

中央氣象局委託研究計畫成果報告

位渦反演颱風路徑之探討

A potential vorticity diagnosis of typhoon
track in the western pacific

計畫類別：國內 國外

計畫編號：CWD88-2M-02

執行時間：87年7月1日至88年6月30日

計畫主持人：郭鴻基

執行單位：台灣大學大氣科學系

中華民國八十八年六月三十日

前言與致謝

本委託計畫支持了盧妙玲同學之論文；在本年度中，我們加入了颱風路徑位渦貢獻之百分比圖，以及伴隨 500mb 之天氣圖，並修訂去年報告之內容由 24 個圖增加為 31 個圖；我們並包括了本年度計畫支持之會議論文摘要，在此再次感謝氣象局之支持。

A POTENTIAL VORTICITY DIAGNOSIS OF TYPHOON TRACK IN THE WESTERN PACIFIC

Hung-Chi Kuo and Miao-Ling Lu

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University, Taipei, Taiwan

英文摘要

1. INTRODUCTION

Shapiro (1996) applied the piecewise inversion technique with azimuthally averaged flow field as basic state to the diagnosis of tropical cyclone movement in the Atlantics. We have applied the potential vorticity diagnosis technique of Shapiro (1996) to typhoon Doug (1994) in the Western Pacific. EC data of 2 degrees resolution are employed for the diagnosis.

2. RESULTS AND SUMMARY

Figure 1 is motion vectors (solid) and steering vectors (dashed) for typhoon Doug during 00UTC 4 August to 00UTC 9 August 1994. Fig. 1 indicates that the piecewise inversion yields results agreeable to the steering from August 6 to August 8. Figure 2 is the velocity vector of balanced flows and

the best track vector from Guam at 00UTC August 6. The balanced flow is defined by the 4 to 6 latitude ring average of flow field. The two letter symbol indicates the source level of potential vorticity and the resulted balanced flow. We observe from Fig. 2 that TL vector (low level 1000 hPa to 300 hPa balanced flow from total potential vorticity) agrees well with the Guam vector. Thus, our result for typhoon Doug (1994) indicates that the steering is best defined by the flow field in the lower troposphere (surface to 300 hPa). The LL vector (low level balanced flow from potential vorticity in low level) does not agree well with the Guam vector. This suggests that the upper level potential vorticity's contribution to the low level balanced flow is important. Figure 3 is the time series of potential vorticity contribution to the low level flow during August 4 to August 9. Figure 3 indicates that upper level potential vorticity's contribution to the low level can not be neglected throughout the period. Figure 4 is the averaged contribution to the low level

*Corresponding Author address:

Hung-Chi Kuo, e-mail:

kuo@lanczos.as.ntu.edu.tw

during the period. The main result of our finding is the importance of the low level balanced flow in defining the steering. The lower troposphere flow field, however, has an equal contribution of potential vorticity source from both the lower troposphere and the upper troposphere.

REFERENCES

Shapiro, L. J., 1996: The motion of hurricane Gloria. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1465—1475.

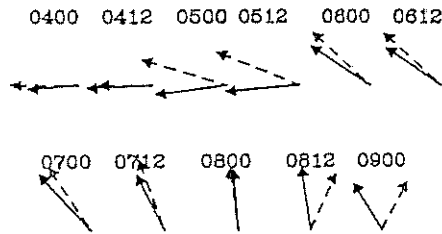


Figure 1 Motion vectors (solid) and steering vectors (dashed) for typhoon Doug during 00UTC 4 August to 00UTC 9 August 1994.

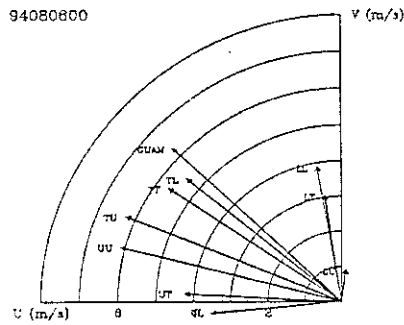


Figure 2 Velocity vector of balanced flows from different level of potential vorticity source and the best track vector from Guam at 00UTC August 6.

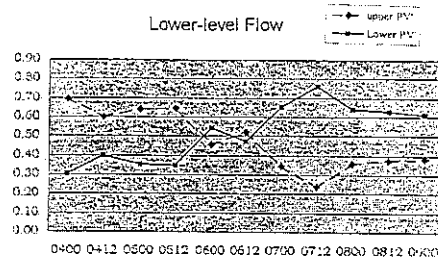


Figure 3 Time series of potential vorticity contribution to the low level flow.

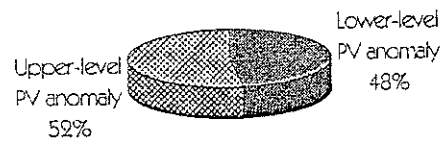


Figure 4 Averaged contribution to the low level during the period.

中文摘要

颱風是一個局部渦度集中類似泰勒柱(Taylor column)的系統，因此我們可將颱風視為幾近剛體並為大尺度的環境流場所帶動，即是所謂駛流的概念。然而駛流至今尚無明確的定義，而且哪些高度的動力在主宰颱風的運動也是眾說紛紜。駛流的決定在傳統上是對颱風做環狀深對流平均，例如 Chan and Gray (1982)以距颱風中心 5。- 7。、850-300mb 的環狀深對流平均得到與颱風運動有最佳相關；Franklin(1996)將颱風中心附近的水平風場作垂直氣壓權重平均後可解釋 80%大西洋的 24 小時颱風運動。然而這些方法是經驗法則無法做太多動力上的探討。

在絕熱且無摩擦的情況下，位渦這個物理量將會是保守的，若再給予適當的透界條件，我們可由位渦的分布反演求得三維的風場及溫度場資料。位渦反演的技術已被證實在了解中緯度及大尺度的動力上非常有用，並且也愈來愈常被用在熱帶地區。因此我們使用 Davis(1992)發展出的片段位渦反演技術 (Piecewise Potential Vorticity Inversion Technique)來診斷各位渦擾動片對颱風運動的貢獻。使用 Shapiro(1996)之軸對稱基本場定義，反演的結果顯示西太平洋道格颱風(1994)的運動主要是由低層流場所主宰，初期是高層位渦擾動的貢獻大，而末期則是低層位渦擾動重要。在位渦擾動的貢獻方面，高低層位渦擾動皆幾乎貢獻在低層流場。並且我們也將高低層位渦擾動對颱風的運動的貢獻度作量化的討論。片段位渦擾動的結果都

顯示道格颱風主要受到太平洋高壓的主宰。然而同樣的方法應用在不同路徑形式的賴恩颱風卻較不理想，因此將來在運用此技術時要考慮颱風周圍大尺度流場的明顯程度。

我們亦使用了 Wu and Emanuel(1995)的季節平均基本場於道格颱風之片段位渦反演上，研究顯示兩種基本場的結果基本上是一致的。但使用季節平均場所需要的切割數較多，討論高低層位渦擾動的貢獻時較不易。

這些研究的方法皆是首次運用在西太平洋颱風個案上，最終便是希望之後能對西太平洋的颱風運動有較定量的了解，並且能協助未來進行飛機觀測或數值運算實驗之用。

計畫緣由與目的

颱風是自然界最具破壞力的天氣系統，也是台灣最重要的災變天氣，其所帶來的雨量亦是台灣地區最重要的水資源。以民國 84 年為例，許多颱風過門而不入，未帶來足夠降水，使得全省水庫貯水量持續下降，因此，造成缺水及限水的問題，從而嚴重影響農耕及經濟民生。另一方面，民國 84 年的賴恩颱風於 9 月 22 日掠過恆春半島外海，因為路徑預報的輕微誤差以及暴風半徑的減小，使台灣大部分地區民眾度過一個少風、少雨的颱風假日，也使國家損失一天的經濟生產（近百億台幣損失）。而去(85)年的賀伯颱風，雖然氣象局有近乎完美的路徑預報和相當不錯的雨量預報，但因防災體系運作不落實，台灣仍承受了近二十年來的最大天然災害（超過五百億台幣的直接損失）。這些例子都

突顯颱風對台灣的重要性；綜合而凸顯颱風對台灣的重要性；綜合而言，颱風的重要性在於：

- (1) 直接間接的破壞災害(持續的豪雨、強風和暴潮)；
- (2) 颱風假期(侵台乃至離台後)對經濟面之重大衝擊；
- (3) 水資源之規劃。

以台灣的颱風而言，加強對侵台颱風路徑、結構與風雨分佈，以及颱風離台引進豪雨之研究、瞭解，進而提昇侵台颱風之路徑、風雨預報能力，是颱風研究群乃至國內大氣科學界中最重要的課題。至於如何將颱風減災納入整個防災決策系統中，更是國科會國家行防災計畫的重點之一。此外，季節性之侵台颱風次數和其所伴隨降水量之預報，關係到水資源之使用規畫與國計民生，是未來非常值得嘗試的研究課題。颱風研究群將以西北太平洋可能影響台灣的颱風為研究對象且以理論或基礎研究與應用研究為劃分依據，分成兩個整合計畫，分別向自然處和環發會(永續發展委員會)防災計畫提出。最終目的，則為改善侵台颱風路徑和風雨預報。

結果與討論

比較利用傳統方法及位渦反演法來求取颱風運動時，發現傳統上偏向使用環狀平均，而位渦反演則是取通過颱風中心瞬時的流場。而理想上應是取通過颱風中心瞬時的風場，然而較早的研究取環狀平均之原因應是早期資料於颱風中心附近較不精確，例如以 EC 侶 ASIC 的資料而言，一個網格間距約為 275 公里，對於颱風中心及

眼牆附近風速變化劇烈的區域是不足夠的。本研究中也顯示了受限於資料的解析度，僅能取環狀平均而非若 WEM 及 Shapiro(1996)。

-使用傳統環狀平均方法分析道格(1994)及賴恩(1995)颱風的結果顯示非常接近實際颱風運動，而誤差與中央氣象局 24 小時的颱風運動預報誤差相當，此表示 EC 資料對颱風中心 400 公里以外的風場掌握地不錯。賴恩颱風的運動方向皆在實際颱風運動的右側與 Chan and Gray(1982)的統計研究及其他的正壓模式研究的結果一致，然而道格颱風則大部份在實際颱風運動的左側。Chan and Gray(1982)所研究的是大西洋颱風個案，而本文之兩個案皆為屬於太平洋颱風，兩者未必會有相同的結果。

全部位渦反演的結果顯示不論是單日或是季節平均，基本上大尺度的流場接近似於非線性平衡，這與 WEM 分析大西洋區域的流場結果是一致的，因此我們可以藉由位渦反演工具來瞭解颱風運動與大尺度環境流場間的關係。而使用非線性平衡場做環狀平均得到的道格及賴恩颱風運動比直接使用觀測場來得佳。

位渦反演工具最大的優點便是可以用來研究各位渦擾動片的影響。並且各擾動的貢獻可做線性疊加。目前較高階的平衡流場(Rossby number 大於接近於 1 者)，例如溫帶氣旋及颱風所使用的是 Davis(1992)所發展的片段佳渦反演工具(Piecewise PV Inversion Technique)。本研究便是使用此工具來診斷各位渦擾動片對颱風運動的貢獻，而基本場主要是仿照 Shapiro(1996)的軸對稱基本場。對道格颱風運動而

言，各位渦擾動片的研究結果顯示：道格之運動主要是由低層流場所主宰，而低層流場同時受高低層位渦擾動的影響，初期高層($q'u$)重要，末期則是低層($q'L$)重要，這結果也可由實際氣象圖解釋，並且由各層位渦擾動反演的結果得知 700hPa 的位渦擾動在初期是負貢獻，可能是造成低層位渦擾動在初期貢獻量較高層小的主要原因。高層流場則是幾乎由高層位渦擾動所影響。在位渦擾動的貢獻方面，高層位渦擾動幾乎貢獻於低層流場，而低層位渦擾動也是主要貢獻於低層流場。仿 Shapiro(1996)以距颱風中心半徑為 10 \times 1000-100 hPa 之垂直圓柱狀位渦擾動片的反演結果，卻透露大於此圓柱區域之位渦擾動片的重要性，也就是說不同於 Shapiro(1996)的大西洋個案，我們發現位渦擾動在大於 10 \times (約 1100 公里)的區域之分布也是十分重要。最後則是將非軸對稱 1000-100 hPa 深對流平均非線性平衡風場逐日圖中與颱風東側之巨大反旋式渦旋有關的位渦擾動片(應該就是太平洋高壓的一部份)做位渦反演，0700 之反演結果顯示此渦旋是最主要影響颱風運動的系統。以上的結果不僅顯示使用片段位渦反演以軸對稱風場為基本場可以成功地運用在太平洋的颱風個案上，並且可以將高低層的位渦擾動作量化的探討，及其他特殊位渦擾動片對颱風運動的影響。而 Shapiro(1996)僅分析大西洋 Glona 颱風的一個時間個案，本文則是研究了道格颱風的整個颱風階段(0400-0900)共 1 個時間。

然而將同樣的片段位渦反演方法運用在與道格颱風不同型路徑的賴恩

颱風卻不是很成功，尤其是在賴恩颱風的初期。可能的原因是賴恩颱風初期颱風中心附近的大尺度流場並不是很明顯。因此未來將片段位渦反演方法運用在颱風運動的分析時，應該要以颱風周圍大尺度流場較明顯的個案為最佳。

本文亦仿 WEM 使用季節平均基本場來做道格颱風的片段位渦反演。而以 0700 為例，顯示使用季節與軸對稱基本場兩者得到的結果基本上是一致的。然而使用季節平均場不僅與颱風本身較無關係且因基本場對颱風運動的計算也有貢獻，因此切割數將會是切割法的兩倍，使得所需討論的變數增多造成困難。

在使用片段位渦反演工具時，基本場的定義是相當重要的，基本場的定義對反演的結果相當的敬威，例如本研究中顯示不良的基本場定義將使颱風往反方向運動。基本場不僅必須要滿足平衡方程式組，並且與所要討論的天氣系統的特性有關。由前面的討論得知，對於颱風運動的研究以軸對稱基本場為較適當的選擇。

除了用於診斷颱風運動外，位渦反演還有許多用途例如在海洋上測站缺乏的區域，將可利用的有限的低對流層觀測之氣象變數常在四維資料同化後在川坤的模式初始化過程中被「拒絕」或是「忽略」。而這些地面資訊或許在一些特定的天氣系統扮演重要的角色。例如 Huo et al.(1998)利用觀測可用的表面溫度資料，將最低層的溫度誤差帶入片段位渦反演程式求得相對應的三維風場及質量場距平以及其內圍的位渦距平，而這些動力上一致的距平場可加到模式的初始條件

內以改善洋面上低對流層向來缺少測站資料的區域。而他們的研究發現以這些修改過的初始條件來做模式的初始化的確對1993年3月14日在墨西哥灣的超級氣旋(superstorm)之初期快速加深及路徑有明顯的改進。因此此研究顯示在測站較缺乏的地區，可利用現有的觀測資料使用片段位渦反演方法來改進短期 NWP 模式的初始條件。同樣地，Davis and Emanuel(1991)也提及利用反演技術來瞭解模式對初始條件誤差的敏感度。除了模式初始化過程外，位渦反演也能提供數值模式之其他診斷，例如 Bresky and Colucci(1996)之利用片段位渦反演研究旋生過程，發現更精確地解析對流層近乎不連續的位渦分佈，及適當地處理對流層內之潛熱釋放可以大幅度地改善 NWP 的結果。

道格颱風是太平洋颱風第一個利用片段位渦反演，量化得到的高低層位渦擾動對颱風運動的貢獻。我們希望這些高低層位渦擾動及流場對颱風運動的貢獻程度，能夠協助未來太平洋地區無人飛機觀測實驗，並且也能提供模式中 bogus 颱風時各高度的量值比例之參考。

計畫成果自評

在執行本計畫最大困擾為資料之準確性，在 EC 資料未能反應真正颱風之路徑時，可以使物理解釋變得困難。未來若能有更多人力完成更多個案，應可以瞭解控制西太平洋控制颱風運動的大氣特性，以及重點區域之特性。

此研究成果應可以供無人飛機觀

測使用，或協助颱風路徑預報。最後值得一提的是，本研究方法亦可以用於診斷數值天氣預報之颱風路徑，已瞭解數值預報誤差之來源。

參考文獻

Chan, J. C. L., and W. M. Gray, 1982: Tropical cyclone movement and surrounding flow relationships. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1354-1374.

Davis, C. A., 1992: Piecewise potential vorticity inversion. *J. Atmos. Sci.*, 49, 1397-1411.

Shapiro, L. J., 1996: The motion of hurricane Gloria: A potential vorticity diagnosis. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1384-1389.

Wu, C. C., and K. A. Emanuel, 1995: Potential vorticity diagnostics of hurricane movement. A case study of hurricane Bob(1991). *Mon. Wea. Rev.*, 123, 69-92.

目次

圖說	i
一、前言	1
1.1 颱風運動的概念	1
1.2 背景理論	2
1.2.1 傳統方法	2
1.2.2 位渦概念(PV Thinking)與反演原理之應用	3
1.3 研究動機	6
二、公式及原理	7
2.1 颱風運動動力方程	7
2.2 全部位渦反演	9
2.3 片段位渦反演	11
2.4 基本場	14
三、研究方法	16
3.1 片段位渦反演方法	16
3.1.1 季節平均基本場	16
3.1.2 軸對稱平均場	19
3.1.3 本研究之方法	22
3.2 深對流平均	23
四、資料	25
4.1 資料簡介	25
4.2 颱風個案簡介	26

4.3 颱風中心的定義	28
4.4 颱風實際運動的定義	28
4.5 颱風之位渦分佈	29
五、結果與討論	30
5.1 傳統方法	30
5.2 非線性平衡場	31
5.3 軸對稱基本場	32
5.3.1 基本場與擾動場的分佈	33
5.3.2 全部位渦擾動片反演	33
5.3.3 高低層位渦擾動之貢獻	34
5.3.4 各層位渦擾動之貢獻	39
5.3.5 颱風之轉向	40
5.3.6 特定位渦擾動片反演	41
5.3.6.1 半徑約為 1000 公里之圓柱形位渦擾動片 ...	41
5.3.6.2 東方之反旋式渦漩	41
5.4 季節基本場	42
5.5 賴恩颱風	44
六、結論與未來展望	46
附錄	50
致謝	53
參考文獻	54
圖表	57

圖說

表一：位渦的概念與電磁學的相似性。電磁學方程式摘自 Griffiths(1989)。

表二：WEM，Shapiro(1996)以及本研究之資料與研究方法之比較。

表三：道格颱風以傳統方法及非線性平衡場求取之颱風運動與實際運動間之誤差。傳統方法是使用 EC 資料作 5° - 7° ，1000-100hPa 環帶狀深對流平均。非線性平衡流場中，center 代表通過颱風中心瞬時的風， 2° ...等表示以距颱風中心 2° ...等做 1000-100hPa 環狀深對流平均。最下兩列為 11 個時間平均的結果。誤差之基準是相對於關島之 6 小時最佳路徑。

表四：同表三，但是以軸對稱基本場求取之颱風運動的誤差。

表五：將位渦擾動分為高低層及全部位渦擾動片(q'_U, q'_L, q'_T)經由片段位渦反演(以軸對稱風場為基本場)所得的各個向量的貢獻度的總表。向量符號及貢獻量的計算法請見文章內容。

表六：賴恩颱風以傳統方法及非線性平衡場求取之颱風運動與實際運動間之誤差。傳統方法是使用 EC 資料作 2.5 - 5 度，850-200 hPa 環帶狀深對流平均。非線性平衡流場中，center 代表通過颱風中心瞬時的風， 2.5 degree ...等表示以距颱風中心 2.5 度...等做 700-100 hPa 環狀深對流平均。最下兩列為 11 個時間平均的結果。誤差之基準是相對於關島之 6 小時最佳路徑。

圖 1：理想的颱風風場可區分為三部分：(a)對稱於颱風中心的渦旋，(b)大尺度均勻環境流場，及(c)非軸對稱部份。摘自 Elsberry(1995, fig. 4.14)。

圖 2：利用 EC 資料求得的局部位渦極大值定義出的颱風中心(S 形符號，實線，時間以細體表示)，(a)道格颱風(網格資料： 2° \times 2°)，(b)賴恩颱風(2.5° \times 2.5°)。關島 6 小時最佳路徑以颱風符號表示並連以虛線而時間以粗體表示。

圖 3：距颱風中心 5° - 7° 環帶狀平均觀測風場隨氣壓的變化(以道格颱風 0700 為例)。

- 圖 4：道格颱風之 (a) 距颱風中心 5° - 7° ，1000-100hPa 環帶狀深對流平均觀測風，(b) 距颱風中心 4° ，1000-100hPa 環狀深對流平均非線性平衡風，(c) 將經片段位渦反演（軸對稱基本場）所得的風場做距颱風中心 4° ，1000-100hPa 環狀深對流平均之時間序列圖（0400-0900）。虛線：實際颱風運動（量值請見表三）。
- 圖 5：經由全部位渦反演所得 1000-100hPa 深對流平均的非線性平衡重力位場。(a) 7-9 月季節平均，(b) 0700。圖中實線為非線性平衡場，虛線為 EC 觀測場。單位：公尺。
- 圖 6：0700-0900 逐日之非軸對稱 1000-100hPa 深對流平均的非線性平衡風場（非輻散風）。
- 圖 7：以軸對稱非輻散風為流方程基本場及與流方程基本場達梯度風平衡之重力位基本場所求得的位渦擾動場之逐日圖（0400-0900，以 700hPa 為例）。單位：0.01PVU。
- 圖 8：(a) 軸對稱流方程基本場（單位：公尺），(b) 與軸對稱流方程達梯度風平衡之重力位基本場（單位：公尺），(c) 由前述的流方程與重力位基本場求得的位渦基本場（單位：0.01PVU）。（以 700hPa 為例）。
- 圖 9：以軸對稱之流方程、重力位及位渦場當基本場用片段位渦反演方法求得的流場。圖中顯示道格颱風受到北方反旋式流場的影響而向東運動（以 700hPa 為例）。
- 圖 10：0700 高層位渦擾動片(q'_U)以軸對稱風場為基本場經片段位渦反演所得之(a)高層(150mb)及(b)低層(700mb)流場。
- 圖 11：0700 低層位渦擾動片(q'_L)以軸對稱風場為基本場經片段位渦反演所得之(a)高層(150mb)及(b)低層(700mb)流場。
- 圖 12：將 1000-100hPa 全部位渦擾動片(q'_T)以軸對稱風場為基本場經片段位渦反演所得之(a)高層(150mb)及(b)低層(700mb)流場。
- 圖 13：高低層位渦擾動(q'_U, q'_L)以軸對稱風場為基本場經片段位渦反演所得之風場並取距颱風中心 4° ，1000-100hPa 環帶狀深對流平均。時間由 0400-0900。圖中 GUAM 代表實際颱風運動，其他之向量符號說明請見文章內容。

圖 14：全部位渦擾動(q'_T) 以軸對稱風場為基本場經片段位渦反演所得之 4° 環狀平均各高度風場。時間由 0400-0900。圖中 GUAM 代表實際颱風運動。

圖 15：道格颱風(a)低層位渦擾動 (1000-300 hPa)，及(b)高層位渦擾動(250-100 hPa)對高低層流場的 11 個時間之平均貢獻量。貢獻量的算法是以距颱風中心 4° 環狀深對流平均的向量於實際運動向量之投影百分比。

圖 16：道格颱風(a)低層流場 (1000-300 hPa)，及(b)高層流場(250-100 hPa)分別由高低層位渦擾動的 11 個時間之平均貢獻量。貢獻量的算法是以距颱風中心 4° 環狀深對流平均的向量於實際運動向量之投影百分比。

圖 17：道格颱風之低層流場 (1000-300 hPa) 分別由高低層位渦擾動的貢獻量之逐日變化圖。

圖 18：道格颱風 500 hPa 之 EC 高度場。時間分別為 0400、0600、0712、0900。

圖 20： (續)。

圖 19：道格颱風 200 hPa 之 EC 高度場。時間分別為 0400、0600、0712、0900。

圖 20：道格颱風各層位渦擾動反演所得之低層 (1000-300 hPa) 深對流環狀平均風場。除 0812 及 0900 為 6° 環狀平均外，其他皆為 4° 環狀平均。

圖 21：同圖 12，但改為 6° 環狀平均，(a)為 0812，(b)為 0900。

圖 22：仿 Shapiro(1996)使用半徑為 10° ，1000h-100Pa 之圓柱形位渦擾動片反演 (用軸對稱基本場) 所得的風場並取距颱風中心 4° ，1000-100hPa 環狀深對流平均。圖中 GUAM 代表實際颱風運動，而 Piece 則代表圓柱形之區域反演之結果。

圖 23：特殊區域位渦擾動片之反演，分別為：(1) $120^\circ\text{E}-150^\circ\text{E}$ ， $10^\circ\text{N}-50^\circ\text{N}$ ，(2) $120^\circ\text{E}-150^\circ\text{E}$ ， $10^\circ\text{N}-40^\circ\text{N}$ ，(3) $120^\circ\text{E}-140^\circ\text{E}$ ， $10^\circ\text{N}-50^\circ\text{N}$ ，(4) $120^\circ\text{E}-140^\circ\text{E}$ ， $10^\circ\text{N}-40^\circ\text{N}$ ，反演所得之風場並取距颱風中心 4° ，1000-100hPa 環帶狀深對流平均。圖中 Total 代表 q'_T 反演的結果，而 Piece 則代表標題之區域反演之結果。

圖 24：1994 年 7-9 月位渦季節平均基本場(Mean) (a) 150hPa，
(b)700hPa。單位：0.01PVU。

圖 25：仿照 WEM 之方法定義出 LS(即與颱風環流有關的位渦擾動，
以 500hPa 為例) 方框的範圍為 17°N-25°N，120°E-128°E，而
圖中顯示此 8°X8°方框已經幾乎包圍住正位渦密集區(亦即颱風
環流)。單位：0.01PVU。

圖 26：LS(圖 18 中的方框區域)經由片段位渦反演的流場，(a)150hPa，
(b)700hPa。

圖 27：仿 WEM 將 Mean+LE+U 反演的 (a)為通過中心風場，及做 (b)
2°，1000-100hPa 環狀深對流平均。GUAM：實際颱風運動。
Mean+LE+U 即為 WEM 之平流向量(advection vector)。

圖 28：同圖 10，但使用季節平均場。

圖 29：同圖 11，但使用季節平均場且位渦擾動片改用低層環境位渦
擾動(LE)。

圖 30：同圖 4，但為賴恩颱風個案，時間為 2000-2200，且使用的是
5°，700-100hPa 環狀深對流平均。

圖 31：同圖 6，但為賴恩颱風，颱風時間為 2000-2200，且使用的是
5°，1000-100hPa 環狀深對流平均。

第一章、前言

1.1 颱風運動的概念

颱風是一個局部渦度集中垂直偶合相當好的三維渦旋，通常位處於一個均勻的大尺度背景流場。由眾多的觀測及理論顯示颱風運動與大尺度背景流場有相當密切的關係。因此傳統上有所謂的駛流的概念，即在考慮颱風如一泰勒柱(Taylor column)，熱帶氣旋的運動是被大尺度的環境流場所驅使。

而理論上我們可以將全部的風場分為三部份（如圖 1）：對稱於颱風中心的渦旋（即颱風本身的環流）、大尺度均勻環境流場（也就是所謂的駛流）、及非軸對稱的部份（即颱風北北東方的反氣旋式渦旋及南南西方的氣旋式渦旋）。此非軸對稱部份，可以由颱風環流和行星渦度梯度或大尺度環流交互作用所產生(Chan and Williams, 1987)，這部份非軸對稱流場在我們要使用之資料並無法被解析出來。對稱的渦旋對於颱風的運動沒有貢獻，因此颱風的實際運動是由大尺度環境流場及非軸對稱的部份的相疊加的結果。然而在實際的個案中我們無法區分出這三個部份，而熱帶海洋地區又相當缺乏觀測資料，因此如何定義出駛流場，並區隔出颱風渦旋，是一件相當困難的事。而事實上，至今對於駛流場的定義尚無定論。諸如哪一高度層是最佳的駛流層？環狀平均該如何定義？還有要以那個高

度範圍作為深對流平均(Deep Layer Mean, DLM)? 甚至於駛流的定義與颱風的強度、位置、路徑間的關係都相當的不清楚。

1.2 背景理論

1.2.1 傳統方法

我們考慮通過颱風中心瞬時的風場為駛流，然而由於颱風中心及附近的風場資料相當不精確，因此傳統上駛流的決定多以颱風為中心作環狀平均所得的風場當作是駛流。在作環狀平均時會將對稱於颱風中心的旋轉分量給平均掉剩下非旋轉的部份。

Chan and Gray (1982) 分析 1961 年至 1970 年美洲附近 (包括西北太平洋、西大西洋及南澳洲太平洋) 的颱風個案，他們發現取中對流層 500 至 700 百帕氣壓權重及相對於颱風中心 5° - 7° 的環帶狀平均風場與颱風實際運動路徑最為相關。研究中之統計結果顯示這樣的平均風場在北半球會向右偏離實際颱風路徑約 10-20 度，量值則較實際約小 1 m/s。

Franklin (1990) 研究 1984 年大西洋 Josephine 颱風，由 ODW (omega dropwindsonde) 觀測資料研究 Josephine 的環境流場，發現環境流場隨著距颱風中心的距離以及高度有很大的變異性。Josephine 的運動方向大致與 500 百帕流場 (5° - 7° 環帶狀平均) 垂直，並與 700 百帕的流場最為一致。利用正壓預報模式顯示颱風路徑的預報與初始所使用的流場高度層有很大的敏感度，因此單一的中對流層資訊

並非足以代表颱風的環境流場。

Franklin et. al. (1996) 研究 1982-1992 十年大西洋的颱風個案，發現颱風運動與取距中心半徑 3° (約 333 公里) 之深對流平均 (DLM, Deep Layer Mean) 流場有非常好的相關，並且這樣的駛流場定義可解釋超過 90% 的颱風運動。

1.2.2 位渦概念(PV thinking)與反演原理之應用

位渦包含了三維的熱力及動力資訊。Hoskins et al. (1985) 對等熵面上的位渦的運用有相當詳細的說明，並指出位渦有下列重要的物理性質：(1) 保守原理：在無摩擦與非絕熱的情況下位渦會保守；(2) 反演原理：在適當的平衡動力及邊界條件下，可由已知的位渦分佈反演求得其伴隨之平衡風場及溫度場。

對於位渦的概念及其反演，即方程式(4)、(5)及其變數(q 、 Φ 、 Ψ)可以與電磁學中的參數及方程式作物理上的相似(Bishop and Thorpe, 1994; Thorpe and Bishop, 1995)，如表一。位渦(q)就如同電磁學中之點電荷(ρ)：位渦的存在會伴隨著所屬的風場及溫度場的存在；而在空間中有點電荷的存在，便會產生所屬之電場(E) (Griffiths, 1989)。而流方程(Ψ)及重力位(Φ)可分別表示成水平風場(v)及溫度場(θ)之旋度及梯度；電位(V)則是電場的梯度。位渦可表示成 Ψ 及 Φ 的函數，再加上 Ψ 及 Φ 滿足非線性平衡方程，因此配合邊界條件，由已知的位渦分佈可以反演求得風場及溫度場，即所謂的位渦反演原理；在物理上，點電荷及其電位滿足包桑方程(Poisson

equation), 因此由已知的電荷分佈及適當的邊界條件, 同樣可以反演求得其電位。然而位渦同時是 Ψ 及 Φ 兩個變數的函數, 因此需要解兩個方程, 比電磁學中解點電荷之電位分佈要來的複雜多。

利用位渦來瞭解熱帶氣旋的動力是一個非常有用的物理量。Thorpe (1984, 1985) 利用位渦反演探討理想化對稱渦漩結構的平衡風場分佈。Schubert and Alworth (1987) 可能是第一位利用位渦反演理論探討颱風動力, 他們以對稱梯度風平衡模式, 探討位渦之變化、位渦之收支及伴隨風場, 他們之理論計算和觀測與日後 Wu and Kurihara (1996) 之 GFDL 模式颱風收支皆十分近似。Shapiro (1992) 在一個三維模式中, 在有垂直風切下模擬颱風渦漩的演化。Guinn and Schubert (1993) 利用淺水模式模擬出颱風漩渦狀雨帶(spiral band)的發展並以位渦的演化來作詮釋。Shapiro and Franklin (1995) 作 1985 年大西洋 Gloria 颱風的位渦分析, 首先展現真實颱風的位渦分佈。

位渦反演原理也可以運用在溫帶氣旋的研究上, 基本場通常使用 4-5 天的時間平均, 相當於一個綜觀尺度波動的周期, 例如 Davis and Emanuel (1991); Huo et al.(1998); Bresky and Colucci (1996)。此外 Chang et al. (1998)及侯 (1998) 以位渦反演探討中緯度系統對西南季風建立之影響。在其他的反演原理於大氣動力的應用方面, Schubert et al. (1991) 利用 Gill 的長波近似 (long wave approximation) 的緯向對稱平衡模式, 探討哈德里胞 (Hadley cell) 的動力。Schubert et. al (1989) 及 Kuo and Chen (1993) 則利用半地轉 (semi-geostrophic) 模式探討颱風線熱源對大氣平衡狀態之影響。Fulton et al. (1995) 利用梯度風平衡反演探討大氣高層對 MCS (Mesoscale Convective System) 對流質量傳送之地轉調節。Schubert et al. (1995) 利用長波近似反

演，以地轉調節觀念探討哈德里胞下層積雲貿易盛行風之邊界層之高度變化。

而位渦反演理論運用在颱風運動方面，Wu and Emanuel (1995ab，後面簡稱為 WEM) 首先將片段位渦反演技術運用在颱風運動的研究上。他們取季節平均值當作基本場，利於做不同颱風個案間的探討，在非線性平衡的條件下反演求得每個位渦擾動片之貢獻。而其颱風平流流場(advection flow)定義為除去颱風本身的正位渦擾動後的位渦擾動場反演所得的通過颱風中心之瞬時流場。他們研究 1991 及 1992 年大西洋颱風 Bob(1991)、Ana(1991)、及 Andrew(1992)共三個個案結果顯示前述之定義非常接近實際颱風運動，並且瞭解高層與低層位渦擾動對於颱風運動的貢獻皆重要。

接著，Shapiro (1996) 則提出將對颱風中心作環狀平均後的風場當作是基本場，如此的定義與颱風個案本身較有相關，也符合颱風這樣一個幾近對稱的渦漩，並且此平均風場對於駛流的求取不會有貢獻。Shapiro 研究 1985 年大西洋颱風 Gloria 個案，此個案擁有非常高解析度的風場及溫度資料，幾乎是有最詳盡資料的颱風個案。分析結果顯示 Gloria 颱風中心處於兩個較弱且相反旋轉的非軸對稱流場中間，並且取反演後通過颱風中心 1000-100 百帕之深對流平均流場則與實際運動 (6.2 m/s) 約小 1.0 m/s，可解釋約 5/6 的颱風運動。並且藉由片段位渦反演技術的幫助，得知對於 Gloria 颱風運動的主要貢獻來自於以颱風中心半徑 1000 公里，500 百帕以上圓柱形的位渦擾動。

1.3 研究動機

從以上各學者的研究可以發現對於靠近亞洲的西太平洋地區之颱風運動幾乎沒有什麼研究，並且西太平洋的颱風在 1987 年以後便沒有飛機觀測資料，因此此區域的颱風資料非常缺乏。而本研究便是希望在有限的資料下，藉由片段位渦反演的技術來診斷西太平洋地區的颱風個案，希望能對此區的颱風的運動有更詳細的瞭解。並且更清楚地瞭解片段位渦反演中基本場定義之重要性。

本文之第二章為介紹全部及片段位渦反演的公式與原理；第三章說明兩種基本場—季節平均場及軸對稱基本場的片段位渦反演方法；第四章為資料及個案簡介；第五章為結果與討論；最後則是總結及未來展望。

第二章、公式及原理

2.1 颱風運動動力方程

傳統上研究渦漩的運動是利用非輻散正壓模式，所使用的渦度方程為：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \bar{v}_\psi \cdot \nabla(\zeta + f) = 0$$

上式即為絕對渦度保守方程。其中 ζ 為相對渦度， \bar{v}_ψ 為非輻散風， f 是科氏常數。

然而 Shapiro and Ooyama(1990)指出渦漩的移動和發展在淺水模式中當深度僅有 1 公里時不太受到輻散項的影響。但當流體的深度越厚時，輻散項的貢獻則不可忽略，此時使用位渦(PV)這個保守的物理量將最恰當。

利用位渦來診斷天氣系統的想法不僅是因為保守性（在無摩擦及無非絕熱情況下）與反演兩種特性外，並且更吸引注意的是它能給我們某一特殊位渦擾動所相關之風場及溫度場擾動，即所謂的片段位渦反演(Piecewise PV Inversion)。因此我們希望藉由位渦的這些特性，使用位渦來診斷颱風運動。

隨著風場與溫度場間的平衡條件之不同，目前有兩種位渦反演

最常被使用：(1) 準地轉位渦(QPV, Quasigeostrophic PV), (2) Ertel 位渦(EPV, Ertel PV)。使用 QPV 反演的優點是其觀念清楚簡單，而弱點則是它不適用於當羅士培數(Rossby number)變得很大接近於 $O(1)$ 時。此時將需使用更高階的平衡公式，即 Charney(1995)之非線性平衡方程(Nonlinear Balance Equation)以及使用 EPV。

對完全斜壓(fully baroclinic)且可壓縮的流體，Ertel PV 可表為：

$$q = \frac{\zeta}{\rho} \cdot \nabla \theta$$

其中為 q 位渦， ρ 是密度， θ 是位溫。在 π 座標上 Ertel PV 可有下例的近似形式：

$$q = -\frac{gk\pi}{p} \left[\eta \frac{\partial \theta}{\partial \pi} - \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial v}{\partial \pi} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial u}{\partial \pi} \frac{\partial \theta}{\partial \phi} \right] \dots \dots \dots (1)$$

其中 $\kappa = R_d/C_p$ ， P 是氣壓， η 是絕對渦度的垂直分量， θ 是位溫， π 是 Exner function:

$$\pi = C_p \left(\frac{P}{P_0} \right)^\kappa$$

颱風的運動是被大尺度的背景流場所驅使，而熱帶地區的大尺度及綜觀尺度流場非常接近非線性平衡 (Haltiner and Williams, 1980)。非線性之動力平衡方程如下 (Charney, 1955)：

$$\nabla^2\Phi = \nabla \cdot (f \nabla\Psi) + \frac{2}{a^4 \cos^2\phi} \left(\frac{\partial^2\Psi}{\partial\lambda^2} \frac{\partial^2\Psi}{\partial\phi^2} - \frac{\partial^2\Psi}{\partial\lambda\partial\phi} \frac{\partial^2\Psi}{\partial\phi\partial\lambda} \right) \dots\dots\dots(2)$$

其中 Φ 是重力位， Ψ 是流函數， a 是地球半徑， ϕ 是緯度， λ 是經度。

將 EPV 表示成高度場及流函數的函數，再加上非線性平衡方程，則可由 EPV 反演求得平衡之高度場及風場，並利用這兩種資訊進一步診斷颱風運動。詳細的 EPV 位渦反演方法將於下兩小節說明。

2.2 全部位渦反演(Total EPV Inversion)：

若假設風場為非輻散風下 ($\mathbf{V} = \mathbf{k} \times \nabla\Psi$)，及靜力平衡近似 ($\theta = -\frac{\partial\Phi}{\partial\pi}$)，則(1)式可改寫成：

$$q = \frac{gk\pi}{p} \left[(f + \nabla^2\Psi) \frac{\partial^2\Phi}{\partial\pi^2} - \frac{1}{a^2 \cos^2\phi} \frac{\partial^2\Psi}{\partial\lambda\partial\pi} \frac{\partial^2\Phi}{\partial\lambda\partial\pi} - \frac{1}{a^2} \frac{\partial^2\Psi}{\partial\phi\partial\pi} \frac{\partial^2\Phi}{\partial\phi\partial\pi} \right] \dots\dots\dots(3)$$

為求數學上的精簡討論，上面的(2)、(3)式可以算子符號表示如下 (Shapiro, 1996)：

$$\begin{cases} \nabla^2 \Phi = \nabla \cdot (f \nabla \Psi) + B(\Psi, \Psi) \dots \dots \dots (4) \\ q = L(\Phi) + Q(\Psi, \Phi) \dots \dots \dots (5) \end{cases}$$

方程式(4)及(5)構成了一組完整的非線性方程組，其中未知數為 Φ 、 Ψ ，已知數為 q 。而 L 為(4)式中之線性運算子， B 為(4)式之非線性運算子， Q 為(5)式之非線性運算子。若 f 為 f_0 時，且非線性項 $B(\Psi, \Psi)$ 被省略時，(4)式就退化地轉平衡方程。

若給予三維的位渦(q)分佈，及適當的垂直及水平邊界條件，則可經由(4)、(5)方程組反演求得一組相對於 q 的滿足非線性平衡的高度場(Φ)和流線場(Ψ)，再從 Φ 及 Ψ 我們可以求得溫度場(θ)以及風場(V)。

解 Φ 、 Ψ 之垂直邊界條件是用 Neumann 邊界條件

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \pi} = -\theta \text{ and } \frac{\partial \Psi}{\partial \pi} = -\frac{\theta}{f_0}, \left(\pi = \pi_0 ; \pi = \pi_T \right)$$

其中 T 指上邊界¹， 0 指下邊界²，我們以最高兩層平均位溫當作上邊界，最低兩層平均位溫當作是下邊界。

¹ 本研究為 150 及 100hPa。

² 本研究為 1000 及 925hPa。

側邊界條件則是事先給定 (prescribe)，如同觀測值：

$$\Phi_L = \Phi_{obs}, \Psi_L = \Psi_{obs}$$

其中 $_L$ 表示側邊界(Lateral Boundary)， $_{obs}$ 表示觀測值。

並以觀測的重力位場資料當作是反演的初始猜測值。

2.3 片段位渦反演(Piecewise PV Inversion)

若將各變數 (Φ, Ψ, q) 分解成基本場 (以變數上之橫槓表示) 及擾動場 (以變數上之斜撇表示) 兩部份：

$$\Phi = \bar{\Phi} + \Phi' \dots (7)$$

$$\Psi = \bar{\Psi} + \Psi' \dots (8)$$

$$q = \bar{q} + q' \dots (9)$$

而基本場 $\bar{\Phi}, \bar{\Psi}, \bar{q}$ 亦滿足非線性平衡(4)、(5)式，即：

$$\nabla^2 \bar{\Phi} = \nabla \cdot (f \nabla \bar{\Psi}) + B(\bar{\Psi}, \bar{\Psi}) \dots (10)$$

$$\bar{q} = L(\bar{\Phi}) + Q(\bar{\Psi}, \bar{\Phi}) \dots (11)$$

則擾動場的平衡方程式組可改寫成如下：

$$\begin{cases} \nabla^2 \Phi' = \nabla \cdot (f \nabla \Psi') + B(\bar{\Psi}, \Psi') + B(\Psi', \bar{\Psi}) + B(\Psi', \Psi') \dots \dots (12) \\ q' = L(\Phi') + Q(\bar{\Psi}, \Phi') + Q(\Psi', \bar{\Phi}) + Q(\Psi', \Phi') \end{cases}$$

上述之方程組仍然是一組非線性方程組，給定 $q', \bar{\Phi}, \bar{\Psi}$ 值，我們可以求出 Φ', Ψ' 。

若將擾動場線性分解，則上面之方程組會變成如下：

$$\begin{cases} \nabla^2 \sum_i \Phi'_i = \nabla \cdot (f \nabla \sum_i \Psi'_i) + B(\bar{\Psi}, \sum_i \Psi'_i) + B(\sum_i \Psi'_i, \bar{\Psi}) + B(\sum_i \Psi'_i, \sum_i \Psi'_i) \dots \dots (13) \\ \sum_i q'_i = L(\sum_i \Phi'_i) + Q(\bar{\Psi}, \sum_i \Phi'_i) + Q(\sum_i \Psi'_i, \bar{\Phi}) + Q(\sum_i \Psi'_i, \sum_i \Phi'_i) \dots \dots (14) \end{cases}$$

上面的方程組對於片段的參數（即某 i 片）而言是非線性的，因此無法找到 q'_i 與 Φ'_i, Ψ'_i 的單一關係。Davis and Emanuel(1991)發展出片段位渦反演方法 (Piecewise PV Inversion Technique) 將(13)及(14)式非線性方程組中的非線性項： $B(\sum_i \Psi'_i, \sum_i \Psi'_i), Q(\sum_i \Psi'_i, \sum_i \Phi'_i)$ 合併到前面的線性項內，將非線性方程組改成一組線性可將解做線性疊加的方程組，因此對於某片段位渦擾動 (q'_i) 可有下面之線性平衡方程組：

$$\begin{cases} \nabla^2 \Phi'_i = \nabla \cdot (f \nabla \Psi'_i) + B(\bar{\Psi} + \frac{1}{2} \Psi', \Psi'_i) + B(\Psi'_i, \bar{\Psi} + \frac{1}{2} \Psi') \dots \dots (15) \\ q'_i = L(\Phi'_i) + Q(\bar{\Psi} + \frac{1}{2} \Psi', \Phi'_i) + Q(\Psi'_i, \bar{\Phi} + \frac{1}{2} \Phi') \dots \dots (16) \end{cases}$$

將位渦的擾動場分解成許多小片（即 q'_i ），並將 q'_i ， (Φ, Ψ) 及 $(\bar{\Phi}, \bar{\Psi})$ 代入上述之方程組可反演求得各小段位渦擾動 (q'_i) 所相對應的重力位擾動場及流函數擾動場 (Φ'_i, Ψ'_i) ，各小段位渦擾動貢獻之線性疊加結果便是全部位渦擾動的貢獻，亦即：

$$\begin{aligned} q' &= \sum_i q'_i \\ \Phi' &= \sum_i \Phi'_i \\ \Psi' &= \sum_i \Psi'_i \end{aligned}$$

側邊界條件為：

$$\Phi' = 0, \Psi' = 0$$

而垂直及與初始猜測值如同全部位渦反演。

片段位渦反演的技術在 Davis (1992) 中有更為詳細的評估。利用此套反演工具我們可以求得某片特殊位渦擾動所對應之溫度及風擾動場，進而瞭解此段位渦對於某特定之天氣系統之貢獻程度。

WEM 及 Shapiro(1996) 曾成功地將此片段位渦反演技術應用在大西洋的颱風運動診斷上。這兩作者之反演方法將於第三章中詳加敘述。

2.4 基本場

在使用片段位渦反演技術時基本場的定義是最不明確的，基本場不僅必須滿足平衡方程組(4),(5)式，更重要的是它與所要診斷的天氣系統息息相關。最後反演所得到的解可能對基本場的選用相當敏感，這點在 Huo et al.(1998)的討論部份也曾被提及。在本文之 5.3.1 小節的研究結果顯示不良的基本場定義將使颱風往相反的方向運動。關於基本場的定義最常被使用的大致可有下列兩類：

(1) 時間平均：

- Davis and Emanuel(1991)研究 1988 年 2 月 4-5 日美東之旋生個案使用的是 2 月 3 日 12Z 至 8 日 00Z 約 5 天的時間平均再加上這段時間內平均場的緩慢變化趨勢。
- WEM 研究 1991 及 1992 年西太平洋颱風運動所使用的是當年 7-9 月共 3 個月的季節平均當基本場。
- Bresky and Colucci(1996)研究 1992 年 12 月美東海上之溫帶氣旋使用氣旋之 4 天生命期的時間平均當作是基本場。
- Huo(1998)研究墨西哥灣初生期的 superstorm 個案使用的是 5 天時間平均大致上就是一個綜觀尺度波動的週期。

(2) 空間平均：

- Shapiro(1996)研究 1985 年 Gloria 颱風使用軸對稱平均之風場當作是其基本場，因此風場基本場對颱風運動沒有貢獻而對颱風運動有影響的則完全為擾動場的部份，而使用片段位渦反演方法所求得的擾動風場則不需再加上風場基本場。
- 季(1997)研究道格颱風侵台時位渦通量及水汽通量的變化時，使用的是單一值的空間平均而非時間平均，避免因時間平均後颱風移經的路徑上方為一片較低的高度平均場，而這單一空間平均值在其研究期間內變動不大，使得各時間的基準能達到一致。然而其單一值的空間平均並非滿足(10)式，而省略了(10)式中的 $B(\bar{\Psi}, \bar{\Psi})$ 以及 f 的梯度，即僅滿足地轉平衡： $\bar{\Phi} = f_0 \bar{\Psi}$ 。

總而言之，基本場與所要研究的天氣系統甚至於想探討的因素有關，因此在使用片段位渦反演技術時要特別小心基本場的定義。

第三章、 研究方法

3.1 片段位渦反演方法

在使用片段位渦反演技術時必須先依照系統型態來定義基本場。對颱風而言，有下列兩種基本場定義：一種是利用季節平均，例如 WEM；另一種則是軸對稱基本場，例如 Shapiro (1996)。

3.1.1 季節平均基本場 (Wu and Emanuel, 1995a,b)

(a) 方法

WEM 定義平均場為 7~9 月的氣候平均值，並將 7~9 月的平均位渦值(Mean)代入全部位渦反演公式，以平均重力位場當初始猜測值反演求得重力位及流函數基本場。這樣的平均場定義優點是方便作不同個案間的比較，而缺點便是與颱風個案本身並沒什麼關係，並且在討論高低層位渦擾動的貢獻時，亦需將基本場分解為高低層，使得分解的片數變多，討論上較複雜。

經由前述所得之基本場求得位渦擾動場並將此擾動場分為三部份，首先為高層(L)包括 300 百帕及以上之位渦擾動 (也包含 125 百

帕之位溫擾動場)，及低層(L)包括 250 百帕及以下的位渦擾動（也包含 925 百帕之位溫擾動）。而低層(L)又再區分為颱風渦漩(LS)，這部份是主觀地決定颱風中心附近幾個網格點，以及扣除颱風渦漩之低層環境位渦擾動(LE)。將前述之三部份位渦擾動代入片狀位渦擾動的公式反演求得各自所對應之平衡風場。颱風中心為 LS 反演出之流場中風速趨近於零的那點，稱為平衡中心(balanced vortex center)。而 WEM 對於颱風運動的定義為通過颱風中心的氣候值(Mean)加上低層環境(LE)及高層(U)三部份反演的風場（即 Mean+LE+U）。

(b) 處理流程

1. 由(1)式算位渦場，並做重力位場及位渦場之氣候平均：

$$u_{obs}, v_{obs}, \theta_{obs} \xrightarrow{(1)} q_{obs}$$

$$\Phi_{obs}, q_{obs} \xrightarrow{Time\ Average} \bar{\Phi}, \bar{q}$$

2. 將氣候平均之位渦場帶入(4),(5)式做全部位渦反演並以氣候平均重力位場當初使猜測值，得到平衡之重力位及流函數氣候場：

$$\bar{q} \xrightarrow[\Phi\ as\ a\ guess]{(4),(5)} \bar{\Phi}_{NB}, \bar{\Psi}_{NB}$$

$$and \quad \bar{q} = q_{Mean}$$

3. 由(7)、(8)、(9)三式求得重力位、流函數及位渦擾動場：

$$\Phi \xrightarrow{(7)} \Phi'$$

$$\Psi \xrightarrow{(8)} \Psi'$$

$$q \xrightarrow{(9)} q'$$

4. 將位渦擾動分解為 U, LE 及 LS :

$$q' \longrightarrow q'_U + q'_{LE} + q'_{LS}$$

5. 將上述三段位渦擾動帶入(15),(16)式做片段位渦反演：

$$\begin{array}{ccc} q'_U & & \Psi'_U, \Phi'_U \\ q'_{LE} & \xrightarrow{(15),(16)} & \Psi'_{LE}, \Phi'_{LE} \\ q'_{LS} & & \Psi'_{LS}, \Phi'_{LS} \end{array}$$

3.1.2 軸對稱平均場 (Shapiro's Method, 1996)

(a) 方法

Shapiro 定義基本場為軸對稱平均的風場，這樣的定義不需如同 WEM 得主觀地將颱風挖去，而且這樣的基本場對駛流的求取不會造成影響。颱風中心附近剩下不對稱的弱位渦擾動，符合準平衡 (quasigeostrophic) 的範疇。

Shapiro 研究 1985 年大西洋颱風 Gloria 個案，利用高解析度的風場及溫度場資料算三維位渦分佈，再經由全部位渦反演(4)，(5)式求得三維之平衡重力位分佈(Φ)。由於颱風是一個幾近對軸對稱的渦漩，且在做位渦反演時風場是假設非旋轉風，因此定義軸對稱流函數基本場為風場基本場，即對流函數做環狀平均：

$$\bar{\Psi} = \frac{1}{2\pi r} \oint \Psi r d\theta$$

如此不論是以通過颱風中心的瞬間風場為駛流場，或用環狀平均場當作駛流場基本場都不會有貢獻。流函數擾動定義則如同(7)式。

重力位基本場則是考慮颱風中心附近為梯度風平衡方程即（註，重力位基本場之求解請見附錄）：

$$\nabla^2 \hat{\Phi} = \nabla \cdot (f_0 \nabla \bar{\Psi}) + B(\bar{\Psi}, \bar{\Psi}) \dots (17)$$

而重力位擾動亦由(8)式獲得。

將 $(\hat{\Phi}, \bar{\Psi})$ 代進方程式(4)可求得位渦基本場：

$$\hat{q} = L(\hat{\Phi}) + Q(\bar{\Psi}, \hat{\Phi}) \dots (18)$$

位渦擾動場則由(9)式求得。因此重力位及流函數基本場在颱風中心附近皆滿足全部位渦反演方程組(4),(5)式。而這樣的基本場定義會比(12)式多出一項： $\nabla \cdot [(f - f_0) \nabla \bar{\Psi}]$ ，但此項甚小可被忽略。

由於基本場的定義是環狀平均，在做片段位渦反演時考慮將半徑約 1000 公里以颱風中心為圓心的圓柱形位渦擾動(q'_i)進行反演，最後再將此圓柱反演出之通過颱風中心 1000-100hPa 深對流平均 (DLM) 風場當作駛流。

由後面的研究結果顯示兩者的反演方法所得到的結果是一致的，然而在討論高低層位渦的貢獻時，使用軸對稱平均場當作基本場則會使位渦擾動片的片數較少，較利於討論。

(b) 處理流程

1. 將觀測 (即 EC 資料) 之風場、溫度場代入 (2)式求得位渦分佈：

$$u_{obs}, v_{obs}, \theta_{obs} \xrightarrow{(2)} q_{obs}$$

2. 將觀測位渦場代入方程組(4),(5)做全部位渦反演，並以觀測流方程場為初始猜測值，求得達非線性平衡之高度場及流函數：

$$q_{obs} \xrightarrow[\Psi_{obs} \text{ as a guess}]{(4),(5)} \Phi_{NB}, \Psi_{NB}$$

3. 對流函數做環狀平均當作流函數基本場，並由式(8)求得流函數擾動場：

$$\Psi_{NB} \xrightarrow{\text{Circular Average}} \bar{\Psi} \xrightarrow{(8)} \Psi'$$

4. 重力位基本場則是透過梯度風平衡(17)式求得，再由(7)式求出重力位擾動場：

$$\bar{\Psi} \xrightarrow{(17)} \hat{\Phi} \xrightarrow{(7)} \Phi'$$

5. 將高度基本場及流函數基本場代入方程式(18)求得位渦基本場，

150

再由式(9)求得位渦擾動場：

$$\hat{\Phi}, \bar{\Psi} \xrightarrow{(18)} \hat{q} \xrightarrow{(9)} q'$$

6. 將所欲反演之某片位渦擾動切割出來：

$$q' \longrightarrow q'_i$$

7. 將所欲反演之位渦擾動片段資料，高度與流函數基本場及非線性平衡場代入片段位渦反演方程組式(15),(16)求得相對於此片位渦擾動場之平衡高度擾動場和流函數擾動場：

$$\begin{array}{c} q'_i \\ \hat{\Phi}, \bar{\Psi} \\ \Phi_{NB}, \Psi_{NB} \end{array} \xrightarrow{(15), (16)} \Phi'_i, \Psi'_i$$

3.1.3 本研究之方法

後文之軸對稱基本場研究方法仿照 Shapiro(1996)使用軸對稱基本場。然而 EC 資料中僅有 Φ 場資料而無 Ψ 場資料，因此在 3.1.2(b)

中的第二個步驟改為：

2.' 將觀測位渦場代入方程組(4),(5)做全部位渦反演，並以觀測重力位場為初始猜測值，求得達非線性平衡之重力位場及流函數：

$$q_{obs}, \Phi_{obs} \xrightarrow{(4),(5)} \Phi_{NB}, \Psi_{NB}$$

步驟 1 及 3-7 與 3.1.2(b)一樣。颱風中心使用局部位渦極大值。而颱風之運動則是使用環狀平均而非通過颱風中心瞬時之風場（原因請見後文之討論）。

我們並將 WEM，Shapiro(1996)及本研究之資料與研究方法之比較整理成表二。

3.2 深對流平均

定義深對流平均 DLM (Deep Layer Mean) 為：

$$DLM = \frac{\int_{P_1}^{P_2} V dP}{\int_{P_1}^{P_2} dP}$$

1/2

使用梯形法計算：

$$DLM = \frac{\sum_{i=1}^N V_i \times \delta P_i}{\sum_{i=1}^N \delta P_i}$$

其中 N 為總氣壓層數， δP_i 為第 i 層與相鄰上下兩氣壓層間距之半。

在本研究中我們定義了高層(250-100hPa)與低層流場(1000-300hPa)與整個流場(1000-100hPa)，在使用上述公式計算時其所相對應之分母值各為 25000、68750、96250 hPa。

第四章、資料

4.1 資料簡介

(a) 道格颱風個案：

使用 1994 年 8 月 ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) /ADVANCED 的全球資料，其水平解析度為 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ，垂直共使用 11 層包括：1000、925、850、700、500、400、300、250、200、150、100 百帕，時間則是選用 00Z 和 12Z。使用的水平資料範圍： 105°E - 150°E ， 6°N - 51°N 。所選用的變數為：重力位 (geopotential)、風場 (u, 東西向風; v, 南北向風)、溫度。而道格颱風個案分析的時間由 8 月 4 日 00Z 至 9 日 00Z。

由於後面的研究中需要做 1994 年 7 月至 9 月的季節平均，而現有 EC 資料中僅有 EC/BASIC 資料，因此 7 月及 9 月此兩個月是使用 EC/BASIC 資料。此資料之水平解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，垂直層數、時間解析度及使用變數、水平資料範圍皆與前述之 EC/ADVANCED 資料相同。

將高解析度的 EC/ADVANCED 資料作全部位渦反演時無法得到收斂的解，而原因可能是高解析度的資料解析到較為中小尺度的現象使得求解過程中雜訊過多，因而無法收斂，亦有可能是因自由度

154

過大，所以計算方法無法穩定。因此將 $1^\circ \times 1^\circ$ 的資料以每兩個網格點取一點資料的方式濾出 $2^\circ \times 2^\circ$ 的網格資料，此資料較為平滑而得以求得全部位渦反演的收斂解。

而 7 月及 9 月的 EC/BASIC 網格資料則是將其由 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 線性內差得 $2^\circ \times 2^\circ$ 的網格資料。因此後面之研究皆是使用水平解析度為 $2^\circ \times 2^\circ$ 的網格資料。

(b) Ryan 颱風個案

使用的是 1995 年 9 月 EC/BASIC 資料，水平解析度為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ，使用的水平資料範圍： $95^\circ\text{E} - 142.5^\circ\text{E}$ ， $5^\circ\text{N} - 52.5^\circ\text{N}$ ，垂直層數、時間解析度及使用變數、皆與道格颱風個案相同。而賴恩颱風個案的分析時間由 9 月 20 日 00Z 至 22 日 00Z。

4.2 颱風個案簡介

(a) 道格(Doug)颱風

道格颱風是西北太平洋地區 1994 年六個強烈颱風個案中第二個強烈颱風，其最低氣壓值為 910 hPa。道格颱風有兩個特點：首先，道格颱風的颱風眼與一般強烈颱風不同而是異常的大，並且隨強度的增強而變大。而且道格颱風氣壓驟降的持續時間也異常的長。

道格颱風在 8 月 2 日 07Z 成為熱帶低壓(TD)，然後快速地於 3 日 18Z 增強為颱風(TY)，接下來的 48 小時系統持續地以每日 40 海哩的速度增強，直到 5 日 18Z 達其最大強度，之後便緩慢地削弱。

在掃過台灣的東北角後，道格先轉向北北東方前進，在 9 日 06Z 時道格減弱成熱帶氣旋(TS)，最後於 12 日 00Z 於上海附近消散。

(b) Ryan 颱風

賴恩颱風在關島聯合颱風警報中心 (Joint Typhoon Warning Center, GUAM, 後文中皆簡稱為關島) 的記錄中，是第一個在南中國海生成並發展成超強颱風的個案。颱風沿著反方向傾斜的季風槽 (reverse-oriented monsoon trough) 以 S 形的軌跡移動。另外有兩個颱風—奧斯卡及寶莉也都在這反方向傾斜的季風槽線中形成與賴恩連成一帶。

9 月 13 日季風槽從東南亞延伸到南中國海，此時賴恩還是一個熱帶擾動，直到 15 日 12Z 他變成一個熱帶低壓，16 日 00Z 形成熱帶氣旋。在 16 日到 19 日之間，賴恩先緩慢地向北走，接著轉向西方緩慢行進，接著在 19 日轉彎，並在 06Z 增強為颱風。在 20 日時賴恩轉向東北東方並加速行進，同時也持續增強中。直到 21 日 18Z 他達到最大強度(67m/sec)並掃過台灣的南方，再加速行進，最後以東北向向日本接近。

在 1978 到 1995 年之間在 37 個 S 形軌跡的颱風個案中有 25 個 (68%) 颱風當時是位於反方向傾斜的季風槽線旁。Lander(1996)說明

這種 S 形軌跡的颱風是向北行進颱風的一種，通常都先在低緯度向東運動，然後轉向北方或東北方，最後則是東北方向運動進入中緯度西風帶。

4.3 颱風中心的定義

颱風的中心可以有下列四種方法決定：局部氣壓極小值、局部流函數極小值、局部相對渦度極大值、和局部位渦極大值。由於本研究所使用的研究方法是位渦反演的的方法，因此我們採用局部位渦極大值當作是颱風的中心，而道格及賴恩颱風中心定義於等壓面位渦圖中颱風內的極大值。

4.4 颱風實際運動的定義

我們由關島所出版的 1994 及 1995 年熱帶氣旋年報 (Annual Tropical Cyclone Report) 定義其六小時平均最佳路徑 (best track) 為本文中颱風的實際運動路徑。

圖 2 即是關島所分析的道格颱風最佳路徑 (虛線，颱風中心以颱風符號表示) 以及分別經由 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ (道格颱風) 及 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ (賴恩颱風) EC 網格資料利用前述之颱風中心定義所得的路徑 (實線，颱風中心以 S 表示)，兩者相當接近，顯示如此的颱風中心定義在道格及賴恩颱風個案是合理的。

4.5 颱風之位渦分佈

由 EC 資料的風場、溫度場資料求得道格及賴恩颱風逐日之各等壓面上位渦場的分佈，颱風在位渦圖中呈現等值線密集的位渦極大值區與其他區域有明顯地分別（未圖示）。基本上，這兩個颱風的位渦分佈在 300 hPa 以下垂直分佈非常一致為位渦極大值區，250 hPa 以上的高度則無法辨識出位渦極大區，亦即颱風的環流結構以位渦的結構來區分的話可以分為 300 hPa 及以下之正位渦密集區(q'_L ，亦包括 100 hPa 之位溫擾動)，以及 250 hPa 及以上颱風高層外流區(q'_U ，亦包括 1000 hPa 之位溫擾動)³，高低層位渦的分法與 WEM 相同。因此後面之片段位渦擾動的高低層即採用前述定義。

³ $q'_T = q'_U + q'_L$ 。 q'_T ：1000-100 hPa 全部位渦擾動。

第五章、 結果與討論

此章之 5.1-5.4 節是針對道格颱風的研究成果，而 5.5 節則是以賴恩颱風的相同研究步驟與道格颱風個案做比對。

5.1 傳統方法

1.2.1 節中學者們的的研究皆顯示颱風的運動與大環境的背景流場有很好的相關性，通常是以颱風中心 10° (約 1100 公里) 以內的環狀平均與颱風運動很接近。因此首先我們想研究 EC 資料中的風場與西太平洋道格颱風的運動的關係。圖 3 是仿照 Chan and Gray(1982)的方法將觀測 EC 風場資料以颱風為中心作 5° - 7° 環帶狀平均的風場隨氣壓的分佈圖，此風花圖顯示環帶狀平均風場隨著高度有極大的變化，意即有很大的垂直風切，此時定義某一層流場為最佳駛流場，並沒有什麼科學上的意義，又颱風本身是垂直耦合很好的流體現象，因此我們傾向於將風場做垂直平均。學者們研究大西洋颱風個案發現愈強的颱風則需愈厚的深對流平均，反之亦成立 (例如：Velden, 1993; Dong and Neumann, 1986)。道格颱風曾達強烈颱風，本研究中亦顯示以 1000-100 hPa 的深對流平均 (其他深對流平均未示圖) 最為接近實際颱風運動。

綜合前面的結果以 1000-100 hPa, 5° - 7° 的環帶狀平均觀測流場

與實際颱風運動有最佳的相關。我們並計算其與實際颱風的向量誤差值，結果如表三。表三顯示向量平均誤差為每日約 177 公里。

Carr & Elsberry(1990)定義環境平均流場與颱風實際運動兩者之差為傳播向量(propagation vector, V_p)，即 $V_p = V_c - V_s$ (V_c 是颱風實際運動向量， V_s 是環境平均流場) 他們認為這個向量可能可以用來衡量渦旋運動與基本環境流場的偏離程度及方向。然而Franklin(1990)認為颱風實際的運動與傳統方法之向量的差值與特定的求取過程較有關而較沒有物理含意。本文採用 Franklin (1990)的觀點不將此誤差稱為傳播向量。

圖 4a 則是前述方法求得的颱風運動向量和實際運動的時間序列圖，此圖亦顯示傳統方法與實際運動很接近，然而不如前人之研究，在 0400-0700 (0400 表示 4 日 00Z，後文以此推之) 時傳統方法皆偏向實際運動的左方，僅在 0800-0900 時偏向右方。

5.2 非線性平衡場

將全部位渦反演得到的平衡高度場與觀測高度場做比較，圖 5 中顯示全部位渦反演的結果顯示不論是單日或是季節平均大尺度的流場皆近似於非線性平衡。

由逐日之非軸對稱 1000-100 hPa 深對流平均非線性平衡風場(圖 6) 顯示基本上颱風主要受到東方之反旋式流場之導引效用，並且在颱風行進的方向之兩側各有相對之渦旋存在，右方為前述之巨大反旋式渦旋，左方則有較小的氣旋式渦旋。而東方之巨大的反旋式渦

漩可能是太平洋高壓的東半部。後面的片段位渦反演（5.3.4.2 節）將會研究此渦漩對於颱風運動之影響。

將非線性平衡過後的風場如同 5.1 節作 1000-100 hPa 深對流平均後再計算以各種半徑做環狀平均的每日向量誤差，結果如表三。表三中最小向量誤差出現次數最多的為 4° ，而 11 天的向量誤差平均值以 4° （約 440 公里）為環狀平均半徑為最佳，平均每日誤差約 153 公里。以通過颱風中心的風場的誤差最大（每日 445 公里）， 2° 環狀平均次之（每日 237 公里）。這可能是因為 EC 資料並未能精確地解析出道格颱風中心附近的資訊，然而 Shapiro(1996) 文中之 Gloria 颱風擁有相當精密的資料，這是與本個案最大不同的地方。因此本文未若 Shapiro 取通過颱風中心的風場當作是颱風運動，而是採用 4° 環狀平均的結果。

圖 4b 則是以前述之 4° 環狀平均半徑的非線性平衡風和實際運動的時間序列圖，圖中顯示此風向量與實際運動很接近，方向除了在 0600-0800 時很一致地偏向實際運動的右方，其他時間則是沒有一致的偏向某特定方向。

5.3 軸對稱基本場

利用軸對稱基本場定義所求得的位渦擾動之逐日變化如圖 7（以 700 hPa 為例）。將此位渦擾動分解為高層（ q'_U ，250-150 hPa，亦包括 100 hPa 之位溫擾動）和低層（ q'_L ，925-300 hPa，亦包括 1000 hPa 之位溫擾動）位渦擾動片使用軸對稱基本場做片段位渦反演。

5.3.1 基本場與擾動場的分佈

流方程基本場是軸對稱 (圖 8a)，因此風場基本場也會軸對稱，對於以通過颱風中心或用環狀平均風場來估計颱風運動時，風場基本場都不會有貢獻。重力位基本場 (圖 8b) 則是由(17)式求得，重力位基本場滿足梯度風平衡，在颱風中心附近幾乎是軸對稱的。位渦基本場 (圖 8c) 是由流方程與重力位基本場透過(18)式求得，位渦基本場並非完全地軸對稱，在颱風中心附近是對稱的，然而中心以外則包含有行星渦度梯度 (即 f) 的效應。若是將位渦基本場直接由位渦場作環狀平均求得，則因未將 f 的效應包含進去，使得颱風北方的位渦擾動過大，而南方的位渦擾動過小，反演的結果颱風將向東移動 (圖 9)。

5.3.2 全部位渦擾動片反演

表四即將片對位渦反演的風場對颱風中心作 2° 、 $2^\circ-4^\circ$ (即 3°)、 4° 、 $4^\circ-6^\circ$ (即 5°)、 6° 的環狀平均的結果，表中誤差量值最小值出現次數最多的為 4° 環狀平均，在 11 個時間的誤差平均上也是以 4° 環狀平均的量值為最小，大約是每日有 161 公里的誤差值，比使用傳統平均的每日約 177 公里的誤差值 ($5^\circ-7^\circ$ 的結果) 略小，但比使用非線性平衡風場的每日 153 公里誤差 (4° 的結果) 略大。平均誤差以通過颱風中心的風場為最大(每日 398 公里)， 2° 環狀平均次之

(每日 273 公里)。因此如同 5.2 節中之討論，由於 EC 資料之解析度較差，因而改用 4° 環狀平均而非如 Shapiro(1996)使用通過中心之流場。

將片段位渦反演所得的風經過前述之 4° 半徑環狀平均和實際運動做個比較 (圖 4c)，此時間序列圖顯示此風向量與實際運動很接近，方向除 0800 以外，其他時間皆偏向實際運動的左方。

5.3.3 高低層位渦擾動之貢獻

前面的結果顯示以 4° 為半徑 1000-100 hPa 的環狀深對流平均所得到的風向量與實際颱風運動最為接近。因此本小節中使用片段位渦反演所得的風場便是以此平均代表是颱風運動。以 0700 此時間為例來看高低層位渦擾動片反演的結果。高層位渦擾動 (q'_U) 反演所得的高層流場 (如圖 10a) 則在颱風北方有一巨大反旋式渦旋，颱風受此巨大反旋式渦旋向南延伸出的一個在颱風西側的渦旋而向西北方向移動。 q'_U 反演所得的低層流場 (如圖 10b) 是一個巨大的反旋式渦旋，颱風位於其南側因此受其影響往西北的方向運動。而低層位渦擾動 (q'_L) 反演所得的高層流場 (如圖 10a) 為兩個相對的渦旋，右邊為反旋式渦旋，左邊為氣旋式渦旋，颱風受這兩相反之渦旋的共同影響而向西北運動。低層流場 (如圖 11b) 的結果非常類似圖 11a，颱風亦是受兩個相對的渦旋之影響而向西北方運動。將 1000-100hPa 之全部位渦擾動 (q'_T) 反演得到之高層 (圖 12a) 及低層 (圖 12b) 流場皆顯示颱風受到東方反旋式流場導引向西北方向行進。圖 11ab 分別也是圖 9ab 及圖 10ab 之線性疊加結果。

將高低層及全部位渦擾動片(q'_U, q'_L, q'_T)經由片段位渦反演之向量圖(圖 13)而其量化結果則整理為表四,圖 13 及表五顯示了六種向量關係的結果。將圖表中的每個向量以二個大寫英文字母表示,前一個字母代表位渦擾動片,後一個字母代表不同高度的流場:T 表示全部,U 表示高層,L 表示低層。每個向量符號詳細說明如下:

UU: q'_U 對高層流場的貢獻

UL: q'_U 對低層流場的貢獻

UT: q'_U 對整個流場的貢獻

LU: q'_L 對高層流場的貢獻

LL: q'_L 對低層流場的貢獻

LT: q'_L 對整個流場的貢獻

TU: q'_T 對高層流場的貢獻

TL: q'_T 對低層流場的貢獻

TT: q'_T 對整個流場的貢獻

而這九種向量之間共有六種關係式即:

$$TU = UU + LU$$

$$TL = UL + LL$$

$$UT = UU * w_U + UL * w_L$$

$$LT = LU * w_U + LL * w_L$$

$$TT = TU * w_U + TL * w_L$$

$$TT = UT + LT$$

表五即為這九個向量六種關係式的整理。表中每一直欄(有兩小欄)表示一種關係式,第一列為主要的向量,各由第二列之二個

分量所構成，表中的數字表示每一個次要向量沿主要向量的水平分量佔主要分量的比例。若以 \bar{c} 表示主要向量， \bar{a}, \bar{b} 表示構成主要向量的兩個次要向量即 $\bar{c} = \bar{a} + \bar{b}$ ，則 \bar{a} 對 \bar{c} 的貢獻程度可表示為：

$$\frac{\bar{a} \cdot \cos \theta}{|\bar{c}|} = \frac{(\bar{a} \cdot \bar{c})}{|\bar{c}|^2}$$

其中 θ 為 \bar{a} 與 \bar{c} 之夾角。

將上述六種向量關係的結果（即表五）詳細說明如下：

$$(1) TU = UU + LU$$

q'_T 對於高層流場的貢獻可以區分為來自於 q'_U 及來自於 q'_L 的影響。表一中 UU 欄與 LU 欄的數據顯示大部份的時間 TU 向量幾乎是由 UU 向量所貢獻（除 0712 及 0900 以外），LU 向量對 TU 向量的貢獻極微。0712 及 0900 兩個時間的 UU 和 LU 向量相當。綜而言之道格颱風的高層流場主要由 q'_U 所主宰。

$$(2) TL = UL + LL$$

同樣地， q'_T 對於低層流場的貢獻也可以區分為來自於 q'_U 及來自於 q'_L 的影響。首先 UL 向量對 TL 向量的貢獻大致上隨著時間而變小，而 LL 向量對 TL 向量的貢獻則是隨時間變大。在 0400-0500 時 UL 對 TL 的貢獻大於 LL 的貢獻，在 0512-0612 時兩者的貢獻相當，0700 以後則是 LL 對 TL 的貢獻大於 UL 的貢獻。因此道格颱風低層的流場在初期主要是由 q'_U 所主宰，然後 q'_U 對低層流場的影響逐漸

減弱，同時 q'_L 對低層流場的貢獻逐漸增強，至颱風末期低層流場反而由 q'_L 所主宰。

$$(3) UT = UU^* w_U + UL^* w_L$$

探討 q'_U 分別對高低層流場的貢獻程度。表一中 $UU^* w_U$ 欄的值遠大於 $UL^* w_L$ 欄的值尤其是愈到末期，即表示在所有時間 q'_U 主要是貢獻於低層流場，對於高層流場的貢獻量極少。

$$(4) LT = LU^* w_U + LL^* w_L$$

與 (3) 相對， q'_L 亦可分解為對高層流場及低層流場的貢獻程度。表一中所有時間 $LU^* w_U$ 欄的值皆遠大於 $LL^* w_L$ 欄的值，因此道格颱風的 q'_L 最主要貢獻於低層流場，對於高層流場則幾乎完全沒有貢獻。

$$(5) TT = TU^* w_U + TL^* w_L$$

q'_T 對整個流場的貢獻可分解為 q'_T 對高層流場的貢獻與 q'_T 對低層流場的貢獻。由表五的數據顯示 q'_T 主要貢獻於低層流場並隨時間略微變大，同時對高層流場的貢獻則隨時間略微變小。觀察 (3) 與 (4) 中位渦擾動對於高層與低層流場的貢獻量，可以發現與此結果是一致的。再者， $TL^* w_L$ 欄的數字遠較 $TU^* w_U$ 欄大表示低層流場在颱風運動上扮演比高層流場較重要的地位。

$$(6) \quad TT = UT + LT$$

若當深對流平均取得較深例如本個案取 1000-100 hPa 時，將會有興趣知道整個流場是由哪部份的位渦擾動在主宰。 q'_T 對整個流場的貢獻可分解為 q'_U 對整個流場的貢獻及 q'_L 對整個流場的貢獻。此欄的變化與 (2) 的結果類似。初期也是由 q'_U 對整個流場的貢獻 q'_L 的貢獻量大。並且 q'_U 的貢獻量隨時間變小，同時 q'_L 的貢獻量隨時間變大，到末期則是 q'_L 較 q'_U 對整個流場的貢獻量大。

將表五中 0400-0900 共 11 個時間的結果作平均，來瞭解高低層位渦擾動的平均貢獻量。圖 15 顯示平均而言，低層位渦擾動最主要貢獻於低層流場 (95%)，而高層位渦擾動也是主要貢獻在低層流場 (73%)。由圖 14 顯示，以低層 1000-300 hPa 的向量最為接近實際運動，而高低層位渦擾動皆主要貢獻於低層流場。由圖 16a 得知平均而言，低層流場來自於高低層位渦擾動的貢獻量相當，然而逐日的變化 (圖 17) 卻顯示低層流場在初期 0400-0512 時，主要是來自於高層位渦的貢獻，在 0600 及 0612 時高低層位渦擾動的貢獻相當，末期 0700-0900 時則變為是低層位渦擾動的貢獻量較大。圖 16b 顯示平均而言，高層流場主要是受到高層位渦擾動的貢獻 (94%)。

我們也嘗試由實際氣象場來解釋高低層位渦擾動對低層流場貢獻的變化 (即圖 17)，首先低層 500 hPa 的重力位場由 5880 線 (圖 18，粗線，即太平洋高壓) 的南北勢力之變化與低層位渦擾動之貢獻量先增加至 0712 為最大值，0712 之後貢獻量略微變小一致。在高層 200 hPa 的高壓 (圖 19，粗線) 在 0400 時位於颱風的西方，而高壓環流對颱風的影響為東風，至 0712 時高壓向東移動因而對颱風的影響逐漸變小。

綜合前面的結果，道格颱風的整個流場在初期主要是 q'_U 的貢獻，貢獻量隨時間遞減，直到末期則變成 q'_L 在主宰。而高層流場是由 q'_U 所主宰，而低層流場在初期是受到 q'_U 的控制，末期則演變成 q'_L 主宰。在討論位渦擾動的貢獻量方面， q'_U 幾乎是貢獻於低層流場， q'_L 也是幾乎貢獻在低層流場。在考慮所有位渦擾動時，低層流場主宰颱風的運動，因此顯示低層流場的重要性，然而低層流場同時是受到高低層位渦的影響，在初期 q'_U 重要，末期變為 q'_L 重要。

5.3.4 各層位渦擾動之貢獻

除了高低層位渦擾動的貢獻，利用片段位渦反演方法也可以得知各層位渦擾動的貢獻。前面的討論顯示低層流場較為接近實際運動，因此此節的討論是針對低層流場。各層位渦擾動的貢獻情形如圖 20，在早期 0400-0512 時以 925、850、200、250 hPa 之位渦擾動與實際運動較符合貢獻量也較大，在中期 0600-0800 時以 925、850、500、400、300 hPa 的結果較佳，末期 0812-0900 則以 925、500、400、300 hPa 的結果較佳。而在 0400-0600 之期間 700hPa 之位渦擾動皆扮演不利颱風行進的角色，因此抵銷了不少其他低層位渦擾動的貢獻量，這可能是造成圖 19 中低層位渦擾動對低層流場的貢獻程度在此段時間內小於高層位渦擾動的主要原因。而在整個時間 0400-0900，1000 hPa 則完全不同於颱風行進的方向。

5.3.5 颱風之轉向

道格颱風在 0800 時行進方向由原本的西北向變為向北運動，到 0812 時則轉向東北方向運動，本小節利用前一小節的研究結果來探討其轉向的可能原因。

由前一小節的研究顯示道格颱風的行進主要是低層流場在主宰，而低層流場在末期是受到低層位渦的貢獻較多。我們想看 0800 至 0900 的高低層片段位渦反演結果是否透露出颱風轉向的訊息。由於 0812 及 0900 以 6° 半徑平均結果最佳（表三），因此這兩時間則改用此半徑作平均。圖 13 (0800) 及圖 14 顯示在 0800 至 0900 期間 TL 向量由原本的西北向轉變成東北向，由於 TL 向量在此時是受到 LL 向量之主宰，因此 LL 向量也有同樣的結果。因此在我們的片段位渦反演中可清楚地瞭解道格颱風的轉向是受到低層位渦擾動的影響。

5.3.6 特定位渦擾動片段反演

使用片段位渦反演當作診斷颱風運動的最大好處就是可以將位渦擾動切割成各片，並可單獨反演求得各位渦擾動片的貢獻，而且結果可做線性疊加。前一小節已經探討高低層位渦擾動片對道格颱風運動的貢獻。此小節將討論其他特定位渦擾動片的影響。

5.3.6.1 半徑約為 1000 公里之圓柱形位渦擾動片

Shapiro(1996)研究 1985 年 Gloria 颱風發現距颱風中心半徑為 10° 以內，500 hPa 以上的圓柱形位渦擾動片反演之通過颱風中心的流場最為接近實際颱風運動，量值僅差 1.0 m/s 約可解釋 5/6 的颱風運動然而大於此半徑的位渦擾動對颱風運動的貢獻則幾微。仿照 Shapiro(1996)但改為 1000-100 hPa 的垂直圓柱形位渦擾動作片段位渦反演，反演的結果顯示運動方向接近，量值卻很小（圖 15）。表示大於 10° 半徑的位渦對此個案有顯著的影響。

5.3.6.2 東方之反旋式渦漩

在 5.2 節中由逐日的之非軸對稱深對流平均旋轉風場（圖 6）顯示颱風似乎主要受到東方之反旋式流場之導引效用。因此本小節將研究此反旋式渦漩對於道格颱風運動的影響。

以 0700 此時間為例，由圖 6 此巨大反旋式渦漩的範圍大致是 $120^\circ\text{E}-150^\circ\text{E}$ ， $10^\circ\text{N}-50^\circ\text{N}$ 之間。本文設計了四種位渦擾動片的切割，分別為：

- (1) $120^\circ\text{E}-150^\circ\text{E}$ ， $10^\circ\text{N}-50^\circ\text{N}$
- (2) $120^\circ\text{E}-150^\circ\text{E}$ ， $10^\circ\text{N}-40^\circ\text{N}$
- (3) $120^\circ\text{E}-140^\circ\text{E}$ ， $10^\circ\text{N}-50^\circ\text{N}$
- (4) $120^\circ\text{E}-140^\circ\text{E}$ ， $10^\circ\text{N}-40^\circ\text{N}$

由片段反演的結果（圖 16）得知以 (1) 及 (3) 與實際颱風及前一小節使用全部位渦擾動片所得的颱風運動最為接近。颱風的運動幾乎是由此塊位渦擾動片所貢獻。(2) 及 (4) 兩者的結果很接近，然而量值都比實際颱風運動速率要小，顯示 40°-50° 此塊位渦擾動在此個案的貢獻不可忽視，但也或許是邊界的問題。而 (1) 及 (3) 之區域大致包含了北方反旋式渦漩系統，因此道格颱風運動主要是受到此系統之導引，大於此區域之位渦擾動對其運動的影響較小。證實了 5.2 節中非線性平衡場的診斷結果。

5.4 季節基本場

選取 0700 這個時間的資料改用 1994 年 7-9 月的季節平均場當作是片段位渦反演的基本場（圖 5：重力位基本場，圖 17：位渦基本場）做反演。使用季節平均場做片段位渦反演時，如同 3.1 節所敘述，必須要將颱風的渦漩（即 LS）去除，在本個案 LS 的範圍是 17°N-25°N，120°E-128°E，即 8°×8° 之正方形區域，如圖 18 所顯示這樣的區域恰好能包括道格颱風的渦漩。LS 經由片段位渦反演所得到的流場幾乎是軸對稱於颱風中心的流場（圖 19），通過颱風中心的向量量值相當小（圖 20 中之 LS 向量）與 WEM 之結果符合。

如同 WEM 之方法，繪出通過颱風中心瞬間的各平衡風場分量（符號用法請參見 3.1 節），並且定義 Mean、U、LE 三個位渦擾動所反演得的 1000-100 hPa 的深對流平均平均流場的疊加，即圖 20 中的 Mean+U+LE 為其所謂的平流向量（advection vector）。然而若是將片段反演後的深對流平均風場仿照傳統方法做環狀平均，如圖 20b

所示，會發現環狀平均的結果比 WEM 他們所認為的通過颱風中心瞬時的流場（圖 20a）結果要更好，LS 向量也較小。

圖 21a 是高層位渦擾動（U，與本文之相同 q'_U ）反演得高層流場，颱風為於東邊的反旋式渦旋及西邊的氣旋式渦旋的中間，受到此兩渦旋的流場向北的作用。U 反演得的低層流場（圖 21b），颱風則是位於北方巨大反旋式渦旋的南方受其導引向西方運動。

低層環境位渦擾動(LE)反演得的高層流場（圖 22a）是一個於颱風東北方的大反旋式渦旋，颱風受其影響向北略偏西運動。而低層流場（圖 22b）颱風亦是受到東方的大反旋式渦旋的影響向西北方向運動。

將 0700 氣候基本場的結果（即 U 及 LE 反演的高低層流場，圖 21 及圖 22）與使用軸對稱基本場的結果（圖 10 及圖 11）相比對將會發現兩者分析的高低層流場對道格颱風的導引方向是一致的。兩者之颱風運動向量皆在實際運動之左方，誤差皆很小。

雖然我們在利用季節平均場當作基本場最片段位渦反演亦可探討高低層位渦擾動的貢獻，然而因基本場對颱風運動有貢獻，在討論高低層位渦擾動的貢獻時，基本場也必須切分成與位渦擾動場相對應的高低層，再將位渦擾動場與基本場的貢獻加起來才是高低層位渦的貢獻。使得所需的切割數量變多（即需一個切割法乘以 2 個切割數），造成探討上的困難。

5.5 賴恩(Ryan)颱風

我們特別選取了 1995 年的賴恩颱風個案來做同樣的反演工作。與道格颱風最大的不同點是在於其路徑，道格颱風是由台灣東方向西然後轉向西北行進，而賴恩颱風是從台灣南方向北然後轉向東北行進。再者，由前面的分析得知道格颱風的運動主要是受到太平洋高壓的影響，而由關島中心的資料得知賴恩颱風接沿著反方向傾斜的季風槽移動。

分析賴恩颱風侵襲台灣前二日內（即 2000-2200）的資料，首先利用傳統的環狀平均方法，由圖 23a 的結果顯示直接用環狀平均的結果除了 2000 以外大致上還不錯，颱風的運動皆在實際運動的右方。而 2.5° - 5° ，850-200 hPa 環狀深對流平均觀測風場所得到的 5 個時間（2100-2200）的平均誤差約為每日 107 公里（表六）。接著，便是利用非線性平衡風做環狀平均的結果（圖 23b）顯示除了 2012 以外颱風的運動與實際運動非常接近，大致上與傳統方法一致都偏在實際運動的右方。而 5° ，700-100 hPa 環狀深對流平均非線性平衡風的 5 個時間的平均誤差為每日 133 公里（表六）。最後，則是利用片段位渦反演再反演一次，結果（圖 23c）顯示除了 2100 到 2200 還差強人意外，20 日的結果非常地不好，角度的誤差很大。颱風運動則變成偏向實際運動的左方。以上的結果顯示在此個案使用傳統方法及非線性平衡場的結果大致良好，但在使用片段位渦反演時，尤其是在颱風在比較南方時，結果非常不好。

我們並不十分的明確瞭解上述結果的原因，但由逐日的不對稱的非線性平衡場（圖 24），颱風在 20 日大致是在北方的槽線及東方

的小型的反旋式氣旋之間，而這不對稱的反旋式氣旋系統在觀測高度場中並不明顯相當弱，直到 21 日以後颱風才較為進入北方的槽線旁，而同時東方的小型反旋式氣旋也拉長成東北-西南走向，而嘗試反演較為北方的渦度擾動片並未改善 20 日颱風運動的求取（未圖示），因此推論可能是在 21 日以後駛流的效應較為明顯，此時使用軸對稱基本場來做片段位渦反演才會比較合適。

第六章、結論與未來展望

比較利用傳統方法及位渦反演法來求取颱風運動時，發現傳統上偏向使用環狀平均，而位渦反演則是取通過颱風中心瞬時的流場。如圖 1，理想上應是取通過颱風中心瞬時的風場，然而較早的研究取環狀平均之原因應是早期資料於颱風中心附近較不精確，例如以 EC/BASIC 的資料而言，一個網格間距約為 275 公里，對於颱風中心及眼牆附近風速變化劇烈的區域是不足夠的。本研究中也顯示了受限於資料的解析度，僅能取環狀平均而非若 WEM 及 Shapiro(1996)。

使用傳統環狀平均方法分析道格(1994)及賴恩(1995)颱風的結果顯示非常接近實際颱風運動，而誤差與中央氣象局 24 小時的颱風運動預報誤差相當，此表示 EC 資料對颱風中心 400 公里以外的風場掌握地不錯。賴恩颱風的運動方向皆在實際颱風運動的右側與 Chan and Gray (1982)的統計研究及其他的正壓模式研究的結果一致，然而道格颱風則大部份在實際颱風運動的左側。Chan and Gray (1982)所研究的是大西洋颱風個案，而本文之兩個案皆為屬於太平洋颱風，兩者未必會有相同的結果。

全部位渦反演的結果顯示不論是單日或是季節平均，基本上大尺度的流場接近似於非線性平衡，這與 WEM 分析大西洋區域的流場結果是一致的，因此我們可以藉由位渦反演工具來瞭解颱風運動

與大尺度環境流場間的關係。而使用非線性平衡場做環狀平均得到的道格及賴恩颱風運動比直接使用觀測場來得佳。

位渦反演工具最大的優點便是可以用來研究各位渦擾動片的影響，並且各擾動的貢獻可做線性疊加。目前較高階的平衡流場(Rossby number 大於接近於 1 者)，例如溫帶氣旋及颱風所使用的是 Davis(1992)所發展的片段位渦反演工具 (Piecewise PV Inversion Technique)。本研究便是使用此工具來診斷各位渦擾動片對颱風運動的貢獻，而基本場主要是仿照 Shapiro(1996)的軸對稱基本場。對道格颱風運動而言，各位渦擾動片的研究結果顯示：道格之運動主要是由低層流場所主宰，而低層流場同時受高低層位渦擾動的影響，初期高層(q_U)重要，末期則是低層(q_L)重要，這結果也可由實際氣象圖解釋，並且由各層位渦擾動反演的結果得知 700 hPa 的位渦擾動在初期是負貢獻，可能是造成低層位渦擾動在初期貢獻量較高層小的主要原因。高層流場則是幾乎由高層位渦擾動所影響。在位渦擾動的貢獻方面，高層位渦擾動幾乎貢獻於低層流場，而低層位渦擾動也是主要貢獻於低層流場。仿 Shapiro(1996)以距颱風中心半徑為 10° ，1000-100 hPa 之垂直圓柱狀位渦擾動片的反演結果，卻透露大於此圓柱區域之位渦擾動片的重要性，也就是說不同於 Shapiro(1996)的大西洋個案，我們發現位渦擾動在大於 10° (約 1100 公里)的區域之分布也是十分重要。最後則是將非軸對稱 1000-100hPa 深對流平均非線性平衡風場逐日圖 (圖 6) 中與颱風東側之巨大反旋式渦旋有關的位渦擾動片 (應該就是太平洋高壓的一部份) 做位渦反演，0700 之反演結果顯示此渦旋是最主要影響颱風運動的系統。以上的結果不僅顯示使用片段位渦反演以軸對稱風場為基本場可以成功地運用在太平洋的颱風個案上，並且可以將高低層的位渦擾動作量化

的探討(如表五),及其他特殊位渦擾動片對颱風運動的影響。而 Shapiro(1996)僅分析大西洋 Gloria 颱風的一個時間個案,本文則是研究了道格颱風的整個颱風階段(0400-0900)共 11 個時間。

然而將同樣的片段位渦反演方法運用在與道格颱風不同型路徑的賴恩颱風卻不是很成功,尤其是在賴恩颱風的初期。可能的原因是賴恩颱風初期颱風中心附近的大尺度駛流場並不是很明顯。因此未來將片段位渦反演方法運用在颱風運動的分析時,應該要以颱風周圍大尺度流場較明顯的個案為最佳。

本文亦仿 WEM 使用季節平均基本場來做道格颱風的片段位渦反演。而以 0700 為例,顯示使用季節與軸對稱基本場兩者得到的結果基本上是一致的。然而使用季節平均場不僅與颱風本身較無關係且因基本場對颱風運動的計算也有貢獻,因此切割數將會是切割法的兩倍,使得所需討論的變數增多造成困難。

在使用片段位渦反演工具時,基本場的定義是相當重要的,基本場的定義對反演的結果相當的敏感,例如本研究中顯示不良的基本場定義將使颱風往反方向運動。基本場不僅必須要滿足平衡方程式組,並且與所要討論的天氣系統的特性有關。由前面的討論得知,對於颱風運動的研究以軸對稱基本場為較適當的選擇。

除了用於診斷颱風運動外,位渦反演還有許多用途例如在海洋上測站缺乏的區域,將可利用的有限的低對流層觀測之氣象變數常在四維資料同化後在 NWP 的模式初始化過程中被『拒絕』或是『忽略』。而這些地面資訊或許在一些特定的天氣系統扮演重要的角色。例如 Huo et al.(1998)利用觀測可用的表面溫度資料,將最低層的溫度誤差帶入片段位渦反演程式求得相對應的三維風場及質量場距平

以及其內圍的位渦距平，而這些動力上一致的距平場可加到模式的初始條件內以改善洋面上低對流層向來缺少測站資料的區域。而他們的研究發現以這些修改過的初始條件來做模式的初始化的確對1993年3月14日在墨西哥灣的超級氣旋（superstorm）之初期快速加深及路徑有明顯的改進。因此此研究顯示在測站較缺乏的地區，可利用現有的觀測資料使用片段位渦反演方法來改進短期 NWP 模式的初始條件。同樣地，Davis and Emanuel(1991)也提及利用反演技術來瞭解模式對初始條件誤差的敏感度。除了模式初始化過程外，位渦反演也能提供數值模式之其他診斷，例如 Bresky and Colucci(1996)之利用片段位渦反演研究旋生過程，發現更精確地解析對流層近乎不連續的位渦分佈，及適當地處理對流層內之潛熱釋放可以大幅度地改善 NWP 的結果。

道格颱風是太平洋颱風第一個利用片段位渦反演，量化得到的高低層位渦擾動對颱風運動的貢獻。我們希望這些高低層位渦擾動及流場對颱風運動的貢獻程度，能夠協助未來太平洋地區無人飛機觀測實驗，並且也能提供模式中 bogus 颱風時各高度的量值比例之參考。

附錄

1. 對稱基本場之求解

當假設基本場為軸對稱風場時，重力位基本場需由(15)式求得，(15)式是一個 Poisson Equation，我們先算出(15)式右邊項在球面座標上的量值，再利用現有的 IMSL 套裝軟體解出左邊項。然而 IMSL 僅提供解直角座標的 Poisson Equation 的程式，但由於(15)式右邊項是在球面座標上計算的，因此我們相信這樣解法並不會非常影響颱風中心附近重力位基本場的分佈。

2. 全部位渦反演程式的參數

全部位渦反演程式的執行檔所需輸入的參數說明：

執行檔 a.out 按 enter 後需要輸入下列資訊：

- 570 =====> 求得收斂的 Φ 或 Ψ 最多的疊代次數
- 200 =====> Φ 及 Ψ 同時收斂的最多疊代次數，至少要 30 或 40 次，100 次以內的疊代次數最為理想。
- 1.62 =====> 解 2d Poisson eq.的鬆弛參數(relaxation para.)。當 domain 為 20x20 時，大致是 1.6 (然而在本研究中有個案必須用到 1.2 幾、1.3 幾、1.5 幾才會收斂，而且平衡結果大致良好)，當 domain 是 40x40 試試看 1.85-1.9。
- 1.61 =====> 解 3d Poisson eq.的鬆弛參數，大致比前一參數略小。
- 0.3 =====> 解 Φ 的 underrelaxation 參數。

- 0.1 \implies 疊代 Φ 及 Ψ 直到它的改變量小於此值。
- 'geobs.dat' \implies Φ_{obs} 放兩次於此檔案。注意單位必須換成公尺 (除以 9.81×10^4 m/s)。
- 'plobs.dat' \implies 此檔案中的第一層為最低兩層位渦的平均值，第二層為最高兩層位渦的平均值，第三層以上則依低至高層的順序放入觀測位渦資料。
- 'bal_all.dat' \implies 經由全部位渦反演求得的平衡的 Φ 及 Ψ 。單位：公尺。
- 1 \implies 1：球面座標，2：卡式座標。一般選 1。
- 0.01 \implies 位渦最小值 (PVU)。一般不用改
- 1 \implies 初始猜測場。1：重力位，2：位溫。

3. 片段位渦反演程式的參數

片段位渦反演程式的執行檔所需輸入的參數說明：

執行檔 a.out 按 enter 後需要輸入下列資訊：

- 1.65 \implies 解 2d Poisson eq. 的鬆弛參數 (relaxation para.)。當 domain 為 20x20 時，大致是 1.6 (然而在本研究中的個案必須用到 1.2 幾、1.3 幾、1.5 幾才會收斂，而且平衡結果大致良好)，當 domain 是 40x40 試試看 1.85-1.9。
- 1.6 \implies 解 3d Poisson eq. 的鬆弛參數，大致比前一參數略小。
- .35 \implies 解 Φ 的 underrelaxation 參數。
- .2 \implies 疊代 Φ 及 Ψ 直到它的改變量小於此值。
1. \implies 調整邊界位溫的比例，一般設 1.0，不用改。
1. \implies 調整邊界位渦的比例，一般設 1.0，不用改。
- geomean.dat \implies Φ 及 Ψ 基本場，即 $(\bar{\Phi}, \bar{\Psi})$ 。
- pvpert.dat \implies 位渦擾動片，即 (q'_i) (位渦擾動放法如同全部位渦反演)。
- bal_all.dat \implies Φ 及 Ψ 觀測場 (或是全部位渦反演所得的平衡流場)。
- invertgeo.dat \implies 反演所的平衡之 Φ 及 Ψ 擾動場，即 (Φ'_i, Ψ'_i) 。
- 1 \implies 1：球面座標，2：卡式座標。一般選 1。
- 1 \implies 1 代表要考慮非線性項，即沒有任何項被省略。
- 0 \implies 如果輸入 "1" 代表當位渦擾動小於 0 時需要輸入其他場的資料。

- 1 \Longrightarrow 輸入要做幾次反演，通常為一次。
- 11 \Longrightarrow 輸入的位渦擾動場總共的層數（下面 1-11 代表各自為哪一層，由低至高）。
- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 0 \Longrightarrow 邊界條件。0：homogeneous，1：等於擾動場，2：輸入其他檔案當邊界條件。

致謝

終於完成了我的碩士論文，這篇論文代表這兩年來辛苦的結晶。而在這兩年來，最感謝的便是郭鴻基教授細心的指導。郭老師在學術上是一位嚴師，對學生的論文都有最嚴格的把關，然而在生活上他又像是一位慈父地照顧學生。在整個研究過程曾出現相當驚險的時刻，也是因為不斷地保持與老師的討論與思辯終於能及時化解這個危機。在相處一段時間之後，彼此間也產生了一種默契，而這默契讓我得以見識老師上通天文下達地理的廣闊知識。老師今年好像精神特別的好，期許後屆的學弟妹也能做出很棒的論文，我相信這便是老師精力充沛的最大來源呢！

另外我特別要感謝的便是論文口試委員們。尤其是吳俊傑教授在上下學期兩次報告時所給予的建議都對本論文的完成相當重要。吳老師同時也是我大三大四的指導老師，因為他的指導奠定了我在論文寫作上以及研究方法的基礎。還有中大黃清湧教授在口試中所提的一些有趣的數學問題提醒了我特別去注意。一直關心我的林和教授，跟他聊天真是一件樂事。還有陳正平教授，是他帶領我進入氣懸膠的領域。還有周仲島教授長久以來的關心。

我也要謝謝季明立及侯喜真學姊在位渦反演技術上的傳承。也忘不了與喜真學姊及志信我們三人間關於位渦反演的討論，真是一段讓人很 enjoy 的經驗。還有珮華、瑞鳳學姊及鳳雷、李耀學長不厭其煩的回答我的問題及加油打氣。生活上還有小朱、偵俊、靜雅三位助教的協助。以及宏麟、國新、佳恩、惠菱等同學的關心。總之在大氣系六年來的生活受到特別多人的照顧，很難在短短的致謝中一併感謝完。

感謝世澤，他伴我走過這辛苦的二年，犧牲了不少寶貴的假期，他同時也是我討論的好伙伴。最後感謝我的家人，對我常不在家的容忍及關心。

參考文獻

- 季明立，1997：颱風離台引進西南氣流探討。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文。
- 侯喜真，1998：東亞夏季季風擾動渦度動力之研究。國立台灣大學大氣科學研究所博士論文。
- Bresky, W. C. and S. J. Colucci, 1996: A forecast and analyzed cyclogenesis event diagnosed with potential vorticity. *J. Atmos. Sci.*, **124**, 2227-2244.
- Bishop, C. H. And A. J. Thorpe, 1994: Potential vorticity and the electrostatics analogy: Quasi-geostrophic theory. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **120**, 713-731.
- Carr, L. E. and R. L. Elsberry, 1990: Observation evidence for predictions of tropical cyclone propagation relative to environmental steering. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 542-546.
- Chan, J. C.-L., and W. M. Gray, 1982: Tropical cyclone movement and surrounding flow relationships. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1354-1374.
- _____, and R. T. Williams, 1987: Analytical and numerical studies of the beta-effect in tropical cyclone motion. Part I: Zero mean flow. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1257-1264.
- Chang, C.-P., and S.-C. Hou, H.-C. Kuo and G. T.-J. Chen, 1998: The development of an intense East Asia summer monsoon disturbance with strong vertical coupling. *Mon. Wea. Rev.*, in press.
- Charney, J. G., 1955: The use of primitive equations of motion in numerical prediction. *Tellus*, **7**, 22-26.
- Davis, C. A., 1992: Piecewise potential vorticity inversion. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1397-1411.
- _____, and K. A. Emanuel, 1991: Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1925-1953.
- Dong, K., and C. J. Neumann, 1986: The relationship between tropical cyclone motion and environment geostrophic flows. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 115-122.
- Elsberry, R. L., 1995: Tropical cyclone motion., Global Perspectives on Tropical Cyclones, *World Meteorological Organization Technical Document, Report no. TCP-38*, 106-197
- Franklin, J. L., 1990: Dropwindsonde observations of the environmental flow of Hurricane Josephine (1984): Relationships to vortex motion. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2732-2744.

- _____, Lord, S. E. Feuer, J. Kaplan, and S. D. Aberson, 1996: Tropical cyclone motion and surrounding flow relationship: Searching for beta gyres in Omega dropwindsonde datasets. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 68-84.
- Fulton, S. R., W. H. Schubert, and S. A. Hausman, 1995: Dynamical adjustment of mesoscale convective anvils. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3215-3226.
- Griffiths, D. J., 1989: *Introduction to electrodynamics.*, 2nd ed., Prentice-Hall.
- Guinn, T. A., and W. H. Schubert, 1993: Hurricane spiral bands. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3380-3403.
- Haltiner, G. J., and R. T. Williams, 1980: *Numerical Prediction and Dynamic Meteorology.* 2d ed. Wiley, 477pp.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential-vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.
- Huo, Zonghui, D.-L. Zhang, and J. Gyakum, 1998: An application of potential vorticity inversion to improving the numerical prediction of the March 1993 superstorm. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 424-436.
- Kuo, H.-C., and S.-W. Chen, 1993: Semigeostrophic invertibility experiments with TAMEX data. *TAO*, **4**, 179-200.
- Lander, M. A., 1996: Specific tropical cyclone track types and unusual tropical motions associated with a reverse-oriented monsoon trough in the western North Pacific. *Weather and Forecasting*, **11**, No. 2, 170-186.
- Schubert, W. H., and B. T. Alworth, 1987: Evolution of potential vorticity in tropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 147-162.
- _____, S. R. Fulton, and R. F. A. Hertenstein, 1989: Balanced atmospheric response to squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2478-2483.
- _____, P. E. Ciesielski, D. E. Stevens, and H.-C. Kuo, 1991: Potential vorticity modeling of the ITCZ and the Hadley Circulation. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1493-1509.
- _____, _____, C. Lu, and R. H. Johnson, 1995: Dynamical adjustment of the trade wind inversion layer. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 2941-2952.
- Shapiro, L. J., 1992: Hurricane vortex motion and evolution in a three-layer model. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 140-153.
- _____, and K. V. Ooyama, 1990: Barotropic vortex evolution on a beta plane. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 170-187.

- _____, and J. L. Franklin, 1995: Potential vorticity in Hurricane Gloria. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1465-1475.
- _____, 1996: The motion of hurricane Gloria: A potential vorticity diagnosis. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2497-2508.
- Thorpe, A. J., 1984: Synoptic scale disturbances with circular symmetry. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1384-1389.
- _____, 1985: Diagnosis of balanced vortex structure using potential vorticity. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 397-406.
- _____, and C. H. Bishop, 1995: Potential vorticity and the electrostatics analogy: Ertel-Rossby formulation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **121**, 1477-1495.
- Wu, C.- C., and K. A. Emanuel, 1995a: Potential vorticity diagnostics of hurricane movement. Part I: A case study of hurricane Bob (1991). *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 69-92.
- _____, and _____, 1995b: Potential vorticity diagnostics of hurricane movement. Part II: tropical storm Ana (1991) and hurricane Andrew (1992). *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 93-109.
- _____, and Y. Kurihara, 1996: A numerical study of the feedback mechanisms of hurricane-environment interaction on hurricane movement from the potential vorticity perspective. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2264-2282.
- Velden, C. S., 1993: The relationship between tropical cyclone motion, intensity, and vertical extent of the environmental steering layer in the Atlantic basin. *Preprints, 20th Conf. Trop. Meteor.*, Amer. Meteor. Soc., Boston, MA 02108, 31-34.

Physical Analogue	
EPV in Atmospheric Sciences	Electrostatics
q (potential vorticity)	ρ (charge density)
$\mathbf{V} = \mathbf{k} \times \nabla \Psi$ (horizontal velocity) $\theta = -\frac{\partial \Phi}{\partial \pi}$ (potential temperature)	$\mathbf{E} = -\nabla V$ (electric field)
Ψ (stream function) Φ (geopotential)	V (electric potential)
Nonlinear elliptical equation (invertibility) $\begin{cases} \nabla^2 \Phi = \nabla \cdot (f \nabla \Psi) + B(\Psi, \Psi) \\ q = L(\Phi) + Q(\Psi, \Phi) \end{cases}$	Poisson equation (invertibility) $\nabla^2 V = -\frac{\rho}{\epsilon_0}$

表一：位渦的概念與電磁學的相似性。電磁學方程式摘自

Griffiths(1989)。

表二：WEM, Shapiro(1996)及本文資料與研究方法之比較

	Wu and Emanuel (1995)	Shapiro (1996)	本研究 (以道格颱風個案為例)
平均場的定義	取 1991年7月至9月的氣候平均值(Mean)	以軸對稱非輻散風為流方程基本場及與流方程基本場達梯度風平衡之重力位基本場所求得的位渦擾動場	同Shapiro
位渦擾動片段的分法	U (高層) : 250 hPa及以上, L (低層) : 300 hPa及以下, 而在作反演的時候必須扣除颱風中心附近的流場(LS)	500 hPa以上且半徑為1000公里的圓柱形位渦擾動片	q'_U (高層) : 250 hPa及以上 q'_L (低層) : 300 hPa及以下 q'_T (全部) : $q'_U + q'_L$
資料的種類	NMC資料, 水平解析度 2.5度x2.5度	颱風中心為都卜勒雷達觀測資料, 環境為 omega dropwindsone, 水平解析度為由中心2.5公里至最外圍150公里	EC/ADVANCED資料1度x1度以每兩點取一點的方式所濾出的2度x2度資料
颱風的中心定義	平衡渦度中心 (balanced vortex center)	其精密資料所分析出的颱風中心	局部位渦極大值
颱風運動之取法	將Mean+LE+U反演得的通過颱風中心的風場, 並做850-500 hPa深對流平均後內插到平衡渦度中心的風場	前述之圓柱形位渦擾動片反演後通過颱風中心的1000-100 hPa深對流平均風場	將整個位渦擾動片反演所得的風場取距颱風中心4度 (約440公里), 1000-100 hPa環狀深對流平均。

time (day/hour)	GUAM 6h best track	Traditional	Nonlinear Balanced Flow					
		5-7 degree	center	2 degree	3 degree	4 degree	5 degree	6 degree
0400	5.15	1.81	5.39	2.92	2.60	2.46	3.19	2.71
0412	3.86	0.57	3.87	2.77	1.86	0.95	0.89	0.54
0500	6.77	3.33	4.83	3.89	3.35	3.11	4.03	3.49
0512	6.99	2.21	4.77	3.69	2.87	3.01	4.04	3.42
0600	6.24	3.40	7.17	3.97	2.03	1.02	3.42	2.06
0612	6.21	1.45	2.65	1.31	1.26	1.62	2.74	2.18
0700	6.07	2.29	3.29	2.24	1.12	1.00	2.49	1.74
0712	6.03	3.79	8.25	3.02	1.31	1.78	3.96	2.84
0800	5.04	1.91	8.42	2.64	2.45	2.29	2.37	2.29
0812	4.09	0.67	3.12	1.84	1.42	1.01	0.83	0.37
0900	4.09	1.14	4.92	1.87	1.43	1.19	1.42	0.12
m/s		2.05	5.15	2.74	1.97	1.77	2.67	1.98
km/day		177.21	445.29	236.90	170.53	152.69	230.78	170.98

表三：道格颱風以傳統方法及非線性平衡場求取之颱風運動與實際運動間之誤差。傳統方法是使用EC資料作5-7度，1000-100 hPa環帶狀深對流平均。非線性平衡流場中，center代表通過颱風中心瞬時的風，2 degree...等表示以距颱風中心2度...等做1000-100 hPa環帶狀深對流平均。最下兩列為11個時間平均的結果。誤差之基準是相對於關島之6小時最佳路徑。

time(day/hr)	center	2 degree	3 degree	4 degree	5 degree	6 degree
0400	3.03	1.43	1.24	1.43	2.11	2.89
0412	3.19	2.34	1.55	1.00	0.78	1.13
0500	5.53	4.55	3.71	3.07	3.16	3.47
0512	7.03	5.13	3.95	3.33	3.27	3.50
0600	6.14	3.13	1.00	1.14	2.64	4.14
0612	2.84	1.96	1.49	1.26	1.76	2.29
0700	5.38	3.40	2.15	0.92	1.08	1.62
0712	6.72	3.01	1.04	1.28	2.31	3.40
0800	4.22	0.91	0.60	0.29	0.66	1.16
0812	2.16	3.64	3.19	2.74	1.97	1.36
0900	4.48	5.26	4.67	4.09	2.83	1.64
m/s	50.71	34.76	24.58	20.56	22.57	26.60
km/day	398.32	273.06	193.07	161.47	177.29	208.93

表四：同表三，但是以軸對稱基本場求取之颱風運動的誤差。

表五. Display of miscellaneous vector weighting by applying Shapiro's axis-symmetric basic field in piecewise PV inversion technique

date	TU (1)		TL (2)		UT (3)		LT (4)		TT (5)		TT (6)	
	UU	LU	UL	LL	UU*wU	UL*wL	LU*wU	LL*wL	TU*wU	TL*wL	UT	LT
0400	1.32	-0.31	0.70	0.30	0.31	0.68	0.10	0.92	0.22	0.78	0.89	0.11
0412	1.16	-0.15	0.60	0.40	0.33	0.66	0.05	0.96	0.22	0.78	0.75	0.25
0500	1.01	-0.01	0.64	0.36	0.34	0.64	-0.02	1.04	0.25	0.74	0.75	0.25
0512	0.96	0.04	0.65	0.35	0.37	0.61	0.03	0.99	0.29	0.71	0.75	0.25
0600	0.96	0.04	0.46	0.54	0.38	0.61	0.07	0.94	0.29	0.70	0.63	0.37
0612	0.87	0.13	0.52	0.47	0.31	0.67	0.09	0.92	0.24	0.75	0.61	0.39
0700	0.80	0.19	0.34	0.65	0.27	0.71	0.06	0.96	0.18	0.82	0.44	0.56
0712	0.30	0.68	0.24	0.76	0.06	0.93	0.05	0.96	0.05	0.96	0.25	0.75
0800	0.90	0.09	0.36	0.64	0.17	0.82	0.03	0.99	0.16	0.85	0.42	0.58
0812	0.92	0.08	0.37	0.63	0.20	0.77	0.02	1.00	0.12	0.87	0.45	0.55
0900	1.18	-0.18	0.38	0.61	0.19	0.78	0.04	0.97	0.07	0.92	0.44	0.56

(1) $TU = UU + LU$

$wL = 68750 / (68750 + 25000)$

(2) $TL = UL + LL$

$wU = 25000 / (68750 + 25000)$

(3) $UT = UU * wU + UL * wL$

* wL, wU pressure weighting calculated by trapezoid method between 1000-400mb and 300-100mb

(4) $LT = LU * wU + LL * wL$

(5) $TT = TU * wU + TL * wL$

(6) $TT = UT + LT$

表五：將位渦擾動分為高低層及全部位渦擾動片(q'_U, q'_L, q'_T)經由片段位渦反演(以軸對稱風場為基本場)所得的各個向量的貢獻度的總表。向量符號及貢獻量的計算法請見文章內容。

time	GUAM	Traditional	Nonlinear Balanced Flow					
(day/hour)	6h best	2.5-5 degree	center	2.5 degree	2.5-5 degree	5 degree	5-7.5 degree	7.5 degree
2000	2.75	0.33	2.12	1.10	0.85	1.24	1.74	1.19
2012	5.44	2.33	7.88	4.60	3.41	2.84	2.56	2.53
2100	7.35	1.78	4.86	1.93	1.42	0.96	2.43	1.67
2112	6.79	1.02	3.38	0.74	0.39	0.51	1.97	1.20
2200	7.09	0.75	3.06	1.49	1.77	2.14	2.03	1.83
m/s		1.24	4.26	1.97	1.57	1.54	2.15	1.68
km/day		107.48	368.06	170.49	135.38	133.16	185.50	145.48

表六：賴恩颱風以傳統方法及非線性平衡場求取之颱風運動與實際運動間之誤差。傳統方法是使用EC資料作2.5-5度，850-200 hPa環帶狀深對流平均。非線性平衡流場中，center代表通過颱風中心瞬時的風，2.5 degree...等表示以距颱風中心2.5度...等做700-100 hPa環狀深對流平均。最下兩列為11個時間平均的結果。誤差之基準是相對於關島之6小時最佳路徑。

190

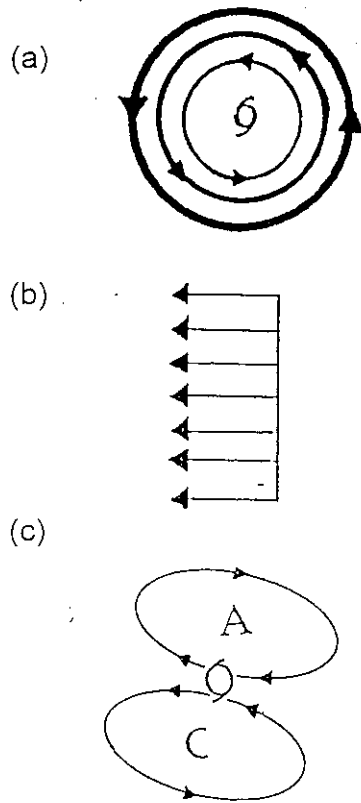


圖 1：理想的颱風風場可區分為三部分：(a)對稱於颱風中心的渦旋，(b)大尺度均勻環境流場，及(c)非軸對稱部份。

摘自 Elsberry(1995, fig. 4.14)。

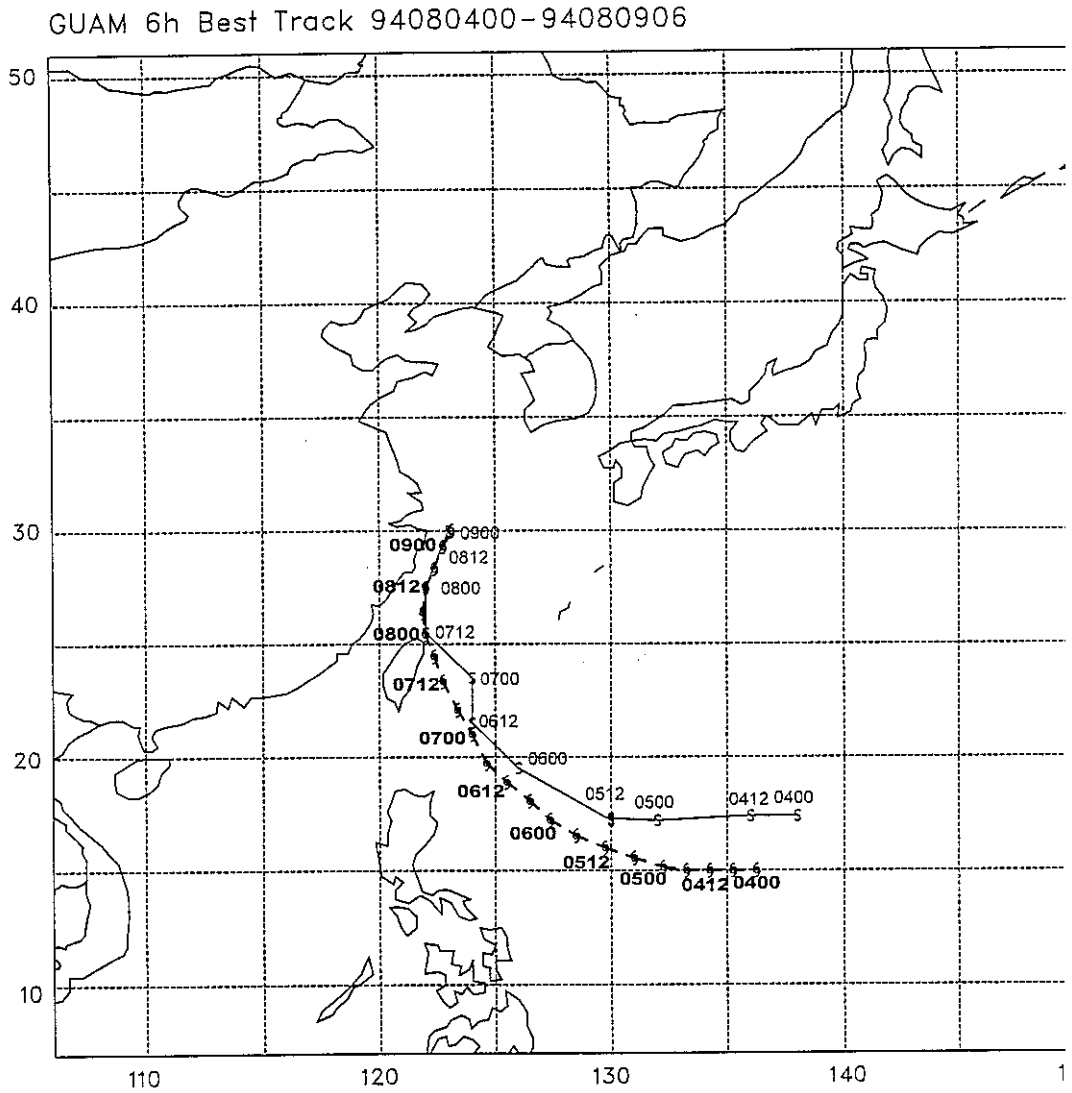


圖2：利用EC資料求得的局部位渦極大值定義出的颱風中心（S形符號，實線，時間以細體表示），(a)道格颱風(網格資料： $2^{\circ} \times 2^{\circ}$)。關島6小時最佳路徑以颱風符號表示並連以虛線而時間以粗體表示。

192

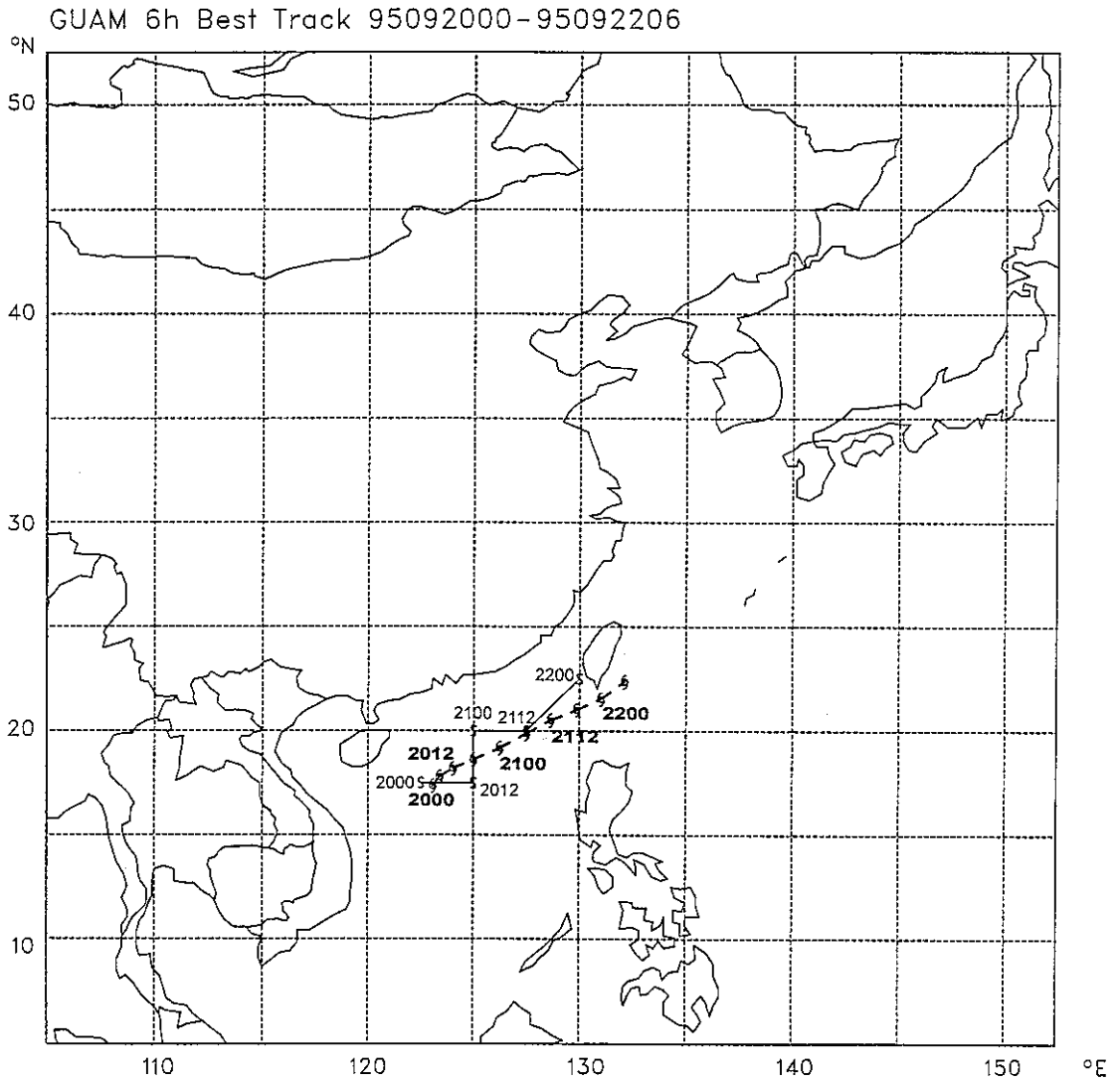


圖2：(續)，(b)賴恩颱風(2.5°x2.5°)。

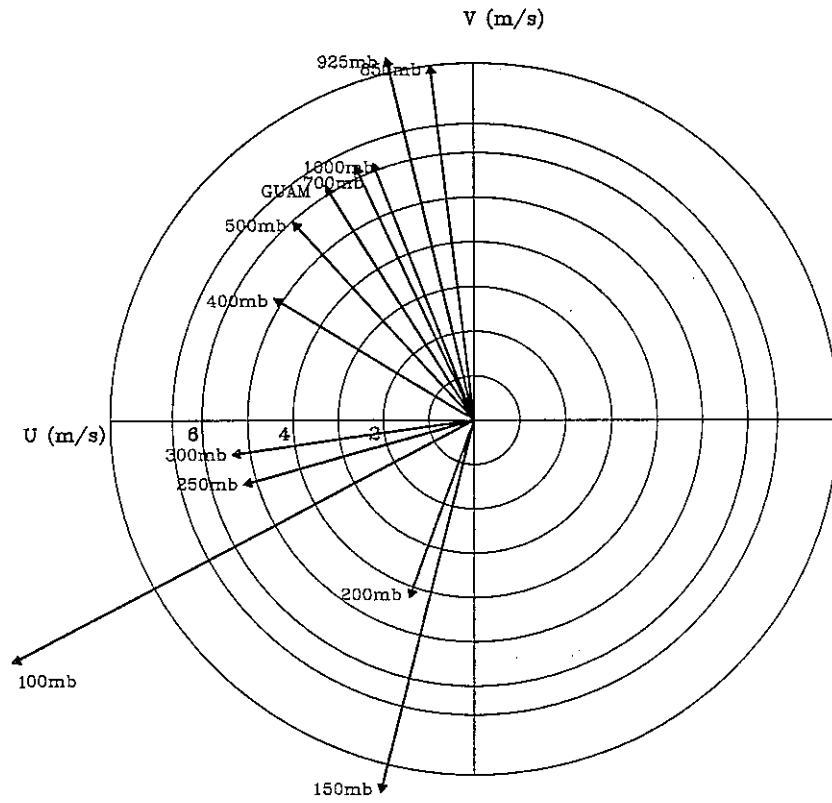
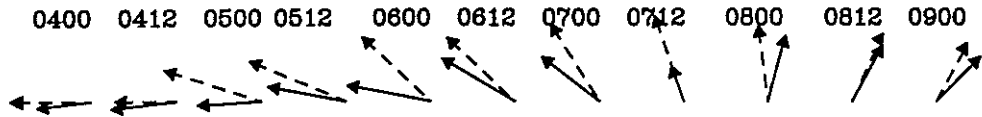
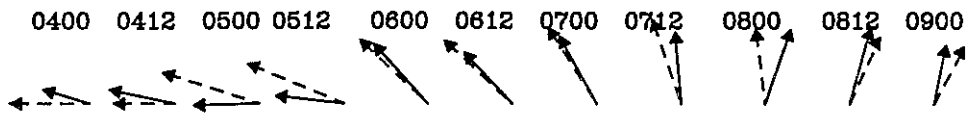


圖3：距颱風中心5-7度環帶狀平均觀測風場隨氣壓的變化
(以道格颱風0700為例)。

(a) Traditional method



(b) Nonlinear balanced flow



(c) Axisymmetric basic state

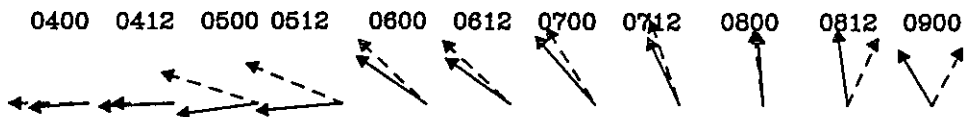


圖4：道格颱風之(a)距颱風中心 $5-7^\circ$ ，1000-100hPa環帶狀深對流平均觀測風，(b)距颱風中心 4° ，1000-100hPa環狀深對流平均非線性平衡風，(c)將經片段位渦反演（軸對稱基本場）所得的風場做距颱風中心 4° ，1000-100hPa環狀深對流平均之時間序列圖（0400-0900）。虛線：實際颱風運動（量值請見表三）。

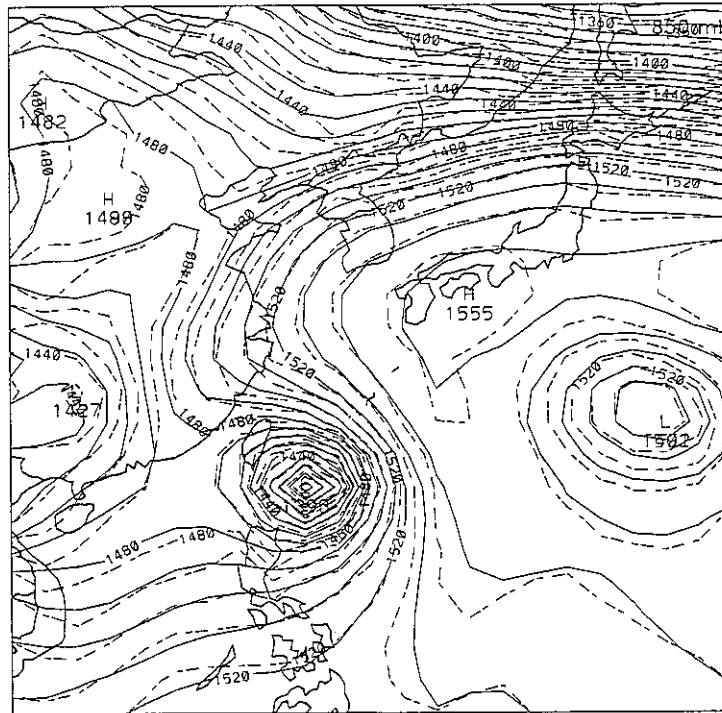
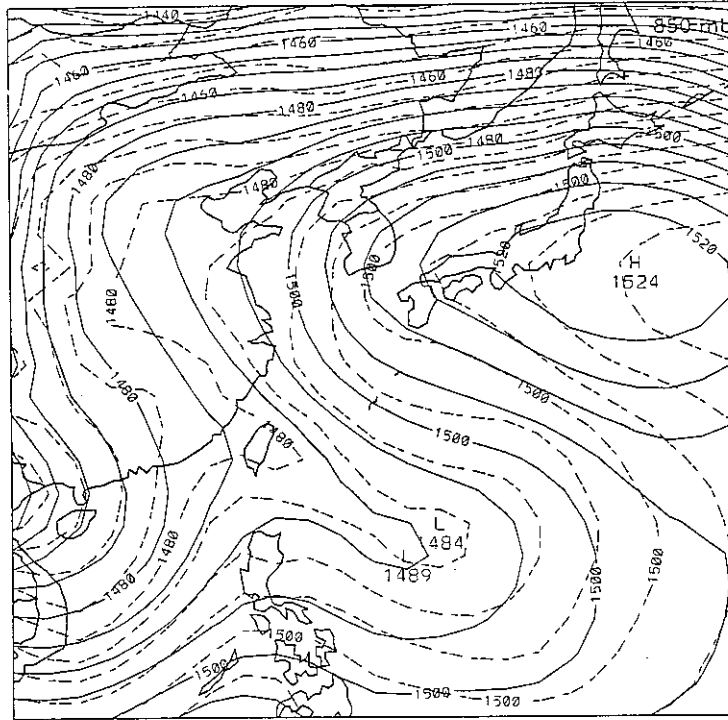


圖5：經由全部位渦反演所得1000-100hPa氣壓權重的非線性平衡重力位場。(a) 7-9月季節平均，(b) 0700。圖中實線為非線性平衡場，虛線為EC觀測場。單位：公尺。

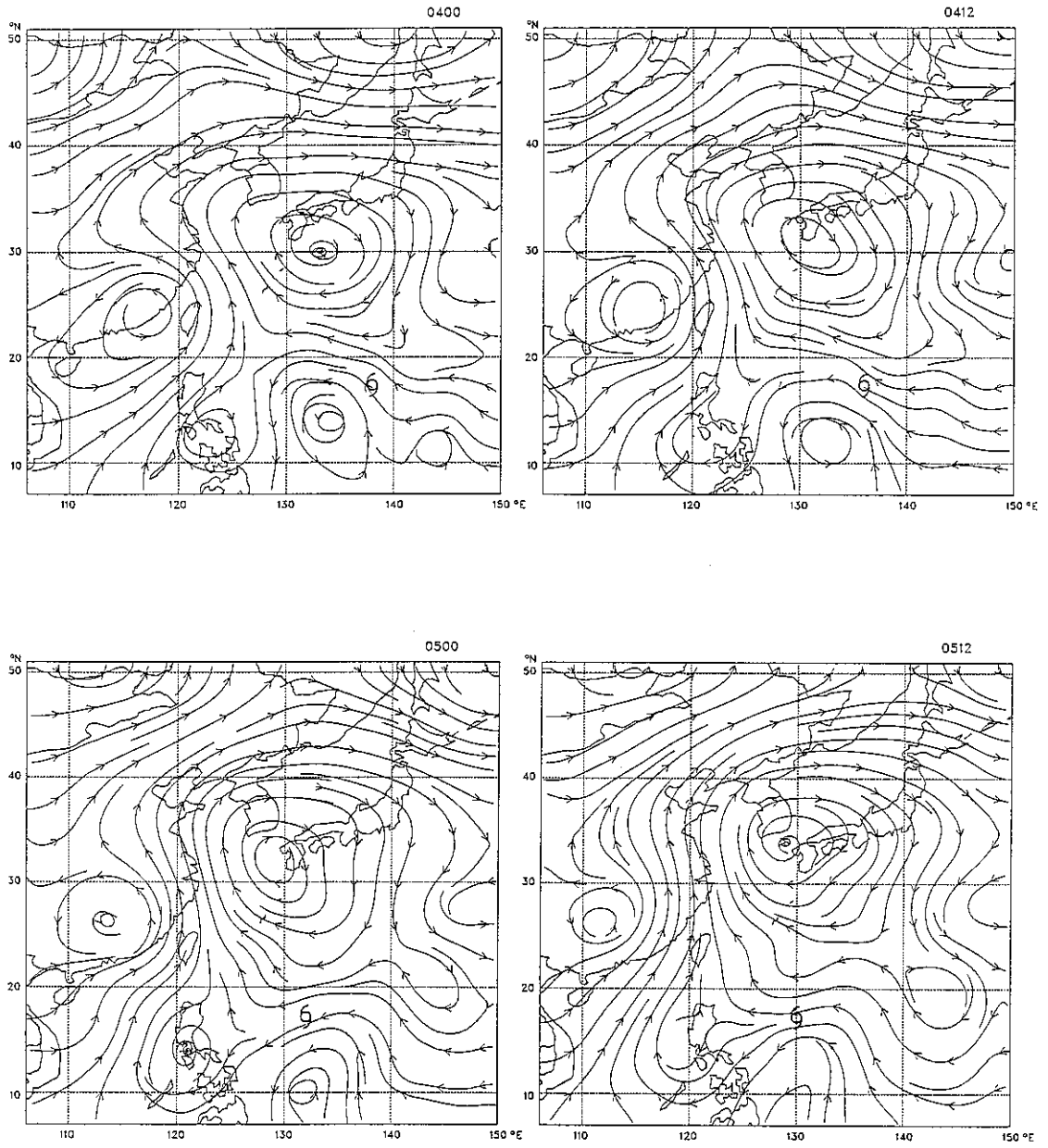


圖6：0700-0900逐日之非軸對稱1000-100hPa深對流平均的非線性平衡風場（非輻散風）。

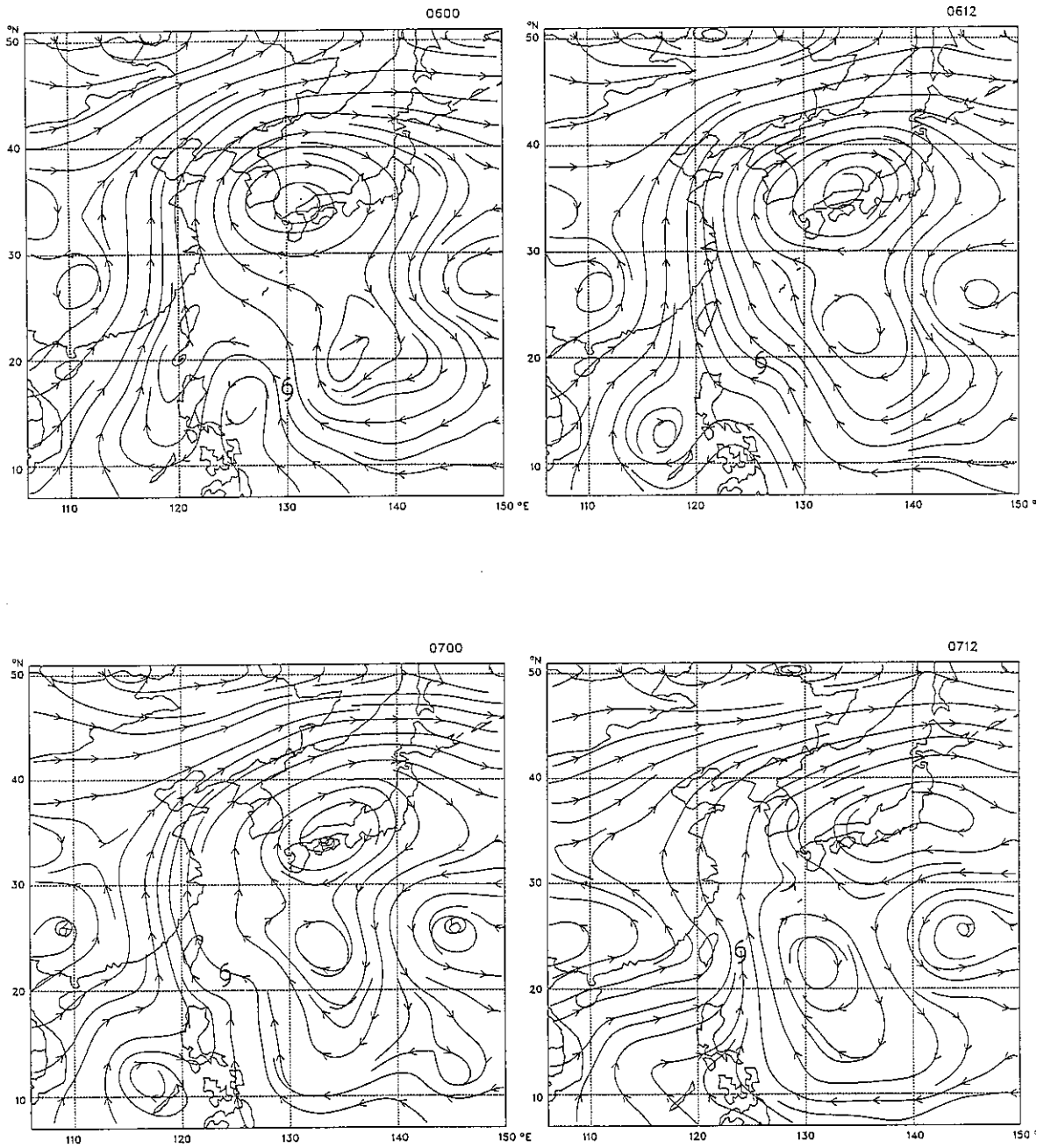


圖6 : (續)

198

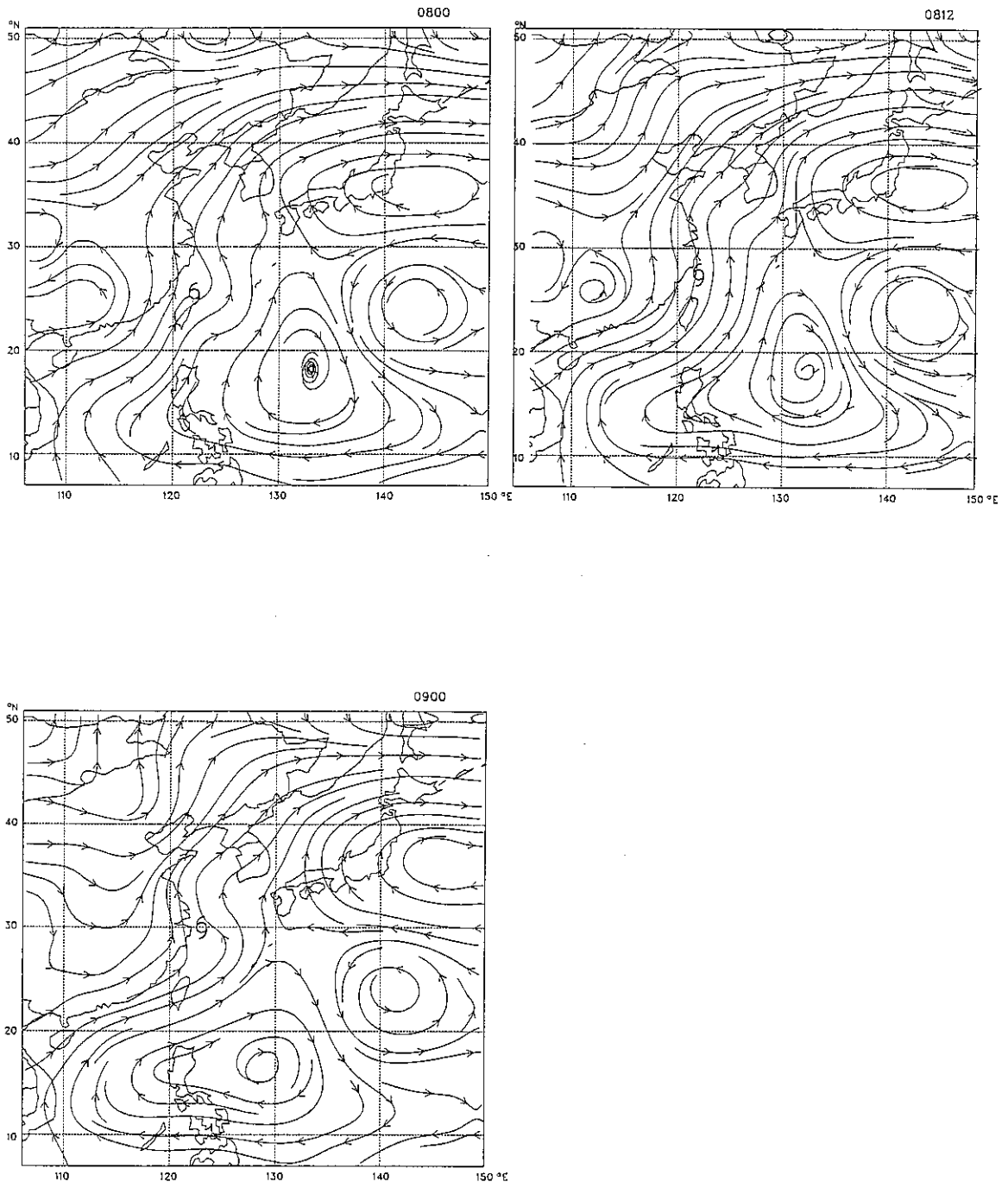


圖6：(續)

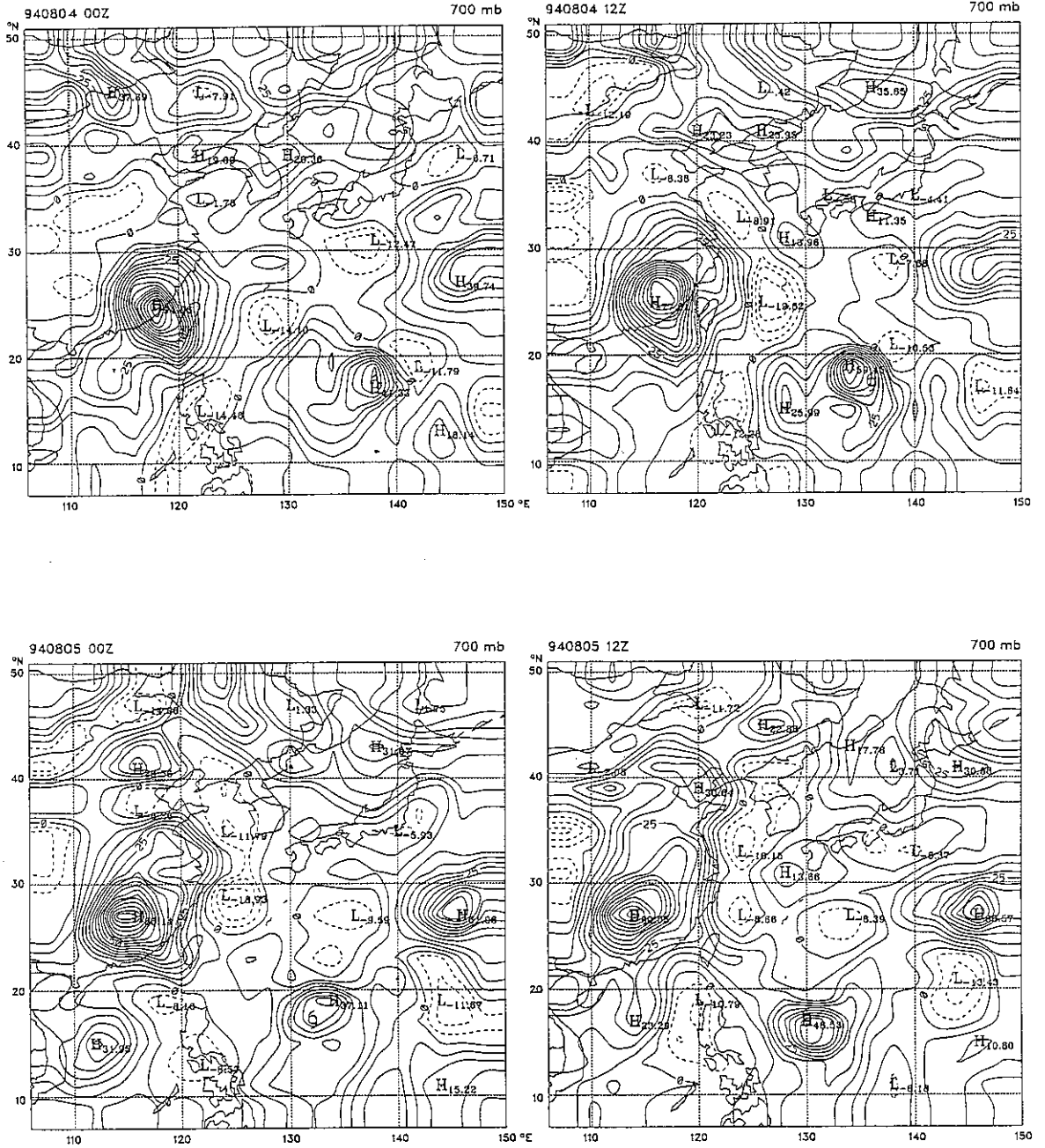


圖7：以軸對稱非輻散風為流方程基本場及與流方程基本場達梯度風平衡之重力位基本場所求得的位渦擾動場之逐日圖（0400-0900，以700hPa為例）。單位：0.01PVU。

201

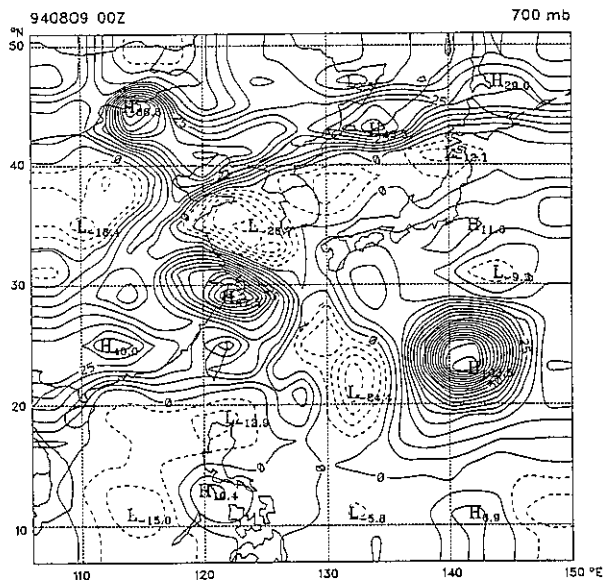
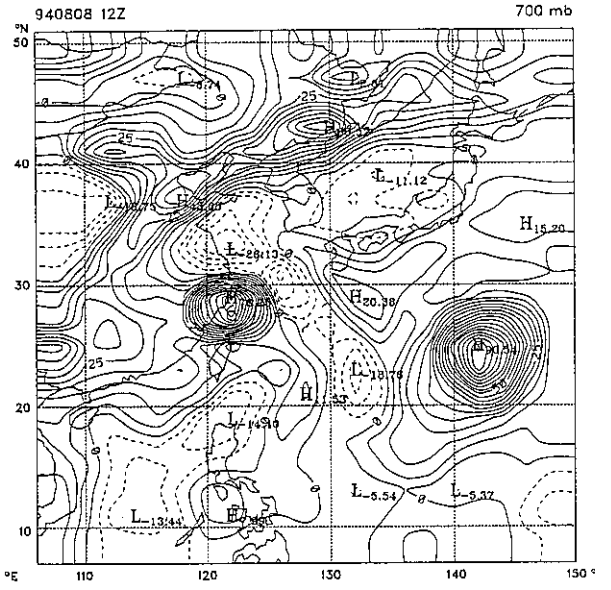
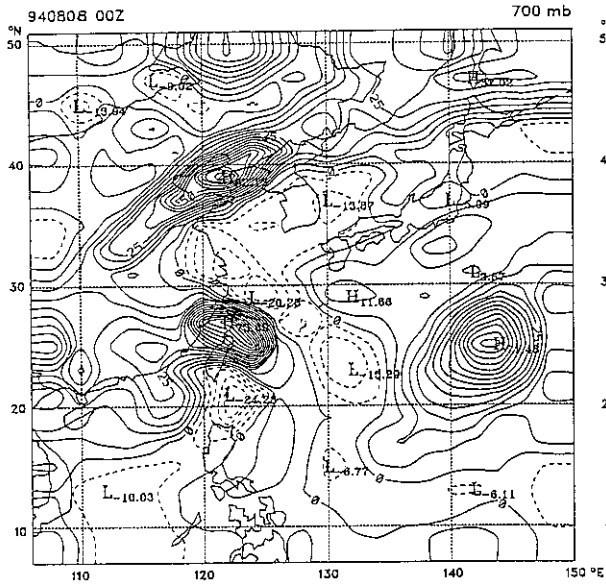


圖7：(續)

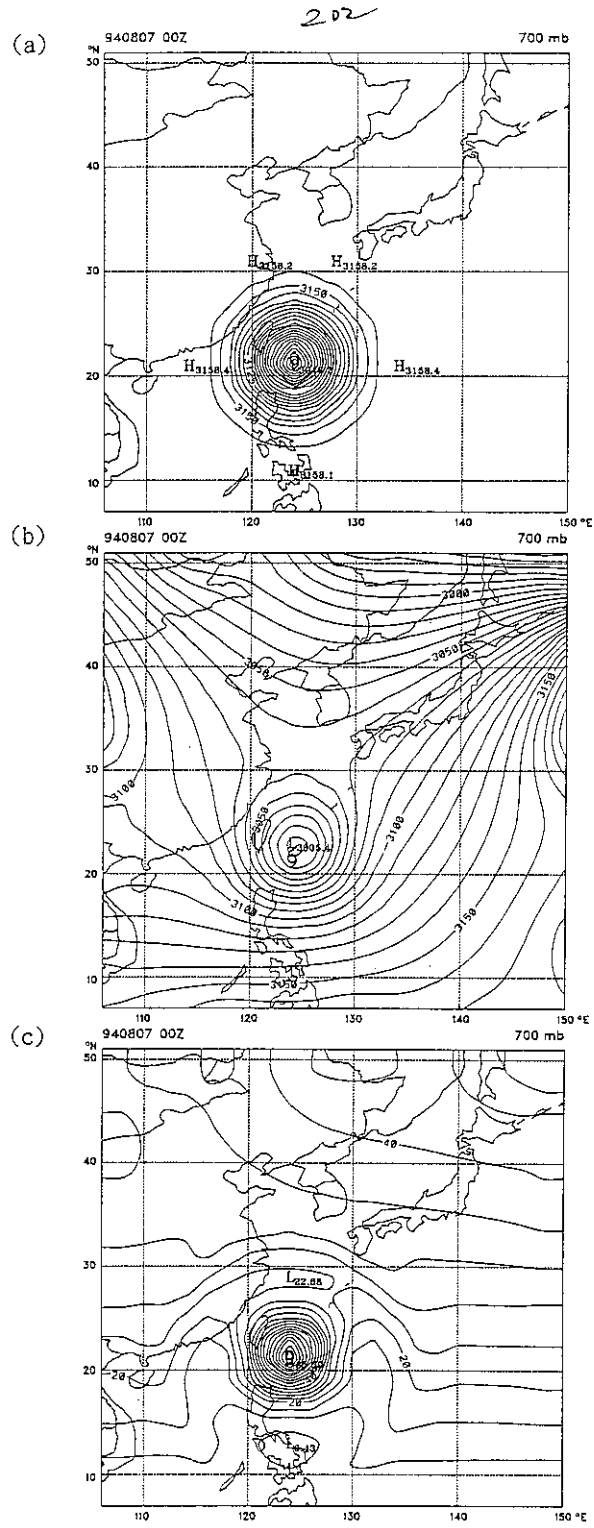


圖8：(a) 軸對稱流方程基本場（單位：公尺），(b) 與軸對稱流方程遠梯度風平衡之重力位基本場（單位：公尺），(c) 由前述的流方程與重力位基本場求得的位渦基本場（單位：0.01PVU）。（以700hPa為例）。

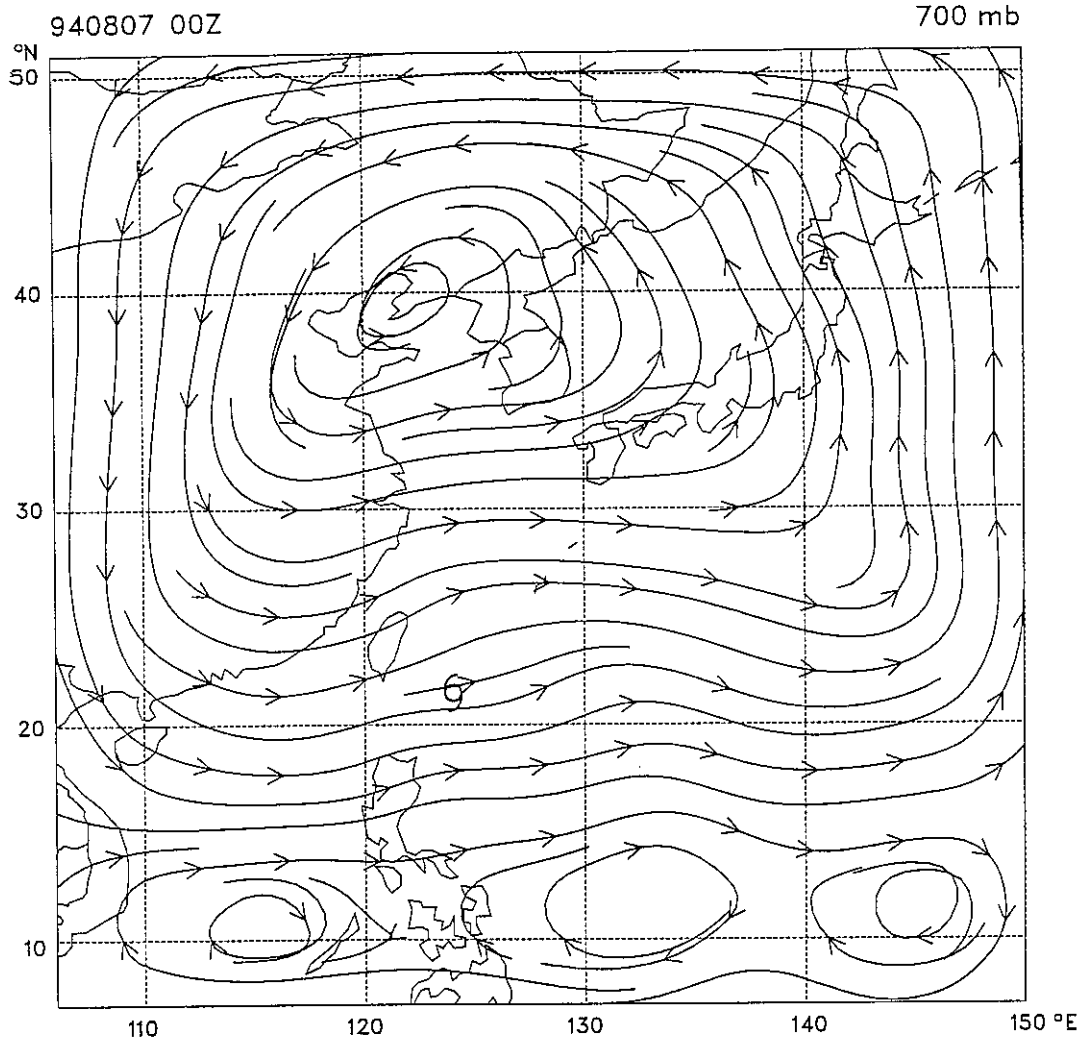


圖9：以軸對稱之流方程、重力位及位渦場當基本場用片段位渦反演方法求得的流場。圖中顯示道格颱風受到北方反旋式流場的影響而向東運動（以700hPa為例）。

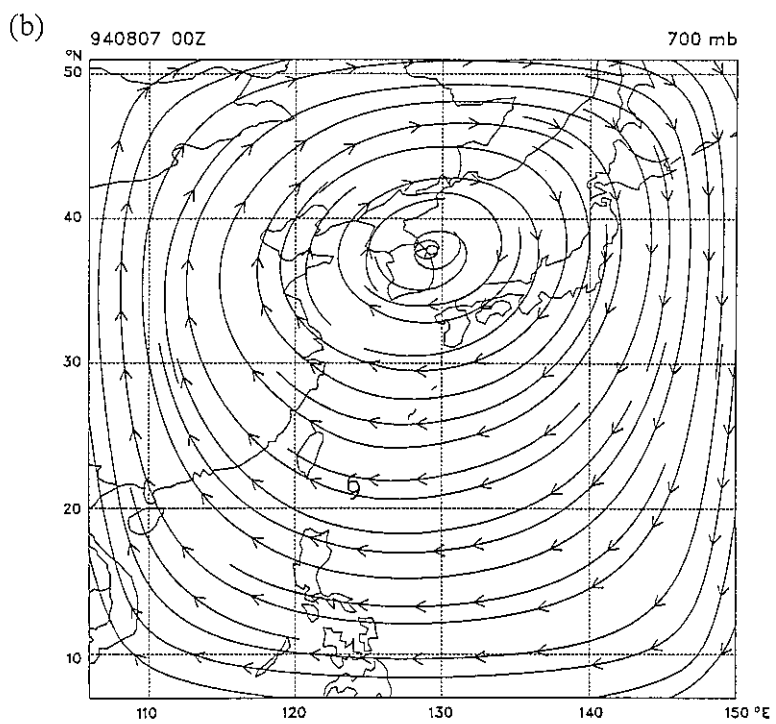
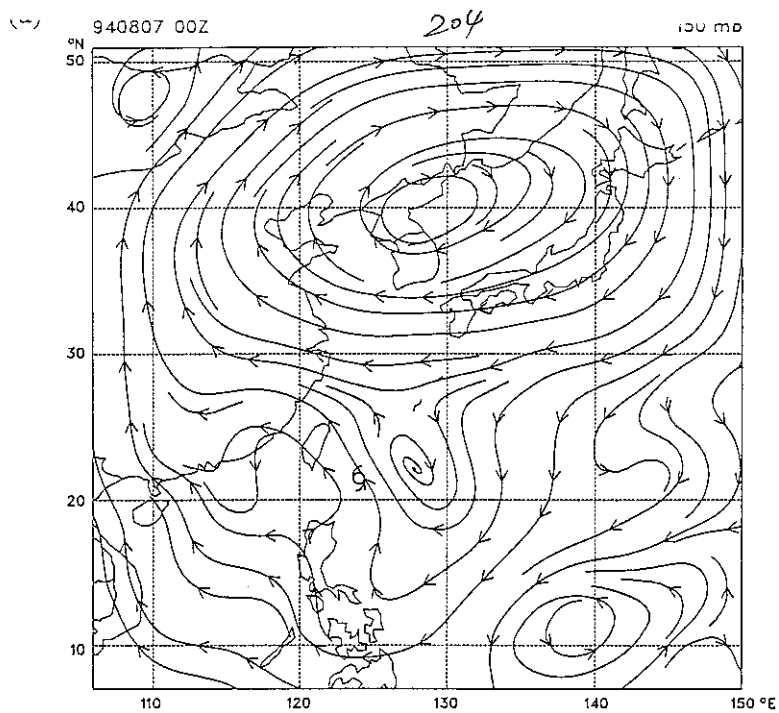


圖10：0700高層位渦擾動片以軸對稱風場為基本場經片段位渦反演所得之(a)高層(150mb)及(b)低層(700mb)流場。

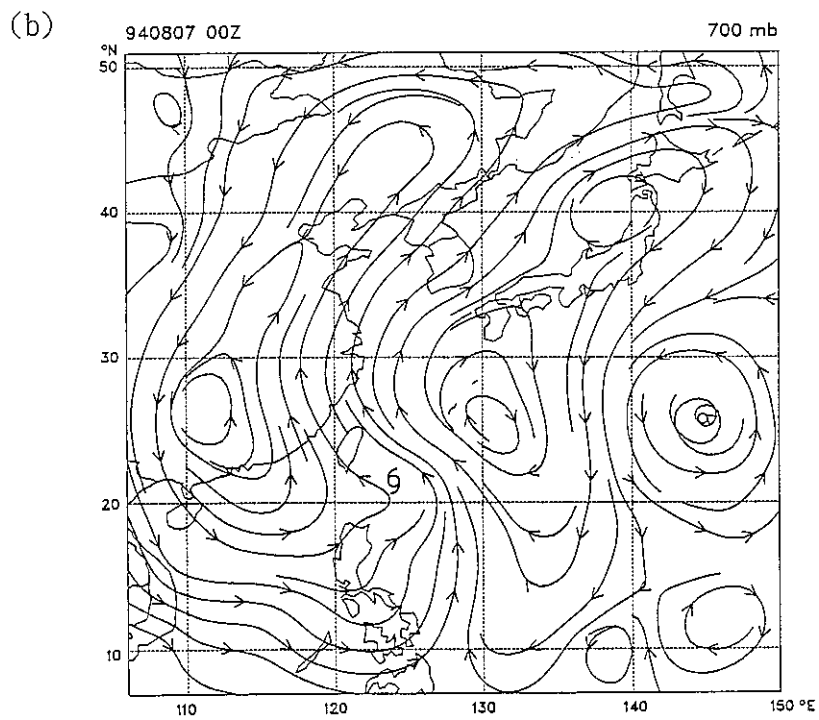
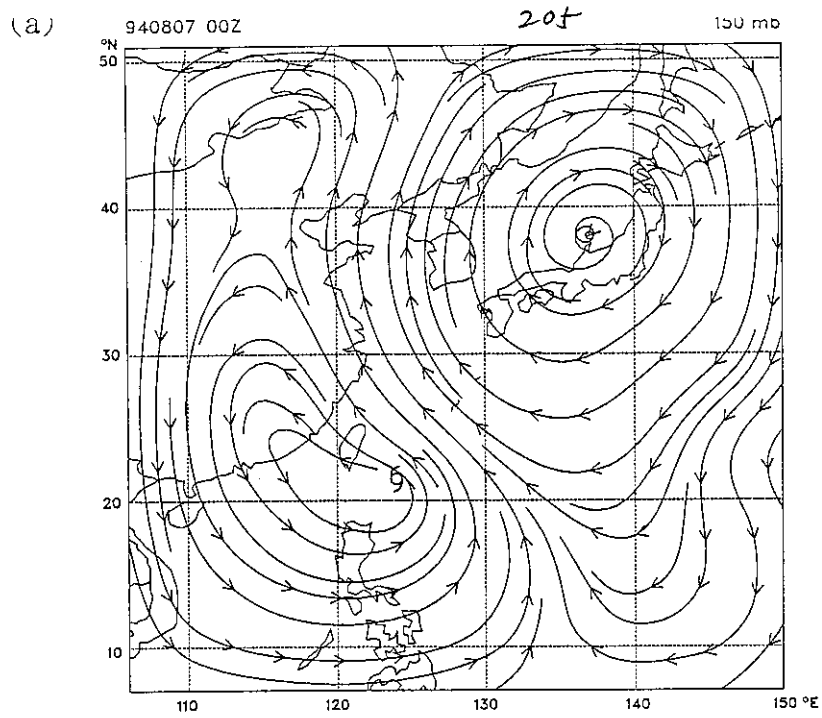


圖11：0700低層位渦擾動片以軸對稱風場為基本場經片段位渦反演所得之(a)高層(150mb)及(b)低層(700mb)流場。

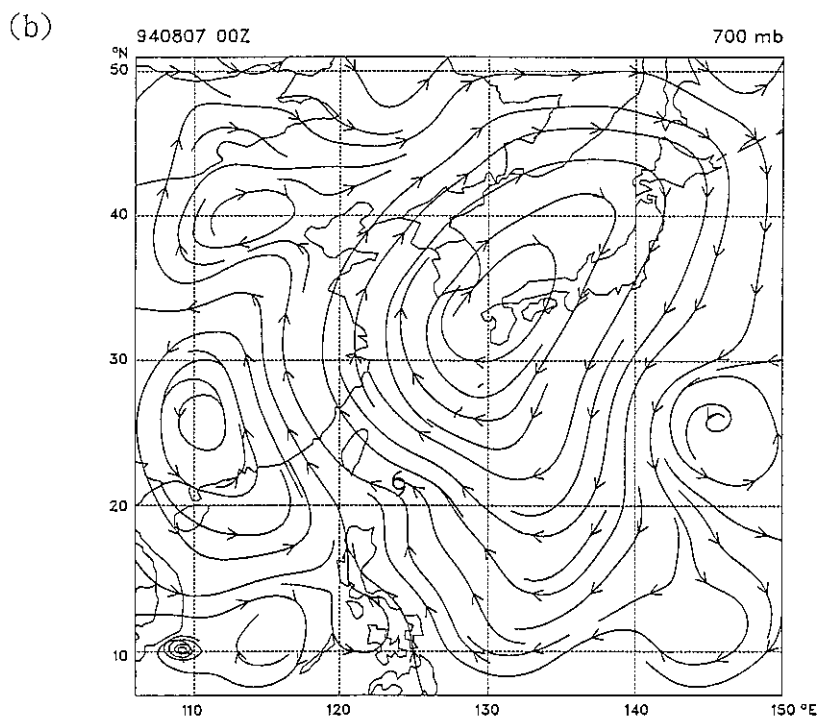
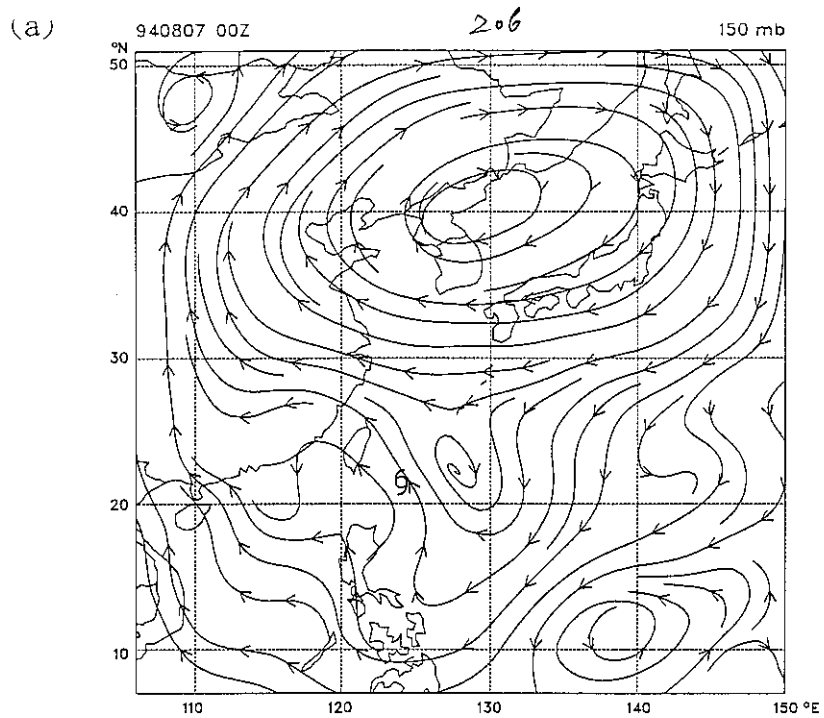


圖12：將1000-100hPa全部位渦擾動片以軸對稱風場為基本場經片段位渦反演所得之(a)高層(150mb)及(b)低層(700mb)流場。

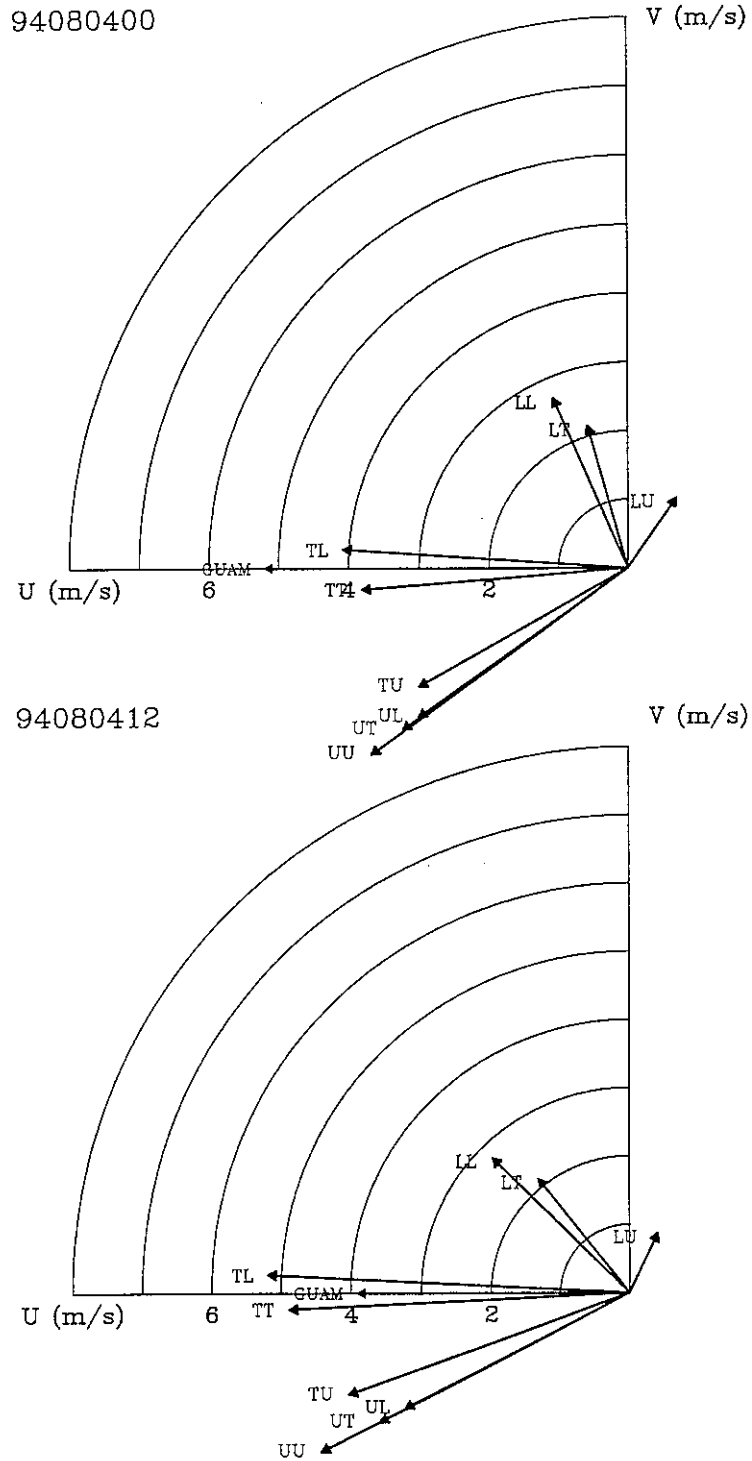


圖13：高低層位渦擾動以軸對稱風場為基本場經片段位渦反演所得之風場並取距颱風中心4°，1000-100hPa環帶狀深對流平均。時間由0400-0900。圖中GUAM代表實際颱風運動，其他之向量符號說明請見文章內容。

208

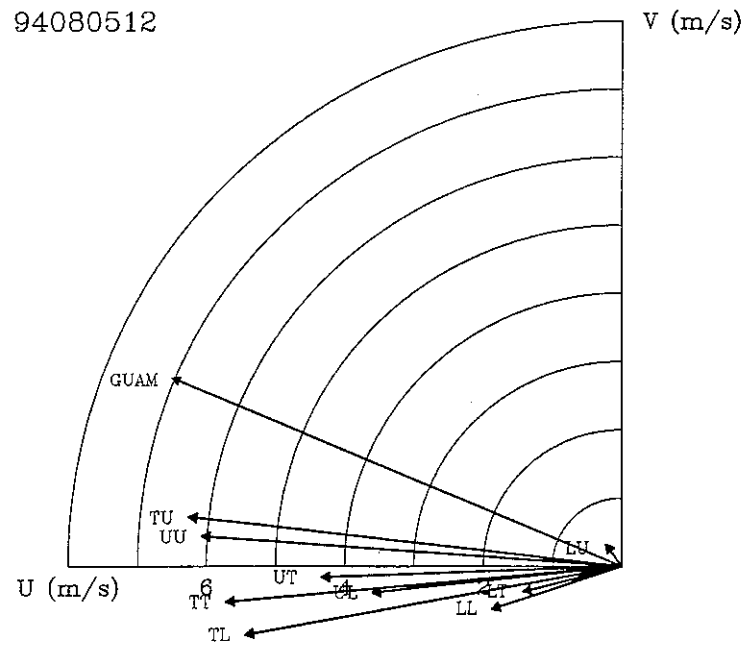
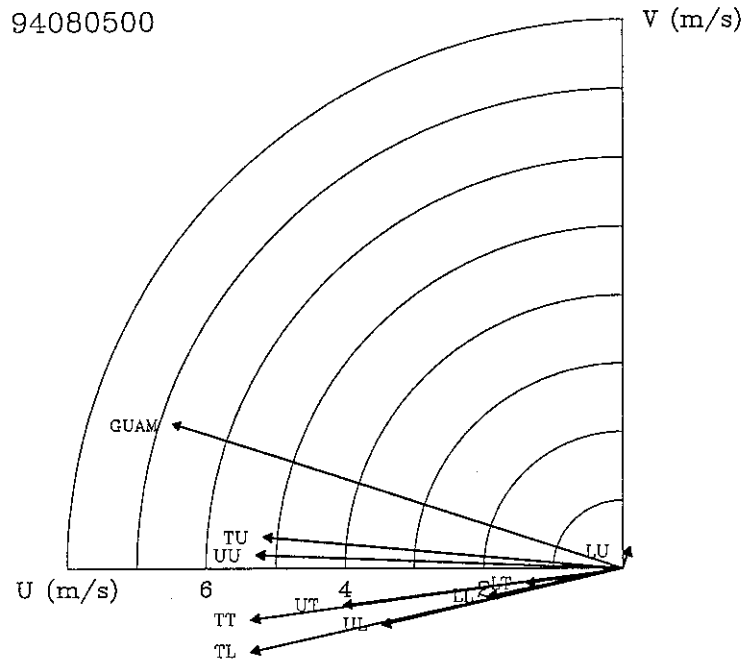


圖13： (續)

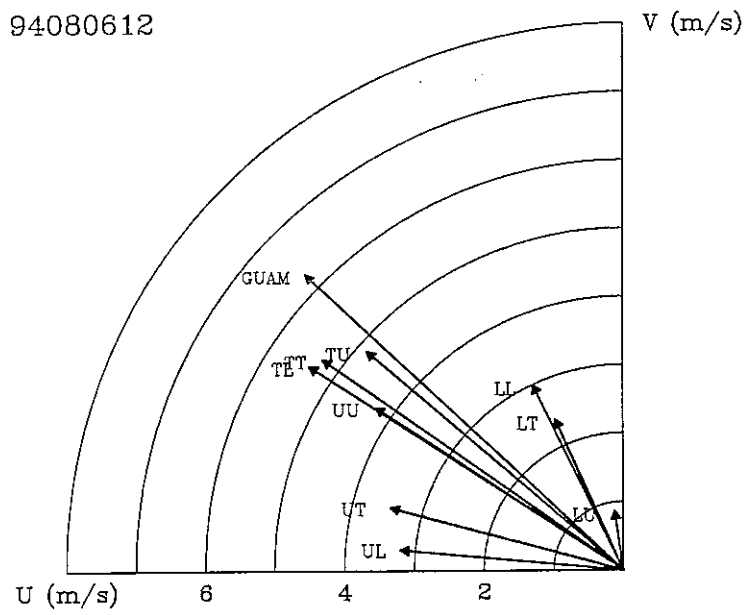
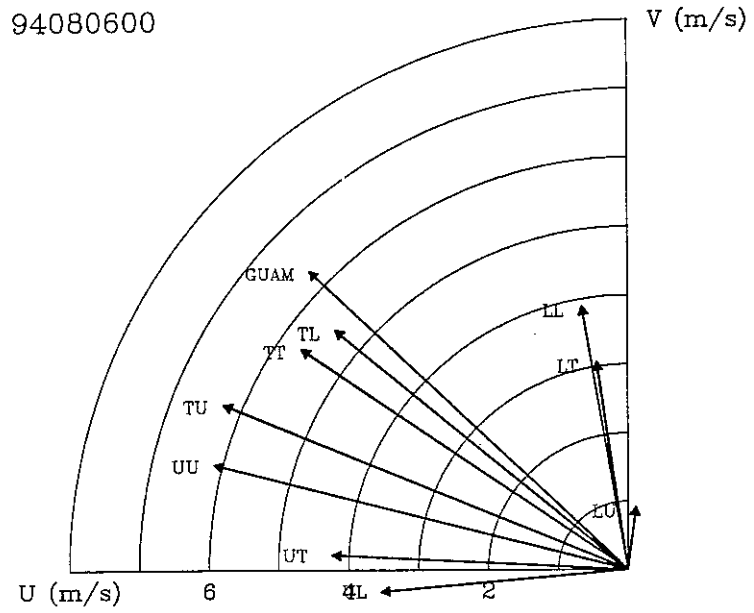


圖13： (續)

2/0

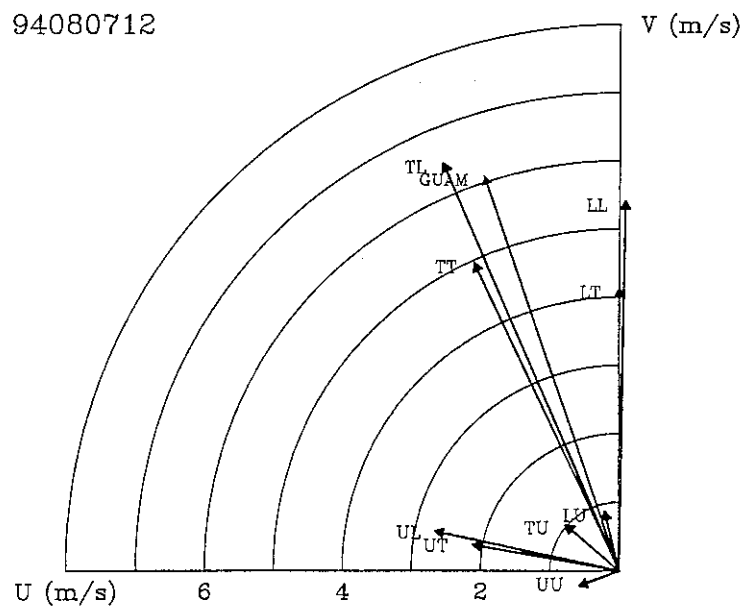
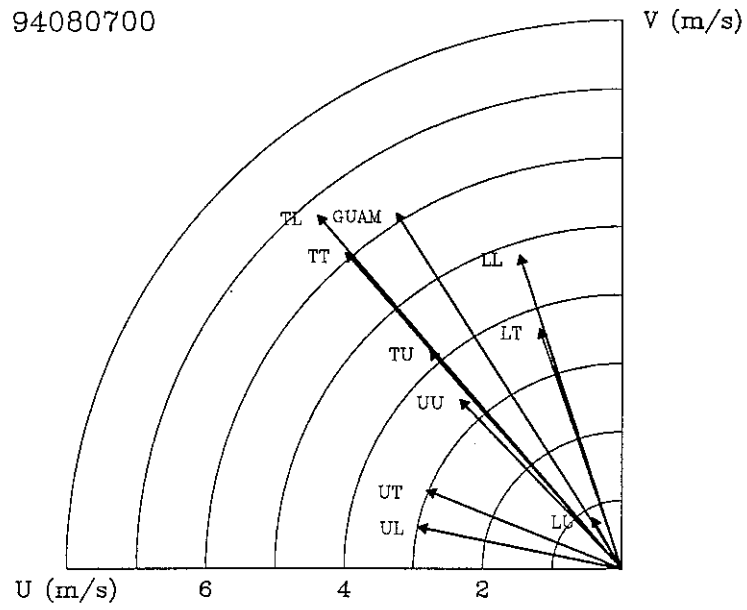
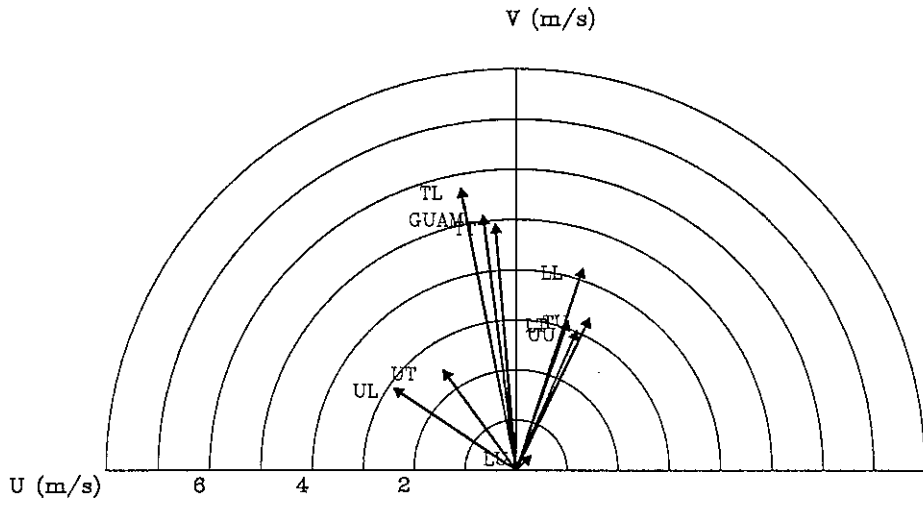


圖13： (續)

211

94080800



94080812

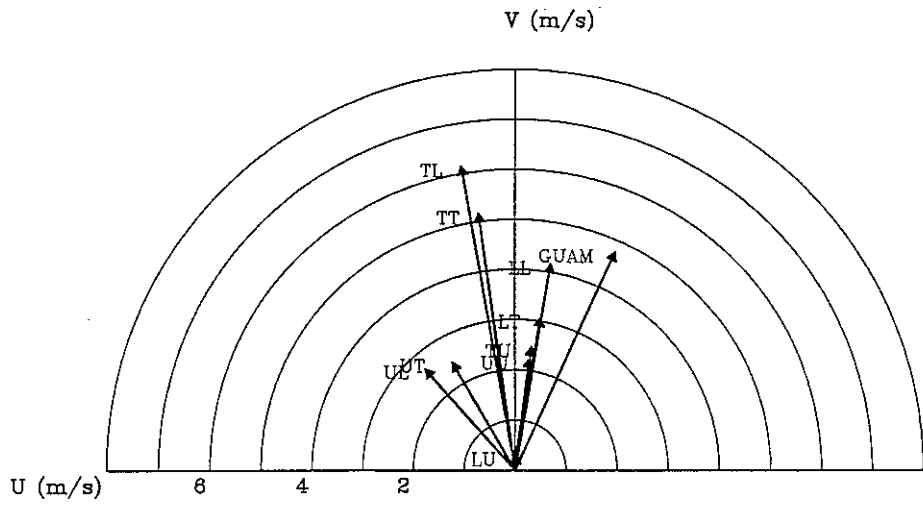


圖13： (續)

2/2

94080900

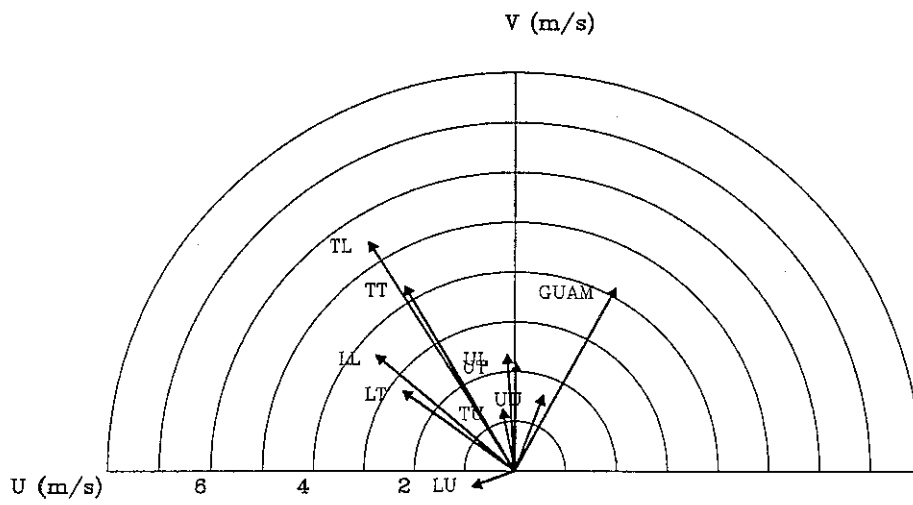


圖13：（續）

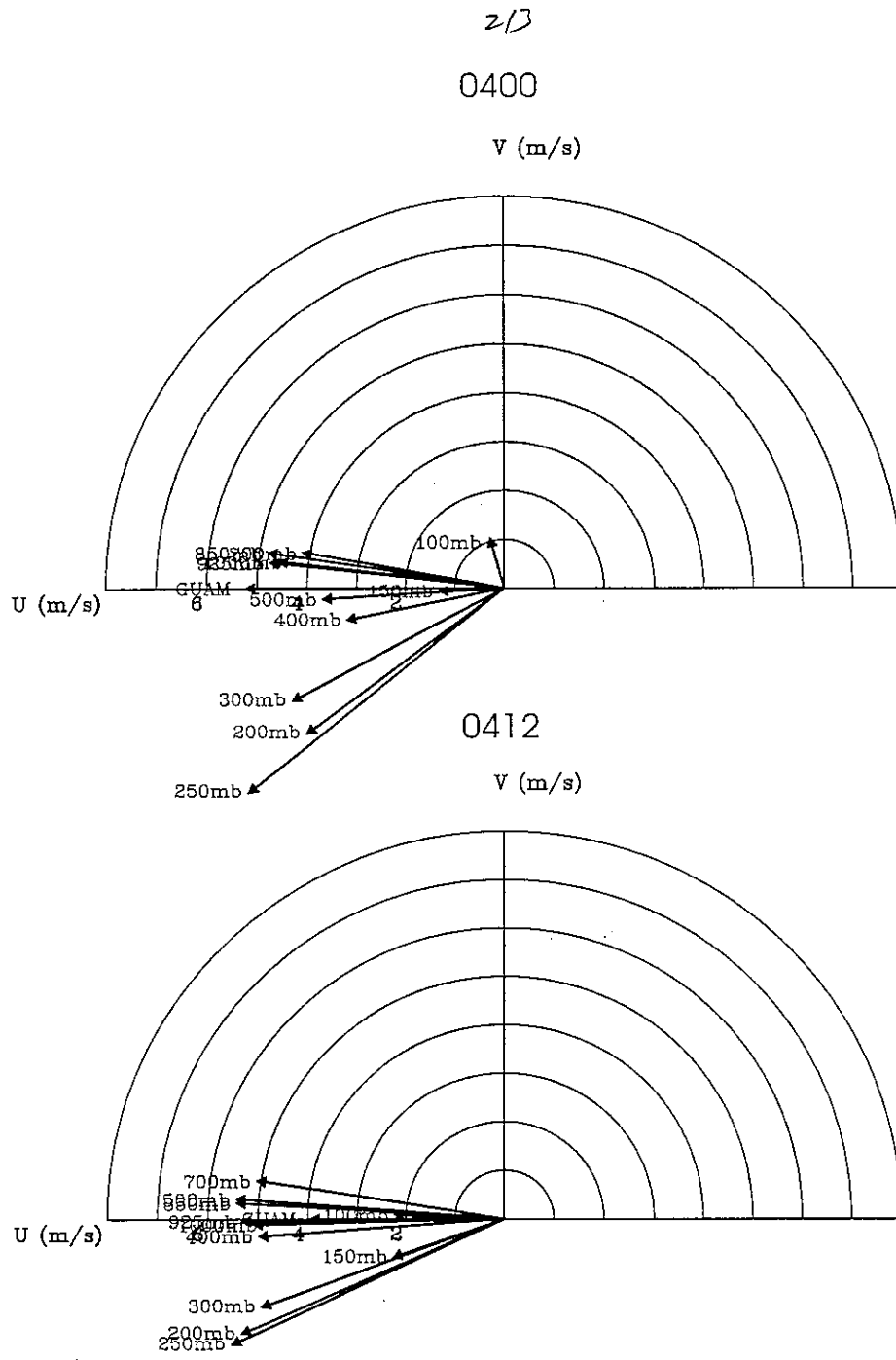


圖14：全部位渦擾動(q_T)以軸對稱風場為基本場經片段位渦反演所得之4度環狀平均各高度風場。時間由0400-0900。圖中GUAM代表實際颱風運動。

284

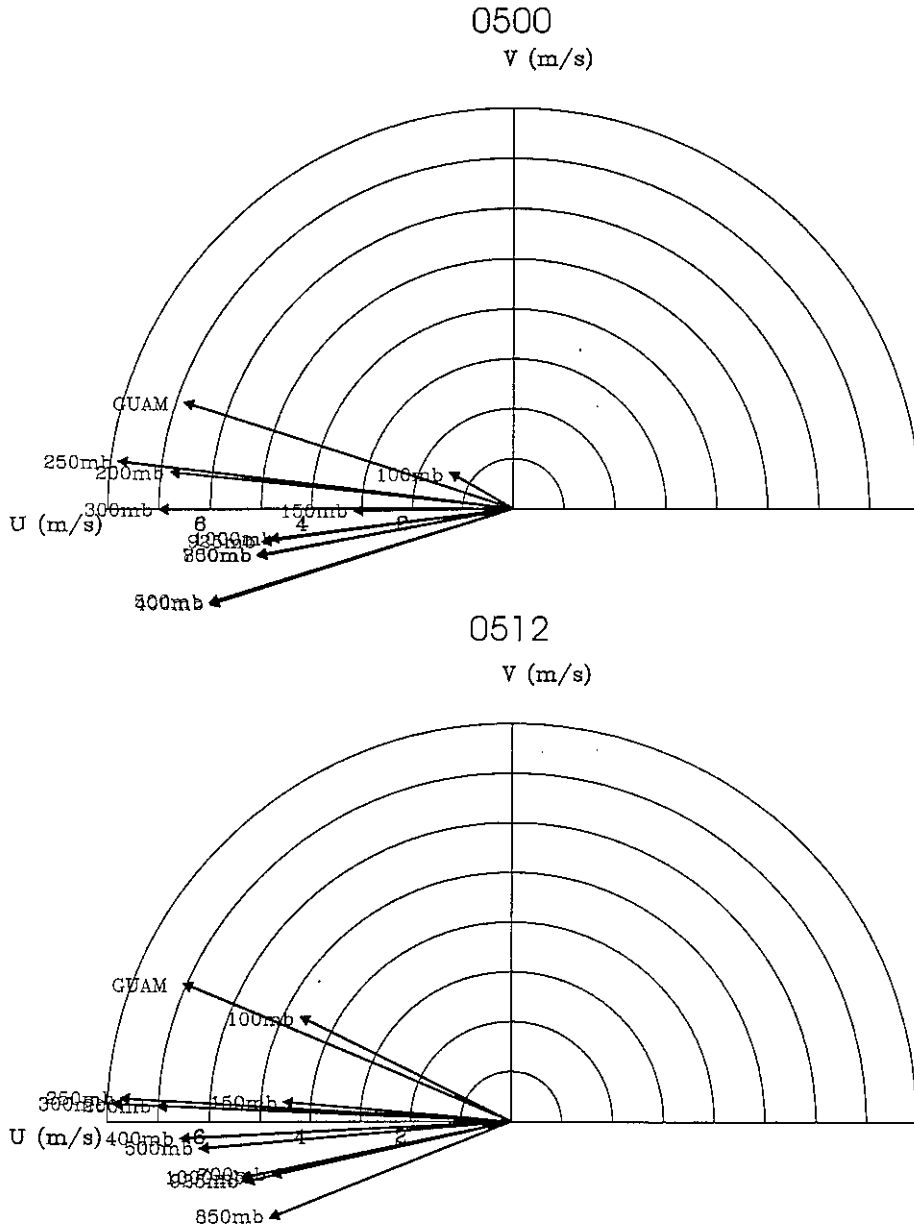


圖14：（續）。

215

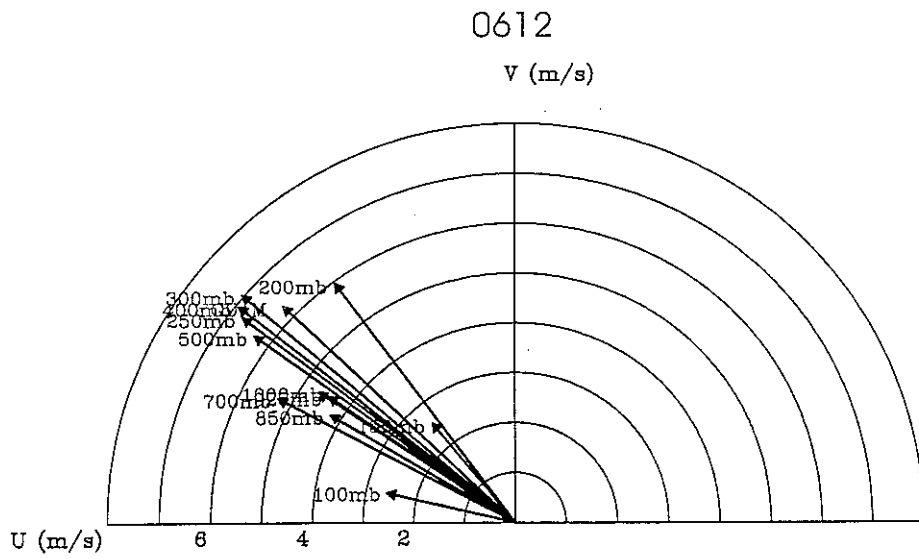
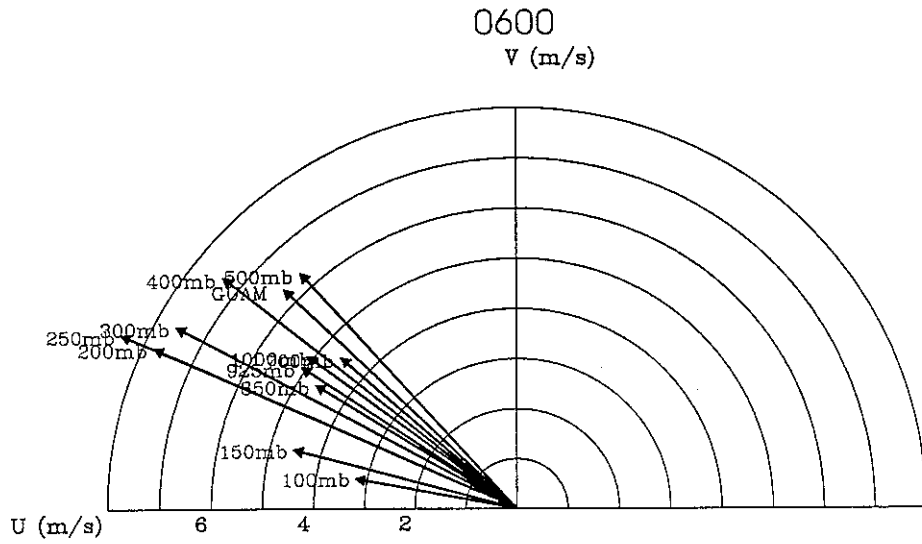


圖14：（續）。

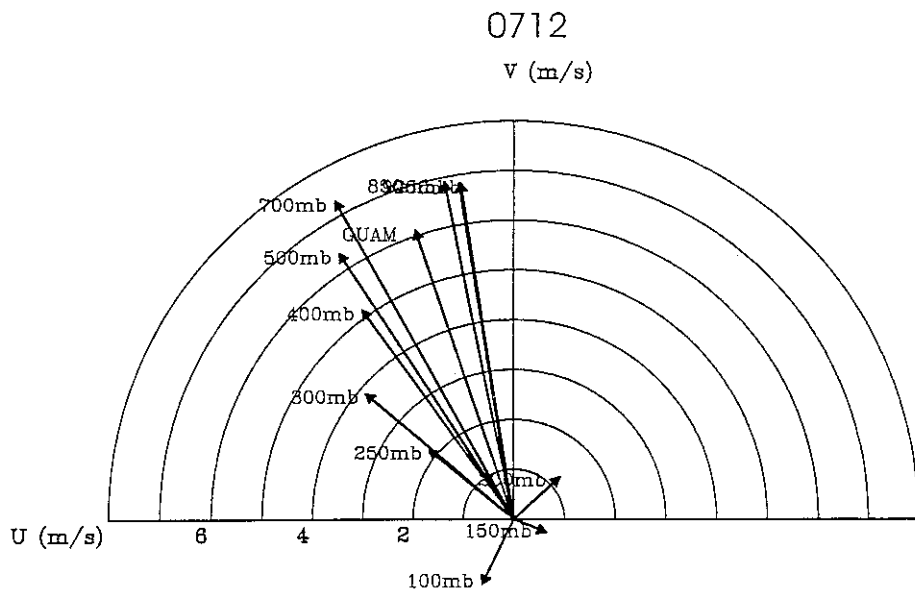
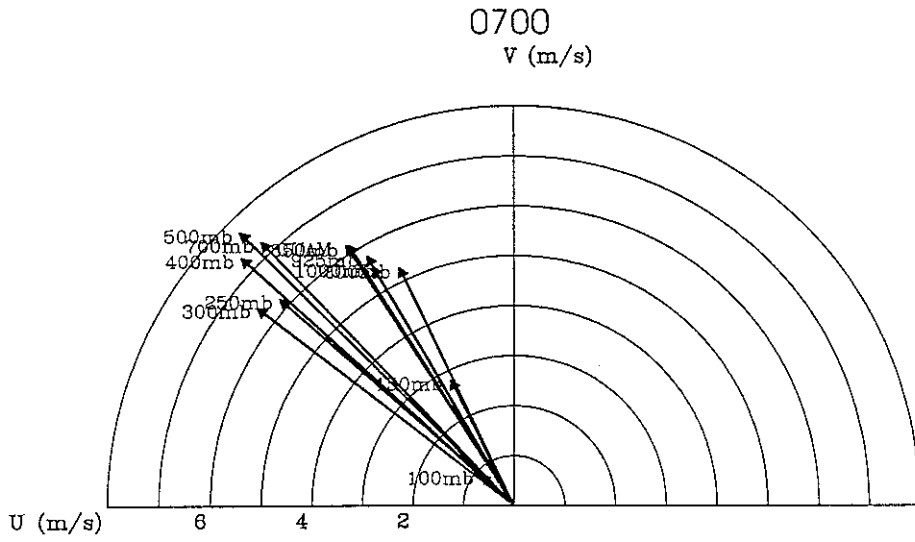


圖14：（續）。

217

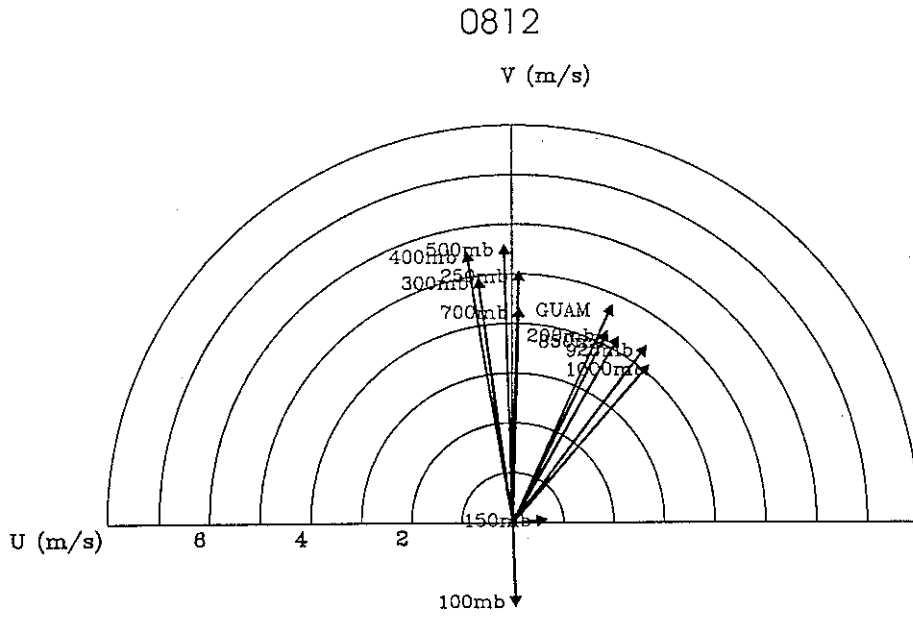
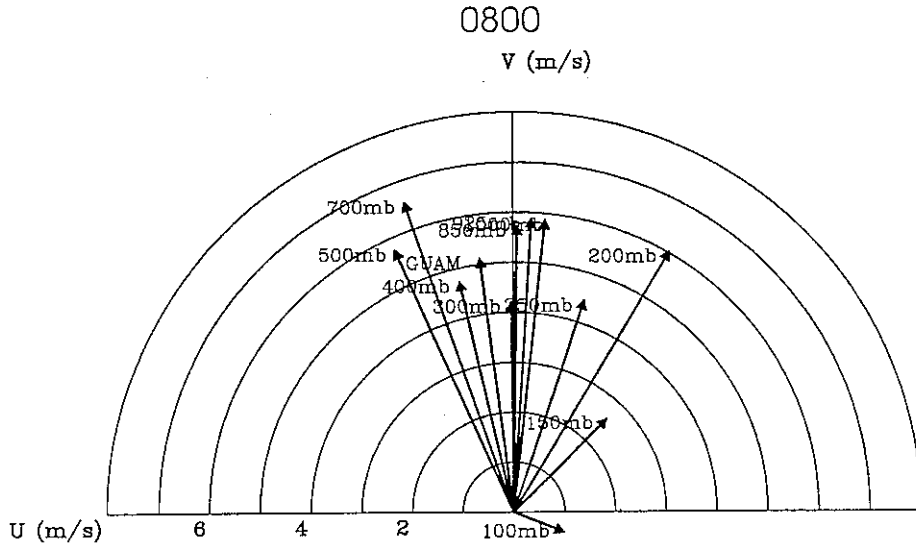


圖14：(續)。

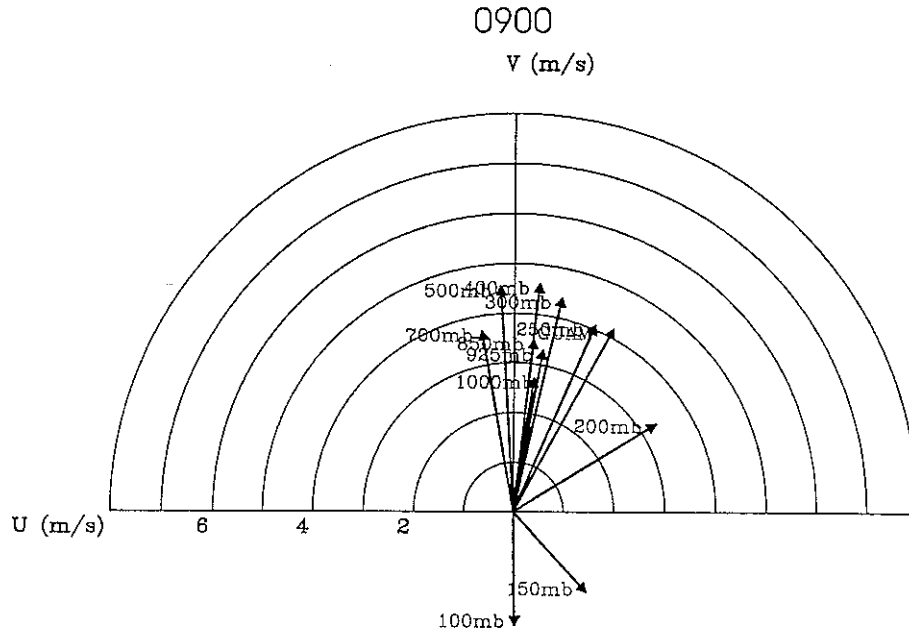
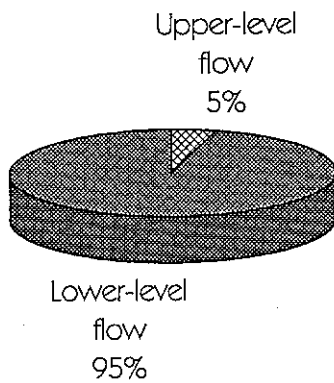


圖14：（續）。

(a)

Lower-level PV Anomaly



(b)

Upper-level PV Anomaly

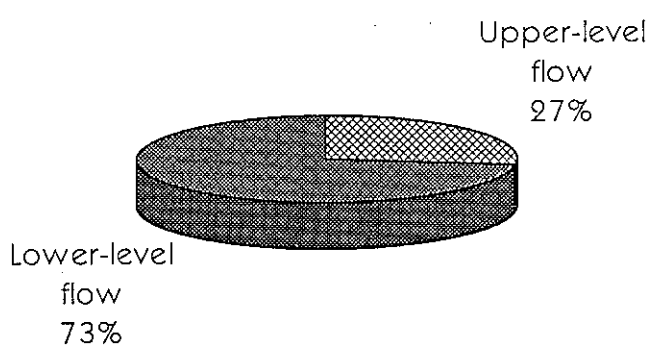
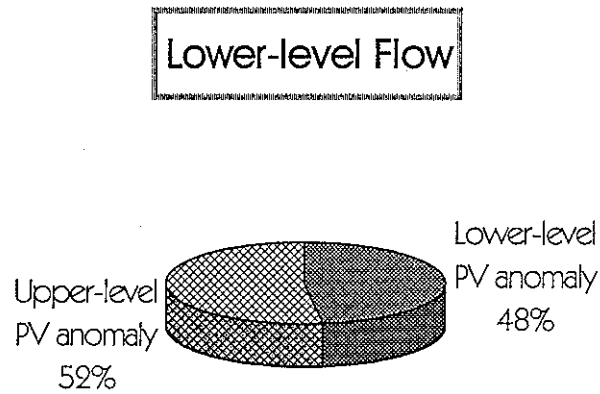


圖 15：道格颱風(a)低層位渦擾動 (1000-300 hPa)，及(b)高層位渦擾動(250-100 hPa)對高低層流場的 11 個時間之平均貢獻量。貢獻量的算法是以距颱風中心 4°環狀深對流平均的向量於實際運動向量之投影百分比。

(a)



(b)

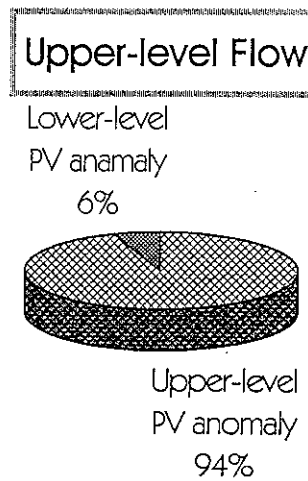


圖 16：道格颱風(a)低層流場 (1000-300 hPa)，及(b)高層流場 (250-100 hPa)分別由高低層位渦擾動的 11 個時間之平均貢獻量。貢獻量的算法是以距颱風中心 4° 環狀深對流平均的向量於實際運動向量之投影百分比。

221

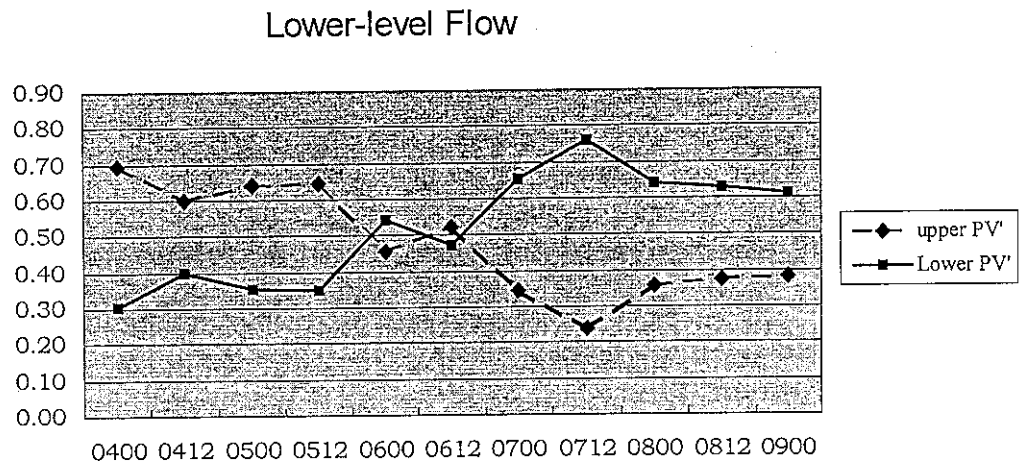


圖 17：道格颱風之低層流場（1000-300 hPa）分別由高低層位渦擾動的貢獻量之逐日變化圖。

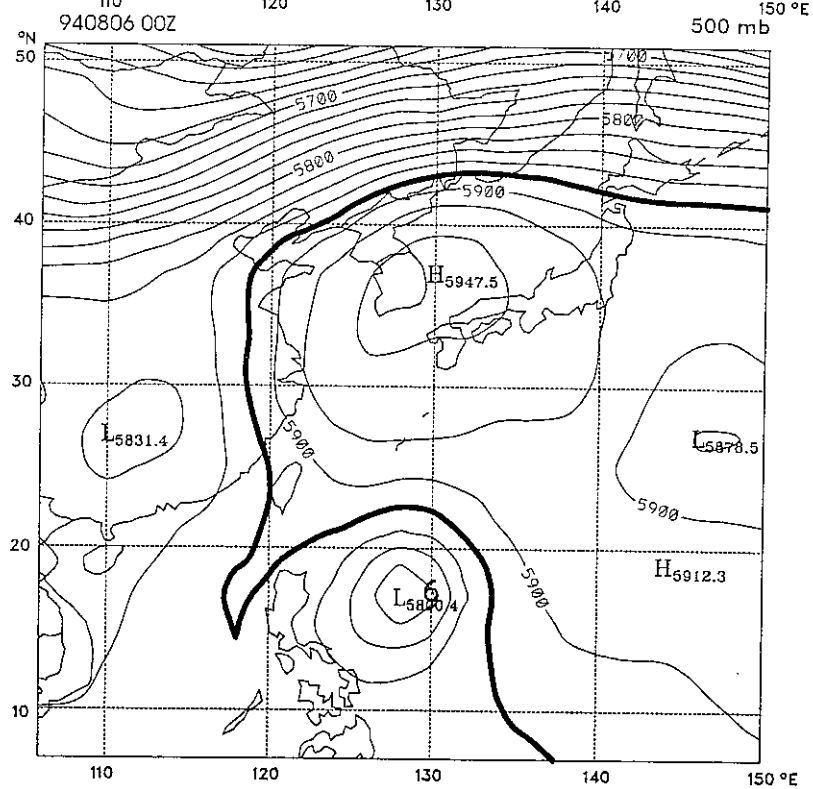
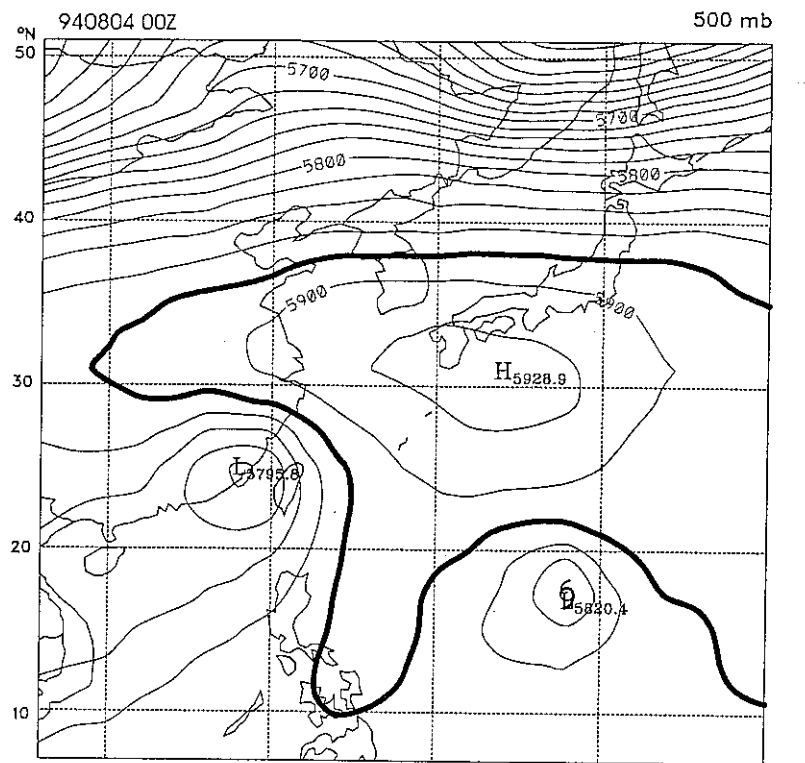


圖18：道格颱風500 hPa之EC高度場。時間分別為0400、0600、0712、0900。

223

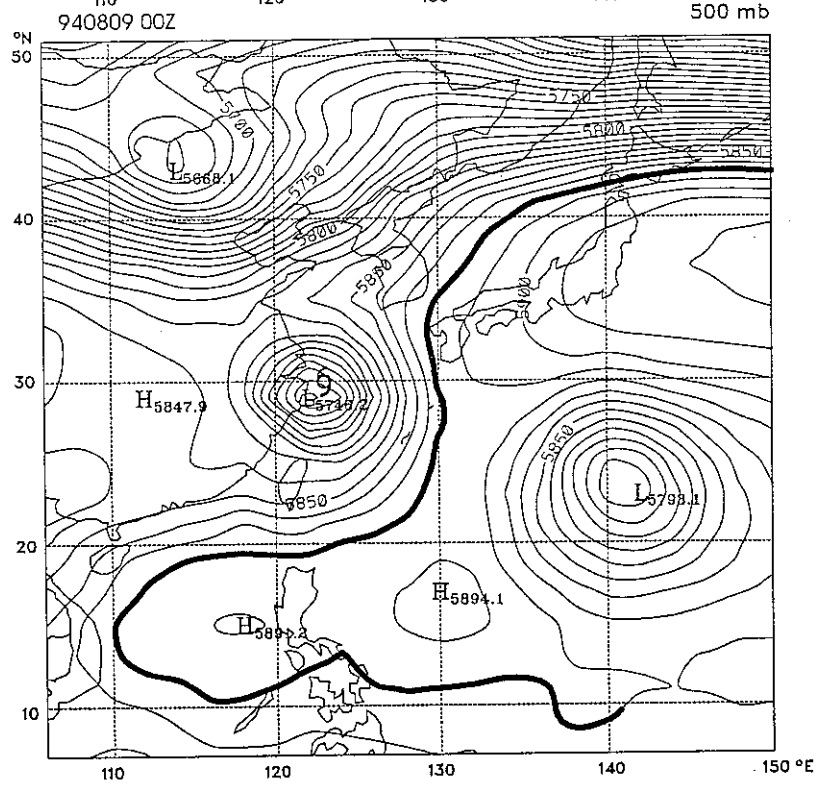
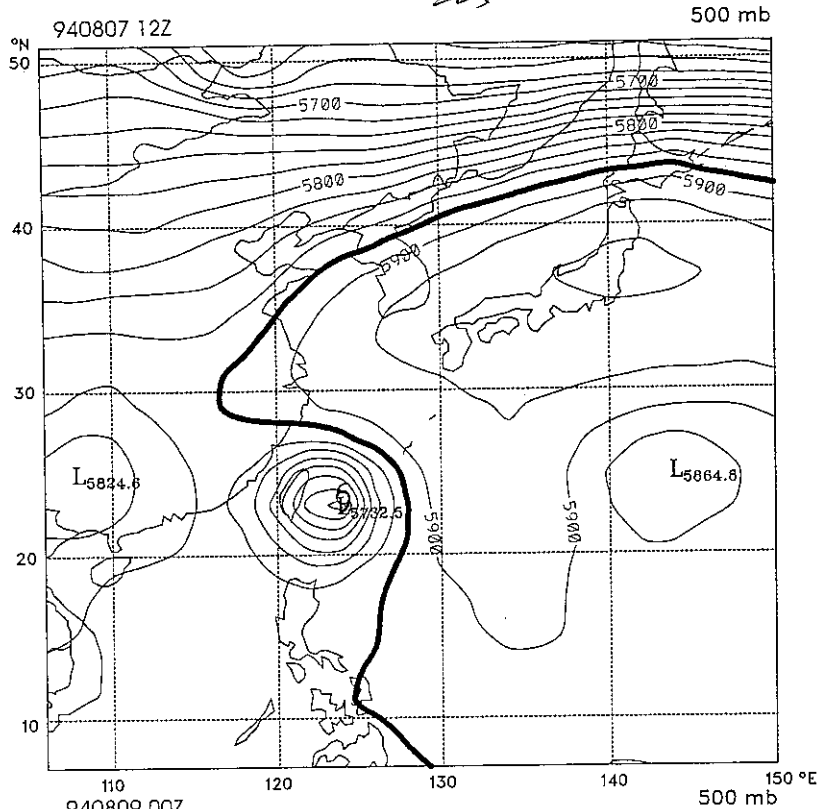


圖18：(續)。

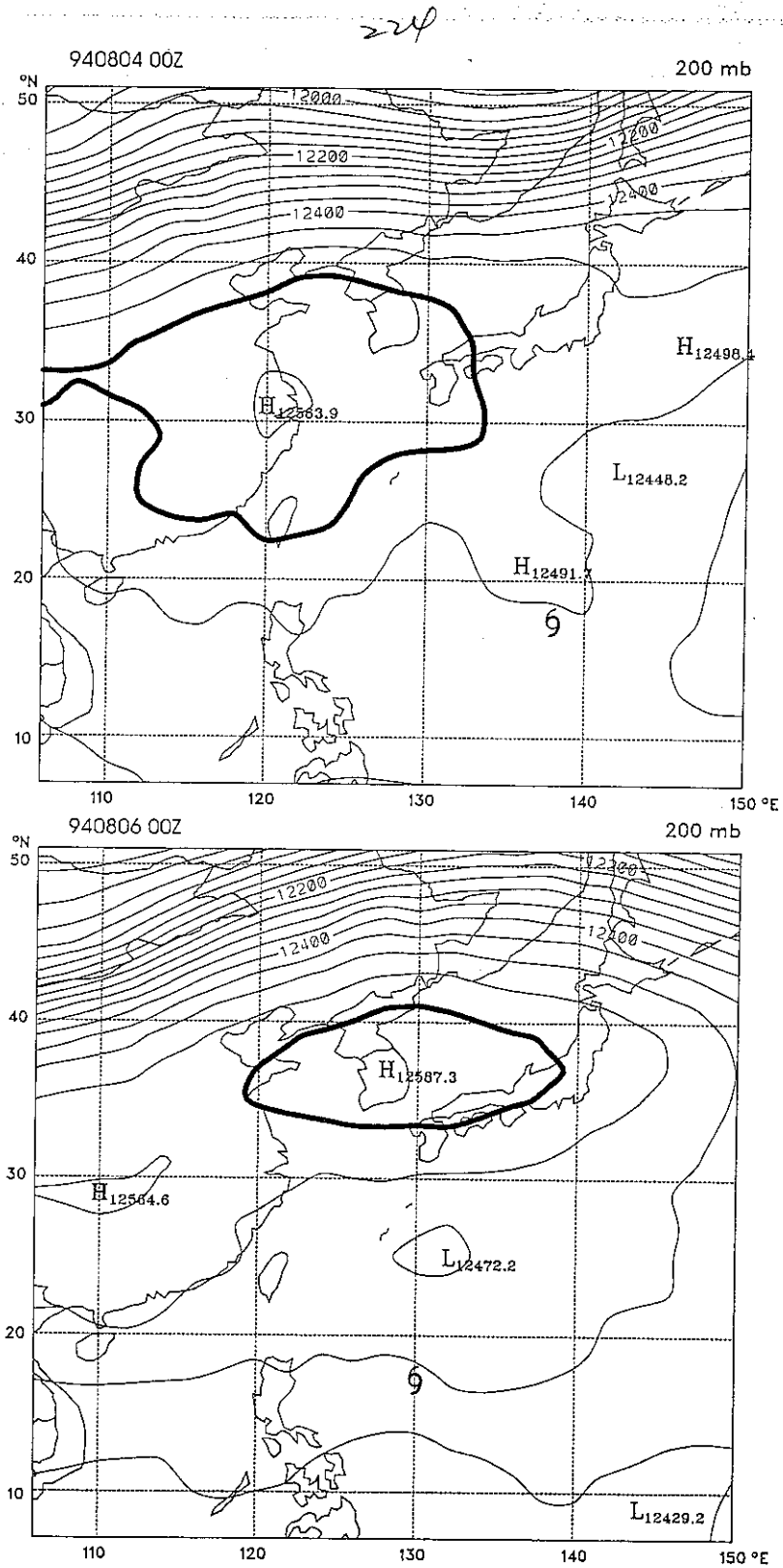


圖19：道格颱風200 hPa之EC高度場。時間分別為0400、0600、0712、0900。

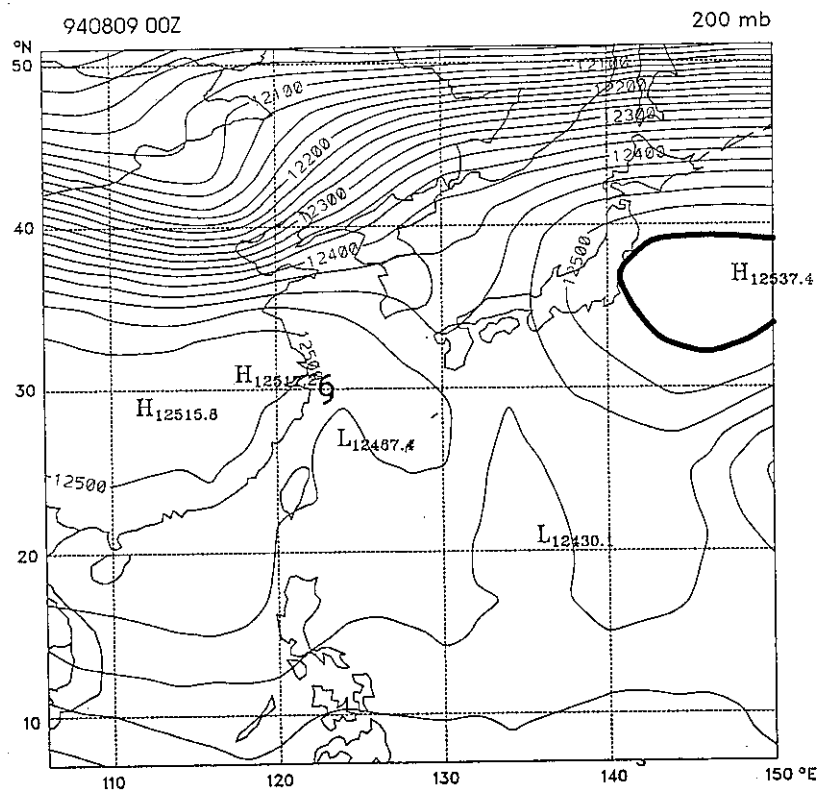
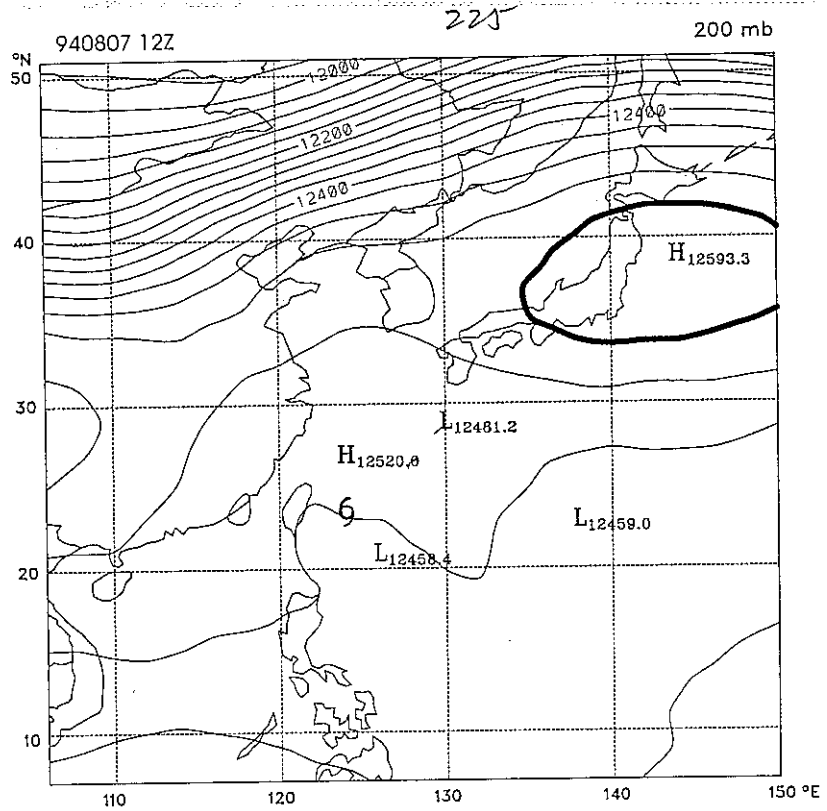


圖19：（續）。

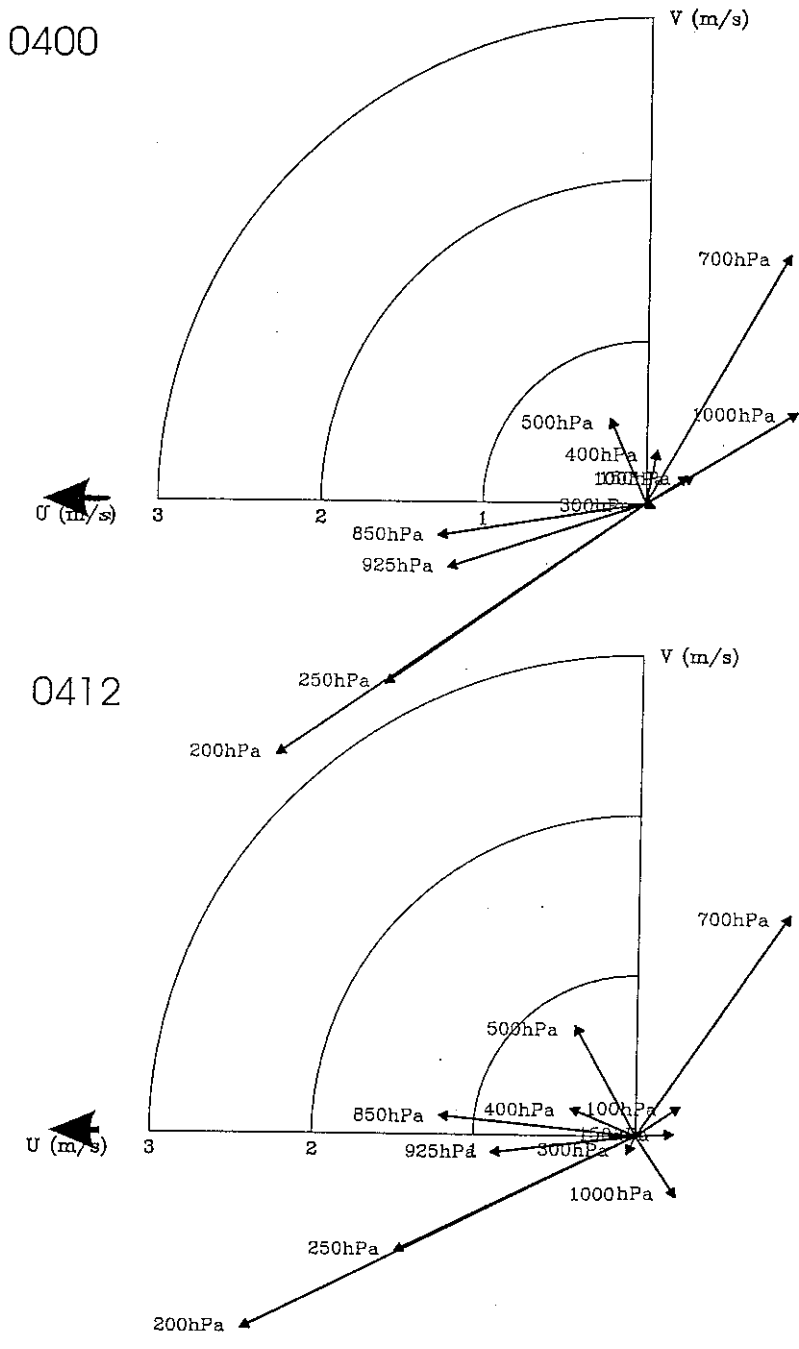
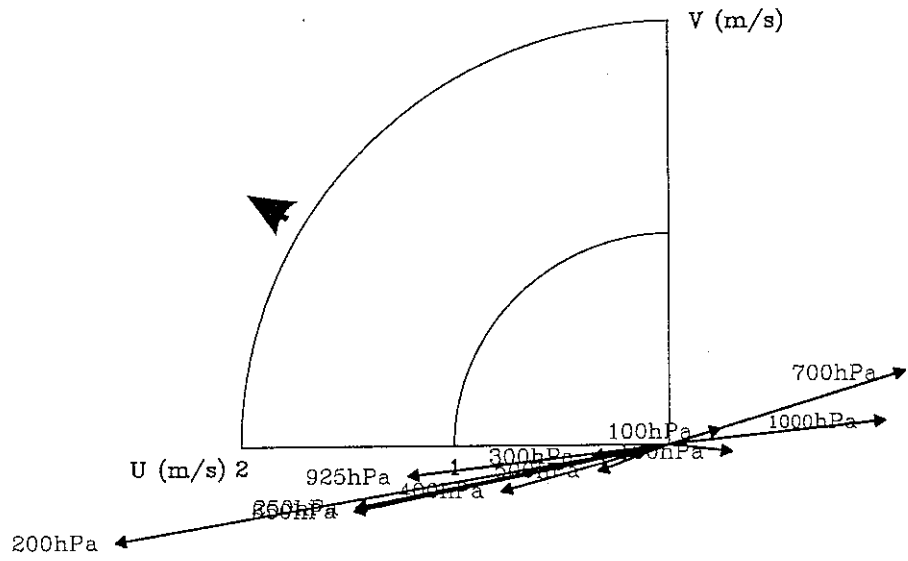


圖20：道格颱風各層位渦擾動反演所得之低層（1000-300 hPa）深對流環狀平均風場。除0812及0900為6度環狀平均外，其他皆為4度環狀平均。

0500



0512

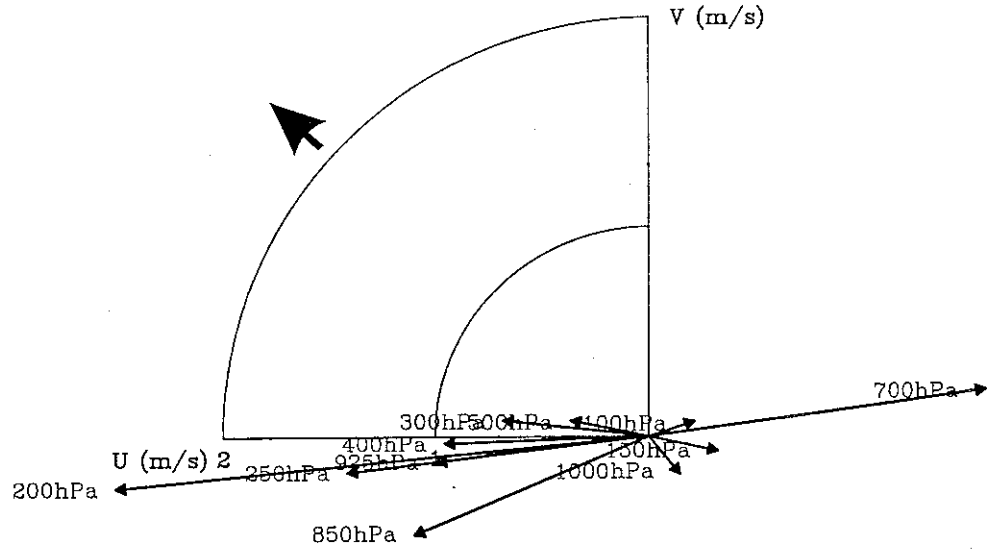
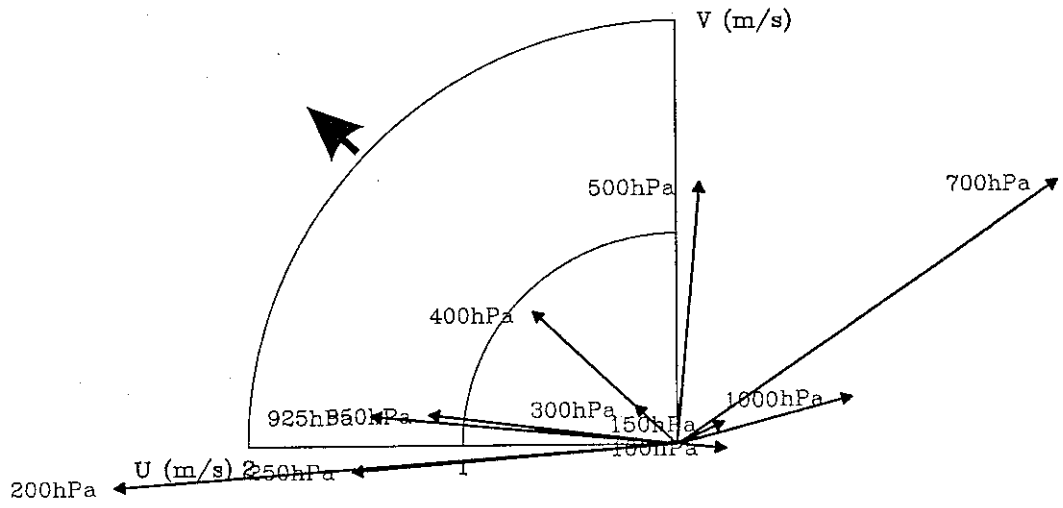


圖20：（續）。

0600



0612

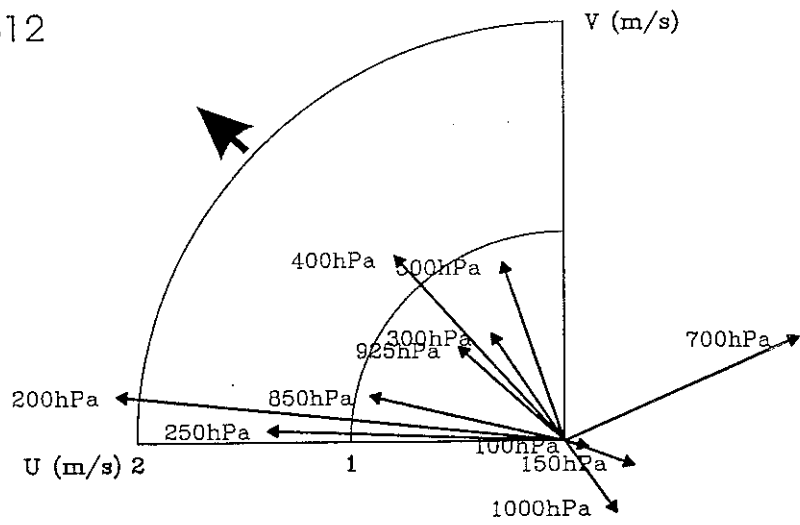


圖20：（續）。

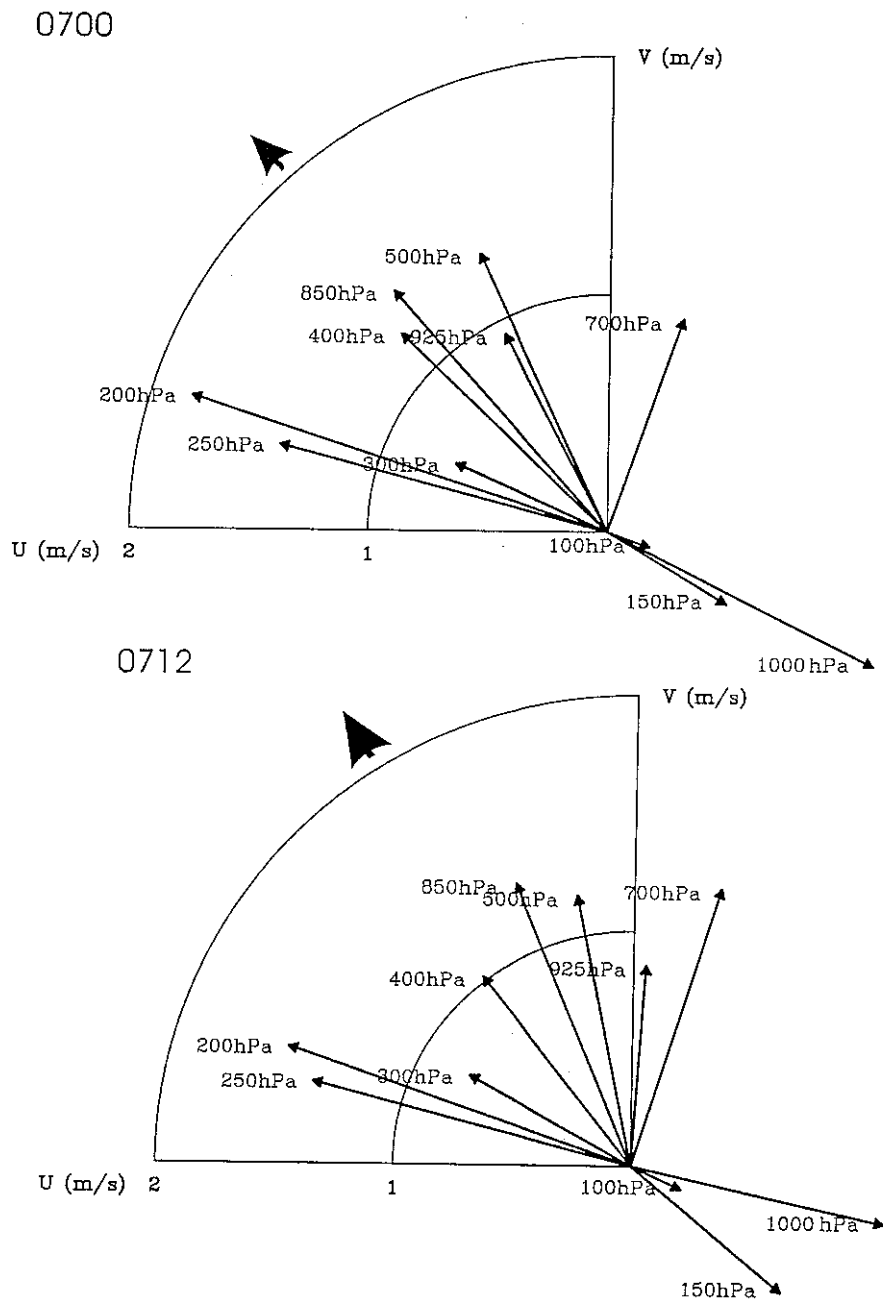


圖20：（續）。

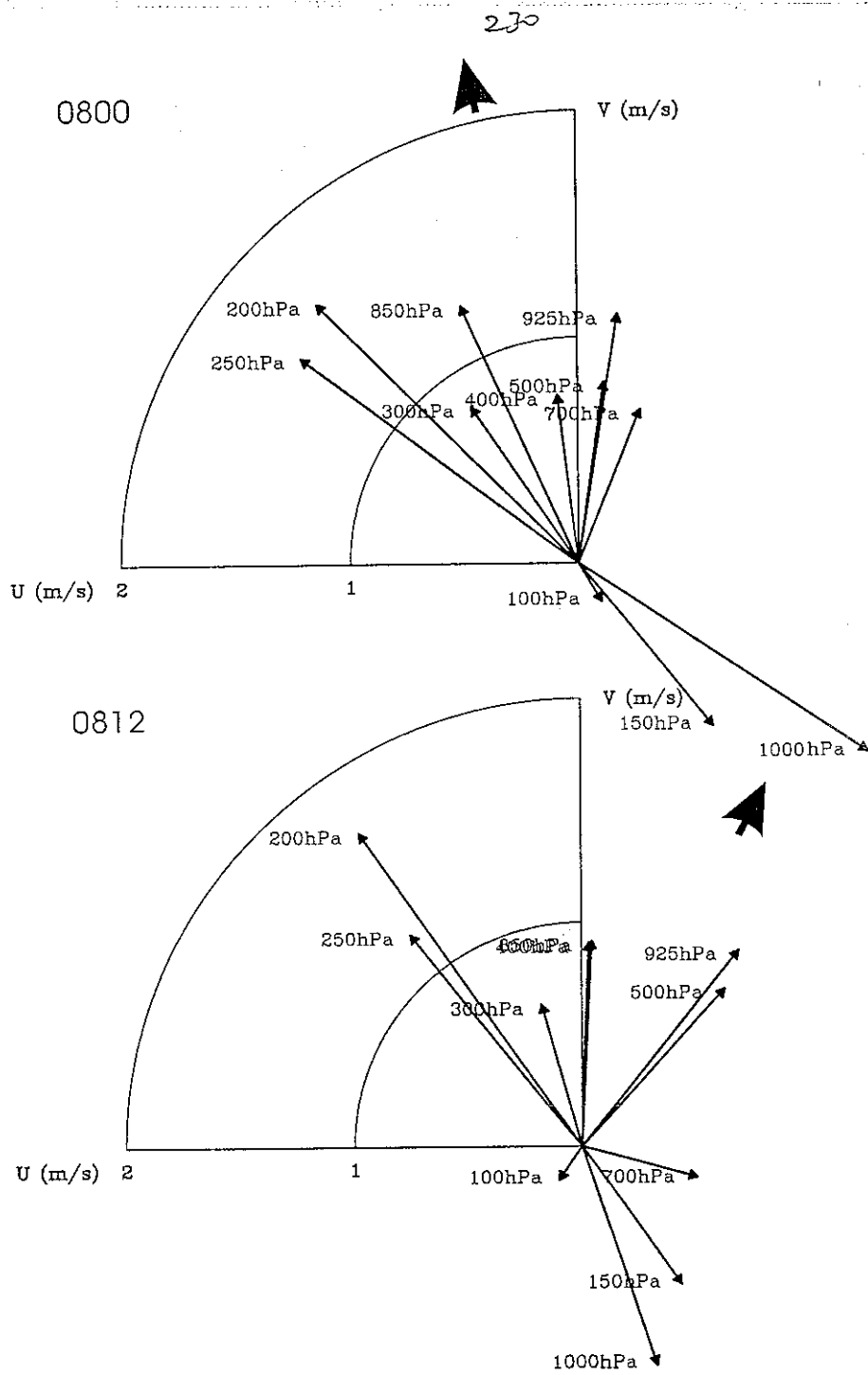


圖20：（續）。

231

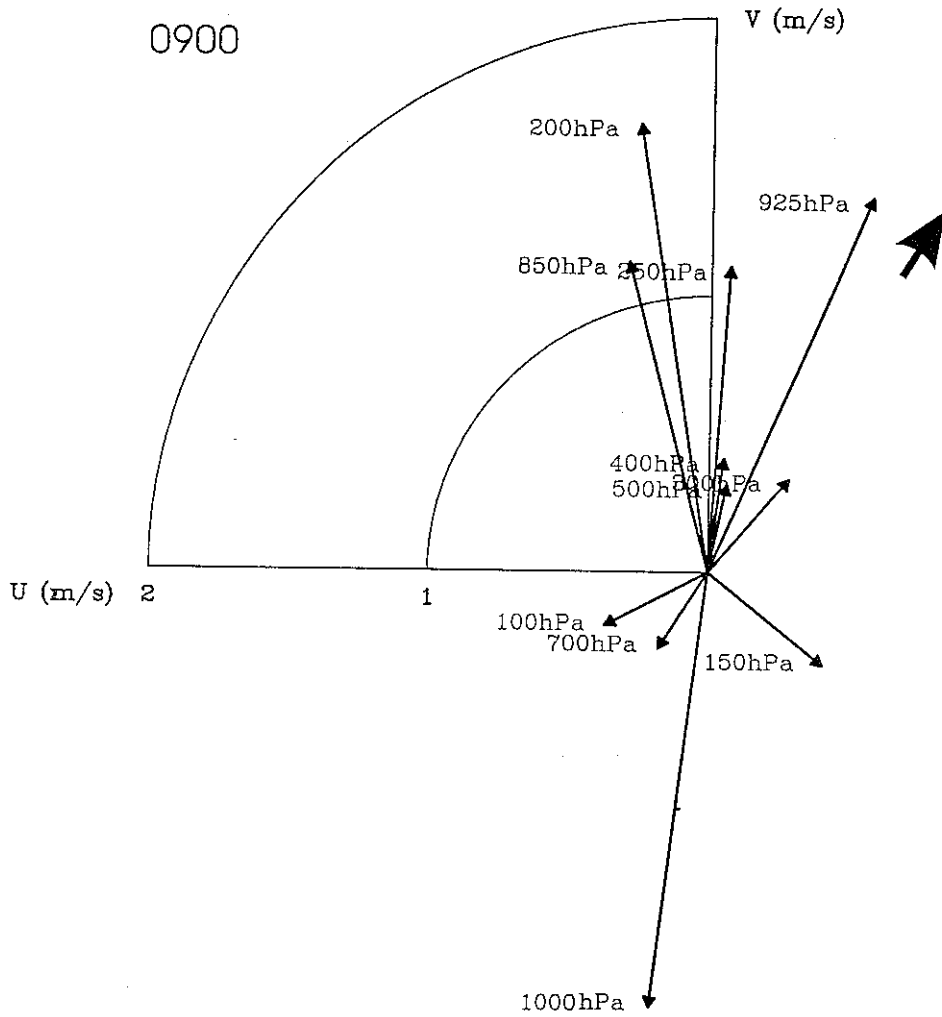


圖20：（續）。

23 ✓

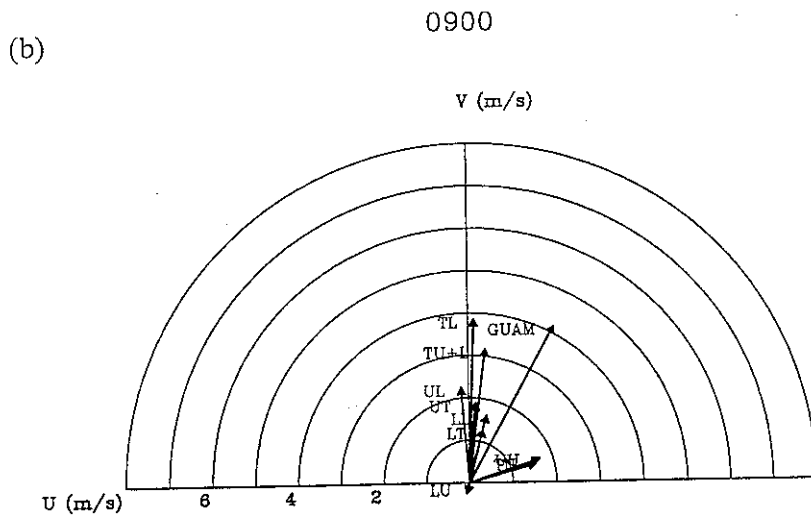
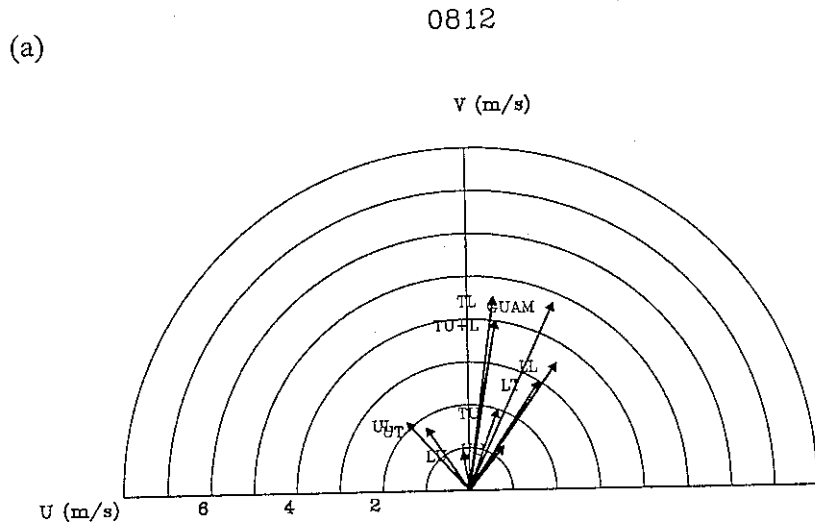


圖21：同圖12，但改為6度環狀平均，(a)為0812，(b)為0900。

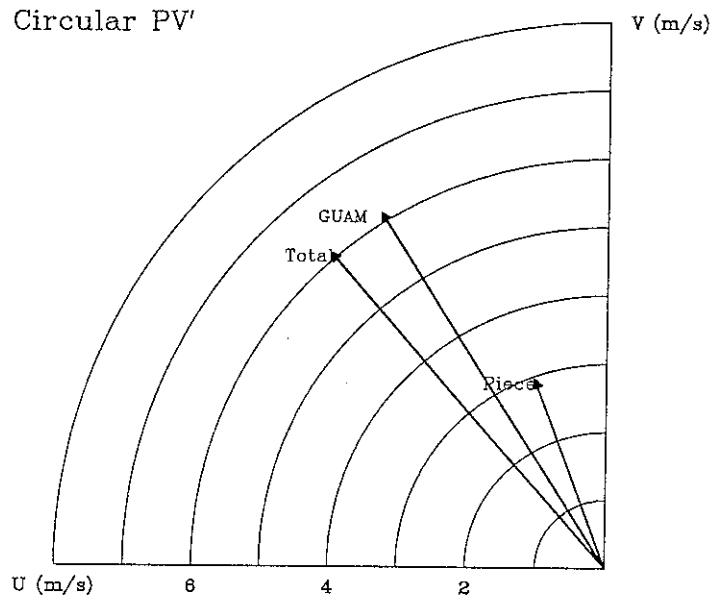


圖22：仿Shapiro(1996)使用半徑為10度，1000-100hPa之圓柱形位渦擾動片反演（用軸對稱基本場）所得的風場並取距颱風中心4度，1000-100hPa環狀深對流平均。圖中GUAM代表實際颱風運動，而Piece則代表圓柱形之區域反演之結果。

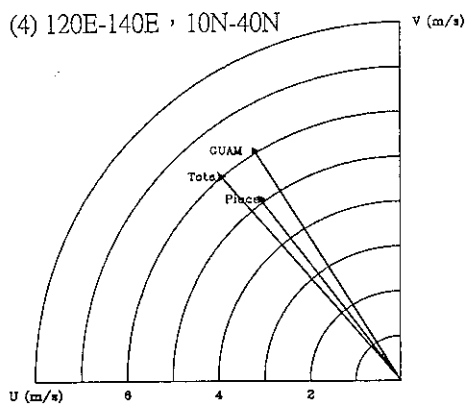
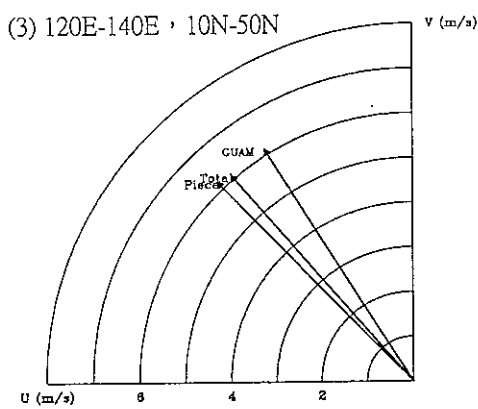
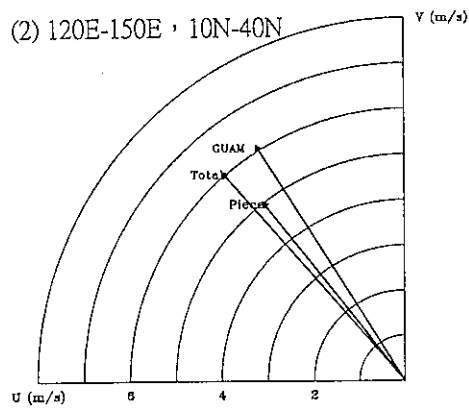
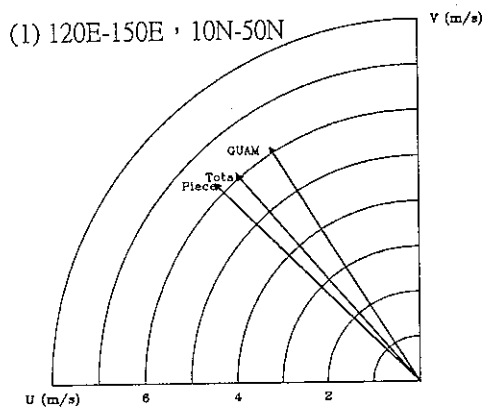


圖23：特殊區域位渦擾動片之反演，分別為：(1) 120E-150E, 10N-50N, (2) 120E-150E, 10N-40N, (3) 120E-140E, 10N-50N, (4) 120E-140E, 10N-40N, 反演所得之風場並取距颱風中心 r , 1000-100hPa環帶狀深對流平均。圖中Total代表 q_r 反演的結果，而Piece則代表標題之區域反演之結果。

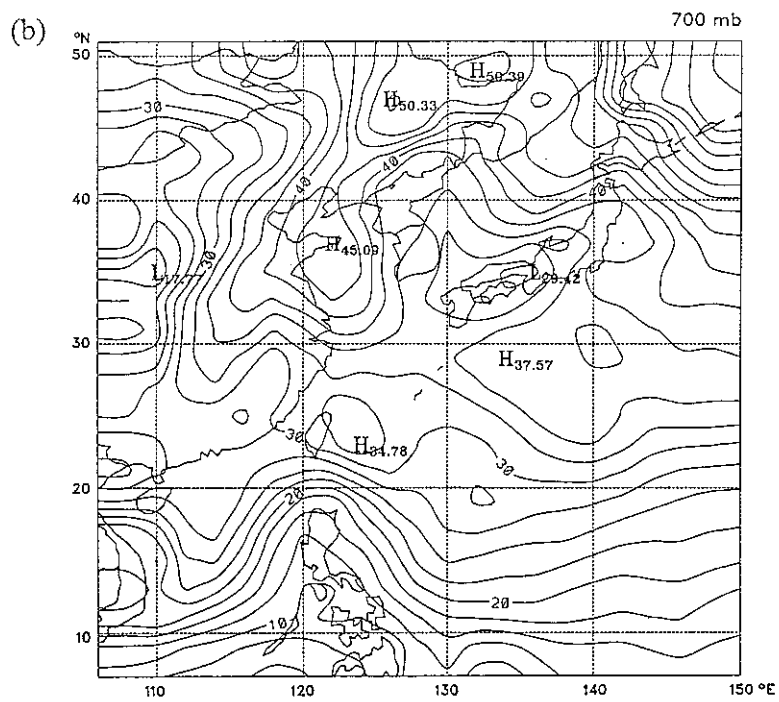
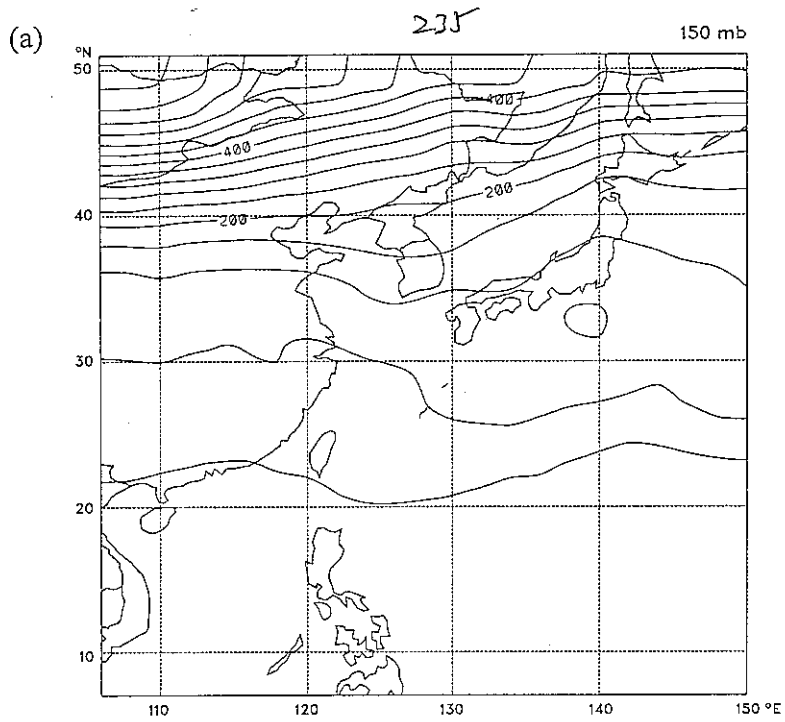


圖24：1994年7-9月位渦季節平均基本場(Mean) (a) 150hPa，
(b) 700hPa。單位：0.01PVU。

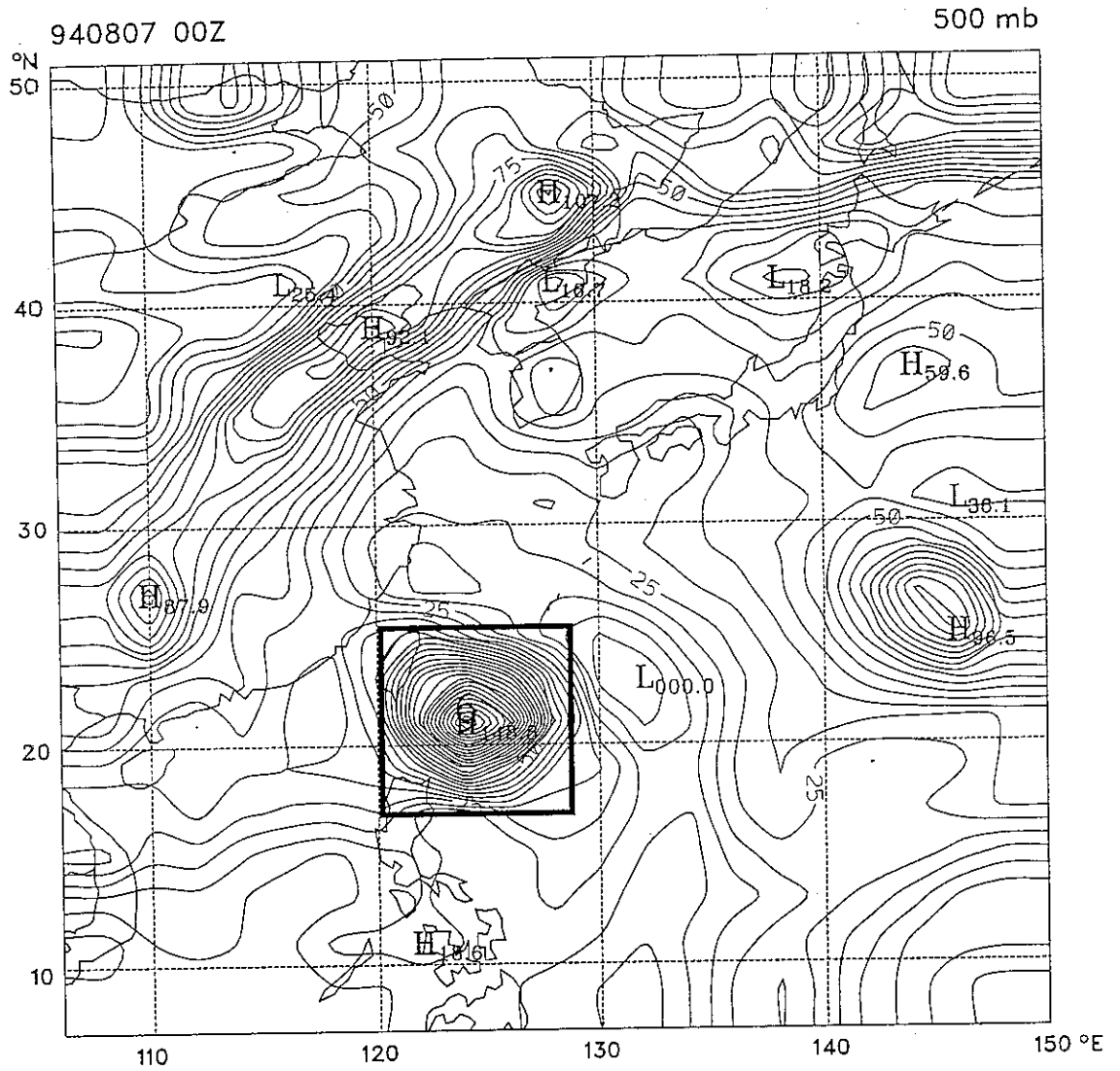


圖25：仿照WEM之方法定義出LS（即與颱風環流有關的位渦擾動，以500hPa為例）
方框的範圍為17N-25N，120E-128E，而圖中顯示此8X8度方框已經幾乎包圍
住正位渦密集區（亦即颱風環流）。單位：0.01PVU。

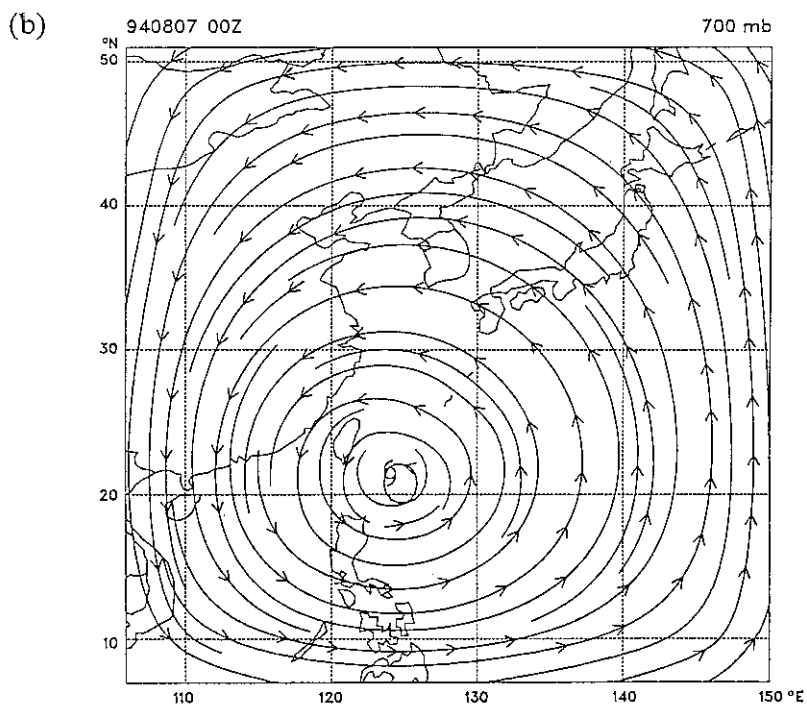
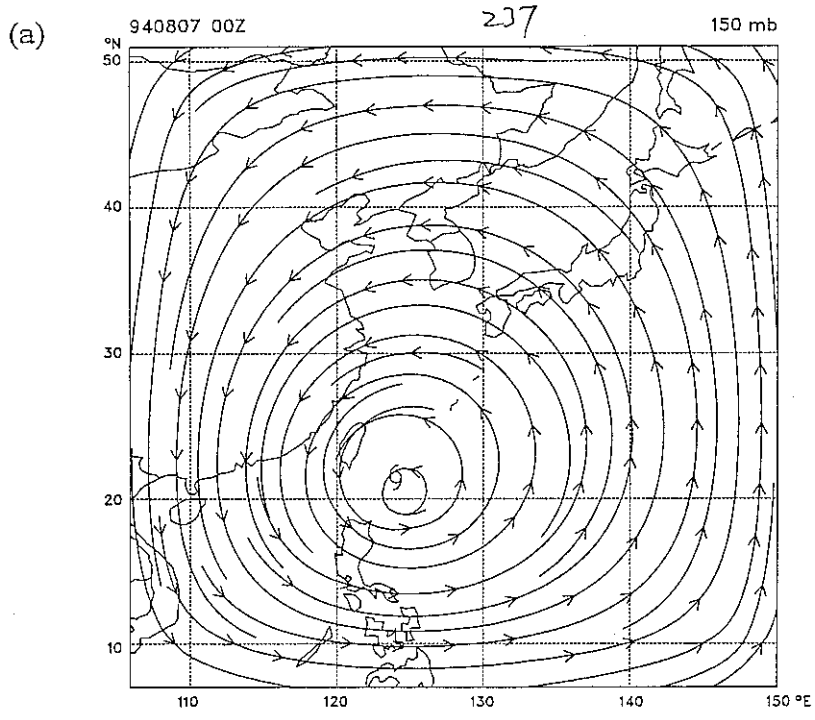


圖26：LS（圖18中的方框區域）經由片段位渦反演的流場，
 (a)150hPa，(b) 700hPa。

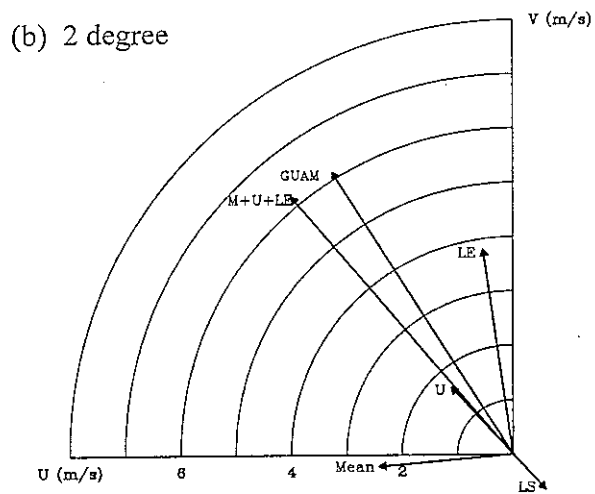
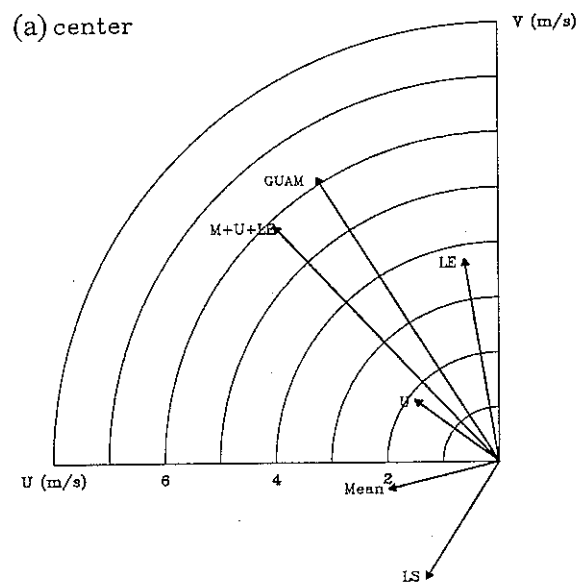


圖27：仿WEM將Mean+LE+U反演的 (a)為通過中心風場，及做 (b) 2° ，1000-100hPa環狀深對流平均。GUAM：實際颱風運動。Mean+LE+U即為WEM之平流向量(advection vector)。

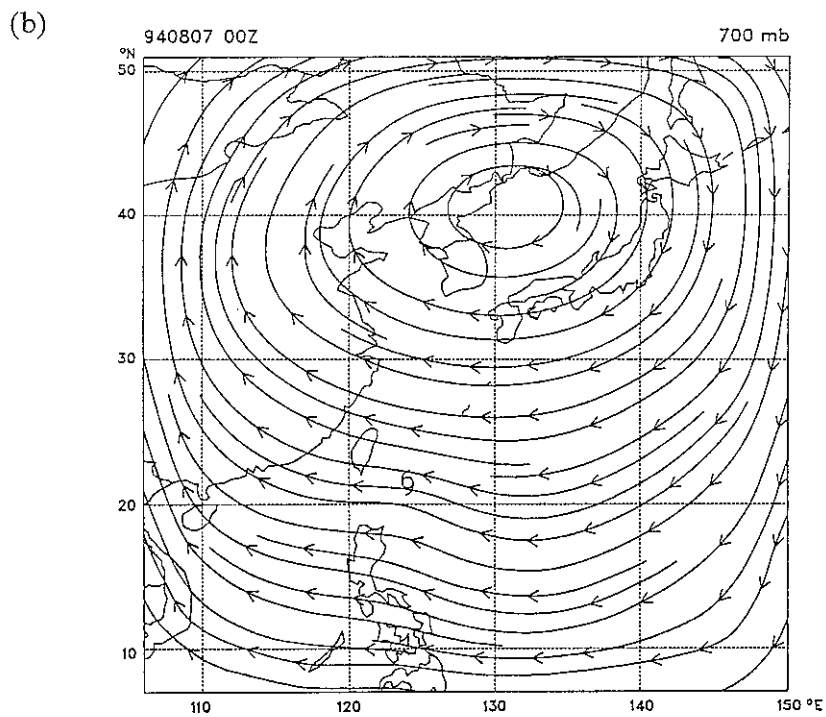
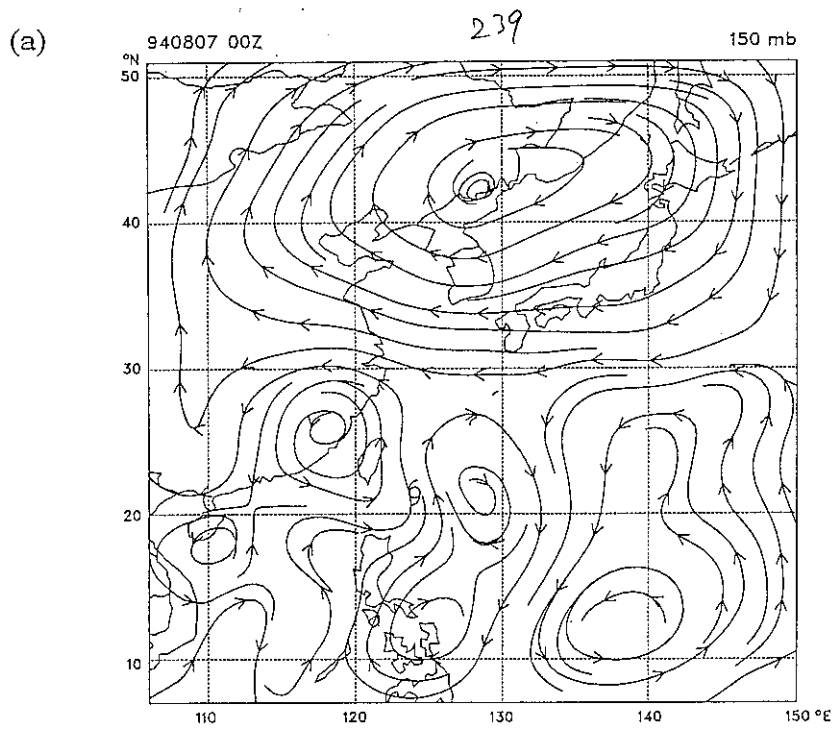


圖28：同圖10，但使用季節平均場。

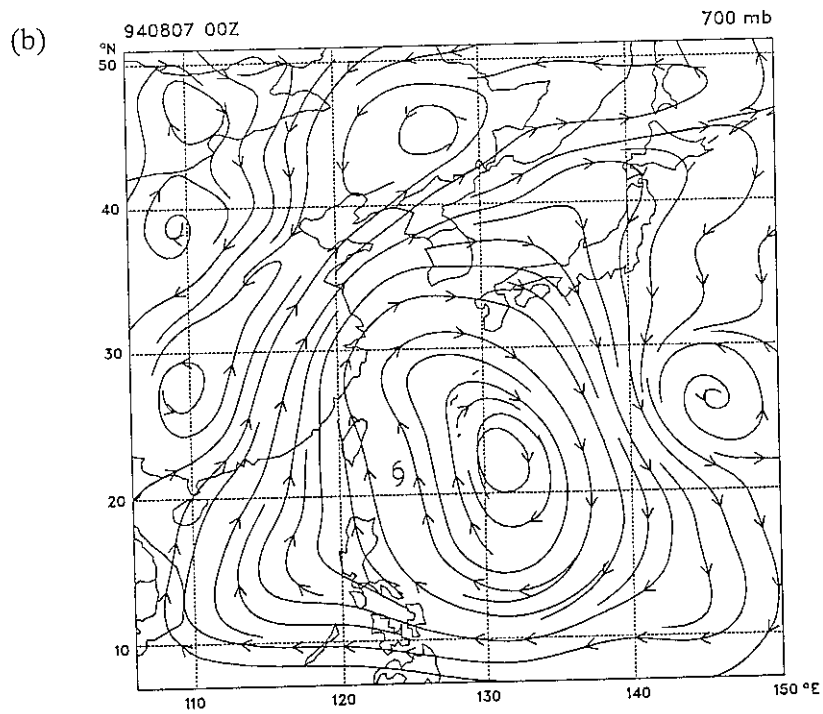
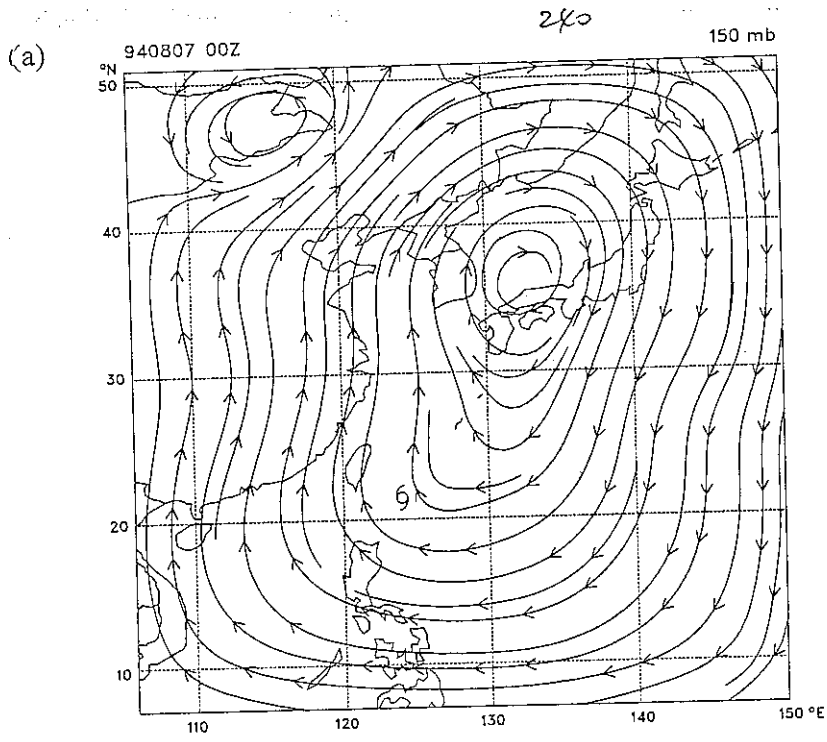
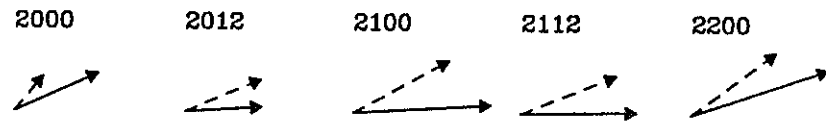
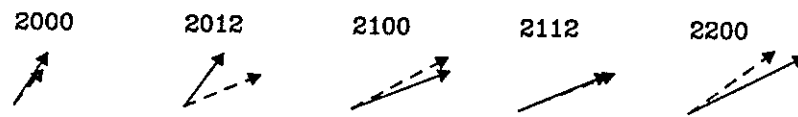


圖29：同圖11，但使用季節平均場且位渦擾動片改用低層環境位渦擾動(LE)。

(a) Traditional Method



(b) Nonlinear balanced flow



(c) Axisymmetric basic state

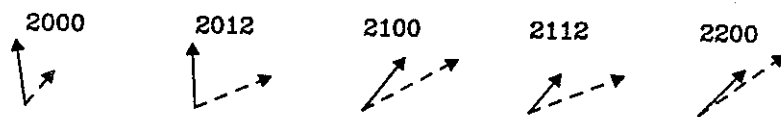


圖30：同圖4，但為賴恩颱風個案，時間為2000-2200，且使用的是 5° ，700-100hPa環狀深對流平均。

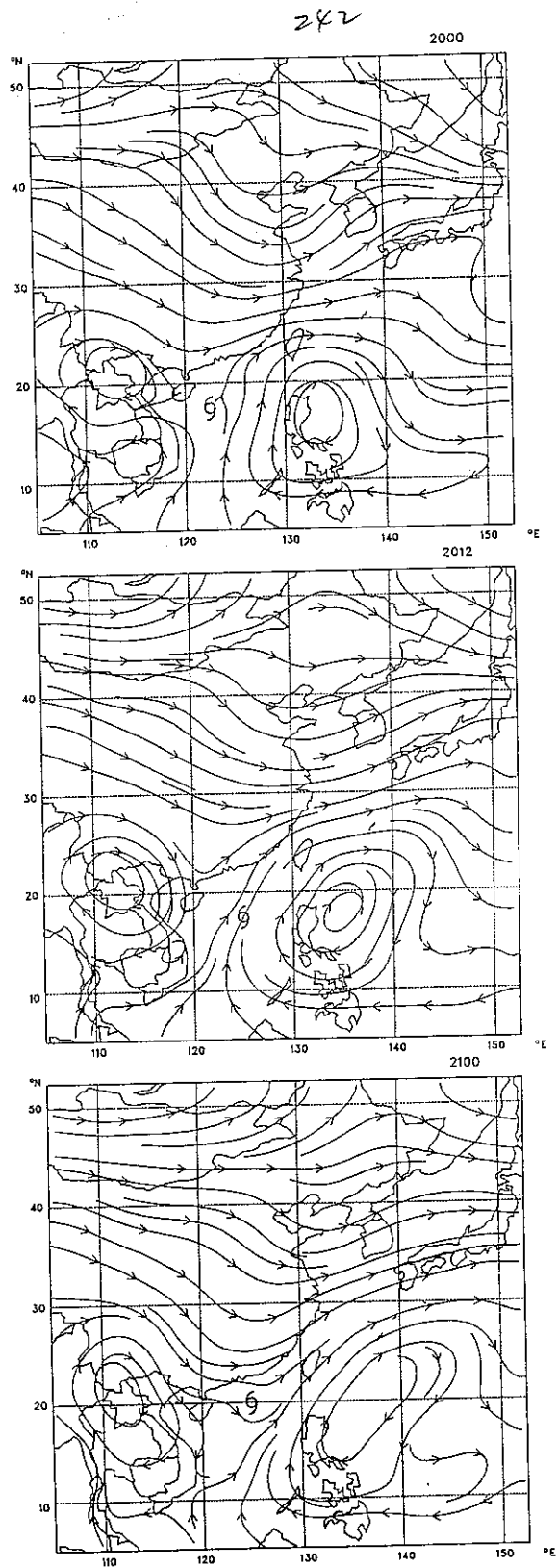


圖31：同圖6，但為賴恩颱風，時間為2000-2200，且使用的是 5° ，1000-100hPa環狀深對流平均。

243

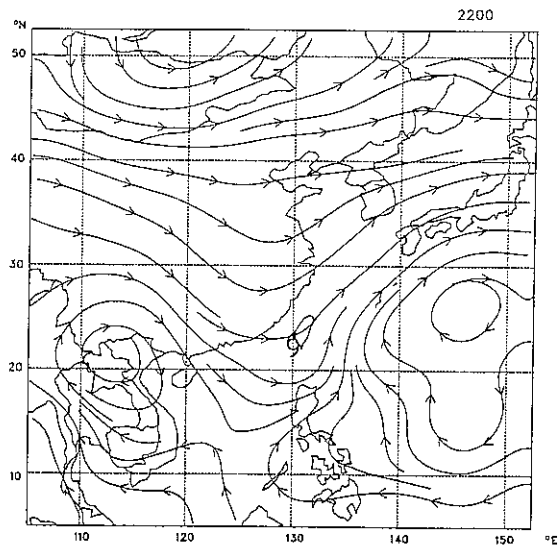
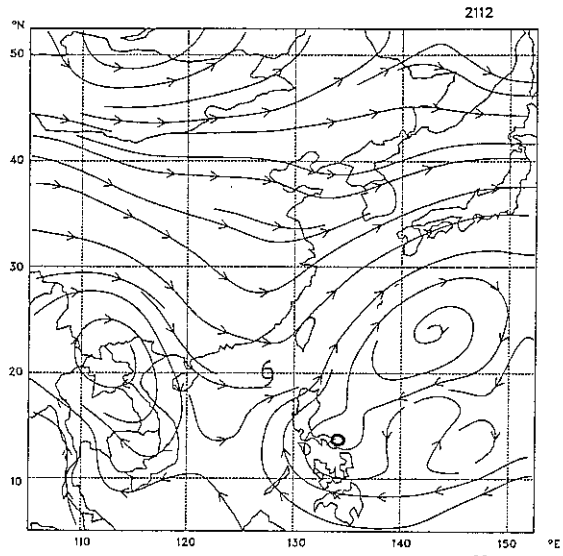


圖31：(續)