

# 颱風運動之合成分析

李清勝

國立台灣大學大氣科學系

(中華民國八十三年二月十八日收稿；中華民國八十三年五月十九日定稿)

## 摘要

本文利用探空合成分析方法，探討影響颱風轉向之重要物理過程。分析時，選取左轉、直行和右轉三類颱風，每類颱風再取3個時段，其中階段0為轉向前12~24小時，階段1為轉向前0~12小時，而階段2為開始轉向後0~12小時（或轉向中）。

結果顯示，在結構特徵上，轉向前左、右轉颱風分別在運動方向的左、右方有範圍較廣的中、高層暖區。而500hPa太平洋高壓脊的強弱，西伸或東退/分裂，與颱風運動方向的改變（左、右轉）關係密切。在風場特徵上，500hPa在半徑4~5°以內，左轉颱風移向右方之切向風速較左方為強，右轉颱風則在左方較右方為強，直行颱風左、右方之切向風速分佈大致對稱。結果亦顯示，右轉颱風有由左向右通過颱風中心之流場，左轉颱風則相反。平行颱風運動之環境風場，三類颱風之差異主要出現於600hPa以上，且左、右轉之風速皆較直行者為小。

取200hPa和900hPa平均之垂直於颱風運動方向之風場，計算颱風中心在移向前、後半徑5~11°之風切，左轉颱風為氣旋式，右轉颱風為反旋式（颱風轉向前12~24小時）。500hPa渦度收支分析結果顯示，颱風在左（或右）轉前，颱風中心之左（或右）前方半徑6~10°處，有正的A+D項（A+D項定義為水平渦度平流和輻散項之和），此種對比特徵在颱風轉向中，即不再顯著；而且在此區域，渦度平流項和輻散項兩者值之大小相當，平流項並非絕對最重要。

綜合分析結果顯示，導致颱風轉向之因素，主要是環境駛流場的改變或是颱風移至一環流特徵不同環境所導致。而此環境流場特徵之差異主要反應在中、高層，且以颱風運動方向前方較顯著。

關鍵詞：颱風、颱風運動、合成分析

## 一、前言

雖然造成颱風運動的因素很多，但颱風的運動主要仍受環境導引氣流，即所謂駛流（steering flow）所控制；其它可能之影響因素包括地球渦度所造成之效應（即Rossby drift and  $\beta$ -effect

；Holland,1983）、颱風環流和對流結構特徵不同之影響（Willoughby, 1988,1992）、颱風環流與駛流間的非線性交互作用和行經區域的地形和海溫效應等等。當駛流不明顯時，颱風的運動路徑因受到上述多重影響，而常變得詭譎莫測。根據觀測資料顯示，沒有兩個颱風有完全相同（僅為相似）的路徑、強度變化、綜觀環境和發展過程等（Gray, 1981），故只有加強對導致颱風運動的物理過程之瞭解，方有可能掌握颱風之動向。

颱風的生命期大多在海上渡過，由於海上的觀測站稀少，在西北太平洋地區，距颱風中心15個緯度內，平均只能獲得6~7個探空觀測資料。飛機觀測資料則常僅限於有限的層面，且大多配合預報作業的需要，其涵蓋範圍亦是以颱風中心附近為主。雷達觀測的範圍均侷限於固定半徑內，且均是接近陸地地區；而衛星資料所能提供的垂直解析度仍相當有限。至於觀測實驗（如TCM-90）則所費不貲，而且空間解析度和個案數均頗有限。所以對於不同運動路徑之颱風結構上的定性、定量描述，或是伴隨環流場之分析，探空合成法仍是極有價值的工具。故本研究利用探空資料進行合成分析，探討導致各類運動路徑的颱風結構和伴隨之環流特徵；合成時，每類颱風選取三個合成時段，比較每類颱風結構隨時間的演變及差異，並利用渦度方程計算渦度收支，探討其中各項在颱風運動方向轉變時所扮演之角色。最後再綜合分析颱風結構與渦度收支隨時間之變化，探討導致颱風運動方向改變之可能物理過程。

本文在第二章中將簡要說明探空合成方法和使用之資料，並敘述合成個案之選取；第三章討論有關右轉、直行和左轉三類合成颱風其移動方向即將改變前之結構特徵和改變；第四章計算渦度方程中各項之值，探討各不同物理過程（主要是水平渦度平流和輻散作用）對渦度收支之影響；第五章則作一綜合結論。

## 二、探空合成方法及個案選取

雖然不同颱風的路徑、強度變化和綜觀環境沒有完全相同的例子，然而，從某些特定觀點，有些不同的個案仍有相似之處。所謂合成分析，乃選取發展過程或運動特徵類似之颱風，藉著資料合成，將其中相似並具決定性之結構或環流特徵顯示出來。無疑的，合成分析犧牲了個案的特性，且因本文使用傳統探空資料，時間解析度較疏；但以往之合成分析結果（如Chan,1982；Chan and Gray, 1982）指出，合成分析仍具有相當之適用性，只是，在進行合成分析時，個案的選取必須非常的謹慎。

颱風結構類似一個圓柱體，所以合成座標採用圓柱網格；以颱風中心為圓心，合成半徑取15個緯度距離（約1650km），徑向解析度為2個緯度，切線方向解析度為22.5度，（如圖1所示）；距中心7度以內，資料解析度亦可設為1度以提高解析度（但資料個數若不足，則結果之可性度降低）。在做合成時，個別颱風中心皆放在網格中心，探空資料則相對的安置於各網格內，然後將各網格（如圖1斜線所示）內之資料做算術平均，來代表該網格點（圖1斜線網格之中心點）之值，垂直方向由地面至50hPa共分23層。

由於考慮個別颱風移動速度之不同，在做合成時考慮了自然座標(NAT)和移動座標(MOT)；在NAT中，風場和熱力場為觀測得之，在MOT中，每個觀測之風場資料在合成前皆扣除颱

風的移動速度，即相對於移動颱風中心的風場。在參考方位上（圖1之方位1）除了採用正北方向外，為瞭解颱風運動方向之影響，常採用颱風運動方向為參考方位，將資料做方位上之旋轉，此種座標稱之旋轉座標或ROT，考慮颱風移速和方向之座標則為MOTROT。

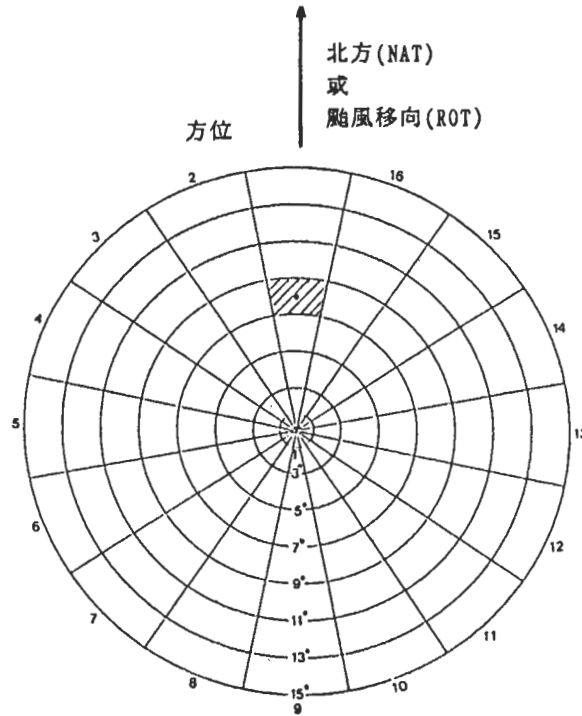


圖1 颱風合成座標，徑向解析度為2個緯度，切向分成16方位，方位1為北方或颱風移向。

各種氣象基本參數如溫度、高度場和風場資料皆在一個網格中取合成平均，而動力參數分別以MOT和NAT系統做合成計算，且皆考慮ROT座標。在ROT座標上，風場亦可分成平行( $V_p$ )和垂直( $V_n$ )颱風運動方向之向量， $V_n$ 向右為正，如圖2所示(Chan, 1982)； $V_p$ 減去颱風之移動速度則得MOTROT座標之風場( $V_{pm}$ )，但MOTROT座標之 $V_n$ 和ROT座標者相同。渦度收支方程中的導出量，乃透過MOTROT座標之徑向及切向合成風場計算得之。在質量守恆的假設下，徑向風速可透過簡易的運動學法做適當的調整(O'Brian, 1970)，此時以地面至100毫巴為基準層，分別在每個徑向區間(如1~3°，3~5°)調整徑向風速。此外，探空氣球在不同高度的水平飄移，以及颱風中心在觀測時段之位移，在合成時皆已考慮到。

本合成研究之資料包括西北太平洋地區，21年(1957~1977)的探空資料(測站分佈如圖3所示)，這份資料來自美國科羅拉多州立大學Dr. W. M. Gray的研究計劃。此份資料搜集了Northern Hemisphere Data Tabulation (NHDT)，National Center for Atmospheric Research (NCAR)及日本和東南亞(包括台灣、大陸沿海)之探空測站資料。而颱風的強度和位置則採用關島美軍聯合颱風警告中心(Joint Typhoon Warning Center, JTWC)每年颱風報告的最佳路徑資料。

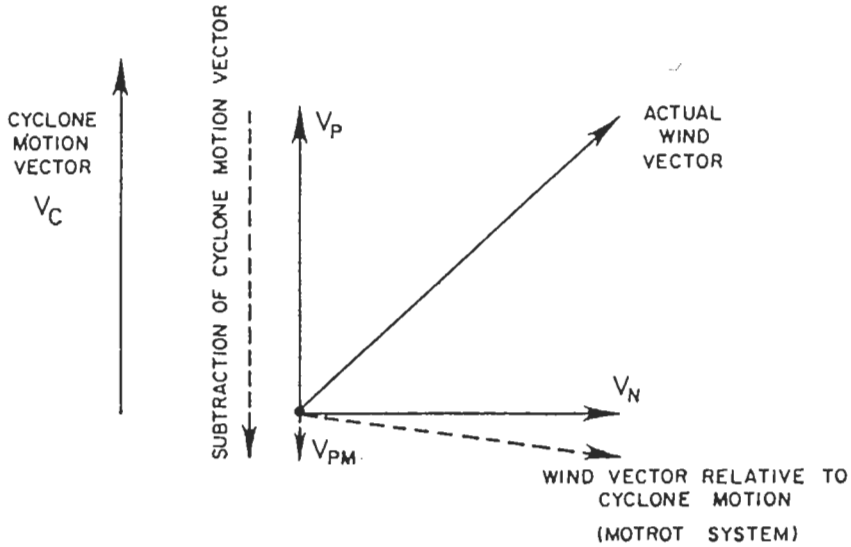


圖2 旋轉和移動旋轉座標上，平行和垂直颱風運動方向風場 ( $V_p$ 、 $V_{pm}$  和  $V_n$ ) 示意圖；圖中  $V_{pm} = V_p - V_c$  (摘自 Chan, 1982)。

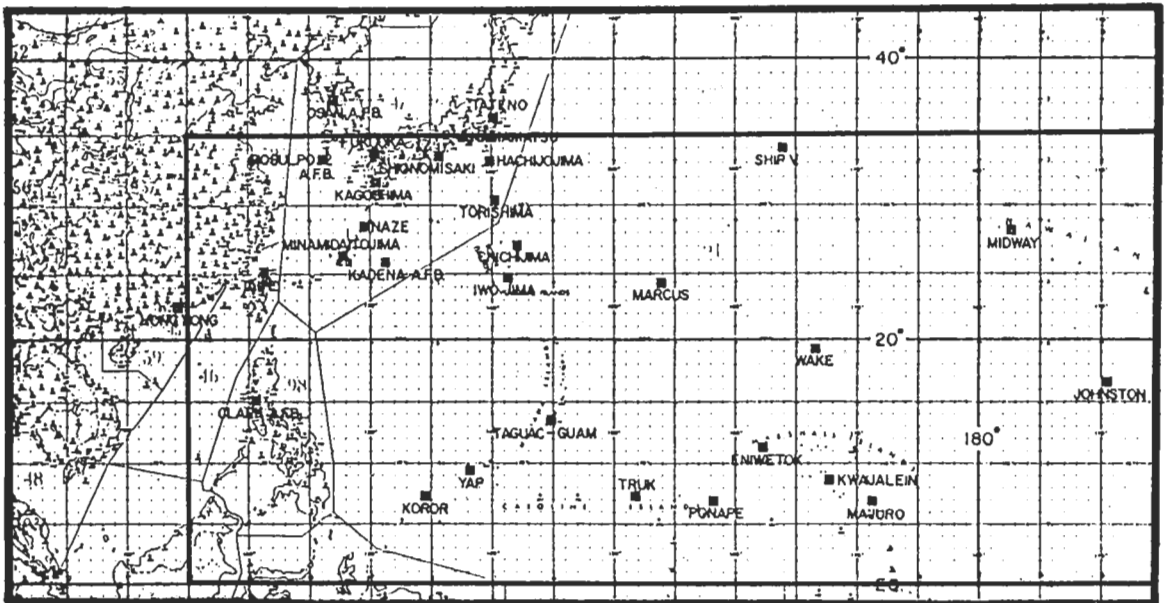


圖3 西北太平洋地區颱風合成所用探空測站分佈圖。

合成分析時，考慮左轉、右轉和直行等三種不同運動特徵之颱風，為求所選取之合成颱風個案，除運動特徵外，皆具有相同之特性，應儘量要求所選取之颱風個案，皆具有類似的移動方向、速度、強度、強度變化、位置、以及相似的海水溫度等。然而個案的選取除需考慮嚴格的相似條件外，還需考慮足夠的個案數，而此兩者通常是相互抵觸的。因此，在目前之合成分析中以移動方向、速度和所在位置為主要之考慮因素；至於強度、強度變化、季節以及海水溫度等之影響，則假設為次要之因子（或可互相抵消），暫不考慮。

選取合成個案時，要求颱風中心位置需在北緯 $30^{\circ}$ 以南、東經 $100^{\circ}$ 以東，且移動速度需大於 $6\text{kt}$ ，以避免滯留之狀況。左、右轉和直行颱風個案之選取時段如圖4所示，圖中 $T$ 時定為開始轉向之點；在颱風轉向時間（ $T$ ）前24小時之內，要求颱風運動方向的變化很小，而轉向時間 $T$ 之後，直行、右轉和左轉颱風個案之選取條件才出現明顯差異，其條件如表一所示。表中 $D(T)$ 表示在 $T$ 時之移動方向， $D(T-12)$ 和 $D(T+12)$ 分別表示颱風轉向12小時前和12小時後之移動方向，餘類推。每類颱風均選取三個合成時段，合成時段0的時間為颱風轉向前12及24小時；合成時段1之時間則為 $T$ 和 $T-12$ 兩個時間，即颱風即將轉向前之時段；再取颱風轉向時間 $T$ 和轉向後12小時之合成，作為時段2。

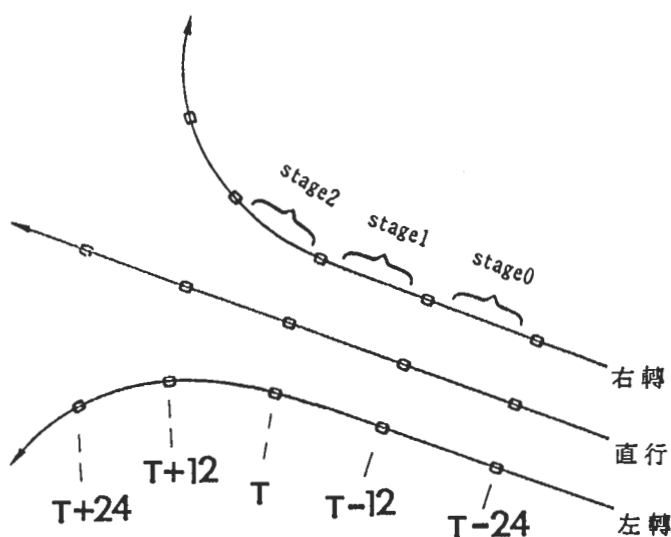


圖4 左、右轉和直行颱風之路徑示意圖， $T$ 點設為轉向點， $T+12$ 和 $T-12$ 之點分別為轉向後和轉向前12小時之位置， $T+24$ 和 $T-24$ 之點分別為轉向後和轉向前24小時之位置。

表一 選取左轉、直行和右轉颱風個案時，所採用之移動方向變化標準。此 $D(T)$ 表在 $T$ 時之移動方向， $D(T-12)$ 為 $T$ 之前12小時之移動方向，餘類推。

時段 \ 個案	個案		
	左 轉	直 行	右 轉
$D(T)-D(T-24)$	$-15^{\circ} \sim 15^{\circ}$		
$D(T-12)-D(T-24)$	$-10^{\circ} \sim 10^{\circ}$		
$D(T)-D(T-12)$	$-10^{\circ} \sim 10^{\circ}$		
$D(T+12)-D(T)$	$< -10^{\circ}$	$-5^{\circ} \sim 5^{\circ}$	$> 15^{\circ}$
$D(T+24)-D(T)$	$< -15^{\circ}$	$-10^{\circ} \sim 10^{\circ}$	$> 20^{\circ}$

所選取出三個時段之左、右轉和直行颱風合成個案之氣候統計結果，以及合成探空數皆列於表二中。其中，直行颱風探空個數最多，左轉者最少，直行颱風合成位置之平均緯度稍低一些。表二同時顯示，直行颱風之平均移速較左、右轉颱風為快，此乃因颱風轉向時，其速度常減緩所致，而合成颱風之平均強度以直行颱風最強，左轉颱風最弱。

表二 1957~1977年間西北太平洋地區左、右轉和直行合成颱風，三個時段氣候特徵。

		颱風數目	平均緯度 (° N)	平均經度 (° E)	平均移動速率 (m/s)	平均方向	平均速度 (m/s)	平均中心氣壓 (mb)	平均最大風速 (kt)	平均月日	探空資料總數
左轉	時段 0	76	17.68	135.02	5.17	330.31	3.12	978.70	63.10	0809	1703
	時段 1	76	18.58	134.42	5.36	328.02	3.21	975.43	68.34	0809	1857
	時段 2	76	19.74	133.78	5.84	314.79	3.55	973.51	71.65	0810	1997
直行	時段 0	127	15.36	137.55	5.91	293.57	4.98	969.83	76.29	0825	4718
	時段 1	127	16.12	135.68	6.01	295.07	4.94	966.61	81.24	0825	5047
	時段 2	127	16.98	133.98	6.11	296.81	4.82	964.12	84.80	0826	5444
右轉	時段 0	133	17.62	137.14	5.50	303.60	4.52	970.10	75.46	0819	3162
	時段 1	133	18.59	135.64	5.50	306.97	4.41	968.86	78.33	0820	3362
	時段 2	133	19.76	134.49	5.43	326.59	3.98	968.35	78.88	0820	3570

由於西北太平洋地區探空站之地理位置分佈並不均勻，合成網格之資料個數分佈亦有所差異，圖5為合成個案中資料個數介於中間之右轉颱風，於時段1，MOTROT座標500hPa之各網格探空個數分佈圖。圖中顯示，颱風移向之前方，探空資料個數較多，後方較少；但除近中心少數網格點外，探空資料個數均在一、二十個以上。根據以往之經驗，如此數量之探空數，所得之結構已具意義。

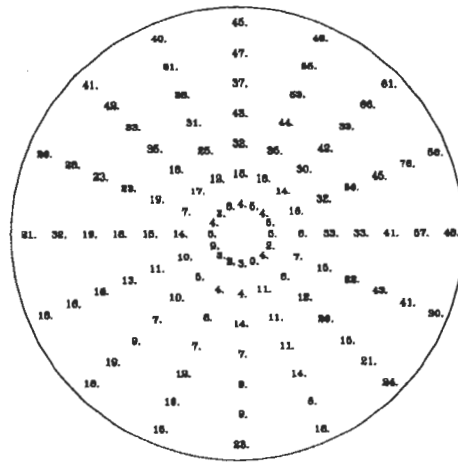


圖5 右轉型颱風時段1之MOTROT座標500hPa網格點之探空資料數目，合成座標如圖1。

### 三、結構特徵變化分析

#### 3.1 溫度場和高度場

圖6、7和8分別為三個合成時段之左轉、直行和右轉颱風900 hPa和500hPa之高度場（NAT）分佈圖，圖中心之箭頭代表系統平均移動方向。圖中顯示，左轉颱風900hPa高度場之1020gpm等高線，在時段0至1往西伸展；940gpm等高線的涵蓋範圍在時段0約是沿颱風中心呈對稱分布，隨後則往左擴展，使得左邊有較低的高度場；此種高度場變化特徵，在500mb亦同樣具有。此外，500hPa 5860gpm等高線往西伸展的程度，在三個階段中並無顯著改變，但位於中心東北方之高壓，從時段0至2，有稍微加強的情形；中心之北北西方，半徑 $10^\circ$ 外，則一直存在一低壓槽。直行颱風之900hPa高度場，由時段0至2並無明顯變化；但在500hPa，位於中心東北方之高壓，則稍有加強之情形，5860gpm等高線均往西伸展至中心西北方、半徑 $6\sim 12^\circ$ 之區域（遠較左轉颱風顯著），颱風平均移向略與此等高線平行。右轉颱風之900hPa高度場在三個時段均類似；500 hPa 5860gpm等值線在時段0時，亦如直行颱風向西伸展至中心西北方、半徑 $6\sim 12^\circ$ 之區域，中心之北北西方有低壓槽（且此低壓槽有加深趨勢）；至時段1時，5860gpm等值線於半徑 $8^\circ$ 方向約 $315\sim 340^\circ$ 間分裂，且北北西方之高度場降低，颱風未來移向則向右偏；至時段2時，5860gpm等值線已東退至颱風運動方向之右方，北北西方之高度場則更低。

綜合上述，三組合成颱風之900hPa高度場差異不大，但因直行颱風平均強度最強，左轉颱風最弱，左、右轉颱風（尤其是左轉颱風）之高度梯度在半徑 $5^\circ$ 內較直行者為小。三組合成颱風在500hPa高度場差異較大，颱風之運動方向與太平洋高壓之強弱和消長變化（尤其是5860gpm等高線）關係密切，而颱風中心北北西方之低壓槽在颱風左、右轉過程中，似乎亦扮演一定程度的角色；此種颱風環境高度場變化之情形，在高度場變量（時段2減1和1減0）上，均清楚

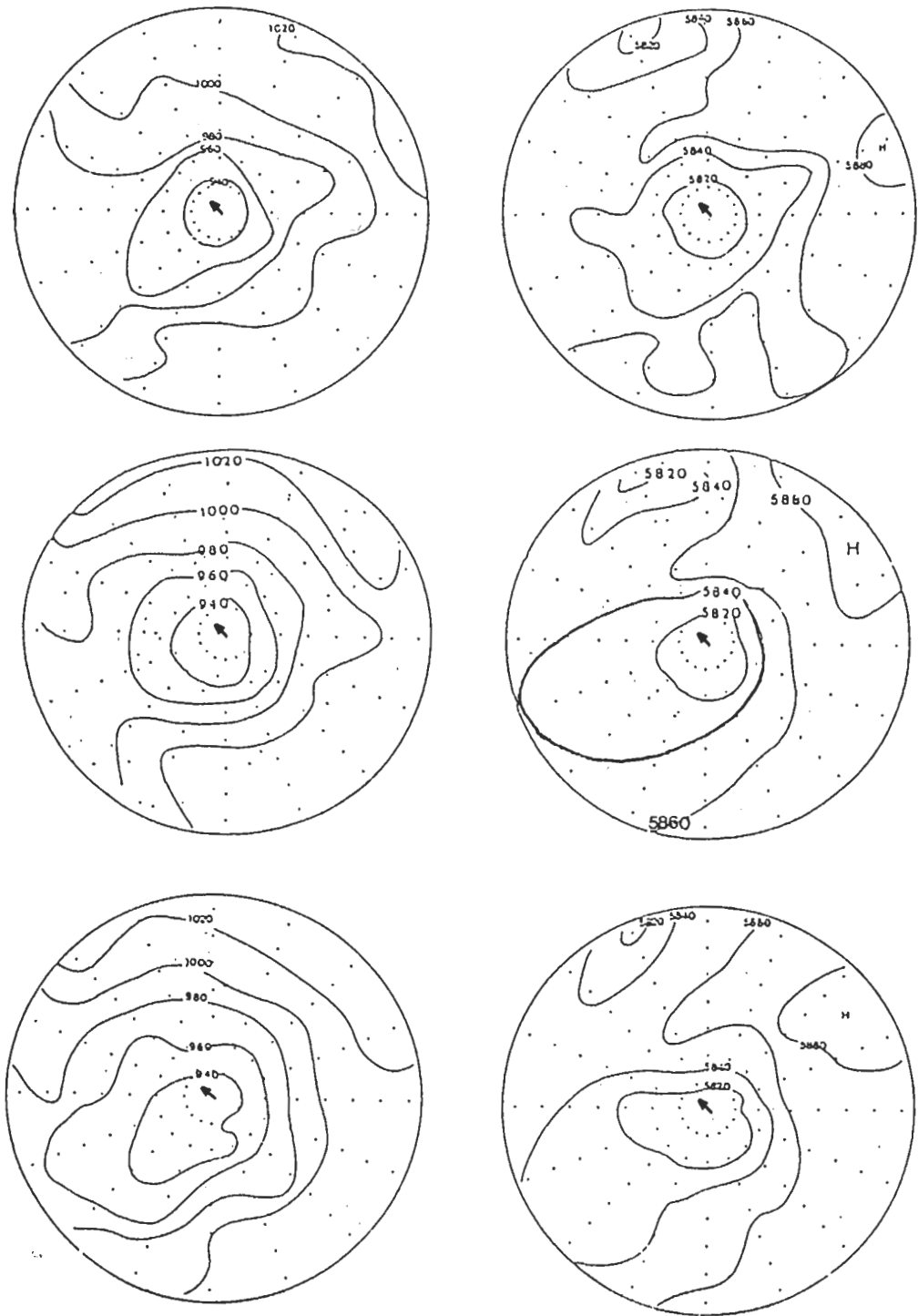


圖6 在自然座標 (NAT) 上, 左轉合成颱風在時段0 (上)、1 (中) 和2 (下) 之高度場分佈圖。左為 900hPa, 右為 500hPa; 箭頭為合成颱風之平均移動方向。單位為 gpm。



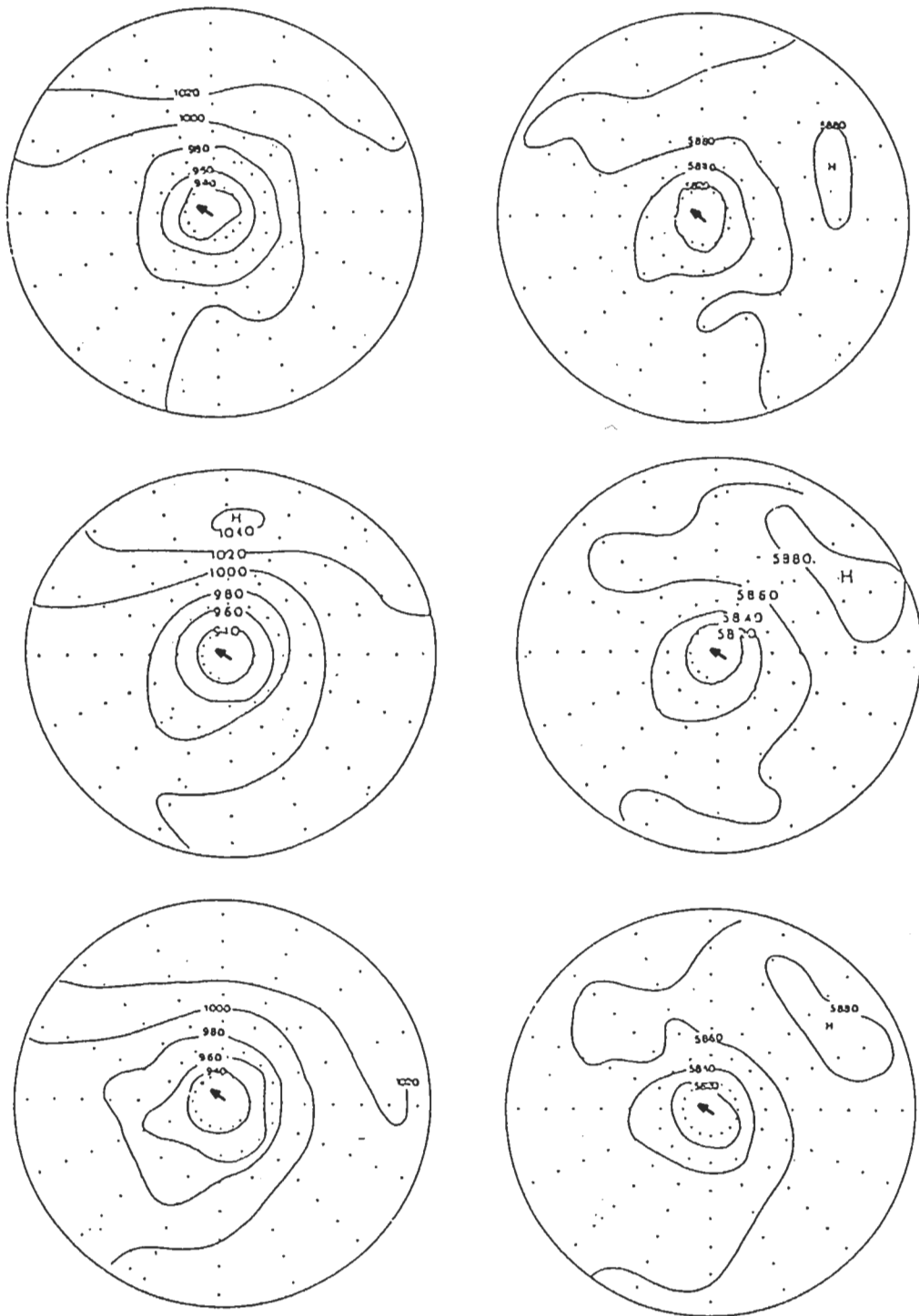


圖7 在自然座標 (NAT) 上，直行合成颱風在時段0 (上)、1 (中) 和2 (下) 之高度場分佈圖。左為900hPa，右為500hPa；箭頭為合成颱風之平均移動方向。單位為gpm。

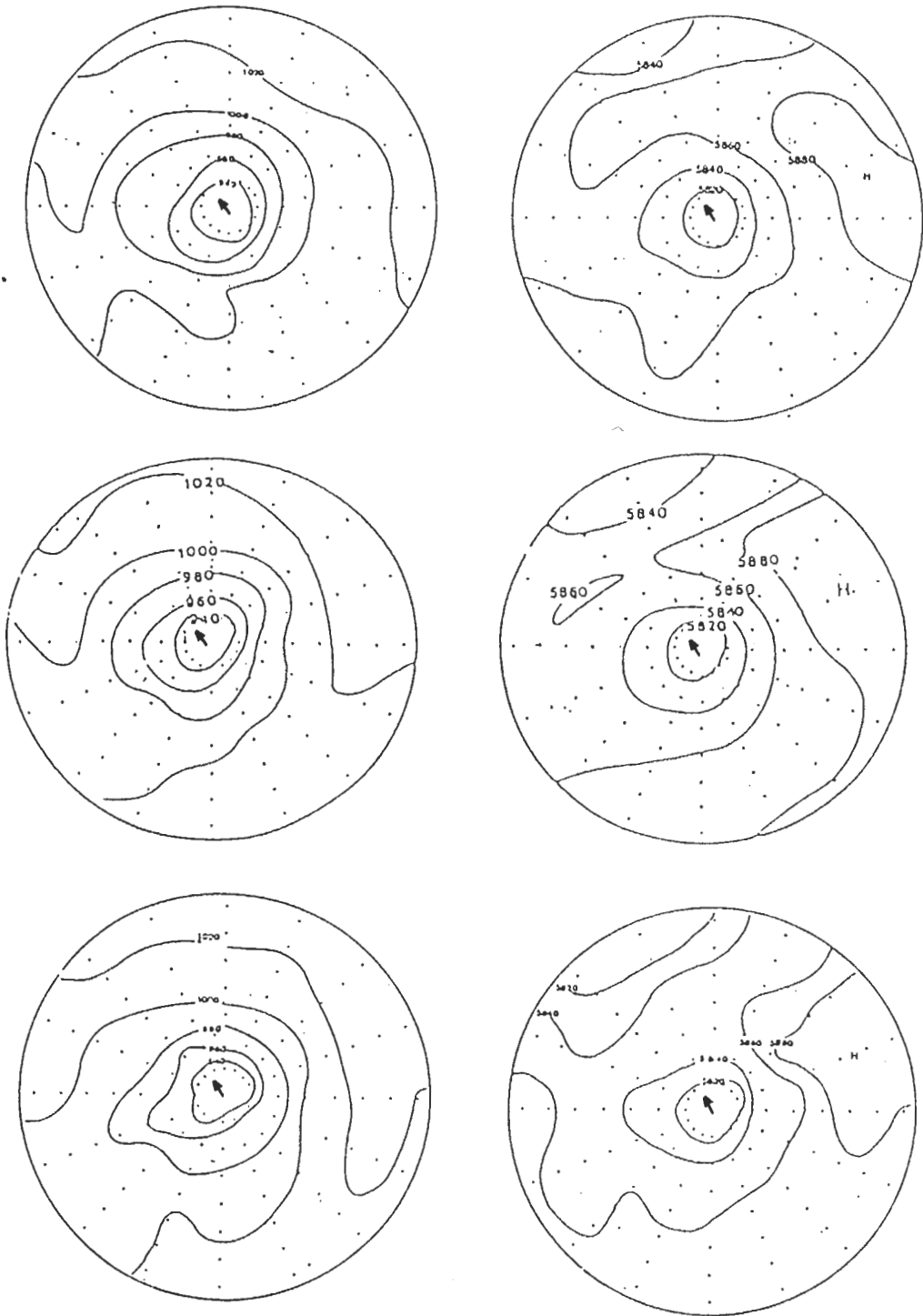


圖8 在自然座標 (NAT) 上, 右轉合成颱風在時段0 (上)、1 (中) 和2 (下) 之高度場分佈圖。左為900hPa, 右為500hPa; 箭頭為合成颱風之平均移動方向。單位為gpm。

顯示（圖未示）；此結果驗證傳統颱風運動變化主要為太平洋高壓主導之觀念。另外，200hPa高度場顯得較為凌亂，不易分析三者之系統性差異，但三個合成大致的型態尚頗合理，即除中心區域外，呈高壓型態。

一般說來，颱風暖心最強約在300hPa，低層之暖心較不顯著。合成結果顯示，左轉颱風，中高層暖區隨時間演變，稍呈偏左方的不對稱；右轉和直行颱風均為頗對稱之暖心結構，而且300hPa之暖心較500hPa者為強。上述中、高層暖心之演變可由分析三個時段300hPa之 $-28^{\circ}\text{C}$ 等溫線或500hPa之 $-3.5^{\circ}\text{C}$ 等溫線（圖9）看出（選取此兩條等溫線乃是考慮三組合成可清楚標示在同一張圖上），相同等溫線值所包括之範圍在左轉颱風較右轉與直行颱風者大，其原因可能與合成樣本之平均位置有關。圖中同時顯示，時段0時，三組颱風之暖區，在中心左、右方大略相等。時段1時，右轉颱風中心右方之暖區較左方稍大；同時段之直行颱風之暖區左、右大略相等，而前方之暖區較後方為大；至於左轉颱風則左方暖區稍大。這些特徵在500hPa較300hPa更明顯。在時段2時，仍有同樣情形。

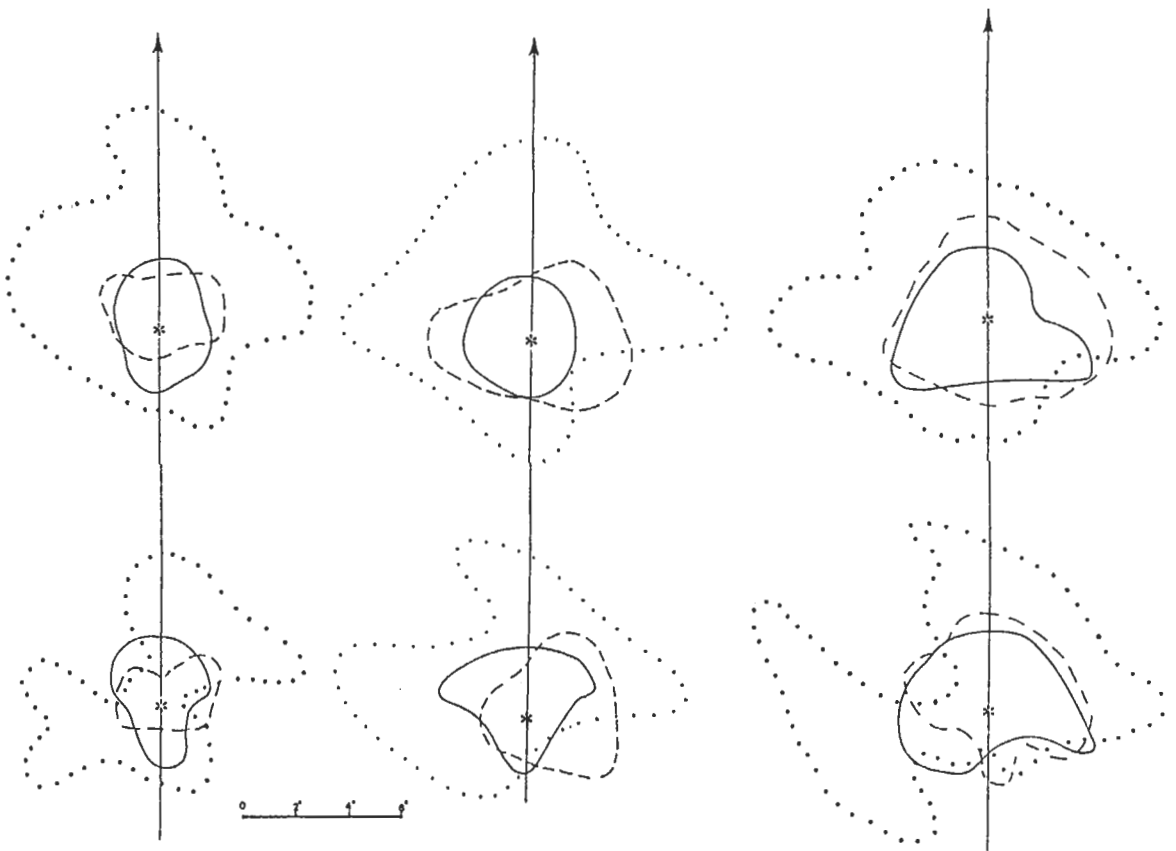


圖9 三組合成颱風中高層暖區分佈圖。左、中和右圖分別代表時段0、1和2。上圖為300hPa $-28^{\circ}\text{C}$ 等溫線，下圖為500hPa $-3.5^{\circ}\text{C}$ 等溫線。向上箭頭表合成颱風之平均移動方向。點線、實線和虛線分別代表左轉、直行和右轉颱風。\*為颱風中心。

### 3.2 切向和徑向風場

在分析風場之水平分佈前，先比較三組合成在時段1時，ROT和MOTROT座標之軸對稱切向風速之垂直剖面分佈（圖10）。圖中顯示一般熟知的平均切向風場分佈，即中低層為氣旋式環流且向上和向外減弱，高層為反旋式環流，且隨半徑而增強。圖中同時顯示，每組合成之ROT風場和MOTROT風場幾乎一樣，亦即合成之資料取樣頗為合理，（理論上，因颱風之運動分量沿切向平均為零，切向平均之ROT風場應和MOTROT風場相同。）此外，三組合成之平均切向風場分佈亦非常相似，但左轉颱風因強度稍弱，其中低層氣旋式環流和高層反旋式環流皆較其他兩組為弱。（時段0和2結果亦同，故圖未示。）目前結果顯示，三組颱風在平均切向環流之差異很小，因此非對稱之風場在颱風運動方向之改變上，扮演較重要之角色。

在分析不同高度切向和徑向風場分佈時，採用MOTROT座標。圖11、12和13分別為左轉、直行和右轉颱風、三個時段的900hPa和500 hPa切向風場之水平分佈圖。在900hPa，颱風移動方向左方之切向風速常較右方者為強， $4^\circ$ 以外地區更為明顯，此左右不對稱的結構可能是因MOTROT座標中，將颱風移速減去所造成之結果。圖中亦顯示，三組合成之900hPa切向風場隨時間之變化不大，500hPa則變化較大。

500hPa左轉颱風在時段0時，半徑 $4^\circ$ 以內沿颱風移向右邊之切向風速較左邊強，至時段1時，此種風場特徵仍存在；轉向時（時段2），則呈左、右對稱情形。直行颱風之切向風場，在時段0時呈前後、左右對稱情形，15m/s等風速線約呈橢圓形，且其長軸平行移動方向；至時段1時，在半徑 $4\sim 5^\circ$ 內，中心前方風速較強，且持續至時段2。右轉颱風，在時段0及1時，半徑 $4^\circ$ 以內切向風場，左邊之風速較右邊稍強；至時段2時，則呈左右對稱情形。此外，在三個時段中，切向風速大於5m/s之區域，颱風移向左邊均較右為大，此特徵與900hPa大致相同。

相對於切向風場來說，徑向風場之水平分佈具有較高之不對稱性。由於三組颱風之徑向風場在三個時段中主要特徵變化不大，圖14僅顯示時段1之900hPa和200hPa（主要之內、外流層）徑向風場。結果顯示，900hPa皆為前方內流而後方外流，徑向風場為零的等風速線由左邊經中心後半徑 $2^\circ$ 處通到右（後）方，主要的外流發生於左後方 $4^\circ$ 以外區域。在200hPa外流層，徑向風場分佈型態稍顯凌亂；右轉颱風在半徑 $6^\circ$ 以內，除右後方半徑 $2\sim 4^\circ$ 處出現微弱內流區外，大都為外流區，直行和左轉颱風之右後方內流區外移，且範圍明顯擴大，。半徑 $2\sim 6^\circ$ 之較強外流區，出現於右轉颱風之前方，直行颱風之左前方，左轉颱風之左方。此內、外流之配置似乎反應高層通過颱風中心氣流，與颱風移向具對比關係。

### 3.3 平行和垂直颱風運動方向之風場

合成結果顯示，在半徑 $2^\circ$ 、 $4^\circ$ 、 $6^\circ$ 、 $8^\circ$ 或 $10^\circ$ ，垂直於颱風移向之風場( $V_p$ )，其垂直分佈特徵頗為相同；因此將 $4^\circ$ 、 $6^\circ$ 和 $8^\circ$ 之 $V_p$ 取面積加權平均而得 $3^\circ\sim 9^\circ$ 平均垂直分佈。圖15為時段1三組合成颱風在ROT座標（上）和MOTROT座標（下）之 $V_p$ 垂直分佈圖（時段0和2之結果類似）。由於兩座標值之差應為颱風之移速，故在ROT座標之圖中，將表一中

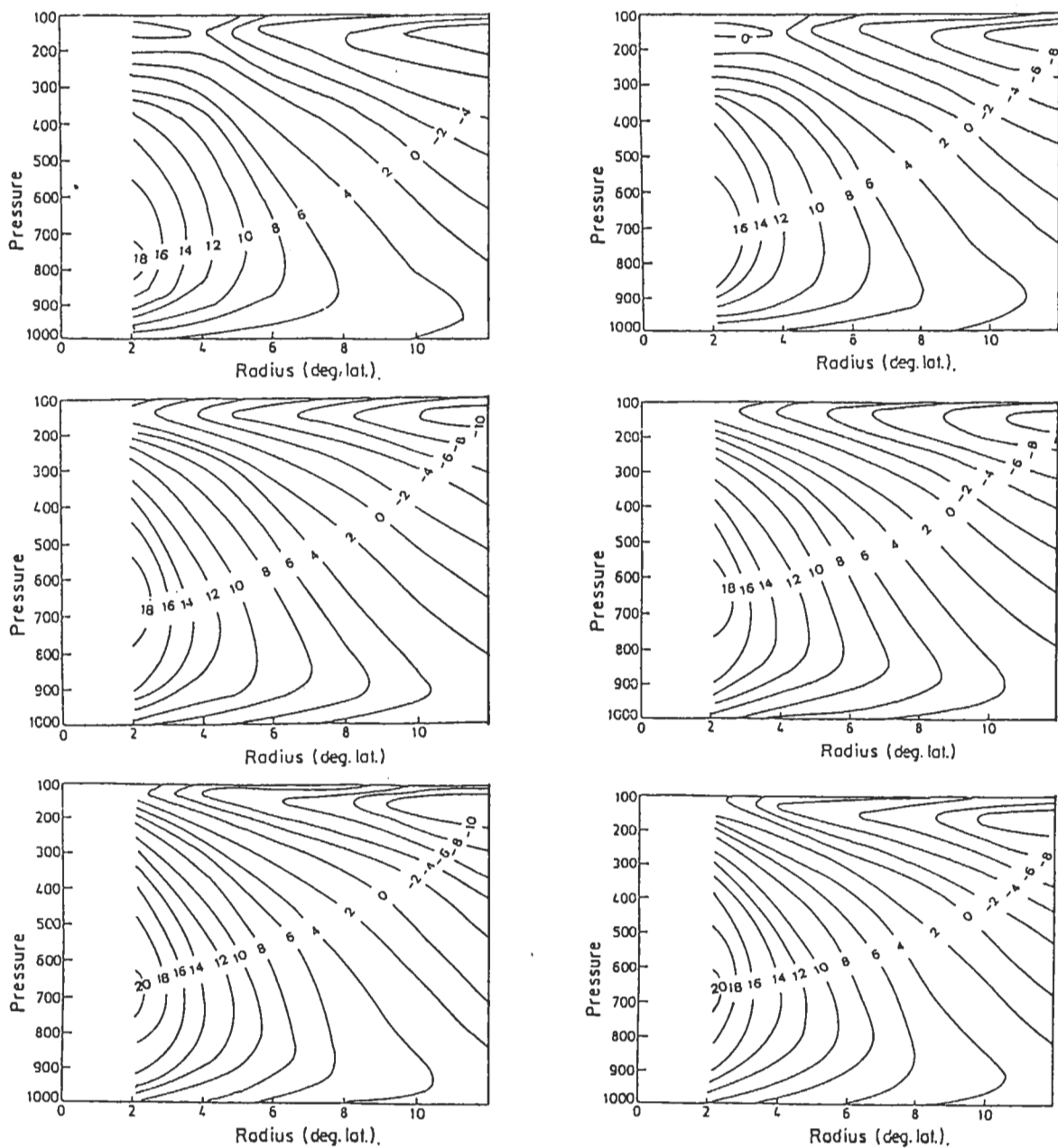


圖 10 旋轉 (ROT, 左圖) 和移動旋轉 (MOTROT, 右圖) 座標上, 左轉 (上)、直行 (中) 和右轉 (下) 颱風於時段 1 之切向平均切向風場, 單位為 m/s。 (垂直座標單位: hPa)。

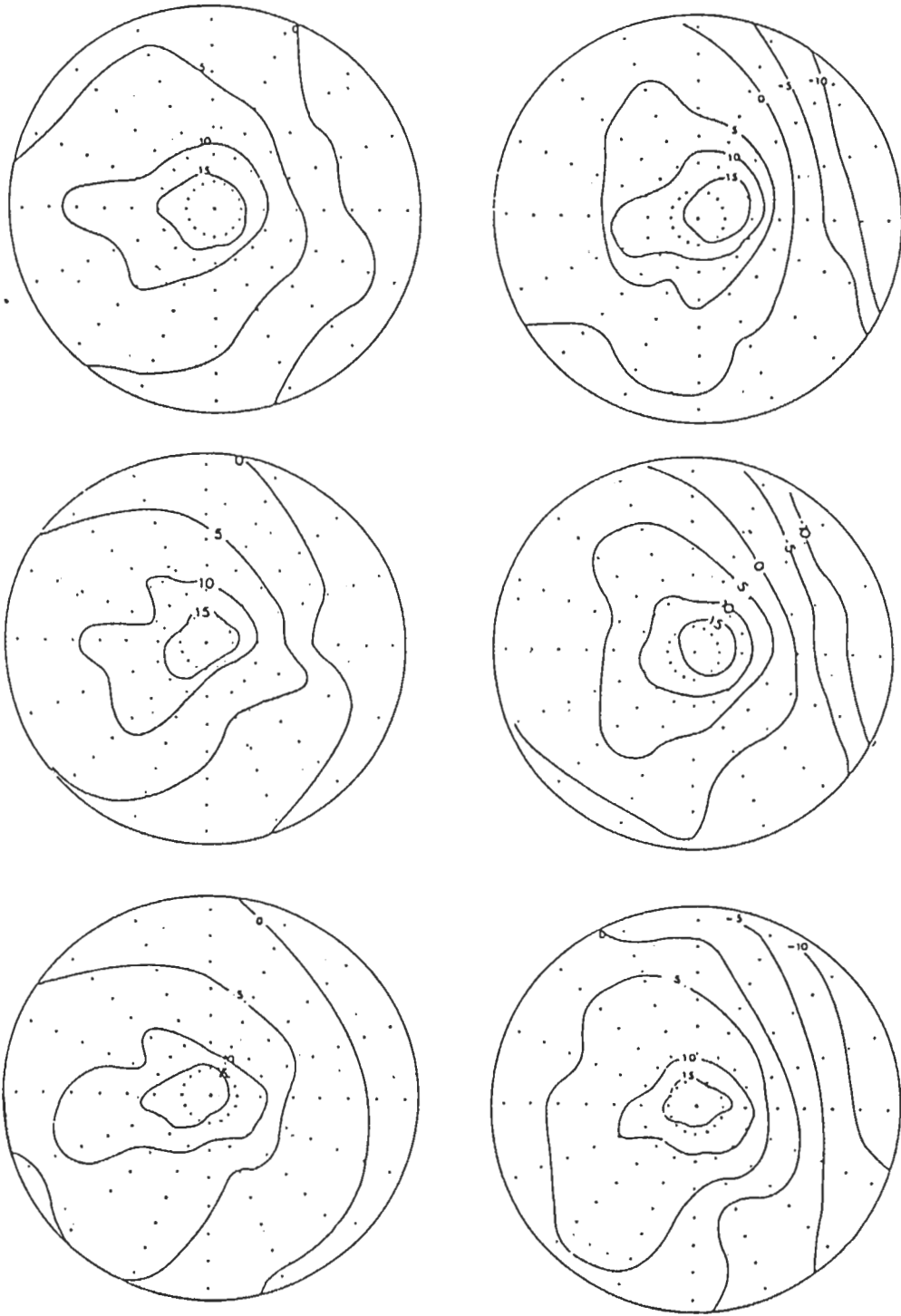


圖11 在移動旋轉 (MOTROT) 座標上，左轉颱風於時段0 (上)、1 (中) 和2 (下) 之切向風場分佈圖。左為900hPa，右為500hPa，單位為m/s

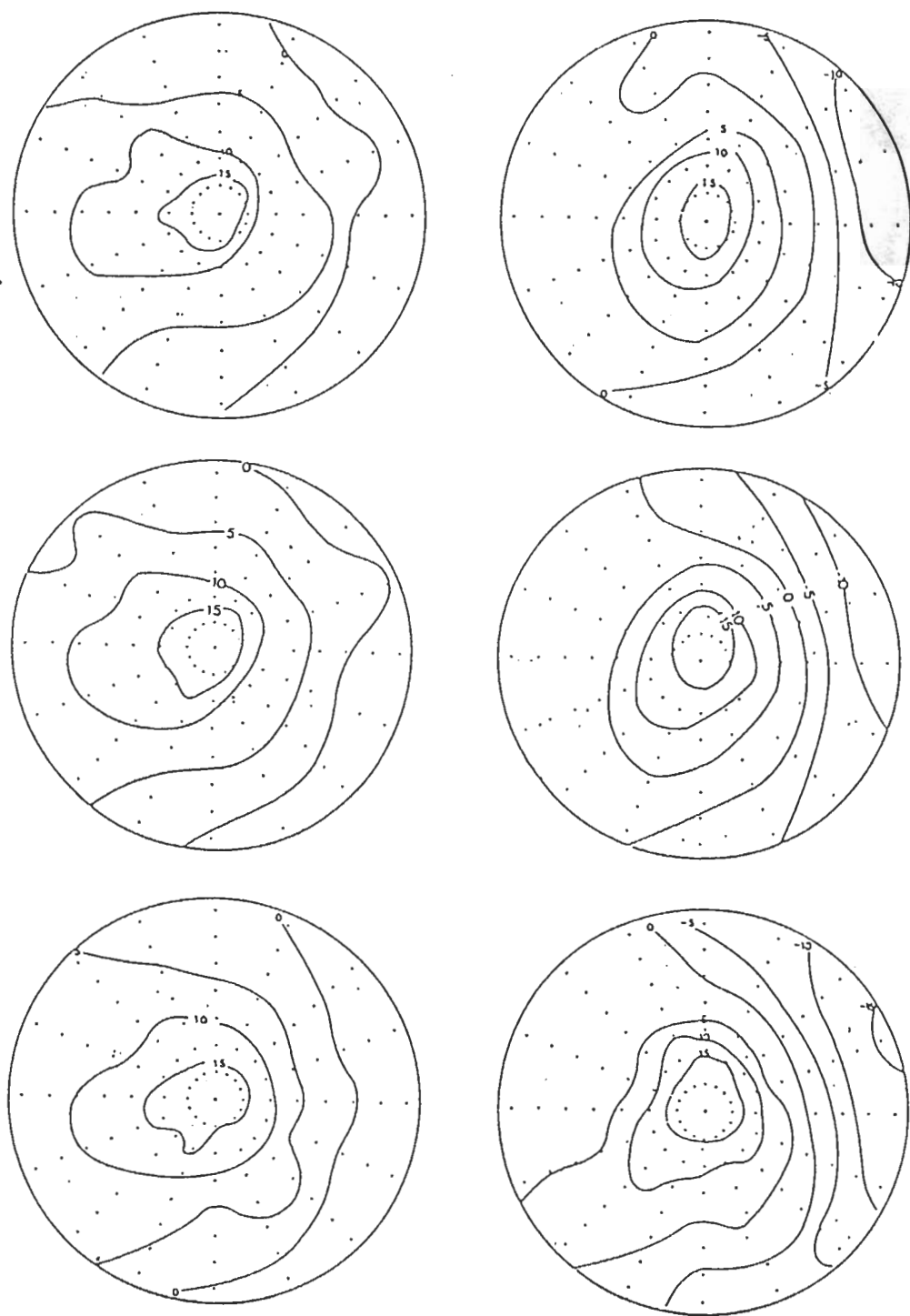


圖12 在移動旋轉 (MOTROT) 座標上，直行颱風於時段0 (上)、1 (中) 和2 (下) 之切向風場分佈圖。左為900hPa，右為500hPa，單位為m/s

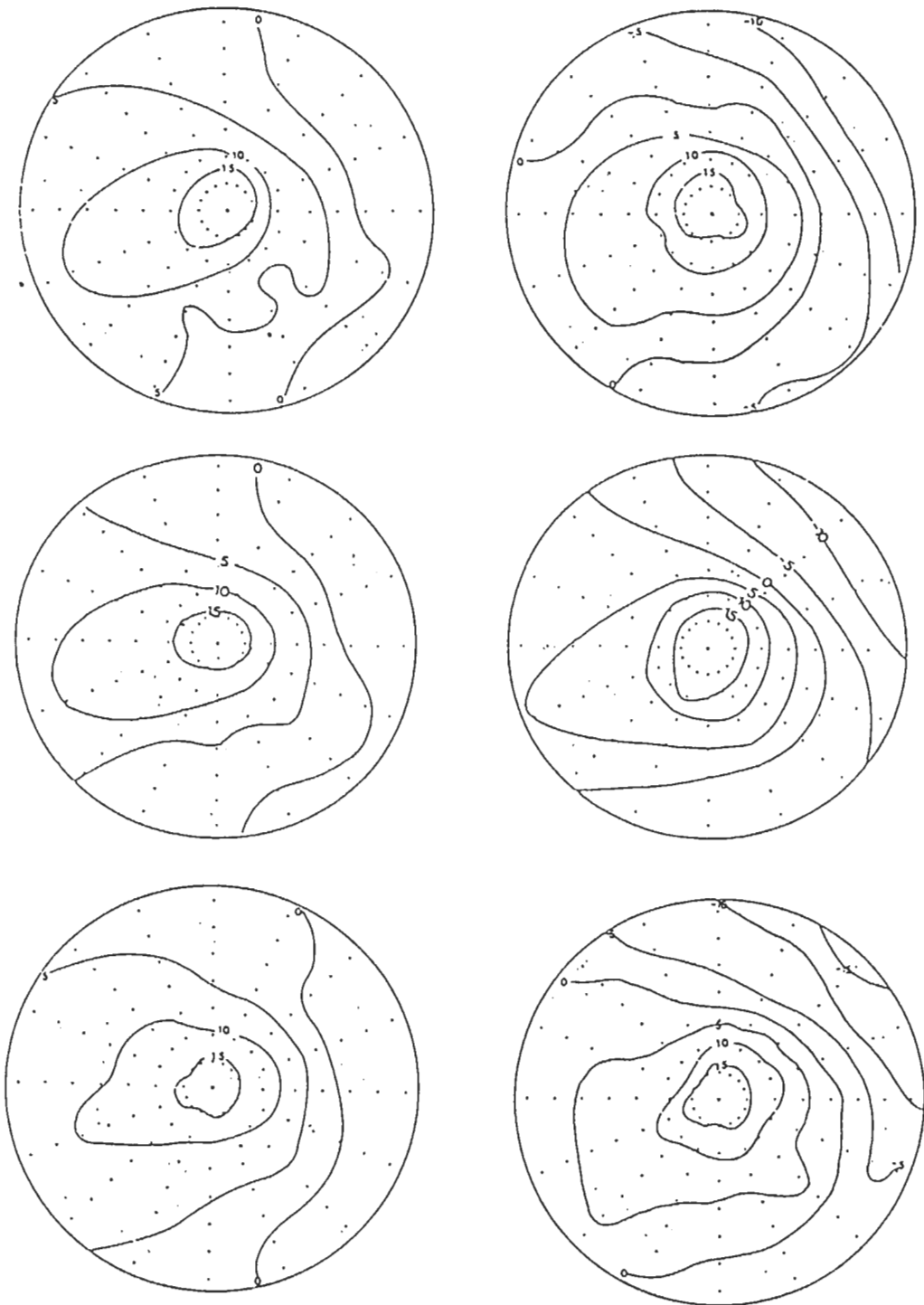


圖13 在移動旋轉 (MOTROT) 座標上, 右轉颱風於時段0 (上)、1 (中) 和2 (下) 之切向風場分佈圖。左為900hPa, 右為500hPa, 單位為m/s



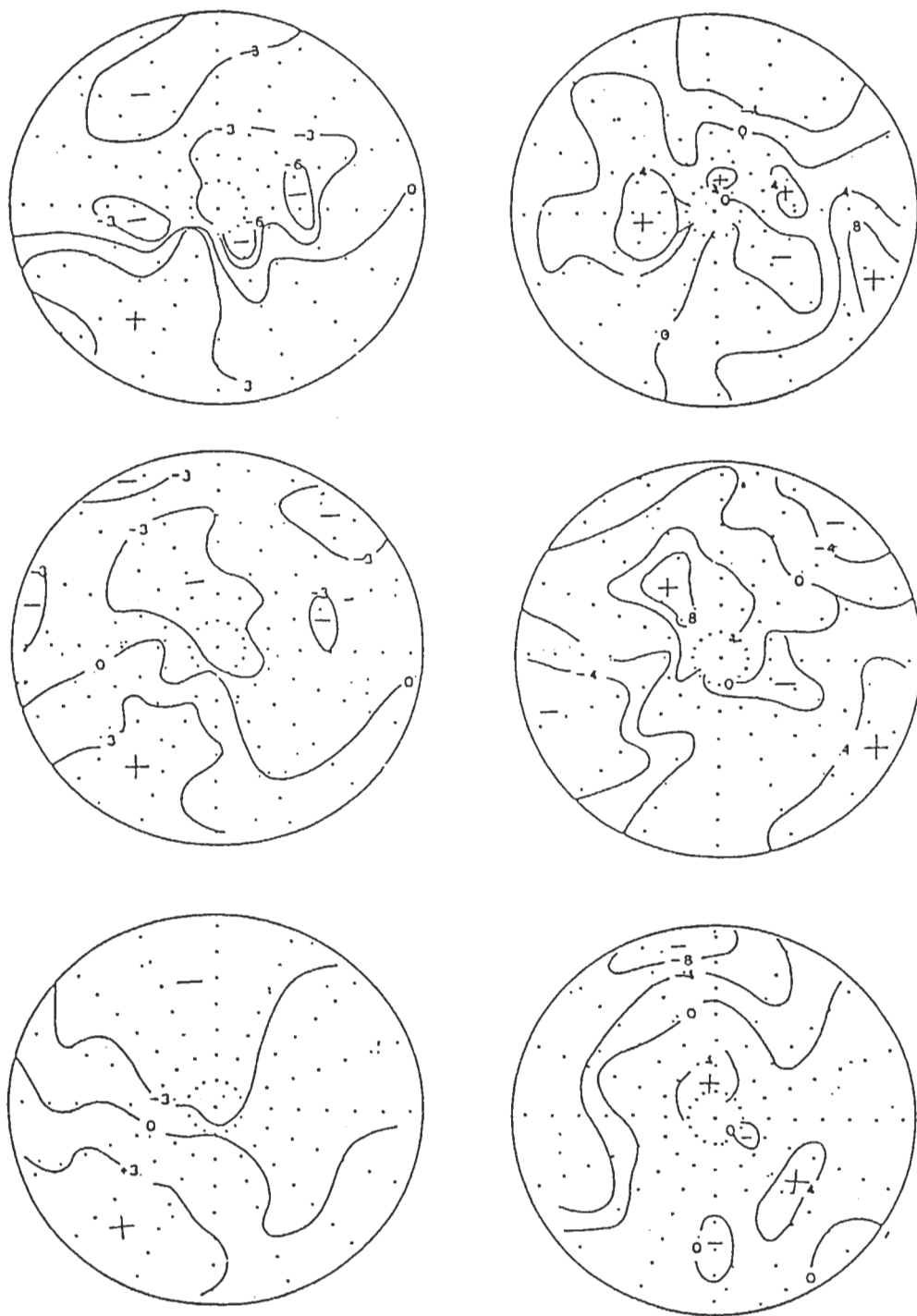


圖14 在移動旋轉 (MOTROT) 座標上 (時段1)，左轉 (上)、直行 (中) 和右轉 (下) 颱風之徑向風場分佈。左圖為 900hPa，右圖為 200hPa，單位為 m/s。(正值表示外流，負值表示內流)。

所示之颱風平均移速以圓圈標示於各合成之線上，結果合理的顯示，此點高度與MOTROT圖中 $V_p$ 為零之高度大致相同。由於軸對稱渦旋之 $V_p$ 和 $V_n$ 切向平均為零，故此處切向平均之 $V_p$ （或 $V_n$ ）可視為環境流場的影響。如果颱風之移速純由駛流所控制，則上述 $V_p$ 為零之高度應為最佳駛流層高度。

圖15（右）同時顯示，直行颱風其450hPa以上之環境風場較颱風移速快，450hPa以下則較慢；左轉颱風在300hPa~200hPa間，環境風場流速較颱風稍快些，其他層則較慢；右轉颱風其150hPa以下（至600hPa）環境風場之垂直風切很小，且平均比颱風移速慢1~2m/s。左、右轉和直行颱風之 $V_p$ 環境風場在600hPa以下差異均很小，但以上則差異大，且隨著時間（時段0至2）差異越大（圖未示），亦即中高層環境流場之變化和颱風運動方向之改變關係較密切。綜合來說，左、右轉颱風之環境流場一般較颱風移速慢，且於中、高對流層均較直行者慢；此結果似乎暗示當颱風要改變運動方向前（無論左或右轉），環境流場（尤其是中、高層）已先反應出未來即將轉向之特徵。

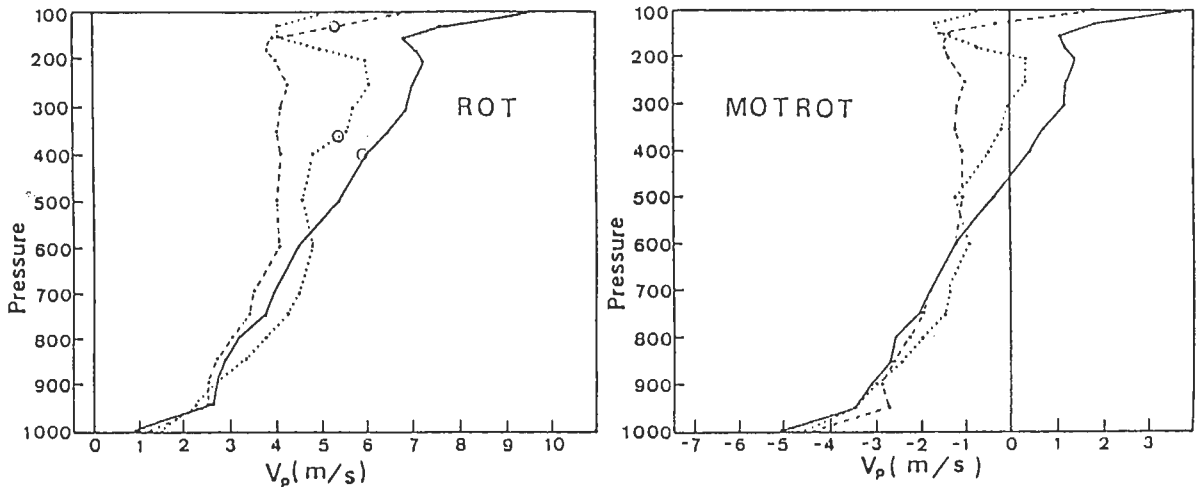


圖15 在旋轉（ROT，左）和移動旋轉（MOTROT，右）座標上，左轉（點線）、直行（實線）和右轉（虛線）颱風、半徑3~9°切向平均之平行於颱風運動方向風場垂直分佈。（時段1）（垂直座標單位：hPa）。

上述環境流場先行反應颱風未來運動方向改變的特性，在 $V_n$ 之垂直分佈上更為明顯。圖16、17和18分別為ROT（或MOTROT）座標上，左轉、直行和右轉颱風於三個時段之半徑4°、6°和8°之 $V_n$ 垂直分佈， $V_n$ 為正表示環境流場由左往右吹。圖中顯示，三組颱風在三個時段的 $V_n$ 垂直分佈特徵均很類似，中層約300~800hPa間其 $V_n$ 值偏大（正值），300hPa以上其值迅速減小（或負值增大），800hPa以下亦同；此外，由半徑4°至8°， $V_n$ 值均往右（正值）偏移，在6°和8°處 $V_n$ 值大都為正值（左轉6°除外），似乎有由左向右之平均環流流過颱風區域（例如，北方西風帶之影響在此半徑距離將明顯增大），但亦可能為颱風之外流集中於右方所致。亦即，此種相似之 $V_n$ 分佈，主要應是反應熱帶颱風環境風場特徵，部份則源自探空站分佈之不均。

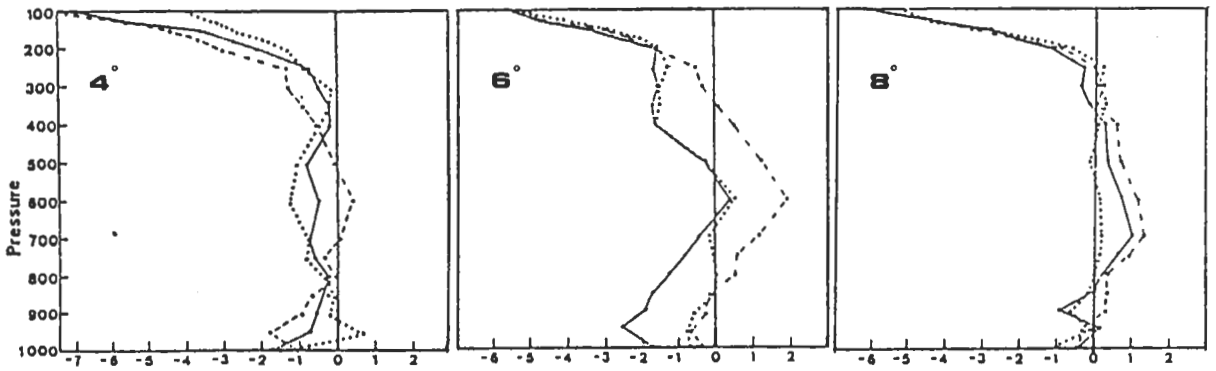


圖 16 在旋轉 (ROT) 座標上，左轉颱風在半徑 $4^\circ$ 、 $6^\circ$  和  $8^\circ$  處，切向平均之垂直於颱風運動方向風場。時段0為點線，時段1為實線，時段2為虛線，單位為m/s。（垂直座標單位：hPa）。

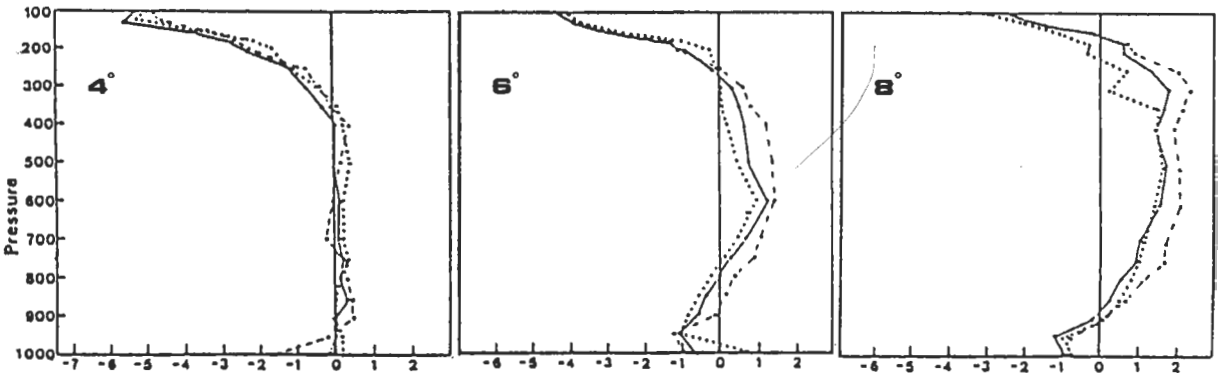


圖 17 在旋轉 (ROT) 座標上，直行颱風在半徑 $4^\circ$ 、 $6^\circ$  和  $8^\circ$  處，切向平均之垂直於颱風運動方向風場。時段0為點線，時段1為實線，時段2為虛線，單位為m/s。（垂直座標單位：hPa）。

結果同時顯示，左轉颱風其  $V_n$  值大多為負值或數值偏小，而右轉颱風則為正值或偏大；至於直行颱風則介於左、右轉颱風之間。以半徑 $4^\circ$  之  $V_n$  值為例，350hPa以下三種颱風有明顯之差異，直行颱風在三個時段之值皆接近0，左轉颱風為負值，且由時段0至時段1其值略減，右轉颱風則為正值，且最大值出現在時段1；此種差異（尤其在時段0和1），合理地反應颱風的運動特徵。由於時段0包含轉向12和24小時兩個時間之合成，因此可合理認為颱風未來之運動，大都由颱風當時所處環境場之變化所導致，以致在合成結果中有如此明顯之信號。

上述分析顯示左、右轉和直行颱風  $V_n$  值之明顯對比特徵，Chan等(1980)亦曾分析颱風於轉向時，中心前、後方 $5^\circ \sim 11^\circ$  之  $V_n$  值，並且提出200hPa和900hPa之平均環流特徵可做為颱風轉向時之一種指標；他們認為因此特徵存在於 $5^\circ \sim 11^\circ$  之200hPa和900hPa風場，故可利用

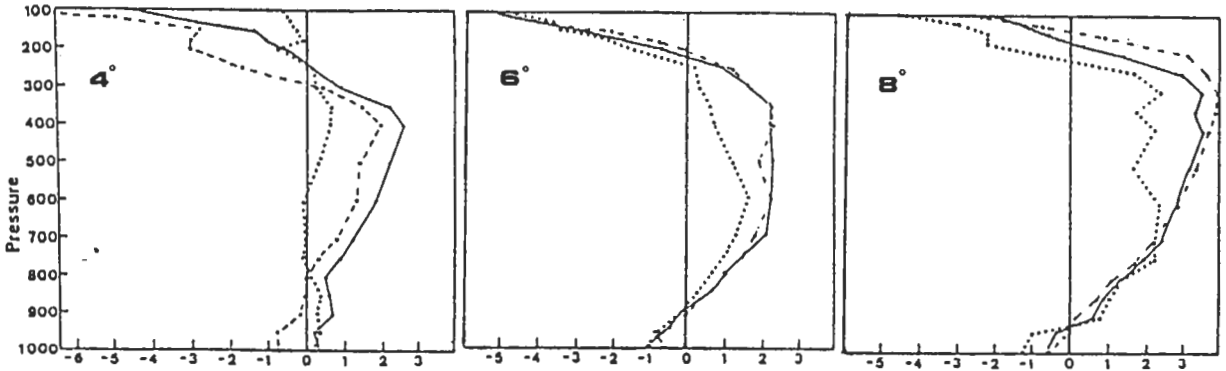


圖 18 在旋轉 (ROT) 座標上, 右轉颱風在半徑  $4^\circ$ 、 $6^\circ$  和  $8^\circ$  處, 切向平均之垂直於颱風運動方向風場。時段 0 為點線, 時段 1 為實線, 時段 2 為虛線, 單位為 m/s。(垂直座標單位: hPa)。

衛星推導風場即時推估颱風到底是否正要轉向中；但其所選定之時間乃是颱風即將轉向之時間（即目前之 T 和 T-12）。因此，我們亦分析 900hPa、500hPa 和 200hPa，前、後  $5^\circ \sim 11^\circ$   $V_n$  風場之分佈情形；在做這分析時，前、後方各取 3 個網格點（或  $67.5^\circ$  之方位角寬度），結果綜合於表三，表中含 (a) 500hPa、(b) 200hPa 和 900hPa 兩層平均，其餘組合情況並未能顯示更具意義之特徵，故未示。

結果顯示，在時段 0 時，500hPa 層颱風中心之前方，三組颱風的  $V_n$  值皆為負，即氣流均為由右向左，而後方則三組合成皆為正，且左、右轉值均較小；考慮前、後之風切（後減前，或  $-\partial u / \partial y$  項），則左轉颱風為  $+7.4\text{m/s}$ ，直行颱風  $+6.6\text{m/s}$ ，右轉颱風  $+3.1\text{m/s}$ ，三者皆具氣旋式風切。時段 1 時，500hPa 颱風中心之前方，右轉颱風之氣流改變為由左向右（ $V_n = 1.3\text{m/s}$ ），而左轉和直行颱風之氣流仍為由右向左；中心後方，三組合成仍皆為正，前後風切仍為氣旋式。

至時段 2，右轉颱風仍維持由左向右之氣流，且漸增大；而左轉颱風由右向左之氣流則繼續減弱，直行颱風仍為由右向左之氣流。至於 500hPa 颱風中心之後方，三個時段的三組合成皆為正。前、後之風切，左、右轉和直行颱風三者皆具氣旋式風切；其中右轉颱風之氣旋式風切有漸減小之趨勢，後減前風速差值在時段 0 為  $+3.1\text{m/s}$ ，時段 1 時為  $+2.7\text{m/s}$ ，至時段 2 時僅  $+0.5\text{m/s}$ ，且三個時段中，風速差值均較左轉和直行颱風小一半以上。此結果顯示，颱風移動方向前方之對流層環境風場對颱風未來之動向似乎具有較大之影響。

至於 200hPa 和 900hPa 兩層平均  $V_n$  值，在颱風中心之前方，右轉颱風之氣流在時段 0 時，為由右向左，至時段 1 和 2 時，氣流改變為由左向右，且漸增大；而左轉和直行颱風之氣流則均為右向左。二層平均  $V_n$  值之前後差異，在時段 0 時，三者皆具氣旋式風切，至時段 1 時，右轉颱風改變為反旋式風切，時段 2 時仍為反旋式風切，且值增大。直行和左轉颱風在三個時段之前後風切，則均為氣旋式風切。

由500hPa及200hPa和900hPa兩層平均之 $V_n$ 值，探討颱風轉向時之環流特徵，大致上二者的結果是一致的。500hPa一般為診斷太平洋高壓強、弱及消長的指標，常用來診斷環境駛流場，因此，用以探討颱風運動應可獲得合理之結果；而使用200hPa和900hPa之平均，在實用上可利用即時衛星推導風場，其應用上深具價值。

表三 三組颱風，三個時段於 $5^\circ \sim 11^\circ$ 之 $V_n$ 值(m/s)，前後各代表沿運動方向，中心之前方和後方 $67.5^\circ$ 角之寬度。（ $V_n$ 為垂直於颱風移向之風場分量）。

			左轉	直行	右轉
500hPa	STAGE 0	前	-4.6	-2.5	-0.3
		後	2.8	4.1	2.8
		後-前	+7.4	+6.6	+3.1
	STAGE 1	前	-4.0	-2.8	1.3
		後	2.5	4.3	4.0
		後-前	+6.5	+7.1	+2.7
	STAGE 2	前	-3.6	-2.5	3.2
		後	3.9	4.3	3.7
		後-前	+7.5	+6.8	+0.5
(200hPa + 900hPa) / 2	STAGE 0	前	-2.5	-1.3	-0.2
		後	0.5	1.9	0.1
		後-前	+3.0	+3.2	+0.3
	STAGE 1	前	-2.8	-1.7	1.5
		後	0.2	0.3	-0.2
		後-前	+3.0	+2.0	-1.7
	STAGE 2	前	-2.3	-1.6	3.6
		後	0.9	1.6	-0.4
		後-前	+3.2	+3.2	-4.0

### 3.4 討論

由前述左轉、右轉和直行三組颱風之合成結構分析，可發現一些重要之特徵和差異。在高度場方面，三組颱風之差異在500hPa較大，其中直行颱風太平洋高壓較強且持續，颱風大致沿太平洋高壓5860 gpm等高線外緣運動；右轉颱風，則太平洋高壓分裂，勢力減弱、東退，且北北西方低壓槽加深；左轉颱風則太平洋高壓勢力較弱且北北西方有低壓槽。亦即，颱風之運動主

要受系統中心北方之高壓帶和北北西方之槽線消長所控制。在溫度場方面，颱風轉向前12至24小時，右（左）轉颱風右（左）方之中高層暖區較左（右）方大；而直行颱風則左、右轉暖區大致相等；此特徵於500hPa較300hPa明顯。

軸對稱切向風場之特徵，三組颱風之差異不大。在移動旋轉座標中，500hPa之切向風場，左、右轉颱風於轉向前12~24小時，出現明顯不同之不對稱結構特徵；在半徑4~5°以內，左轉颱風右邊之切向風速較左邊為強，右轉颱風則左邊之切向風速較右邊為強，直行颱風則左、右方之切向風速分佈大致對稱。

平行和垂直颱風運動方向之風場分析顯示，右轉颱風有由左向右通過颱風中心之流場；左轉颱風則相反，至於直行颱風則橫向通過颱風之氣流介於兩者之間。此特徵在颱風運動方向之前方遠較後方明顯。結果同時顯示，平行颱風運動之環境風場，三類颱風之差異主要出現於600hPa以上，且左、右轉之風速皆較直行者為小；意即，颱風運動方向之改變，可能是受到中高層環流改變之影響，也可能因颱風移到一個環流特徵不同之區域所造成之結果。

此外，取200hPa和900hPa之平均垂直於颱風運動方向之風場時，沿颱風運動方向，中心前、後半徑5~11°之風切在左轉颱風中為氣旋式，而右轉颱風中為反旋式，此特徵以颱風轉向前0~12小時最明顯。此結果與Chan等(1980)類似，由於考慮200hPa和900hPa之風場，故可採用即時衛星推導風場以資判斷，在應用上具參考價值。

#### 四、渦度收支分析

颱風是一個快速旋轉的流體系統，其中心區域有最大的相對渦度，在探討颱風移動方向時，常假設此相對渦度最大的中心，會往切向渦度變率最大的方向移動(Holland, 1983)。因此，可藉由渦度收支之分析，探討颱風轉向時之渦度場變化情形。

在圓柱座標上( $r, \theta, p$ )渦度方程可表示如下：

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta}{\partial t} = & -V_r \frac{\partial \zeta}{\partial r} - V_\theta \frac{\partial \zeta}{r \partial \theta} - V_r \frac{\partial f}{\partial r} - V_\theta \frac{\partial f}{r \partial \theta} - (\zeta + f) \left( \frac{\partial r V_r}{r \partial r} + \frac{\partial V_\theta}{r \partial \theta} \right) \\ & - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \left( \frac{\partial V_r}{\partial p} \frac{\partial \omega}{r \partial \theta} - \frac{\partial V_\theta}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial r} \right) + Z \end{aligned} \quad (1)$$

其中 $\zeta = \left( \frac{\partial r V_\theta}{r \partial r} + \frac{\partial V_r}{r \partial \theta} \right)$ ， $V_r$ 、 $V_\theta$ 和 $\omega$ 分別為徑向、切向和垂直風場， $f$ 為科氏參數， $Z$ 為摩擦項

此方程式中，右邊前四項為水平方向之渦度平流，第五項為輻散項。第六、七、八項分別為垂直渦度平流項、傾側項及摩擦效應。

一般而言，綜觀尺度環境流場常主宰颱風運動的方向，而500hPa（或700hPa）層更為主導颱風運動之環境流層(George and Gray, 1976)。當分析中對流層500hPa渦度場收支時，由尺度分析的觀點來看，渦度方程可簡化成：

$$\text{趨勢項} = \text{ADV (平流項)} + \text{DIV (輻散項)} + \text{RES (剩餘項)}$$

$$\text{其中 } \text{ADV} = -V_r \frac{\partial \zeta}{\partial r} - V_\theta \frac{\partial \zeta}{r \partial \theta} - V_r \frac{\partial f}{\partial r} - V_\theta \frac{\partial f}{r \partial \theta}$$

$$\text{DIV} = -(\zeta + f) \left( \frac{\partial r V_r}{r \partial r} + \frac{\partial V_\theta}{r \partial \theta} \right)$$

$$\text{RES} = \text{傾側項} + \text{垂直渦度平流項} + \text{摩擦項} + \text{次網格效應}$$

在分析渦度收支變化時，採用MOTROT座標，而且先用Barnes方法(Barnes, 1973)，對徑向風場及切向風場做水平修勻(Smoothing)，再由修勻之風場利用差分法求得每個網格點上的渦度和輻散度，以及相對渦度的水平平流項。在地轉渦度方面，則以颱風中心的合成緯度為中心，計算出每個相對網格點上的地轉渦度值，分析計算時切向差分取左右22.5度，徑向差分取前後1個緯度距離。

結果顯示在主要的駛流層(500hPa或700hPa)，此三類合成颱風在近中心處(半徑4度緯度內)之水平平流、輻散項和兩項之和分布特徵頗為凌亂，約呈波數四或三之不規則分布，圖19為其中500hPa的一個例子(直行颱風之階段1)；造成此種不規則之結構特徵，其主因為在接近颱風中心處，單一格點資料量較稀少，所導致梯度計算上之誤差所引起。相較於Chan(1984)之結果，本合成之切向解析度雖然增加一倍(資料時段亦較長)，但是相對的在近中心處之資料量相對減少，因而誤差亦將增加。不過，我們較有興趣的是半徑4~10度區域之渦度收支情形，根據DeMaria(1985)和Fiorino and Elsberry(1989a)之研究結果，影響颱風運動之環流約以半徑4°~10°區域者為主，前面第三章有關結構特徵之分析，亦強調半徑4°以外之區域。

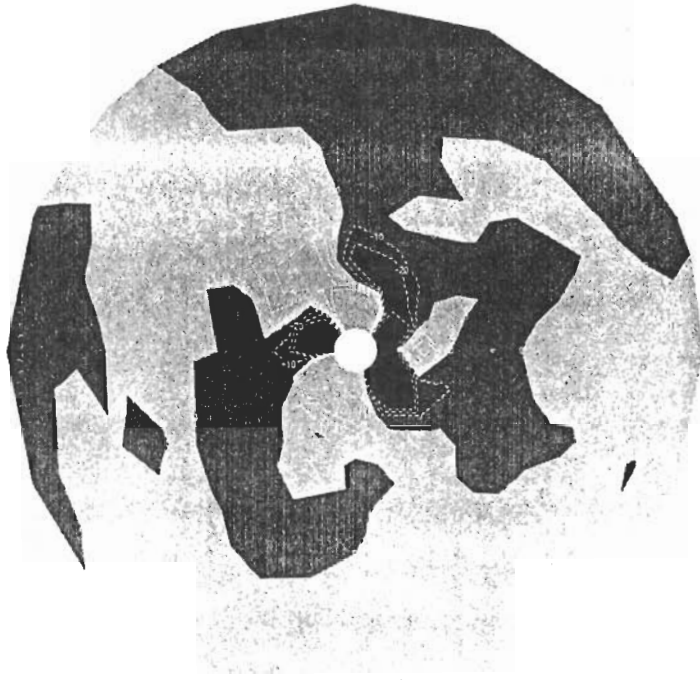


圖19 直行颱風於階段1在500hPa面上之A+D項(水平平流+輻散項)分佈(暗區表負值)，單位為 $10^{-10} s^{-2}$ 。

圖 20、21 和 22 分別為階段 0、1 和 2，三組合成颱風在半徑 6、8 及 10 度緯度處，水平平流項(A)和輻散項(D)和之切向分佈情形（若趨勢項之值較小，則此和等於負的剩餘項）；結果顯示，在階段 1（即颱風即將轉向前），左轉颱風移向左前方有正值區，且往外向左方延展，其右前方則為微弱之負值區。直行颱風之 A+D 值分佈，在半徑 6 及 8 度處類似左轉型颱風，即在移向之左前方有正值區出現，惟其值不若左轉型大；在半徑 10 度處，左前方正值區已不明顯。右轉颱風之前至右前方稍有正值區出現，但是其左、右前方之對比並不明顯。

比較三組合成颱風在轉向前後 A+D 項變化情形顯示，各類颱風（在時段 0）A+D 項之切向分佈與時段 1 者頗為類似。此外，左轉颱風於時段 0 時，左前方半徑 10 度處有明顯之正值區出現；而直行颱風在時段 0 和 1 時，半徑 6 度及 8 度之左前方亦有正值區，半徑 10 度處則近於零；由轉向前（時段 0）至轉向時（時段 2），左轉颱風之特徵已漸與直行颱風類似；例如，左前方半徑 10 度之正值區已逐漸減弱，在半徑 6 度及 8 度處，A+D 之切向分佈與直行颱風時段 0 及 1 之分佈更是頗為類似。反觀右轉型颱風，在轉向前後之正值區並無明顯之系統性特徵或變化；但在前方半徑 4° 之正值區，稍有由右前偏向左前之情形。

由以上對 A+D 項（或水平平流項+輻散項）分析得知，直行颱風，其轉向前後三時段之左前方半徑 6 至 8 度處皆為正值區，10 度處則正值不明顯（趨近於 0）。左轉颱風轉向前（時段 1）在半徑 10 度處即有正值區；轉向時（時段 2）才消失。至於右轉颱風，在其轉向前之右前方並無太明顯之正值區，但亦無類似直行颱風於左前方有正值區出現情形，反而在其右轉時才有類似直行颱風的特徵出現（左前方出現正值區）。由此對比可見，颱風在轉向前可能已處於或移入一個導致其轉向的環境之中，而且在轉向前 12-24 小時之渦度收支，已可反應此環境變化之徵兆（颱風右轉前雖無在右前方出現正值區之情形，但相對於直行和左轉颱風，其左前和右前方之對比特徵，仍明顯）。

Chan(1984)之合成分析中，採用切向 8 方位較粗網格（本合成為切向 16 方位細網格），分析颱風轉向時近中心處之渦度收支，其結果顯示在中心附近渦度平流效應主導颱風轉向，輻散項則較不重要。本合成則較著重颱風外圍環境場的變化，而且在颱風外圍區增加網格密度。結果發現，在颱風外圍區，渦度平流項或輻散項並無明顯一定較大之情形，如圖 23 之例子所示，直行颱風在階段 1 時，渦度平流項在方位 3 及方位 4 為正值，而輻散項則在方位 2 和 3 有較大之正值，然而，兩項之大小在個案中並無絕對關係。此結果顯示，在颱風外圍（約在半徑 6~10 度處），渦度平流效應在颱風轉向之角色，不若其在中心附近重要(Chan, 1984)；或者說，相較之下輻散項在此區域亦扮演了一定程度重要的角色。

## 五、結論

一般而言，颱風環流可視為大尺度環流中的一個小渦旋，颱風移動軌跡大都受大尺度駛流場所控制。然而，從觀測資料分析（Chan, 1985；Carr and Elsberry, 1990）和模式模擬（Chan and Williams, 1987；Holland, 1983；Fiorino and Elsberry, 1989a 等）結果顯示，颱風運動與其環境駛流場之間仍存在著一些差異，尤其是當環境駛流場不明顯時；此外，差異大小常又隨兩



者結構不同有別 (DeMaria, 1985 ; Fiorino and Elsberry, 1989b) 。然而，在實際分析時，颱風尺度環流和大尺度環境駛流場的分際並不容易，同時，個別颱風的強度、環流大小和綜觀環境配置變化，常會影響颱風路徑研究的結果，使得颱風運動問題複雜化。

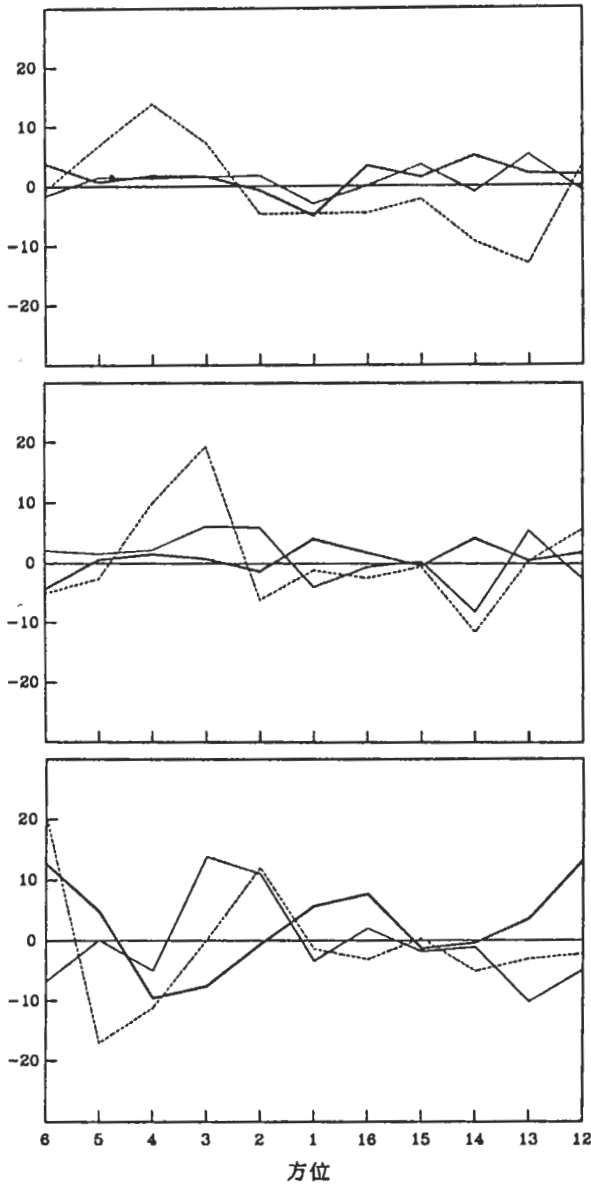


圖 20 三組合成颱風在時段 0 時，半徑 10 度 (上)、8 度 (中) 和 6 度 (下)、500hPa A+D 項之切向分布。虛線、細實線和粗實線分別代表左轉、直行和右轉颱風。單位為  $10^{-10} s^{-2}$ 。

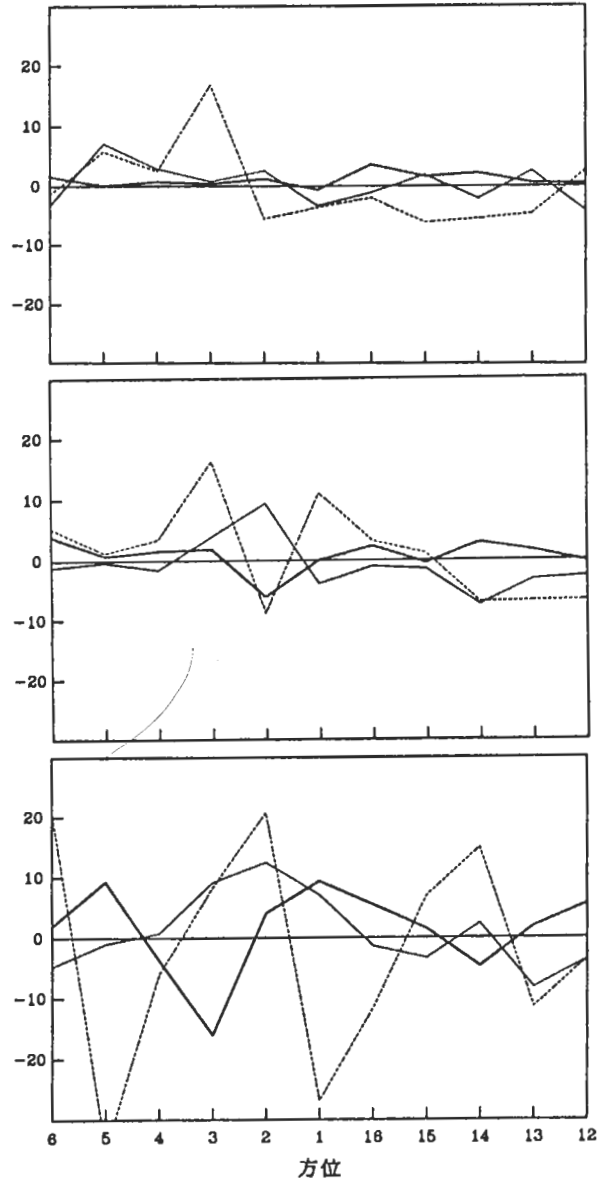


圖 21 三組合成颱風在時段 1 時，半徑 10 度 (上)、8 度 (中) 和 6 度 (下)、500hPa A+D 項之切向分布。虛線、細實線和粗實線分別代表左轉、直行和右轉颱風。單位為  $10^{-10} s^{-2}$ 。

本研究藉由探空合成之方法，分析不同轉向型颱風之結構、環流以及渦度收支，其目的在探討影響不同轉向颱風運動的主要原因。至於個案的特殊性，由於太過複雜，並非本文所能涵蓋者。

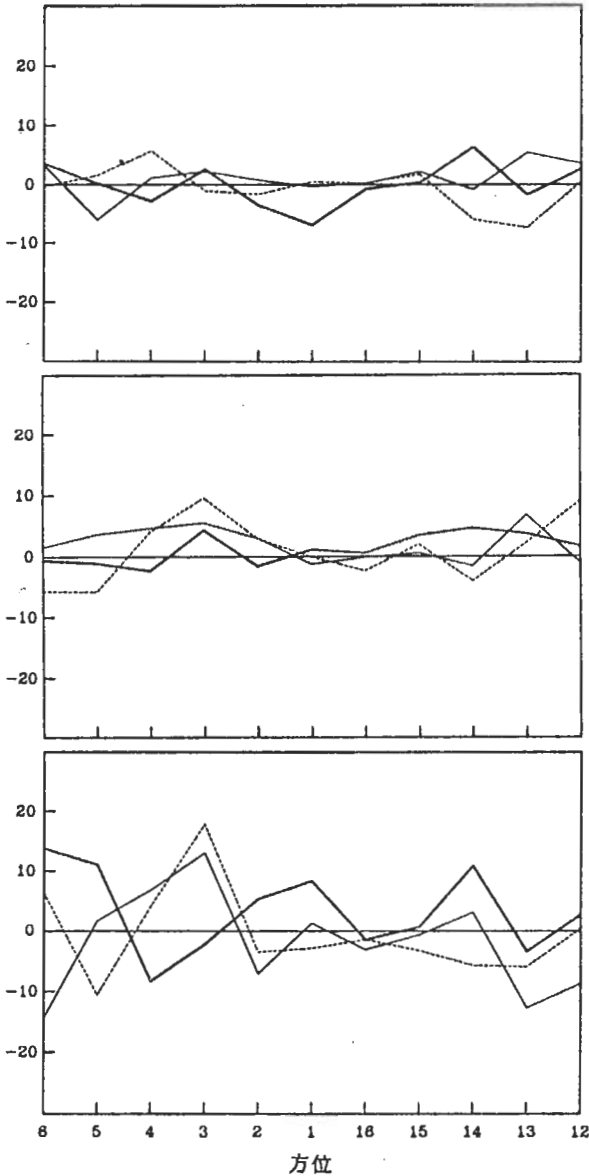


圖 22 三組合成颱風在時段 2 時，半徑 10 度(上)、8 度(中)和 6 度(下)、500hPa A+D 項之切向分布。虛線、細實線和粗實線分別代表左轉、直行和右轉颱風。單位為  $10^{-10} s^{-2}$ 。

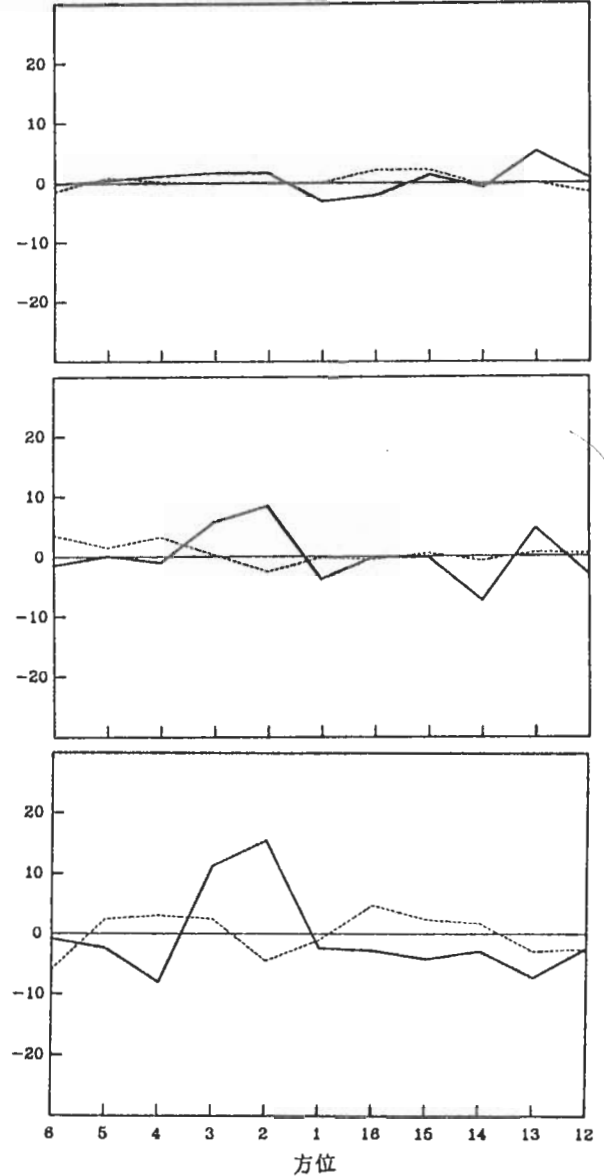


圖 23 直行颱風在時段 1 時，半徑 10 度(上)、8 度(中)和 6 度(下)、500hPa A+D 項之渦度平流項(虛線)及輻散項(實線)之切向分布。單位為  $10^{-10} s^{-2}$ 。

分析結果顯示，颱風未來運行方向之中、高層暖區範圍較大，此特徵在300hPa較500hPa尤為顯著。在高度場上，三組颱風在900hPa差異較不顯著，但在500hPa面上則有明顯之不同，尤其是5860gpm等高線的分佈和變化，反應出太平洋高壓的強弱和消長與颱風運動改變情形。直行颱風北方之高壓脊較強且無明顯改變情形，颱風大致沿著500hPa上5860gpm等高線外緣向西北方向移動；右轉颱風則可見太平洋高壓分裂，高壓脊有明顯往東收縮情形，颱風移向之右方或中心西北方出現明顯低壓槽，隨後颱風則往此方向移動。左轉颱風之北方高壓脊明顯較弱，且其北北西方有低壓槽。

在平行和垂直於颱風運動方向的流場分析中，我們發現右轉颱風有由左向右通過颱風中心之風場，而左轉颱風則相反；而且，此種特徵在運動方向之前方較後方明顯。平行於颱風移動方向風場 ( $V_p$ ) 之分析結果顯示，三類颱風在低層之  $V_p$  差異不大，但600hPa以上，直行颱風之  $V_p$  值則較轉向型颱風大；此結果指出環境流場在颱風轉向前，中、高對流層可能已先有徵兆出現。結果同時顯示，颱風中心前、後距中心5至11個緯度之風切，在左轉颱風為反氣旋式（或較弱之氣旋式），而右轉颱風為氣旋式，此種風切之差異，在900和200hPa之平均值上，較500hPa者明顯。

渦度收支分析結果顯示，在颱風轉向前（階段0和1），左轉颱風在左前方半徑約6~10度處之輻散項和渦度水平平流項兩者和為正；右轉颱風則相反，正值區出現於前方至右前方；直行颱風則較類似左轉颱風。此種左、右對比特徵由階段0至階段1並無明顯改變；但至階段2（轉向中）時直行颱風之特徵仍維持，但左、右轉颱風之分佈已更類似直行颱風。此結果指出颱風轉向時，其結構和渦度收支都已類似直行颱風，亦即造成其轉向之物理機制已消失。

綜合說來，造成颱風運動方向之改變，主要是環境流場之改變，或者颱風移至一不同環境流場區域所導致，且此種環境場改變之特徵，在颱風前方和中、高對流層較顯著。Harr and Elsberry (1991) 利用客觀分析討論環境風場對轉向與不轉向颱風之影響，結果亦顯示，大尺度環境場對颱風轉向與否有密切關係。此外，Chan(1984) 和 Lord and Franklin (1987) 計算颱風轉向時之渦度收支，結果顯示近中心處渦度平流項主宰渦度變化；但 Fiorino and Elsberry (1989a) 之分析，則指出外圍（約半徑3~9°）之環流才是影響颱風運動變化最重要者，本研究因中心附近資料解析度不足，並無法解析半徑4°以內之特徵，以致未能對此兩者之差異性進一步討論，唯本研究結果顯示，在颱風外圍處，輻散項和水平渦度平流項一樣，亦扮演相當角色。此結果似亦指出颱風外圍對流區（和其伴隨之潛熱釋放以及所導致之輻合效應）之分佈，在颱風運動方向之改變上，有時亦扮演一定程度之角色。

## 誌謝

本研究蒙 CSU Dr. Gray 提供探空合成資料，謹此誌謝。此外，並感謝呂國臣先生和劉韶郁小姐在資料分析、繪圖和文書處理上之協助。本研究乃在國科會支助下完成，計畫編號 NSC81-0414P-002-01-B 和 NSC83-0202M-002-054。

## 參考文獻

- Barnes, S. L., 1973 : Mesoscale objective map analysis using weighted time series observation. NOAA Tech. Memo ERL NSSL-62, National Severe Storms Laboratory, Norman, Oklahoma, 60 pp.
- Carr, L. E., and R. L. Elsberry, 1990 : Observational evidence for predictions of tropical cyclone propagation relative to steering. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 542-546.
- Chan, J. C. -L., William M. Gray and Stanley Q. Kidder, 1980 : Forecasting tropical cyclone turning motion from surrounding wind and temperature field. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 778-792.
- Chan, J. C. -L., 1982 : On the physical processes responsible for tropical cyclone motion. Atmos. Sci., Paper No. 358, Colorado State University, Fort Collins, Co, 200pp.
- Chan, J. C. -L., 1984 : An observational study of the physical processes responsible for tropical cyclone motion. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1036-1048.
- Chan, J. C. -L., 1985 : Identification of steering flow for tropical cyclone motion from objectively analyzed wind fields. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 106-116.
- Chan, J. C. -L., and William M. Gray, 1982 : Tropical cyclone movement and surrounding flow relationships. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1354-1374.
- Chan, J. C. -L., and J. T. Williams, 1987 : Analytical and numerical studies of the Beta-effect in tropical cyclone motion. Part II : Zero mean flow. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1257-1265.
- DeMaria, M., 1985 : Tropical cyclone motion in a nondivergent barotropic model. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1199-1210.
- Fiorino, M., and R. L. Elsberry, 1989a : Some aspects of vortex structure related to tropical cyclone motion. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 975-990.
- Fiorino, M., and R. L. Elsberry, 1989b : Contributions of tropical cyclone motion by small, medium and large scales in the initial vortex. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 721-727.
- George, J. E., and W. M. Gray, 1976 : Tropical cyclone recurvature and nonrecurvature as related to surrounding wind-height fields. *J. Appld. Meteor.*, **16**, 34-43.
- Gray, W. M., 1981 : Recent advances in tropical cyclone research from rawinsonde composite analysis. Paper prepared for the WMO Committee of Atmospheric Science, Geneva, Switzerland,

407pp.

- Holland, G. J., 1983 : Tropical cyclone motion: Environmental interaction plus a Beta effect. *J. Atmos. Sci.*,**40**, 328-342.
- Harr, P. A., and R. L. Elsberry, 1991 : Tropical cyclone track characteristics as a function of large-scale circulation anomalies. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1448-1468.
- Lord, S. J., and J. L. Franklin, 1987 : The environment of Hurricane Debby (1982). Part I : Winds. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2760-2780.
- O'Brian, J. J., 1970 : Alternative Solution to the classical vertical velocity problem. *J. Appl. Meteor.*,**9**, 197-203.
- Willoughby, H. E., 1988 : Linear motion of a shallow-water, barotropic vortex. *J. Atmos. Sci.*,**45**, 1906-1928.
- Willoughby, H. E., 1992 : Linear motion of a shallow-water barotropic vortex as an initial value problem. *J. Atmos. Sci.*,**49**, 2015-2031.

## A Composite Analysis of Typhoon Motion

Cheng-Shang Lee

Dept. of Atmospheric Sciences  
National Taiwan University  
Taipei, Taiwan 10772 R.O.C.

### ABSTRACT

This paper discusses the important physical processes relating to the turning motion of typhoon using radiosonde composite analysis technique. In the analysis, three categories of typhoon were selected and composited, namely the left-turning typhoon, the straight-moving typhoon and the right-turning typhoon. Each category contained three time stages. Stage 0 was 12-24 hours before the turning time period, stage 1, 0-12 hours before and stage 2, 0-12 hours after the turning motion.

Results showed that the mid-upper level warm region was broader in the front-right (or front-left) direction before the typhoon turned right (or left). The behavior of the 500 hPa subtropical ridge played an important role on the typhoon motion change. The 500 hPa tangential wind within 4 degree radius was stronger in the right (or left) side for the left-turning (right-turning) typhoon composites. No apparent left v.s. right side difference presented for the straight moving typhoon composites. Results also showed that the wind field perpendicular to the motion direction was from right to left for the left-turning typhoon and left to right for the right-turning typhoon. The differences in the wind field parallel to the motion direction appeared to be pronounced above 600 hPa for three composites. The straight-moving typhoon had stronger wind speed than the turning typhoons.

The 200 hPa and 900 hPa averaged, rear to front wind shear at 5- 11 degree radius was cyclonic for the left-turning typhoon and anticyclonic for the right-turning typhoon at 12-24 hours before the turning time period. The vorticity budget analysis at 500 hPa showed significant contrast between the two turning motion typhoon composites. The A+D (defined as advection term + divergence term) was positive at 6-10 degree radii in the front-right (or front-left) direction before typhoon turned right (or left). Such contrast disappeared during the turning period. In addition, the magnitudes of advection term and divergence term were of the same order at these radii.

In sum, our analysis had demonstrated that the most important factor leading to the turning motion of typhoon was the changes in the environmental steering flow that the typhoon was embedded in. Such change in the environmental steering flow could be due to the changes of the large scale circulation pattern or to that typhoon had moved to an environment with different flow regime. Such different flow feature appeared primarily at mid-upper levels and in front of the typhoon center.

Key Words : typhoon, typhoon motion, composite analysis