

利用賀璞颱風資料從事颱風轉向的力學研究

蘇良石 何台華

摘要

此篇論文以民國68年(1979年)7月發生在西太平洋的賀璞(HOPE)颱風為對象,將颱風本身及周遭氣流垂直分作六層,藉控制區域大氣運動變化的連續方程(CONTINUITY EQUATION)、水平運動方程(HORIZONTAL EQUATIONS OF MOTION)等,探討大氣旋渦及其環境氣流在各層等高面上的壓力分佈,並計算作用在各層大氣旋渦邊緣的推力(DRAG FORCES)、舉力(LIFTING FORCES)和總力(TOTAL RESULTANT FORCE),以尋求颱風的轉向,供實際預報之用。由結果顯示,計算出來的颱風移動新方向(290度)與實際的變化方向(285度)相差5度。因此本文可提供作為颱風路徑預報的參考。

一、前言

臺灣最主要的天然災害是颱風,根據中央氣象局八十年來的資料顯示,西太平洋每年平均要發生颱風二十二點五次,而侵襲臺灣的平均每年三點五次。

雖然每年平均只有幾個颱風真正進犯臺灣,但是由於颱風的風勢強勁,雨量充沛,不但常常造成人員的傷亡,房屋的倒塌,還會破壞社會經濟,削減國家力量,因此,臺灣近十年來用數值方法從事颱風路徑研究的學者專家很多。當颱風路徑穩定時所有數值預報方法運作良好;但當颱風路徑詭譎多變時,如突然改變方向,加速或減速,在原地打轉等,所有的預報方法均束手無策。譬如民國66年(1977年)7月發生的賽洛瑪(HELMA)颱風,並沒有遵循數值預報方法所顯示的路徑運動,而在高雄外海突然轉向,橫掃重工業林立、軍事設施

完備、人口集中的高屏地區,造成經濟、國防和生命財產無以倫比的損失。因此,研究颱風為何轉向,實有其絕對的必要。

本文以民國68年(1979年)7月發生在西太平洋的賀璞(HOPE)颱風為對象,將颱風及周遭氣流分成六層(LAYERS)藉控制區域大氣運動變化的質量連續方程(MASS CONTINUITY EQUATION)和水平運動方程(HORIZONTAL EQUATIONS OF MOTION),探討大氣旋渦及環境氣流在各層的壓力分佈,並計算作用在各層大氣旋渦邊緣的推力(DRAG FORCES)、舉力(LIFTING FORCES)和總力(TOTAL RESULTANT FORCE),以尋求颱風的轉向,供實際預報之用。

二、理論及模擬

(一)理論基礎:

預測颱風路徑的基本原理是找出它的駛流(STEERING FLOW)所在,也就是視颱風為一個筆直的圓柱體,當此圓柱體不旋轉時,浸於一個巨大而平穩的環境氣流(ENVIRONMENTAL FLOW)之中,忽略黏滯力的影響,此時由於其四周的流線形成對稱,知四周的壓力分佈亦對稱,且所受合力為零,它將會隨著此環境氣流漂流,颱風運行的速度應該和環境氣流相同。若此圓柱體旋轉時,或環境氣流具有水平風切時,由於作用於其周圍表面之壓力不再相等,而產生推移(DRAG)和舉昇(LIFT)的作用,此時颱風的行徑不再遵循環境氣流的方向,而應沿著推移作用和舉昇作用的合力方向運動。

(二)模型設計:

用一個三度空間的圓柱形旋渦模型來研究颱風和它周遭氣流之間純粹動力的交互作用(張霖澤, 1980),此時視整個颱風正值“準靜態的成熟階段”(QUASI-STEADY MATURE STAGE)。把KASAHARA(1954)在中太平洋(THE CENTRAL PACIFIC)地區的關島(GUAM)所作的探空資料(如表1),用內差法求出颱風外圍各定壓面(1000,850,700,500,300 & 200毫巴)的高度(Z)和平均密度($\bar{\rho}$)(如表2),並將這些高度值所在的平面作為本文所要討論的等高面,等高面上的氣壓邊界值(LATERAL BOUNDARY VALUES OF PRESSURE)定為原來定壓面的氣壓值。如此可把颱風旋渦沿著垂直軸分成六個距離不等的層面,旋渦的圓柱形主體從地表面到Z=11.8公里的高度,並假設最低層與地表面之間的摩擦力不予考慮。此模型的垂直設計如圖1所示。

此颱風旋渦模型的垂直設計如圖1所示。此颱風旋渦模型的垂直設計如圖1所示。

(1)颱風旋渦本身和過度區。

離颱風旋渦中心500公里的範圍是旋渦本身,而500公里至700公里是過度區。

(2)旋渦外圍部份,即環境氣流的範圍。

離開旋渦中心700公里至1000公里的區域。將此模型的垂直範圍在x和y方向分別劃分成NX和NY個網格點,旋渦中心在網格點分佈的正中央。

每一個網格點上的風向,風速可依實際的天氣圖和探空報告用內差法算出。為何將整個水平運算範圍定為2000公里,將在第四章中討論。

(三)基本公式:

由氣流相對地面的速度 $\nabla T_t(U_t, V_t, W_t, t)$ 所導出的運動方程可分成下列三個分量:

Z(KM)	\bar{T} (°K)	\bar{P} (MB)	$\bar{\rho}(10^{-3}GM CM^{-3})$ $= \frac{\bar{P}}{R_d T}$
1.0	294.3	900.0	1.066
2.0	288.2	795.0	0.961
3.0	282.5	701.0	0.865
4.0	276.5	616.2	0.777
5.0	270.1	540.0	0.697
6.0	264.0	471.9	0.623
7.0	257.6	410.6	0.555
8.0	249.7	355.8	0.496
9.0	242.3	307.3	0.442
10.0	233.3	264.2	0.395
11.0	225.0	226.2	0.350
12.0	218.0	193.4	0.309
13.0	211.5	165.4	0.272

表1 在颱風外圍環境的溫度 \bar{T} (°K)、壓力 \bar{P} (MB)和密度 $\bar{\rho}$ (GM CM⁻³)之值。由KASAHARA(1954)於中太平洋地區的關島(GUAM)所作的夏季溫度探空資料得到。

\bar{P} (MB)	Z(KM)	$\bar{\rho}(10^{-3}GM CM^{-3})$
1000.0	0.05	1.666
850.0	1.48	1.016
700.0	3.01	0.864
500.0	5.59	0.654
300.0	9.17	0.434
200.0	11.8	0.317

表2 颱風外圍各定壓面的高度Z和密度 $\bar{\rho}$ 。

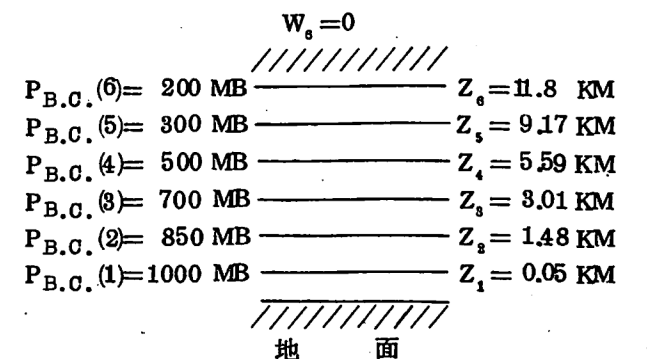


圖1 颱風垂直模型設計。P.B.C.(K)表示第K層等高面的氣壓邊界值, Z_K 表示第K層離地面的高度。

$$\frac{\partial U_t}{\partial t} + U_t \frac{\partial U_t}{\partial x} + V_t \frac{\partial U_t}{\partial y} + W_t \frac{\partial U_t}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + fV_t \quad (1)$$

$$\frac{\partial V_t}{\partial t} + U_t \frac{\partial V_t}{\partial x} + V_t \frac{\partial V_t}{\partial y} + W_t \frac{\partial V_t}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - fU_t \quad (2)$$

$$\frac{\partial W_t}{\partial t} + U_t \frac{\partial W_t}{\partial x} + V_t \frac{\partial W_t}{\partial y} + W_t \frac{\partial W_t}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - g + 2\Omega \cos \phi U_t \quad (3)$$

式中P表總氣壓場，ρ為空氣密度，g為重力加速度，Ω為地轉角速率，φ為緯度，f為科氏參數。為了處理方便起見，摩擦項F_x和F_y均已省略。

如果以旋渦中心作為隨著旋渦運動之坐標系的原點，則依照PETTERSEN(1956)所介紹的“時~空轉換法”(METHOD OF TIME-SPACE TRANSFORMATION)，“當地時間的導數項”(LOCAL TIME DERIVATIVE TERM)可表示為：

$$\frac{\partial}{\partial t} = \frac{\delta}{\delta t} - \mathbf{C} \cdot \nabla_h \quad (4)$$

式中 $\frac{\partial}{\partial t}$ 是固定坐標系中的當地時間導數項，

$\frac{\delta}{\delta t}$ 是運動坐標系中的當地時間導數項，

\mathbf{C} 是運動坐標系對固定坐標系的水平移動速度。

因為假設颱風正值“準靜態的成熟階段”(QUASI-STEADY MATURE STAGE)，運動坐標中變數通常不會有重大的改變，導數項 $\frac{\delta}{\delta t}$ 與平流項 $\mathbf{C} \cdot \nabla_h$ 比較，小得可以忽略不計，因此(4)式可簡化成

$$\frac{\partial}{\partial t} = -C_x \frac{\partial}{\partial x} - C_y \frac{\partial}{\partial y} \quad (5)$$

式中C_x和C_y是 \mathbf{C} 在x和y方向的分量。由於天氣圖和探空報告中所獲得之風速乃氣流對地的相對速度 \mathbf{V}_t ，本文為探討颱風旋渦與外界氣流之間的動力作用，需要氣流運動與颱風旋渦移動之間的相對速度 \mathbf{V} ，可由下式換算而成：

$$\mathbf{V} = \mathbf{V}_t - \mathbf{C}$$

其中 \mathbf{C} 是颱風旋渦的水平移動速度。

將(5)式代入(1)(2)和(3)式，並注意：

$$\begin{aligned} U &= U_t - C_x & ; \\ V &= V_t - C_y & ; \\ W &= W_t & ; \\ \frac{\partial U}{\partial x} &= \frac{\partial U_t}{\partial x} & ; \\ \frac{\partial V}{\partial x} &= \frac{\partial V_t}{\partial x} & ; \end{aligned} \quad ; \text{等等} ;$$

由此可得

$$U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + W \frac{\partial U}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + f(V + C_y), \quad (6)$$

$$U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + W \frac{\partial V}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} - f(U + C_x), \quad (7)$$

$$U \frac{\partial W}{\partial x} + V \frac{\partial W}{\partial y} + W \frac{\partial W}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - g + 2\Omega \cos \phi (U + C_x) \quad (8)$$

此時速度項已變成氣流與旋渦之間的相對速度U、V和W，P仍表總壓力場。

三、天氣資料

據以探討颱風旋渦鄰近壓力場分佈的原始天氣資料是民國68年(1979年)8月1日0000Z的地面天氣圖和高空天氣圖(如圖2、圖3和圖4所示，由空軍氣象中心提供)，另外還參考空軍馬雷達觀測報告、中央氣象局高雄雷達觀測報告，以及美軍飛機偵察報告。8月1日0000Z正有賀璞(HOPE)颱風以西北西的方向(295度)，每小時15哩的速度行經臺灣和菲律賓之間的巴士海峽。此時颱風最大風速130哩/時(節)，最大陣風160哩/時(節)，暴風半徑34節/160哩、50節/95哩、100節/25哩，是一中型強烈颱風。在7月31日1800Z至8月1日0000Z間，此颱風以295度的方向前進，0000Z以後則轉向為285度(參閱圖5)。

四、運算範圍

探討大氣運動最理想的是以全球為探討對象，其次以半球為對象，但這都需要極好的高速計算機及充裕的經費，所幸ROSENTHAL(1971)在探討颶風(HURRICANE)生成時，發現運算範圍只須大於2000公里，BAUMHEFNER(1971)在探討南方邊界(SOUTHERN BOUNDARY)時，發現即使南方邊界移至北緯15度，仍可作北半球短時間有效的天氣預測，因此本文的運算範圍定為2000公里，應甚合理，也較經濟。

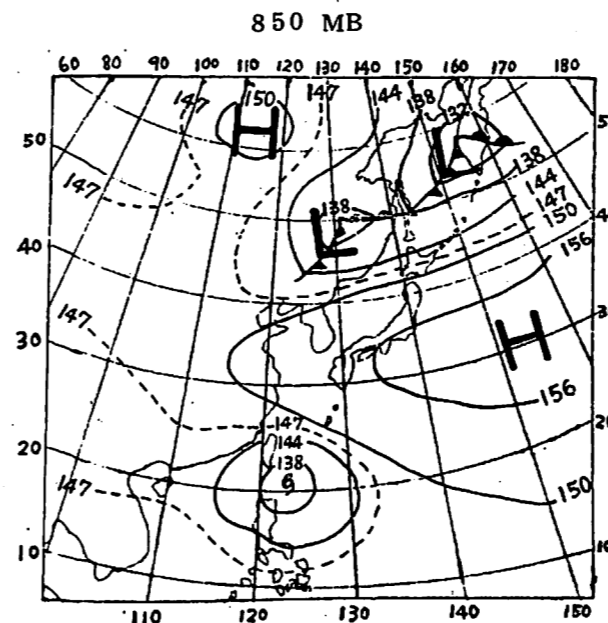
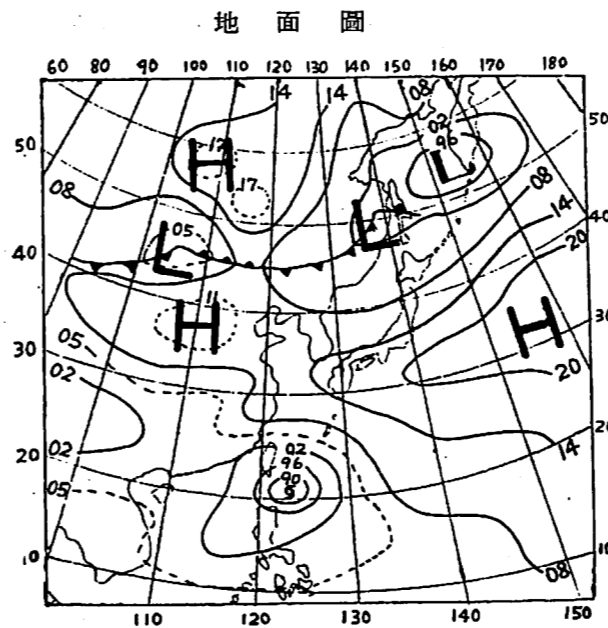


圖2 68年8月1日0000Z的地面圖和850毫巴高空圖

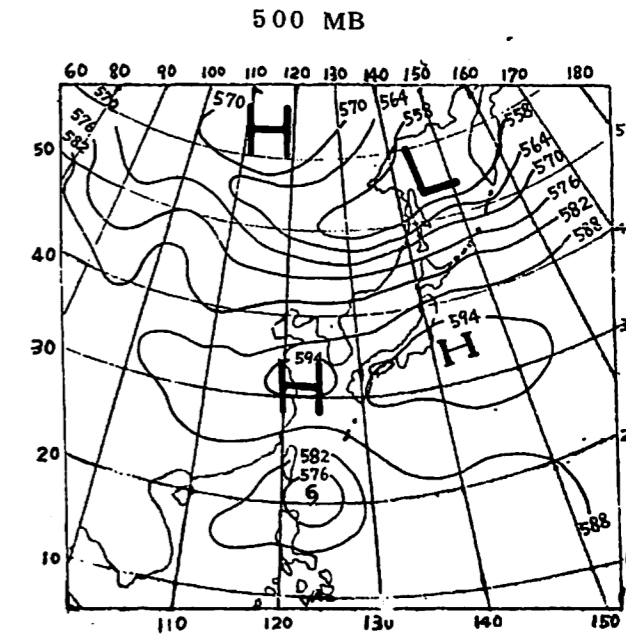
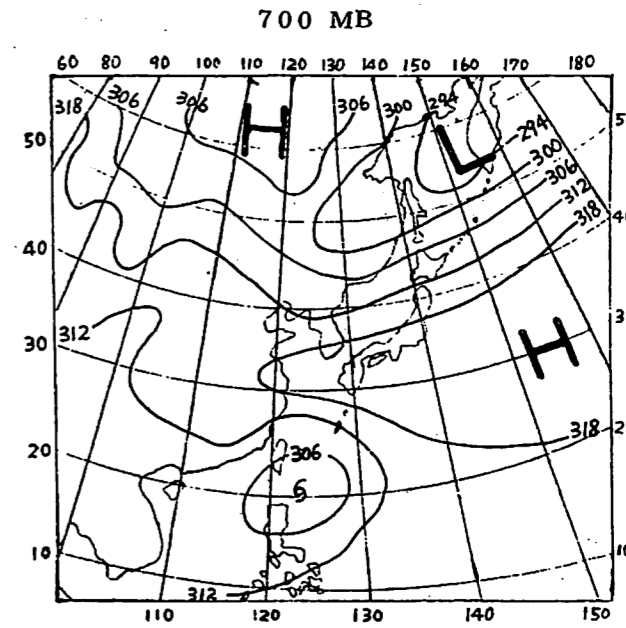


圖3 68年8月1日0000Z的700和500毫巴高空圖

五、網格大小

探討颶風結構時，網格一般在50公里或更小(ROSENTHAL, 1971)，探討綜觀天氣尺度(SYNOPTIC SCALE)運動時，網格一般在150公里或更大(HAWKINS, 1972)。本文探討對象為颶風及其鄰近區域，其尺度(DIMENSION)介於颶風和綜觀天氣之間，所以網格大小定為100公里，網格點數目NX=21, NY=21。

六、計算過程

在獲得各等高面上相對水平風速及環境氣流密度(表2)之後，立即可由下列計算過程知道各等高面上的垂直速度W和總壓力分佈P(x,y,z)，以及旋渦邊緣所受的推力、舉力、總力和颱風的新移動方向。

(一)垂直速度的計算：
垂直速度可利用質量連續方程(MASS CON-

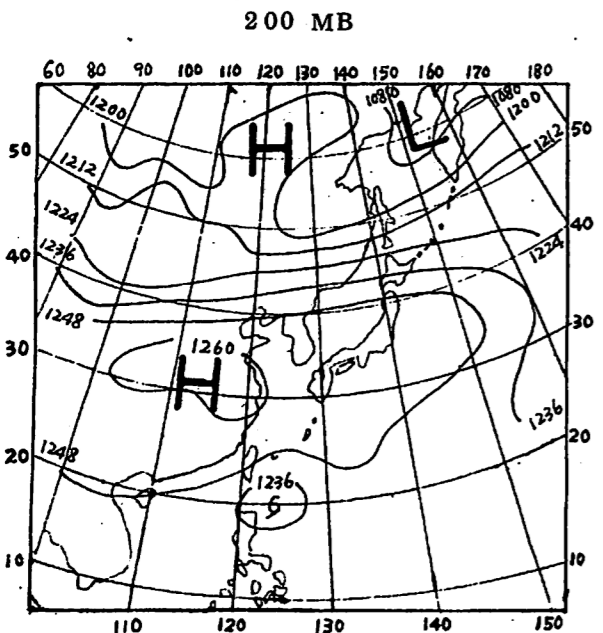
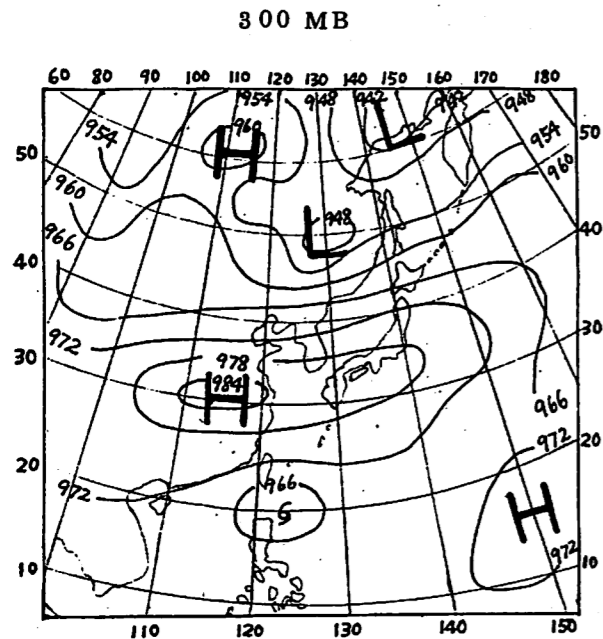


圖4 68年8月1日0000Z的300和200毫巴高空圖

TINUITY EQUATION)

$$\frac{\partial [\bar{\rho}(z)W]}{\partial z} = -\bar{\rho}(z)\nabla_h \cdot \mathbf{V}_h^T \quad (9)$$

改寫成的定差形式 (FINITE DIFFERENCE FORM)

$$W(I,J,K-1) = \frac{\{\bar{\rho}(K+1)W(I,J,K+1) + [\Delta Z(K) + \Delta Z(K+1)]\bar{\rho}(K)DIV(I,J,K)\}}{\bar{\rho}(K-1)} \quad (10)$$

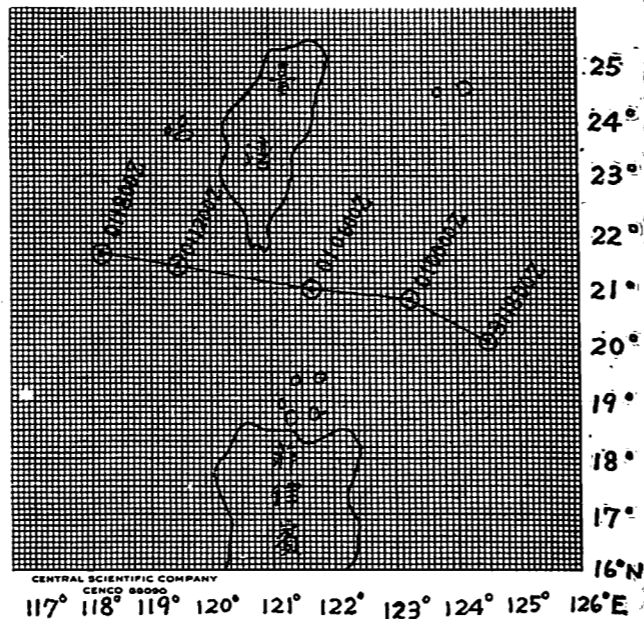


圖5 賀璞颱風的實際路徑

從颱風模型頂端往下計算而得。式中 $W(I,J,K-1)$ 和 $W(I,J,K+1)$ 分別表示第 $K-1$ 和 $K+1$ 層的各點垂直速度， $\bar{\rho}(K-1)$ 、 $\bar{\rho}(K)$ 和 $\bar{\rho}(K+1)$ 分別表示第 $K-1$ 、 K 和 $K+1$ 層的密度(表2)， $\Delta Z(K)$ 和 $\Delta Z(K+1)$ 表示第 K 和 $K+1$ 層的厚度(表2)， $DIV(I,J,K)$ 表第 K 層的水平速度發散 $\nabla_h \cdot \mathbf{V}_h^T$ (此處 \mathbf{V}_h^T 即氣流對颱風移動的相對速度 \mathbf{V}_I)。在頂端($Z=11.8$ 公里)的垂直速度定為零。

(二)總壓力場的計算：

總壓力場(TOTAL PRESSURE FIELD)可由水平動量方程(HORIZONTAL MOMENTUM EQUATION)得到的診斷壓力方程(DIAGNOSTIC PRESSURE EQUATION)計算出來。將(6)式對 x 微分，(7)式對 y 微分，然後相加，得

$$\nabla_h^2 P = \bar{\rho}(z) \left[\frac{\partial G(x,y,z)}{\partial x} + \frac{\partial H(x,y,z)}{\partial y} \right] \quad (11)$$

$$\text{式中 } \nabla_h^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \quad (12)$$

$$G(x,y,z) = -U \frac{\partial U}{\partial x} - V \frac{\partial U}{\partial y} - W \frac{\partial U}{\partial z} + f(V + C_y) \quad (13)$$

$$H(x,y,z) = -U \frac{\partial V}{\partial x} - V \frac{\partial V}{\partial y} - W \frac{\partial V}{\partial z} - f(U + C_x) \quad (14)$$

在計算總壓力場時，假設水平空氣密度的變化跟(1)式其他項相較太小，而可以忽略不計。

利用數值的序列緩和法(SEQUENTIAL RELAXATION METHOD)解(11)式，求取總壓力場

$P(x,y,z)$ ，整個水平運算範圍區分為第五章所設計的網格，垂直方向共分為六層，各層厚度如圖1所示，因此(11)式的定差形式(FINITE DIFFERENCE FORM)為：

$$P^{n+1}(I,J,K) = \frac{\alpha}{4} [P^n(I+1,J,K) + P^{n+1}(I,J,K-1) + P^{n+1}(I-1,J,K) + P^n(I,J+1,K) - 4(1 - \frac{1}{\alpha})P^n(I,J,K) - d^2 F(I,J,K)] \quad (15)$$

式中 $K=1, 2, \dots, 6$.

$I=2, 3, \dots, 20$.

$J=2, 3, \dots, 20$.

d 是相鄰網格點的距離(100公里)。

α 稱為超緩和因子(OVERRELAXATION FACTOR)，一般來說介於1與2之間。

n 及 $n+1$ 是重複過程(ITERATION PROCESS)中的二連續步驟。

$$F(I,J,K) = \bar{\rho}(K) \left[\frac{\partial G(I,J,K)}{\partial x} + \frac{\partial H(I,J,K)}{\partial y} \right] \quad (16)$$

(15)式須在固定氣壓邊界值 $P(K)$ 之下重複運作直至

$$|P^{n+1}(I,J,K) - P^n(I,J,K)| \leq \epsilon \quad (17)$$

為止， $\epsilon = 10^{-4}$ 。如此可解出各個等高面上的壓力分佈情形。

(三)圓柱形旋渦邊緣所受的推力和舉力之計算：

在各層等高面上沿著颱風旋渦邊緣($R=500$ 公里)取16個等弧長的點，每個點的壓力可由周圍4個網格氣壓值用內差法求出，則每一層旋渦邊緣所受之淨推力(NET DRAG FORCE)和淨舉力(NET LIFTING FORCE)可用下面兩個累加(SUMMATIONS)計算出來：

$$D_K = \Delta Z(K) \sum_{i=1}^{16} P_i(x,y,z) R_{TZ} \cos \phi(\Delta \theta) \quad (18)$$

$$L_K = \Delta Z(K) \sum_{i=1}^{16} P_i(x,y,z) R_{TZ} \sin \phi(\Delta \theta) \quad (19)$$

式中 $\Delta Z(K)$ 是第 K 層的厚度， R_{TZ} 是過渡區的半徑(500公里)， $P_i(x,y,z)$ 是圓周上第 i 點的氣壓值， ϕ 是壓力向量 \mathbf{P} 和氣流對颱風相對速度 \mathbf{V}_I 的夾角， $\Delta \theta$ 是圓周上相鄰兩點所代表的角度，此處 $\Delta \theta = 22.5$ 度，請參閱圖6。

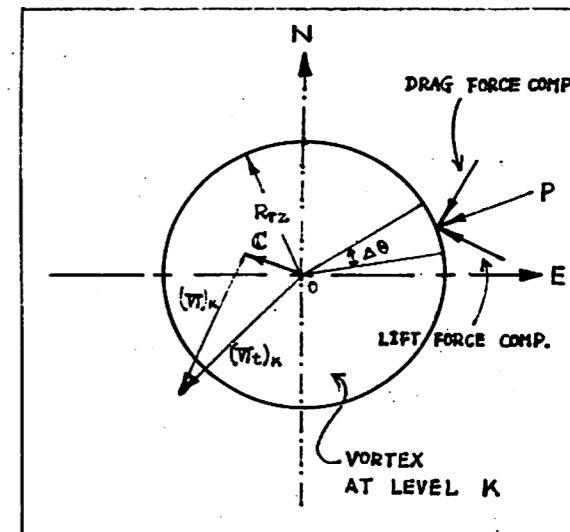


圖6 颱風旋渦在某一層K的橫截面圖。 C 是颱風移動速度， P 、 $(V_t)_K$ 、 $(V_I)_K$ 分別代表旋渦邊緣某一點的壓力、第 K 層的環境風速、第 K 層的環境氣流對颱風的相對速度。

(四)颱風旋渦所受的總力和新運動方向之計算：為了計算方便，再將每一層的淨推力和淨舉力分成 x 方向的分量和 y 方向的分量，然後相加，可得六組力，即

$$X_K = (D_x)_K + (L_x)_K \quad (20)$$

$$Y_K = (D_y)_K + (L_y)_K \quad (21)$$

最後我們利用力矩平衡原理(THE PRINCIPLE OF BALANCE OF MOMENTS)計算總力(TOTAL RESULTANT FORCE) F_T ：

$$(F_T)_x = \sum_{K=1}^6 Z_K \cdot X_K / HT.OF STEERING \text{ LAYER} \quad (22)$$

$$(F_T)_y = \sum_{K=1}^6 Z_K \cdot Y_K / HT.OF STEERING \text{ LAYER} \quad (23)$$

$$F_T = [(F_T)_x^2 + (F_T)_y^2]^{1/2} \quad (24)$$

其中駛流層的高度(HEIGHT OF STEERING LAYER)可利用YASUDA(1972)對颱風中心氣壓、1000 MB等壓線半徑及駛流層高度之關係

圖(圖7)求出。68年7月31日0000Z 賀璞颱風中心氣壓為920 MB, 1000 MB 等壓線半徑為480 KM, 故駛流層高度約在100 MB附近。

有了總力在x和y方向的分量之後, 颱風旋渦運動的新方向可由下式算得:

$$\theta = \tan^{-1} [(F_T)_y / (F_T)_x] \quad (25)$$

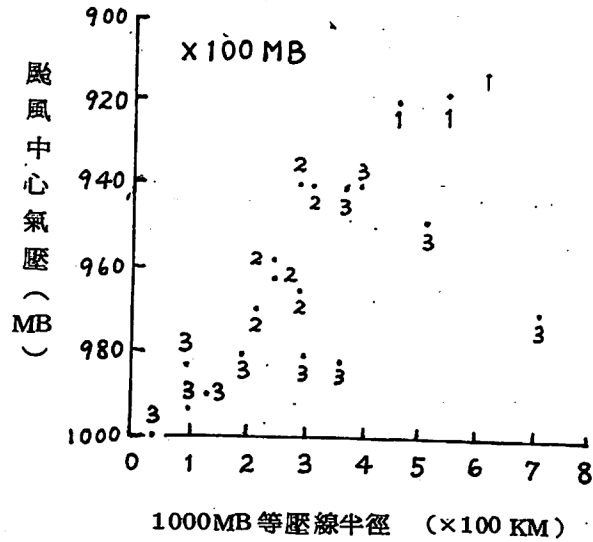


圖7 颱風之規模與駛流高度(MB)的關係

七、結果與解釋

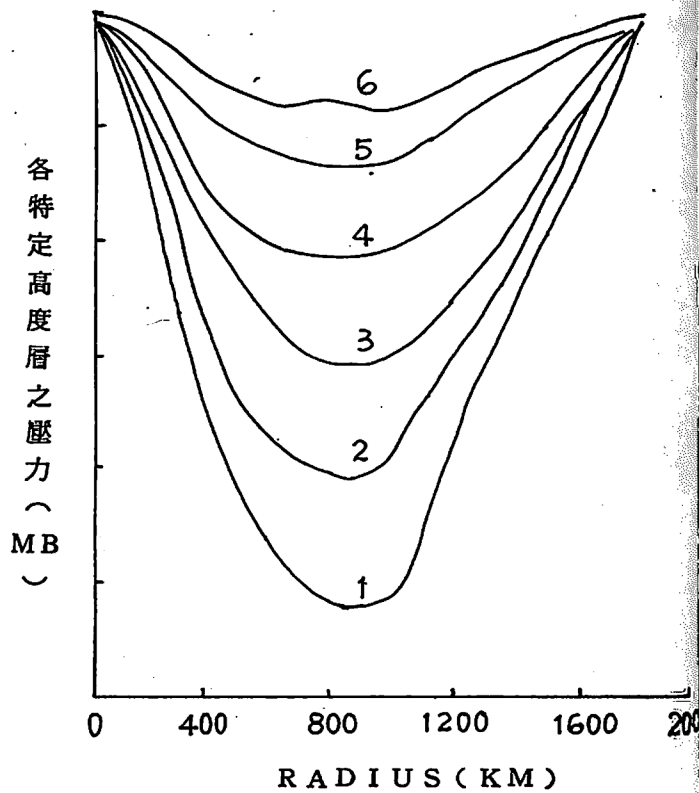
(一) 氣壓場:

利用第六章第(二)節的計算過程可算出各層網格點上的氣壓值(程式設計在此已省略), 在垂直和水平方向計算出來的氣壓值顯示在圖8上, 由此圖可以看出不同層面的壓力分佈, 愈接近地面, 水平壓力梯度愈大, 壓力曲線愈深, 此意味著壓力梯度在近地面層達到一個極大。當高度昇高, 壓力曲線的深度也就緩慢下來, 在高度為11.8公里的那層(壓力相當於200毫巴), 壓力曲線的深度達到最低, 此層的水平壓力梯度已接近零值。颱風旋渦內的實際結構其實就是一個低壓, 颱風強度與底層的中心壓力有很大的關係。

(二) 力場:

利用第六章第(三)節所述的方法計算出各層旋渦圓周上16個等弧長之點的氣壓值之後, 再將此16個氣壓值分成兩個分量來計算作用在旋渦邊緣的推力(DRAG FORCES)和舉力(LIFTING FOR-

CES)。第一個分量是平行於此層的相對環境風速方向(即氣流相對颱風的速度VT的方向), 稱為推力分量。第二個分量是垂直於此層的相對環境風速方向, 稱為舉力分量。



- 曲線1. 代表Z = 0.05 公里高度(邊界1000M)的壓力曲線, 中心最低氣壓為948 MB。
- 曲線2. 代表Z = 1.48 公里高度(邊界850MB)的壓力曲線, 中心最低氣壓為809.8M
- 曲線3. 代表Z = 3.01 公里高度(邊界700MB)的壓力曲線, 中心最低氣壓為669.1M
- 曲線4. 代表Z = 5.59 公里高度(邊界500MB)的壓力曲線, 中心最低氣壓為480MB。
- 曲線5. 代表Z = 9.17 公里高度(邊界300MB)的壓力曲線, 中心最低氣壓為286.9M
- 曲線6. 代表Z = 11.8 公里高度(邊界200MB)的壓力曲線, 中心最低氣壓為191.2M

圖8 穿越颱風中心東西向座標上之壓力分佈情形

(三) 颱風旋渦每一層所受的總力和新運動方向:

將每一層中16個推力值相加, 可得作用在每一層的淨推力(NET DRAG FORCE), 此淨推力將沿著此層相對環境風VT的方向前推或後拉此層的旋渦體。同樣的, 我們可以將每層16個舉力相加, 得到作用在每層的淨舉力(NET LIFTING

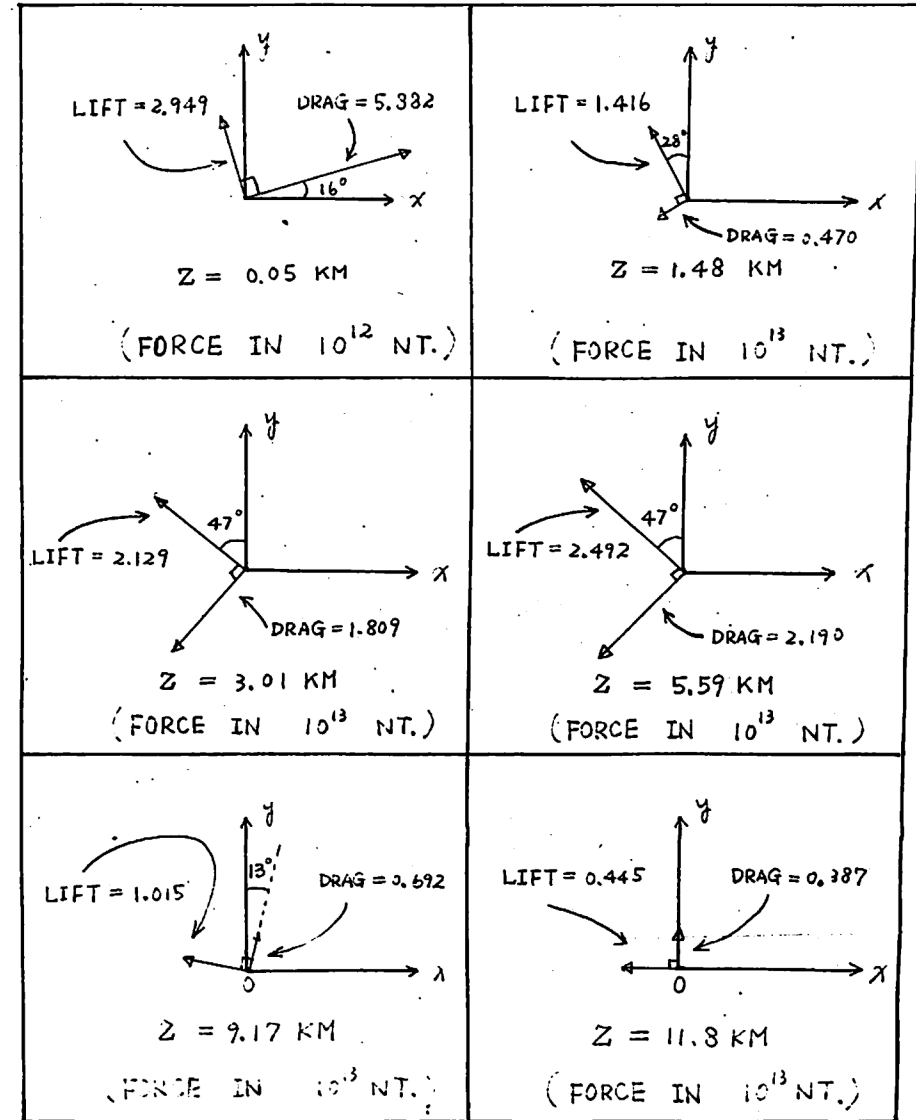


圖9 作用在颱風旋渦各層邊緣的淨推力和淨舉力。

FORCE), 此淨舉力將沿著此層相對環境風VT的垂直方向左推或右推此層的旋渦體。此六組淨推力和淨舉力的大小和方向標示在圖9上。

雖然同時作用在各層的淨推力和淨舉力大小和方向均不相同, 但是許多研究人員(R.W. JONES, 1977; LIN AND CHANG, 1977)發現: 一些質量龐大的空氣實體(AIR ENTITIES)如暴風雨、颶風等, 有時候的行為很像一個固體(SOLID BODY), 即使他們本質上不是固體。基於此觀念, 我們可以利用力矩平衡的原理(THE PRINCIPLE OF BALANCE OF MOMENTS)所建立的公式(22)(23)和(24)計算出作用在此颱風旋渦

上的總力在x和y方向的分量以及總力大小。

最後利用(25)式算出此颱風運動的新方向是20度, 即轉成290度(更偏西)繼續前進。實際的颱風是由8月1日0000Z的295度轉變為285度(參閱圖5)。

本文所考慮之颱風為一圓柱狀實體(忽略黏滯力), 故行星邊界層中由於摩擦項所產生之摩擦輻合效應(FRICTIONAL CONVERGENCE EFFECT)可予以不計, 唯在真實的大氣中此項所引起的動量交換, 其影響如何, 尚待作進一步的深入探討。

八、結論

此篇論文是從事颱風轉向的研究，其主要目的是討論一個成熟的颱風在動力作用下如何受環境氣流的影響。其實影響颱風轉向的原因很多，也很複雜，如地形效應、摩擦效應、大氣環流的作用等等，但本文並非對颱風轉向的整個問題作全盤的解說，只希望從純粹動力學的觀點尋找颱風轉向的一些線索，以供實際預報的參考。

由本文計算結果得到的颱風轉向角度與實際轉向角度相比，誤差僅5度。在作“運動方程”計算時，為避免計算誤差之生成，筆者建議在颱風附近應採用軸對稱之較細網格，而對周遭氣流則仍採普通方格網。

因為颱風附近的資料不易蒐集，且本文應用的模式並非完美，因此本模式的實際應用價值尚待作進一步的分析比較。

致謝

本文承蒙張彰澤博士的悉心指導與建議，始能順利完成。另外，陽洪祥君在程式設計上的多方協助，林秋益君代為繪製圖片，以及空軍氣象中心熱心的提供資料，均在此一併致謝。

參考文獻

- 張彰澤，1980：颱風轉向之力學研究。國科會專題研究報告，NSC-68M-0202-11(01)。
- Baumhefner, D. P., 1971: On the effects of an imposed southern boundary on numerical weather prediction in the northern hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, 28, 42-54.
- Hawkins, H. F., 1972: Development of a seven-level, balanced, diagnostic model and its application to three disparate tropical disturbances, NOAA TM ERL NHRL-98.
- Jones, R. W., 1977: Vortex motion in a tropical cyclone model. *J. Atmos. Sci.*, 34, pp. 1519.
- Lin, Y. J. and P. T. Chang, 1977: Some effects of the shearing and veering environmental wind on the internal dynamics and structure of a rotating supercell thunderstorm. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 987-997.
- Petterssen, S., 1957: *Weather analysis and forecasting*. Mc Graw-Hill Book Company, Inc., New York. pp. 300.
- Rosenthal, S. L., 1971: The response of a tropical cyclone model to variations in boundary layer parameters, initial conditions, lateral boundary conditions, and domain size. *MWR*, 99, 761-777.
- Yasuda, H. 1972, 安田浩：颱風の移動について。研究時報，24, 277-282。

A Dynamical Study on the Direction-Change of Typhoon—Using the Data of Typhoon Hope

Liang-Shur Su

Tai-Hwa Hor

Abstract

This paper takes typhoon Hope which occurred in July 1979 in West Pacific Ocean as an object. The typhoon proper and its surrounding flow are vertically divided into six layers. By solving the continuity equation, horizontal equations of motion which describe the motion change of area atmosphere, the pressure distribution at various layers due to atmospheric vortex and its surrounding flow have been obtained; and the calculation of the drag forces, lifting forces and total resultant force acting on the edge of various layers of atmospheric vortex are made available. By doing so, we can seek the turning of typhoon for actual forecast. It indicates from the conclusion that the difference between the calculated new direction (290°) and the actually changed direction (285°) of this typhoon is five degrees. Therefore, this study may be as a good reference for the forecasting of typhoon track.