

葛瑞絲颱風行徑預報

對操縱觀念之研討

廖學鎰

An application of steering hypothesis in making a forecast on the movement of Typhoon Grace

Laio Shyue-yih

Abstract

Recent hypothesis in choosing a steering level and current for making a forecast on the movement of tropical storms became popular and had been supported by many authors. The basic idea and its theoretic background derived by Simpson has been discussed in a comparative way.

The computation on correlation coefficients between the direction of movement of typhoons and wind directions at some selected isobaric levels made by Suzuki, Takahashi and Okuda showed with good results and at 700mb level in particular. The steering level should be chosen at 500mb where the location of the forecasting station is located to north 30° latitude. Regarding the choosing of steering current, the value of Fjörtoft's method has also been mentioned.

An application of steering hypothesis in making the forecast of the movement of Typhoon Grace has been worked out in this paper. A few results had been obtained as follows:

1) By using the warm-tongue steering method, the thickness pattern of the layer between 850mb and 500mb would be better than in use the thickness pattern between 700mb and 500mb.

2) When the steering level and current are assumed to be constant the conservation of the space mean field at pressure level of 700mb agrees more closely to the movement of typhoons at least during the period of coming twelve hours.

一、緒論

預報颱風之行徑，不但於學術上重要，在一般社會經濟上，也是重要而迫切需要解決的問題，因此許多氣象學家均致力於此問題之研究，晚近有所謂操縱說 (Steering) 之觀念，及颱風有向氣壓下降區域前進等經驗法則。又近年來有調查溫度場 (Temperature field)，渦度場 (Vorticity field) 及空氣質點之行徑 (Trajectory of air particle) 對於颱風行徑之關係等一連串的研究，然仍未得很準確的客觀的預報方法。本文以操縱說之觀念，檢討葛瑞絲颱風之行徑而作試驗性預報之結果。

二、操縱說之觀念

颱風移動之方向及速度，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。一九二二年濮荷 (Bowie) 曾倡說高空氣流為颱風移動之主宰而立此觀念之濫觴。雖現尚缺少物理的根據，但咸信大氣中有一層特殊氣流可以操縱颱風，近年來諾登 (Norton)，李爾 (Riehl)，荀浦生 (Simpson) 等很多人又發現暖核低氣壓渦動 (Warm core cyclone vortex) 上面之氣流，與颱風之移動有相當密切之相關。而在此高度，颱風之渦動性循環全然消失。此空氣層稱為操縱層 (Steering level)，其氣流

稱為操縱氣流 (Steering current)。荀浦生 (Simpson) 研究之結果，操縱層存在之範圍約為一萬英尺至五萬英尺高度之內，有時於二十四小時中，其高度可以變動約為一萬英尺。並應注意颱風之移動有偏於操縱氣流右邊之特性，若颱風之移動速度於每小時二十英里 20mph 以下時其偏向之角度可達二十度，其速度愈大，則所偏向之角愈小。

因近年高空觀測進步正確性亦增加，發現操縱層之高度，有隨高空資料正確度之增加而升高之傾向，因此操縱說之觀念似尚有相當暗昧之處。

又操縱說之另一假想係由李爾及鈕登所倡導的，即以範圍很大之氣流，沖動規模比較小的颱風之現象為操縱，故以大範圍之平均氣流當做操縱氣流。一九五〇年李爾及鈕登根據這種想法，以七百毫巴等壓面天氣圖之五日平均氣流為操縱氣流，實施熱帶氣旋移動速度之東西成分之預報，得到相關係數 0.87 之良好結果。但於熱帶氣旋移動速度之預報業務上，南北成分之預報當照比較東西成分之預報重要而且困難。又李爾及鈕登對於大範圍之五日平均值於熱帶氣旋移動之預報有何種物理的意義亦未說明，使此方法在理論上及實用上均尚有問題。

颱風是大規模大氣渦動 (Vortex) 之一種，普通渦動之運動與固體之運動甚屬相似，因此於渦動論的理論立場，颱風受一般氣流 (General current) 沖動是應該的。因此若能積合整個沖動颱風各層之氣流，則可以得準確之颱風移動速度向量，以實施颱風行徑預報。但於目前這種操作是不易辦到的，所以於實際應用上，不得不選擇某一高度假設所謂操縱層，以代替積合整個大氣 (Integral Atmosphere) 以實施預報。

根據戈東 (Gordon) 之報告，美國預報員相信熱帶氣旋以操縱氣流風速之 60-80 % 而移動，以熱帶氣旋中心前面之氣流假設為操縱氣流實施預報為良好。

總之，於預報業務上，使用操縱說觀念，有二個主要問題。其一為選擇操縱層問題，其二為選擇操縱氣流問題。以下分節研討此二問題之理論的根據及其實際應用之結果。

三、溫舌操縱說 (Warm tongues steering)

荀浦生會引伸操縱觀念，而創造一種預報熱帶氣旋移動方向之方法，此方法稱為溫舌操縱法。他使用此方法，對於一九四一年至一九四五年期間中之二

十五個熱帶氣旋試驗之結果，得到良好之結果。荀浦生分析 500mb 及 700mb 等壓面間之平均虛溫 (Virtual temperature) 之分布，發見高溫之舌狀部份伸展至熱帶氣旋之前面約為八百至一千二百英里之處。利用此特徵預報二十四小時至四十八小時之颱風移動方向是荀浦生之所謂溫舌操縱法。

500mb 及 700mb 等壓面間之厚度與其平均虛溫有成比例之關係，已為熟知之事實。故著者分析去年葛瑞絲颱風侵襲臺灣時之 700mb 至 500mb 間之厚度圖，但看不出有溫舌 (Warm tongue) 之存在，故改求 850mb 至 500mb 之厚度圖，如第一圖所示，則可

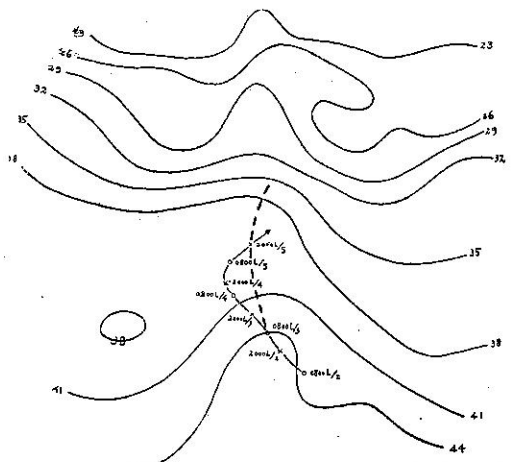


Fig. 1 850 mb - 500 mb thickness pattern with warm tongue (broken line) and the observed path (Solid line) of the typhoon Grace, 12002, 2 Sep. 1952.

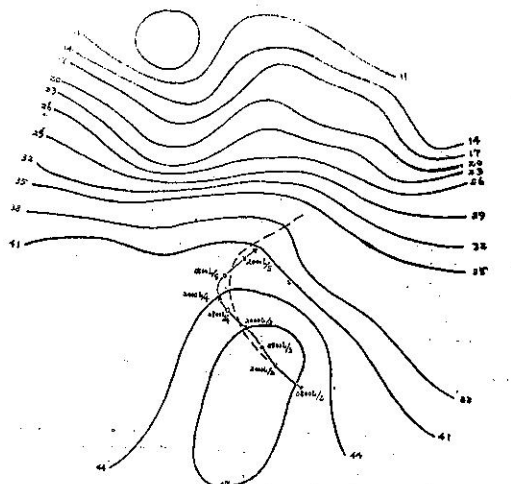


Fig. 2. Two-day mean 850 mb - 600 mb thickness pattern with the warm tongue (broken line) and observed path (Solid line) of the typhoon Grace, 12002, 2 Sep. 1952.

以看出有溫舌之存在，而溫舌之脊線(於圖中用點線所示者)略與颱風行徑一致，但於十二小時後，颱風行徑偏向左邊而其誤差相當大。若求其兩天之平均厚度圖，則如第二圖所示，其溫舌之脊線及颱風之行徑大略一致，比前者為良好。於圖中可以看出很明顯之轉向點存在，實為意料外之優良結果。若利用此性質可以預報轉向點之存在，則對颱風之預報將大有助益。

總之，此方法僅可求出颱風移動之方向，而不能求出其速度，係一種定性的預報法而不是定量的預報法則，此為其最大缺點。

四、操縱層之選擇

近年有使用統計學的方法，探求操縱層高度之一連串研究，其中一九四九年鈴木計算颱風之移動方向及各高度之高空風間之相關係數之結果，得到700mb之高空風最為良好，其相關係數約為 0.7，認為操縱層高度大略在700mb之高度。但是一九五二年高橋及奧田，研究颱風移動速度與850mb, 700mb及500mb各高度之高空風間之關係，得到如第一表所示之結果。

第一表 颱風之移動速度與各高度之風速間之關係

等 壓 面	850mb	700mb	500mb
相 關 係 數	0.02±0.21	0.44±0.16	0.62±0.15
速 度 比	1.37	1.02	0.81

由表中可以看出，對於颱風移動方向之預報，500mb之高空風比700mb之高空風為良好，但是對於移動速度之預報，則以使用700mb之風速為良好。我們熟知，缺少物理學的根據之統計數字，可以當做統計事實利用，不可為操縱層決定之根據。

一九五五年於日本東京召開颱風會議時，東京大學之佐佐木及都田兩人，發表颱風行徑之數值預報(Numerical prediction)，證明渦度方程式可以為颱風行徑預報之基礎。以下以渦度方程式為出發點，介紹數值預報上之操縱層選擇之理論，以資決定操縱層之參考。

數值預報上，傾壓模型(Baroclinic model)之渦度方程式可以寫成如下：

$$\nabla^2 = \frac{\partial Z}{\partial t} = J(\eta, Z) + \eta \frac{\partial w}{\partial p} \dots\dots\dots (1)$$

其中 Z 為等壓面高度，f 為 Coriolis 參數，t 為時

間， $w = \frac{dp}{dt}$ ，p 為氣壓，g 為重力加速度，而 η, ∇^2 及 $J(\eta, Z)$ 各為

$$\eta = -\frac{g}{f} \nabla^2 Z + f \text{ (絕對渦度)} \dots\dots\dots (2)$$

$$\nabla^2 \equiv \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \dots\dots\dots (3)$$

$$\text{及 } J(\eta, Z) \equiv \frac{\partial \eta}{\partial x} \cdot \frac{\partial z}{\partial y} - \frac{\partial \eta}{\partial y} \cdot \frac{\partial z}{\partial x} \text{ (Jacobian)} \dots\dots\dots (4)$$

若上述之(1)式以力學的條件，而使用熱力學之關係式，可以求出颱風之各層之移動速度。但是我們所要探知的，不是各層之移度速度，而是整個颱風之移動速度。故(1)式由地面(地面氣壓以 P_0 表示)積分到大氣之上限，並使用下記之記號。

$$\int_0^{P_0} () dp = \langle \quad \rangle \dots\dots\dots (5)$$

則由(1)式可以得到整個颱風之渦度方程式為

$$\nabla^2 \langle \frac{\partial z}{\partial t} \rangle = \langle J(\eta, Z) \rangle + \langle \eta \frac{\partial \omega}{\partial p} \rangle \dots\dots (6)$$

又知在大氣之上限及地面，w 可以消失之境界條件下，則上式右邊之第二項可以略去而得到

$$\nabla^2 \langle \frac{\partial z}{\partial t} \rangle = \langle J(\eta, Z) \rangle \dots\dots\dots (7)$$

此方程式與傾壓模型之方程式為同型式。

於等壓面高度圖，颱風之高度分布 Z' 可由實驗式

$$Z' = Z'_0 - Z'_1 \left(1 + \frac{x^2 + y^2}{L^2} \right)^{-\frac{1}{2}} \dots\dots\dots (8)$$

表示之。其中 Z'_0, Z'_1 及 L 等三係數，可以由颱風附近之三個以上之觀測值決定之。若天氣圖之氣壓場 Z，分為颱風場 Z' 及颱風以外之氣壓場 Z_0 表示，則可得。

$$Z = Z_0 + Z' \dots\dots\dots (9)$$

氣壓場 Z_0 ，若使用一九四九年 Panofsky 創造之客觀解析法(Objective weather map analysis)展開，可由下述之三次方程式表示之，則

$$Z_0 = Z_2 + Ax + By + Cx^2 + Dxy + Ey^2 + Fx^3 + Gx^2y + Hxy^2 + Iy^3 \dots\dots\dots (10)$$

其中，A, B 表示氣壓場之一般氣流(General current)，C, D, E 表示渦度(Vorticity)，G, H, I 表示渦度之梯度。且由運動學之知識，圓對稱之氣壓系統中心之移動速度 Cx, Cy ，可由方程式

$$Cx = -\frac{\frac{\partial^2 z}{\partial t \partial x}}{\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}}, Cy = -\frac{\frac{\partial^2 z}{\partial t \partial y}}{\frac{\partial^2 z}{\partial y^2}} \dots\dots (11)$$

表示之。

若 (9) 及 (10) 式代入 (7) 式，我們可以得到一個 Poisson 微分方程式，故於適當之境界條件下，求其解 $\frac{\partial Z}{\partial t}$ 而代入 (11) 式，可以得到積分大氣中之颱風移動速度 $\langle Cx \rangle$, $\langle Cy \rangle$ 如下，

$$\langle Cx \rangle = \frac{\langle \frac{Z_1'}{L^2} U \rangle}{\langle \frac{Z_1'}{L^2} \rangle}$$

$$\langle Cy \rangle = \frac{\langle \frac{Z_1'}{L^2} V \rangle}{\langle \frac{Z_1'}{L^2} \rangle} \dots\dots\dots (12)$$

其中，U 及 V 各為位於颱風中心之一般氣流之地衡風成分。如此取大氣全體之積分之方式，普通稱為相當傾壓模型 (Equivalent baroclinic model)。故 (12) 式之結果可以說是相當傾壓模型中之颱風移動速度，由大氣各層之一般氣流場 (General field) 之地衡風速，乘 Z_1'/L^2 ，再自地面大氣上限之積分得之。關於颱風構造之量 Z_1'/L^2 則為其重率函數 (Weight function)。若根據一九五三年笠原分析之颱風 Rath 之斷面圖，計算重率函數 Z_1'/L^2 ，可以繪得如第三圖所示之結果。可看出自地面起，重率函數

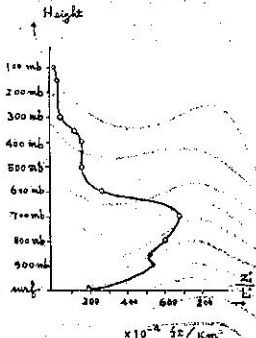


Fig. 3.

一直增加，至 700mb 到其最大值，以後漸行減少，至 300mb 之高度，逐漸消失。由此可見，700mb 高度之風速對於颱風之移動最有效果。

因此，根據上述之理論，不能斷定有所謂操縱層之存在。唯可以說地面至 600mb 高度之風，比 600mb 以上之風，對於颱風之

行徑影響為大，又以 700mb 高空風之影響為最大，故若要選擇大氣之一層當做操縱層，則 700mb 之高度為最適當。上述之結論僅於 600mb 以上之高空風不太大之南北緯各三十度以下之低緯度地方，可以適用。若於三十度以北之中緯及高緯，我們已熟知有所謂噴射氣流之存在。則於 (12) 式中雖然重率函數為小，但是風速 U, V 本身非常大，故不能省略之。因此若

考慮前述之統計的研究結果，及根據日常天氣預報之經驗，於緯度三十度以北，選擇當以 500mb 之高度為操縱層比較良好。

五、操縱氣流之選擇

根據第四節所述之理論，我們已知道，於緯度三十度以下之低緯度地方，選擇 700mb 面為縱操層，而於高緯度地方選擇 500mb 面為縱操層最為適當。但對於操縱氣流之選擇未有具體之結果，故於本節利用晚近發展之數值預報法之概念，檢討操縱氣流選擇之問題。

一九五二年 Fjórtoft 所創造之圖解數值預報法，以順壓模型之渦度方程式為出發點引申之，則絕對渦度保存之法則可以寫成

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\nabla \cdot \nabla \eta \dots\dots\dots (13)$$

其中 ∇ 為地衡風速向量， η 為絕對渦度如 (2) 式所

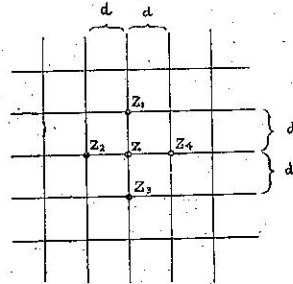


Fig. 4.

示，其他之記號與第四章所使用者相同。若天氣圖，由定間隔 d 之縱橫之種直線群分割，則於天氣圖上可得等間隔之交點群，如第四圖所示。若使用交點群之數值，(2) 式中之微分由定差代替，則絕

對渦度 η 可寫成

$$\eta = \frac{4g}{fd^2} (\bar{Z} - Z) + f \dots\dots\dots (14)$$

其中 $\bar{Z} = \frac{1}{4} (Z_1 + Z_2 + Z_3 + Z_4) \dots\dots\dots (15)$

若 (14) 式代入 (13) 式而省略甚微之各項可得

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = -(\bar{\nabla} + C^i) \cdot \nabla \xi \dots\dots\dots (16)$$

其中 $\xi = \bar{Z} + Z + J(\varphi)$, $J(\varphi) = \int \frac{4w^2 d^2 \sin \varphi \cos \varphi}{4m_2(\varphi)g} d\varphi$

而 $J(\varphi)$ 之數值如第二表所示，於低緯度地方甚小可略而不計， $C = -\frac{g}{f} \nabla J(\varphi) \times |K|$, $|K|$ 為垂直方向之單位向量， C^i 之數值如第三表所示。

$$\bar{\nabla} = -\frac{g}{f} \nabla \bar{Z} \times |K| \dots\dots\dots (17)$$

(16) 式為 Fjórtoft 圖解法之基礎方程式，由

第二表 J(φ)之數值

緯度		80	75	70	65	60	55	50	45	40	35	30	25	20
J(φ)	g. p. f.	309	292	271	245	216	185	155	125	97	72	51	34	20

第三表 C'之數值

d (km)		100	200	300	400	500	600
C' (km)	緯度 30 度	14	27	40	55	67	81
(12小時之距離)	緯度 25 度	9	18	26	37	44	54
	緯度 20 度	6	11	17	22	26	32

此方程式可以看出， $F_j \phi r t o f t$ 以 \bar{Z} 場當做一般氣流場，沖動場內之保存量（即絕對渦度）而產生高低氣壓等氣壓分布。但其沖動速度不是 $\bar{\nabla}$ ，而是 $(\bar{\nabla} + C')$ 。

我們知道颱風是大氣中之渦度積聚而造成的，所以根據上述之理論，選擇 $(\bar{\nabla} + C')$ 為操縱氣流是比較具體的，尚且有其物理的意義。實際上之 $(\bar{\nabla} + C')$ 之求法，首先使用差異分析法 (Differential Analysis) 由 (15) 式求出其空間平均場 \bar{Z} ，而採用地衡風近似，計算 (17) 式得到 $\bar{\nabla}$ ，以後使用向量之加法，加第三表之 C' 值，則可以得到操縱氣流風速 $(\bar{\nabla} + C')$ 。此方法相當簡單，於預報業務上也可以使用，並具有理論根據，因此此種選擇非常適宜。

六、葛瑞絲颱風行徑預報之結果

根據前述之理論，選擇 700mb 面為操縱層， $(\bar{\nabla} + C')$ 為操縱氣流，而實施葛瑞絲颱風之行徑預報，茲將其結果略述如下：

去年九月一日、二日及三日二十時 (1200Z) 之 700mb 面高空圖分析後，根據 (8) 式，抽出颱風之低氣壓性循環場，以後根據 (15) 式求出其空間平均場 \bar{Z} ，則如第 5, 6 及 7 圖所示。但於求空間平均場 \bar{Z} 時，最重要之問題為空間距離之選定。因為空間平均場 \bar{Z} ，隨空間距離之大小而變動。目前之研究目的是要求出，沖動葛瑞絲颱風之操縱氣流，故以葛

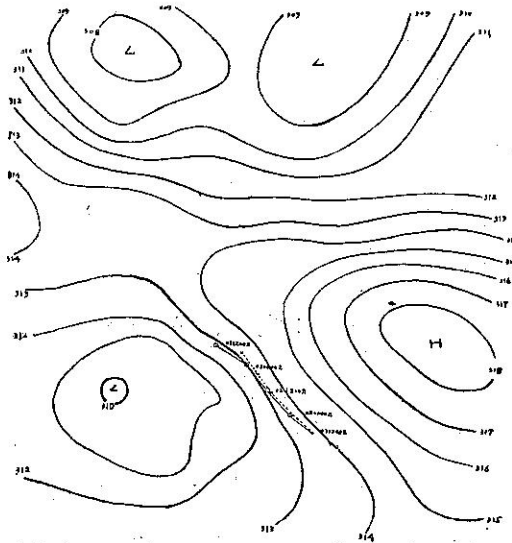


Fig. 5. Space mean chart on 700mb surface with the predicted path (solid line) and the observed path (broken line) of the typhoon Eric on 2002, 1 Sep. 1958.

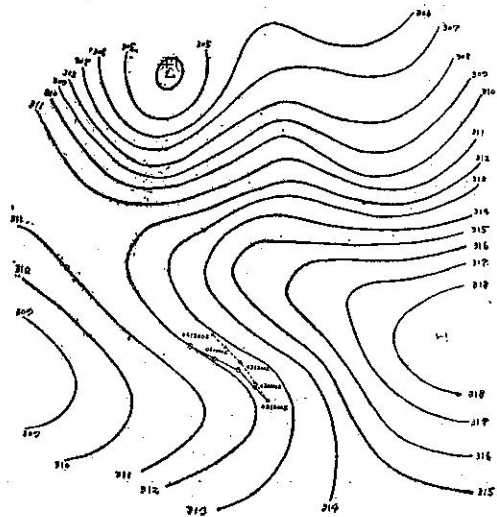


Fig. 6. Space mean chart on 700mb surface with the predicted path (solid line) and the observed path (broken line) of the typhoon Frances on 1200Z, 24 Sep. 1950.

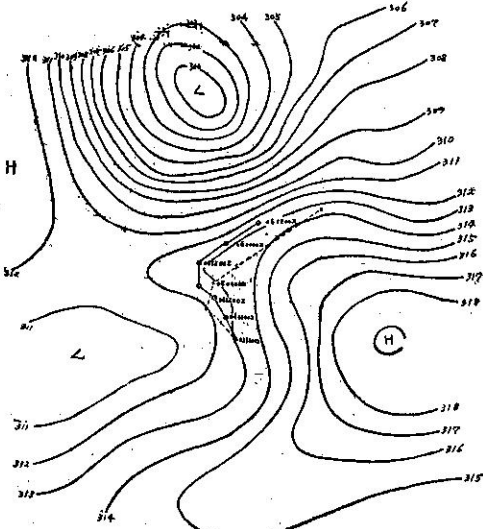


Fig. 7 Space mean chart on 700 mb surface with predicted path (solid line) and observed path (broken line) of the typhoon Grace, 1200Z, 3 Sep. 1958.

瑞絲颱風之直徑（約為六百公里），為其空間距離較妥當。根據上述之空間平均圖 \bar{Z} ，使用地衡風近似之(17)式計算 ∇ ，且加 C' 之訂正，則可以繪得葛瑞絲颱風之預報行徑，如於第5，6及7圖中之實線所示者。則十二小時後之預報位置與實測之位置比較，大略一致。而二十四小時後則略有誤差，但仍不大。二十四小時後，則誤差漸增大，預報行徑與實測行徑漸行離開。故使用此方法，實施颱風行徑預報時，二十四小時以內，相當準確並未超過可能之誤差，但於二

十四小時以後則誤差較大。此誤差大概為時間之推移，使一般場即空間平均場 \bar{Z} 有變動而產生的。故我們若可以使用 Fjörtoft 之圖解數值預報法，沖動如於第8，9及10圖所示之渦度，而繪得二十四小時後之預報空間平均場 \bar{Z} ，實施預報則可以減小其誤差。若預報時需要爭取時間時，可以使用定性的近似方程式 $\Delta Z = -\Delta\eta$ (18) 訂正之。則於上述之方程式，可以知道渦度增加之地區，其等壓面高度可以降低，而渦度減少之地區，則

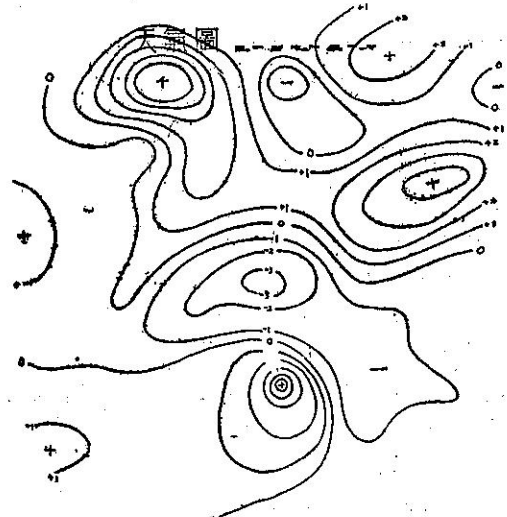


Fig. 9. Relative vorticity distribution on 700 mb surface, 1200Z, 3 Sep. 1958.

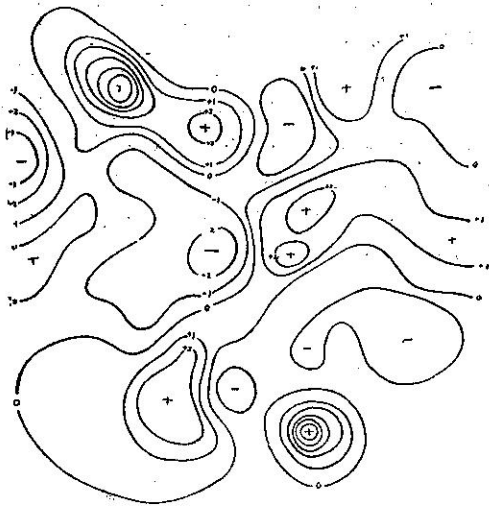


Fig. 8. Relative vorticity distribution on 700 mb surface, 1200Z, 1 Sep. 1958.

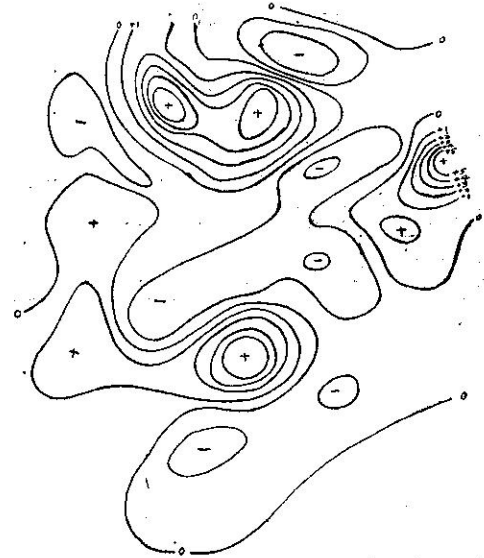


Fig. 10. Relative vorticity distribution on 700 mb surface, 1200Z, 3 Sep. 1958.

其等壓面高度可以升高。故參考如第 8, 9 及 10 圖之渦度分布圖，於預報其行徑之地區，有正渦度區域接近或負渦度區域離開等渦度增加之現象，則於此地區有等壓面高度之降低，其空間平均場 \bar{Z} 之等高線將向方轉動，故二十四小時之預報位置將向右邊移動三十至六十公里，則可以訂正颱風行徑。若於預報地區有負渦度區域接近或正渦度區域離開等渦度減少之現象，則二十四小時以後之預報位置將向左邊移動，以訂正之。

總之，使用此方法實施颱風行徑預報，於二十四小時以內預報可以很準確，但於二十四小時以上時，則需要訂正空間平均場 \bar{Z} ，才可以得到準確之預報位置。

七、結 論

本文研討之結果，綜述如下：

- (1) 使用 850mb 至 500mb 間之厚度圖，為溫舌操縱之根據，比 700mb 至 500mb 間之厚度圖為良好。
- (2) 根據於第四節所述之理論，於緯度三十度以下之低緯度地方，選擇 700mb 面為操縱層；而於緯度三十度以北之高緯度地方，選擇 500mb 面為操縱層，最為適當。
- (3) 根據第五節所述之理論， $(\nabla + C')$ 為操縱氣流，最為適當。其中 ∇ 及 C' 各為

$$\nabla = -\frac{g}{f} \nabla \bar{Z} \times K$$

$$C' = -\frac{g}{f} \nabla J(\varphi) \times K$$
- (4) 根據上述之操縱層及操縱氣流之選擇，實施葛瑞絲颱風行徑之預報，於二十四小時以內預報可以很準確，但於二十四小時以上之預報誤差較大。
- (5) 但可參考渦度分布圖，於預報地區有渦度增加

之現象，則預報位置將向右邊訂正，若有渦度減少之現象，則向左邊訂正，可以增加二十四小時以上之颱風行徑預報之準確度。(完)

參 考 文 獻

1. Bowie, Edward H., 1922: The formation and movement of West Indian Hurricanes, Bull. Amer. Met. Soc., 3, 95.
2. Norton G., 1944: Some notes on forecasting for Atlanta and Miami Districts. U. S. Weather Bureau research paper, No. 15.
3. Riehl, H., and Shafer, R. J., 1944: The recurvature of tropical storms, J. Meteor., 1, 42-54.
4. Simpson, R. H., 1946: On the movement of tropical cyclones, trans. Amer. Geophys. Union, 27, 641.
5. Riehl, H., and Newton, B., 1950: Further studies of the movement and formation of hurricanes and their forecasting. Bull. Amer. Met. Soc., 31, 244.
6. Gordon E. Dunn, 1951: Tropical cyclones compendium of meteorology. 887-901.
7. 鈴木榮一, 1949: 關於颱風行徑之統計的研究, 研究時報, 1, 248.
8. 高橋浩一郎, 奧田權, 1952: 高空風與颱風行徑之關係 研究時報 4, 1.
9. Sasaki, Y. and Miyakoda, K. 1955: Prediction of typhoon tracks on the basis of numerical weather forecasting method. Proceedings of the UNESCO symposium on typhoons, 221.
10. Panofsky, H. A., 1949: Objective weather map Analysis. J.M., 6, 386.
11. Kasahara, A. 1953: A Note on the vertical structure of the pressure and temperature fields in a typhoon, Journ. Met. Soc. Japan, 3, 22.
12. Fjortoft, R. 1952: On a numerical method of integrating the barotropic vorticity equations, Tellus, 4, 179-194.