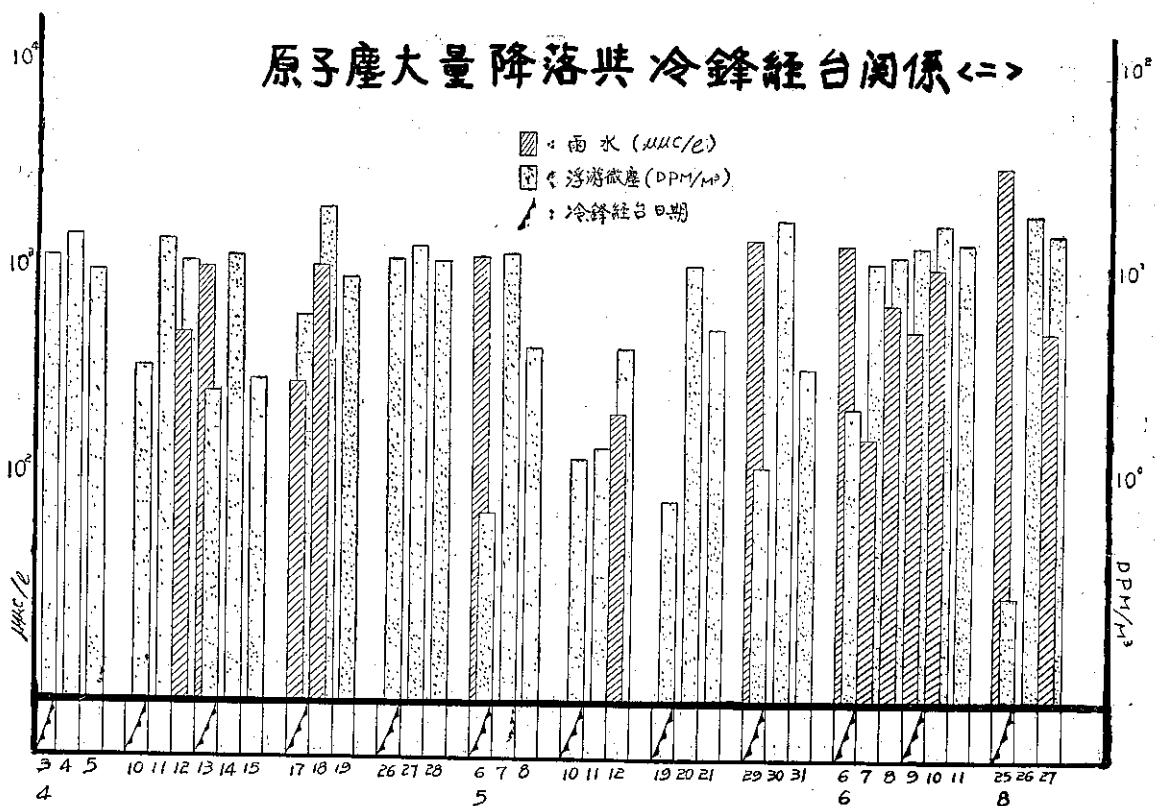
原子塵大量降落與冷鋒經台關係 <->



臺灣地形與東北季風形成氣流旋渦之關係



原子塵大量降落與冷鋒經台關係<=>



因此易帶來多量之原子塵。據近年來測驗之紀錄，在冷鋒經過之日如有降水，雨水之放射性含量每見增加，惟浮游於空中從塵之放射性含量則未有甚大之變化，至第二天始測得其大量增加之現象，這種現象似與三宅 (Y. Miyake) 指出的 500 毫巴之波槽似有密切之關係，即如圖 1. 所示，在 500 毫巴波槽經過本省東北方上空時，大量北方氣流進入，在日本上空因氣流之擾亂定有多量原子塵之降落，當時琉球海面至本省地面均為東北風，因此將在降落之原子塵帶到臺灣，遇冷鋒經過臺北，其降水即將原子塵沖下，致雨水放射性含量增加。惟因其降水高度時常在 1,000 公尺左右，無法洗盡在高空飄游之原子塵因此發生第二天浮游微塵放射性大量增加之現象。(參看圖 2.)，由此事實可知，這些原子塵之粒度較細，而且均在降水層頂飄流者。

三、降落物之放射性變化在本省分布之情形

關於鈾九十在本省之分佈情形，筆者於一九六〇年十二月，曾往各地調查，其結果發現在東北部之累

積量比西南部為高，這些累積量均為歷年來各國核子試爆所產生之原子塵，飄到該地逐漸降落地面而累積之結果。

至 (一九六一) 年八月，因放射性物質之蛻變而消失，其累積量漸減，幾乎接近於零，但九月，因蘇俄不顧世界輿論之反對恢復大氣中核子試爆，使已接近穩定狀態的原子塵污染程度，再度增高。

再調查蘇俄一連串之核子試爆，對於本省地區污染之情形，於 (一九六二) 年二、四、六月每逢首日，即在臺灣全省十九處採集標本以供檢驗，茲將其測驗結果，於表一與圖 3. 中示之。

由圖中可以看出迎風面山坡易受原子塵之累積，四月之累積量與降水量，似有二直接連鎖之關係 (參看表二)。

至於二月中在臺灣南部地區，發現次多累積量，似受地形之影響而產生。六月之累積量與降水並無直接之關連，其含量一般減少，因此推論四、五月中所降下之原子塵不多，大部分係由原來所累積而蛻變中而來的一部份。(完)

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。



民國五十一年颱風調查報告

研究室

第一號 颱風凱蒂

Report on Typhoon "Kate"

Abstract

Typhoon Kate was the fourth tropical storm revolving in the Pacific of this year. But it gave us influential reflections due to the invasion of the storm along the southern coasts of Taiwan. Kate was a Typhoon of minute order which moved in diverse directions in course of its life and had caused much damage to this country.

On the morning of 19th July, a tropical depression was discovered in the Pacific to the east of Philippines with a WNW slowly moving direction towards the Bashi Channel. When it turned to be a Typhoon, she wandered about in the Bashi Channel for more than thirty hours. Finally, she chose her moving direction towards the Northeast. She did not land at any spot in Taiwan. She just moved around between Da-Wu and Lan-Yu, along the east coast of Taiwan. Later, a secondary was generated in northern part of Taiwan Strait. During the night of 23rd July, the secondary moved towards Ma Tsu and hit the mainland.

Much damage had been done by Typhoon Kate during its passage. The destructions generally happened in southern part of Taiwan. Eleven people had lost their lives and more than 150 houses had ruined, eight boats had been sunk into the rough sea. Railways, highways, bridges and agricultural products had also suffered with extensive damages. The total loss of properties was estimated to the amount of 80 million dollars in local currency.

Highest wind velocity recorded at Lan-Yu had reached 69.9m/sec. Maximum amount of rainfall reported at Kaohsiung in 3 days was 650.8 mm.

(一) 颱風凱蒂之特點

本年七月十九日，在呂宋島東方海面，發生之熱帶性低氣壓，逐漸發展成為輕度颱風凱蒂 (Kate)，這是本年度第一次侵襲本省的颱風，開始及發展時期，半徑均為50公里，極盛時期才增為150至200公里，這是本年範圍最小，行踪最古怪 (圖1)，停留時間最久，同時也是影響臺灣南部最大的一次颱風，可以說是本年頗為特殊的一次颱風。

(二) 颱風之發生與經過

本年七月十七日八時，根據地面天氣圖西北太平洋高氣壓，範圍龐大，惟勢力不強。中心最高氣壓，不過 1012mb。十八日八時，在非島東方海面，即有輻合形式出現，此即為產生十九日菲島東方海面之熱帶性低氣壓的先聲。此熱帶性低氣壓生成後，有逐漸

加深，向巴士海峽移動的趨勢。這時我國西北部，有一高氣壓向東南伸展，由於南韓與東海北部，是低氣壓區，冷鋒面系統向西南延伸，至長江中游武漢一帶

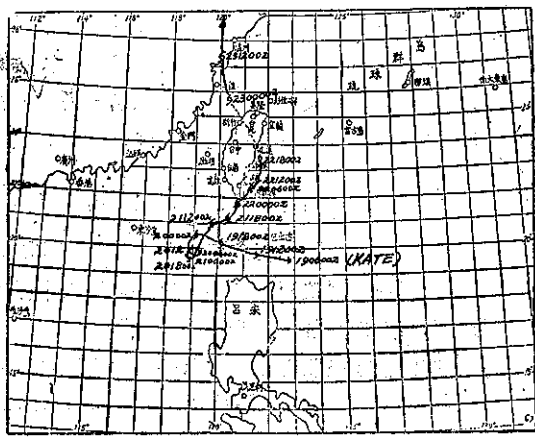


圖 1：凱蒂颱風路徑

，此冷鋒面不斷向東北東低氣壓區方面推進，西北方面的高氣壓，乘虛向東南伸展，而使向西北西緩慢進行的飢帶颱風，形成滯留狀態（圖2七月廿日0000Z地面天氣圖）。

從七月廿日20時至廿二日0時近30小時中間，此颱風雖由半徑50公里增至200公里，自輕度轉為中度，因為她的動向不明，滯留不前，700mb高空圖適有一槽線在黃海及華東沿海至我國東南閩浙一帶（圖3）但其中心位置確在本省西南方近海，使本省居民尤其臺灣南部，整日在海陸上颱風警報戒備聲中，感到困

擾。直至七月廿二日晨二時，北太平洋高氣壓之高壓脊，向東北後退至日本東南方海面，低氣壓在日本北部及渤海灣，鋒面系統經過日本海南部及黃海北部，至我國黃河中下游一帶，同時在我國西部另一龐大的低氣壓，向東移動，而使滯留近30小時的飢帶颱風，略有轉向北或北北東的趨勢。如此則本省南部，將逐漸進入颱風範圍，且有登陸恒春之勢，所幸中心終未登陸，僅於恒春附近海面通過，漸向蘭嶼大武之間，繼續向北北東移動。是時，本省東南部，均已進入暴風範圍，一般天氣轉劣，風緊雨急，尤以大武高雄

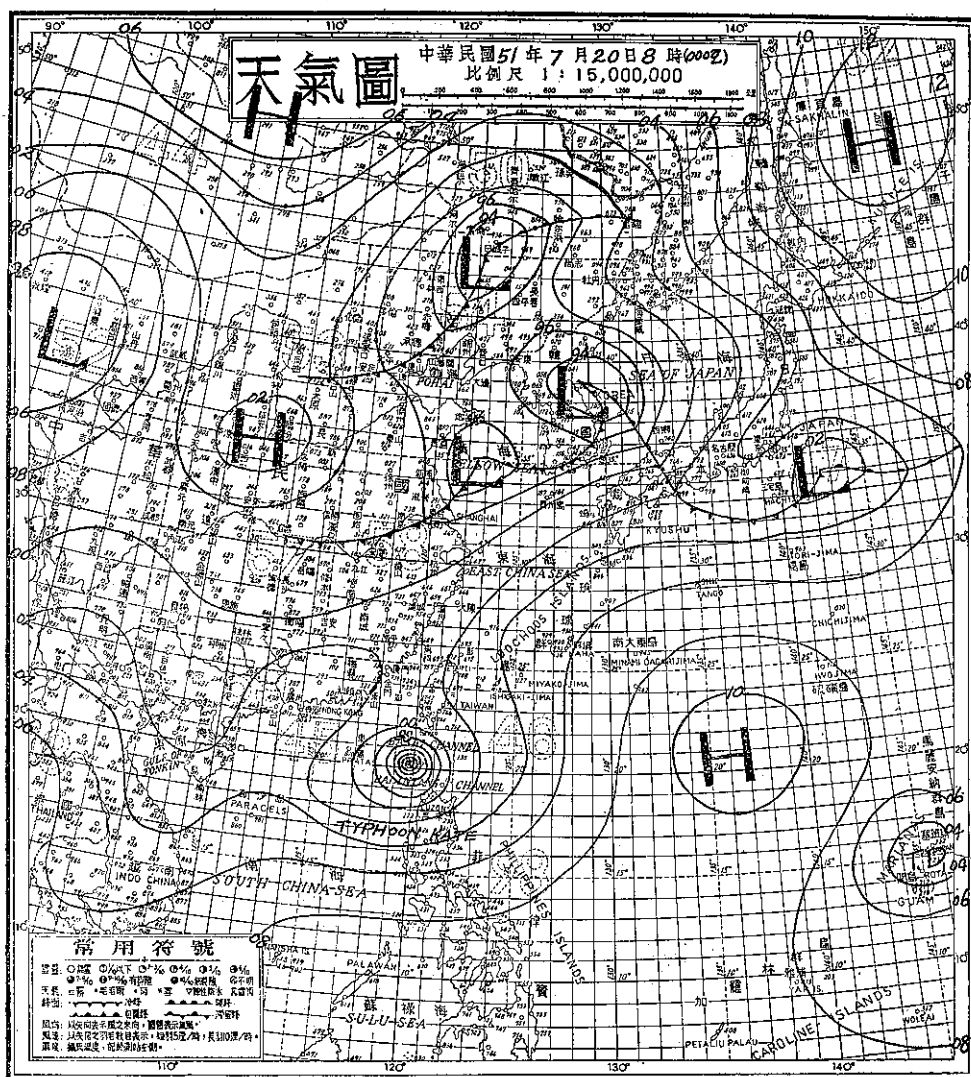


圖2：飢帶颱風在巴士海峽滯留時地面天氣圖

二地爲烈。

22日晚，橫越日本海南部之鋒面，向東南推動至日本中部，在關島西方海面，又生成熱帶性低氣壓，向西北西進行，此即爲魯易士颱風之先聲，凱蒂颱風在本省東部海面向北北東進行至花蓮新港間之海面時，在臺灣海峽北部，誘發而成一副颱風（圖4）向北進行，以後繼續向北進行至馬祖以北進入大陸以後消失。

（三）臺灣各地之氣象情況

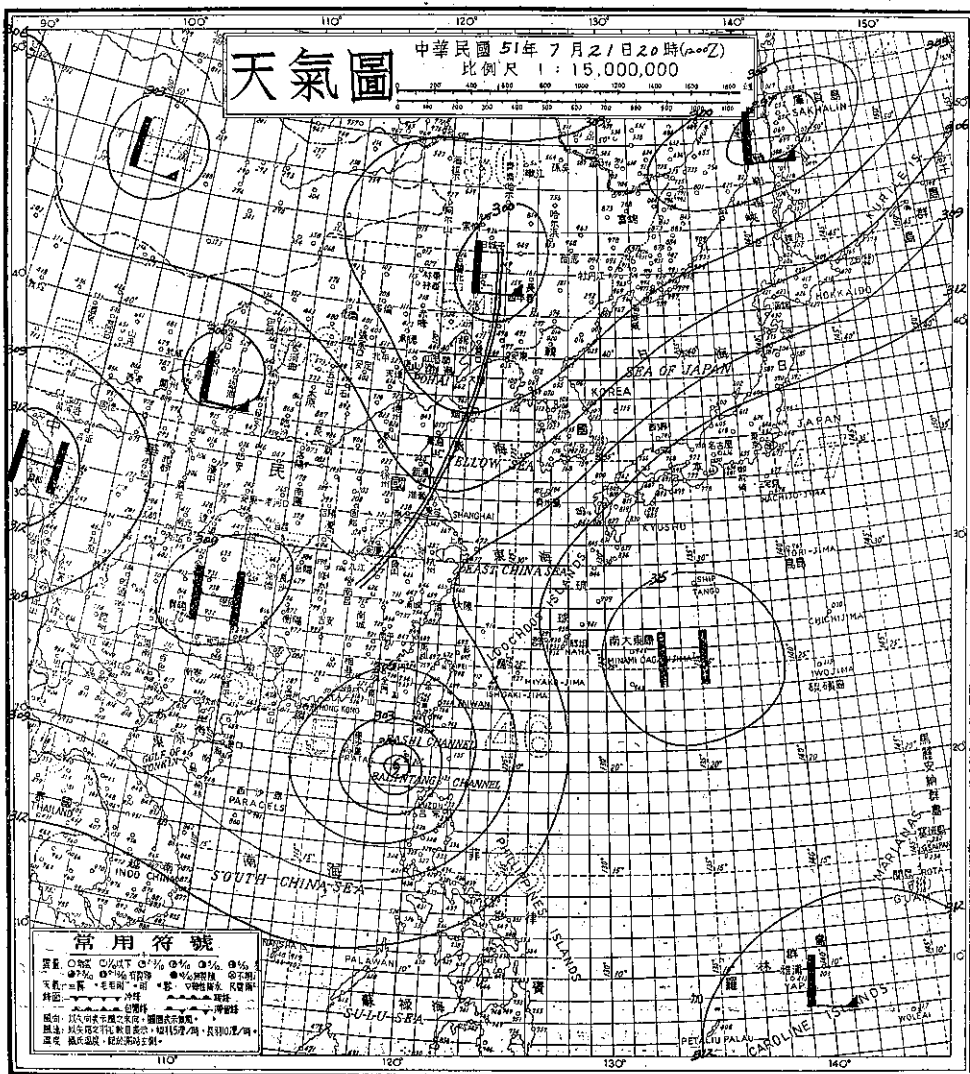
A 氣壓——颱風過境時，以七日22時27分新港的 966.4mb 爲最低，其次爲蘭嶼的 971.8mb，當時全省氣壓普遍低降 10mb（圖5），再次爲恒春

971.9mb，蘭嶼最低氣壓出現在七月廿二日十八時○分爲 971.8mb 當時瞬間最大風速爲 69.6m/s 風向爲SSW。

大武最低氣壓，出現在七月廿二日十六時廿五分爲 972.3mb，其瞬間最大風速爲 39.8m/s 當時風向爲NNE。

大武 972.3mb，颱風在本省東部海面向北北東進行時，花蓮氣壓爲 978.3mb，臺中 979.3mb，基隆則爲 985.6mb，直至中心由馬祖附近進入大陸以後，臺灣各地氣壓始逐漸升高。

B 溫度與濕度——此次颱風過境時，全省溫度與濕度，幾有與氣壓一致變化的現象；也就是說：氣壓最低時，溫度報告亦最低，濕度亦最大，如蘭嶼七



月22日下午15時22分的氣壓為全省最低值 971.8mb，當時該處的溫度為 24°C ，亦為全省最低紀錄。當時的濕度達100%完全飽和狀態。當時溫度為 24°C 的，尚有臺中宜蘭二地，惟其濕度為 97 %，基隆溫度最高 27.6°C 空氣亦較乾燥，濕度僅達75%。

C 風——此次颱風範圍較小，在最接近臺灣東南部時，每秒30m以上的風速，僅出現於新港大武壠嶼等處，（圖6，7）特別是蘭嶼是此次風記錄最高的一地。以十分鐘平均最高已達 47m/s (SSW) 其瞬間最大風速為 69.9m/s (SSW)，實屬驚人。北部

各地如臺中僅7.7m/s，新竹 12m/s，日月潭 9m/s 等皆風速不大，係因凱蒂颱風範圍不大影響不及之故。

D 雨量——凱蒂颱風造成南部水災，這是本年颱風季節中一項特殊的現象，雖然凱蒂開始就發生在巴士海峽，而且範圍極小（半徑50公里），後來慢慢移至本省南方海面停留三十小時之後，因其勢能已逐漸加深，最大風速自每秒18公尺增至 35m/s，半徑自50公里增至 150 公里，特別是原來向西北西緩慢進行的，現在突然轉向為北北東至東北，凱蒂已不是原來的面目，且攜帶大量溫暖潮濕空氣，轉向臺灣南部兇狂

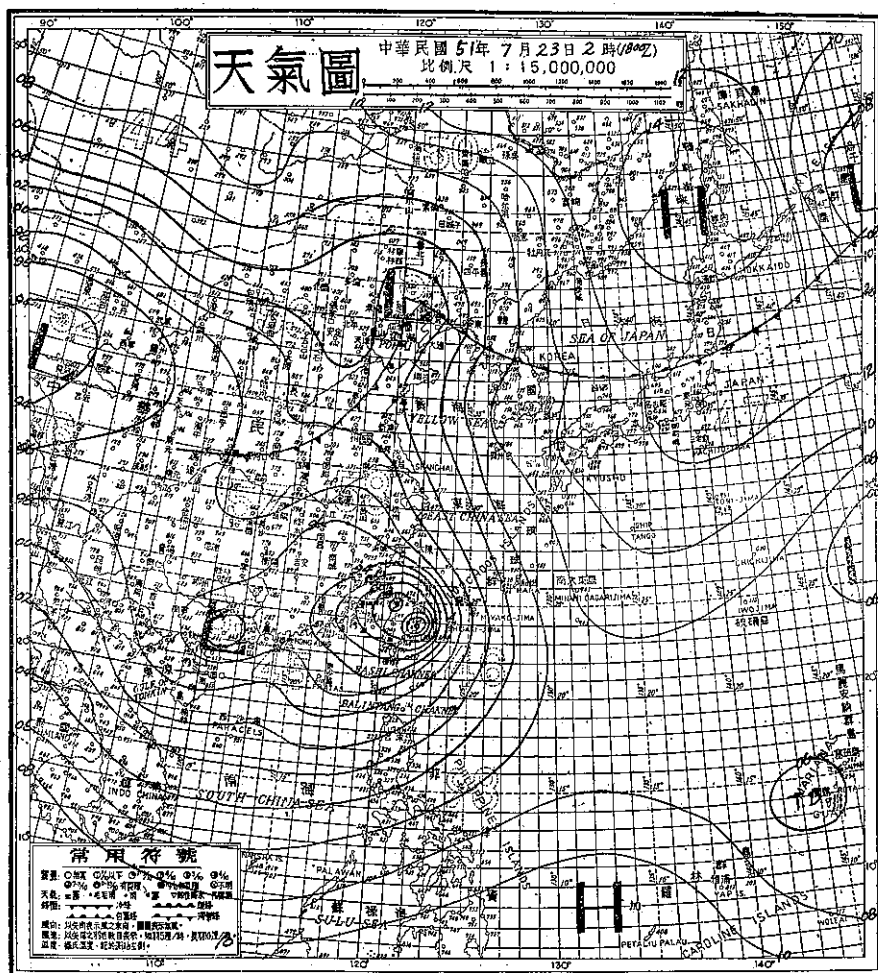


圖 4：凱蒂在臺灣東海岸活動誘發另一颱風時天氣圖

表一：凱蒂颱風各地氣象紀錄表

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		日	時	風速	風向	氣壓	氣溫	濕度	時 間		
彭佳嶼	988.0	23	06 15	37.4 ESE	23	06 00	48.7	ESE	988.0	26.4	96	23 06 05	25.2 23 24 00	20日03時—21日03時 21日13時—23日14時
鞍 部	672.6*	23	03 20	20.2 S	23	02 00	—	—	—	—	—	—	8.2 23 06 30	22日12時—23日03時
竹子湖	709.5*	23	05 00	7.5 S	23	02 00	—	—	—	—	—	—	77.0 24 07 45	
淡 水	986.1	23	05 00	25.0 ESE	23	00 40	—	—	—	—	—	—	8.5 23 05 20	22日11時—23日03時
基 隆	985.6	23	05 15	17.8 SSE	22	14 50	25.8	SE	990.4	27.6	75	23 02 00	16.4 23 06 55	22日14時—23日02時
北	985.6	23	03 00	14.2 ESE	22	24 00	18.2	ESE	989.3	28.3	72	22 23 51	47.2 24 03 10	22日24時
新 竹	984.7	23	04 35	12.0 SW	23	03 00	15.0	SW	997.3	24.1	97	23 22 52	241.5 24 11 30	23日05時—20時
宜 蘭	985.5	23	04 44	12.0 ESE	23	01 40	19.5	ESE	990.3	24.0	97	23 01 35	51.2 24 03 10	
臺 中	979.3	22	18 30	7.7 S	23	22 50	11.5	S	995.8	24.0	97	23 12 50	270.3 24 10 12	
花 蓮	978.3	23	02 00	20.8 ESE	23	01 50	33.2	SE	986.8	25.4	96	23 01 14	226.1 21 23 02 23 18 42	22日24時—23日01時
日月潭	608.3*	22	19 00	9.0 SW	23	09 00	—	—	—	—	—	—	64.2 23 10 00	
澎 湖	989.5	22	18 00	12.7 SW	23	12 30	16.5	SW	995.5	25.0	96	23 12 20	18.7 21 15 53 23 14 58	
阿里山	561.5*	22	19 15	8.3 NW	22	22 32	10.6	NW	561.6*	12.7	100	22 22 31	617.9 22 20 25	
玉 山	471.7*	22	17 00	20.0 S	24	20 00	—	—	—	—	—	—	474.8 24 20 10	22日23時—23日01時
新 港	966.4	22	21 37	30.7 SSW	23	01 20	36.6	SSW	983.5	24.9	99	23 01 17	304.8 21 17 12 23 18 50	22日18時—23日09時
永 康	986.6	22	18 10	12.5 SSW	23	12 40	20.0	SSW	997.2	25.0	98	23 12 33	255.4 21 12 20 24 06 30	22時17時—19時
臺 南	986.1	22	18 00	12.7 W	23	08 13	27.6	W	995.7	24.7	96	23 08 05	307.4 21 12 26 23 15 30	
臺 東	974.1	22	19 49	17.5 S	22	23 38	29.7	S	984.8	26.7	94	22 23 50	275.4 21 10 10 23 20 19	22日17時—23日03時
高 雄	983.3	22	16 53	24.8 WSW	23	03 20	—	—	—	—	—	22 15 27	650.8 21 16 05 23 15 42	22日14時—23日06時
大 武	972.3	22	16 25	22.0 NE	22	16 00	39.8	NNE	978.1	24.8	99	—	763.6 19 19 35 23 15 00	22日14時—21時
蘭 嶼	971.8	22	18 00	47.0 SSW	22	19 00	69.6	SSW	971.8	24.0	100	22 18 00	90.2 21 05 47 23 09 00	22日08時—23日09時
恒 春	971.9	22	15 22	18.0 NW	22	16 00	25.0	NW	972.2	24.7	96	22 15 18	302.8 20 13 24 23 14 23	22日14時—23日03時
鹿林山	540.7*	22	21 30	7.0 SE	22	21 40	—	—	—	—	—	—	660.2 21 11 00 24 20 30	

* 重力值mm

撲來。其結果凱蒂中心雖僅於恒春附近海面掠過並未登陸本省，但其範圍，却已籠罩整個臺灣南部，高屏一帶太武山區首當其衝，由於含有豐沛水汽的西南強盛氣流，在南部山區首先滑升冷卻故造成南臺灣此次大量降水現象而致水災。根據凱蒂經過本省東南沿海時，即以七月22，23，24三天之內連續降水總量，達

700 公厘以上者，有屏東潮州 700.7 公厘，高雄九曲 700.4，大寮 730.0，小港 770.2，大武 763.6，其次是臺南左鎮 435，高雄美濃 495.0，內門 483.5，鳳山 498，屏東南州 681.6，臺東關山 414.2 及大麻里 560.1 公厘，特別是高雄區一般雨量均大（按 48 年「87」水災高雄總雨量為 320 公厘）（圖 7），使這廣大的南部地區，變成了一片澤國。

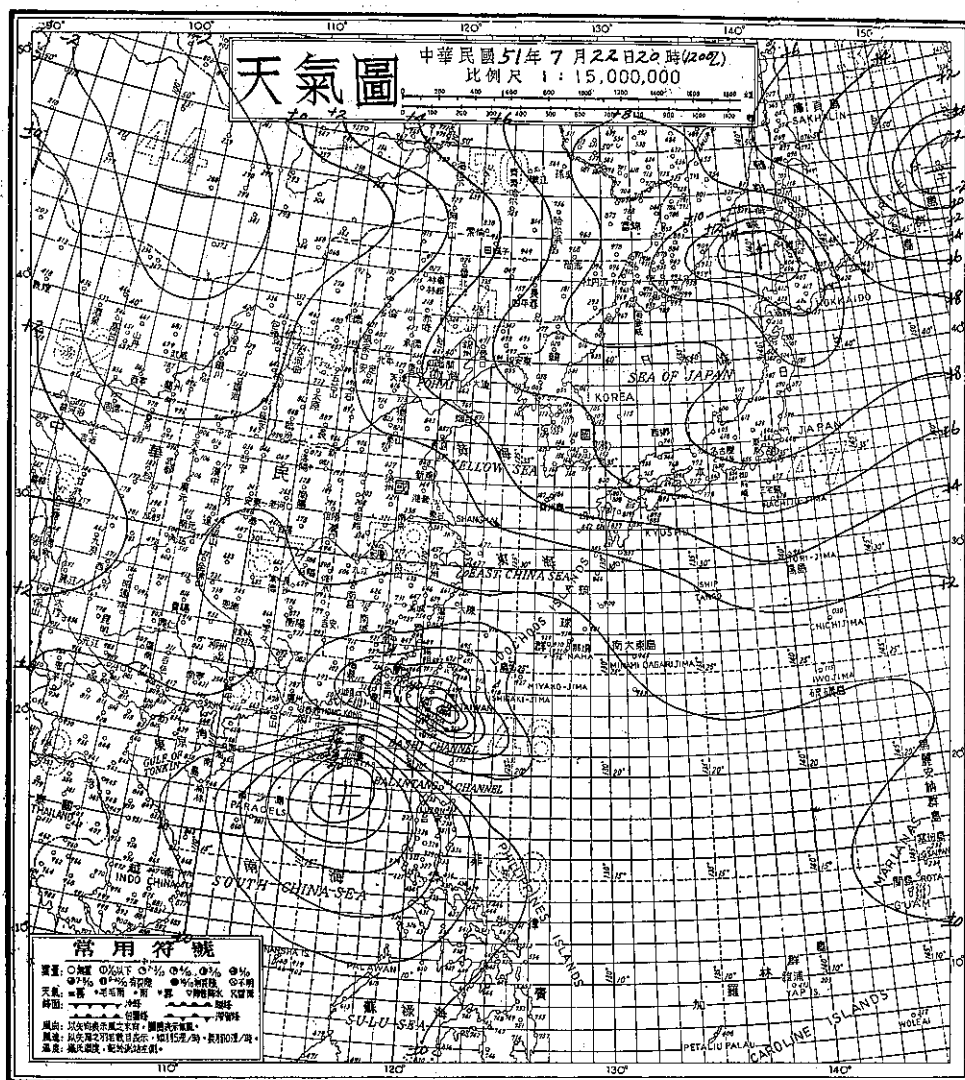


圖 5：凱蒂颱風在臺灣東岸活動時氣壓變差圖

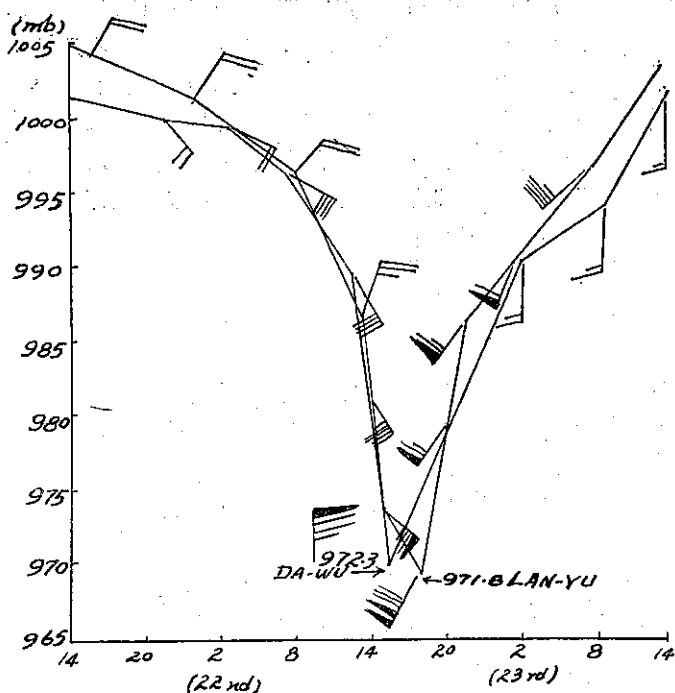


圖 6：蘭嶼大武氣壓風速風向變化圖

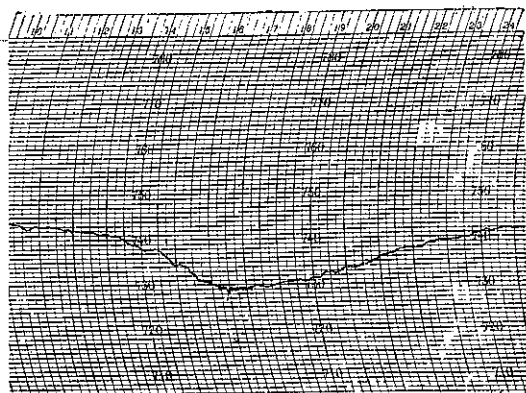


圖 8：大武測候所氣壓自記紀錄

22日 { 最高48.02 00:00
最低28.59 16:25
差 19.43

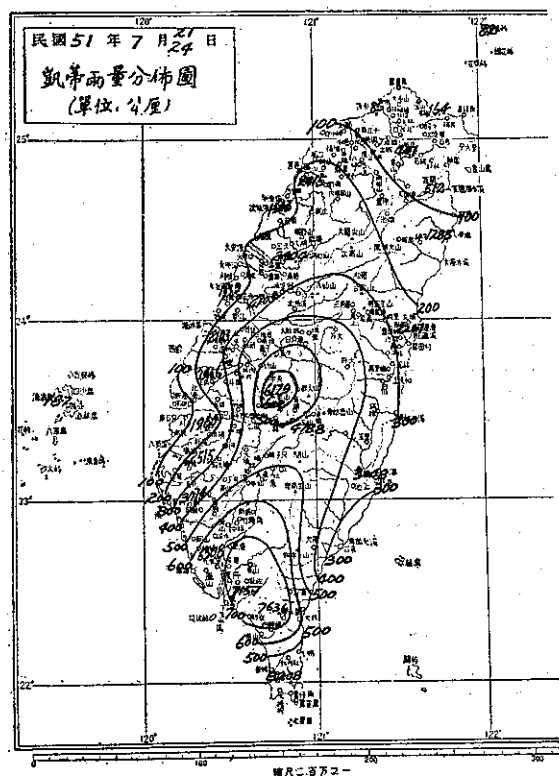


圖 7：凱蒂颱風雨量分佈圖

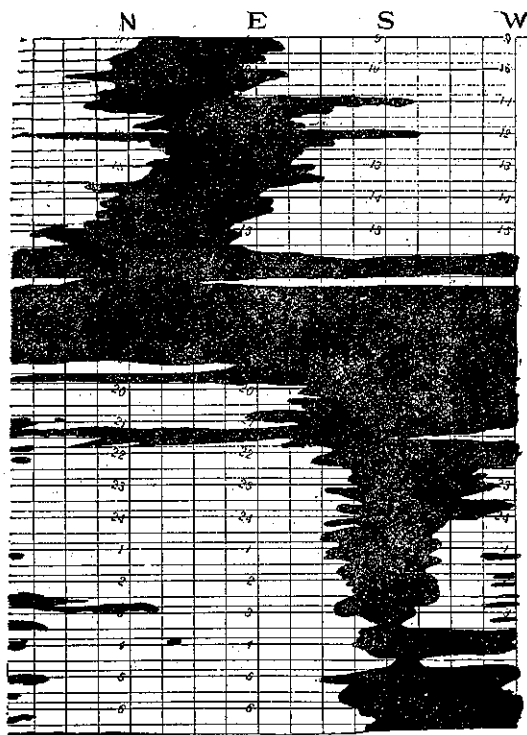


圖 9：大武港候所風向自記紀錄

表二：凱蒂颱風過境各站降水量統計表（公厘）

測 站 名 稱	2 1 日	2 2 日	2 3 日	2 4 日	2 5 日	合 計
花蓮大富雨量站	18.5	175.0	16.0			209.5
大農測候站		266.8	11.8	2.4	0.4	281.4
萬里測候站		222.3	13.0			235.3
鳳林原料區		11.8	2.0			13.8
瑞惠原料區			14.3	4.0		18.3
壽豐原料區	7.7	301.0	9.0			317.7
宜蘭三星電力公司		0.1	33.3	14.0		47.4
南澳測候站		115.4	12.6	0.5		128.5
礁溪觀測站			27.3			27.3
臺北新莊水利會		52.4		3.1		55.5
林口觀測站		76.9	0.3			77.2
新店小粗坑		4.5	35.6			40.1
新店新生林場			27.8			27.8
烏來孝義測候站			19.9			19.9
烏來發電所			23.7			23.7
苗栗卓蘭雨量站	33.2	201.0	3.5	2.7		240.4
苗栗水利會			135.5		5.2	140.7
竹南測候站		6.9	146.5	4.3		157.7
新竹南雅測候站		290.3	3.5	1.5		295.3
竹東軟橋測候站		72.0	1.1			73.3
竹東雨量站		91.6	1.3	0.7		93.6
湖口工作站		94.6	58.5	1.2		154.3
臺中清水測候站			154.0		9.9	163.9
社寮角發電所		362.3	7.5	3.3		373.1
大甲工作站			203.7	1.0	0.7	205.4
臺中后里發電所				3.0	0.9	3.9
后里月眉糖廠			16.4	1.2	4.0	21.6
新社測候站			240.6	1.0	51.5	293.1
八仙山試驗場			197.3	32.0	0.4	229.7
新化化大城工作站		210.0	0.3			210.3
二林原料站		189.0		3.7		192.7
萬合測候站			191.4	32.8	2.8	227.0
二水工作站		126.0	1.5	55.0		182.5
溪州工作站		171.0		14.0		185.0
竹塘工作站			13.5			13.5
南投南投糖廠			240.0		17.0	221.0
集集第三水文站			81.8	94.4	4.7	180.9
仁愛萬大發電所		72.3	2.4			74.7
埔里加工廠			99.2	3.9	1.2	104.3
草屯原料區			181.2	1.0	4.0	186.2
雲林麥寮工作站			203.0			203.0
臺西工作站			169.0			169.0
土庫工作站			105.3	132.4	3.9	241.6

水林原料區		122.3	0.7		122.9
口湖雨量站		118.5			118.5
崙背工作站		192.6			196.9
嘉義水上番子寮測候站	127.2	68.8		4.3	196.0
鹿草雨量站	133.5				133.5
新港雨量站		169.6	67.6		237.2
民雄雨量站		22.6	1.8		24.4
竹崎工作站	176.0	2.2			178.2
朴子鹿草工作站	104.0	134.0	3.0		241.0
嘉義蒜頭測候站		140.0	1.0	2.2	143.2
牛埔子農場		185.0	38.0		223.0
樹林頭原料區		12.2	0.5		12.7
南靖測候站	114.5	191.1	45		238.1
布袋鹽場	110.2	0.5	0.2		110.9
岸內測候所	131.5	6.8			138.3
溪子下農場				3436	343.6
鹿草測候站		167.2	1.4	4.1	172.7
臺南埤頭原料區	145.2	124.2	5.6		275.0
麻佳糖廠	113.5	118.3	16.2		248.0
樹林子觀測站	119.2	6.4	8.4		134.0
學甲原料區	124.2	120.5	6.8	5.5	256.5
大內測候站	175.8	7.5	4.2		187.5
將軍工作站	125.8	1.3			127.1
三崁店糖廠	152.5	156.1	5.0		286.6
新市工作站		164.8	5.3	0.7	170.8
左鎮測候站		244.5	138.1	52.4	435.0
新營糖廠		68.5	90.0	93.0	251.5
東區實驗站		256.2	19.1	0.5	275.8
柳營原料區	148.0	22.3	13.3		183.6
南化測候站		200.0	18.0		218.0
照興玉井糖廠		187.7	9.6	15	198.8
玉井糖廠	117.5	196.4	11.5		325.4
玉井觀測站		200.0	5.2	2.7	207.9
車路墘糖廠	195.0	59.5	12.6		267.1
北寮測候站		155.7	145.0	6.4	307.1
臺南北門鹽場		142.5	2.3	1.5	146.3
二溪原料區	139.8	1330	6.5		279.3
高雄小港觀測站	564.0	92.9	0.2		770.2
路竹新園農場		238.5	9.4	5.2	253.1
湖內觀測站	145.8	40.7	17.0		203.5
美濃測候站	276.0	185.1	33.9		495.0
梓官原料區	237.2	65.6	28.2		331.0
燕巢測候站	184.6	77.3	31.0		292.9
內門原料區		346.5	123.0	14.0	483.5
前峰子測候站	177.0	90.0	26.0		293.0
白樹子雨量站	239.0	112.1	39.0		390.0

南滾水雨量站		235.1	103.3	34.6		372.6
九園農場雨量站		156.8	113.7	21.7		292.2
居勁測候站		274.0	245.9	40.4		563.9
青埔雨量站		233.5	133.8	35.0		367.3
鳳山測候站		272.6	189.0	37.0		498.6
橋頭雨量站		246.5	121.6	40.9		409.0
阿達雨量站		145.1	62.6	14.0		221.7
本州雨量站		206.2	65.8	12.4		284.4
大寮測候站		488.5	135.0	110.0		730.0
旗山南勝測候站			293.7	91.9	7.6	393.2
九曲工作站	61.0	430.5	185.5	84.4		700.4
鳳山園藝試驗所		475.5	148.5	40.0		664.0
屏東後壁厝測候所			51.5	24.0	64.6	140.1
新置工作站			228.0			228.0
內埔鄉測候站			207.5	56.5		264.0
高樹測候站			222.8	46.4	2.2	271.4
南州測候站			489.2	183.0	9.6	681.8
屏東蔗作改良所			174.2	80.2		254.2
東港工作站			117.0	141.2	0.7	258.7
加祿堂農場		348.0	117.0	57.3		522.3
潮州工作站		468.8	122.3	124.6		700.7
瑞光里測候站			215.8	142.6	1.2	359.6
恒春鄉丁測候站		80.6	7.8	81.7		170.1
臺東豐里工作站		54.4	214.7	57.0		326.1
關山工作站	31.0	385.2	29.0			445.2
大麻里工作站		425.0	107.5	27.6		560.1
知本菓作區		286.0	54.0	26.0		366.0
岩灣雨量站		236.0	35.5	20.0		291.5
月野測候站	13.2	294.5	32.5	60.5		400.7
鹿野雨量站		35.4	30.3	18.7		84.4
馬蘭測候站	65.5	135.8	53.1	16.5		270.9
鹿寮觀測站		36.7	267.5	64.6		368.8
加路蘭測候站		212.3	77.5	14.2		304.0
卑南原料區		89.5	57.0	21.0		167.5
花蓮三民苗圃		53.9	59.0	4.8		117.7
茂正路觀測站		290.0	89.0			379.0
宜蘭山脚測候站			55.9	1.0		56.9
新竹太魯南測候站			50.0		2.0	52.0
嘉義鯊鼓雨量站		13.2	64.4			77.6
臺中佳陽測候站			110.7	37.6		148.3
番子寮測候站			223.5	5.2	2.1	230.8
南投南埔區	17.7	30.5	181.2	1.0	4.0	234.4
新化行寶原料區	6.8	172.0				178.8
新化測候站		16.5		13.8		30.3
路上測候站			234.6		4.6	239.2
臺南內岸原料區		135.5	6.7	5.2		147.4

官田觀測站	128.0	13.0			141.0
安業原料區		124.0	2.3		126.3
高雄臺電雨量站		375.0	21.0	4.0	400.0
田寮雨量站	167.0	194.5	34.0		395.5
茂林雨量站	395.3	32.2			427.5
臺南麻豆雨量站		142.2	2.5		144.7
臺北樹林雨量站		48.5		17.2	65.7
新竹五峯雨量站	43.0	8.0	4.0		55.0
斗南雨量站	25.0	206.1	1.3	1.8	234.1
屏東三地雨量站		220.0	29.0	13.3	262.3
雲林大卑雨量站		224.3	0.6		233.6
花蓮秀林雨量站		323.8	16.8	8.7	340.6
桃園雨量站		65.5	3.4		68.9

(四) 災 害 調 查

凱蒂颱風，並未在臺灣登陸，又因範圍不大，僅在臺灣東南沿海掠過，本省東南部雖進入颱風範圍，以致狂風豪雨造成災害，但畢竟受災範圍不大僅高屏一帶，尤以高雄地區損失較重，綜合各方災害統計約

為 78,158,693 元，茲分別統計於次。

A. 警務處於七月廿五日發表高屏災害情形

1. 死亡：11人 受傷43人
2. 房屋：全倒 492 間 半倒 545 間
3. 漁船：沉沒18艘

B. 公路局省道災害統計如下表

坍 方 (立方公尺)	路 基 (公尺)	路 面 (平方公尺)	護坡險坎 (平方公尺)	橋 梁 (座)	涵 溝 (座)	便 道 (公尺)	路肩石料 (立方公尺)	搶 修 費 (元)	修 復 費 (元)	合 計
31,919	3,946	72,254	1,871	17	3	2,685	58,660	981,774	7,311,488	8,313,262

表三：公路局房舍損失統計

名 稱	損 害 情 形	估 計 (元)
停 車 庫	8 座全部倒塌	700,000.00
房 屋	100 間半倒塌損害	303,700.00
合 計		1,003,700.00

高 雄 縣 市	68,500.00	559,000.00	627,500.00
屏 東 縣	115,000.00	2,992,500.00	3,107,500.00
臺 東 縣	15,200.00	992,000.00	1,007,700.00
花 蓮 縣	—	—	—

表四：公路局代養縣鄉道災害損失統計

縣 市 別	搶 修 費 (元)	修 復 費 (元)	合 計 (元)
總 計	361,260.00	11,246,473.00	11,607,697.00
新 竹 縣	—	21,000.00	21,000.00
苗 栗 縣	—	67,500.00	67,500.00
臺 中 縣	127,960.00	149,652.00	277,612.00
彰 化 縣	—	132,450.00	132,450.00
南 投 縣	—	50,000.00	50,000.00
雲 林 縣	20,000.00	15,000.00	35,000.00
嘉 義 縣	—	3,566,335.00	3,566,355.00
臺 南 縣	14,600.00	2,699,000.00	2,713,600.00

C. 鐵路方面的損失，也是東南部份比北部較大，根據鐵路管理局七月卅一日，發表綜合統計損失數字如下

- ①東線部份 443,570.00
 - ②西線部份 798,834.00
- 合計約損失 1,237,404.00

D 高雄港口正在此次南部大風雨範圍之內，損失亦重，據高雄港務局發表各項設備建築及房屋損失初步估計修復費用約 585,700 元

E. 農林廳八月二日發表凱蒂颱風農作物受害面積及損失金額初步估計如下表

表五：農作物受害面積及損失金額統計表

單位：面積：公頃
產量：公斤
金額：臺幣元

縣 市 別	總 計		稻 作		普 通 作 物		特 用 作 物	
	面 積	金 額	面 積	金 額	面 積	金 額	面 積	金 額
總 計	2,320	41,728,552.00	306	312,120.00	446	3,675,674.00	1,568	37,740,758.00
臺 南 市	105	269,465.00	80	81,600.00	8	110,400.00	17	77,465.00
高 雄 市	107	385,131.00	76	77,520.00	25	294,710.00	6	12,901.00
高 雄 縣	1,362	23,303,719.00	45	45,900.00	387	2,913,869.00	930	20,343,950.00
屏 東 縣	380	9,754,933.00	36	36,720.00	12	280,800.00	332	9,437,413.00
臺 東 縣	260	7,426,263.00	2	2,040.00	—	—	258	7,424,223.00
花 蓮 縣	106	589,041.00	67	68,340.00	14	75,895.00	25	444,806.00

F 水水利局統計主要河川災害如下表：

G 農田水利會灌溉工程災害統計如下表：

表六：主要河川災害統計表

河 川 名	搶 修 費 用 (元)	修 復 費 用 (元)	合 計
烏 溪	320,000.00	2,007,000.00	2,327,000.00
秀 姑 巒 溪	5,000.00	20,000.00	25,000.00
八 掌 溪	156,000.00	1,550,000.00	1,706,000.00
老 濃 溪	—	702,000.00	702,000.00
隘 寮 溪	210,000.00	1,210,000.00	1,420,000.00

表八：農田水利會灌溉工程災害統計表

圳 路 名 稱	損 失 概 估	搶 修 費 用
嘉南農田水利會	1,154,343.00	223,250.00
臺東農田水利會	125,900.00	112,600.00
花蓮農田水利會	340,540.00	340,540.00
后里農田水利會	27,800.00	37,200.00
大甲農田水利會	978,400.00	490,799.00
豐榮農田水利會	—	294,422.00
高雄農田水利會	1,044,288.70	971,391.70
新港農田水利會	47,000.00	35,100.00
總 計	3,718,274.70	2,505,402.70

表七：水利局次要河川災害報告表

縣 市 別	搶 修 費 用	修 復 費 用	合 計
臺 東 縣	—	242,000.00	242,000.00
高 雄 縣	462,270.00	—	462,270.00
高 雄 市	19,500.00	6,200.00	25,700.00
總 計	481,770.00	248,200.00	729,970.00

總計：主要次要可以搶修費用與修復費用為 13,237,970.00

H. 凱蒂颱風受災區域除 高屏二處之外，大武也

蒙受重大損失茲據大武測候實地調查如下：

表九：大武鄉堤防橋樑道路災害調查表

名 稱	災 害 地 點	災 害 情 形	損 失 估 計	備 註
大 武 堤 防	大 武 溪 北 邊	冲 毀 30 公 尺	500,000.00	若不急修村落將遭遇流失
大 烏 堤 防	大 烏 部 落 北 側	第 三 支 堤 流 失	8,000.00	"
尙 武 堤 防	朝 庸 橋 南 角	冲 毀 5 公 尺	6,000.00	"
尙 武 路 橋	大 湖 口	冲 毀	6,000.00	交通受阻
大 烏 路 橋	大 烏 村 口	全部流失 200 公尺	2,000.00	"
古 庄 堤 防	古 庄 北 邊	冲 毀	10,000.00	
麻 園 堤 防	麻 園 南 邊		10,000.00	
合 計			542,000.00	

表十：大武鄉房屋災害調查表

名 稱	微 損	破 壞	半 倒	全 倒
房 屋 間	25	16	15	20
廚 房	—	—	—	2
合 計	25	16	15	22

表十一：大武鄉農業災害調查

名 稱	面 積 (公頃)	損 害 程 度 (%)	損害量 (公斤)	單 價 (元)	損害估計
香 蕉	75.5	92	500,400	1.10	550,440.00
鳳 梨	5.0	30	26,250	1.20	31,500.00
甘 藷	12.0	20	34,560	0.50	17,280.00
蔬 菜	4.5	60	12,150	1.00	12,150.00
甘 蔗	3.5	55	117,800	0.40	47,120.00
樹 薯	75.0	65	1,024,800	0.30	307,440.00
落花生	4.5	30	18,200	4.00	72,800.00
猪	3 頭	—	170	13.50	2,295.00
雞	24 隻	—	48	18.00	873.00
合 計					1,041,898.00

(五) 結 論

凱蒂颱風，是由接近巴士海峽的熱帶低壓發展而成，其中心位置雖未在臺灣任何地區登陸，却已造成臺灣南部的災害，此颱風正與民國四十一年十一月十三至十四日由高雄海面通過之貝絲 (Bess) 颱風有大同小異之處。十年以前的貝絲颱風，其中心亦未在臺灣任何地區登陸，貝絲颱風發生的地區與發展的初期亦與凱蒂位置相似，亦造成臺灣南部重大的災害，所以吾人對此類發生在緯度較高的熱帶低壓，千萬不可大意，這些低壓很可能發展成為輕度或中度颱風，因其在發展時期，即已接近臺灣近海，雖然其行徑不一定通過本省，這些颱風的範圍却已籠罩在臺灣的東南或西南部立即帶來狂風暴雨，使人措手不及，不像其他的颱風，在發展時期，距離本省相當遙遠，甚至千呼萬喚，姍姍來遲，人們在心理上早就有了準備，在防颱措施上將更有妥善的準備，特別是由於臺灣近海面上的船舶報告稀少，如果又沒有飛機隨時去偵測和雷達的設備，在臺灣附近海面，往往會產生熱帶性低氣壓繼之變成小型颱風而突然侵襲本省，突然釀成巨災此乃吾人最易忽視而發生錯誤者，值此颱風季節，更須特別留意。(劉卓峯)

氣象學報文獻索引

(自八卷一期至八卷四期)

Index to Vol. 8 No. 1 to Vol. 8 No. 4 of
the Meteorological Bulletin

(Published Quarterly by Taiwan Provincial Weather Bureau)

卷期(出版年月) Vol. and No. (Date of publication)	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study rep.	備 考 Remarks
第八卷一期 (51. 3) Vol. 8, No. 1 Mar. '62	(1)作物環境反應之方法論 Method of Crop Response Studies (Emphasis on Thermal Effects)	王 仁 煜 J. Y. Wang	1~8 1	72	
	(2)研究碳十四 (Carbon-14) 之放射性測定法及其重要應用 A Study on Radioactive Carbon-14 for the Application to the Researches in Geophysics and Archaeology	戴運軌、呂世宗 Y. K. Tai S. C. Lu	9~11 9	73	
	(3)太空時代之氣象學 A Description of Planetary Atmospheres	魏 元 恒 Y. H. Wei	12~15 12	74	
	(4)雷電定位探測及其效果 A Discussion of Atmospheric Network and Its Effects	周 根 泉 Ken-chuan Chou	16~20 16	75	
	(5)由近代氣象學之進展談到電子計算機及氣象衛星 Contributions of Electronic Computer and Meteorological Satellite to the Advancement of Modern Meteorology	殷 來 朝 Lai-chao Ying	21~26 21	76	
	(6)民國五十年颱風調查報告 (第一號颱風貝蒂) Report on Typhoon "Betty"	預報科、研究室 Taiwan Provincial Weather Bureau	27~36 27	—	(已彙印五十年 度颱風調查報告)
	(7)民國五十年颱風調查報告 (第二號颱風裘恩) Report on Typhoon "June"	預報科、研究室 Taiwan Provincial Weather Bureau	37~41 37	—	(已彙印五十年 度颱風調查報告)
	(8)蔣右滄先生八秩大慶 Eightieth Anniversary of Professor P. J. Chiang	鄭 子 政 Kenneth T. C. Cheng	42~43 42~43	77	
	(1)帶流運動之穩定度與大氣環流之變遷 Fjortoft's Stability Theory on Circular Vortices and its Application to the General Circulation of the Atmosphere	楊 建 雄 Chien-hsiung Yang	1~9 1	78	
	(2)論宇宙輻射 Cosmic Radiation	沈 傳 節 Chuan-tsieh Chen	10~13 10	79	
第八卷二期 (51. 6) Vol. 8, No. 2 (June '62)	(3)颱風眼與風的偏向角 L' étude des yeux des typhons et leur déviation du vent	薛 鍾 彝 Chong-I Hsueh	14~17 14	80	

卷期(出版年月) Vol. and No. (Date of publication)	題 目 Title	作 者 Author	頁次 Page	專題研究 報告號數 No. of Study rep.	備 考 Remarks
第八卷三期 (52. 9) Vol. 8, No. 3 (Sept. '62)	(4)太陽黑子之研究 Some Researches on Sunspots	林 榮 安 Rong-an Lin	18~31 18	81	(已彙印五十年 度颱風調查報告) 中文(in Chinese)
	(6)民國五十年颱風調查報告(第三號 颱風勞娜) Report on Typhoon "Lorna"	Taiwan Provincial Weather Bureau	32~38 32	—	
	(6)氣候變遷的新發現	戚 啓 勳 譯	39~43	—	
	(1)圖解數值預報法應用於24小時颱風進路的預報 Forecast of 24 Hour Typhoon Movement on the Basis of Numerical Graphical Prediction Method	湯 捷 喜 Chieh-hsi Tang	1~10 10	82	
	(2)颱風中心結構及其實例檢討 Some Practical Examples on the Construction of Typhoon Center	徐 明 同 Hsu Ming-tung	11~20 11	83	
	(3)民國五十年颱風調查報告(第四號 颱風波密拉) Report on Typhoon "Pamela"	預報科、研究室 Taiwan Provincial Weather Bureau	21~28 21	—	
	(4)民國五十年颱風調查報告(第五號 颱風沙莉) Report on Typhoon "Sally"	預報科、研究室 Taiwan Provincial Weather Bureau	29~36 29	—	
	(5)民國五十年颱風調查總報告 (北太平洋西部颱風概述) Typhoons in Northwestern Pacific During 1961	預報科、研究室 Taiwan Provincial Weather Bureau	37~42 37	—	
	(1)工業噪音與職業性失聰之防範 Prevention of Industrial Noise and Occupational Deafness	王 榮 舫 Y. F. Wong	1~ 7 1	84	
	(2)颱風之發生及行徑與北半球大氣環流特性 Characteristics of General Circulation over Northern Hemisphere in Relation to the Formation and Motion of Tropical Storms in Northwestern Pacific	廖 學 銓 Shyue-Yih Liao	8~25 8	85	
第八卷四期 (52. 12) Vol. 8, No. 4 (Dec. '62)	(3)原子塵在臺灣大量降落之時期與其分佈情形 On the Behavior of Maximum Radioactive Fall-out and Its Distribution Around Taiwan	呂世宗、陳福來 Lu Shih-chon Chen Fu-lai	26~29 26	86	(待彙印五十一年 度颱風調查報告)
	(4)民國五十一年颱風調查報告(第一號 颱風凱蒂) Report on Typhoon "Kate"	研 究 室 Taiwan Provincial Weather Bureau	30~43 30	—	

台灣省雜誌協會會員
內政部登記證內版臺誌字第〇五五一號

發行人：鄭
社長：鄭
電話：二

二
八子
四
〇政政

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
一

印刷者：文英印書公司
地址：台北市三水街七號
電話：三
四
七
二
四



八 卷 四 期
中 華 民 國 五 十 一 年
十 二 月 三 十 一 日 出 版

Vol. 8, No. 4
Dec. 1962

氣 象 學 報 季 刊

Meteorological Bulletin

ARTICLES

- | | | |
|----|-----------------------------|--|
| 1 | Y. F. WONG | Prevention of Industrial Noise and Occupational Deafness |
| 8 | SHYUE-YIH LIAO | Characteristics of General Circulation over Northern Hemisphere in Relation to the Formation and Motion of Tropical Storms in Northwestern Pacific |
| 26 | SHIH-CHON LU
FU-LAI CHEN | On the Behavior of Maximum Radioactive Fall-out and Its Distribution Around Taiwan |

REPORTS

- | | | |
|----|----------------------------------|--------------------------|
| 30 | TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU | Report on Typhoon "Kate" |
|----|----------------------------------|--------------------------|

OTHERS

- | | | |
|----|----------------------------------|--|
| 44 | TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU | Index to Vol. 8 No. 1 to Vol. 8 No. 4 of the Meteorological Bulletin |
|----|----------------------------------|--|

台 灣 省 氣 象 所 主 編

PUBLISHED QUARTERLY BY

TAIWAN PROVINCIAL WEATHER BUREAU

64 PARK ROAD, TAIPEI, TAIWAN, CHINA