

# 納莉（2001）颱風之位渦收支

林柏旭 楊明仁\*

國立中央大學大氣物理研究所

（中華民國一百年十一月七日收稿；中華民國一〇一年三月二十三日定稿）

## 摘 要

熱帶氣旋是個具有強烈旋轉氣流且伴隨旺盛對流雲系的暖心低壓系統，而由於位渦（Potential Vorticity）此物理量同時結合動力及熱力因子，且在絕熱無摩擦的條件下具有保守的特性，故用位渦來分析熱帶氣旋變化可以凸顯出非絕熱作用對於熱帶氣旋的貢獻。近年來有不少與熱帶氣旋位渦相關的研究，但採用位渦收支對實際颱風個案進行診斷分析的研究並不多。因此本研究利用位渦進行收支分析，可以同時瞭解颱風於登陸過程中之動力及熱力過程的演變，進一步瞭解臺灣的陡峭地形會對颱風之位渦收支造成何種影響。

本研究參考 Pedlosky (1987) 及 Schubert et al. (2001)，根據非靜力可壓縮之位渦收支方程式，使用 Yang et al. (2008) 以 MM5 數值模式模擬納莉 (2001) 颱風之高時間、空間解析度的控制組實驗模式輸出資料，進行位渦診斷分析，以探討納莉颱風從海上到登陸臺灣過程中之位渦收支變化情形。同時藉由(1)移除臺灣地形、及(2)將台灣島嶼替換為海洋的敏感度實驗，討論臺灣地形及洋面水汽通量對納莉颱風位渦收支之影響。

由控制組實驗模擬結果得知，納莉颱風在尚未登陸前其位渦分佈呈現成熟熱帶氣旋於洋面上的典型分佈型態；颱風登陸瞬間由於地形的作用使其對流增強及眼牆收縮。透過位渦收支分析，水平平流會將位渦順著颱風渦旋環流傳遞，並隨著徑向入流將位渦帶入颱風內核區域，垂直平流則將於低層經由可感熱通量及潛熱釋放作用生成的位渦向上傳遞。平流作用僅扮演著於三度空間中使位渦重新分佈的角色，在登陸前潛熱作用項在低層大氣中是位渦的主要貢獻項，而在中高層則是位渦的主要消耗項，登陸後由於垂直加熱分佈改變，使得該項的分佈也隨之改變，不過在低層仍是很顯著的主要貢獻項。摩擦項之影

響僅在低層大氣較為顯著，但由於此項包含亂流混合以及邊界層摩擦力作用，故並不全都都會造成位渦的負貢獻。

在地形敏感度的實驗結果得知，臺灣地形的存在除了會使摩擦項增大，對位渦造成負貢獻之外，也會加強低層的亂流混合，從而導致位渦的局部增加。由純海洋的敏感度實驗得知，海表面可感熱及潛熱通量是維持颱風內核位渦環存在的重要要素之一。於敏感度實驗中當納莉颱風離開臺灣再次進入海洋時，不對稱的潛熱作用會使颱風重新形成一多邊形的位渦環，並可能使颱風路徑出現小幅度的擺線震盪。

關鍵字：位渦收支、納莉颱風、數值模擬、台灣地形

## 一、前言

行進路徑特殊的納莉 (Nari, 2001) 颱風，登陸臺灣東北部時由於臺灣地形所激發之強對流帶來豐沛降水 (三天累積雨量將近 1500 毫米)，重創全臺，造成之損失甚鉅。由於納莉颱風登陸期間其颱風結構明顯受到臺灣地形影響，因此瞭解臺灣中央山脈地形對納莉颱風之風場、動力及降水過程的影響，顯得十分重要。

近年來作業單位對於熱帶氣旋路徑的預報有著長足的進步，但對其強度變化的預報進展仍嫌不足 (Elsberry et al. 1992)，部份原因可能是因為我們對於影響颱風強度的基本動力過程尚未有足夠的瞭解 (Bister and Emanuel 1998)，因此對於氣旋動力的基礎研究是十分重要的。隨著觀測技術的進步，我們對颱風內核動力及雲物理過程的瞭解也逐漸增進，但由於針對熱帶氣旋結構高時空解析度的飛機穿越密集觀測多半位在海上，再加上臺灣地形陡峭，因此我們目前對於颱風登陸時其結構特性變化之瞭解仍然十分有限。

Brand and Blelloch (1973) 指出地表的摩擦作用、水汽通量及可感熱通量於登陸後的減少，是造成熱帶氣旋登陸後之路徑、強度、風眼大小變化及氣旋環流改變的主因。Hoskins et al. (1985)

首次將位渦 (Potential Vorticity) 運用在對中緯度綜觀尺度天氣系統的診斷分析上，並提出了位渦保守特性在診斷分析應用上的重要性。Thorpe (1985) 將其用於平衡渦旋 (Balanced Vortex) 結構的診斷上，Schubert and Alworth (1987) 則是進一步將位渦的概念應用在熱帶氣旋研究。

Wu and Kurihara (1996) 針對使用 GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) 颶風模式所模擬出的颶風 Bob (1991)，進行位渦收支分析，得知非絕熱項中之潛熱加熱對於位渦之貢獻大於輻射加熱及摩擦力項一個級數以上。隨後 Wu (2001) 使用 GFDL 模式模擬颱風葛拉絲 (Gladys, 1994) 並進行位渦收支分析，也得到同樣的結果，他並指出摩擦作用項僅在颱風登陸臺灣後較為顯著。Wu and Wang (2000, 2001) 使用位渦收支分析一理想氣旋模式所模擬出來的熱帶氣旋，研究位渦與氣旋移動方向之關係；結果顯示氣旋的移動不僅會受駛流場影響，也會受非絕熱加熱作用的影響，經由非絕熱加熱作用所產生的位渦不對稱量會使其移動路徑趨向不對稱量的最大順梯度 (downgradient) 之方向移動。

Yau et al. (2004) 使用 MM5 數值模式模擬結果進行位渦收支以分析颶風 Andrew (1992) 之結構演變，其顯示熱帶氣旋眼牆區的高位渦值主要

都是來自於非絕熱加熱作用之貢獻。Franklin et al. (2006) 藉由渦度收支及位渦收支來探討在熱帶氣旋中，造成渦度趨勢項變化的物理機制。Wu et al. (2009) 針對瑞伯颱風 (Zeb, 1998) 之研究顯示，來自洋面的可感熱及潛熱通量對登陸颱風的眼牆及強度發展影響甚鉅。經由一系列的敏感度實驗得知，當颱風登陸眼牆強對流消失後，地表摩擦力會藉由使邊界層徑向入流增強而促使眼牆與風眼間的位渦混合，使得位渦呈現單極分佈之形式；當眼牆區內有強對流存在時，摩擦力會使位渦環向內集中。

Yang et al. (2008) 使用 MM5 模式模擬納莉 (2001) 颱風以探討臺灣地形對於颱風路徑、強度、結構和降水分佈的影響。在納莉登陸前，其結構較接近於軸對稱性；登陸臺灣後，納莉環流受地形影響，致使眼牆結構於垂直上呈現向地形傾斜的狀態。經由一系列地形敏感度實驗 (100%、75%、50%、25%及 0%地形) 可以發現，颱風強度受地形破壞程度與臺灣地形高度呈線性關係 [Yang et al. (2008) 之圖 17]，但颱風路徑與臺灣地形高度之間則呈現非線性的複雜關係 [Yang et al. (2008) 之圖 18]。周等人 (2008) 使用雷達觀測資料以研究納莉颱風登陸後內核中低層環流結構的變化，發現了登陸後其最大渦度環的收縮現象。Yang et al. (2011a) 針對 Yang et al. (2008) 研究中之納莉颱風的模擬結果做進一步的分析，深入探討臺灣地形對其非軸對稱結構之影響。分析結果顯示，臺灣地形的存在會造成較強的降雨與更多的潛熱釋放，進而使徑向入流增強，產生較強的次環流 [Yang et al. (2011a) 之圖 4]；而此潛熱加熱效應得以使颱風渦旋於登陸後持續向內收縮一段時間 [Yang et al. (2011a) 之圖 8]，同時切線風會因地表摩擦及地形阻擋效

應而減弱，地形上之向外傾斜的徑向出流會將降水粒子由內核帶往外圍雨帶，使得降水區域更為寬廣 [Yang et al. (2011a) 之圖 5]。Yang et al. (2011b) 針對納莉颱風登陸後，由於臺灣地形作用造成於地形迎風面低層切線風速呈現超梯度風、而於背風面呈現次梯度風的現象 [Yang et al. (2011b) 之圖 16]，進行絕對角動量及徑向動量之收支計算，同時討論於雪山山脈地形上向外傾斜的徑向出流的生成原因。Yang et al. (2011c) 則探討納莉颱風的水汽及降水粒子收支平衡，並進一步討論颱風登陸後，雪山山脈地形增強其低層徑向入流，增加水汽輻合及凝結，進而導致降水效率增加的現象 [Yang et al. (2011c) 之圖 16]。

目前在熱帶氣旋動力領域上對於位渦的探討儼然已是熱門課題之一，但針對一真實個案採用高時空解析度資料進行位渦收支分析的研究並不多，關於臺灣陡峭地形對颱風位渦收支的影響也並非十分清楚。本研究希望利用 MM5 中尺度模式模擬納莉 (2001) 颱風的模擬結果，經由位渦收支的診斷分析以探討納莉颱風於登陸過程中，其位渦之演變伴隨著何種熱力及動力過程的變化？這些作用間有何種交互作用？而臺灣地形又會對位渦的收支造成什麼影響？期望透過位渦收支的診斷分析，吾人對於熱帶氣旋於登陸過程的結構變化能有更深入的瞭解。

## 二、實驗設計與資料來源

本篇論文延續 Yang et al. (2011a, b, c) 的研究，使用 Yang et al. (2008) 利用 PSU / NCAR MM5 非靜力數值模式模擬納莉 (2001) 颱風所輸出之高時間、空間解析度的模式資料，來進行位渦診斷分析。Yang et al. (2008) 所模擬出的颱風中心位置、強度變化，颱風眼牆和雨帶的雷達回波分

佈等皆與觀測有著良好的一致性（見 Yang et al. 2008 的圖 4、圖 5、圖 10 及圖 11）。

MM5 模式模擬採用四層水平巢狀網格之設定，如圖 1 所示，第一（D1）至第四層（D4）網域之水平網格間距分別為 54 公里、18 公里、6 公里及 2 公里，使用的網域網格點數分別為：第一層  $71 \times 81$ 、第二層  $100 \times 100$ 、第三層  $166 \times 166$  及第四層  $229 \times 154$ ，垂直座標使用 32 層的  $\sigma$  座標，模式頂層氣壓設定為 50 hPa。

模式網域 D1 所使用的初始場及邊界資料來

自於歐洲中期天氣預報中心 (ECMWF) 之  $1.125^\circ \times 1.125^\circ$  全球分析資料。由於其資料解析度較 MM5 模式第一層網域模擬解析度為粗，使得其解析的納莉颱風強度偏弱，故本研究在初始資料處理過程中使用 Davis and Low-Nam (2001) 的颱風植入方法 (TC Bogusing) 來植入颱風渦旋，用以改善模式的初始颱風渦旋結構。D4 的初始場以及邊界資料則是採用來自 D3 之模式輸出資料。MM5 模擬所用的積雲參數化法採用 Grell 積雲參數化法 (Grell 1993)，而因為網域 D3 及 D4 的網格間距較小 (分別為 6 公里及 2 公里)，可能可以

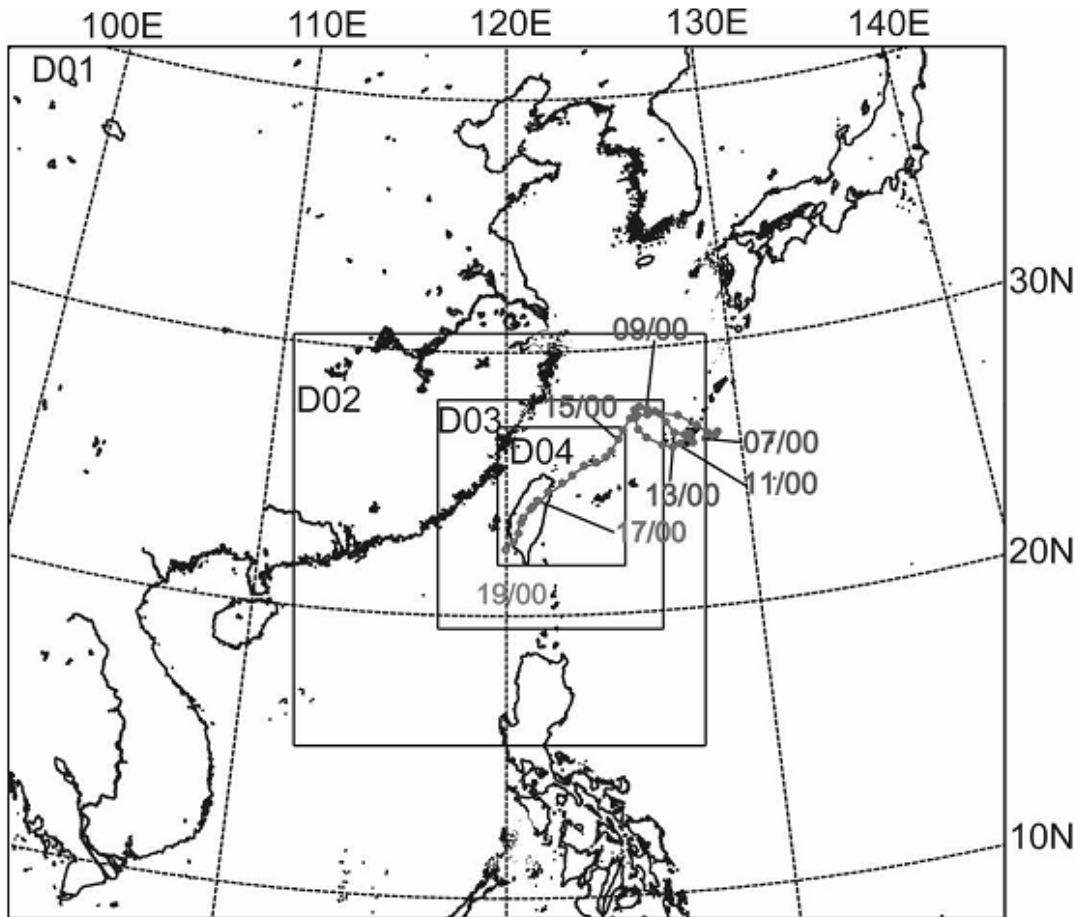


圖 1 模擬所用 MM5 巢狀網格分佈及由 CWB 發布之納莉颱風最佳路徑。摘自 Yang et al. (2008)。路徑。摘自 Yang et al. (2008)。

直接解析中小尺度天氣現象，故積雲參數化法僅用於 D1 及 D2 兩個網域中。雲微物理法則使用 Reisner Graupel 雲微物理法 (Reisner et al.1998)，其包含了水汽、雲水、雨水、冰晶、雪花、及軟雹等 6 種水相物質，在四個網域中皆使用。輻射方法採用 Dudhia (1989) 大氣輻射參數化方法，行星邊界層參數化法採用 MRF (Hong and Pan 1996) 參數化法。

本篇研究主要使用 D4 之模式資料，模擬時間步長為 6 秒，並對 MM5 之主程式進行修改，使其能夠輸出位渦收支分析所需要的摩擦力項及潛熱加熱項這兩個非標準模式輸出量。

為進一步探討臺灣地形對位渦收支的影響，除了原本的控制實驗 (CT) 之外，另外進行兩組敏感度實驗以利比較。一組是將臺灣地形移除 (即臺灣變成平坦地形)，但保留原有的地表分類及地表溫度的無地形實驗 (NT)；另一組則是進一步將無地形實驗中的地表分類及地表溫度替換為海洋資料的純海洋實驗 (OC)。

### 三、研究方法

位渦在絕熱、無摩擦的條件下，跟隨流場運動時為一保守量 (Pedlosky 1987)，故可由位渦的 Lagrangian 變化得知非絕熱作用及摩擦作用的貢獻。本研究所使用之位渦方程係參考 Pedlosky (1987) 及 Schubert et al. (2001) 對 Ertel's PV 特性的定義推導而來，其方程式為：

$$\frac{\partial P}{\partial t} = -\vec{v}_h \cdot \nabla_h P - w \frac{\partial P}{\partial z} + \frac{\vec{\eta}}{\rho} \cdot \nabla \frac{d\theta_v}{dt} + \frac{1}{\rho} \nabla \theta_v \cdot (\nabla \times \vec{F}_r) + R \quad (1)$$

其中：

$$P = \frac{1}{\rho} \vec{\eta} \cdot \nabla \theta_v \quad (2)$$

於(1)式中  $P$  為 Ertel's PV， $\vec{v}_h$  為水平風向量， $w$  為垂直速度， $\vec{\eta}$  為絕對渦度向量， $\theta_v$  為虛位溫， $\vec{F}_r$  為摩擦力， $\rho$  為乾空氣密度， $R$  為剩餘項，該項中包含了數值差分中的數值誤差，以及座標轉換時所造成的數值誤差。

(1)式與前人研究 (Wu and Wang 2001; Wu et al. 2009) 中所用的位渦方程不完全相同，本研究所使用之位渦收支方程為一可壓縮非靜力形式，故使用較少假設與物理近似。(1)式中等號左側為位渦局部趨勢項；等號右側第一項為位渦的水平平流項，第二項為位渦的垂直平流項，第三項為非絕熱作用項，但由於在本研究中主要考慮了雲微物理過程之潛熱釋放及吸收，故此項在此稱為潛熱作用項較合理。等號右側第四項為摩擦作用項，在本研究中此項採用模式邊界層參數化法所輸出的摩擦力，故包含了亂流混合及行星邊界層效應中的摩擦力作用。值得注意的是，Haynes and McIntyre (1987) 指出即使有著非絕熱作用以及摩擦作用這兩個非保守項的存在，在兩個等熵面內所夾出的位渦是不會被生成或是消耗掉的，而位渦局地的增減是肇因於空氣受非絕熱作用等影響被帶入或帶出等熵面，使得位渦如同其他化學示蹤劑 (Chemical Tracer) 一般被「稀釋」或「濃縮」。是故本研究所指之位渦的生成 (正貢獻趨勢)、消耗 (負貢獻趨勢) 等，皆指於該處之局地現象，如此在描述上較為直觀。

此外，由於 MM5 模式可以直接輸出如雲水、冰晶等各類項水相粒子的混和比資料，故於本位渦收支方程中採用將液相、冰相粒子皆列入考量的虛位溫，其定義如下 (王寶貫 1996)：

$$\theta_v = T \frac{\varepsilon + q_v}{\varepsilon(1 + q_v + q_c + q_i + q_r + q_s + q_g)} \cdot \left(\frac{p_0}{p}\right)^{R_d/C_p} \quad (3)$$

$\varepsilon$  為乾空氣氣體常數與水汽氣體常數之比值， $q_v$ 、 $q_c$ 、 $q_i$ 、 $q_r$ 、 $q_s$ 、 $q_g$  分別為水汽、雲水、冰晶、雨水、雪花和軟雹的混合比， $T$  為溫度  $p_0$  為參考面氣壓(1000hPa)， $R_d$  為乾空氣氣體常數， $C_p$  為定壓比熱。

Schubert et al. (2001) 指出，在 Ertel's PV 的定義中，使用虛位溫  $\theta_v$  比使用相當位溫  $\theta_e$ ，更具有位渦保守的特性，而且對於浮力的表示更為恰當（可同時考慮液相及冰相降水物質）

#### 四、模擬結果

圖 2 為本研究 CT、NT、OC 三組實驗所模擬出來的納莉颱風路徑，在前 30 小時內登陸臺灣前路徑都很接近〔颱風行進路徑與地形敏感度之討論請參考 Yang et al. (2008) 之圖 3 及圖 18〕，其颱風中心分別於模擬第 22 小時、第 21 小時、及第 20 小時登陸臺灣。基本上，當颱風內核環流未接觸到臺灣地形時納莉颱風的行進路徑主要是由綜觀尺度環境駛流場所決定，故三組實驗所模擬的路徑皆極為相似。CT 實驗之路徑、強度（圖 3）皆與 Yang et al. (2008) 的結果相同。NT 實驗颱風離開臺灣重新進入洋面後不久，吾人利用逐時輸出資料中的颱風中心所訂出來的颱風路徑有較

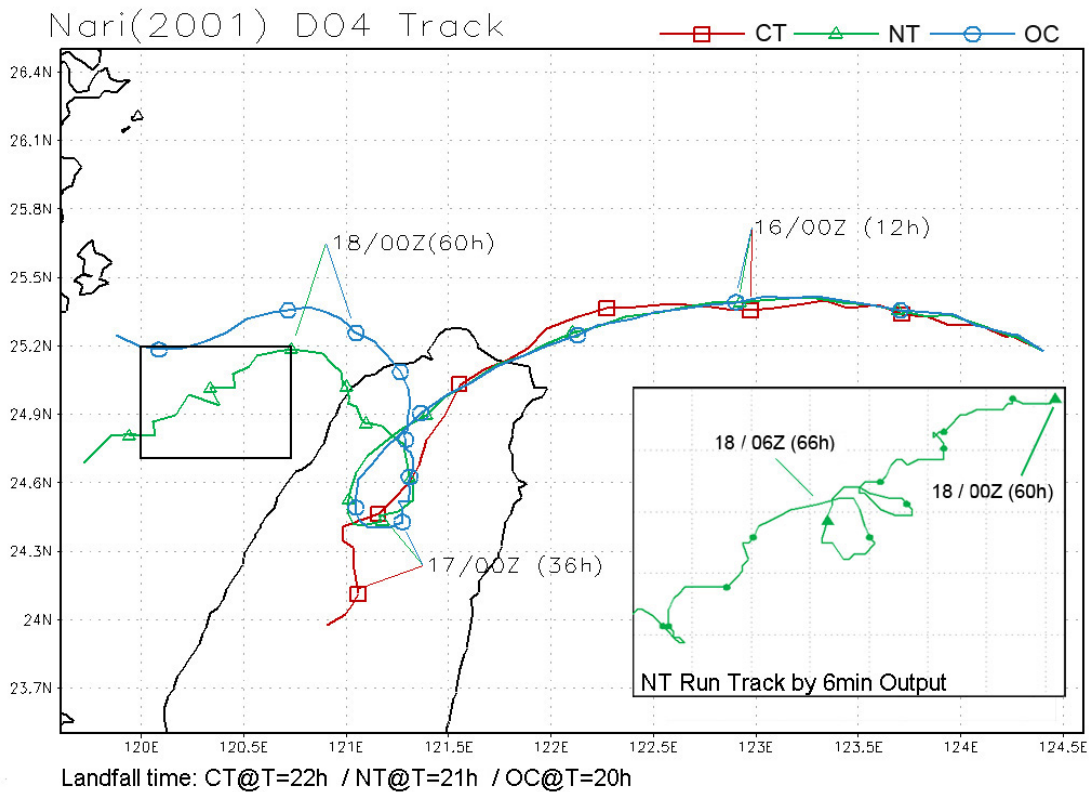


圖 2 各實驗中利用逐時模擬資料所繪出的颱風路徑，紅線為 CT 實驗、綠線為 NT 實驗、藍線為 OC 實驗之結果，颱風中心在 3 個實驗中分別於 22h、21h、20h 時登陸，右下小圖為 NT 實驗於 60-71h 採用 6 分鐘輸出資料所繪製的路徑。

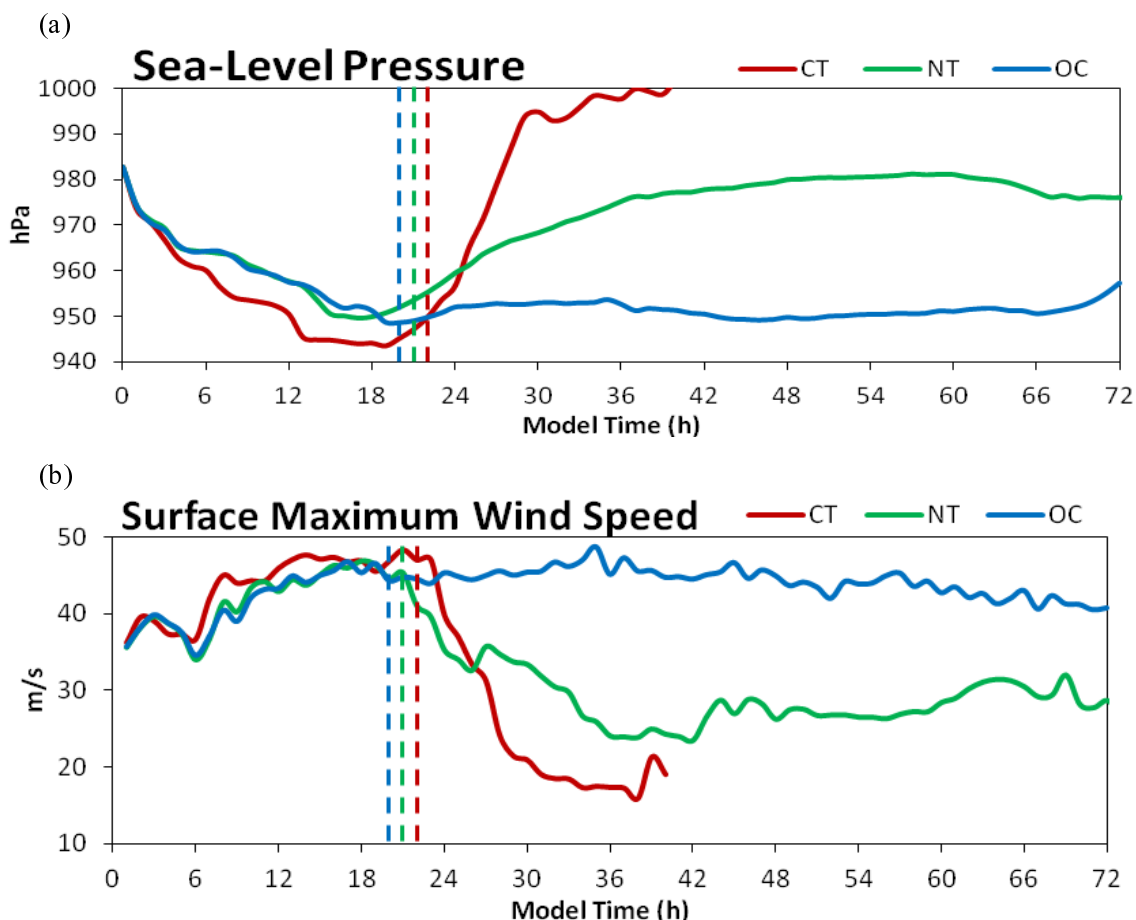


圖 3 各實驗所模擬出來的(a)中心海平面氣壓，(b)近地表最大風速，紅色虛線表示 CT 實驗中颱風的登陸時間，虛線為該實驗所對應之颱風中心的登陸時間。

不連續的跳躍現象；由於此時颱風中心位於海上，若沒有臺灣地形的影響較不可能造成此情況。經由檢驗更高時間解析度（每 6 分鐘一筆）的模式輸出資料，我們發現此現象是小幅度的擺線震盪（Trochoidal oscillation）所造成的；當模式輸出資料的時間解析度不夠細的情況下，直接進行中心定位就可能產生折錯誤差（Aliasing Error），進而造成這種颱風中心跳躍之狀況。故本研究將討論於(1)模擬時間前 30 小時內這三組實驗的結果差異，以及(2)在 NT 實驗與 OC 實驗裡，颱風離開臺灣進入臺灣海峽後的變化情形，

希望透過位渦收支診斷分析以進行比較研究。

由沿著颱風行進方向所切出之垂直剖面的位渦時序變化圖中可以看到在模擬時間第 18 小時（即登陸前 4 小時；圖 4a），納莉颱風已發展為一成熟颱風，其位渦值呈現一典型之 H 型分佈型態（Yau et al.1999），這是由於眼牆附近有著強烈旋轉氣流（切線風）及旺盛的對流使得該處有著高位渦值。在氣旋中心（眼）處中層大氣的高位渦值則是因為暖核的存在，致使該處有著較強的熱力梯度所致。在第 23 小時（登陸後一小時；圖 4b），此刻颱風中心已於一小時前（模擬時間第

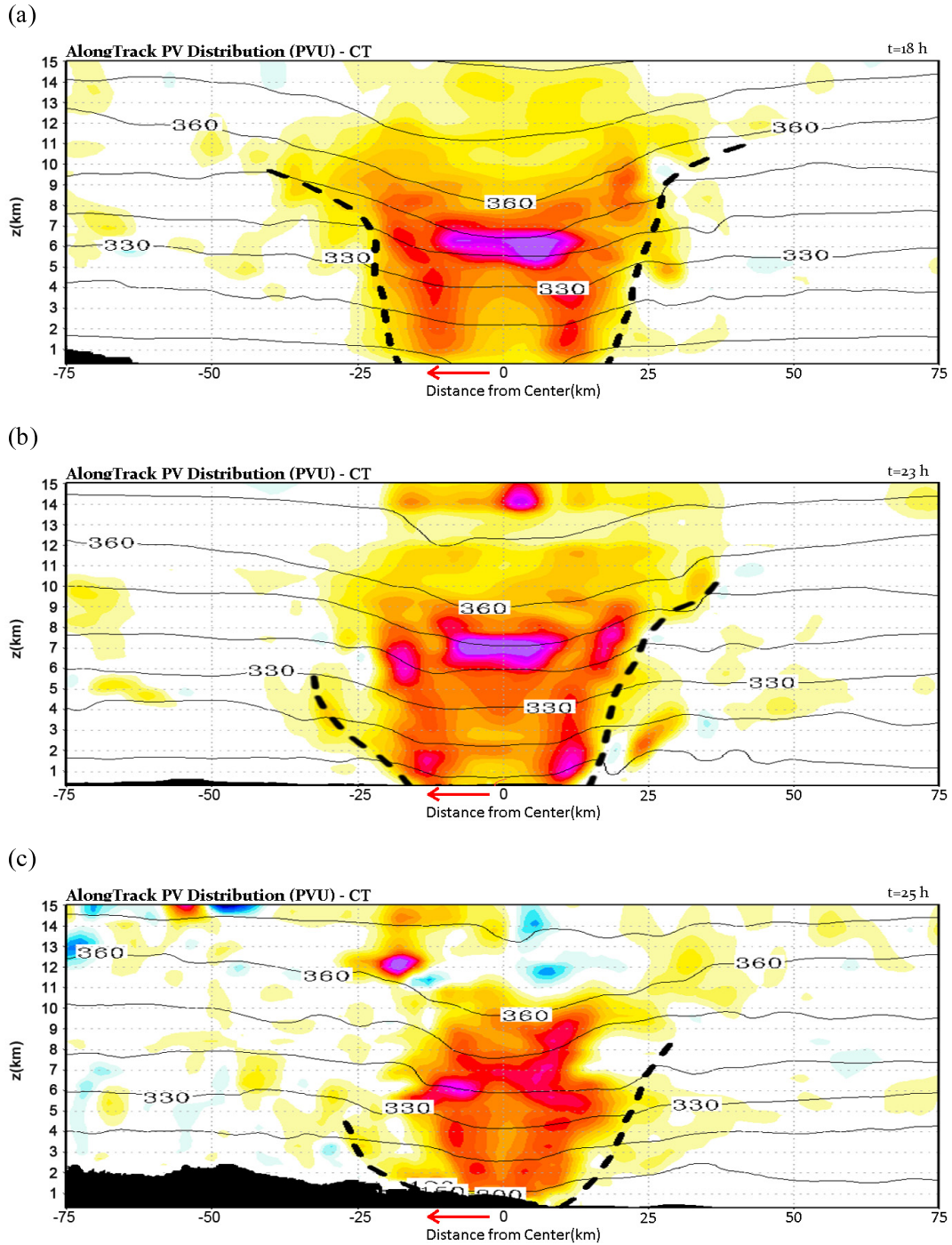


圖 4 上圖分別為 CT 實驗於(a)登陸前 4 小時、(b)登陸後 1 小時，及(c)登陸後 3 小時沿颱風行進方向切出的垂直剖面圖，色階為位渦值 (PVU;  $1\text{PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$ ) 垂直剖面圖，等值線為虛位溫(K)，粗黑色虛線為最大風速半徑 (RMW)。(箭號表示颱風前進方向)



22 小時) 剛登陸臺灣東北角, 低層位渦有增強的現象, 主要因其低層環流受臺灣陸地影響而增加低層輻合, 進而激發對流而釋放更多潛熱所致。在第 25 小時 (登陸後 3 小時; 圖 4c), 我們可以看到眼牆處的位渦明顯地向內收縮。位渦於 875hPa 等壓面經過方位角平均後 (圖 5a) 顯示, 納莉颱風登陸時位渦受地形影響有稍微增強隨後向內收縮現象, 此與 Wu et al. (2009) 瑞伯 (1998) 颱風登陸菲律賓呂宋島後眼牆位渦內縮現象 (圖 5b) 相似, 但後者並未增強。經由比較 CT 實驗以及 NT 實驗經方位角平均後的眼牆結構變化趨勢得知, 此眼牆位渦內縮並增強之現象的確為臺灣地形所致; Yang et al. (2011a) 指出, 如果移除臺灣地形, 納莉登陸後眼牆並未內縮 (見其圖 8 及圖 9)。仔細比較本研究及 Wu et al. (2009), 我們發現在模式設定上, 本實驗 D4 網域所用的水平網格間距與 Wu et al. (2009) 相同 (皆為 2 公里), 但垂直分層數較多 (本研究為 32 層而 Wu et al. 為 23 層)。雖然納莉 (2001) 颱風於登陸臺灣前在中央氣象局的強度分類中僅為中度颱風, 但其經過方位角平均以及 3 小時之時間平均後所得出的位渦極值, 與登陸菲律賓呂宋島前屬於強烈颱風的瑞伯 (1998) 颱風之位渦極值差不多 (皆為 45PVU 左右)。因此推論, 雖然納莉颱風的動力條件 (即其水平風速) 可能較弱, 但由於其時正處夏末秋初的九月 (相對而言瑞伯颱風形成於中秋的十月), 其環境的熱力條件讓納莉颱風成為一挾帶豐沛水汽之渦旋系統, 其強烈豪雨釋放劇烈潛熱足以產生夠大的熱力梯度, 使其位渦極值可以與風速較強的瑞伯颱風之位渦極值相匹敵。

### (一) 位渦收支分析

圖 6a 顯示位渦水平平流項於登陸前 4 小時的

水平分佈, 該項作用是將位渦由一個區域於水平方向平移到另一個區域, 故其分佈會呈現正負偶極 (dipole) 分佈成對出現; 此水平平流項除了將位渦順著氣旋流場傳送外, 眼牆與颱風中心間的低層徑向入流及高層徑向出流亦會促進位渦的混合。圖 6b 顯示位渦垂直平流項的水平分佈, 其分佈在低層與上升運動一致, 強烈位渦垂直平流出現於眼牆 (接近 RMW) 附近, 顯示垂直平流作用於此處扮演著向上傳送位渦的角色, 造成局地位渦減少。圖 6c 為此時的潛熱作用項; 圖 6d 為摩擦作用項; 而圖 6e 則為剩餘項, 該項是利用每 6 秒鐘一筆的模式輸出, 配合二階穩定的時間差分所計算得來, 在眼牆附近, 剩餘項的值小於主要貢獻項 (潛熱作用項) 一個級數, 在地形上由於瞬間的潛熱釋放以及座標轉換時的數值誤差, 使得該處的值較大。

當納莉颱風登陸臺灣一小時後 (模式時間 23 小時), 從此時的潛熱作用 (圖 7a) 以及垂直平流作用中 (圖 7b) 可以看出颱風渦旋環流受到臺灣地形抬升影響, 激發對流造成強烈上升運動, 在臺灣東北角附近生成一主雨帶, 透過垂直平流作用將更多位渦由低層向上傳遞而移出此區域。

納莉颱風登陸前, 潛熱作用項之分佈如同眼牆般較為垂直 (圖 8a); 而在低層大氣中, 此項於颱風行進方向之前側對位渦生成有明顯的正貢獻, 而在中高層大氣中此項對位渦的正貢獻已不如於低層那麼顯著, 同時也有負貢獻的存在。當納莉颱風登陸臺灣東北角時 (圖 8b), 潛熱項的垂直分佈情形與 Yang et al. (2008) 指出在納莉颱風登陸後眼牆的向外傾斜現象一致, 於其移動方向之前側同樣有著垂直向外傾斜的現象。此時由於臺灣陸地效應加強垂直對流, 造成大量潛熱釋放, 潛熱項於低層大氣對位渦的正貢獻有明顯增

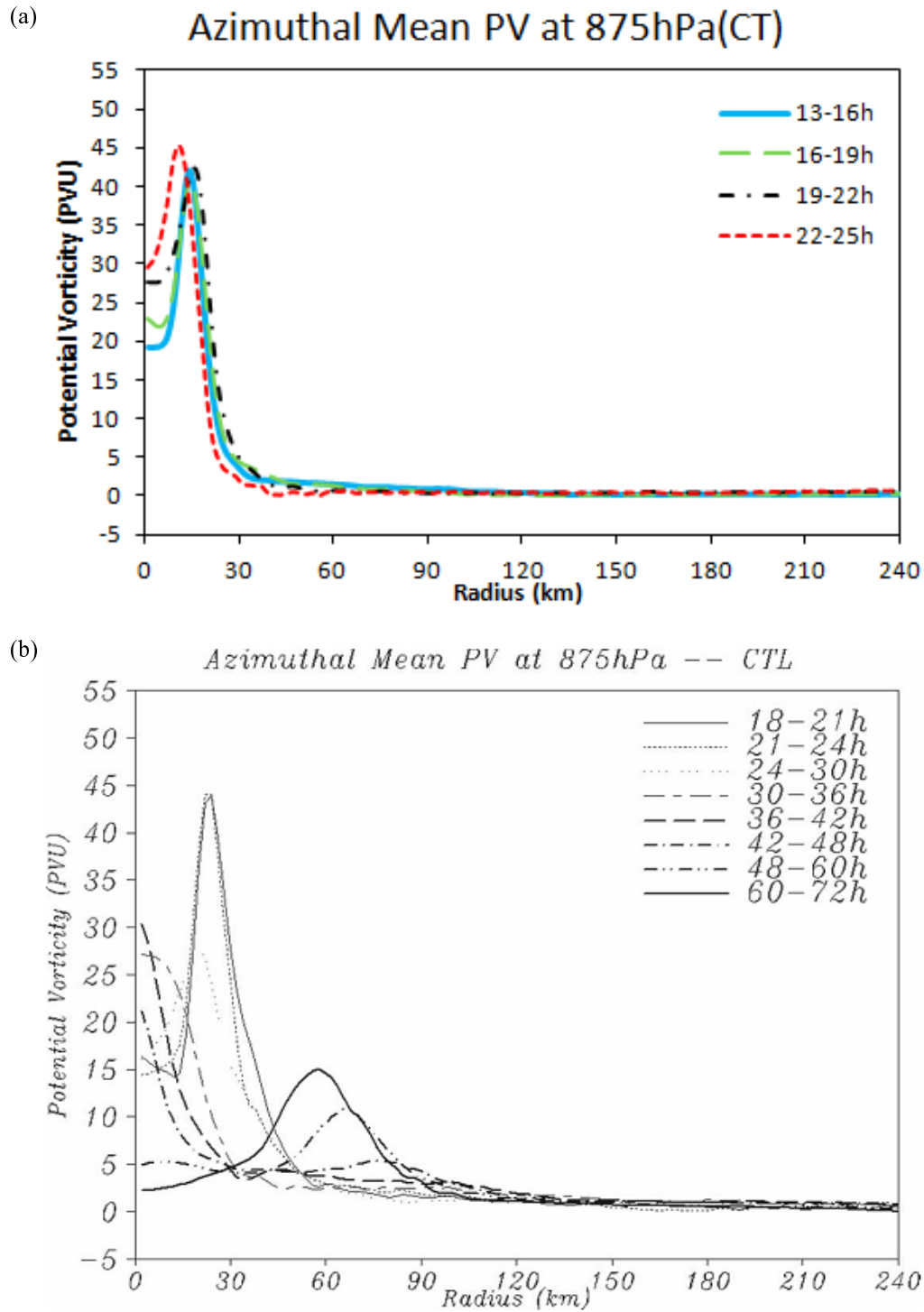


圖 5 (a) CT 實驗中位渦(PVU)經方位角平均後於 875hPa 等壓面上的結果。(b)同圖(a), 但是為瑞伯颱風 (1998) 的結果 (颱風中心於 25h 時登陸呂宋島), 取自 Wu et al. (2009)。

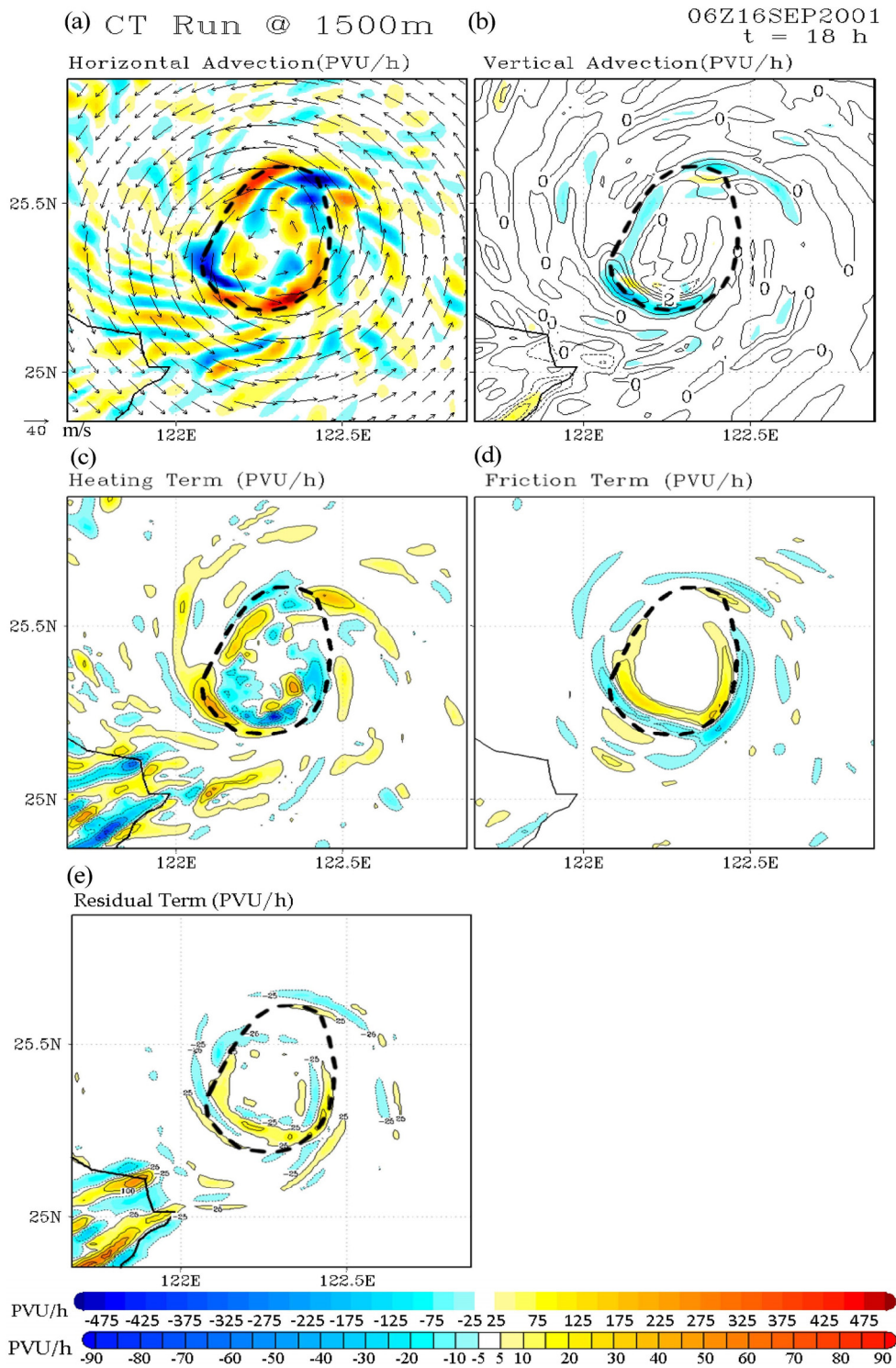


圖 6 CT 實驗於第 18 小時在 1.5 公里水平剖面上的(a)水平(b)垂直平流作用，風標為該高度之水平風場，等值線為垂直速度(m/s)，以及(c)潛熱作用項、(d)摩擦作用項與(e)剩餘項(PVU/h)，粗黑色虛線為最大風速半徑 (RMW)。(註：摩擦作用項所用之色階間距較其他各項小，約為其之 1/5)。

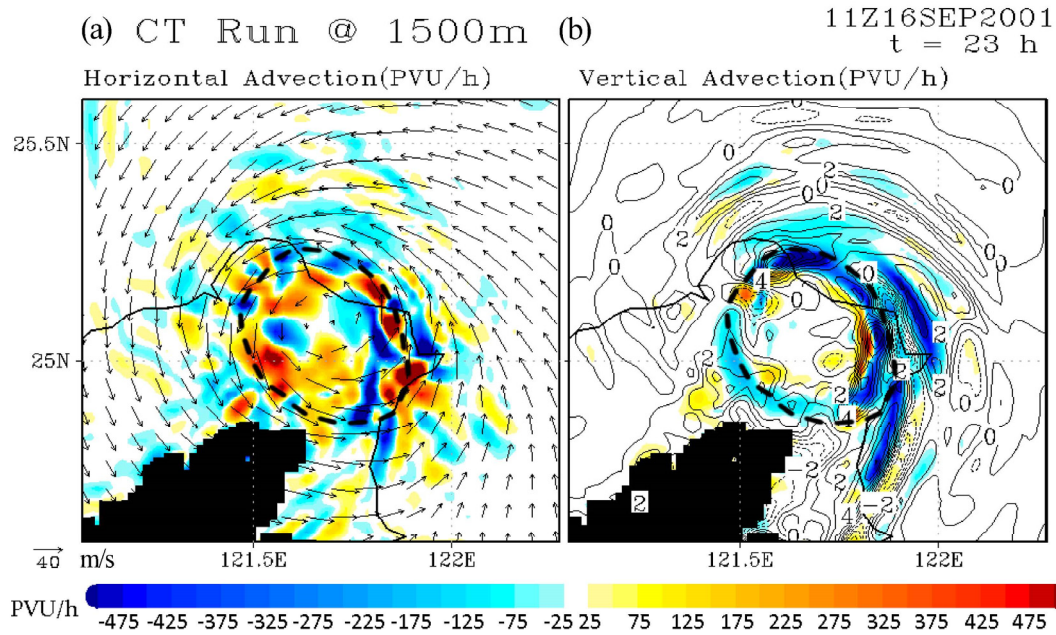


圖 7 同圖 6，但為 CT 實驗於第 23 小時的(a)水平、(b)垂直平流作用(PVU/h)。

強。此外也可以看到潛熱作用所造成的正貢獻區域在中層大氣中變得較先前寬廣，這是因為地表摩擦及地形阻擋效應使得切線風減弱及地形上之向外傾斜的徑向出流增強(圖 8c)，將降水粒子由內核往外圍雨帶傳送，導致地面降水區域更為寬廣(Yang et al. 2011a)。雖然圖 8c 為模擬第 22 小時結果(而圖 8b 為第 23 小時結果)，不過仍可看到位渦的正貢獻區在颱風行進方向前側有明顯向外傾斜並向地形方向延伸之現象。配合位渦垂直平流作用來看，我們可看出在低層大氣中這些由對流潛熱釋放生成之位渦，會經由垂直平流作用向上傳遞。在圖 8a 及圖 8b，於位渦生成處(源區)上方多半伴隨著一個消耗位渦的匯，使其成為上負下正的分佈；這是因為在(1)式中，潛熱作用項計算時已包含加熱趨勢的空間梯度，當該處位於凝結潛熱釋放的極大值之上方時，就會有著負的垂直熱力梯度存在，因而產生對位渦的負貢獻。此外在中心(颱風眼)附近有較弱之位渦生

成及消耗項，這是因為 MM5 模式所模擬出來的颱風中心依然有少量的水汽、冰晶、雲水的存在(Yang et al. 2011c)，這些水相粒子進行相位轉換時就會產生少量的位渦生成或消散現象。所以潛熱作用項除了是位渦的主要貢獻項外，也是位渦的主要消耗項。

由於 MRF 邊界層參數化法所輸出的摩擦項包含邊界層中的近地表摩擦以及垂直亂流混合作用，故此項在位渦的收支上不一定是表現出由地表摩擦作用所造成的負貢獻。在圖 9a 中，此時納莉颱風中心仍位於海上，洋面摩擦力的作用相對於垂直亂流混合作用來說較小，配合(二)地形敏感度實驗中 NT 以及 OC 實驗之結果得知，此時摩擦項造成位渦變化的分佈為亂流混合作用所主導。當颱風登陸臺灣後，由圖 9b 可明顯地看到在颱風移動方向之前側，摩擦項之影響範圍與其在海上時(圖 9a)相比向上延伸許多，而且造成之正負貢獻也更為顯著，配合 NT 實驗結果可知

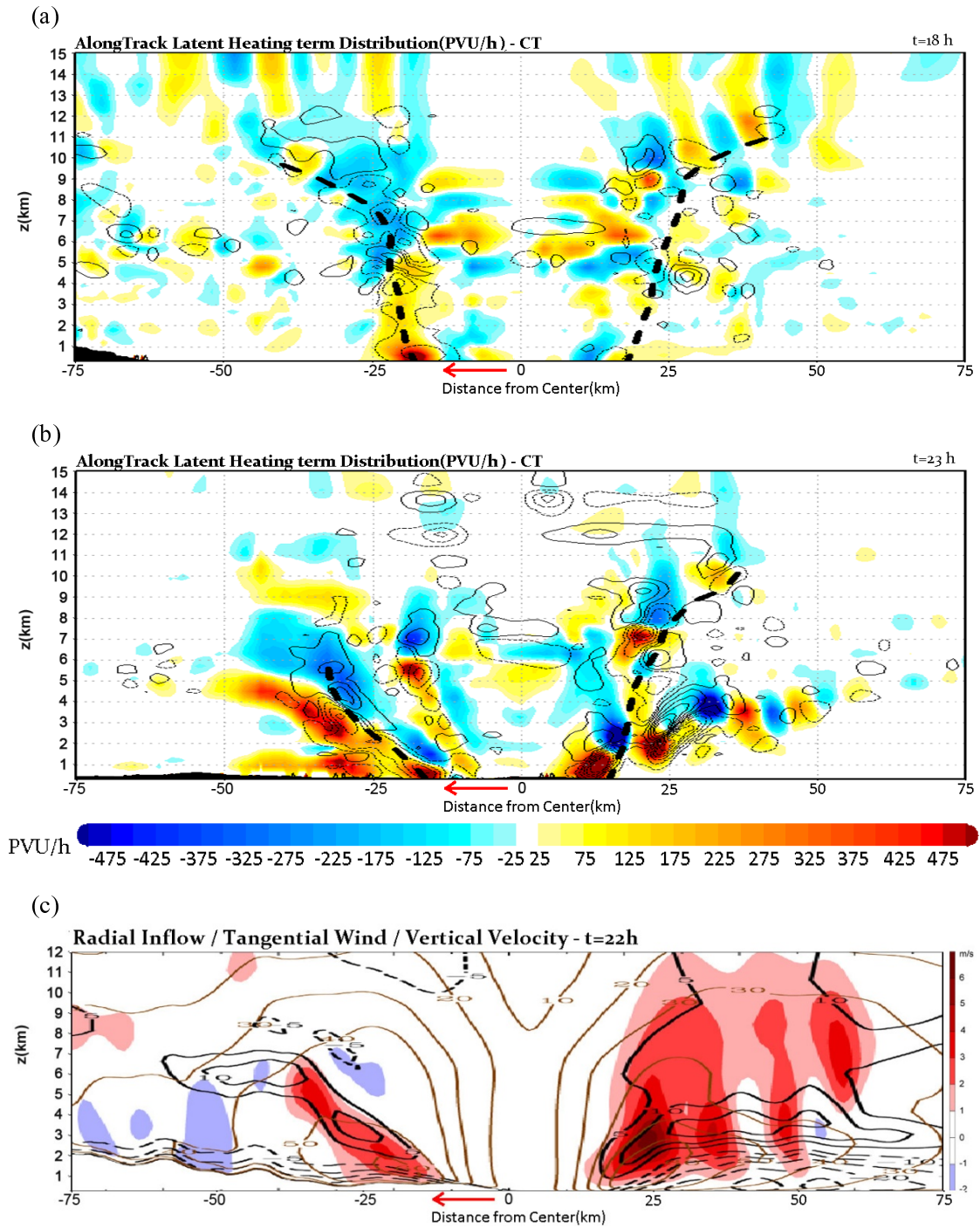


圖 8 CT 實驗於第(a) 18, (b) 23 小時沿颱風行進方向所切出的潛熱作用項 (色階, PVU/h) 垂直剖面圖, 圖中等值線為垂直平流作用(PVU/h)的影響, 實線為正值, 粗黑虛線為最大風速半徑(RMW)的軸線。圖(c)為第 22 小時之垂直剖面, 其中虛(實)黑線為徑向入(出)流(m/s), 褐色實線為切線風(m/s), 色階為垂直速度(m/s)。

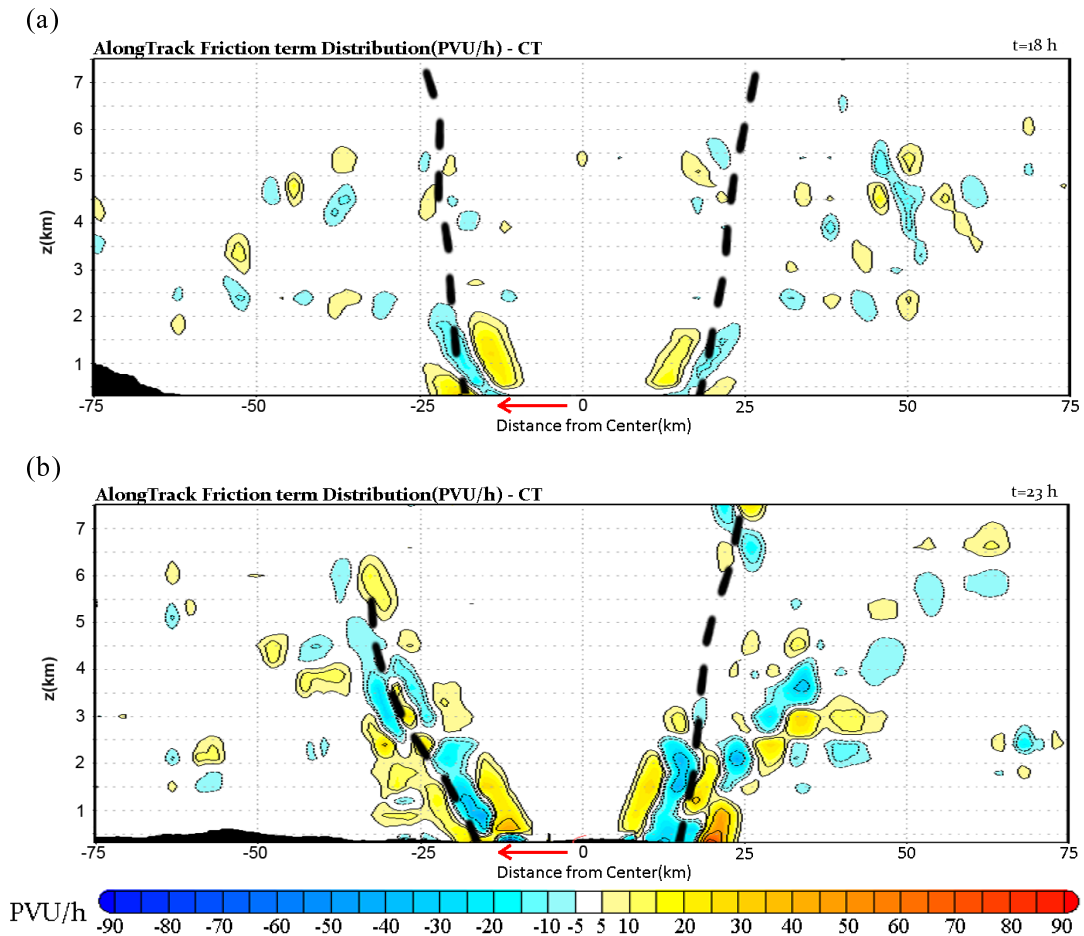


圖 9 CT 實驗於第(a) 18、(b) 23 小時摩擦作用項(PVU/h)在沿颱風行進方向上之垂直剖面圖，粗黑虛線為最大風速半徑(RMW)的軸線。(註：此處所用之色階間距較圖 8a、8b 小，約為其之 1/5)。

此現象應為颱風受臺灣地表之摩擦力影響，以及臺灣地形造成亂流增強垂直混合所致 (Yang et al. 2011b)。

## (二) 地形敏感度實驗

為了進一步瞭解臺灣地形對納莉颱風位渦收支的影響，我們進行地形敏感度測試以檢驗臺灣地形的存在與否 (CT vs. NT) 以及臺灣地表的存在與否 (NT vs. OC) 會對位渦收支造成何種影響。

圖 10 分別為 NT 實驗於登陸前 4 小時 (圖 10a)、登陸後 3 小時 (圖 10b) 及登陸後 6 小時

(圖 10c) 沿颱風行進方向的位渦垂直剖面圖。比較圖 4 與圖 10，我們可以看出當移除臺灣地形，颱風登陸後並未出現位渦環收縮的現象，且於眼牆處並沒有像 CT 實驗出現明顯的高位渦值 (圖 4b vs. 圖 10b)，顯示臺灣地形對此現象之重要性。颱風登陸 6 小時後，NT 實驗中颱風的暖核結構由於海面水汽及可感熱通量的截斷而明顯減弱 (圖 10b)。

若進一步比較 NT 實驗 (圖 10) 與 OC 實驗 (圖 11)，我們可以發現 NT 實驗所模擬出來的颱風於其行進方向前側之眼牆處有較高的位渦值

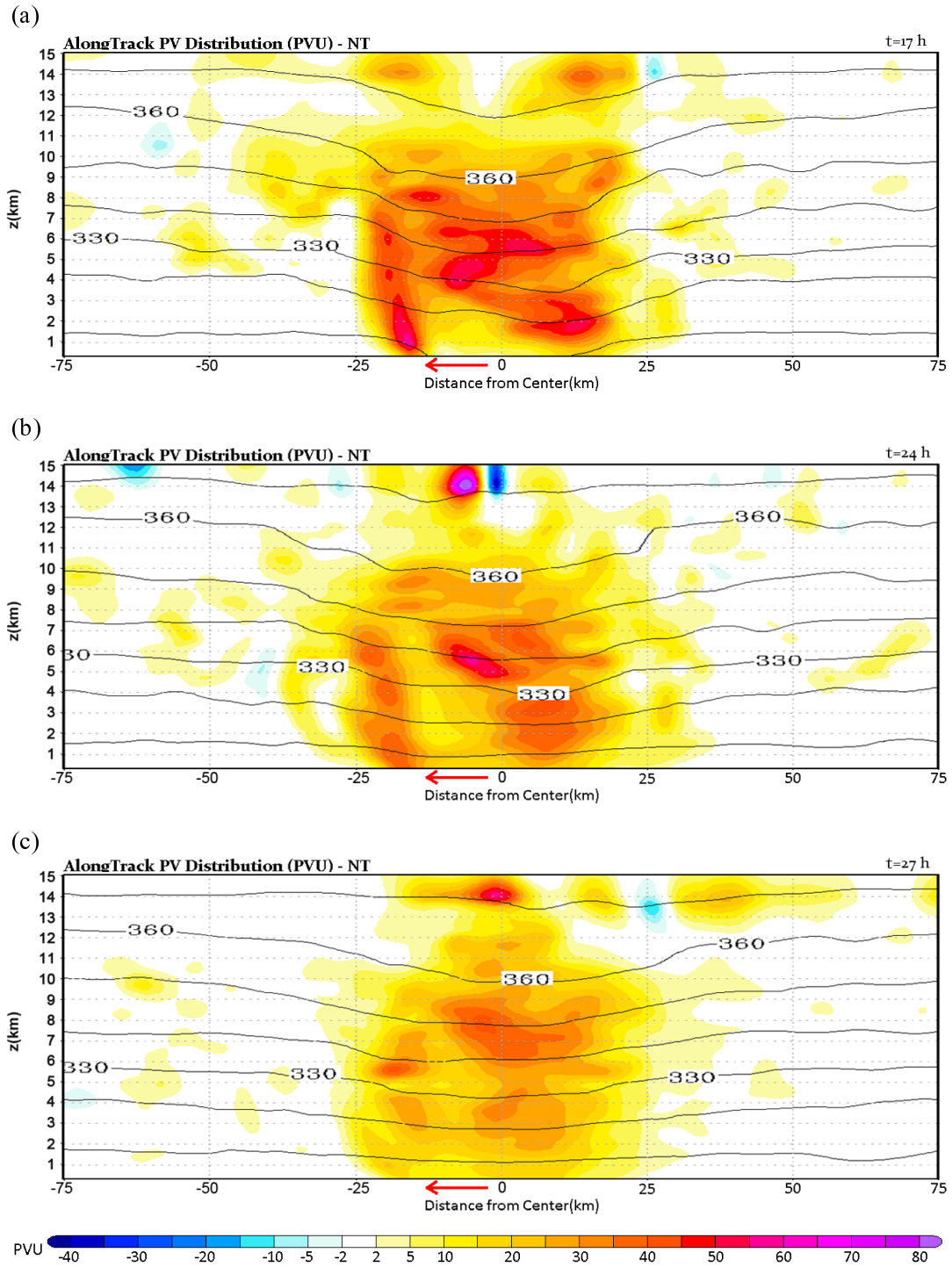


圖 10 NT 實驗於(a)登陸前 4 小時( $t = 17h$ )(b)登陸後 3 小時( $t = 24h$ )，(c)登陸後 6 小時( $t = 27h$ )位渦(PVU)及虛位溫 (K, 等值線)在沿颱風行進方向上之垂直剖面圖。

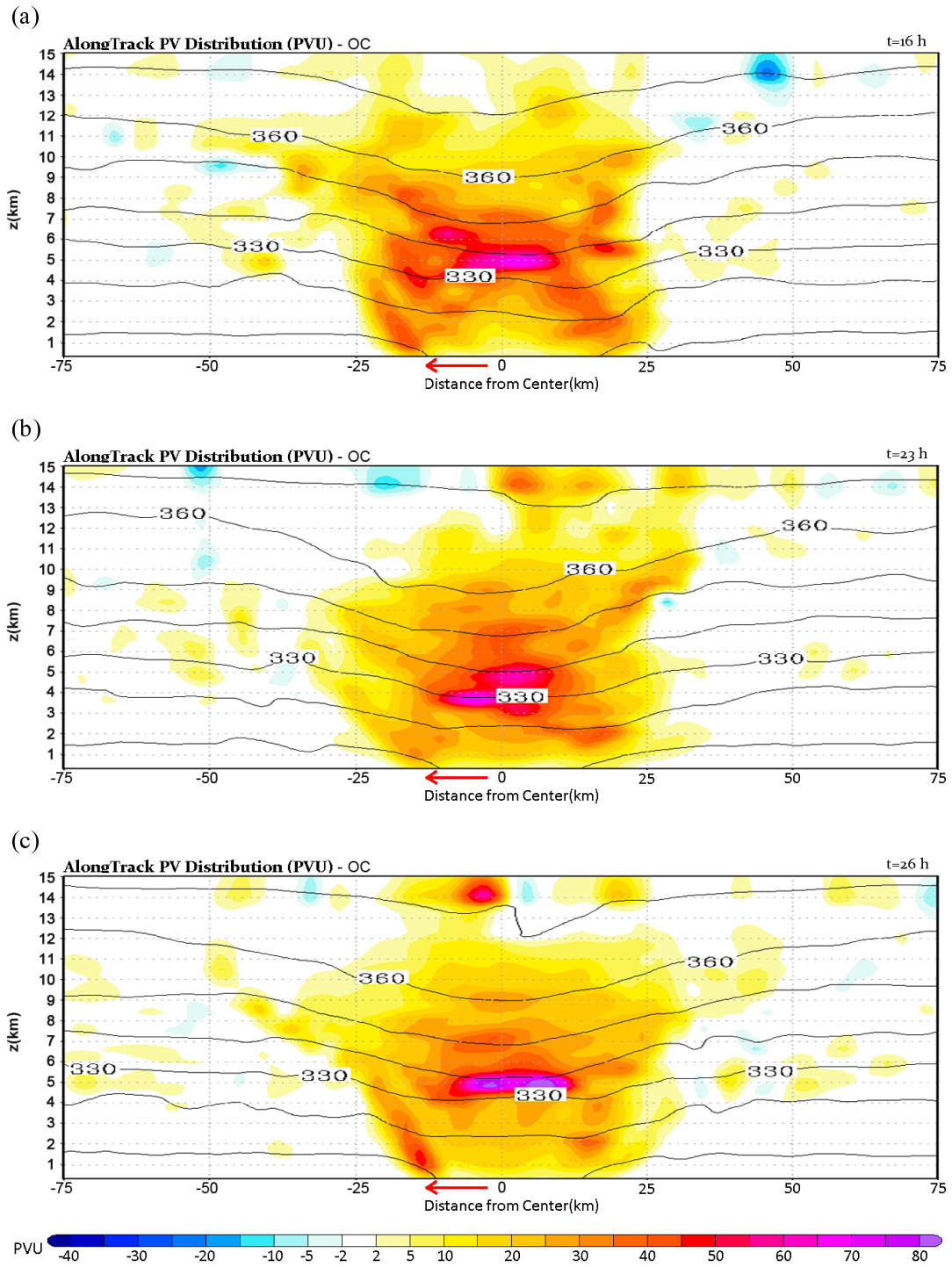


圖 11 同圖 10，不過為 OC 實驗之結果。



(圖 10b vs. 圖 11b)，由此分佈特性可推論臺灣地表的生成在於颱風登陸初期對低層位渦於海陸交界面的生成有著一定的幫助，但在颱風登陸一段時間後，由於洋面之水汽通量及可感熱通量被截斷，使該處的高位渦值無法繼續存在而逐漸消散(圖 10c)。但是在 OC 實驗中則沒有此現象，反倒是可以看到低層眼牆中的位渦稍稍減弱後再重新增強，而且一直有著暖核結構的存在(圖 11)，故可以得知來自海洋的水汽及可感熱通量對其颱風位渦結構之重要影響。

比較 NT 實驗以及 OC 實驗在登陸前 4 小時 ( $t = 16h$ ) 與登陸後 1 小時 ( $t = 21h$ ) 於近地表 (0.3 公里高度) 處之摩擦作用項的水平分佈情形，我們可以清楚地看到當臺灣為平坦地形時 (NT 實驗；圖 12)，納莉颱風移入臺灣後摩擦作用項於近地面對位渦生成之負貢獻立即出現。若將臺灣陸地更換成洋面後此現象則不復存在 (OC 實驗；圖 13)，反而多為由海面可感熱通量及水汽通量造成的正貢獻，兩者比較可以看出臺灣地表摩擦力對位渦生成有顯著的負影響。

接著比較兩組實驗 (NT 與 OC) 位渦收支中潛熱作用項的差異，我們知道當有地表摩擦存在時，會增強低層氣流輻合而激發垂直對流之效果，此與 Wu et al. (2009) 的結果相符。由圖 14a 中可看出在 NT 實驗中，當納莉颱風進入臺灣本島後，於低層 0.3 公里高的水平剖面上潛熱作用項對於位渦生成有明顯的正貢獻，而其環狀分佈情形與摩擦項造成之位渦負貢獻的水平分佈 (圖 12b) 類似但數量級較大；相對地，在 0.3 公里高度處的剖面上，OC 實驗中其潛熱作用項對位渦造成的正貢獻僅出現在颱風行進方向之前側 (圖 14b)。結合摩擦作用項及潛熱作用項的結果，我們得知地表摩擦力之作用於納莉颱風登陸臺灣初

期，將會增強低層徑向入流，促進對流發展進而使得位渦增加。

### (三) 颱風出海後之變化情形

在三組數值模擬實驗中，除了 CT 實驗以外，NT 實驗以及 OC 實驗所模擬的納莉颱風都會受環境駛流場牽引而在北台灣打轉後再出海，故我們可以分析這兩組實驗結果以探討颱風出海後位渦環的重新組織過程。

於 NT 實驗中，當颱風離開臺灣時，可以看到位渦環的重新形成 (圖 15)；隨後這個位渦環增強，其形狀呈現一多邊形之型態 (Schubert et al. 1999)，而且此重新形成的位渦環之半徑也大於颱風登陸前原有的位渦環的半徑。在 Wu et al. (2009) 針對瑞伯 (1998) 颱風所進行的數值模擬中，當瑞伯颱風離開呂宋島，重新回到洋面上時也有此位渦環重新形成現象的出現。相對而言，OC 實驗中的颱風雖然也有位渦環呈現多邊形的現象，但其位渦環沒有這種消散後再形成的現象出現 (圖 16)，而其分佈也較具有軸對稱性。

颱風重新移入洋面後的位渦環之所以產生多邊形的形狀，部份原因可能是由於渦旋羅士比波的影響 (Guinn and Schubert 1993)，進一步透過位渦收支分析研究 NT 實驗中位渦環分佈相當不對稱之原因，推論可能是由於不對稱的潛熱加熱作用所致 (Schubert et al. 1999; Wu et al. 2009)。當颱風渦旋離開陸地重新進入洋面之際，受到來自海洋的水汽通量及可感熱通量影響，潛熱加熱作用於靠近海洋該側會產生較高的位渦值 (圖 17)；隨後這些於海上生成的位渦會被渦旋環流帶往陸地，並於陸地上經由降雨之蒸發冷卻過程而被消耗掉，此過程於 2-3 小時內不斷地重複發生。當颱風環流 (其最大風速半徑內的環流) 完

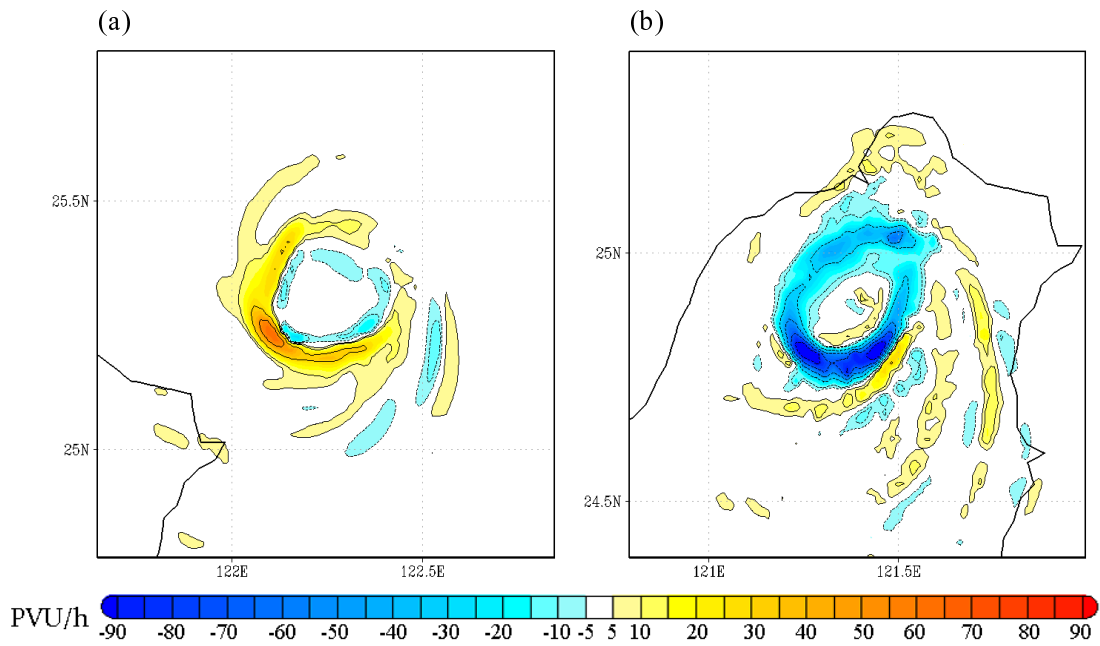


圖 12 NT 實驗於(a)登陸前 4 小時( $t = 17\text{h}$ )、(b)登陸後 3 小時( $t = 24\text{h}$ )摩擦作用項(PVU/h)在 0.3 公里高度之水平剖面圖。

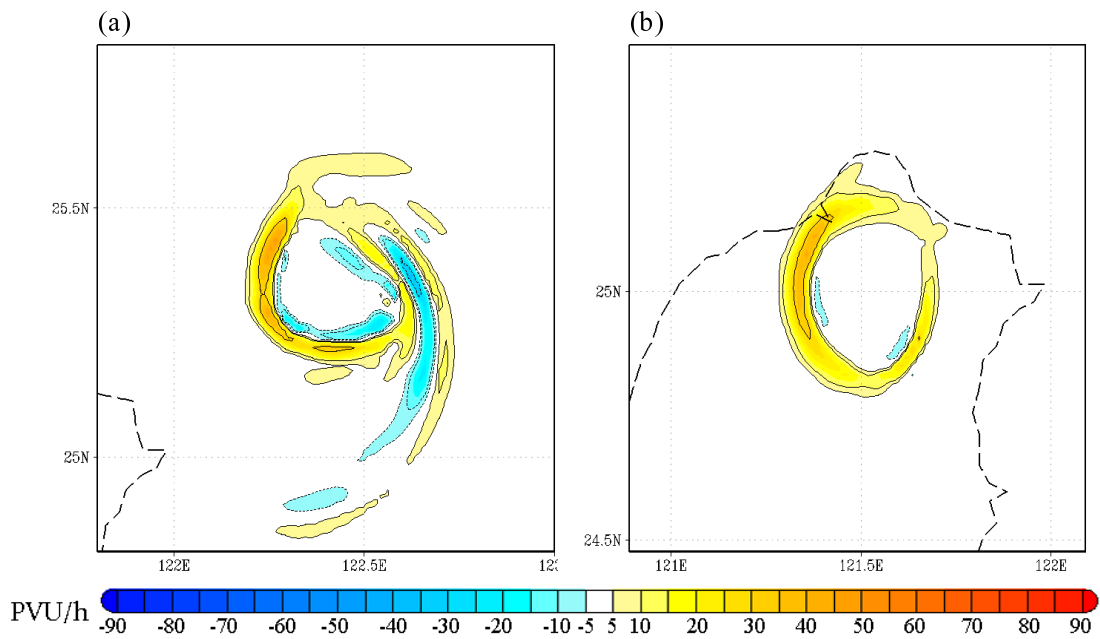


圖 13 同圖 12，但為 OC 實驗之結果。因本實驗已無臺灣陸地存在，故原本的臺灣陸地範圍用細虛線表示。

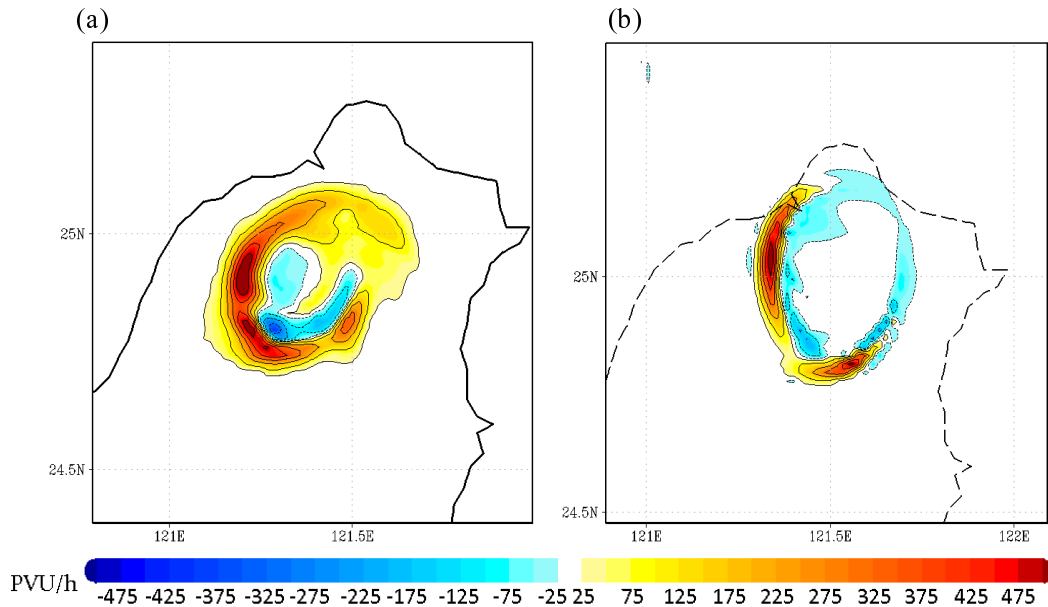


圖 14 登陸後 3 小時(a) NT 實驗(t = 24h)與(b) OC 實驗(t = 23h), 潛熱作用項(PVU/h)在 0.3 公里高度之水平剖面圖。

全移至洋面上時，此時颱風的次環流較弱（相對於原本在陸地時），無法產生較強的深對流而形成較高的位渦，需等到颱風移至洋面上重新增強一段時間後，潛熱作用項才開始生成較強的位渦，如此不對稱的加熱作用是使重新生成的位渦不僅呈現多邊形分佈，並且相當地不對稱的主要原因。此外，根據 Wu and Wang (2000, 2001) 的研究，對照 NT 及 OC 實驗所模擬的颱風路徑結果來看，此不對稱的加熱作用亦為可能造成 NT 實驗的颱風路徑出現擺線震盪的原因之一。

## 五、討論與結論

本研究根據 Yang et al. (2008) 利用 PSU-NCAR MM5 模式以模擬納莉 (2001) 颱風之高時空解析度的模式輸出結果，進一步透過位渦收支方程來對納莉颱風之位渦演變進行診斷分析；並且經由與去除臺灣地形及純海洋之敏感度實驗比較，希望能夠更深入瞭解臺灣地形及洋面水汽

通量與可感熱通量輸送過程對於納莉颱風位渦收支的可能影響。

與前人研究 (Thorpe 1985; Haynes and McIntyre 1987; Wu 2001; Wu et al. 2009) 相比，本研究較明顯不同的是使用可壓縮非靜力之位渦收支方程，此方程在分析高時空變異度的颱風模擬資料時應該較為合理，因為此方程包含非靜力平衡動力過程的小尺度對流運動，對於應用於複雜地形的臺灣地區應該較為合理。不過值得注意的是，在推導位渦收支方程(1)式時，所用的動量方程與包含次網格式度 (Sub-Grid Scale) 的 MM5 原始動量方程並不完全相同，所以即便(1)式完整考慮各種非絕熱作用，但原本 MM5 模式次網格式度化的作用仍然可能使得計算出來的位渦並不完全守恆。

雖然(1)式之位渦收支方程中採用之非絕熱項於本研究中僅考慮雲微物理過程所造成之潛熱釋放及吸收，但由於在颱風登陸期間，潛熱的變

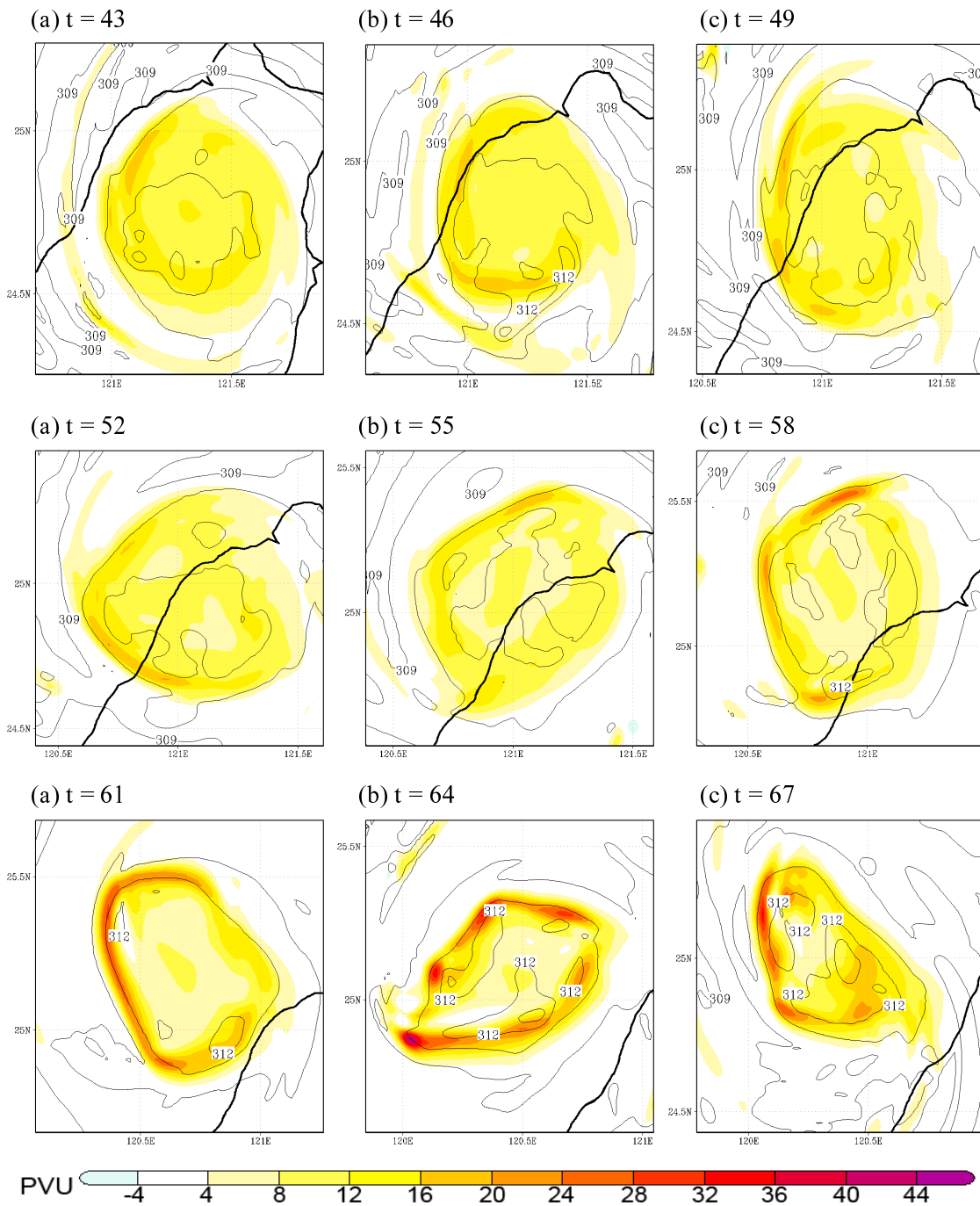
NT Run PV Distribution on  $Z = 1.5\text{km}$ 

圖 15 NT 實驗於 1.5 公里高處，在第(a) 43、(b) 46、(c) 49、(d) 52、(e) 55、(f) 58、(g) 61、(h) 64 以及(i) 67 小時的位渦水平分佈變化圖，色階為位渦值（單位為 PVU），等值線為虛位溫（單位為 K，等值線間隔 1K）。

OC Run PV Distribution on Z = 1.5km

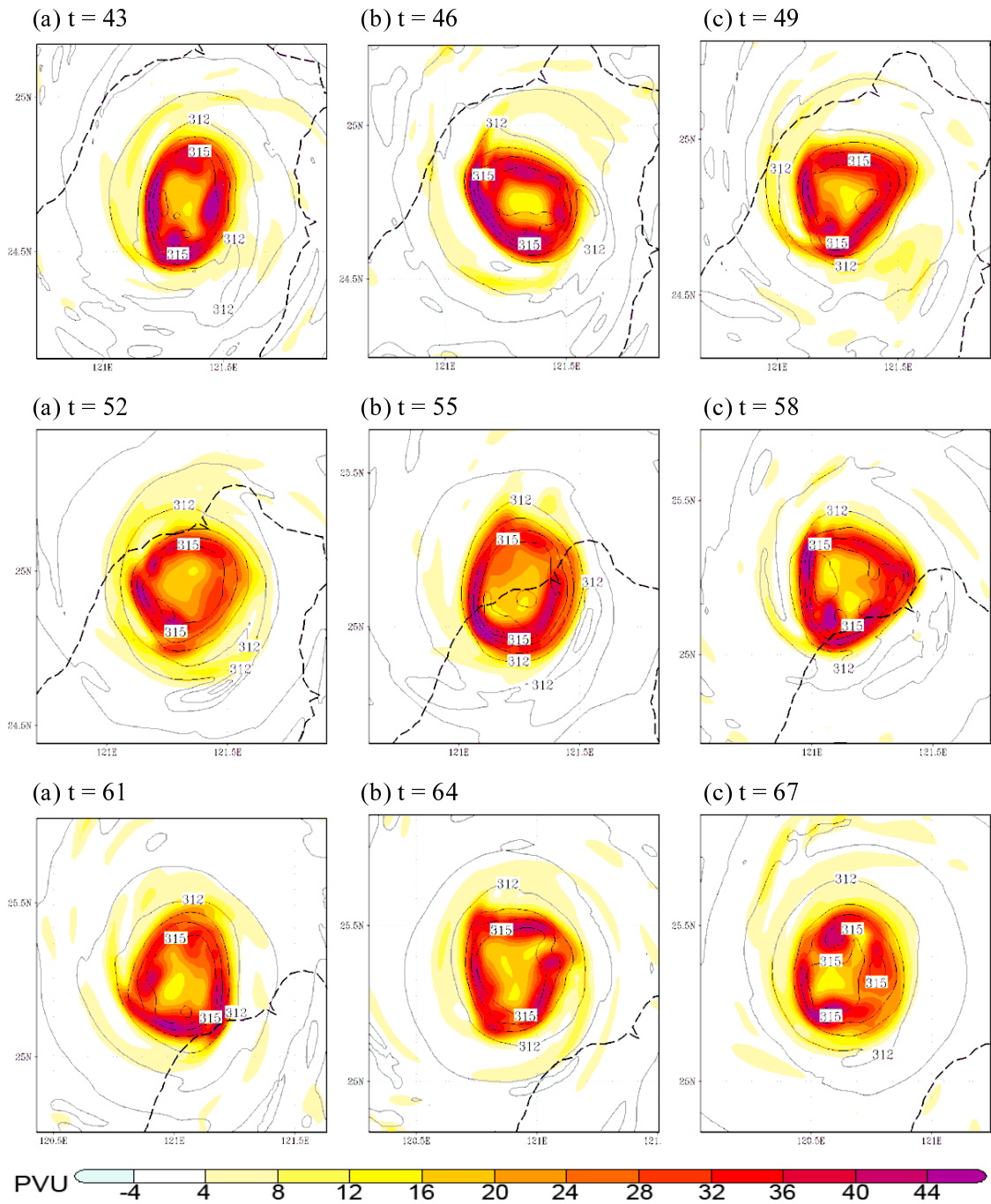


圖 16 同圖 15，但為 OC 實驗之結果。

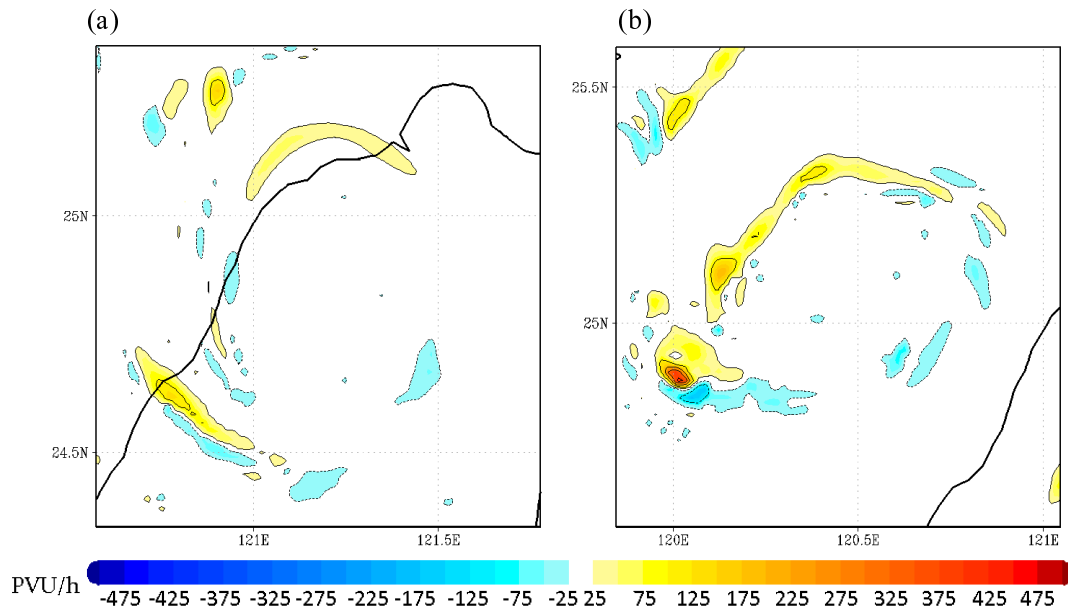


圖 17 NT 實驗於第(a) 46 及(b) 64 小時，於 1.5 公里高處潛熱作用項(PVU/h)的水平剖面圖。

化相對於輻射的變化在非絕熱過程中應為主導作用項，故其仍足以表現出此項之特性；Wu and Kurihara (1996)、Wu (2001) 及 Wu et al. (2009) 的研究中同樣也指出潛熱對位渦之貢獻大於輻射加熱一個數量級以上。但由於潛熱變化趨勢項中包含了所有水相粒子進行相位轉換的總潛熱釋放及吸收，故於分析時除了靠傳統認知上潛熱中的主導項（如凝結潛熱加熱及蒸發冷卻等；見 Yang et al. 2011c）來判斷之外，不容易看出究竟是何項雲物理過程（如液態水滴蒸發或雪花溶解成雨滴等）造成此一影響。若想要進一步檢查雲微物理作用中各項過程對於位渦所造成的變化，則需將各項雲微物理過程造成的潛熱釋放或吸收分開計算方能得知。此外，本研究中所取得的潛熱作用項以及摩擦作用項分別透過模式之雲微物理參數化法以及邊界層參數化法計算求得，是故選擇使用不同的雲微物理及邊界層參數化法於定量上將會得到若干不同的結果。

納莉颱風在登陸臺灣後其眼牆位渦環有明顯收縮的現象，經由地形敏感度比較得知是因臺灣的地形阻擋而非颱風內部動力過程造成此一現象；換言之，移除臺灣地形後眼牆位渦環並未收縮 (Yang et al. 2011a)。納莉颱風在登陸後其切線風逐漸減弱，徑向入流增強 (Yang et al. 2011b)，此一現象有利於眼牆內對流系統的內縮，進而導致位渦向內集中。

在位渦收支中，潛熱作用項與摩擦作用項為位渦收支中的兩項非保守項，而潛熱作用項的數量級大於摩擦項一個數量級以上。潛熱作用項於低層大氣中是位渦的主要貢獻項，此結果與 Wu et al. (2009) 的結果相符。此外，該項於高層大氣則為位渦的主要消耗項，在中層大氣則可為主要消耗或貢獻項（視當時大氣水汽飽和與否而定）。摩擦作用項包含了亂流混合及近地表摩擦力之作用，當納莉颱風處於海上時，摩擦項透過洋面水汽通量及可感熱通量作用在低層大氣對於位渦生

成造成正貢獻；納莉颱風登陸後地表摩擦力增加，但由於臺灣複雜地形的影響，此項作用不一定是經由地表摩擦的增強而對位渦產生負貢獻，有時會透過垂直亂流混合的增加亦有可能產生對位渦生成的正貢獻。進一步透過地形敏感度實驗比較得知，移除臺灣地形後摩擦項於近地表主要受摩擦力影響造成位渦的負貢獻，表示臺灣地形的阻擋可能會使亂流混合作用增強並激發深對流，進而造成位渦增加之現象。而在將臺灣地表替換為海洋的敏感度實驗中顯示，前述地表摩擦力對於位渦造成負貢獻的現象立即消失，由此得知，洋面上的水汽通量及可感熱通量為產生低層大氣正位渦的主要生成原因。

另外由海洋敏感度實驗比較得知，海表面通量是維持納莉颱風內核位渦環存在的重要要素之一；當有臺灣地形存在時會因為地形之阻擋以及地表摩擦力的影響而較容易激發深對流，有助於低層位渦的生成。對照平坦陸地（NT）的敏感度實驗，吾人可以發現當颱風出海時，海陸分佈所造成的不對稱加熱可能是造成該敏感度實驗中隨後颱風路徑出現擺線震盪的原因。

值得一提的是，本研究中位渦收支之潛熱作用項的數值比同樣是採用雲解析模式（水平網格間距為 2 公里）的前人研究（Wu et al. 2009）中所得出來的數值還要大（極值甚至可達其兩倍以上），部份原因可能是因為納莉颱風所處的環境相對於瑞伯颱風而言水汽較多（納莉生成於 9 月，但瑞伯生成於 10 月），故其颱風環流可以挾帶著大量水汽，以致於能夠釋放巨大的潛熱。另一個原因可能是因為臺灣地形相當複雜，山脈地形較為高聳陡峭（中央山脈於 D4 中最高處超過 3500 公尺，其平均寬度約為 60 公里），因此相對於 Wu et al. (2009) 中的菲律賓呂宋島（於其實驗

中之 Cordillera Central 山脈在 D4 裡最高處為 2125 公尺，寬度同樣約為 60 公里左右）而言，可以激發更強烈的深對流，釋放更多潛熱進而產生更大的位渦值。

藉由位渦值的比較得知，雖然 2001 年的納莉颱風其水平切線風速相對於 1998 年的瑞伯颱風來說較弱，但納莉颱風伴隨著豪大雨現象，造成劇烈之潛熱釋放，因故仍使其成為一有著高位渦的熱帶氣旋系統。未來可進一步對其他登陸颱風個案進行位渦的收支計算，期待能增進吾人對於登陸颱風之動力以及熱力現象的瞭解。

最後，本研究位渦方程中所使用的非絕熱加熱項僅包含潛熱作用，未來可進一步考慮如輻射之影響，使得此項計算更為完整。此外也可以透過傅立葉級數分解以檢驗 NT 實驗中颱風出海時，潛熱作用項的非對稱之高波數分佈與颱風行徑路線呈現擺線震盪的關係。納莉眼牆中強烈位渦梯度的存在，也顯示著可能有渦旋羅士比波（Vortex Rossby Waves）的存在（Guinn and Schubert 1993），未來也可以進一步探討渦旋羅士比波會對納莉颱風位渦的傳送有何種影響。

## 致謝

本研究得以順利完成要特別感謝氣象局提供氣象資料、黃小玲博士提供 MM5 模式設定及資料，黃清勇教授、吳俊傑教授、李永安教授以及兩位論文審查者提供寶貴意見，使得本文更具學術研究參考價值。最後感謝國科會計畫 NSC100-2119-M-008-017、NSC99-2625-M-008-005-MY3 及氣象局計畫 MOTC-CWB-100-M-15 的支助。

## 參考文獻

- 王寶貫，1996：雲物理學。渤海堂，台北市，382頁。
- 周仲島，高聿正，李文兆，2008：納莉颱風登陸後內核中低層環流結構變化特徵。大氣科學，第三十六期第三號，163-177
- Bister, M., and K. A. Emanuel, 1998: Dissipative heating and hurricane intensity. *Meteor. Atmos. Phys.*, **65**, 233–240.
- Brand, S., and J. W. Blesloch, 1973: Changes in the characteristics of typhoons crossing the Philippines. *J. Appl. Meteor.*, **12**, 104–109.
- Davis, and S. Low-Nam, 2001: The NCAR–AFWA tropical cyclone bogussing scheme. U.S. Air Force Weather Agency (AFWA) Rep., 21 pp.
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077-3107.
- Elsberry, R. L., K. A. Emanuel, G. Holland, H. Gerrish, M. DeMaria, C. Guard, 1992: Is there any hope for tropical cyclone intensity prediction? A panel discussion. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 264-275.
- Franklin, C.N., G.J. Holland and P.T. May, 2006: Mechanisms for the generation of mesoscale vorticity features in tropical cyclone rainbands. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2649-2669.
- Grell, G. A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764-787.
- Guinn, T. A., W. H. Schubert, 1993: Hurricane spiral bands. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3380-3403.
- Haynes, P. H., McIntyre, M. E., 1987: On the evolution of vorticity and potential vorticity in the presence of diabatic heating and frictional or other forces. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 828-841.
- Hong, S.-Y., and H.-L. Pan, 1996: Nocturnal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2322-2339.
- 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.
- Pedlosky, J., 1987: *Geophysical Fluid Dynamics* (2<sup>nd</sup> Ed.). Springer-Verlag, New York, 38-42.
- Reisner, J., R. J. Rasmussen, and R. T. Bruijtes, 1998: Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**, 1071-1107.
- Schubert, W. H., and B. T. Alworth, 1987: Evolution of potential vorticity in tropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 147-162.
- \_\_\_\_\_, M. T. Montgomery, R. K. Taft, T. A. Guinn, S. R. Fulton, J. P. Kossin, J. P. Edwards, 1999: Polygonal eyewalls, asymmetric eye



- contraction, and potential vorticity mixing in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1197-1223.
- \_\_\_\_\_, S. A. Hausman, M. Garcia, K. V. Ooyama, H.-C. Kuo, 2001: Potential vorticity in a moist atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3148-3157.
- Thorpe, A. J., 1985: Diagnosis of balanced vortex structure using potential vorticity. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 397-406.
- Wu, C.-C., 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.
- \_\_\_\_\_, 2001: Numerical simulation of Typhoon Gladys (1994) and its interaction with Taiwan terrain using the GFDL hurricane model. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1533-1549.
- \_\_\_\_\_, H.-J. Cheng, Y. Wang, and K.-H. Chou, 2009: A numerical investigation of the eyewall evolution in a landfalling typhoon. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 21-40.
- Wu, L., B. Wang, 2000: A potential vorticity tendency diagnostic approach for tropical cyclone motion. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1899-1911.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, 2001: Effects of convective heating on movement and vertical coupling of tropical cyclones: A numerical study. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3639-3649.
- Yang, M.-J., D.-L. Zhang, and H.-L. Huang, 2008: A modeling study of Typhoon Nari (2001) at landfall. Part I: The topographic effects. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 3095-3115.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, X.-D. Tang, and Y. Zhang, 2011a: A modeling study of Typhoon Nari (2001) at landfall. Part II: Structural changes and terrain-induced asymmetries. *J. Geophys. Res.*, **116**, D09112, doi: 10.1029/2010JD015445.
- \_\_\_\_\_, T.-C. Chen Wang, Y. Zhang, and C.-Y. Weng, 2011b: Momentum budget evolution of Typhoon Nari (2001) during the landfall process. *Terr., Atmos., and Oceanic Sci.*, **22**, 595-612, doi: 10.3319/TAO.2011.05.31.01.
- \_\_\_\_\_, S. A. Braun, and D.-S. Chen, 2011c: Water budget of Typhoon Nari (2001). *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 3809-3828, doi: 10.1175/MWR-D-10-05090.1.
- Yau, M. K., Y. Liu, and D.-L. Zhang, 1999: Numerical simulation of the inner-core structures of Hurricane Andrew (1992). Preprints, 23d Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, Dallas, TX, *Amer. Meteor. Soc.*, 668-671.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, Y. Chen, 2004: A Multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part VI: Small-scale inner-core structures and wind streaks. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1410-1433.

# The Potential Vorticity Budget of Typhoon Nari (2001)

Po-Hsu Lin and Ming-Jen Yang

Graduate Institute of Atmospheric Physics, National Central University

(manuscript received 7 July 2011 ; in final form 31 March 2012)

## ABSTRACT

Tropical cyclone (TC) is a warm-core low pressure system with strong tangential wind and active convective clouds. Potential Vorticity (PV) is a quantity that combines both dynamic and thermodynamic information, and it is conserved under the adiabatic and frictionless condition. In recent years, there have been considerable studies between TCs and the PV. However, only a few studies used the PV budget to analyze a real TC case. In this study, we can improve our understanding of the dynamical and thermodynamical evolution during the TC's landfalling stage from the PV budget analysis.

A compressible nonhydrostatic PV budget equation, based on Pedlosky (1987) and Schubert et al. (2001), is used here to gain insights into the PV budget evolution of a typhoon from its oceanic stage to landfall stage. The budget is conducted using high spatial resolution (2-km horizontal grid size) MM5 outputs (CT experiment) from Yang et al. (2008). Two terrain-sensitivity tests, by removing Taiwan topography (NT) and substituting the Taiwan island with ocean (OC), are conducted to examine the effect of Taiwan's topography and the ocean surface fluxes on PV budget of Typhoon Nari.

In the CT experiment, its PV distribution exhibited the typical feature in a mature oceanic TC. At the time of landfall, its eyewall was contracted and convection was intensified by the topography. From the budget perspective, PV was redistributed cyclonically with TC circulation by horizontal advection and entered the inner core region with the radial inflow. The low-level PV generated by sensible heat flux and latent heat release will be transported upward through vertical advection. Latent heating term accounted for major PV generation in lower levels during the oceanic and early landfall stage. It also acts as a major PV sink term at mid-upper levels. The friction term included both effects of eddy mixing and surface friction; hence, it did not just act as a PV sink term.

In the terrain-sensitivity experiments, if the Taiwan topography was removed (NT), the friction term

reduced PV over Taiwan in lower levels, opposed to that for the full-terrain run. As a result, the existence of Taiwan topography could enhance the vertical eddy mixing. Both the Taiwan topography and surface friction are prone to trigger convection, releasing more latent heat and leading to the increase of PV. Turning off the ocean fluxes (NT vs. OC) will cause the dissipation of the PV ring. The asymmetric latent-heating effect in the NT run (occurred on the land-sea interface) not only contributed to the formation of this new PV ring, but also make this new PV ring become polygonal. This PV phenomenon may be a reason to cause the typhoon to move in a trochoidal manner afterward.

**Key Words:** Potential vorticity budget, Typhoon Nari, MM5