

國外颱風預報作業之評介

廖 學 鎰

國立中央大學大氣物理學系

內 容

一 前 言

二 颱風生成之判定

三 颱風位置之判定

四 颱風強度之判定

五 颱風之行徑預報

六 颱風之強度預報

七 颱風之降雨預報

八 颱風之暴風預報

一 前 言

熱帶低氣壓通常在熱帶海洋上誕生，較發展之熱帶低氣壓在西太平洋被稱為颱風，常挾帶暴風、豪雨、及暴潮 (Storm Surge) 等造成巨大災害。但熱帶低氣壓的降雨是寶貴之水資源，有時對局部水文平衡有重要貢獻，例如對墨西哥西岸的極重要的灌溉水資源 (Sevrá , 1971) ，或能解除某些地區的長期乾旱現象 (Sugg 1968 ; Sugg et al. 1971) 。

全球每年平均約有八十個最大確認 (Sustained) 風速高於每秒二十公尺的熱帶低氣壓誕生，其中約有三分之一發生在西北太平洋 (Gray , 1981) ，因此東亞地區受其害相當嚴重。晚近，由於颱風警報系統的建立及沿海建築物的加強，熱帶低氣壓造成的人口死亡有減少，但由於沿海地區的逐漸發展及工場的建立，資產的損失有大幅度增加之趨勢。

目前世界氣象組織 (WMO) 的熱帶低氣壓計

畫 (Tropical Cyclone Programme) 中，有一個副計畫 (Subprogramme) ，由常受颱風侵襲地區之國家，菲律賓、日本、韓國、中國、香港、越南、泰國、馬來西亞、高棉、寮國等，以減少颱風災害為目的實施國際合作業務，設立颱風委員會 (Typhoon Committe) 。 1978 年 10 月在泰國曼谷舉行十一次颱風委員會時，以改善會員國之颱風預報警報技術及其資訊的傳達功能，以資確保人命與資產，有「颱風作業實驗」 (Typhoon Operational Experiment 簡稱 TOPEX) 議題正式提出討論。至 1979 年 5 月舉行的 WMO 第八次世界氣象會議上獲得世界各國之支持而通過此提案。 1979 年 7 月在東京舉行之颱風作業實驗預備會，颱風委員會會員國中，有日本、韓國、中國、菲律賓、香港、泰國及馬來西亞等七單位參加，另有 ESCAP、WMO、TCS 等國際機構之代表出席。預備會上日本提議「颱風作業實驗」主實驗一般程序指南草案，中央氣象局已有翻譯請參閱 (中央氣象局，1980) 。其後經過三次計畫會議及五次執行委員會 (TOPEX Management Board) ，訂定完備的「颱風作業實驗」計畫。依據此計畫，1981 年夏期做預備實驗 (Sub - Experiment) ，1982 年及 1983 年夏期做主實驗 (Core Experiment) 。 1984 年 3 月在東京召開颱風作業實驗評價會議，至 1984 年 12 月在馬尼拉舉行之颱風委員會第十七次會議上報告之成果而完成費時七年之颱風作業實驗。

本文將對颱風作業實驗的各種颱風預報技術及其實驗結果 (WMD , 1983 ; Shimizu , 1985) ，加以分析與研討。同時簡單介紹晚近颱風預報技術之研究成果，主要以颱風暴風預報技術，以及颱

風豪雨預報技術爲主題，加以扼要介紹以資參考。容後以簡便計最大確認風速爲 34 節以上之熱帶低氣壓，總稱爲颱風請各位諒解。

二、颱風生成之判定

颱風預報作業之第一步驟應該由颱風生成之判定開始。其作業大體上可分爲地面圖解析、海面水溫分析、高空圖分析、氣象衛星資料分析、與氣象雷達資料分析等五種方法來做判定之依據。

(一)地面圖分析：

根據地面天氣圖檢定滿足下述三條件之區域常有颱風之生成，即

1. 氣壓在 1000 mb 之區域。
2. 24 小時地面氣壓有降低 5 mb 以上。
3. 而平均風速超過每秒 10 公尺。

(二)海面水溫分析：

10 日平均海面水溫在 26 °C 以上爲颱風生成與颱風發展之必要條件。

(三)高空圖分析：

850 mb , 500 mb 及 300 mb 面高空天氣圖分析結果，滿足下述條件可以評價颱風生成之預測：

1. 在大氣下層有較大正渦旋度區域，而其上空有輻散氣流等特徵，是下層擾動發展成颱風之有利條件。
2. 850 mb 至 200 mb 間垂直風切在 15 節以下，而 300 mb 可以看出有暖心存在時，經驗上暗示有颱風生成。
3. 在 1000 mb 至 600 mb 氣層中混合比在 8 gr / kg 以上的高濕條件，並有繼續潮濕空氣之流進而該區域 850 mb 面上有清楚的氣旋性環流時，經驗上表示有颱風之生成。

(四)氣象衛星資料分析：

氣象衛星資料在颱風預報作業上 Doorak (1982) 研究成果是可以供應很有用之預報技。

1. 下層爲 Cb 上層爲 Ci 之密雲 (overcast) 區的直徑，超過緯度 3 度以上，而此密雲區的緯度約 2.5 度以內距離，有雲系之中心存在，且雲系有形成渦旋狀。

2. 而由低緯度有清楚的楔形雲帶延伸至密雲區。

3. 又卷雲呈現反氣旋性曲率。

此種形狀之雲系是暗示颱風的生成。

(五)氣象雷達資料分析：

有曲率之雷達回波，螺旋狀回波及颱風眼回波等爲颱風雷達回波之特徵。

(六)綜合判定：

根據上述(一)至(六)項中，有四項以上特徵時判定颱風之生成，有三項特徵時判定有颱風生成之可能性，而特徵在二項以下時判定無颱風之生成。

三、颱風位置之判定

颱風分析與預報作業之第二步驟是颱風位置之判定，可以使用外插法，氣象衛星相片分析，地圖分析，飛機偵察觀測資料，以及雷達觀測資料等，綜合判定之。

(一)外插推斷位置：

假定過去的颱風移動狀態不變，以外插推斷未來颱風位置。

(二)雷達資料分析：

使用雷達觀測電碼 (RADOB) 時，應注意電碼格式中颱風中心訂定的正確度有三種表示。電碼 1 代表誤差在 10 公里以內；2 代表誤差在 10 至 30 公里；3 代表誤差在 30 至 50 公里。由於雷達定位路徑常呈現短週期的不規則變動，任何小尺度不規則運動，應該使用平滑法消除之。

(三)飛機偵察觀測資料：

飛機偵察觀測資料爲不定時報告，其中雖有颱風眼資料 (Eye data)，但鮮少在作業時間獲得，因此使用上應該特別注意觀測時間。

(四)可視光或紅外線衛星資料：

使用 Dvorak (1982) 法將雲系之中心看成颱風中心，可以有效判定颱風中心位置，但與雷達定位一樣，常呈現短週期的不規則變動 (Lawrence and Mayfield , 1977 ; Muramatsu , 1980)，應使用平滑法消去任何小尺度不規則運動。

(五) 地面天氣圖分析：

1 距離交差法：

(1) 颱風之氣壓分佈剖面 (profile) 可以由下述公式近似之，即

$$P(r) = P_{\infty} - \frac{\Delta P}{1 + r/r_0}$$

通常取 P_{∞} 為 1015 mb， ΔP 為中心氣壓 (P_0) 與 P_{∞} 之差，而 r_0 為颱風中心與等壓線 ($P_0 + \frac{1}{2} \Delta P$) 間距離。使用

此公式可以設計一種圖，可以將氣壓分佈在此圖上變成直線如第一圖中所示。

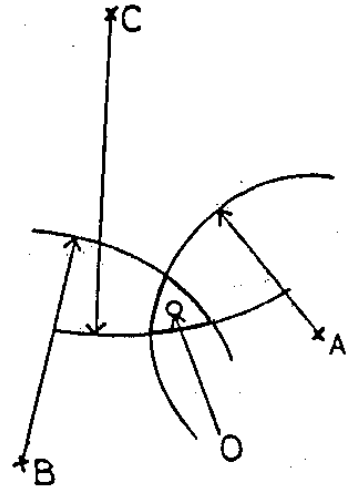
(2) 使用已往天氣圖時間之颱風附近氣壓資料描成其氣壓剖面圖如第一圖。

(3) 假定颱風之強度，尺度與氣壓分佈狀態不變，使用測站 A 之氣壓值，由第一圖中求

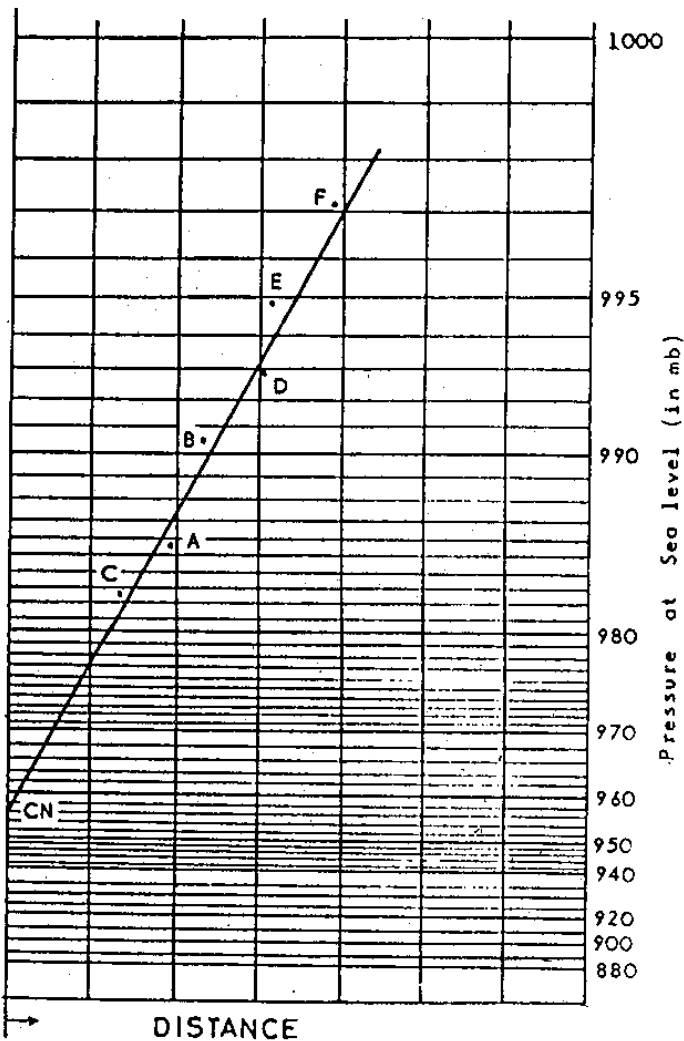
取測站 A 與颱風中心之距離 r ，而以 A 為中心描 r 為半徑之圓弧。

(4) 對其他測站作與 (3) 同樣的圓弧。

(5) 訂定各圓弧之交點為颱風中心如第二圖中所示。



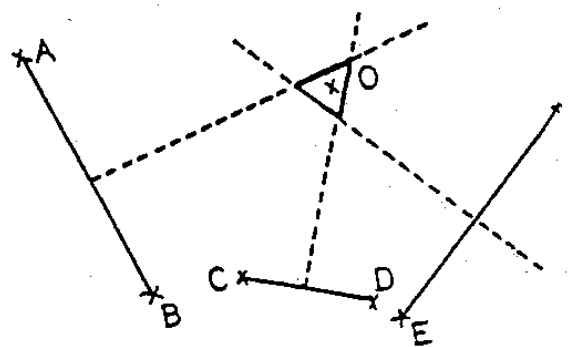
第二圖：颱風中心訂定作業圖



第一圖：颱風氣壓分佈剖面圖

2 圓形等壓線之中心訂定法：

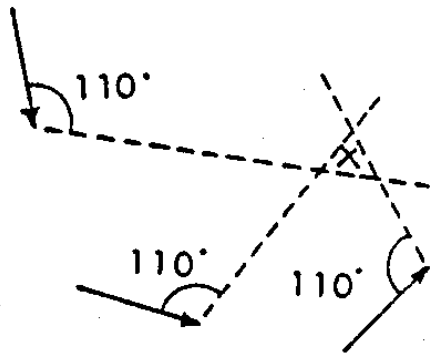
颱風等壓線為圓型時，選擇氣壓大略相等的兩個測站，並描兩測站距離的垂直等分線，颱風中心必在此線上。故對數對測站描製上述垂直等分線，可以求取其交點訂定為颱風中心。颱風等壓線分佈不是圓型狀態時此方法之訂定誤差較大。(第三圖)



第三圖：垂直等分線法颱風中心訂定作業圖

3 使用氣流流進度法：

如果測站風向以角度 θ 表示時，通過測站描角度 $\theta + 110^\circ$ 之線，而求取各測站 $\theta + 110^\circ$ 角度線之交點，可以訂定颱風中心。(第四圖)



第四圖：氣流進度法颱風中心訂定作業圖。

綜上述各方法判定颱風中心位置

四 颱風強度之判定

颱風分析與預報作業之第二步驟是颱風強度之判定作業，通常可以使用颱風中心氣壓的時間變化的時間外插，地面圖分析，氣象衛星資料分析氣象雷達資料分析等方法判定之。

(一) 颱風中心氣壓的時間變化的外插。

使用過去的颱風眼資料 (Eye data)，描成中心氣壓時間變化圖，以時間外插求取現在的颱風中心氣壓。(參閱第六圖)

(二) 地面天氣圖分析：

使用第一圖中所示的颱風氣壓剖面圖，考察其時間變化判定颱風中心氣壓。

(三) 氣象衛星資料分析。

使用 Dvorak (1982) 法之分析技術訂定 T 數及 C I 數 (Current Intensity Number) 判定颱風強度。於西北太平洋上之 T 數與最低海平面氣壓，以及 C I 數與最大風速之關係列如第一表。

在此作業時特別要注意者有三點：

- 1 不得由短周期之衛星相片雲貌變化所誤導。
- 2 不得以日間可見光相片與夜間紅外線相片，看成同等直接比較。
- 3 由氣象衛星資料推斷之颱風強度，描成其時間變化圖，而由其平滑曲線與發展模式曲線比較，探討颱風發展特性。如果以最新 C I 數與 T 數研討之結果，判斷已往的颱風強度不正確時，應該修改已往之判定結果。

第一表：C I 數與颱風最大風速之關係，以及 T 數與颱風最低海平面氣壓之關係。

C I 數	最大風速 (節)	T 數	最低海平面氣壓 (mb)
1.0	25	1.0	
1.5	25	1.5	
2.0	30	2.0	1000
2.5	35	2.5	997
3.0	45	3.0	991
3.5	55	3.5	984
4.0	65	4.0	976
4.5	77	4.5	966
5.0	90	5.0	954
5.5	102	5.5	941
6.0	115	6.0	927
6.5	127	6.5	914
7.0	140	7.0	898
7.5	155	7.5	879
8.0	170	8.0	858

(四) 颱風飛機偵察報告 (RECCO)

通常飛機偵察資料包括有以下四類：即眼資料 (Eye data)，降落探空 (Drop sonde) 資料，周邊資料，及飛行報告等：

1 眼資料 (Center / vortex fix data)

眼資料包括有飛機偵察所得的颱風中心，以及中心附近之垂直結構資料。

2 降落探空資料：

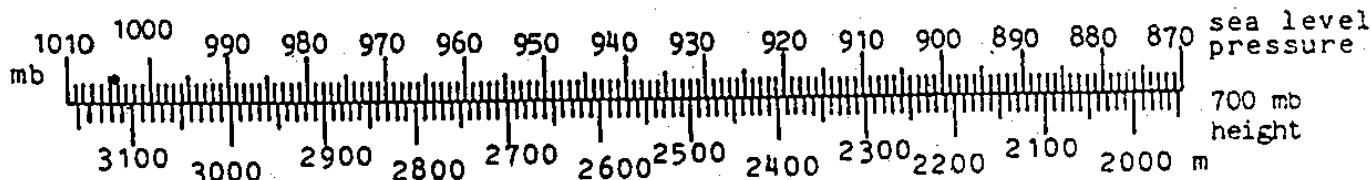
貫通飛行中，在颱風中心附近測得降落探空資料時，有資料的通報。通常此項資料與眼資料同時編報。因此兩種資料應該需要對照研判。

3 周邊資料 (Peripheral data)

周邊資料包括有 700 mb 面之高度、溫度、風向、風速、及由颱風中心 30、60、90、120 英里處之海面狀態。通常海平面氣壓使用下式，由 700 mb 面高度推算之：

$$P = 645 + 0.115 Z_{700} \quad (J T W C)$$

$$P = 643 + 0.116 Z_{700} \quad (J M A)$$



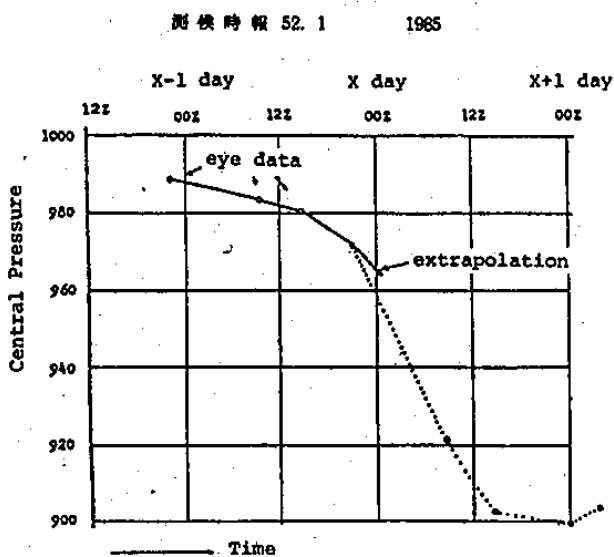
第五圖：由飛機偵察 700mb 高度，計算海平面氣壓之線規圖

此方程可以描成如第五圖中所示之線規圖 (nomogram)。因此由中心 30、60、90 及 120 英里處之海平面氣壓判定後，可以使用第一圖描製颱風氣壓分佈剖面圖。

4. 飛行報告 (Flight report)

飛行報告中報導貫通飛行途中的飛行高度氣象狀態，此種資料常被使用在高空天氣圖分析上之補助資料。

通常颱風眼資料與降落探空資料之中心氣壓之正確度，應該在使用前預先加以校驗。根據此種資料，可以描成颱風中心氣壓的時間變化圖，而由其外插可以推斷現在之中心氣壓值，如第六圖中所示。



第六圖：使用眼資料之中心氣壓時間變化圖

(五) 氣象雷達觀測資料分析：

根據雷達觀測資料中，可以看出颱風強度變化的特徵：

1. 通常颱風在發展時，颱風眼較明顯而較小，相反的颱風在衰滅時，颱風眼較不明顯，而在海上颱風眼將擴大其範圍。
2. 颱風中心附近有顯著回波發展時，颱風有發

展的趨勢。相反的在海上的颱風中心附近的對流性回波範圍縮小或回波強度減弱時，颱風強度有衰滅的趨勢。

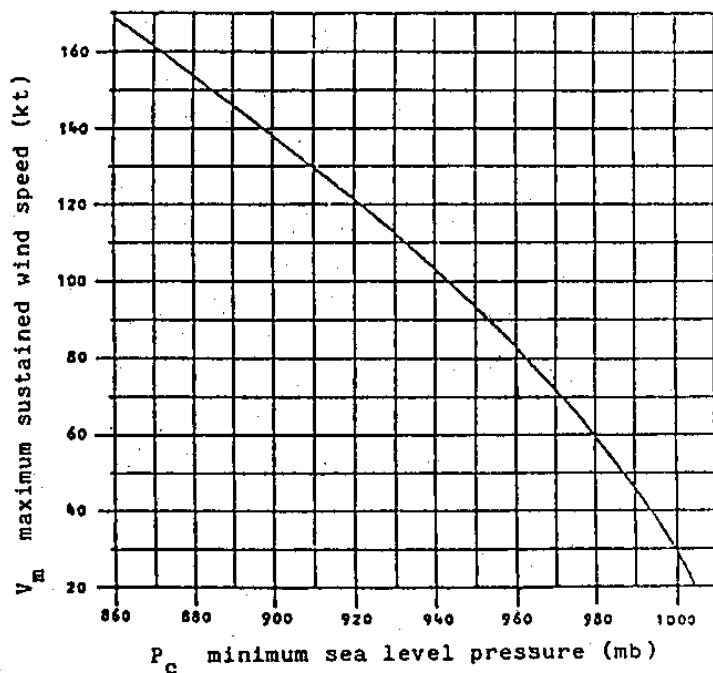
3. 有顯著螺旋狀回波時，颱風有發展之趨勢。
4. 層狀回波在增加時，颱風通常是在衰滅的。
5. 颱風移動至較高緯度，而回波組織成逗點 (comma) 狀或入 (lambda) 狀時，颱風將在變性成溫帶低氣壓，並其移動速度也有系統性變化。(Muramatsu, 1982, 1983, a, b)

6. 颱風的雷達觀測資料，以 10 cm 雷達回波資料為優先使用可保持分析正確度。

(六) 颱風中心氣壓與最大風速之經驗公式：

容後敘述 Athinson and Holliday (1977) 的公式，他們使用西北太平洋的島嶼測站及沿海測站的 28 年間最大風速資料，而求得

$$V_m = 6.7 \times (1010 - P_c)^{0.644}$$

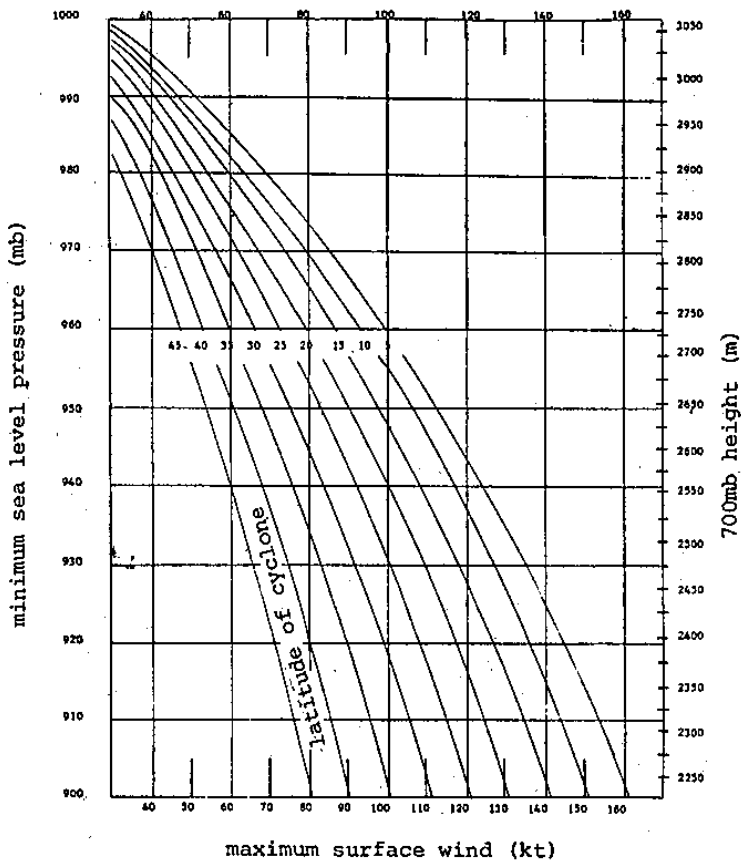


第七圖：颱風最大平均風速與最低海平面氣壓對照圖。

第二表：一分間平均風速與十分間平均風速對照表

一分間平均風速	70	80	90	100	110	120	130	140	150	160	170	180	190	200
十分間平均風速	70	70	80	90	90	100	110	110	120	130	130	140	150	150

式中 V_m 為一分間平均最大風速以節為單位；
 P_0 為最低海平面氣壓以 mb 為單位表示之，
 此公式以圖表示得如第七圖中所示之結果。
 JTWC (1968) 採用如八圖所示的颱風中
 心氣壓與最大風速對照圖。日本氣象廳使用第
 二表換算成十分間平均最大風速。



第八圖：使用飛機偵察 700 mb 高度或最低海平面氣壓計算最大風速圖。

五、颱風之行徑預報

第三表中所示者為 TOPEX 主實驗時採用之
 颱風行徑預報作業表 (Work sheet)。颱風預報
 分為客觀法與主觀法兩大類。客觀法中採用：

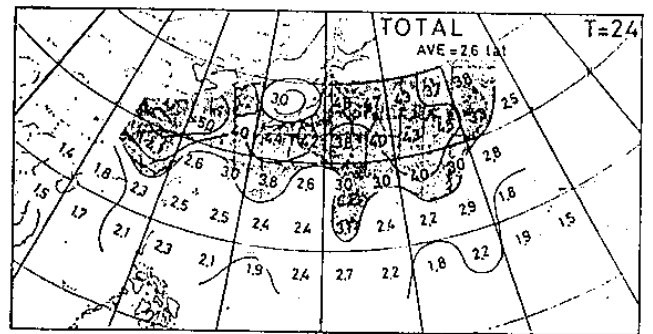
- (一) 外延預報 (Persistence forecast)。
- (二) 統計預報 (Statistical forecast)。

- (三) 類似法 (Analogue method)。
 - (四) 動力法 (Dynamical method)。
- 等四種方法。而主觀法中採用
- (一) 駛流 (Steering)。
 - (二) 氣壓或高度趨勢 (Pressure / Height tendency)。
 - (三) 衛星雲圖法 (Satellite picture method)。

等三種方法。容後分節說明其作業要點：

(一) 外延預報法：

首先研討過去的資料，訂定颱風的最好路徑。其次檢查有沒有加速、減速、蛇行作圈環 (loop) 等特殊運動的預兆。而作適當的外插訂定其預報行徑。根據 Nyomura (1980) 之研究，外延預報的預報誤差有地理上之差異，在低緯度而言台灣東南方區地是誤差較大之地區，如第九圖中所示。又 Jarrell et al (1977) 提出以外延法預報誤差來作颱風規格化之構想。



第九圖：外延法預報正確度為 70% 的圓形半徑地理分佈圖

(二) 統計預報法：

颱風在作單純的運動時，統計預報法很有效。統計的預報法是使用已往颱風行徑資料，以及有關天氣形勢之各種物理量，加以統計處理，以類比式或回歸方程來作預報依據。荒川法、美國國家颶風中心 (NHC) 的 CLIPER 法，由 Aoki (1979) 開發的所謂 PC 法等被採用在現在作業上。

第三表：颱風行徑預報作業表

D: Prediction of Tropical Storm / Typhoon Movement

(I) Objective method

(a) Persistence forecast
 Past 24-hour location :°N°E
 Current location :°N°E
 Movement : / kt (Note : 10 kt = 4 deg. lat. per day)
 ∴ 12-hour forecast :°N°E
 24-hour forecast :°N°E

(b) Statistical forecast
 12-hour forecast position :°N°E
 24-hour forecast position :°N°E
 48-hour forecast position :°N°E

(c) Analogue method
 Current location :°N°E
 ∴ 24-hour forecast :°N°E
 48-hour forecast :°N°E

(d) Dynamical method
 Current location :°N°E

Method	12-hr FCST	24-hr FCST	48-hr FCST
3 DM			

(II) Subjective method

(a) Steering (Note : Describe the method and level used)
 ∴ 24-hour forecast :°N°E

(b) Pressure/Height tendency
 ∴ Direction of movement :

(c) Satellite picture method
 ∴ Direction of movement :

Final decision
 ∴ 12-hour forecast position :°N°E
 24-hour forecast position :°N°E
 48-hour forecast position :°N°E

第四表：三種現業用熱帶低氣壓預報模式比較表

預報模式	MNG (JMA)	NTCM (JTWC)	MFM (NHC)
格點系統	移動三層 Nested (Two way)	移動二層 Nested (Two way)	移動二層 Nested (one way)
水平解析度	① 31 × 31 Δx = 291 km ② 31 × 31 Δx = 145 km ③ 31 × 31 Δx = 73 km (25° N)	① 32 × 24 Δx = 205 km ② 31 × 31 Δx = 41 km (22.5° N)	① 全球 Δx = 180 km ② 50 × 50 Δx = 60 km (60° N)
垂直解析度	σ系, 3層, stagger	P系, 3層, non stagger	σ系, 10層, non stagger
時間積分	split explicit	leap frog	economical leapfrog
物理過程 ①一般場 ②颱風場	① dry model, 不考慮山 ②熱函數	① dry model, 不考慮山 ②熱函數	① Wet model, 考慮山 ② CISK (Kuo 方式)
初一般場 期颱風場 值預報修正	ECC 北半球分析 balanc (φ → v̄) 一般流場重疊標準颱風模型	FNO C 熱帶分析 反 balance (v̄ → φ) 標準颱風模型由 balance 調節	NMC 全球分析 反 balance (v̄ → φ) 二維暴風渦旋重疊於一般場
中心位置訂定	以六小時預報值修正地面氣 壓之極小	以六小時預報值修正下層流 線函數之極小	下層渦旋的極大
計算時間 (48小時預報)	10分 (M-200H, 17MIPS)	14分 (CYBER 175, 6MIPS)	90分 (IBM360/195, 10MIPS)

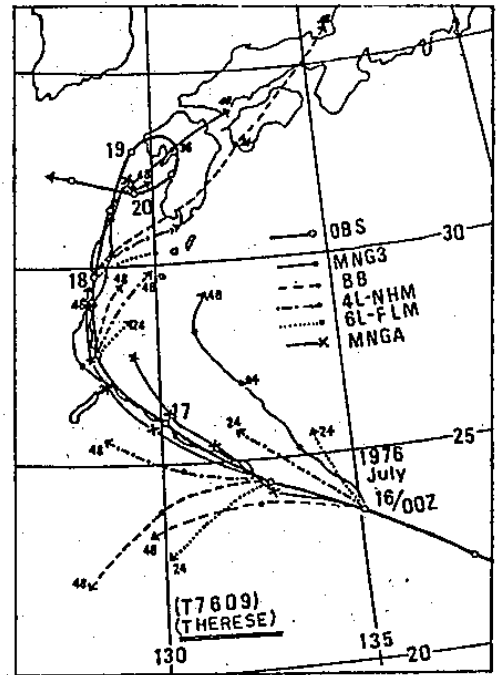
MIPS: Million Instruction Per Second.

㊦類似法：

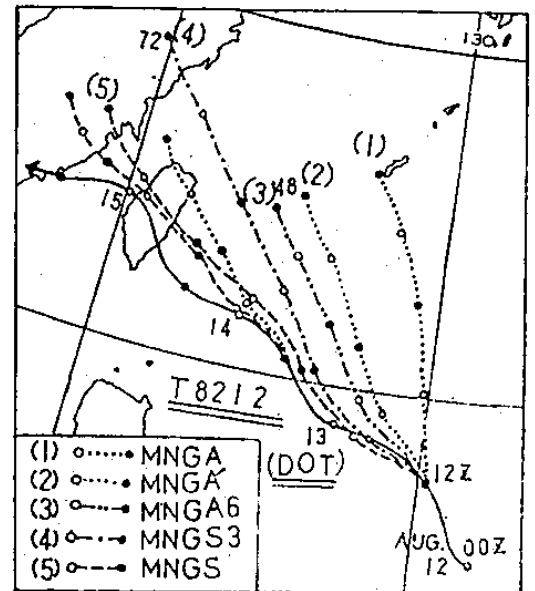
運動、強度、與大尺度場之狀態，與現在的颱風相似的颱風，由已往資料中選出，當成預報的依據預報法。對已往的颱風分類整理為其主要工作。晚近尚有 Suzuki and Nyu-mura (1981)，Suzuki and Kinjo (1983) 等研究。

㊦動力法：

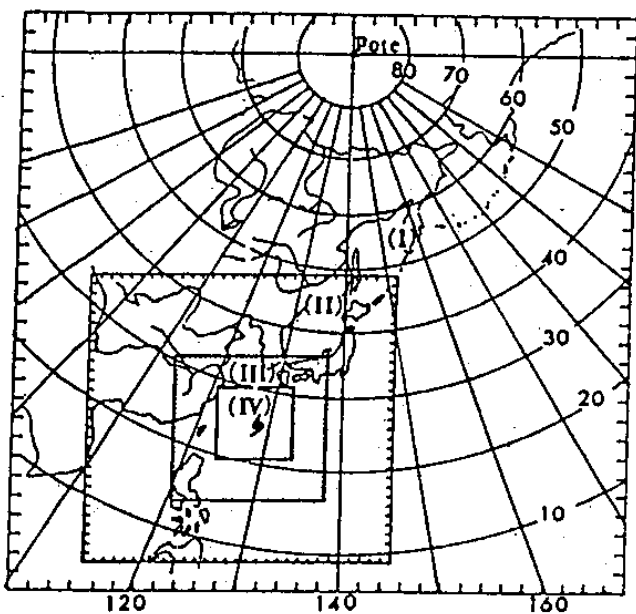
美國的颶風預報的三維模式，有 NHC (National Hurricane Center) 的 MFM (Movable Fine mesh Model, Hovemale, 1976)，以及 JTWC (Joint Typhoon Warning Center, Guam) 的颶風預報模式 NTCM (Navy's Nested Tropical Cyclone Model, Harrison, 1973; Harrison and Fiorino, 1982) 等被使用在現業作業上。而在東亞地區，自 1982 年日本氣象廳在現業上使用颶風預報的三維 MNG 模式 (Moving Nested Grid Model, Ookochi, 1978, 1983, Nakayama, 1984)。於第四表中所示者，為此三種熱帶低氣壓現業用數值預報模式的概要比較。於第十圖中表示四層 Nested 格點網結構，並於第十一及十二圖中表示預報實例，並於第十三圖中列預報誤差統計。



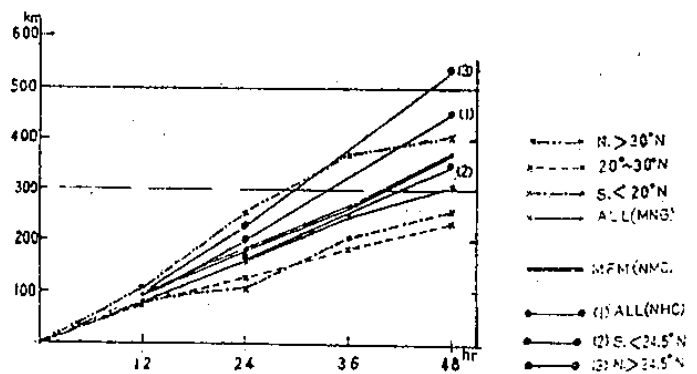
第十一圖：Therese 颱風行徑預報實驗



第十二圖：Dot 颱風行徑預報實驗



第十圖：四層 nested grid 的格點網



第十三圖：各種模式預報平均誤差

(五) 駛流法：

作此方法預報前，首先作一般流動場之分析。即監視副熱帶高壓，東風波及其他擾動，颱風周圍流場之變化，預測轉向點之西風帶波槽之動向，以及沖動颱風一般流場的變化可能引起的影響等，把握大尺度場變動。

其次作 500 mb 及 300 mb 面之流線分析，求取駛流流場速度 V_s ，並計算颱風移動速度 V_T 與 V_s 之差值 $D (D = V_s - V_T)$ 最後由 V_s 及 D 判斷颱風的 12 至 24 小時之預報位置。通駛流場之變動預報困難，故 24 小時以上之預報較困難。

(六) 氣壓或高度趨勢：

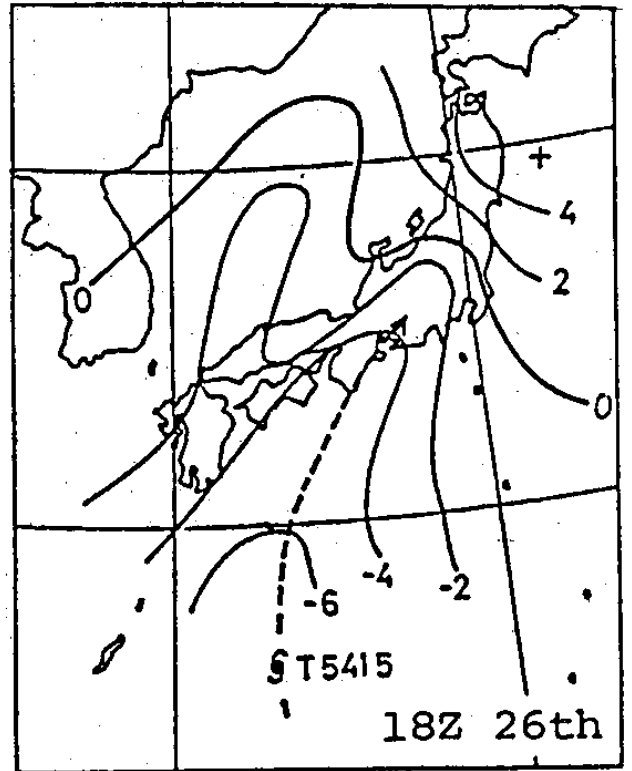
經驗上颱風有指向氣壓或高度最大下降區推進的趨勢，利用此想法的預報氣壓下降區構成舌狀時較有用，茲列此例為第十四圖中。

(七) 氣象衛星雲圖法：

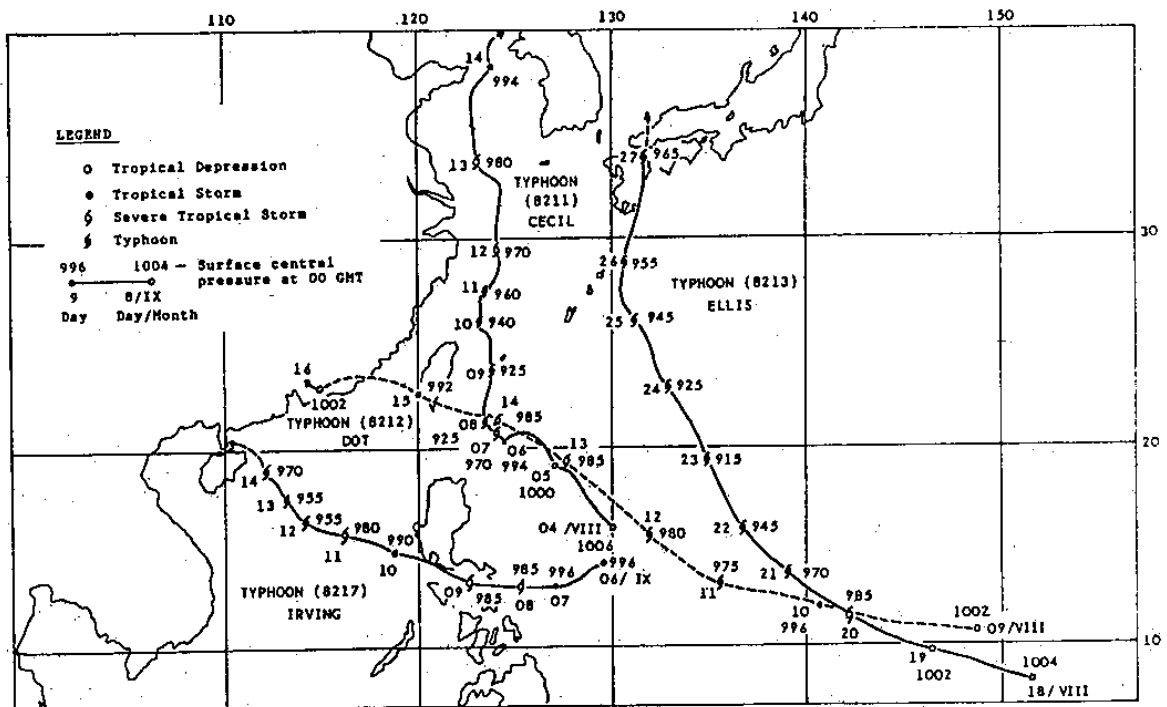
茲列舉暗示颱風運動方向之雲系分佈特徵如下：

- 1 颱風雲系中心附近，有深厚對流雲族發展時，颱風將雲族方向移動，而雲系中心前方（後方）有雲族時颱風將加速（減速）。通常颱風不會指向雲系中 C。較少的方向移動。

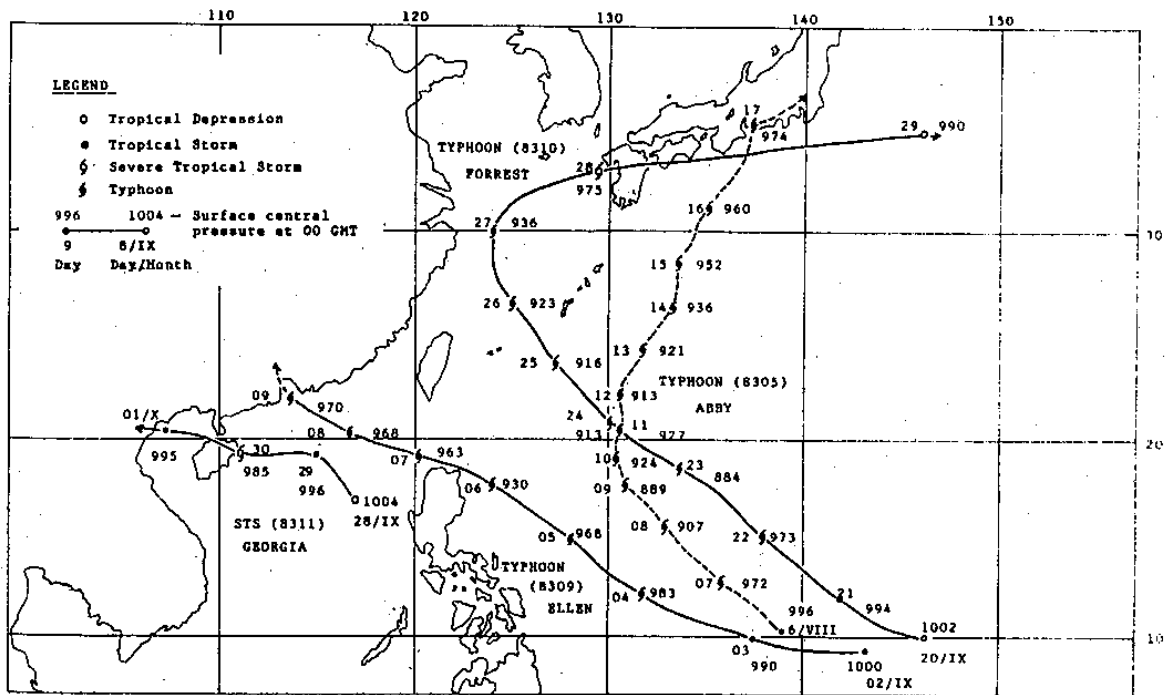
- 2 颱風的雲系變成橢圓形時，颱風將有改變移動方向，指向長軸方向移動的趨勢。
- 3 卷雲伸長至北方時，颱風將有北移之趨勢。
- 4 如果颱風雲無上述各種特性，雲系構成對稱形勢，或卷雲有多方向指出時，將維持原來的移動狀態。



第十四圖：12小時氣壓變化與颱風行徑比較圖



第十五圖：1982年夏季的TOPEX第一次主實驗 颱風行徑圖



第十六圖：1983年TOPEX第二次主實驗颱風行徑圖

第五表：TOPEX主實驗之颱風行徑預報誤差統計表

預測法	24小時預報			48小時預報		
	資料數	平均誤差	標準偏差	資料數	平均誤差	標準偏差
外延法	60	165 Km	166 Km			
統計法	60	139	117	18	544 Km	349 Km
類似法	59	251	173	49	534	378
3D-NMG	31	158	78	26	441	205
NHSM	17	183	89	14	444	171
駛流法	55	173	112			
綜合判定	60	134	84	48	384	235

5. 副熱帶高壓內有南北走向的活躍對流雲帶在西進時，通常副勢帶高壓將向西將向西延伸或有加強的趨勢。

6. 颱風西北方向，有西風帶波槽中雲系顯著的向南延伸時，颱風將有向北移動之趨勢。

1982年及1983年夏期TOPEX主實驗期間，有8次颱風生成，其行徑如第十五及十六圖中所示。根據上述各種方法作行徑預報實驗，得如第五表中所示之成果。

(V) 使用雷達回波分佈之颱風移動預報

氣象雷達可以測得降水粒子之生成、成長、及空中儲蓄量。另一方維持颱風之能源是水汽凝結時釋放之潛熱，而凝結量與其生成之地

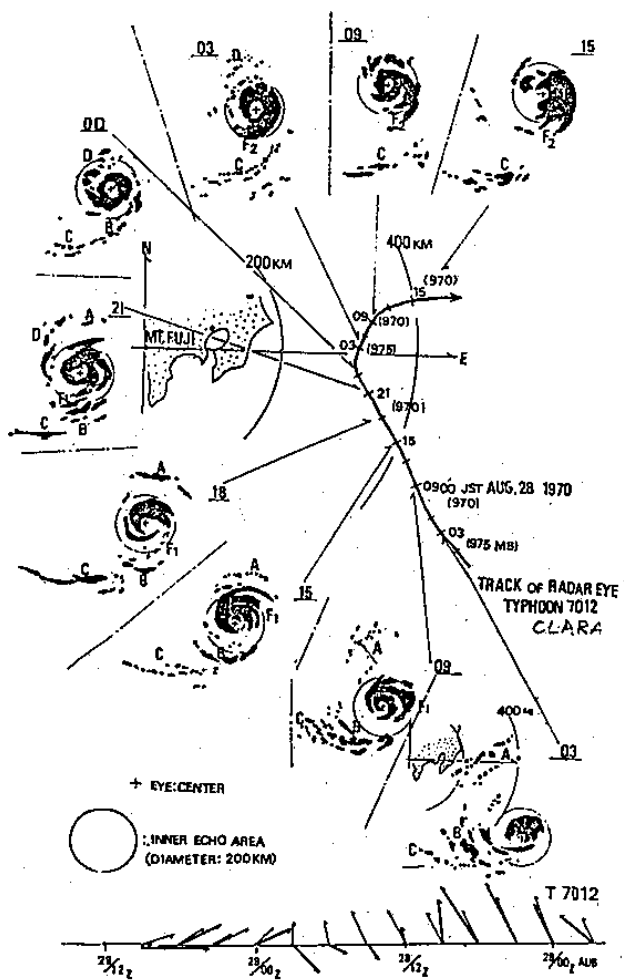
點與颱風內外氣流系有密切關係。一般而言大氣氣流系是支配颱風之發展、衰滅、以及運動之主因，故雷達回波分佈之顯著變化，應該與颱風之各種變化有組織的關係。根據此種觀念，做颱風行經與雷達回波分佈間關係之研究，有Kadowaki Kiryu and Nogiwa (1968)，Tatehira and Itakura (1966)等，綜合其成果，簡敘如下。

颱風降水回波有帶狀組織，但颱風循環內之回波與颱風四週之回波，其性質及運動狀態有顯著之差異。故為分析方便起見將颱風雷達回波分解為內域回波及外域回波兩類。

通常颱風之雷達回波，對颱風中心成非對

稱之分布。此種雷達回波之不均勻狀態，可以偏向向量定量的表示出來。自颱風中心 400 公里內範圍，以方位角 10 度，半徑 50 公里，割分成 288 個扇形面積，而對每一個扇形面積內回波量數值化。以此數值做扇形位置向量之計權平均，所得之向量就是偏向向量。於第十六 A 圖中所示者，1970 年 8 月之颱風葛萊拉行徑，每隔三小時之富士山雷達回波，以及回波偏向向量（粗矢印）與颱風中心移動速度（細矢印）之變化圖。由此圖可以看出下述特徵：

- 1 由颱風中心看，由颱風中心看，颱風有指向內域回波密集方向移動之趨勢。
- 2 1 之原則被破壞後 6 至 9 小時，颱風將轉變移動方向。
- 3 颱風保持一定速度移動時，其基本回波分布不改變。此時尚有些小尺度大氣擾動固有生

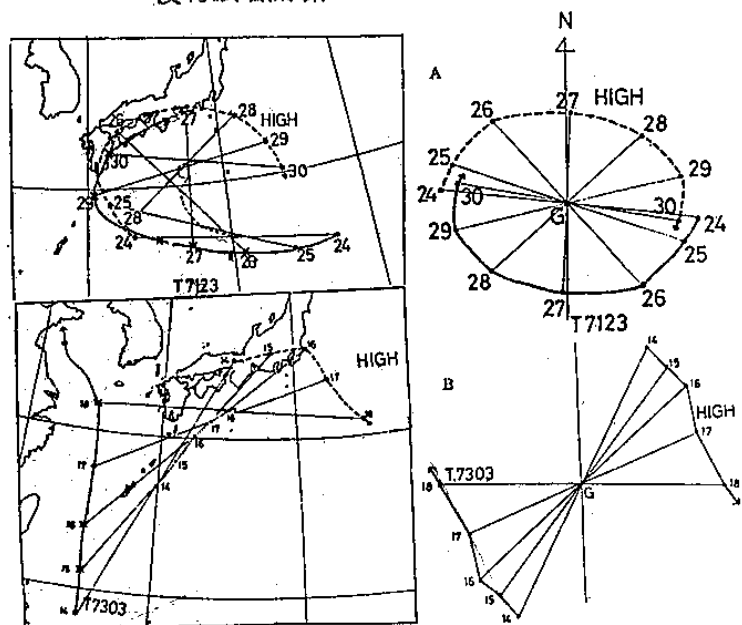


第十六 A 圖：颱風葛萊拉之行徑、雷達回波及回波之偏向向量變化。

命史之回波變化。此種回波之短時間變化，屢誤導颱風移動預報，應忽略不計。

- 4 颱風向西北移動時，內域回波呈現 6 字型，而轉向時呈現圈餅型，轉向後即呈現 9 字型。
- 5 新回波細胞之發生，主要在颱風進行方向之右側。
- 6 颱風前面之外域回波，通常與颱風移動方向同方向移動速度可以大也可以小如果颱風改變移動方向時，外域回波將改變其移動方向。例如颱風原先向西北移動，後改變東北移動時，外域回波將對颱風中心作反鐘向轉動後，一時呈現滯留狀態。
- 7 颱風後面之外域回波，通常自颱風中心之進行右側延伸至後方，呈現尾形帶狀回波（常稱之為 feeder 或 trailing tail band）。在颱風後面之外域回波通常呈現直線狀，而對颱風相對位置隨颱風之移動尚可以保持一定關係。

8 颱風眼之形狀及直徑變化與颱風行經變化間，沒有顯著關係。



第十六 B 圖：颱風與高氣壓之相互作用 (A) 崔絲颱風 (B) 畢莉颱風。

(九) 研討：

取預報誤差較大之 16 次颱風，加以分析，得如下述之結果：

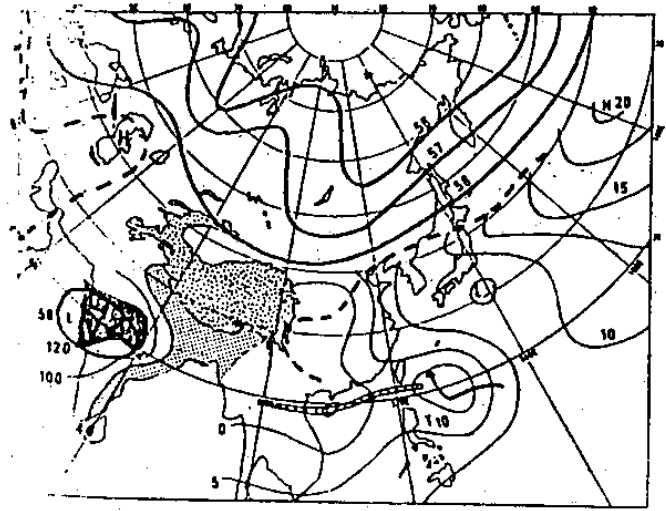
- 1 颱風在副熱帶高壓脊，即所謂轉向點附近而誘致預報不正確者有 5 次。

2. 颱風作蛇行運動而誘致預報不正確者有 3 次。
3. 颱風附近有較小尺度高壓，而產生相互作用者有 3 次。茲 1971 年 8 月之颱風崔絲 (Tris) 及 1973 年 7 月之颱風畢莉 (Billie) 之例，列入第十六B圖中。
4. 兩個颱風接近而生成藤原效應者有 2 次。其他有一次是颱風附近有寒冷渦旋而使預報不正確；有一次颱風是作小圓形運動；另一次是颱風緩慢北移之狀態。未能發見異常運動之原因。

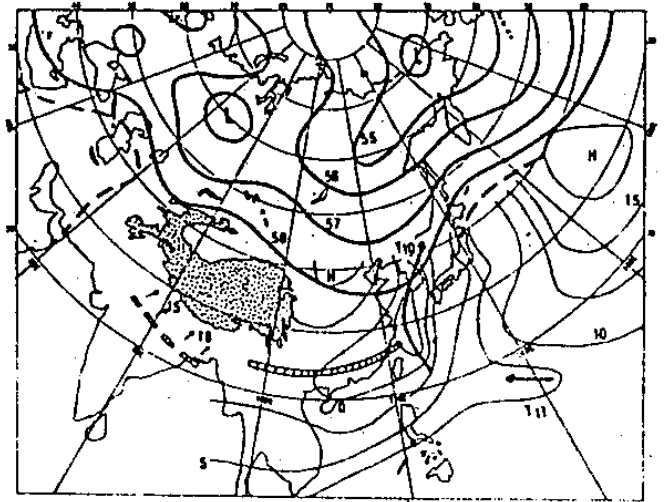
總之，動力法最大並較穩定，而類似法誤差最大。又 Man - Machine Mix 的綜合判定有提高預報正確度之功能。此點是特別值的重視的實驗成果。

晚近 Tanaka (1983) 研究 MONEX 年 (1979) 夏季印度的季風變動與歐亞大陸及西太平洋地區環流的關係。發見夏季印度的季風最盛期，在 (Caspian sea) 附近在 500 mb 面高度發生顯著脊線。並在海平面、華南地區變成低壓區域，而太平洋高壓發展，誘致颱風北移之趨勢。茲列舉三個例子於第十七圖中。

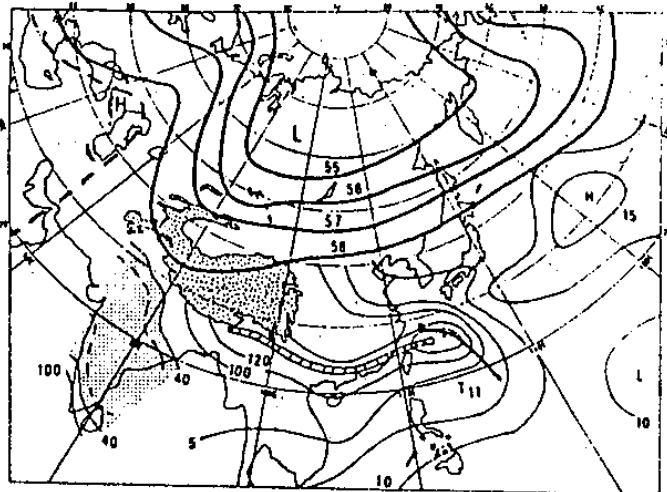
1983 年，Xie, Aoki and Yoshino 研究北太平洋海面水溫與颱風侵襲東亞各地之相關關係。於第十八圖中列舉侵襲那霸颱風次數與北太平洋海面水溫之相關係數分佈，以資參考。



(a)

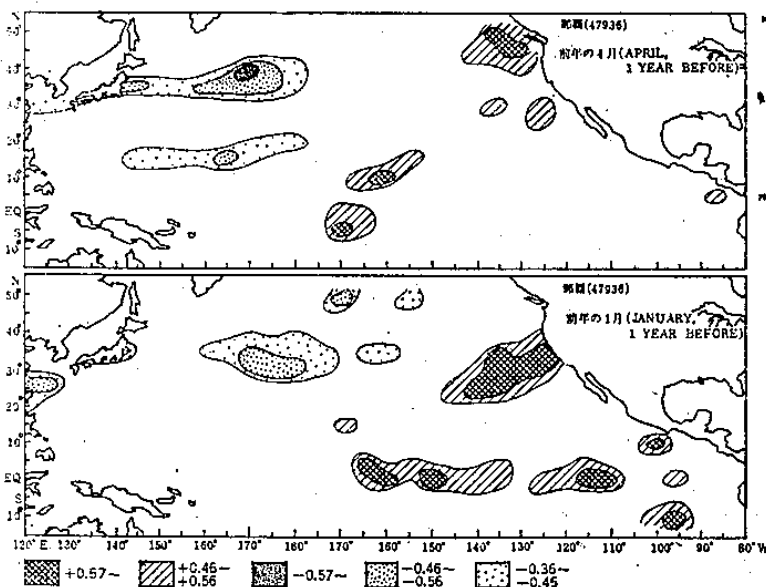


(b)



(c)

第十七圖：夏季印度季風最盛期之亞洲大氣環流與颱風行徑之關係。



第十八圖：侵襲那霸颱風次數與北太平洋海面水溫之相關關係。

六 颱風之強度預報

颱風其生命史來看可以分爲四期；在生成期通常氣壓的變化率變動較大，而有非對稱的風分佈；在發達期氣壓下降量急激增加，而通常最大風速的增大比較強風區域的擴大爲顯著；成熟期颱風中心氣壓及最大風速僅有不規則小變動，而颱風將維持準平衡的狀態，但強風區域即有明顯的擴大；至衰減期氣壓場與風場顯著的變成非對稱。

颱風強度的預報容後分爲外插法，氣象衛星分析，以及其他定性的評價三部份其作業上的要點：

(一) 外插法

使用眼資料描得的中心氣壓時間變化曲線（第六圖）的外插預報颱風中心氣壓。

(二) 氣象衛星資料分析

使用 Dvorak (1982) 之分析技術，以雲系的已往變化趨勢，平滑化的強度變化曲線，以及颱風周圍的變化狀態，訂定 24 小時後的 T 數，來做預報強度。但實際作業上應注意下述各點：

1. 觀測到明顯的不利於颱風發展的預兆時，對已往在發展過程的颱風，預報強度不變或發展率減少至已往的一半。
2. 觀測到有利於發展的預兆時，T 數 5.5 以下的颱風，應該做快速發展的預報。
3. 如果發見達發展到頂的預兆時，應該預報強度不變。
4. 如果颱風在發展中，但指向對發展不利場運動時，應該做緩慢發展（1 日以 T 數 0.5）。
5. 颱風在離開不利於發展區域時，應該回復預報進入不利於發展區域以前的發展比率。如果有指向對發展有利地區時，應該做 1 日增加 T 數 0.5 的發展預報。

(三) 其他定性上評價

有下述條件時預報衰減或不發展：

1. 海面水溫在 26 °C 以下。
2. 地面、高空及衛星分析結果，有冷氣流進颱風區域時。但要注意通常冷氣流侵入以前風

會快速發展。

3. 在預報期間中可能轉向北或東北推進時。
4. 颱風在海上時雷達回波減少，或中心附近回波變成不規則，或層狀回波增加時。

有下述條件時預報：

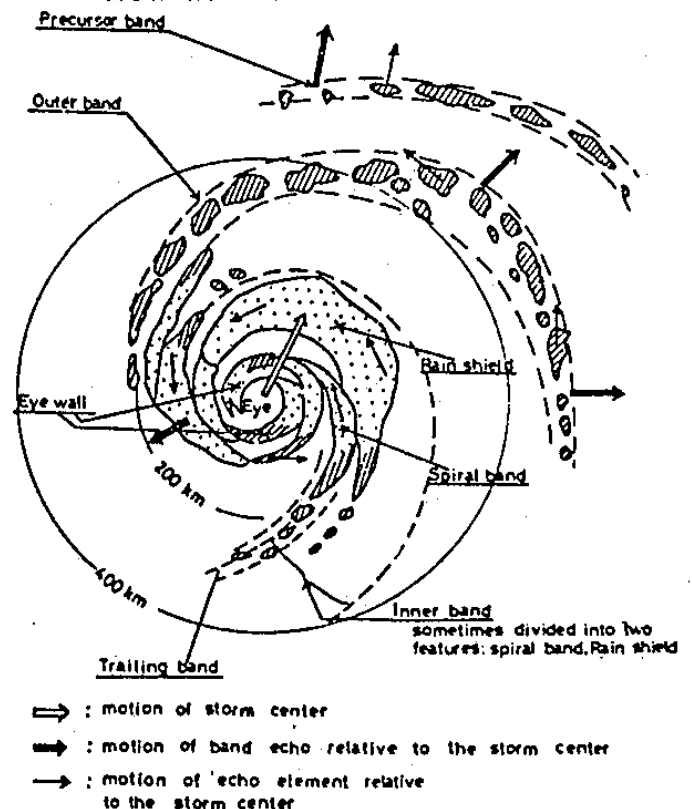
1. 颱風中心附近的風速分佈對稱性明顯時。
2. 颱風中心位置的平流層下層大氣氣溫較高時。
3. 衛星相片中雖然颱風中對流雲系沒有變化，但颱風眼直徑縮小或變較明顯時。
4. 由低緯度向颱風有尾形帶狀回波 (feeder band or trailing tail band) 延伸時。

七 颱風之降雨預報

使用雷達的颱風降水觀測結果，綜合可以提出颱風降水模型如第十九圖中所示。即颱風的降雨大略可以分爲下列四類：

1. 颱風中心部之渦旋降雨。
2. 地形性降雨。
3. 颱風外帶之降雨。
4. 鋒面所導致之降雨。

容後分別研討之。

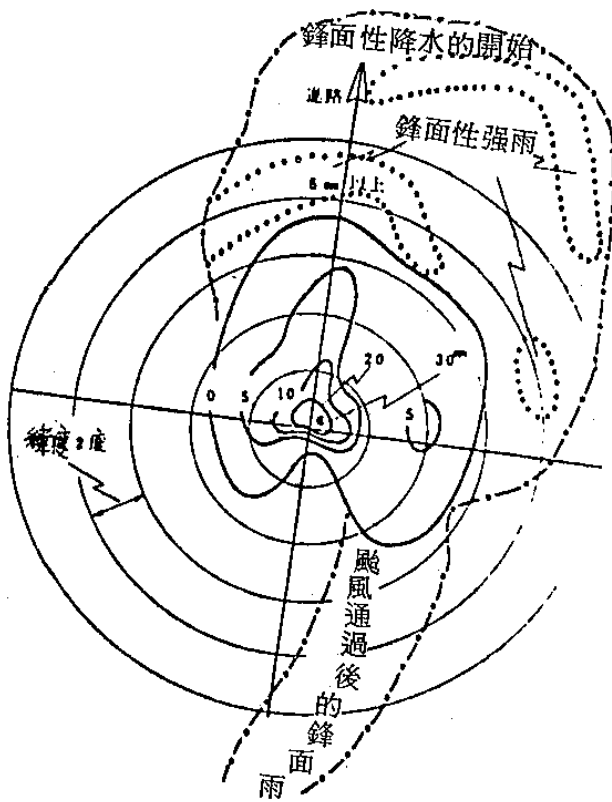


第十九圖：颱風雷達回波模型

(一) 颱風降雨的開始及終止時間之預報

以降雨預報而言，降雨開始時間與終止時間的預報是作業上的第一步驟。

選擇類似颱風來風降雨預報之依據，是颱風降水之最古老方法。已往相似類型颱風之路徑及強度已有分類，並且已有每一類型颱風之總雨量可利用時，才可以採用。於第二十圖中所示者，為根據颱風路徑、位置之平均颱風強度統計圖，可以使用此圖及颱風預報行徑可以求得降水開始時間，降水最盛期以及降水終止時間。



第二十圖：颱風位置與御前崎降雨（1950～1961年，30例平均）。

(二) 颱風中心部之渦旋降雨

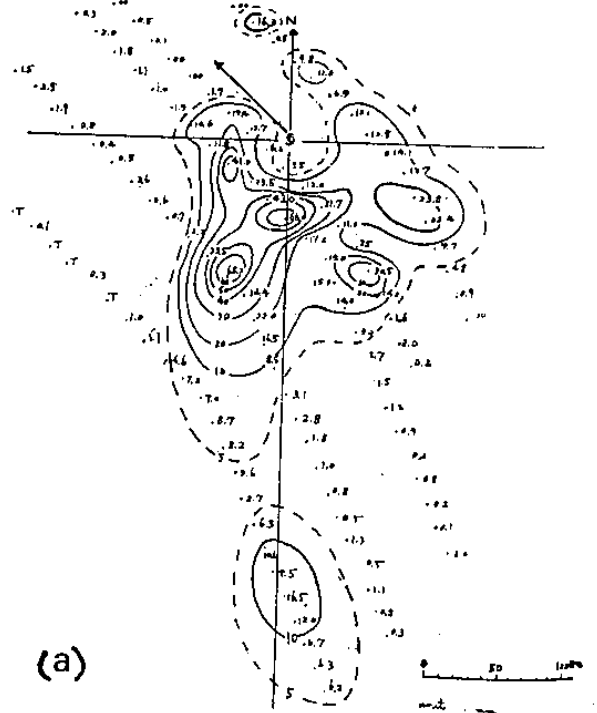
Syono (1950) 以理論導出大氣邊界層中正渦旋度區之上昇氣流，並此種效應導致之颱風降雨強度 (R)，以地表面梯度風渦旋度 (ζ) 函數表示得：

$$R(r) = \frac{q\sqrt{v} \sin \phi}{2 \cos(\phi + \frac{\pi}{2}) \sqrt{f + \zeta(r)}} \zeta(r)$$

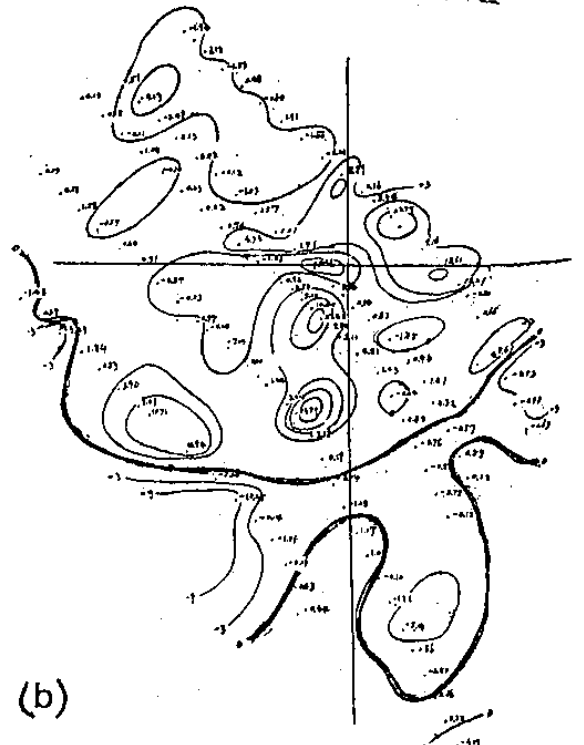
$$= A \frac{\zeta(r)}{\sqrt{f + \zeta(r)}} \quad (1)$$

式中 ν 代表粘滯係數； ϕ 為地面等壓線與地面風間夾角； q 為絕對濕度。Syono命名此種降雨為渦旋降雨。Ishihara (1962) 使用34個颱風訂定東京之A值，得平均值0.543，標準偏差0.28。

Liao (1959) 對侵襲台灣北部的畢莉颱風，計算渦旋降雨與實測雨量比較，得良好的結果如第二十一及二十二圖中所示

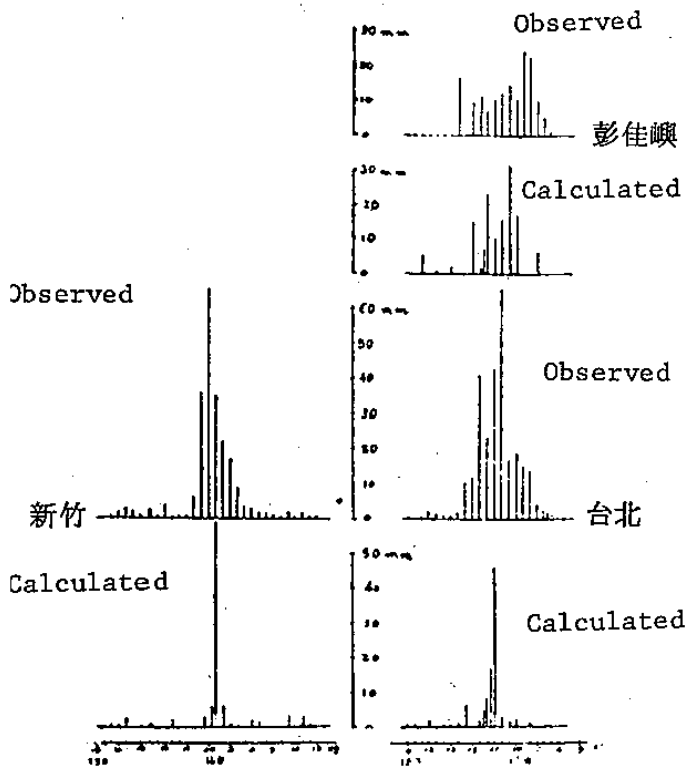


(a)



(b)

第二十一圖：(a) 颱風中心之每小時降水量之分佈 (b) 颱風中心部的渦旋降雨分佈。



第二十二圖：彭佳嶼、臺地、新竹三地每小時實測雨量與計算雨量比較。

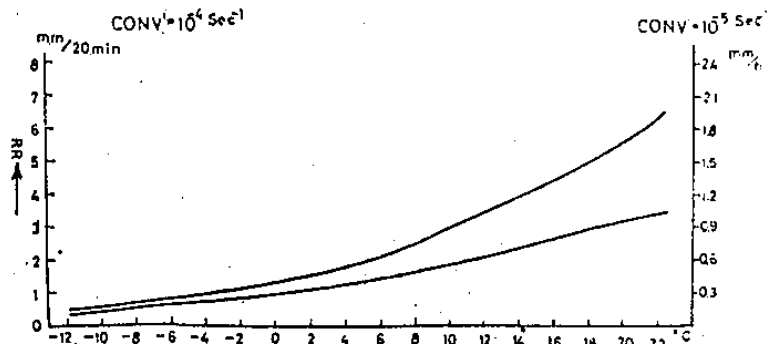
Hoshina (1974), 發展 Syono 的思想, 使用梯度風渦旋度之時間變化, 意望計算颱風中心部雨量, 渦旋度方程:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + V \cdot \nabla \eta + \omega \frac{\partial \eta}{\partial p} + \eta D = 0 \quad (2)$$

通常地上之 ω 為零, 又 $V \cdot \nabla \eta$ 僅有改變雨量分佈而對總雨量影響較小, 故忽略移流項 $\{ V \cdot \nabla \eta + \omega \frac{\partial \eta}{\partial p} \}$ 得:

$$D = -\frac{1}{\eta} \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (3)$$

故使用絕對渦旋度 η 變化, 可以計算水平輻散量 (D)。於此假定水平輻散隨高度線型的減少, 並取上昇速度在表面及 200mb 高度消失而在 600mb 高度最大, 使用此種大氣模式計算飽和大氣凝結量得如第二十三圖之結果。如果由地面天氣圖計算水平輻散, 並由探空資料求取 850mb 高度氣溫, 可以由第二十三圖可以算出降雨強度。



第二十三圖：地面水平輻散, 850 mb 氣溫以及雨量強度之關係。

晚近再發展此思想, 並考慮各地雨量資料, 在 TOPEX 中提出公式:

$$R = 0.8 \times V \times \exp \left\{ -\frac{50}{V} \left(\frac{R}{100} \right)^2 \right\} \quad (4)$$

計算渦旋雨量。式中 V 代表最大風速 (m/sec); R 代表颱風中心至測站之距離 (Km)。

(二) 地形性降雨

地形性降雨是地形強迫大氣上昇導致之降雨, 雨量可以使用下式計算之:

$$\begin{aligned} R &= - \int_{p_0}^0 F \omega \frac{dp}{g} \\ &= 0.2 \int_{p_0}^0 F \omega_s \frac{dp}{g} \end{aligned} \quad (5)$$

其中

$$F = \left(\frac{\partial q^*}{\partial p} \right)_T - \Gamma_p \left(\frac{\partial q^*}{\partial T} \right)_p \quad (6)$$

ω 為地形導致之垂直速度, 於地表面以 ω_s 代表

$$\omega_s = -\rho g V \cdot \nabla H \quad (7)$$

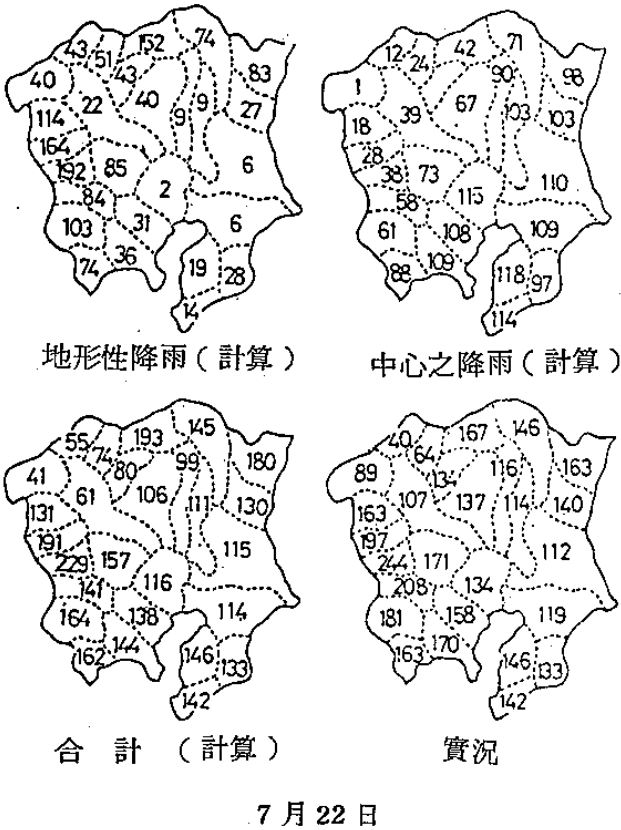
F 為凝結率, q^* 為飽和比濕, Γ_p 為 p 坐標之絕熱直減率, H 為地形高度。取計算用方格間隔為 d ; 地圖比例因數為 m ; 得

$$\omega_s = \frac{g m^2}{4 f d} (\Delta H_x \Delta p_x - \Delta H_y \Delta p_y) \quad (8)$$

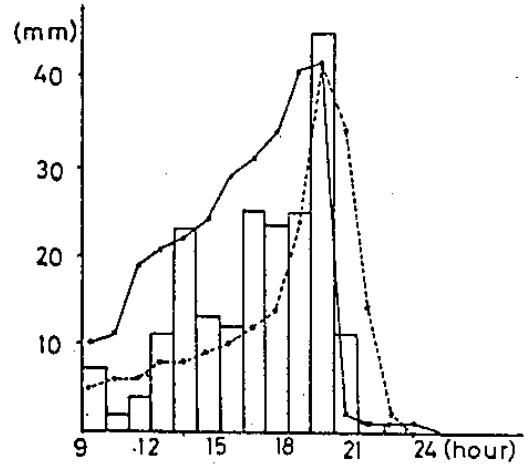
Sugiura and Fuse (1971) 取地表面之露點為 25 °C 方格間隔為 10 Km, 來計算地形性降水之面積雨量。即颱風路徑經預報出來後, 採用颱風區之風分佈為

$$V = V_{\max} - (V_{\max} - 10) \times \frac{r}{r_{15}} \quad (9)$$

(V 爲風速, m/sec; V_{\max} 爲最大風速 m/sec; r 爲颱風中心距離, Km; r_{15} 爲風速 15 m/sec 半徑), 由(8)式計算後, 代入(5)式計算地形性雨量, 此作業每隔一小時計算一次, 後求取地形性總雨量。Sugiura - Fuse 使用此模式, 即颱風中心部渦旋降雨及地形性降雨兩項之總和看見颱風雨量。使用 1946 年至 1956 年之 124 次颱風, 作面積雨量計算與實測雨量, 得如第二十四圖中所示之結果。預報成果在西部及北部較好, 但在平野較差。又於第二十五圖中爲尾鷲之每時雨量與預報值之比較實測值與預報值之相關係數達 +0.870, 是一次優良預報例。



第二十四圖：颱風日面積雨量



第二十五圖：尾鷲之每時雨量與預報值之比較

發展此方法, TOPEX 時提出地形性降雨預報公式爲

$$R = V \times C \times 0.33 \times 0.08 \quad (10)$$

式中 V 代表風速 (m/sec); C 爲一公尺的風時由地形生成之上升速度 (10mb/h)。

(四) 颱風外帶所導致之降雨

颱風外側約 500 至 800 公里, 進行方向右半圓中生成強烈對流性雲區或雲帶, 而誘致豪雨成災是颱風雨預報上, 應注意之現象。

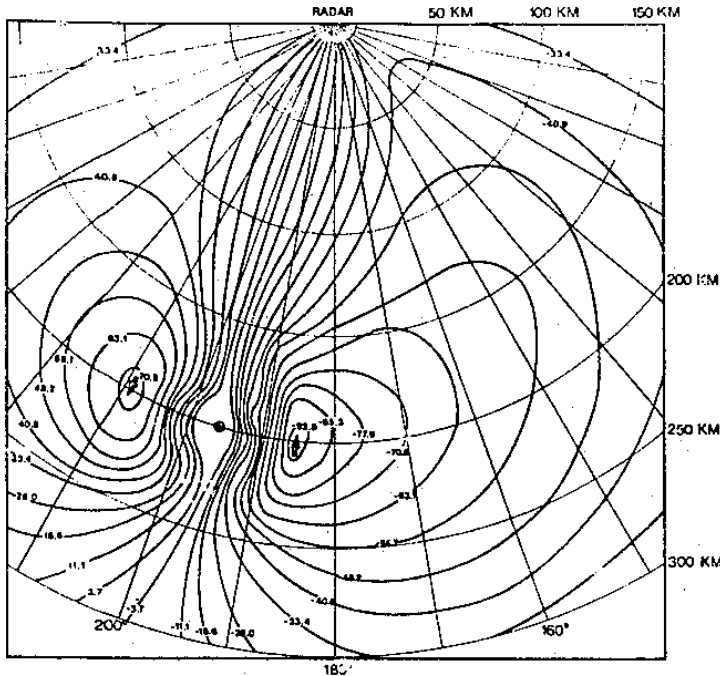
(五) 雨量數值預報

降雨量的數值預報, 需要有積雲參數化的預報模式才可以執行。預報降雨區與實際降雨區, 有相當良好的對應。於第二十六圖中列舉 Hovermale 所得之例。但對量而言一般預報值比較觀測值少的很多, 於此列舉日本所做的例於第二十七圖。爲提高預報的正確率通常採用 MOS (Model Output Statistics) 法或統計法加以修正。

(六) 類似法

過去資料中, 如果有與現在的颱風強度及路徑相似的颱風時, 可以採用類似法。但類似法的報行上, 需要有充分的整理完整的資料 Suzuki et. al. (1981, 1983) 等是此種研究成果的完美資料。

晚近使用都卜勒雷達 (Doppler radar) 的颱風探查研究由 Baynton (1979) 及 Marks and Houze (1984) 等開始。於此列其觀測結果第廿九圖以資參考。



第二十九圖：都卜勒雷達的颱風探查結果。

八、颱風之暴風預報

颱風之氣壓分佈有較好之模式，因此以數值計算所做的風速預報很有效。定量的預報颱風風場之作業是，颱風行經與颱風中心氣壓預報完成後開始。首先需要訂定颱風之氣壓剖面。如果離開颱風中心 r 公里處之氣壓以 $P(r)$ 表示，並假定 $P(r) = A + Be^{-\frac{r}{R}}$ (12)

其中， $A = 1100 - \frac{P_0}{10}$ ； $B = 1.1P_0 - 1100$ ；

$C = \left\{ \left(\frac{P_0}{10} - 100 \right) / \left(1.1P_0 - 1100 \right) \right\} \frac{1}{R}$ ；

P_0 代表颱風中心氣壓 (mb)； R 為圍繞颱風之 1000mb 等壓線之半徑 (Km)，訂定離開颱風中心無限遠處之氣壓為

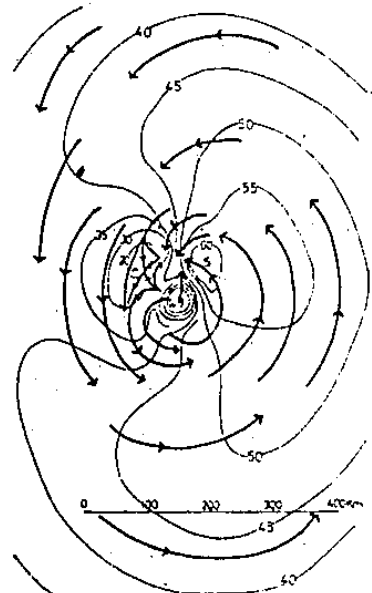
$$P(\infty) = 1000 + \frac{1000 - P_0}{10}。$$

移動中颱風之中心附近風場之分佈，受變壓

風之影響很大。使用 20 公里之格子間隔及 1 小時時間間隔 (44) 式之颱風氣壓剖面，計算地衡風及變壓風，以 1 比 1/2 之比例相加，採用為颱風之風場，即

$$V = \frac{1}{\rho f} k \times \nabla p - \frac{1}{\rho f^2} \nabla \frac{\partial p}{\partial t} \times 0.5 \quad (13)$$

於此，變壓風計算時使用 30 分前及 30 分後之氣壓值，而係數 0.5 是一種經驗值。第卅圖之颱風模式風場是，取中心氣壓數 910mb，1000mb 等壓線半徑為 600Km，移動速度為每 3 小時 1 度緯度之場合，粗線代表流線，細線代表等風速線。此颱風風場中，颱風進行方向右半圓之強風區以及左半圓之弱風區，清楚的表明出來。

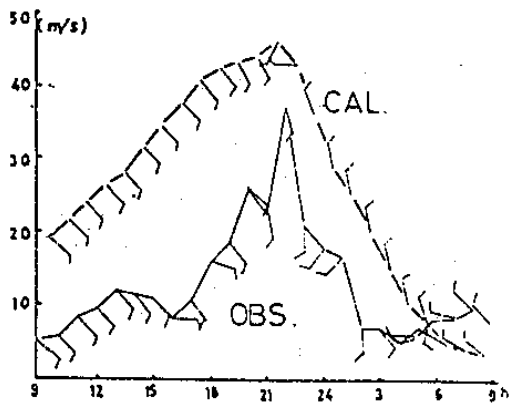


第三十圖：颱風模式風場 (m/sec)，粗線代表流線，細線代表等風速線，W 代表弱風區，S 代表強風區。

於第卅一圖中所示者，是使用 1959 年 9 月 26 日之薇拉 (Vera) 颱風行經及中心氣壓計算出來的風，與名古屋實際風之比較。計算值比觀測值大，但其變化趨勢相當符合。

晚近 Kariya and Furuichi (1982)，使用觀測地點的風速頻率譜，研究預測未來時間風速之方法，相當有發展性之構想，即使用此方法颱風暴風預報，可以有作業自動化的可能性。

颱風接近山區時，受地形的影響，其中心附近等壓線生成形變或中心分裂成兩個中心的現象其原因有三，即斜面效應、摩擦效應以及斜壓效應等 (Liao, 1980)。故陸地上的暴風預報，



第三十一圖：薇拉颱風之名古屋每小時風觀測值與計算值。

如何考慮地形的影響，目前唯有統計處理方法以外尚沒有其他方法，尚待進一步的研究。

TOPEX時採用颱風區風速分佈經驗公式為

$$V = V_m - (V_m - 10) \times \frac{R}{R_{15}}$$

式中 V_m 代表最大風速； R 代表中心距離 (Km)， R_{15} 代表風速 15 m/sec 以上區域的半徑。通常瞬間最大風速為 V_m 的 1.1 至 1.5 倍，但颱風在衰減時變成 2 至 3 倍。

尚需要注意者，颱風區域內的成熟對流雲附近，有強烈陣風存在，因此對此種區域需要使用氣象雷達或氣象衛星資料，加以監視。

參 考 文 獻

- Aoki, T., 1979: A statistical prediction of the tropical cyclone position based on Persistence and climatological factor in the western north Pacific (the PC method), *Geophys. Mag.* 38, 17-28.
- Atkinson, G.D., and C.R. Holliday, 1977: Tropical Cyclone Minimum Sea Level Pressure / Maximum Sustained Wind Relationship *Mon. Wea. Rev.*, 105, 421 - 427.
- Baynton, H.W., 1979: The case for doppler radars along our hurricane affected coasts. *Bulletin Amer. Meteor. Soc.* 60, 1014 - 1023.

Bellon, A. and Austin, G. L., 1978:

The evaluation of two years of real-time Operation of a short-term precipitation forecasting procedure (SHARP). *J. Appl. Meteor.*, 17, 1778 - 1987.

Dvorak, V.F., 1982: Tropical Cyclone.

Intensity Analysis and Forecasting from Satellite Visible or Enhanced Infrared Imagery, Annex c, Report on the WMO Seminar on the Application of Satellite Data to Tropical Cyclone Forecasting, Bangkok, Thailand, 24 May - 4 June 1982, Tropical Cyclone Programme, WMO, 1982.

Gray, W.M. 1981: Recent advances in

tropical cyclone research from rawinsonde composite analysis. Published by Dep. of Atmos. Sci., Colo. State Univ., Fort Collins, 407 pp.

Harrison, E.J. Jr., 1973: Three-

dimensional numerical Simulations of tropical systems utilizing nested finite grids. *J. Atmos. Sci.*, 30, 1528 - 1543.

Harrison, E.J. Jr., and M. Fiorino, 1982:

A comprehensive test of the narry nested tropical cyclone model. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 645 - 650.

Hoshina, M., 1974: 颱風に伴う雨量數值計算
電力氣象.

Hovermale, J.B., 1976: The movable

fine mesh (MFM) - a new operational forecast model. *Tech. Proc. Bull. No. 160. Tech. Serv. Br. Meteorological Services Division, National Weather Service Rockville, Md. 5pp.*

- Ishihara, K., 1962 : 颱風のうずによる雨。
第19回水気象全國研究會資料 . 36 pp.
- JTWC, 1968 : Annual Typhoon Report.
- Kadwaki, S., S. Kiryu, and S. Nogiwa, 1968 : Radar observation of Typhoon opal (No. 6722) by Mt. Fuji weather radar. Proc. 13th Radar Meteor. Conf., 92 - 93.
- Kariya, K., and M. Furuichi, 1982 : Fundamental consideration to predict wind speed, — frequency spectrum in future at observation point when typhoon is approaching. Tenki, 11, 1129 - 1142.
- Koba, H., 1983 : 衛星畫像で見た對流性雲塊の變化と降雨域. Tenki, 30, 161 - 163.
- Lawrence, M. B., and B. M. Mayfield, 1977 : Satellite Observation of Trochidal Motion During Hurricane Belle 1976, Mon. Wea. Rev., 105, 1458 - 1461.
- Liao, S. Y., 1959 : 民國四十八年颱風報告第一號, 颱風畢莉, 氣象學報, 5.
- Liao, S. Y., 1980 : 日本之颱風預報評介, 中華民國颱風預報討論會論文彙編 129 - 146.
- Marks, F. D., and R. A. Houze, 1984 : Airborne Doppler Radar Observations in Hurricane Debby. Bulletin Amer. Meteor. Soc. 65, 569 - 582.
- Muramatsu, T., 村松照男, 1980 : 颱風7910の中心軌跡上に現われた loop 運動, 天氣, 27, 129 - 132.
- Muramatsu, T., 1982 : Extratropical transformation of mature typhoon, — The case study of typhoon 1916, Owen — Tenki, 12, 1199 - 1212.
- Muramatsu, T., 1983a : The change of morning velocity on the stage of transformation from a typhoon to a extratropical cyclone. Tenki, 9, 447 - 460.
- Muramatsu, T., 1983b : On the transformation of the Touyamaru typhoon into the extratropical cyclone Tenki, 9, 462 - 468.
- Nakayama, T., 1984 : Statistical performance of Operational numerical weather prediction model of JMA. Tenki, 8, 441 - 459.
- Nyoomura, Y., 1980 : Result of verification of an extrapolation method for — the typhoon track prediction. Tenki 3, 187 - 192.
- Ookochi, Y., 1978 : Preliminary test of typhoon forecast with a moving multi-nested grid (MNG).
- Ookochi, Y., 1983 : Typhoon track prediction using three-dimensional numerical model. Tenki, 30, 277 - 289.
- Sevra, S., 1971 : Hurricanes and tropical storms of the West Coast of Mexico. Mon. Wea. Rev., 99, 4, 302 - 308.
- Shimizu, I., 1985 : A Review of the Meteorological Component of the Typhoon Operational Experiment. Weather Service Bulletin, 52, 1 - 54.
- Sugg, A. L., 1968 : Beneficial aspects of the tropical cyclone. Jour. Appl. Meteor., 7, 39 - 45.

- Sugg, A. L., L. G. Pardue, and R. L. Carroddus, 1971: Memorable hurricanes of the United States since 1873. NOAA Tech. Mem. NWS - SR - 56, 52 pp.
- Sugiura, S., and Y. Fuse, 1971: 颱風に伴う雨量予想の計算. 研究時報, 23, 21 - 28.
- Suzuki, Y., and Y. Nyomura, 1981: On the Classification of Distribution of Rain According to the Course of Typhoon. 33, 21-61.
- Suzuki, Y., and F. Kinjo, 1983: On the Classification of the Distribution to the Course of typhoon Jour. Meteor. Res. 35, 1-24.
- Syono, S., 1950: On the vortical rain. Geophys Note, 3, No. 25, Tokyo Univ.
- Tanaka, M., 1983: Interaction between the active-break cyclone of summer monsoon and circulation in Eurasia and Western Pacific. Jour. Meteor. Soc. Japan, 61, 455 - 463.
- Tatehira, R. and H. Itakura, 1966: Radar observation of Typhoon hucky by Mt Fuji radar. Proc 12 th Weather Radar Conf., 432 - 435.
- Wilk, K. E., and K. C. Gray, 1970: Processing and analysis techniques used with the NSSL Weather radar system. Proc 14th Radar. Conf., 369 - 374.
- WMO, 1983: TOPEX Report No. 2, TOPEX Operational Manual (revised).