

納莉颱風登陸時的結構演變之都卜勒 雷達資料分析

蔡雅婷 陳台琦

中央大學大氣物理研究所

(中華民國九十五年十月五日收稿；中華民國九十六年八月十六日定稿)

摘 要

本研究利用雙雷達風場合成和反演擾動壓力場，進而分析颱風風場在登陸期間結構的變化，瞭解颱風和地形間的交互作用，再藉由動量方程式的診斷分析，進一步了解颱風在登陸期間，造成颱風結構產生變化的原因。

分析結果為：登陸時颱風風場具有非軸對稱特徵，切向風場分布受到地形影響，原本在海上傾斜的最強風半徑結構變得較為直立，徑向風低層徑向入流會沿著地形增厚。中高層切向風場在雪山山脈附近，風速大於 25m/s 強風速區之範圍變大。動量收支分析結果顯示，此中高層風速之增加和動量支垂直傳送（對流）有關；而對流的不均勻分布，亦增加切向風場分布的非軸對稱特徵。中層徑向風場在山脈的附近有徑向外流極大值產生，中高層之徑向風場的分布型態為，在分析範圍北面入流區非軸對稱風速值隨時間增加同時有氣旋式平移的現象，由徑向風場在分析半徑 30 公里之徑向風剖面顯示，低層（高度 2 公里以下）為入流、中層（高度 3~5 公里）為外流，高層（高度 5 公里以上）則具相當高之非軸對稱特徵，有顯著的內流區和外流區。

由動量方程收支發現，切向風風速值隨時間遞減，其中由近地層向上傳送因地面摩擦之較低切向風的垂直傳送十分重要；垂直傳送項對低層入流增厚有相當程度的貢獻。雖然切向風隨時間遞減，但是低層仍然有深厚的徑向入流來維持對流的發展產生大雨。

關鍵字：切向風、徑向風、動量收支

一、前言

颱風的生成、發展，大部份的時間發生在海上，但受限於傳統觀測站的不足，加上飛機、衛星等觀測在時間和空間解析度上的限制，使我們對於颱風的中尺度結構瞭解十分有限。而在地面的傳統雷達、飛機觀測以及機載雷達相繼應用之後，颱風的三維結構才慢慢被發掘；其飛機觀測多半是在寬廣的洋面上，所以對於研究登陸中颱風結構，仍相當有限。

在過去的研究中，Shea and Gray (1973)收集飛機飛行高度的資料，進行合成分析，得到颶風內核環流結構，發現切向風場和徑向風場之極值隨高度改變，風場為不對稱的。隨後機載都卜勒雷達也加入觀測颱風的行列，Marks and Houze(1987)分析颶風 Alicia(1983)的環流結構，發現徑向風有次環流的特徵，徑向入流延伸至邊界層之上，極值位置在 2~4.5 公里，高層有徑向外流。Marks et al. (1992)分析颶風 Norbert(1984)內核結構，發現風場呈現相當程度的不對稱性，並且其不對稱特徵會隨高度改變；在 1 公里高度的徑向風場分布為，颶風移動方向前方為入流，後方為外流，而 3 公里高度的徑向風場是相反的；為了研究風場的不對稱性，作者將風場分解成颶風移動速度、水平平均風、對稱渦旋項、非對稱渦旋項來討論，非對稱的環流為低層有質量的源跟匯，而中層有兩個反向的渦旋。Zhang et al. (2001) 利用中尺度模式模擬颶風 Andrew (1992) 透過分析徑向動量和絕對角動量來檢視颶風內不平衡的力和不平衡氣流。從徑向動量收支可以發現，在眼心底部到眼牆高空外流區有超梯度流和超梯度加速度的特徵。

江(2003)利用 GBVTD(Ground-Based Velocity

Track Display)方法反演颱風登陸前的軸對稱切向風和徑向風，及非軸對稱切向風，分析颱風登陸前回波及風場的三維結構，發現切向風場有不對稱特徵。Wang et al.(2003)、張等(2003)由二維雨滴譜儀觀測發現納莉颱風(2001)在登陸期間的強降水是由個數很多的小粒徑雨滴，在經過局部地區的輻合使雨滴聚集所造成。Liou et al.(2006)利用 Extended-GBVTD 方法進一步反求非軸對稱颱風風場結構，提高非軸對稱徑向風場之準確性，發現颱風登陸後風場結構有不對稱特徵。

納莉颱風(2001)在侵台時，其颱風結構受到台灣複雜地形所影響，使得水氣受到地形抬升後凝結而帶來豐沛降水，對全台造成嚴重的災情。因此，對於颱風登陸時期結構變化的研究便顯得十分重要，吾人將對於颱風登陸期間之風場結構做進一步的分析及探討。

本研究將納莉颱風登陸前 1 個小時(9 月 16 日 2100LST)至登陸後 3 個半小時(9 月 17 日 0030LST)中正機場雷達資料和五分山雷達的資料做雙雷達風場合成，再將所合成之風場由直角座標轉系統轉換成颱風的圓柱座標系統，扣掉颱風本身的移動速度後，進而分析颱風風場在登陸期間結構的變化，希望瞭解颱風和地形間的交互作用。最後取時間 2145LST~2200LST 藉由動量方程式的診斷分析，期望能夠進一步了解颱風在登陸時，造成颱風風場結構產生變化的原因。

本文第二節為介紹資料的來源、雷達資料處理方法與分析方法；第三節為颱風結構的演化；第四節將針對納莉颱風(2001)在登陸時的結構作詳細討論；而動量方程診斷收支項則放在第五節；最後為結論與展望。

二、資料處理與分析方法

雷達資料處理方法主要是採用鄧(1999)發展的台灣地區雷達分析系統(Radar Analysis System for Taiwan Area, 簡稱為 RASTA); 將五分山雷達和中正雷達的全體積掃描資料個別放進 RASTA 第一部份, 進行去除地形、風場偵錯、平滑、修補後, 將資料內插到以五分山雷達站為中心位置的追隨地勢座標上, 再把兩組資料放進 RASTA 的第二部份做雙都卜勒風場合成、反演擾動溫度場和擾動壓力場, 最後將追隨地勢座標系統轉換成直角座標系統。

因為 RASTA 系統主要是架構在直角座標系統上, 為了更進一步了解颱風的結構, 吾人將風場資訊由直角座標系統轉換成圓柱座標系統, 來做分析討論。本文分析方法主要可分為兩個部份討論: 第一部份: 扣掉颱風的移動速度(向西南西行進 6km/hr), 即 $\vec{v}_{rel} = \vec{v}_{total} - \vec{v}_s$ (\vec{v}_{rel} : relative wind, \vec{v}_{total} : total wind, \vec{v}_s : storm motion), 做結構上的分析。第二部份: 未扣掉颱風的移動速度, 討論動量方程式的收支項。

三、颱風結構的演化

納莉颱風(2001)在登陸前、登陸後的風場結構, 前人已經做過許多研究討論(江, 2003; 張等, 2003; Wang et al., 2003; 林, 2004; Liou et al., 2006; 高, 2003), 但對於颱風在登陸期間風場結構和回波場的改變, 仍然沒有詳細被探討, 本節將對逐時之五分山雷達回波場以及雙雷達合成在颱風中心登陸期間(分析的時間為 2100LST ~ 0030LST) 之風場和擾動壓力場的變化加以討論。

(一) 雷達回波場隨時間之變化

在此所採用的為五分山雷達所觀測之回波場, 原點為五分山雷達的位置。由圖 1 可明顯發現, 颱風在未登陸時(1656LST~2002LST 圖 1a~1d, 3 小時內) 3 公里高度的回波值皆有隨時間增強的現象, 並且可以清楚的看出明顯的颱風眼、颱風的螺旋雨帶結構和雨帶上的小對流胞。當時間為 2100LST 時, 回波仍然持續增強, 其回波極大值出現在颱風中心的東方象限。颱風登陸時(2158LST, 圖 1f) 颱風眼結構逐漸被破壞, 強回波區域增多, 分布在颱風中心東北、西北象限。颱風登陸後一小時(2301LST, 圖 1g) 颱風眼消失不見, 但在五分山雷達的東、東南方向仍有零碎的強回波區。

(二) 登陸前後中低層風場和擾動壓力場

為探討風場值和擾動壓力場值隨時間之變化, 選取的分析時間為颱風登陸前 1 小時至登陸後 3 個半小時(9 月 16 日 2100LST~9 月 17 日 0030LST) 每 15 分鐘一筆共 15 筆資料。利用 RASTA 所求出在 4 公里高度之風場和擾動壓力場討論以颱風中心切沿徑向東西方向之風速隨時間之變化, 因為低層的風場和擾動壓力場資料較為不足, 為了資料的完整性, 所以選取 4 公里高度來做分析, 會有比較多的資料可以分析討論, 由圖 2 得知 ($totalwind = \sqrt{u^2 + v^2}$, u =東西方向水平風場, v =南北方向水平風場), 在 2100LST-2145LST 如圖 2a, 此時颱風尚未移入雙雷達可以合成的分析範圍內, 僅可得到颱風中心以西之風場, 可看出越靠近颱風中心其風速值越大, 而越遠離颱風中心其風速值越小, 颱風具有阮肯渦旋(Rankine vortex: $V = V_{max} \left(\frac{R}{RMW} \right)$, $R \leq RMW$; $V = V_{max} \left(\frac{RMW}{R} \right)$, $R > RMW$;

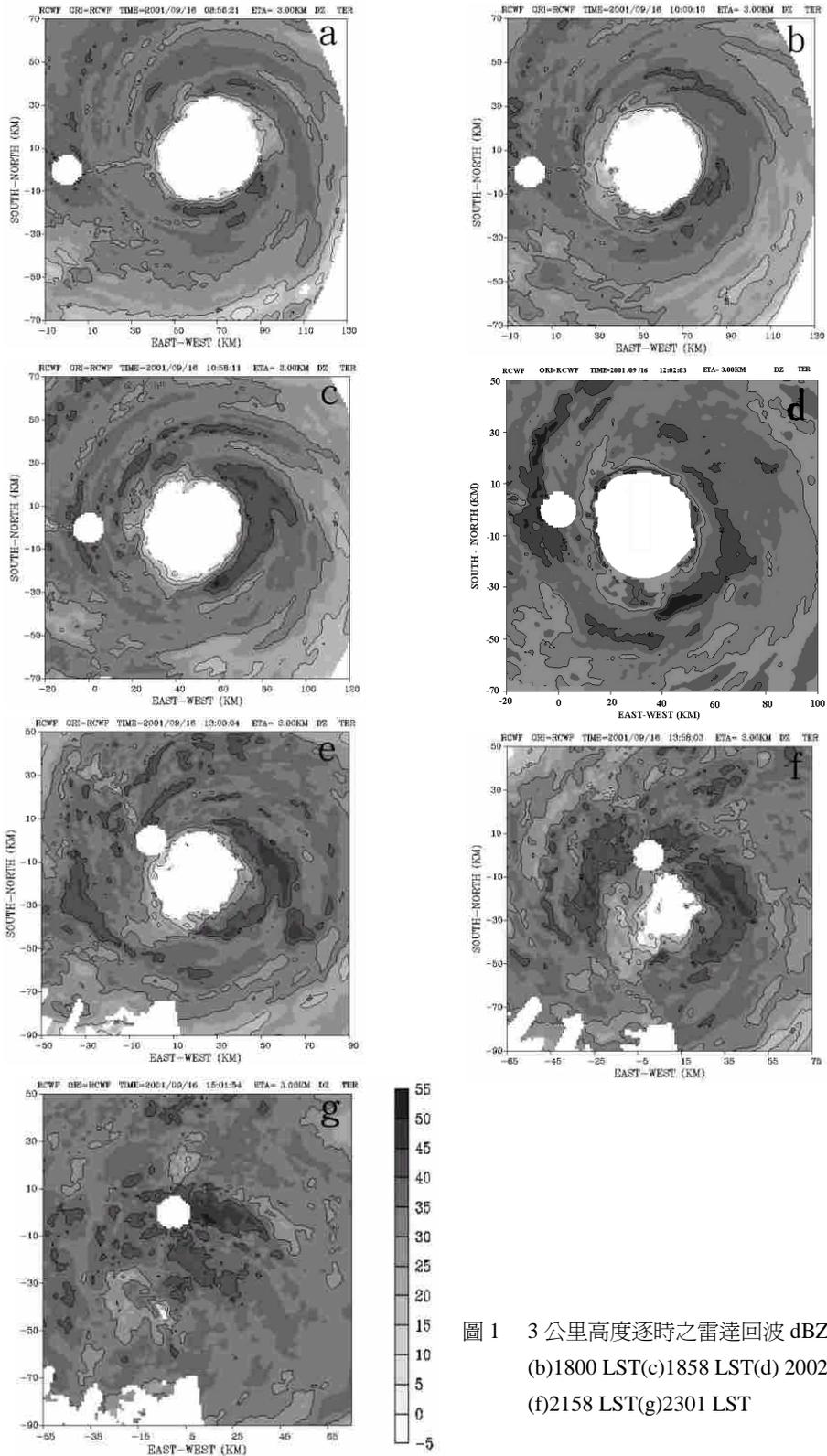


圖 1 3 公里高度逐時之雷達回波 dBZ(a)1658 LST (b)1800 LST(c)1858 LST(d) 2002 LST(e)2100 (f)2158 LST(g)2301 LST

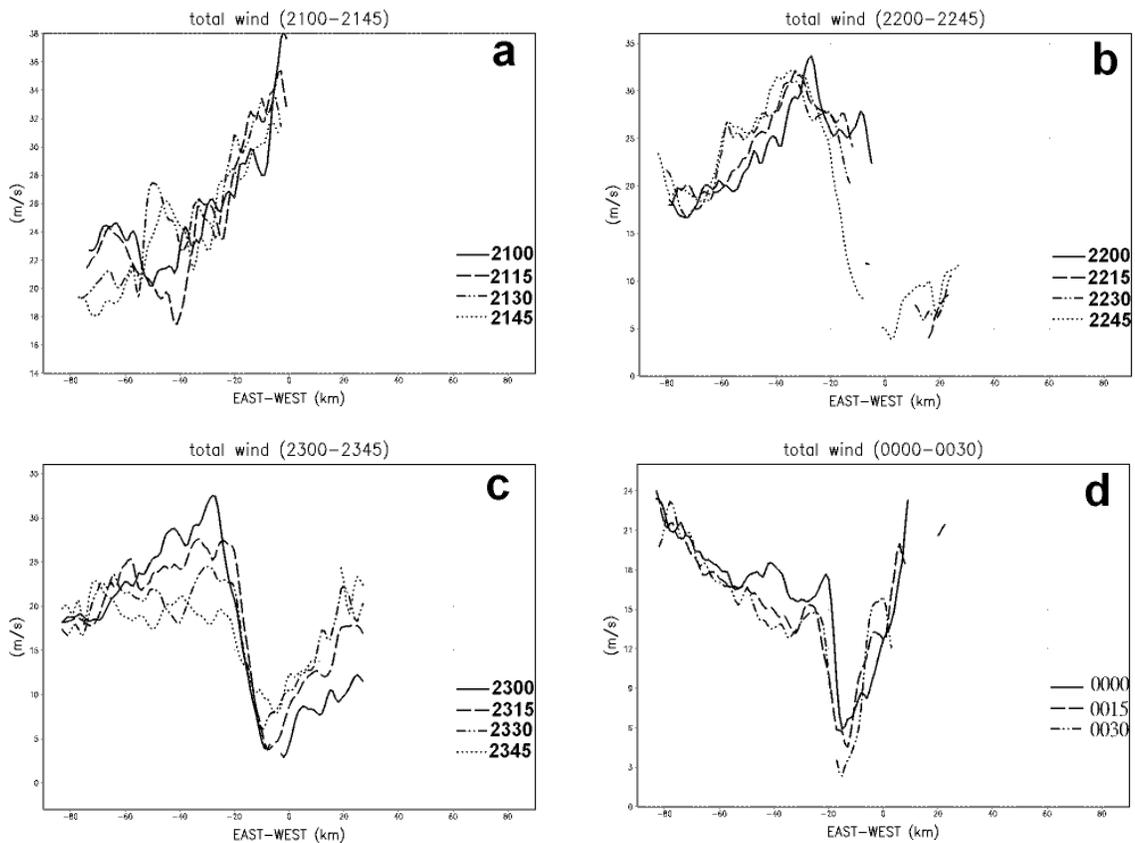


圖 2 4 公里高度風速值隨時間的變化 m/s (a)2100-2145 LST (b)2200-2245 LST (c)2300-2345 (d)0000-0030 LST

RMW : Radius of maximum wind)的特徵，並且最大風速值會隨著時間增加而減少。

颱風登陸後一個小時如圖 2b 時間為 2200LST-2245LST，可以看出風速大於 30m/s 的 RMW 位置和颱風中心風速極小區，此時雖然颱風已登陸，但在這個小時內風速極大值沒有明顯減弱風速值約為 31m/s~34m/s，在 RMW 之外以西的風速值有隨著時間而遞增的現象，主要是由於颱風中心西側已受到地形影響，低層較高的切向風被地形所抬升所導致，此部份稍後將深加探討。

颱風登陸後 2 個小時分析時間為 2300LST-

2345LST (圖 2c)，最大風速值隨著時間明顯遞減，2300UTC 最大風速值為 32.7m/s，而 2345UTC 風速值降為 19.8m/s，颱風中心以西 RMW 外風速向外減小的斜率也隨時間有明顯的斜率減緩現象，沿著颱風中心的東方，風速值隨時間而增加，風場呈現出不對稱的特徵。分析時間為 0000LST-0030LST (圖 2d)，其風速極值明顯降低，在颱風中心仍有最低值，沿著颱風中心東西兩側有非軸對稱的風速變化。

接下來討論擾動壓力場的變化，因為在分析範圍內含有基線的存在，而反演方法必須在分析區域南、北兩半部各自反演其擾動壓力場，故導

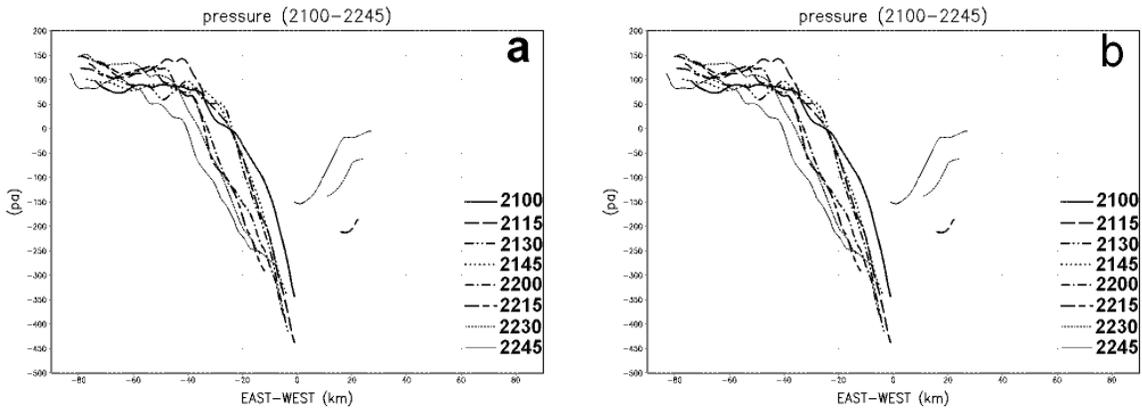


圖 3 4 公里高度之擾動壓力場隨時間之變化 m/s (a)2100-2245LST (b)2300-0030LST

致南、北兩半部的擾動壓力場呈現不連續的情況。由圖 3 可看出在登陸(2100LST)之後，颱風中心之擾動壓力場逐漸加深；在登陸後颱風中心之擾動壓力場開始逐漸被填塞，2315LST-0030LST 期間，明顯看出颱風中心擾動氣壓被填塞，有颱風中心外圍擾動氣壓和颱風中心擾動氣壓的差值減少。

四、登陸期間颱風的內核結構

上一節可以大致瞭解颱風在登陸期間結構的改變情形，接著本節將針對颱風中心在登陸時約 30 分鐘之颱風內核結構變化加以詳細討論，所選用分析的時間為 2001 年 9 月 16 日 2145LST、2200LST、2215LST。分析方法為將 RASTA 做出來直角座標系統之風場，轉換成颱風的圓柱座標系統，再將風場分解成徑向風場和切向風場來討論。為了進一步了解颱風內核區風場的水平和垂直結構特性，在此吾人所使用的風場為相對於颱風系統之風場。因為颱風結構常具有高度非對稱性，所以本文在分析時會採用不同高度、方位的資料來進行分析。

(一) 切向風和徑向風的水平結構

在水平風場分析上，因為低層資料較顯不足，故採用 3 公里高度來表示低層資訊，而因為山脈高度皆低於 5 公里故選此高度。水平切向風場如圖 4：高度 3 公里之切向風（圖 4a、c、e），在北面的分析範圍 25m/s 等風速線的區域隨時間明顯減小，在野柳附近的風速值從 35m/s 減小為 25m/s，南面的分析範圍 30m/s 等風速線區域同樣也隨著時間減小。高度 5 公里之切向風風速(圖 4b、d、f)，在南面分析範圍 25m/s 切向風等風速線有沿著氣旋式旋轉方向變寬的特徵，亦即風速值大於 25m/s 的區域會往南邊增加，且在山區出現極大值；切向風速在分析範圍北面和南面呈現出非常不對稱的現象。

水平徑向風場如圖 5：高度為 3 公里之徑向風場中顯示（圖 5a、c、e），在北面分析區域的西北方有較強的徑向入流，另外在南面分析區域中，在地形上也有較強的徑向入流(-6~9m/s)。高度為 5 公里徑向風場（圖 5b、d、f）在其北面分析範圍可發現徑向風場風速小於 0m/s 的區塊，有隨時間增加而產生氣旋式平移的現象，即徑向入

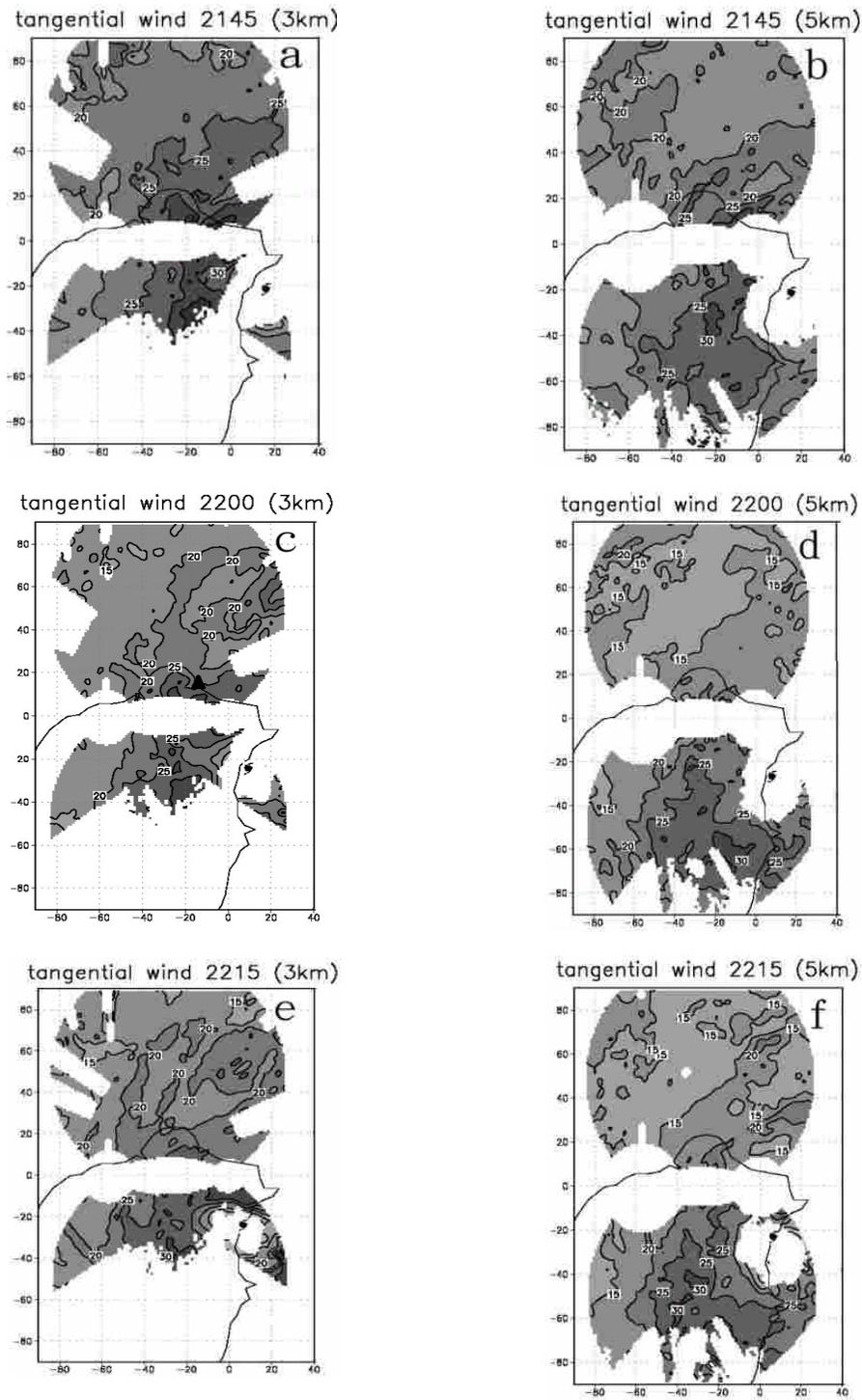


圖 4 水平切向風場隨時間之變化 m/s (a)2145LST3km (b)2145LST5km (c)2200LST3km (d)2200LST5km (e)2215LST3km (f)2215LST5km 圖(c)的黑色三角形位置為野柳。

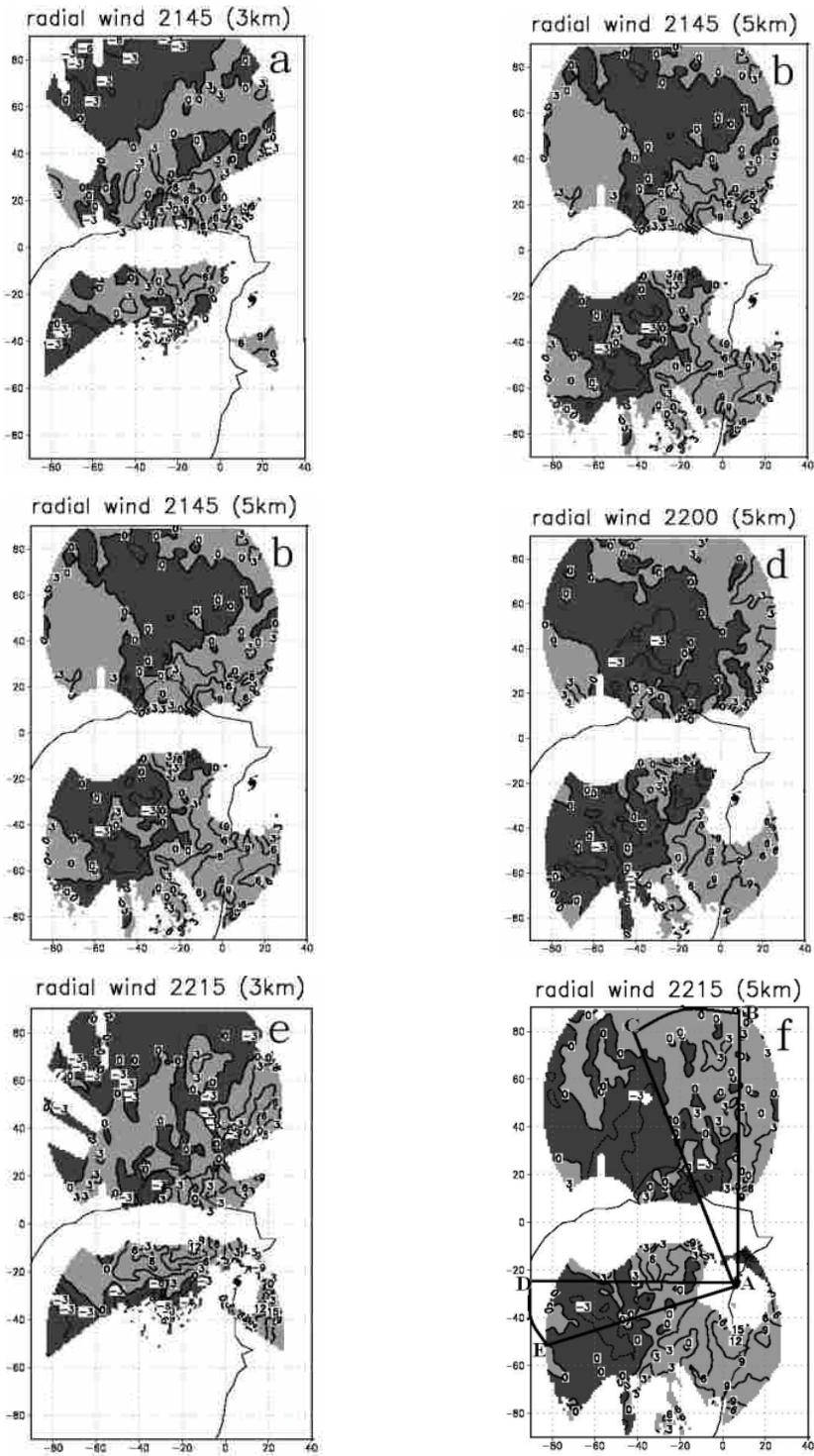


圖 5 水平徑向風場隨時間之變化 m/s，深色灰階為入流，淺色灰階為外流(a)2145LST3km (b)2145LST5km (c)2200LST3km (d)2200LST5km (e)2215LST3km (f)2215LST5km。

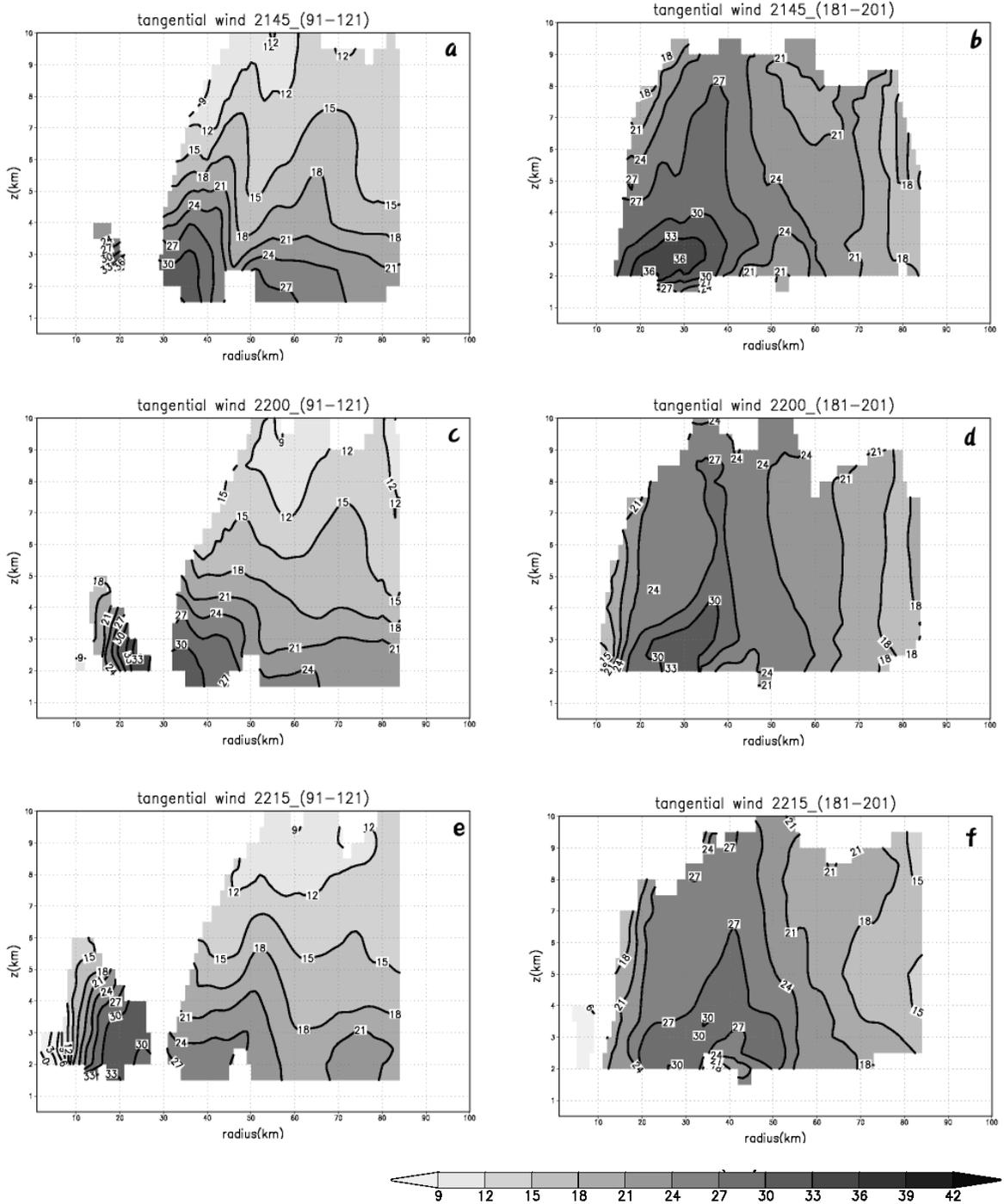


圖 6 切向風場垂直結構隨時間之變化 m/s (a) 2145LST 方位角平均 91-121(b)2145LST 方位角平均 181-201(c) 2200LST 方位角平均 91-121(d) 2200LST 方位角平均 181-201(e)2215LST 方位角平均 91-121(f)2215LST 方位角平均 181-201

流的區塊有氣旋式旋轉的現象；南面分析範圍在雪山山脈的背風處有徑向外流極大值產生，且徑向外流值隨時間遞增，徑向風速在分析範圍北面 and 南面也呈現出極為不對稱的現象。

(二) 在不同地形上之颱風風場結構

由風場在不同高度層的水平結構得知，颱風風場呈現相當程度的不對稱特徵。為了探討不同地形上之颱風風場結構，故以颱風中心之正東方為 $\lambda = 1$ ，正北方為 $\lambda = 91$ ，正西方為 $\lambda = 181$ ，正南方為 $\lambda = 271$ ，在此將颱風中心的北北西方向方位角 $\lambda = 91-121$ （如圖 5f ABC 扇形範圍）之風場做區域平均，選取區域大部份在海上和些許 1 公里以下之地形，代表風場在沒有受到地形影響的情況，此後以 A 區來表示；而颱風中心西南西方向，方位角 $\lambda = 181-201$ （如圖 5f DEF 扇形範圍）之風場平均，選取區域為台灣陸地上並有經過 1 公里以上的山脈，表示在有地形情狀下之風場，以 B 區來表示，來討論 A、B 兩個區域風場之差異性。

切向風場的垂直剖面為圖 6，原點為颱風中心，x 軸為徑向距離，y 軸為高度。A 區（圖 6a、c、e）在登陸半個時期間之共同特性為：切向風有隨高度傾斜的特徵，最大風速皆出現在低層（風速大於 30m/s 區域，出現在 3 公里高度以下），並且風速隨高度向上遞減；在徑向距離為 40 公里處，切向風 27m/s 的等風速線約在 4 公里以下；所選取之區域經過 RMW 和螺旋雨帶，所以切向風速極值出現雙峰的情形，此現象可由雷達回波圖（圖 7a、b、c）加以解釋，隨著時間增加其雙峰特徵變的較為不明顯。

切向風場的垂直剖面在 B 區（圖 6b、d、f），風速極大值呈一細長狀，並且有向高層延伸的特

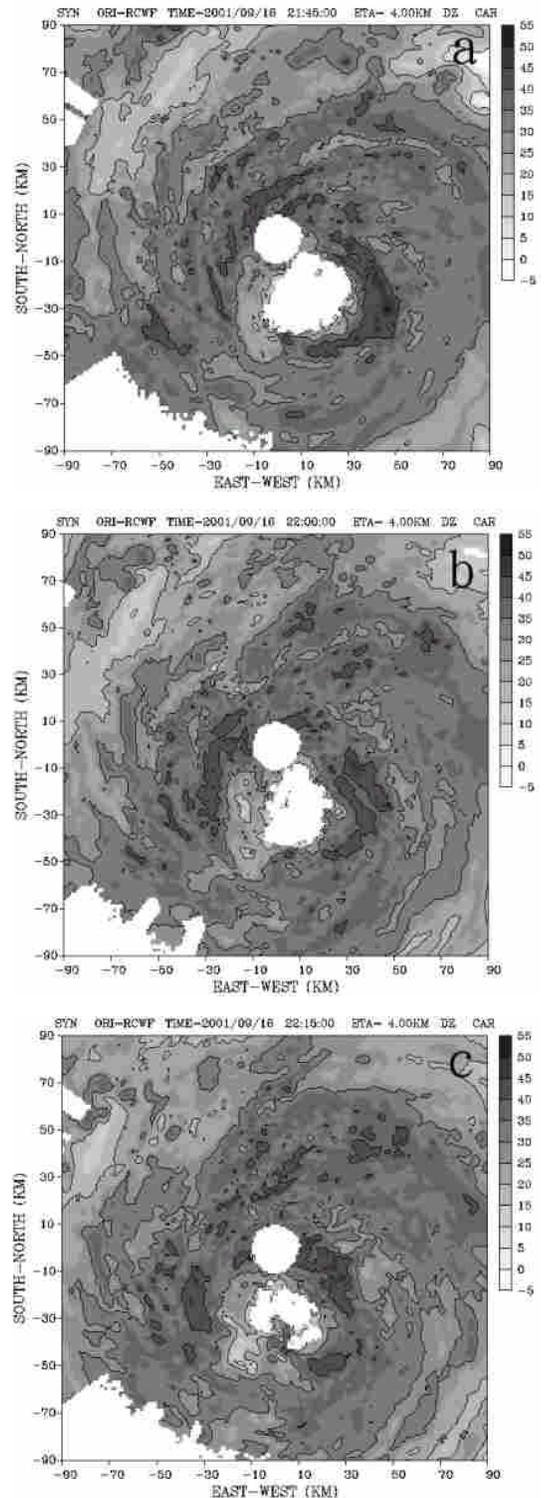


圖 7 4km 高度五分山雷達回波圖 dbz (a)2100LST (b)2200LST(c)2215LST。

徵，在徑向距離為 40 公里處，切向風 27m/s 的等風速線延伸至 5 公里以上，其切向風隨高度傾斜的結構相較於在 A 區來的直立，且所在的位置和垂直運動（圖 8b、d、f）十分吻合。由分析的 3 個時間來看，中低層切向風速明顯隨時間而遞減，最大切向風速會隨著時間的增加而由颱風中心沿著徑向向外移動。

$$\text{圖 8 垂直速度垂直剖面 } (w = \frac{Z_t - Z_g}{Z_t} (\dot{\eta} + w_t))$$

， w ：垂直速度場， Z_t ：頂層高度， Z_g ：地勢高度， $\dot{\eta}$ ：風場輻合、輻散產生所產生的垂直速度， w_t ：地形強迫作用所產生的垂直速度，垂直速度之計算參考 Teng et al. (2000)：A 區（圖 8a、c、e），因為分析區域未受到地形所影響，垂直速度僅由雨帶上的風場輻合所產生，所以垂直速度值較小；而在 B 區（圖 8b、d、f）因為分析區域有經過複雜地形，所以垂直速度除了風場本身的輻合之外，還要加上雪山山脈地形舉升所產生的垂直速度，故其值較大。

圖 9 為徑向風場垂直剖面：徑向風場有次環流的特徵，低層為入流、中高層有外流。徑向風場垂直剖面在 A 區（圖 9a、c、e），低層徑向入流約在 3 公里之下，颱風登陸之後（2200LST）徑向入流最大值由-9m/s 降低至-3m/s，變得較弱較平淺。

在 B 區（圖 9b、d、f），颱風登陸後 2200LST2 公里高度的徑向入流之最大值約由登陸前（2145LST）-9m/s 增加為-12m/s，有明顯變強，徑向入流-3m/s 等值線的高度可以超過 4 公里，明顯有變深厚的現象，孫(2000)研究賀伯颱風(1996)與地形的交互作用，也發現低層徑向入流有明顯變厚的現象。

(三) 切向風和徑向風沿方位角之弧狀剖面

由風場在北區及西區之平均徑向剖面得知，在沒有地形情況的風場結構和有地形情況之風場結構兩者具有相當程度的差異。所以，想要瞭解風場和地形之間有何相關性存在，故以颱風中心，分別沿徑向半徑 30 公里由正北方開始沿方位角逆時針取 180 個資料形成之弧狀剖面來討論風場的變化。

颱風登陸期間半小時之切向風場垂直結構如 10a、c、e，原點為颱風中心之正北方， x 軸為方位角(λ)， y 軸為高度(km)：由圖 10 可看出，切向風在 3 個時間皆有隨方位角(λ)增加而向上抬升的趨勢；因為近地層受到地表摩擦力的影響會減低風速值，其切向風速的垂直變化為先減少再增加，切向風速最大值出現在離地表 1.3 公里處；切向風速值在山脈上會被向上抬升，使得最大風速值出現在山頂，如圖 10a 中切向風 30m/s 等風速線在 $\lambda = 150$ 迎風波時 $z \approx 3km$ ， $\lambda \approx 190$ 時 $z \approx 4km$ ，而 $\lambda \approx 220$ 背風坡時 $z \approx 3.5km$ 形成一個波變化。

徑向風場垂直結構為圖 10b、d、f：低層為入流、中層為外流，而高層為存在著外流和入流的不對稱現象；和切向風風速會沿著地形抬升類似，低層入流也有隨地形上升而逐漸向上抬升的現象，中層為外流，但因為底層的入流遇到地形所抬升，所以有一點入流出現，可能是低層徑向入流垂直向上強迫擠入所導致，其原因將在稍後利用動量方程來討論。

由弧狀剖面得之，切向風場和徑向風場皆具有非軸對稱的特徵，並且風場皆會隨著地形而向上抬升。

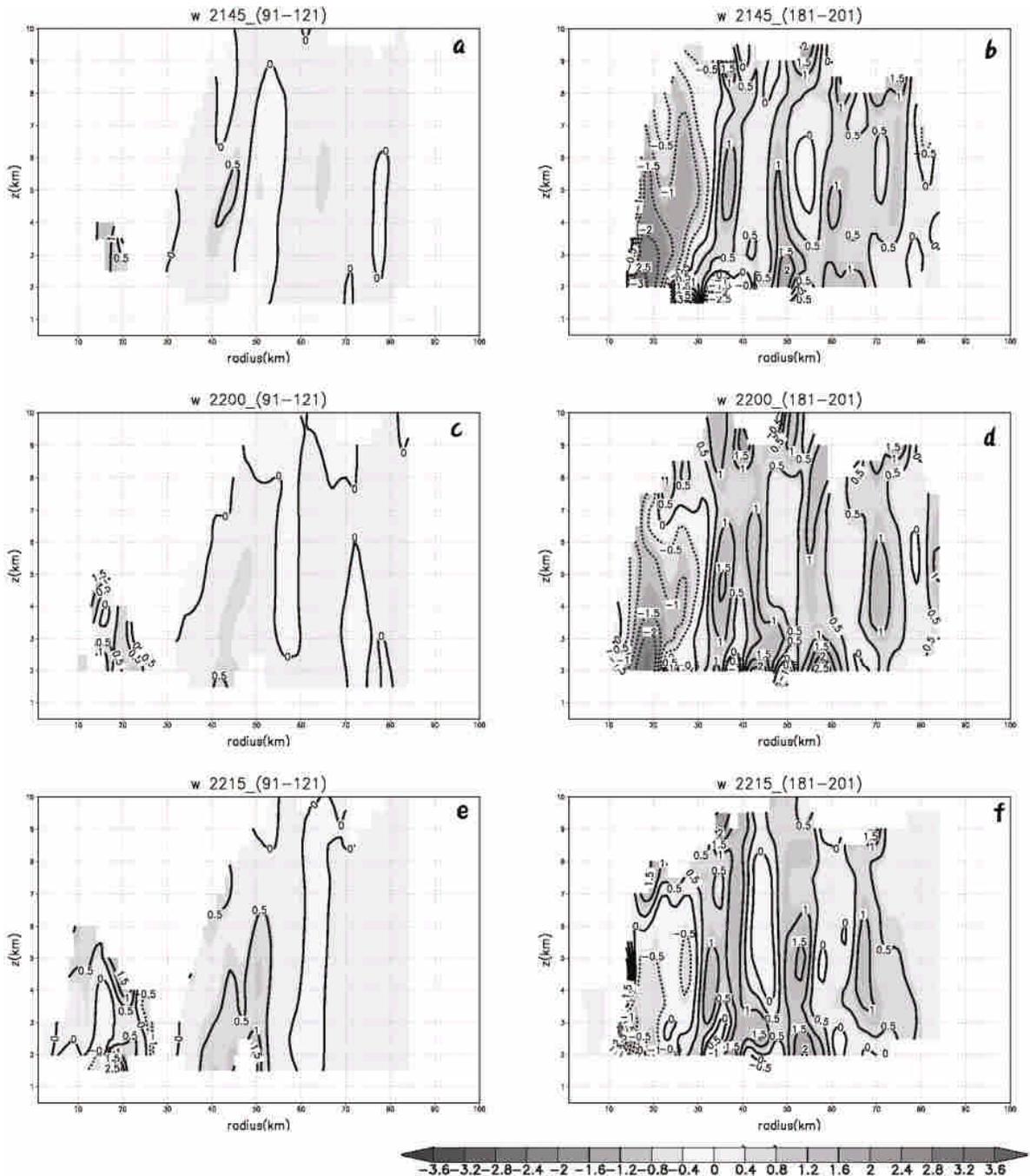


圖 8 垂直速度場垂直結構隨時間之變化 m/s (a) 2145LST 方位角平均 91-121 (b)2145LST 方位角平均 181-201 (c)2200LST 方位角平均 91-121 (d) 2200LST 方位角平均 181-201 (e)2215LST 方位角平均 91-121 (f)2215LST 方位角平均 181-201。

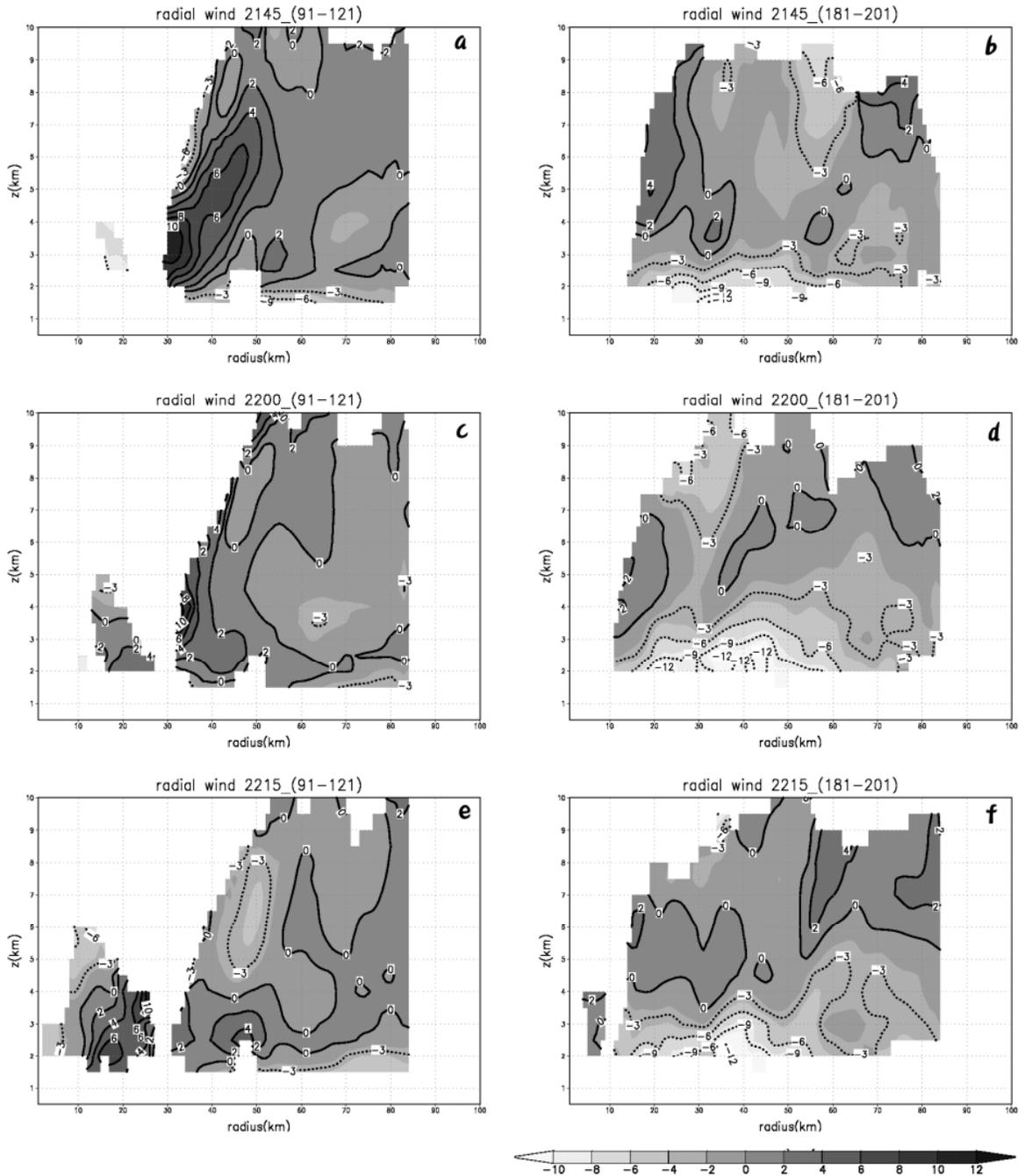


圖 9 徑向風場垂直結構隨時間之變化 m/s (a) 2145LST 方位角平均 91-121、(b)2145LST 方位角平均 181-201、(c) 2200LST 方位角平均 91-121、(d) 2200LST 方位角平均 181-201、(e)2215LST 方位角平均 91-121、(f)2215LST 方位角平均 181-201。

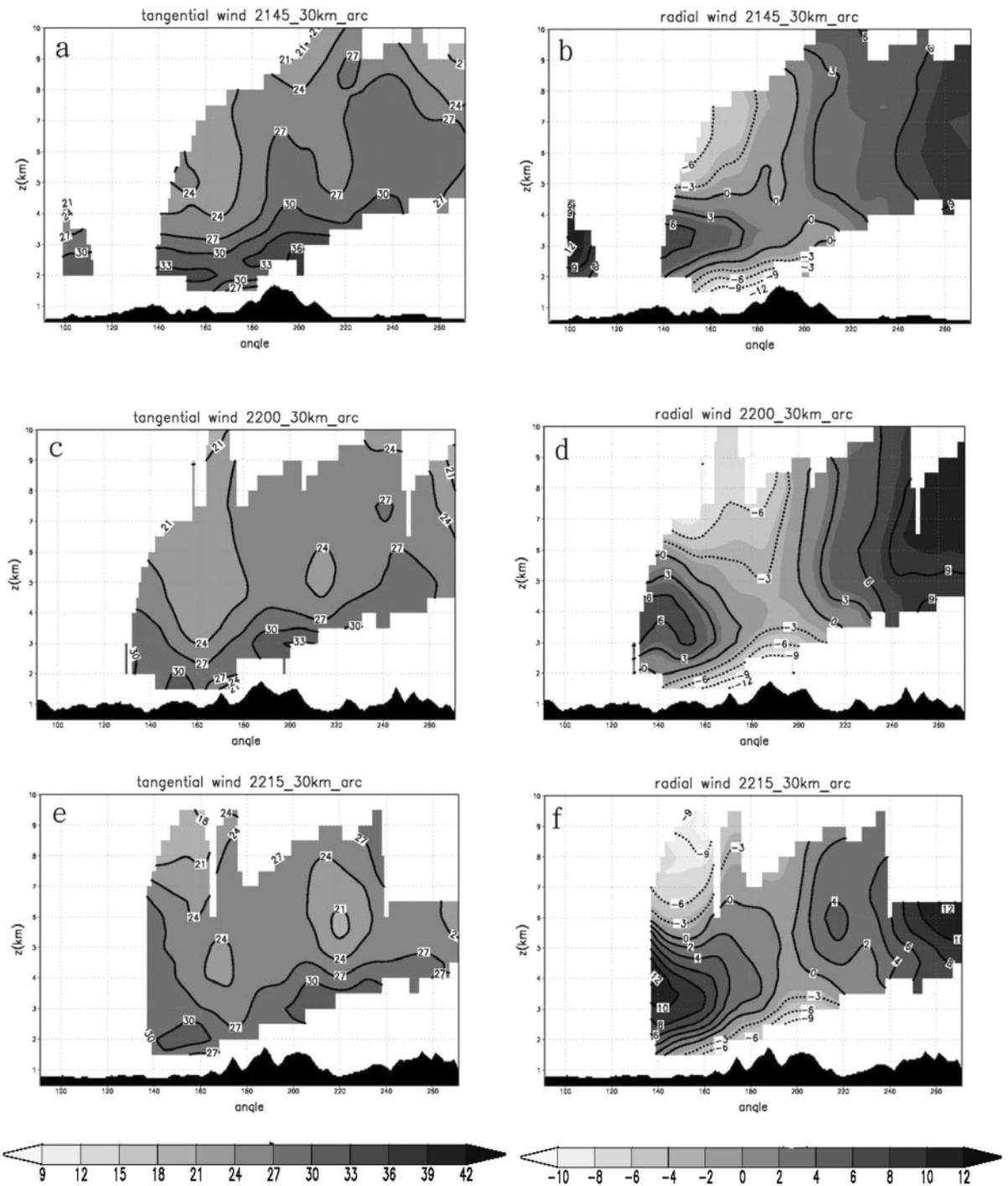


圖 10 切向風和徑向風在 30 公里之弧狀剖面 m/s (a)2145LST 切向風(b) 2145LST 徑向風 (c)2200 LST 切向風(d)2200LST 徑向風(e)2215 LST 切向風(f) 2215LST 徑向風

五、分析非軸對稱的結構變化

由先前分析發現颱風的風場結構具有非軸對稱特徵，並且會隨著時間而變化，本節想要利用動量方程式來分析切向風場減小和徑向風場結構的改變的原因，選用的分析時間為 2145LST、2200LST。因為要討論方程式每一項對於風場變化的貢獻，故所使用的風場為 \vec{V}_{total} (total wind)。

在圓柱座標系統下的動量方程式為：

$$\frac{dv_r}{dt} - fv_t - \frac{v_t^2}{r} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + F_r,$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + v_r \frac{\partial}{\partial r} + \frac{v_t}{r} \frac{\partial}{\partial \lambda} + w \frac{\partial}{\partial z},$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + v_r \frac{\partial}{\partial r} + \frac{v_t}{r} \frac{\partial}{\partial \lambda} + w \frac{\partial}{\partial z}, \text{ 展開並移項}$$

$$\frac{\partial v_r}{\partial t} = -fv_t - \frac{v_t v_r}{r} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} - v_r \frac{\partial v_r}{\partial r} - \frac{v_t}{r} \frac{\partial v_r}{\partial \lambda} - w \frac{\partial v_r}{\partial z} + F_\lambda \quad (A)$$

$$\frac{\partial v_r}{\partial t} = fv_t + \frac{v_t^2}{r} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} - v_r \frac{\partial v_r}{\partial r} - \frac{v_t}{r} \frac{\partial v_r}{\partial \lambda} - w \frac{\partial v_r}{\partial z} + F_r \quad (B)$$

v_r ：徑向風， v_t ：切向風， w ：垂直速度， r ：徑向半徑， λ ：方位角， f ：科氏參數， ρ ：密度， p ：壓力， F_r 、 F_λ ：摩擦力。因為受限於雷達觀測之不足，低層結構難以解析，但是颱風中輻合和旋轉的加速大都出現在近地表 1~2 公里處，本文盡可能的去利用動量方程(A)式和(B)式中的各項來探討切向風和徑向風改變的動力機制。Tuleya and Kurihara (1978)在數值模式忽略摩擦力項，Zhang et al.(2001)使用 MM5 模式針對 Hurricane Andrew(1992)的動量收支結果，其研究發現除了在近地層以外，摩擦力都很小，可以忽略。所以摩擦力在近地層的影響可忽略。

首先假設 2145LST-2200LST 風場為線性變化，則動量方程(A)式、(B)式左式($\frac{\partial v_t}{\partial t}$ 、 $\frac{\partial v_r}{\partial t}$)之

右式：

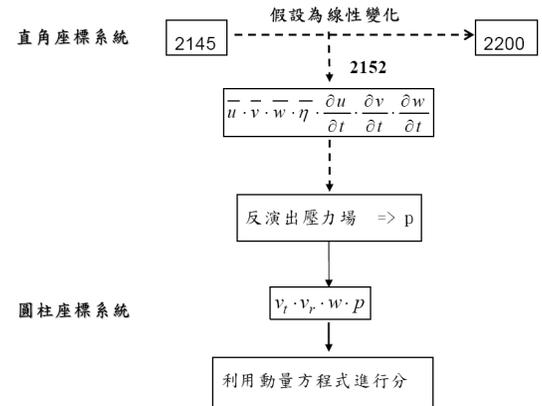


圖 11 動量方程右式之計算方式

求取方法方法為：I.先在直角座標上求出兩時間之風場差值(u' 、 v')。II.將其差值轉成圓柱座標系統(v'_t 、 v'_r)；颱風中心是以 2145UTC 和 2200UTC 2 個時間的颱風中心位置取中心來作為 2152UTC 之颱風中心位置。III.最後再對時間作微分即可求得。右式忽略摩擦力項後之計算方式詳見圖 11。為了要配合五分山雷達和中正機場雷達的掃描策略，間隔 15 分鐘才有一筆雷達資料可以做雙雷達風場合成，並且受限於雷達觀測之不足，無法討論其低層結構，在此假設 2145LST-2200LST 之風場為線性變化，其中所產生之誤差為不可避免的。其次網格過程在動量收之中最大的貢獻主要在邊界層，在台灣登陸時很重要，很可惜在雷達個案分析中，由於五分山位處 770 公尺的山上，最低的高度角為 0.5 度，因此風場的合成演算至少在離地面一公里以上的高度，無法提供近地層詳細的風場，因此此部分次網格的貢獻很難討論。

(一)登陸時切向風減弱的動力機制

由動量方程左式求得之切向風隨時間變化項 $\frac{\partial v_t}{\partial t}$ (圖 12a) 和右式各項之和 (圖 12g)，得知

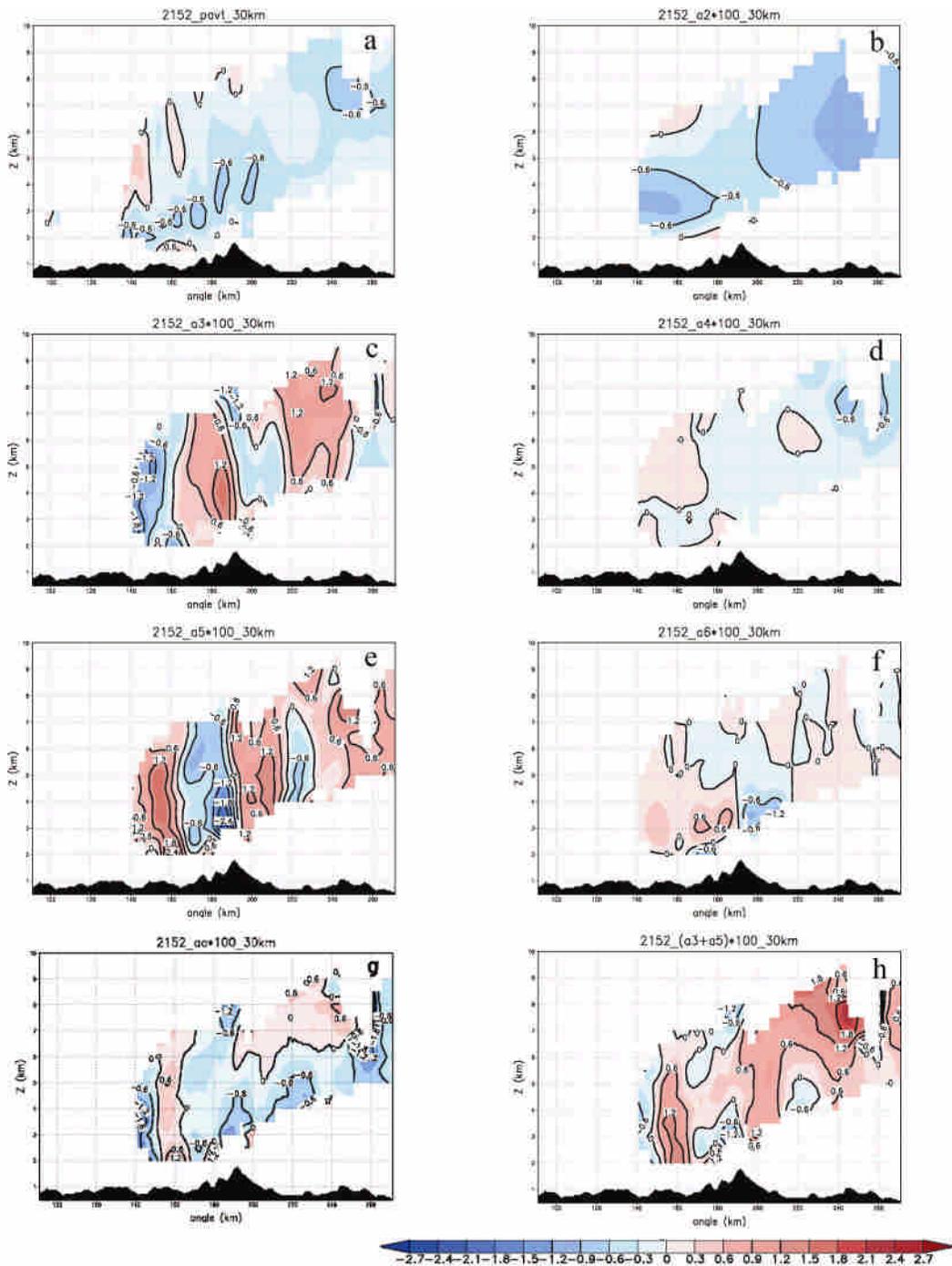


圖 12 動量方程在 30 公里弧狀剖面的各項，灰階為負值，單位： $\frac{m}{s^2}$ 。(a) $\frac{\partial v_t}{\partial t}$ (b) $-\frac{v_t v_r}{r}$
 (c) $-\frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial \lambda}$ (d) $-\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_t}{\partial \lambda}$ (e) $-\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_t}{\partial \lambda}$ (f) $-w \frac{\partial v_t}{\partial z}$ (g) 右式各項之和、(h) $-\frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + -\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_t}{\partial \lambda}$

切向風場的趨勢在此 30 公里弧面上幾乎為負值，所以想要找出切向風速隨時間減少的原因。

首先個別看動量方程 A 式中右式各項：
 $a1(-fv_r)$ 科氏力項，因為其值太小故不放圖；
 $a2(-\frac{v_t v_r}{r})$ 曲率項 (圖 12b)； $a3(-\frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial \lambda})$ 氣壓梯度力項 (圖 12c)； $a4$ 項 $(-v_r \frac{\partial v_t}{\partial r})$ 水平平流項 (圖 12d)，在 A 式中其值很小所以暫不討論；
 $a5(-\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_t}{\partial \lambda})$ 水平平流項 (圖 12e)； $a6(-w \frac{\partial v_t}{\partial z})$ 為垂直平流項 (圖 12f)； aa 為 A 式中右手邊各項之合 (圖 12g)。 $a3$ 和 $a5$ 這兩項為 A 式中主要項，並且兩項的圖形形狀相似、其值大約相反，可以互相抵消，所以先將 $a3$ 和 $a5$ 相加起來再做討論即圖 12h，圖中 $a5$ 的絕對值幾乎皆大於 $a3$ 的絕對值。

首先討論 aa (圖 12g) 在迎風坡上各主要項的物理意義。水平平流項 $a5 = -\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_t}{\partial \lambda} < 0$ ，因為 v_r 和 r 皆大於 0，所以 $\frac{\partial v_t}{\partial \lambda} > 0$ ，即切向風將較小的切向風速沿氣旋式方向水平傳送，使較大的切向風速值減少；垂直平流項 $a6 = -w \frac{\partial v_t}{\partial z} > 0$ ，在此 $w > 0$ ， $\frac{\partial v_t}{\partial z} < 0$ ，即由垂直速度將低層較大的切向風速往上传送，使原本較小的切向風速值增加。又因為 $a3$ 和 $a5$ 相加之後的負貢獻量再加上 $a2(-\frac{v_t v_r}{r})$ 曲率項的負貢獻量大於垂直平流項之正貢獻量，故切向風速減小。

再來討論 aa 在背風坡上各主要項的物理意義，其垂直平流項 $a6 = -w \frac{\partial v_t}{\partial z} < 0$ ，由下降速度將高層較小的切向風速往下傳送，使原本較大的切向風速值減小；水平平流項 $a5 = -\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_t}{\partial \lambda} > 0$ ，切向風將較大的切向風速沿氣旋式方向水平傳送，

使切向風增加。又曲率項的負貢獻量加上垂直平流項之負貢獻量大於 $a3+a5$ 的正貢獻量，所以讓切向風速減小。

切向風的特殊分布型態如圖 10a、c、e 可藉由垂直平流項 ($a6 = -w \frac{\partial v_t}{\partial z}$) 來加以解釋，在山脈迎風面由垂直速度將低層較大的切向風速往上传送使切向風增加，造成中層切向風強風帶有變寬的現象，這個現象在不同弧狀剖面都有得到驗證，在此僅以半徑 30 公里之弧狀剖面為例；切向風場弧狀剖面發現切向風隨方位角之變化為在山脈前風速等值線會被垂直上升速度向高層抬升，而在山脈後風速等值線有被垂直下沉速度往低層帶的現象，所以水平平流項 ($a5 = -\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_t}{\partial \lambda}$) 受到切向風場特殊分布的影響，出現有 3 個正值 2 個負值相互間隔的形式。

(二) 登陸時徑向風增厚的動力機制

動量方程 B 式中左式求得之徑向風隨時間變化項 $\frac{\partial v_r}{\partial t}$ (圖 13a)，和右式各項之和，兩者的結果不太一致，原因可能來自時間平均差分的關係，但仍想要試著利用各項去找出低層徑向風速變厚加深的原因。

動量方程式 B 式中右手邊各項： $b1(-fv_r)$ 科氏力項，其值很小所以不放圖； $b2(\frac{v_t^2}{r})$ 離心力項 (圖 13 c)； $b3(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r})$ 項氣壓梯度力； $b4$ 項 $(-v_r \frac{\partial v_r}{\partial r})$ 相對而言較小暫不討論； $b5(-\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_r}{\partial \lambda})$ 為水平平流項 (圖 13e)； $b6(-w \frac{\partial v_r}{\partial z})$ 為垂直平流項 (圖 13f)； bb 為 B 式右手邊各項之和 (圖 13g)。B 式中主要是由 $b2$ 和 $b3$ 兩項來主宰，旋轉流平衡就是這兩項的平衡，此兩項可以互相抵銷所以

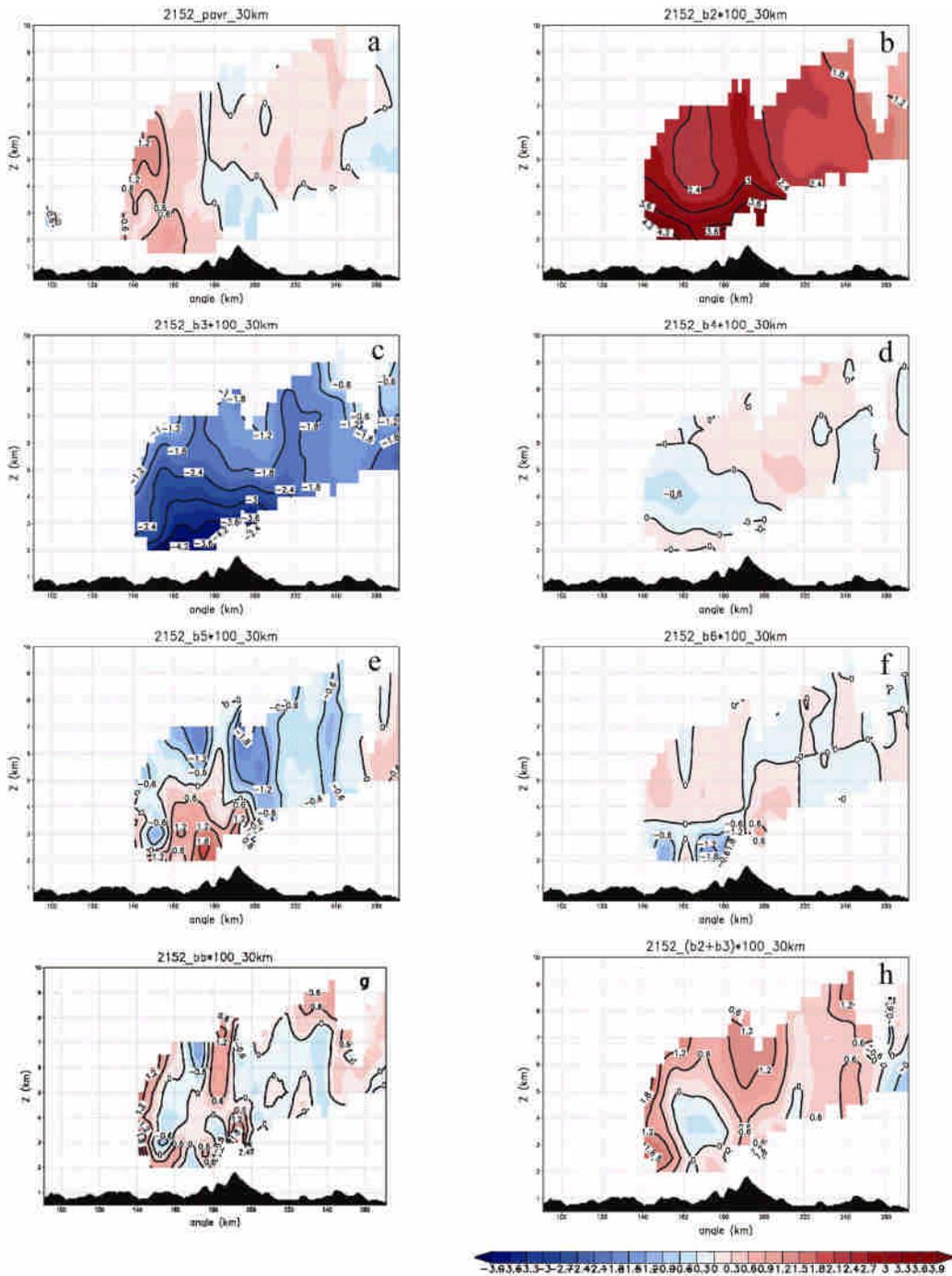


圖 13 動量方程在 30 公里弧狀剖面的各項，灰階為負值，單位： $\frac{m}{s^2}$ 。(a) $\frac{\partial v_r}{\partial t}$ (b) $\frac{v_t^2}{r}$ (c) $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}$
 (d) $-v_r \frac{\partial v_r}{\partial r} \left(\frac{km}{s^2} \right)$ (e) $-\frac{v_t}{r} \frac{\partial v_r}{\partial \lambda}$ (f) $-w \frac{\partial v_r}{\partial z}$ (g) 右式各項之和、(h) $\frac{v_t^2}{r} + \left(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \right)$

將 b2 和 b3 相加起來再做討論，由圖 13h 可知幾乎皆為正值，也就是說離心力項大於氣壓梯度力項，亦即在此弧面上有超梯度風，且超梯度風具非軸對稱現象。

要使低層入流加厚的原因主要是由 b3 離心力項的負值和 b6 垂直平流項將低層較大的徑向入流值向上傳送所產生，但是 bb（圖 13g）圖形中低層入流加厚區域和圖 13a 不盡相同，可能是因為反演的擾動壓力場不夠來反應風場的變化，但仍可以明顯看出垂直平流項在山脈迎風面的負區對於低層徑向入流的加厚有相當程度的影響。對於擾動力場之準確性，有利用比較兩不同測站來算出擾動壓力場梯度和地面壓力之梯度，結果發現其反演出來的擾動壓力場有一定的準確性，對於動量收支計算之結果影響不大。

六、結 論

本研究利用 RASTA 將中正機場雷達資料和五分山雷達資料做雙雷達風場合成和反演擾動壓力場，因為要搭配兩座雷達之掃描策略，所以能做雙雷達風場合成的時間間隔必須為每 15 分鐘才有一筆資料，又五分山雷達高度位於 766 公尺，故低層風場難取得。

首先，分析颱風在登陸前後，時間為 2001 年 9 月 16 日 2145LST、2200LST、2215LST 之颱風結構進行探討，分析方式為將雙雷達所合成之三維風場由直角座標系統轉換成颱風的圓柱座標系統，接著分為兩個部份來討論；第一部份為扣掉颱風的移動速度，討論颱風在登陸期間結構的變化，第二部份為未扣掉颱風移動速度，由動量方程收支項對颱風結構作診斷分析。

進一步深入探討颱風登陸前後（2145LST～

2215LST）之結構分析其結論為：

- I. 颱風風場具有不對稱的特徵；切向風場受到地形影響，會使原本傾斜的垂直結構變的較為直立，原因是由垂直速度將低層較大的切向風向高層傳送；遇到地形影響後，徑向風低層徑向入流會沿著地形增厚。
- II. 中高層切向風場在越過雪山山脈後，尚未透過調節達到平衡所以有超梯度風現象產生；由切向風場弧狀剖面發現切向風隨方位角而產生一個波動的型態，在山脈迎風面可以由垂直速度將低層較大的切向風速往上層傳送使切向風增加，造成中層強風帶有變寬的現象。
- III. 徑向風場在山脈的背風面有徑向外流極大值產生；中高層之徑向風場，在分析範圍北面風速值有隨時間增加而產生氣旋式平移的現象；由徑向風場弧狀剖面發現，徑向風低層為入流、中層為外流，而高層為入流和外流，低層徑向入流隨地形增加而明顯變厚。
- IV. 由動量方程收支發現，切向風風速值隨時間遞減，由近地層向上傳送因地面摩擦之較低切向風的垂直傳送十分重要；垂直傳送項對低層入流增厚有相當程度的貢獻。

納莉颱風(2001)在登陸期間，雖然壓力場在颱風登入後有填塞現象，但由於低層一直有徑向入流來維持對流的發展，使得個數很多的小粒徑雨滴經過輻合作用，造成雨滴累積在局部地區，因而產生豪大雨。其徑向入流被抬升之機制也有得到合理的解釋。

利用五分山雷達和中正機場雷達合成颱風的三維風場，雖然可以探討颱風風場結構，但是由於雷達掃描的特性，會讓高層資料不齊全；而五

分山雷達處於地勢較高的位置，低層資料也無法取得。又受限於中正機場雷達之掃描策略，15分鐘才有一個全體積掃描資料。若能增加雷達資料的時間解析度、或者增加移動式都卜勒雷達來觀測，補齊低層風場資訊，就能對於颱風結構有更詳盡的瞭解。進一步再利用模式來模擬颱風與地形間的交互作用，就可以得到更清楚的地形對於颱風登陸期間結構之影響。

致 謝

感謝中央氣象局提供雷達資料，以及行政院國家科會委員會專題研究計畫 NSC93-2119-M-008-011-AP1、NSC94-2625-Z-008-006 的支援下完成。

參考文獻

- 鄧仁星，1999：侵台颱風降水預報之應用研究—台灣地區雷達資料處理系統之建立與測試，國科會博士後研究結案報告。
- 孫怡芬，2000：賀伯颱風與地形間的交互作用。國立中央大學碩士論文。
- 江晉孝，2003：利用都卜勒雷達分析颱風風場結構—2001年納莉颱風。國立中央大學碩士論文。
- 高聿正，2003：納莉颱風近中心環流結構特徵分析。國立台灣大學碩士論文。
- 張偉裕、陳台琦、林沛練，2003：納莉颱風時期二維雨滴譜儀之雨滴粒徑分布及雷達降水估計。大氣科學，**31**，261-284。
- Liou Y.C., T.C.C. Wang., W.C. Lee., Y. J. Chang,2006: The retrieval of asymmetric tropical cyclone structures using doppler radar simulations and observations with the extended GBVTD Technique. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1140-1160.
- Marks, F. D., Jr., and R. A. Houze, Jr., 1987: Inner Core Structure of Hurricane Alicia from Airborne Doppler Radar Observations. *J. Atmos Sci.*, **44**, 1296-1317.
- Marks, F. D., Jr., and R. A. Houze, Jr., and J. F. Gamache,1992: Dual-Aircraft Investigation of Inner Core of Hurricane Norbert. Part I: Kinematic Structure. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 919-942.
- Shea, D.J., and W.M. Gray,1973a : The hurricane's inner core region. Part I:Symmetric and asymmetric structure. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1544-1564.
- Teng, J.-H., C.-S. Chen, T.-C. Chen Wang, and Y.-L. Chen, 2000: Orographic effects on a squall-line system over Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1123-1138.
- Wang, T.-C. C., W. Y. Chang., K. S. Chung., S. H. Lin., J. H. Lin., J. H. Teng., 2003:The precipitation mechanisms of typhoon Nari(2001) revealed by the Doppler radars, ISS and disdrometer observation. Preprints, 31th *int. Conf. on Radar Meteorology*, Seattle, Washington, Amer. Metero. Soc., 769-774.
- Zhang, D. L., Y. Liu, and M. K. Yau, 2001: A Multiscale Numerical Study of Hurricane Andrew(1992).Part IV: Unbalanced Flows . *Mon. Wea. Rev.* , **129**, 92-107.

The Structure Evolution of Typhoon Nari (2001) using Doppler Radar Analysis

Ya-Ting Tsai Tai-Chi Chen Wang

Institute of Atmospheric Physics, National Central University

(Manuscript received 05 October 2006; in final form 16 August 2007)

ABSTRACT

In order to understand the relationship between the typhoon and topography this study utilize dual-doppler radar synthesis to compose three-dimensional wind and retrieve the perturbation pressure field and analyze the change if the typhoon's structure during landing. The analyses of momentum budget equation are also carried out to reveal the mechanisms of the structures change during typhoon landing.

The analysis results are typhoon wind field was asymmetric during landfall. Influenced by the topography the titled maximum tangential wind over the ocean side becomes more erect vertically over the terrain. Low level inflow also becomes thicker over land. Near the Snow Mountains the tangential wind strong wind speed district becomes wider on the middle and high level. This phenomenon is caused by the vertical transport and subsequently induces tangential wind asymmetry. The outflow maximum appears near the mountain on the middle level.

From analysis the momentum budget equation, we found the tangential wind decrease with time, is major due to the low level upwards transport of the smaller tangential wind. And the vertical transport term also is important to the low level radial inflow becomes thicker over the terrain.

Key words: Tangential wind, Radial wind, Momentum budget

