

西北向侵台颱風中心路徑打轉之模擬研究

黃清勇 李志昕

中央大學大氣科學系

(中華民國九十八年九月十四日收稿；中華民國九十八年十二月三十一日定稿)

摘 要

本研究利用 WRF 模式模擬柯羅莎颱風，探討西北向侵台颱風登陸前路徑打轉的機制。控制組實驗 (CTR 實驗) 模擬結果和之前研究結果一致，颱風在靠近地形時，颱風西側風速有增強的情況，顯示出通道效應的影響。此外，在地形的東南側有一個正渦度場生成，伴隨渦度變率極大值，導致颱風中心向南偏移。由擾動氣壓可知，正渦度場可能是由於此處的低壓所造成。除了通道效應，台灣東南側的低壓也是造成颱風路徑南偏的機制。根據空氣質點軌跡顯示，部份氣流過山後下沉增溫，造成低壓之生成。根據渦度收支分析，渦度平流為此渦度變化的主要貢獻。

本研究另外使用中央大學中尺度模式進行理想個案的模擬，探討西北向颱風渦旋侵襲理想地形的路徑變化。模擬結果顯示，理想個案和上述真實個案有相似的機制，出現了通道效應以及在地形東南側的低壓，因此打轉機制不只是為柯羅莎颱風所特有。但颱風登陸位置若南移一些，即無低壓於地形東南側生成，颱風於登陸時並無向西南方偏移之現象。而在初始颱風較小實驗中，雖然較小颱風仍可伴隨低壓之生成，位於颱風內核圈之西南側，但渦度變率最大值位於西側，主要貢獻為渦度平流項，造成小颱風和大颱風路徑偏移情形不太相同。

關鍵字：通道效應、渦度收支

一、前言

台灣面積僅有 36,188 平方公里，約為地球的萬分之七，但是卻擁有極其複雜的地形，包含了橫貫於台灣的中央山脈，玉山更高達 3,952 m。中央山脈的存在對於颱風的路徑和降水位置造成更多不確定性，也因此造成預報上的困難度。歷年來許多颱風在接近台灣時，發生了路徑偏折的情形，進而影響到降水的分布。2005 年 7 月的強颱風海棠颱風、2007 年 10 月的柯羅莎颱風在登陸之前發生了南偏打轉的現象；這種打轉的情形，不但造成登陸位置的差異，也使得登陸的時間點較難掌握，造成預報的困難。

颱風和地形的交互作用一直以來都是許多研究的重要議題。觀測研究中，Brand and Blueloch (1974) 針對 1960~1972 年中，25 個侵台颱風進行分析和探討。針對西進颱風登陸位置的差異進行分類探討，對於不同位置登陸的颱風，受到地形影響的結果不同，所造成偏折的情況也不同。對於接近台灣北部的颱風，常會有氣旋式的偏轉情形，且在台灣東南方伴隨一個副低壓的生成。Yeh (1993) 由觀測資料研究 1947-1990 侵襲台灣的熱帶氣旋，研究發現當中心登陸位置不同，其路徑變化是有所差異的。分析不同移速的颱風，發現較慢的颱風受到地形影響比較快的颱風劇烈；分析不同強度的颱風，發現較弱的颱風受到地形影響比較強的颱風來的大。

為了彌補觀測資料的不足，許多學者也利用數值模式進行模擬研究。Chang (1982) 使用數值模式進行理想實驗，探討地形對渦旋造成的影響。模擬結果顯示當渦旋接近地形時，強度雖被破壞，但是移速有增加的情形。渦旋在靠近地形北端時，渦旋西側的風增強，造成地形周圍有氣旋

式環流產生，也導致渦旋有氣旋式的路徑。Yeh (1993) 利用數值模式進行颱風模擬，研究地形對西行颱風路徑的影響。結果顯示，颱風距離地形遠近不同時，其路徑變化情形：一開始當熱帶氣旋的外圍環流開始受到地形的影響時，由於阻塞的加強，加上環境風場的偏移，造成氣旋減速以及向南走。此效應的影響對於南方登陸的氣旋會比北方登陸的氣旋來的大，因為南方登陸的氣旋其環流直接衝撞地形較多，導致受到的影響較大。

黃和許(1998)以及陳(2002)利用中尺度數值模式(NCU-MM)探討地形對颱風渦旋路徑之影響。模擬結果發現，由東向西移入理想地形之強烈颱風渦旋，不論初始渦旋的半徑大或小，其路徑皆往南偏。陳的研究中另外指出，假使模式中不加入邊界層參數化及地面摩擦或潛熱釋放作用等，其強度減弱，不論駛流場之速度快或慢，地形大或小，弱颱風路徑皆往北偏。

Lin et al. (2005) 診斷西進颱風路徑，並針對路徑偏折和連續問題定義出六個無因次的參數，分別為 $V_{\max}/Nh$ 、 U/Nh 、 R/L_y 、 U/fL_x 、 $V_{\max}/fR$ 以及 h/L_x 。其中 $V_{\max}$ 為最大切向風， N 為浮揚頻率， h 是山高， U 為駛流場速度， R 為最大風速半徑， f 為科氏參數， L_x 、 L_y 為山地 in x 、 y 方向的水平尺度。發現當路徑有較大的偏移現象或是非連續的情況，則其 $V_{\max}/Nh$ 、 U/Nh 、 R/L_y 、 U/fL_x 、 $V_{\max}/fR$ 都有比較小的值，而 h/L_x 有大值。

颱風打轉的議題在近年來也有所起步，Jian 和 Wu (2008) 研究海棠颱風打轉的可能原因，而黃(2008)也針對柯羅莎颱風進行研究，結果都指向於地形阻塞效應所產生的通道效應。

颱風和台灣地形交互作用造成颱風偏移，除了通道效應之外是否還有其他可能的機制，也有

待繼續研究。因此本研究除了針對前人研究作驗證，還希望能找出其他造成颱風南偏打轉的機制。本研究針對柯羅莎颱風使用 WRF 模式進行模擬，並進行動力分析工作。此外利用原始方程模式(NCU-MM)進行理想化個案模擬，以印證在真實個案中出現的動力機制。

二、颱風介紹

柯羅莎颱風在 2007 年 10 月 1 日 0600 UTC 時，位於呂宋島東方，為一個熱帶性擾動，經過 18 小時後，於 10 月 2 日 0000 UTC 升格為一個熱帶低壓，並往西北方向前進（見圖 1）。颱風在 10 月 2 日 0600 UTC 正式成為颱風，中心氣壓為 985 hPa，最大風速為 33 m/s。而颱風在太平洋面上持續增強，並於 10 月 4 日 1200 UTC 變成強烈颱風

風，中心氣壓值為 925 hPa，而最大風速為 51 m/s。

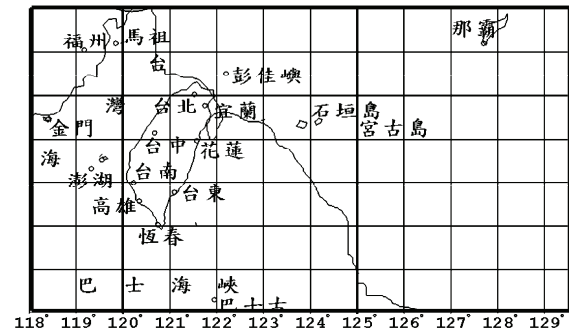


圖 1 柯羅莎颱風路徑圖，時間解析度為一小時
(資料來源：中央氣象局颱風警報單)

根據中央氣象局民國 96 年颱風報告指出，柯羅莎颱風在 10 月 4 日 1200 UTC 位於高壓南緣的東南風導引氣流內（圖 2(a)），因此，此時颱風主要往西北方向移動。隨後在 10 月 5 日到 10 月 7 日 1200 UTC 的 500 hPa 高度場（圖 2(b)(c)(d)）

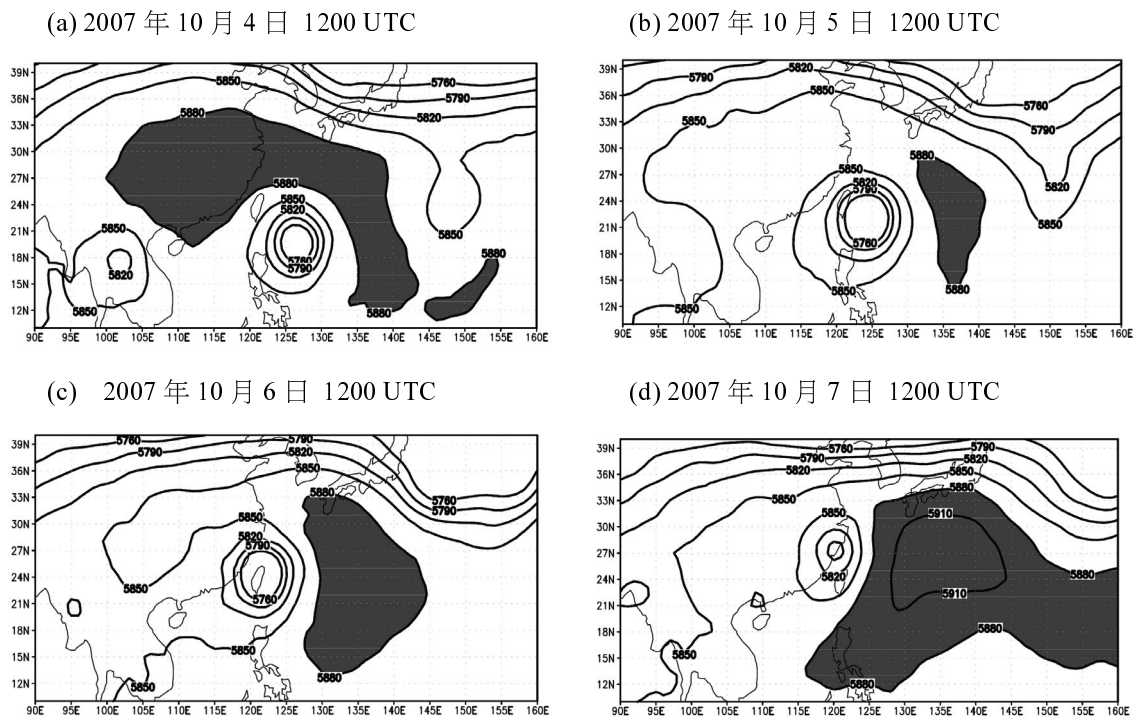


圖 2 2007 年 10 月 4 日 1200 UTC~2007 年 10 月 7 日 1200 UTC 500 hPa 重力度高度場，單位為 gpm，陰影區為高於 5880 重力位公尺等高度線範圍。(資料來源：NCEP GFS)

中，發現在颱風北側的熱帶高壓正在減弱，颱風北側已經由 5880 重力位公尺等高線(陰影區為高於 5880 重力位公尺等高線範圍)降至 5850 重力位公尺，但導引氣流依然造成颱風大致上往西北方向移動。而導引氣流較弱的情形之下，受到其他外力影響情形就容易增加。在 6 日接近台東東北部時，颱風轉向偏西移動，而在接近宜蘭東南方海面上 110 公里處，颱風開始南轉，並在台灣東北海域上打轉。

三、研究方法

本研究在真實個案的實驗中，使用 WRF (Weather Research and Forecasting Model) 模式進行柯羅莎颱風的模擬實驗，模擬時間為 10 月 4 日 1200 UTC 至 10 月 7 日 1200 UTC，共 72 小時。採用三層巢狀網格進行模擬，如圖 3 所示。第一、二、三層網格間距分別為 45 公里、15 公里、5 公里，使用的水平網格點數分別為：第一層 151×151 (6750 km × 6750 km)、第二層 151×151 (2250 km × 2250 km)、第三層 151×151 (750 km × 750 km)。垂直層採用 σ 座標，共 35 層 ($\sigma = 1.000, 0.993, 0.983, 0.970, 0.954, 0.934, 0.909, 0.880, 0.845, 0.807, 0.765, 0.719, 0.672, 0.622, 0.571, 0.520, 0.468, 0.420, 0.376, 0.335, 0.298, 0.263, 0.231, 0.202, 0.175, 0.150, 0.127, 0.106, 0.088, 0.070, 0.055, 0.040, 0.026, 0.013, 0.000$)。採用的物理參數化，在微物理參數化採用 Kessler scheme (Kessler, 1969)、積雲參數化採用 Kain-Fritsch scheme、邊界層參數化採用 YSU scheme、長波參數化採用 rrtm scheme、短波參數化採用 Dudhia scheme。使用 NCEP (National Centers for Environmental Prediction; 美國國家環境預報中心) 全球模式分析資料，網格解析度 $1^\circ \times 1^\circ$ ，時間

間隔為每六小時一筆。颱風的觀測資訊來自中央氣象局(CWB)歷史颱風資料庫。

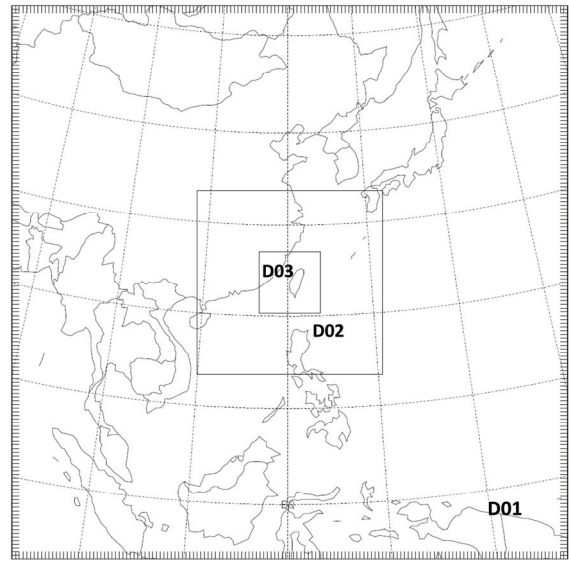


圖 3 本實驗利用 WRF 模式模擬時，所使用之三層巢狀網格之範圍。

由於使用 NCEP GFS 資料所解析的颱風強度比觀測的還弱，因此颱風初始場還需要調整，讓初始颱風強度能和觀測資料更為接近。本研究先使用 Fujita (1952) 的經驗式[(1)式]與 Park and Zou (2004) 風速半徑的線性關係式[(5)式]，計算出一個虛擬的渦旋的海平面氣壓，並藉由梯度風平衡關係式[(3)式]來得到純旋轉風場，最後利用 WRF 三維資料同化方法(WRF 3DVAR)將虛擬渦旋資料同化至模式初始場，以調整颱風原始的分析場(GFS)，即為本研究之初始場。公式如下

$$P^{\text{ bogus }}(r) = P_c + \Delta P \left\{ 1 - \left[1 + \frac{1}{2} \left(\frac{r}{R} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \right\} \quad (1)$$

$$P_\infty = \frac{P_{\text{out}}(R_{\text{out}}) \left[1 + \frac{1}{2} \left(\frac{R_{\text{out}}}{R} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} - P_c}{\left[1 + \frac{1}{2} \left(\frac{R_{\text{out}}}{R} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} - 1} \quad (2)$$

$$V_{\text{GR}}(r) = \left(\frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + \frac{f^2 r^2}{4} \right)^{\frac{1}{2}} - \frac{r |f|}{2} \quad (3)$$

$$\Delta P = P_{\infty} - P_c \quad (4)$$

$$R = -0.38R_{34kt} - 3.8 \quad (5)$$

R_{34kt} 為 34 knots 的暴風半徑， R 為虛擬渦旋半徑。藉由(5)式使用 R_{34kt} 計算出 R ，再用(1)式與(2)式決定出海平面氣壓值，藉由梯度風平衡關係式[(3)式]來估算出風場資料。為了使梯度風的強度隨高度約呈線性遞減，對應模式垂直層有不同的權重，所使用的權重係數與麥(2008)的一致：即在垂直各層分別為 1000, 950, 900, 850, 800, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300 hPa，其相對應的權重係數為 1.0, 1.0, 1.0, 1.0, 0.98, 0.965, 0.95, 0.925, 0.90, 0.875, 0.85, 0.75, 0.65, 0.5, 0.35。計算出虛擬渦旋後，再利用 WRF 3DVAR 同化至初始場，同化的資料有海平面氣壓和三維風場，同化點數為 385 點。

實驗 CTR 為本研究的控制實驗，保留完整的地形和積雲參數化。之前的研究指出，柯羅莎颱風偏轉的原因為地形阻塞所造成的通道效應，因此為了討論地形對於颱風打轉的影響，設計不同的台灣地形高度進行模擬。此外，模擬中加入積雲參數化會增加次網格尺度內的潛熱釋放過程，有助於颱風發展。雖關閉積雲參數化依然會有非絕熱過程，但是控制積雲參數化對於颱風發展仍有影響，因此藉此探討積雲參數化的控制，對於颱風路徑的影響。實驗設定於表一。

四、模擬結果分析

實驗 CTR 初始颱風的地面中心氣壓約為 980 hPa，隨著時間有增強的趨勢，在積分 24 小時後，地面中心氣壓達到最低，為 960 hPa，雖然模擬颱風強度和真實觀測有落差，不過模擬颱風的中心氣壓變化趨勢和觀測相同，約在 10 月 6 日 1200

UTC 後，中心氣壓開始上升，颱風開始減弱。

表一 柯羅莎颱風模擬實驗設計

實驗名稱	台灣地形高度	積雲參數化
地形高度敏感度實驗		
CTR	全台灣地形	V
T75	CTR 的 75%	V
T50	CTR 的 50%	V
1M	一公尺高	V
OC	海洋	V
積雲參數化敏感度實驗		
CTR	全台灣地形	V
NCH	全台灣地形	48 小時後關閉

(一) 地形敏感度實驗

圖 4 為地形高度敏感度實驗的模擬結果路徑圖，颱風中心採用海平面氣壓的最低值定位。實驗 CTR 模擬結果，和 OC 實驗相比[見圖 4(a)]，在積分之初，由於離台灣地形尚遠，因此路徑幾乎一致，唯有在靠近地形時，約在 10 月 6 日 1500 UTC，實驗 CTR 的颱風路徑產生偏移，有向南偏折且打轉的情形，打轉時間約為 6 小時，推測是受地形的影響而使颱風產生偏折的情形。雖然路徑和觀測有所差異，但是 CTR 實驗中打轉的情形確實有發生，因此這個實驗依然能對於颱風打轉路徑做分析，實驗結果在本研究依然是有重要的價值。

地形高度敏感度測試結果也發現，當地形越低，颱風偏移的情形就更不明顯，更肯定颱風路徑的改變主要是和地形交互作用之下所產生。由實驗 1M 模擬結果顯示，模擬結果路徑和實驗 OC 的颱風路徑幾乎一致，表示摩擦並非颱風南偏打轉最主要的因素。

路徑的結果顯示，地形是造成颱風南偏打轉的原因，因此研究地形對於颱風環流有何影響，導致颱風在遇到地形時有偏移的情形。本研究針對颱風風場做平均，比較各環流場在不同時間、

不同高度時平均風場的方向，由於風場平均時，對稱風場的部分會互相抵消，因此可以代表非對稱風場的平均。範圍的選擇是以颱風中心為基準，往上下左右延伸約 100 km 的一個矩形範圍做

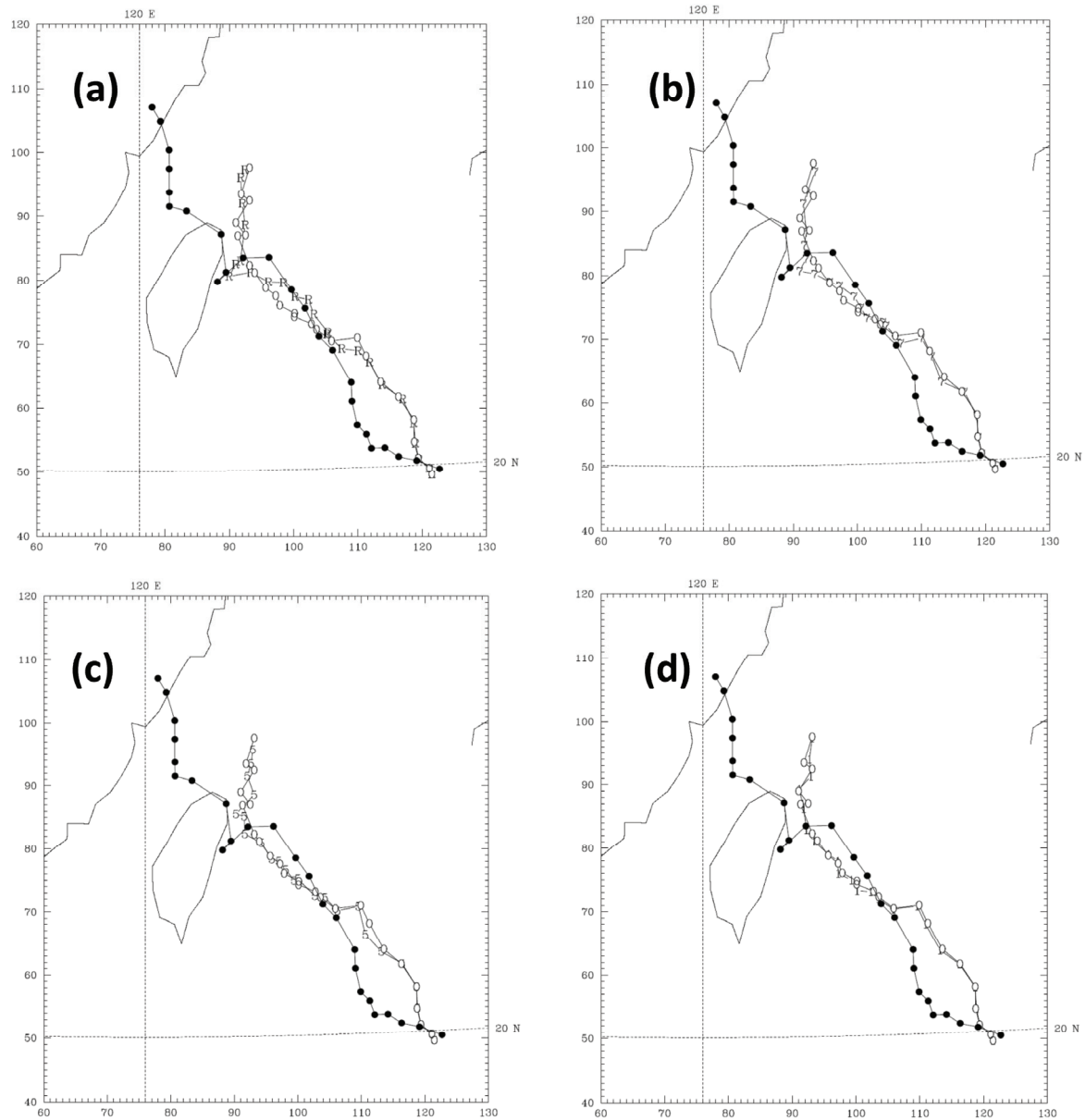
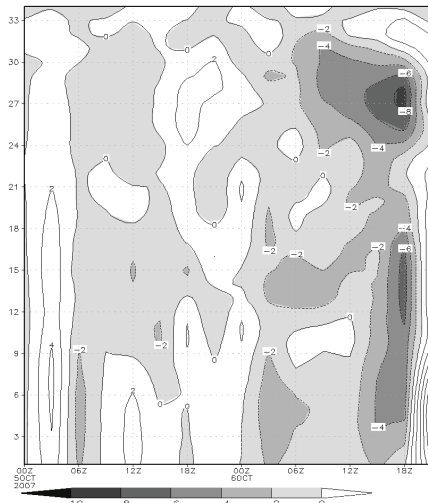


圖 4 WRF 實驗結果和最佳路徑(CWB)以及實驗 OC 模擬結果比較，圖中黑點實線為最佳路徑，O 實線為實驗 OC 路徑圖，每三小時一點。(a) R 實線為實驗 CTR 模擬結果路徑。(b) 7 實線為實驗 T75 模擬結果路徑。(c) 5 實線為實驗 T50 模擬結果路徑。(d) 1 實線為實驗 1M 模擬結果路徑。

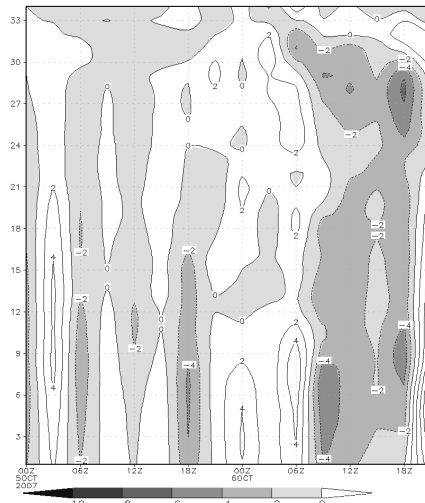
平均。將實驗 CTR、T75、T50 和實驗 OC 的平均風場相減，能更了解地形的差異對於非對稱風場的影響，為了瞭解颱風南偏的機制，因此只做經向風（南北風）的平均。圖 5(a)為實驗 CTR 和實驗 OC 的平均經向風場差異，在 10 月 6 日 1200 UTC 至 10 月 6 日 1800 UTC 有很明顯的負值，表

示說實驗 CTR 對於實驗 OC，其風向相對往南，而模擬的柯羅莎颱風也在此時發生打轉的現象，因此可知，地形造成風場的變化，影響颱風的路徑。圖 5(b)、(c)分別為實驗 T75、T50 和實驗 OC 平均徑向風場差異，圖中也顯示出，當地形越低，在 10 月 6 日 1200 UTC 至 10 月 6 日 1800 UTC 的

(a) CTR-OC



(b) T75-OC



(c) T50-OC

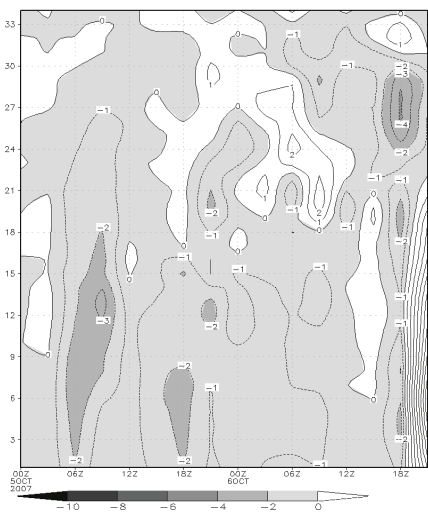


圖 5 實驗 CTR、T75、T50 之平均經向風和實驗 OC 的平均經向風差異值，單位為 m/s。橫軸為時間，從 10 月 5 日 0000 UTC 到 10 月 6 日 2100 UTC；縱軸為垂直分層。平均經向風為颱風半徑 300 公里的平均徑向風。

差異值就越小，表示風向並沒有比較偏南，這和路徑顯示結果一致，當地形降低時，颱風受到地形影響減小，颱風風場改變也減小。

根據 Jian and Wu (2008)和黃(2008)指出海棠颱風和柯羅莎颱風在靠近台灣時，受到地形的阻塞效應。對於空氣質點而言，颱風有強的慣性穩定度，可視為虛擬屏障，當空氣質點通過颱風和地形間的狹窄通道，導致風速增強，稱之為通道效應。通道效應的生成，使得非對稱風場的改變，造成颱風有打轉的情況發生。本研究也針對這個論點進行討論。實驗 OC 的颱風風速值發現，從 10 月 6 日 0300 UTC [圖 6(a)]至 1800 UTC [圖 6 (c)]過程中兩側風速皆有減弱，最大風速始終都是在颱風的東側。

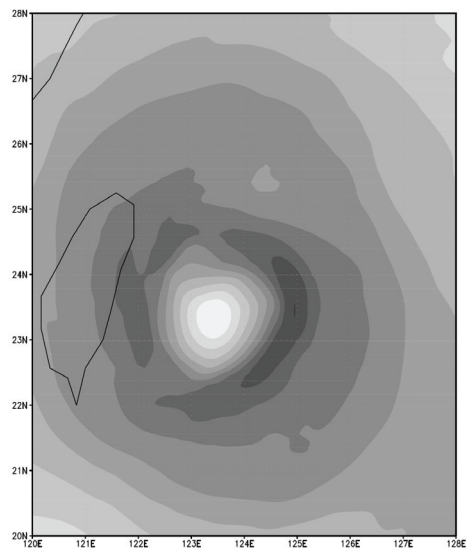
而由實驗 CTR 在中低層（0.88~0.67 等 σ 層平均）的風速量值（圖 7）可知，颱風的東側在 0300 UTC 時最大風速值有 55m/s，隨著颱風靠近地形，東側的風速逐漸減小，到了 1500 UTC 時，颱風東側的最大風速值只剩下 35m/s；反觀颱風的西側，在 0300 UTC 時的最大風速約為 40m/s，比當時在東側的風速要小，而 1500 UTC 時風速維持在 40m/s，比東側風速大。隨著渦旋靠近地形，颱風的最大風速由原本東側轉移到西側，和實驗 OC 的颱風風速相比，受到地形影響，颱風東側風速減弱更多，而西側風速沒有明顯減弱，而是維持原來的最大風速，顯示出颱風西側風速有增強。此時颱風的走向已經開始往西南方偏移，隨後颱風便開始打轉，而颱風和地形之間形成的強風區，即為通道效應的特徵。在 1500 UTC [圖 7(c)]，颱風西側的強風區也開始消散，因此也造成颱風往南移動情形停止。因此由兩個實驗的風速值比較可以發現，由於地形的阻塞效應，颱風西側有通道效應的生成，造成颱風西側的向

南風速增加，因此在 1200 UTC 至 1800 UTC 這段時間的平均風場量值也是往南向，和 OC 實驗相比，由於最大風速都是在颱風東側，兩實驗平均風場的差異量就會呈現負值，這也和上述研究結果一致，因此地形和颱風交互作用，造成通道效應出現，使得風場變化。

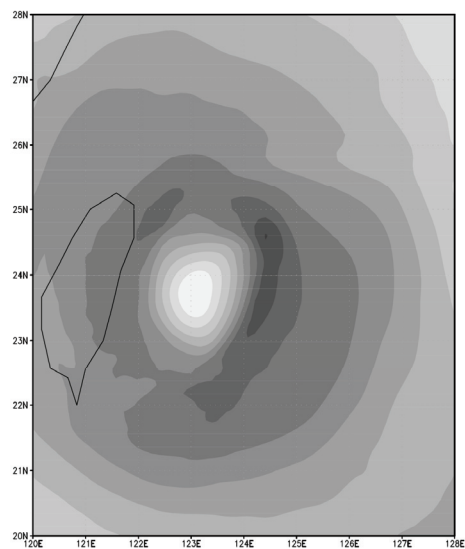
為了進一步證實通道效應確實有生成，本研究利用 RIP4 中質點軌跡的計算，畫出颱風西側空氣質點的運動軌跡。圖 8 為 10 月 6 日 1500 UTC 時在颱風西側不同高度的空氣質點回溯軌跡圖，圖中的質點距離颱風中心約為 75 公里至 105 公里。結果顯示，空氣質點從一個較寬廣的區域移至一較狹窄的區域，此結果和颱風西側風速增強的結果都指向本研究通道效應的生成，而通道效應的生成，是造成颱風南偏的原因之一。

然而地形和颱風的交互作用不僅會造成通道效應的生成，尚有其他因素影響，且造成颱風發生路徑偏移。在 10 月 6 日 1600 UTC 地形東南側發現了一渦度正值[見圖 9(a)]，此一渦度場和颱風本身的渦度場大小相近，且發展的時間和颱風南偏的時間一致[見圖 9(b)]，因此推論此一正渦度值的生成和颱風南偏有所關聯。而根據近地面的擾動氣壓場（圖未顯示）顯示，在正渦度值的位置有一低壓，且此一低壓發展的情形和正渦度值發展時間一致，推斷此處低壓的生成造成渦度場產生變化。當有渦度值在此改變，表示在地形東南側的渦度場會隨時間變化，而渦度隨時間變化也可稱為渦度變率(渦度趨勢)。之前的研究〔黃和許(1998)；Lin (1999)；李(2003)；楊(2005)〕指出颱風會往最大相對渦度變率之區域移動，且實驗 CTR 在 10 月 5 日 1800 UTC 和 10 月 6 日 0000 UTC，渦度變率極大值位於颱風中心的西北側，颱風也往西北方向移動（圖未呈現），因此希望能

(a) 10/6 0300 UTC



(b) 10/6 0900 UTC



(c) 10/6 1500 UTC

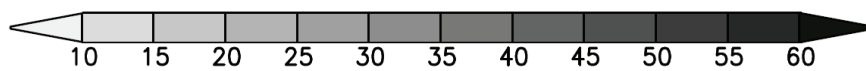
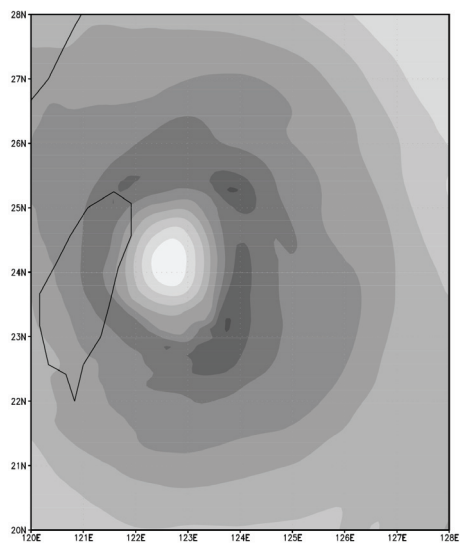
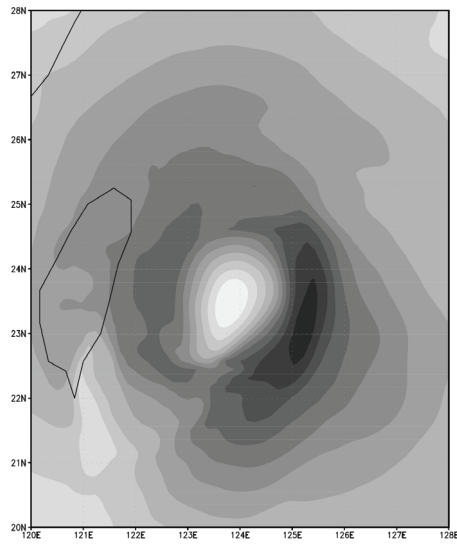
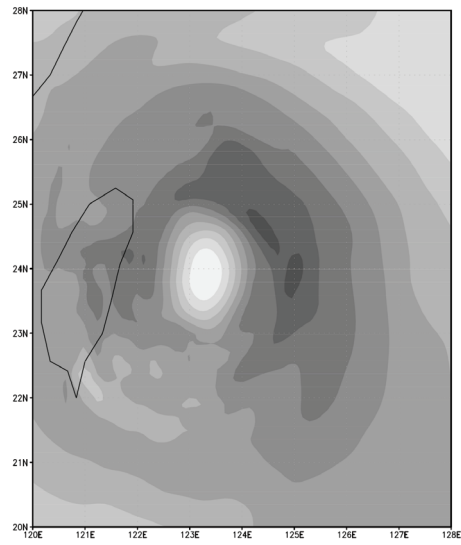


圖 6 實驗 OC 自 10 月 6 日 0300 UTC 至 1500 UTC 中低層 (0.88~0.67 σ 層平均) 每六小時風速圖，單位為 m/s。

(a) 10/6 0300 UTC



(b) 10/6 0900 UTC



(c) 10/6 1500 UTC

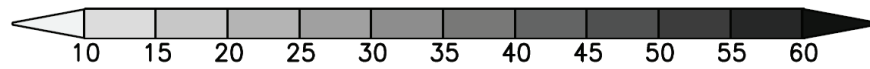
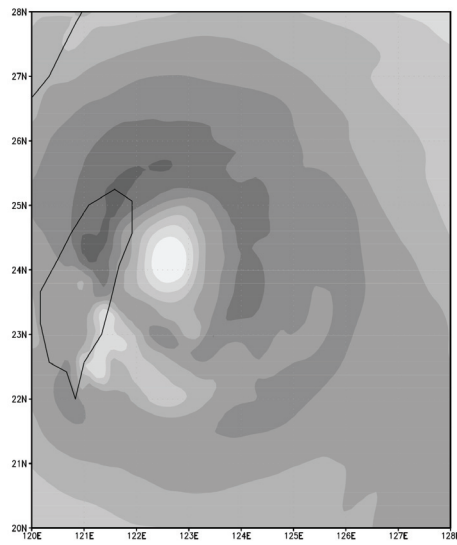


圖 7 實驗 CTR 自 10 月 6 日 0300 UTC 至 1500 UTC 中低層 ($0.88\sim 0.67\sigma$ 層平均) 每六小時風速圖, 單位為 m/s。

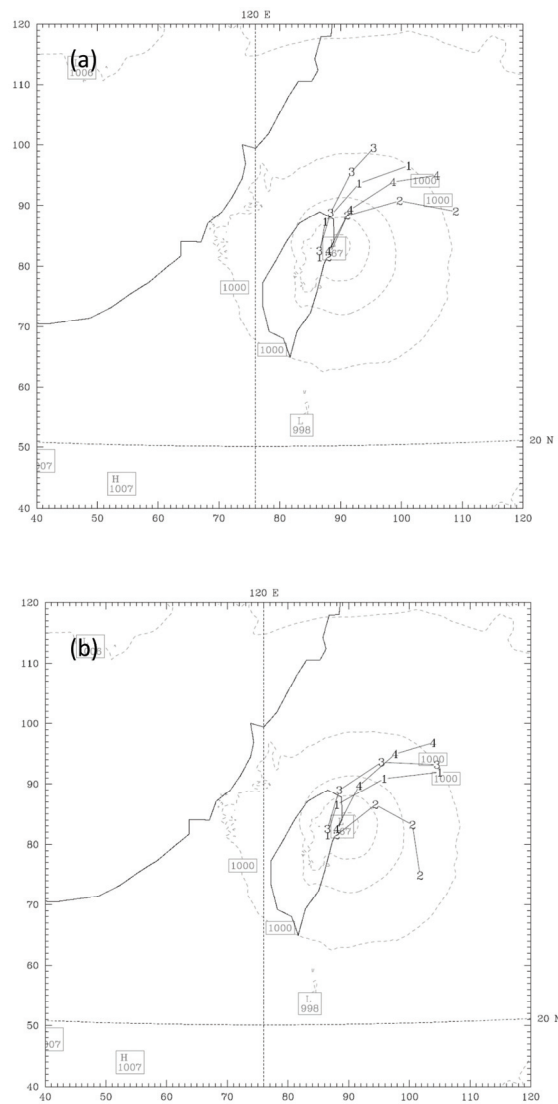


圖 8 實驗 CTR 颱風西側質點軌跡圖。初始時間為 10 月 6 日 1500 UTC，往回推至 1200 UTC 之質點軌跡。虛線為 10 月 6 日 1500 UTC 之海平面氣壓。(a)初始位置在 0.5 公里，(b)初始位置在 1.5 公里。

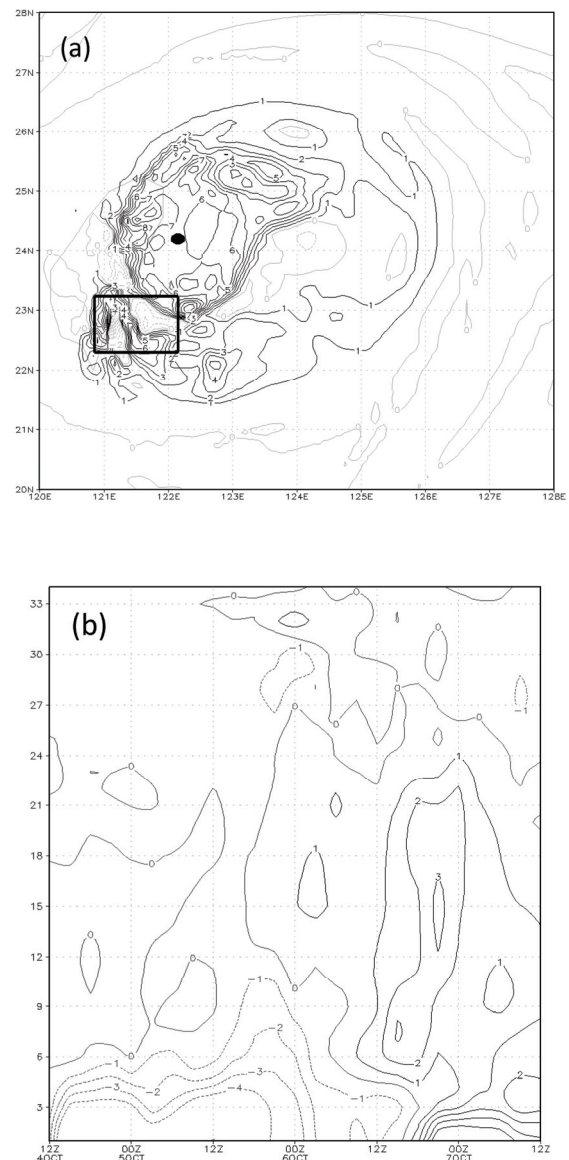


圖 9 (a)實驗 CTR 自 10 月 6 日 1600 UTC 中低層渦度場。黑點為壓力中心。
(b)實驗 CTR 平均渦度隨時間變化圖。平均是取圖(a)中方框平均。

藉由相對渦度收支分析來探討此一正渦度場對於颱風移動的影響。 σ 座標之渦度方程，可表示如下：

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta}{\partial t} = & -\vec{V} \cdot \nabla(\zeta + f) - (\zeta + f) \nabla \cdot \vec{V} \\ & - \left[\left(\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial x} \right) \frac{\partial v}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial z} \right. \\ & \left. - \left(\frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial y} \right) \frac{\partial u}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial z} \right] \\ & + \frac{1}{\rho^2} \left[\left(\frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial x} \right) \left(\frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{\pi} \frac{\partial \pi}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) \right. \\ & \left. - \left(\frac{\partial \rho}{\partial y} + \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{\pi} \frac{\partial \pi}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) \right] + F \quad (6) \end{aligned}$$

上式中， $\pi = P_{\text{sfc}} - P_{\text{top}}$ ，等號左邊為渦度變率項，等號右邊依序為渦度平流項（包含水平和垂直渦度平流）、輻合輻散項、扭轉項(tilting term)、力管項(Solenoidal term)以及摩擦項。渦度方向已轉至垂直方向（ $\hat{k}$ 方向）再進行計算，計算時間（ ∂t ）為 4 分鐘。

本文使用渦度收支而非位渦收支，主要原因為位渦在本文濕大氣且具有大氣邊界層摩擦力的情況下並非保守量，再者在複雜地形地區，位渦最大變率地區也不一定是颱風移動的方向。本文在 WRF 模式地形座標下進行渦度收支分析，未來可考慮進行包括熱力因素之更為複雜的濕位渦收支分析比較。

由渦度變率分布圖（圖 10）可以見得 1500 UTC 時，渦度變率最大值在颱風中心的南方，而未來一小時颱風也開始往南移動。值得注意的是，台灣東南方的渦度變率開始增強，在 1600 UTC 時，渦度變率極大值出現在台灣東南方，且和低壓的位置一致，此時周圍沒有出現其他渦度變率大值，颱風持續南偏。由此可知，在台灣東南方生成的渦度正值，改變了在台灣東南側的渦

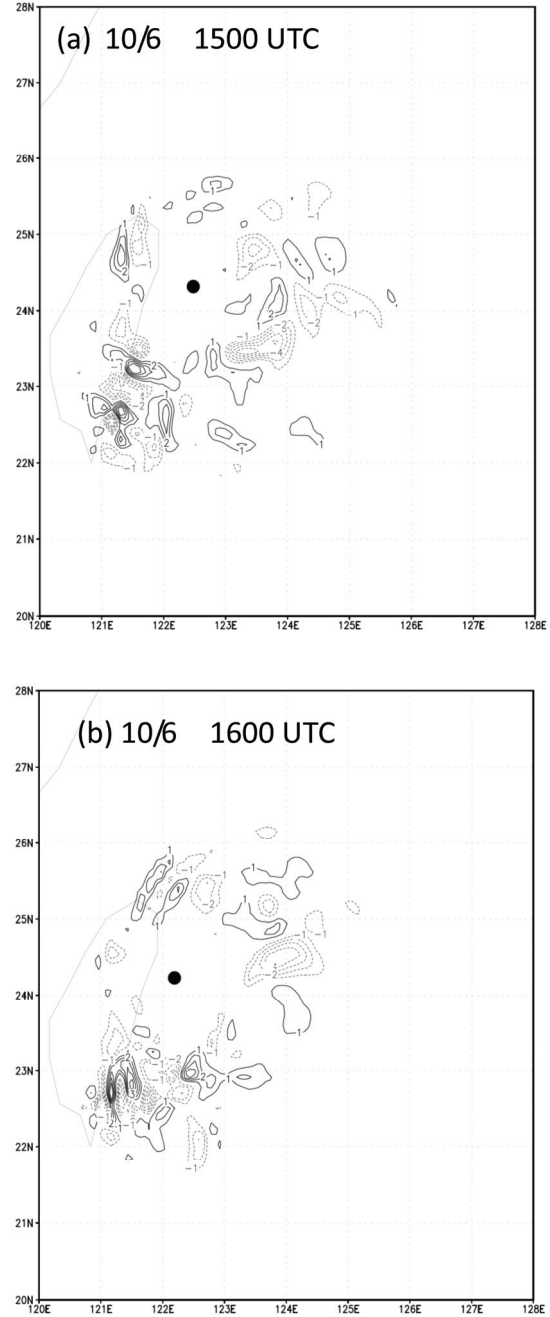


圖 10 為實驗 CTR 自 10 月 6 日 1500 UTC 至 1600 UTC 每小時中低層渦度變率圖，黑點為壓力中心，單位為 s^{-2} 。

度變率值，影響了颱風的路徑，為颱風往西南方移動的原因之一。颱風打轉之後，在地形東南側

的渦度變率大值開始減小，渦度變率最大值不出現在颱風的南側，颱風不會持續地往南轉。由於此時沒有出現渦度變率的極大值，造成颱風接近滯留。

為了瞭解颱風打轉時，低壓生成的原因，針對低壓位置的空氣質點來源進行探討。由軌跡圖（圖 11）可以發現，在低壓位置的空氣質點，部分是來自於過山氣流。氣流過山時，背風處下沉絕熱增溫，利於背風側壓力降低，利於低壓的生成。根據中央氣象局民國九十六年颱風調查報告指出，柯羅莎颱風打轉時，成功測站也觀測到溫度升高和相對濕度降低的現象，顯示焚風的生成，也有低壓在台灣東南方生成，這一點觀測和

模擬一致。

此區渦度值的成長，藉由式(6)等號右邊的各项進行討論。圖 12 為實驗 CTR 在 10 月 6 日 1600 UTC 的渦度收支各項圖，(a)-(c)分別為渦度平流 (10^{-7}s^{-2})、輻合輻散項 (10^{-7}s^{-2})、扭轉項 (10^{-7}s^{-2})。在 1600 UTC 時，渦度平流在台灣東南方有正值，輻合輻散項正值也變大了，位置和渦度變率大值的位置是一致的。在此一位置，扭轉項主要為負值，有部分正值，因此扭轉項提供渦度成長部分貢獻。力管項則是因為值遠小於其他值，影響也不大（圖未呈現）。摩擦項在方程式中為剩餘項，結果顯示，在渦度變率極大值的區域，摩擦項大多為負貢獻（圖未呈現）。表示說渦度平

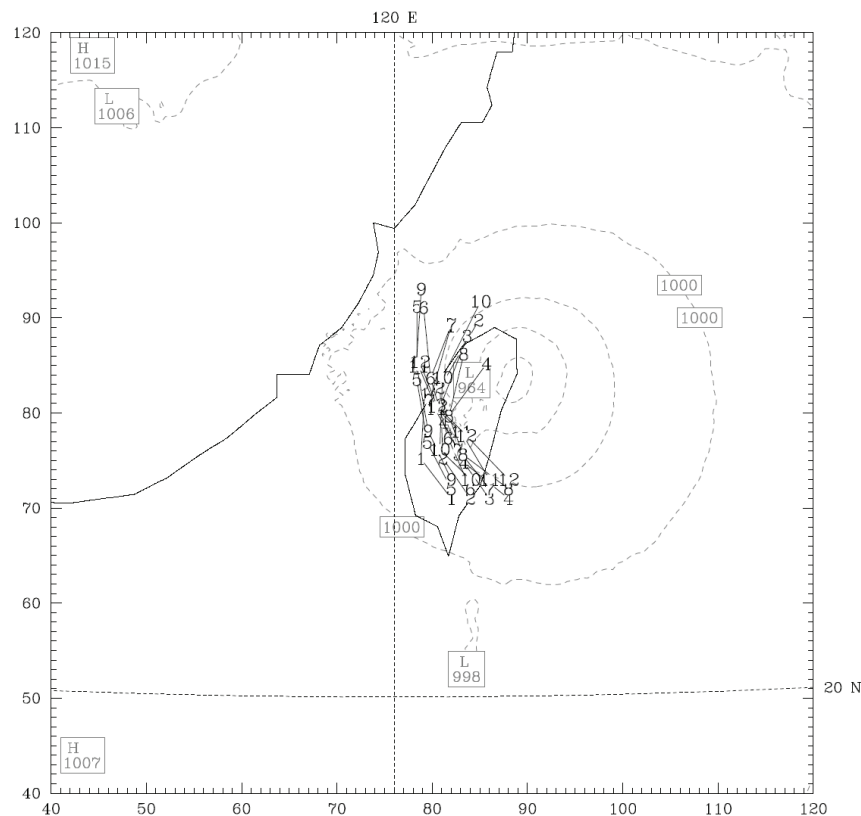


圖 11 實驗 CTR 地形東南側質點軌跡圖。初始時間為 10 月 6 日 1600 UTC，往回推至 1300 UTC 之質點軌跡。虛線為 10 月 6 日 1600 UTC 之海平面氣壓。

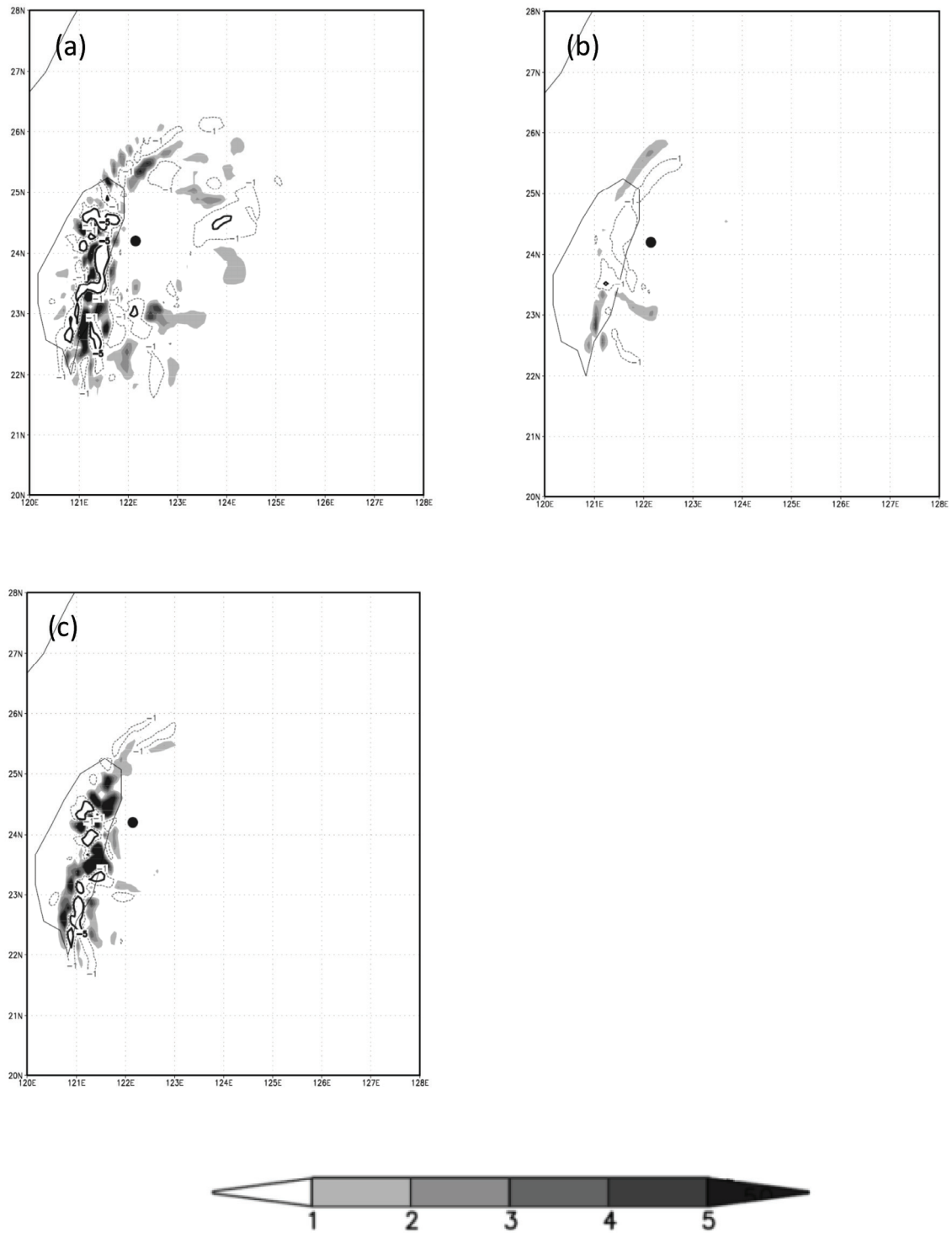


圖 12 實驗 CTR 在 10 月 6 日 1600 UTC 中低層溫度收支。(a)溫度平流項、(b)輻散項、(c)扭轉項，陰影部分為正值，實線為 $-5 \times 10^{-7} \text{ s}^{-2}$ 等值線，虛線為 $-1 \times 10^{-7} \text{ s}^{-2}$ 等值線。值大小為 10^{-7} s^{-2} 。黑圓點為壓力中心。

流對於地形東南側渦度發展為主要貢獻。

(二) 積雲參數化敏感度實驗

積雲參數化對於颱風強度模擬扮演重要的角色，若在模擬過程中加入積雲參數化，可增加次網格尺度內的潛熱釋放過程，颱風渦旋能量增大

將有助於發展。由於潛熱釋放有所差異，導致颱風的不同，因此針對積雲參數化的控制，試著探討對於颱風路徑的影響。實驗 NCH 設定和實驗 CTR 相似，但是在積分至第 48 小時(10 月 6 日 1200 UTC)將三個 domain 的積雲參數化關閉，之後模式積分時將無積雲參數化。圖 13(a)為實驗

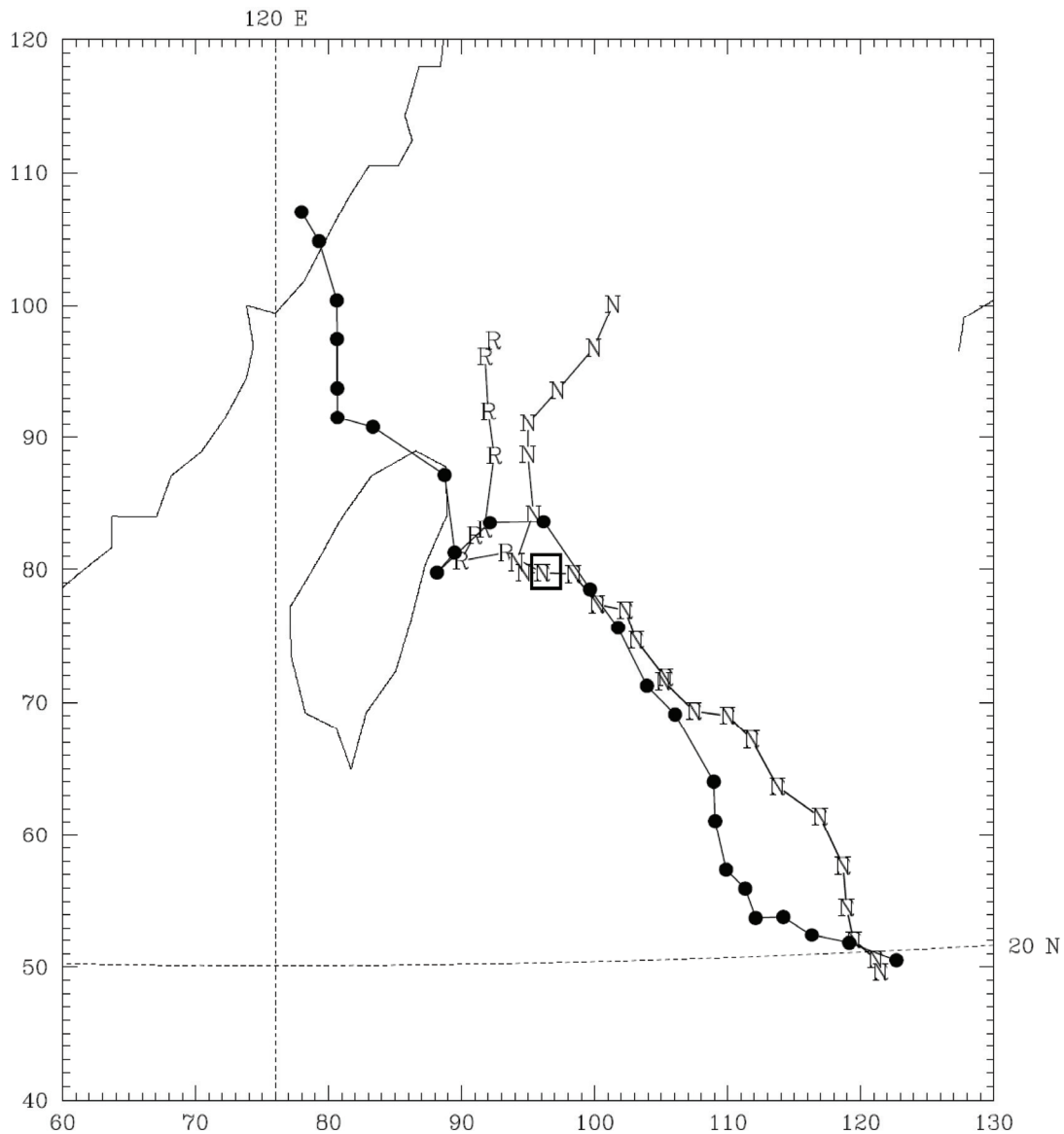


圖 13 N 實線為實驗 NCH 模擬結果路徑；R 為實驗 CTR 模擬結果路徑；黑色圓點實驗為最佳路徑，黑色方框處為積分第 48 小時的時間。

NCH 模擬結果的路徑圖，在 10 月 6 日 1200 UTC（圖中黑色方框處）之前由於設定和實驗 CTR 一致，所以路徑是一樣的，但是在之後路徑產生差異，實驗 NCH 的路徑並未如實驗 CTR 有南偏打轉的現象，而出現北走的情形，表示若無積雲參數化，則模擬出的颱風不會發生南偏打轉現象。

根據 Wu and Wang (2001) 研究指出非絕熱過程和非對稱風場有所關聯，因此針對非對稱風場來探討。圖 14(b) 為實驗 NCH 在 10 月 6 日 1500 UTC 的非對稱風場圖，和實驗 CTR 的非對稱風場[圖 14(a)]相比，可以發現實驗 CTR 的非對稱風場在中心附近主要為東北風，造成實驗 CTR 接下來有往南偏的情形發生。但是實驗 NCH 的非對稱風場向南分量已經減弱，因此實驗 NCH 的颱風並無南偏的路徑發生。但是無積雲參數化影響較為複雜，無法只控制地形上積雲參數化的有無，對於颱風的強度和結構上都有所影響，因此還需更多研究進行探討。

五、理想化模式模擬與分析

(一) 模式介紹和實驗設計

本研究使用的數值模式為黃（1993）的中央大學中尺度數值模式（National Central University Mesoscale Model, NCU-MM），模式中使用非彈性及布氏（Boussineq）流體假設，為三維的靜力或非靜力中尺度模式。垂直上採用追隨地勢座標，座標定義為：

$$\sigma = \frac{Z - \hat{E}(x, y)}{H - \hat{E}(x, y)} \quad (7)$$

$E(x, y)$ 為地形高度， H 為模式上邊界高度。

本模式利用動量方程、位溫熱力方程、 σ 座標下的靜力方程式、水汽混合比的守恆方程式以

及非彈性不可壓縮流體的連續方程式等進行運算。在雲物理參數化方面，考慮了暖雲（warm cloud）過程、雲水（cloud water, q_c ）、雨水（rain water, q_r ）、雲冰（cloud ice, q_i ）、雪（snow, q_s ）及軟雹或冰雹（graupel or hail, q_g ）。詳細介紹參見黃（1993）以及黃與許（1998）。

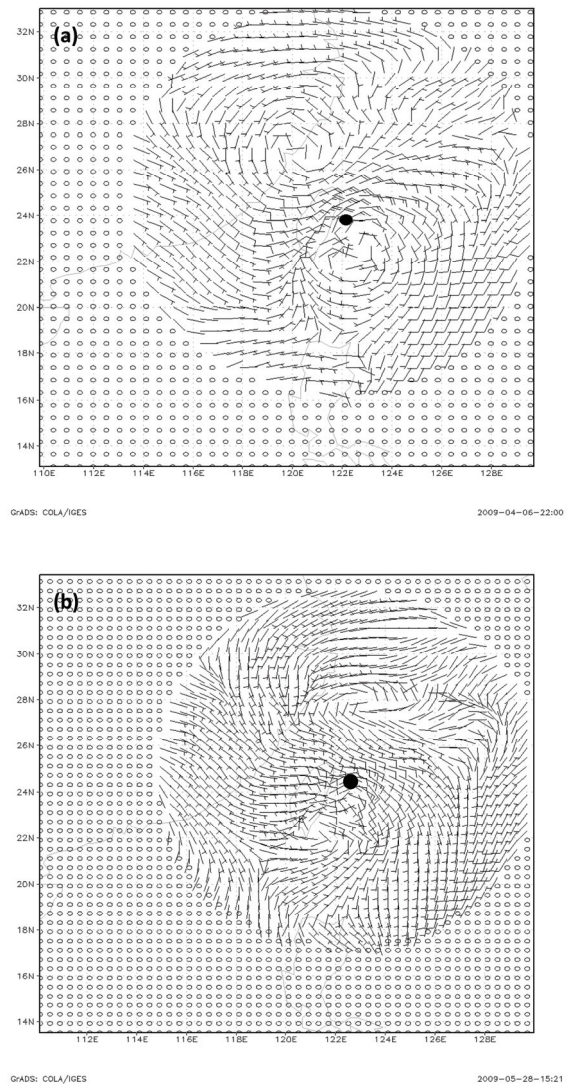


圖 14 (a)(b)分別為實驗 CTR 和實驗 NCH 在 10 月 6 日 1500 UTC 中低層非對稱風場圖。黑點為颱風中心。

颱風初始化方面，假設颱風渦旋位在單點垂直各層最大切向風速($V_{\max}$)及最大切線風半徑($r_{\max}$)，求得垂直各層軸對稱二維切向風場(旋轉分量)之分佈，並取其渦度場。其二維切向風場(V_{θ})的公式為：

$$V_{\theta} = V_{\max} (r/r_{\max}) \exp\{0.5[1 - (r/r_{\max})^2]\} \quad (8)$$

颱風的渦度場(ζ)公式

$$\zeta = [2 - (r/r_{\max})^2](V_{\max}/r_{\max}) \cdot \exp\{0.5[1 - (r/r_{\max})^2]\} \quad (9)$$

同時假設側邊界無颱風環流存在，求取其無輻散之水平風場，並且由非線性平衡方程式中求取穩態(steady state)時符合梯度風平衡的擾動氣壓場，接著求出其擾動位溫場。在模式尚未進行時間積分前，我們先使用一維邊界層模式去調節風場結構。之後進行時間積分，由模式中完整的控制方程式與物理機制調節颱風環流，故在開始積分前必須要有一段起轉時間。

本研究以中尺度數值模式模擬中尺度渦旋碰撞地形後，渦旋路徑偏折和打轉的情況，並進行分析比較。使用理想化模式模擬，是為了驗證在理想的背景環境和地形中是否也能產生如真實個案的打轉機制。而根據過去打轉颱風的資料觀察發現，打轉颱風大多由台灣中北方登陸，尤其以北部居多，且颱風的七級暴風半徑都是偏大，因此本研究針對颱風暴風半徑的大小以及颱風侵台位置的差異來進行研究和分析。

在模式中使用高斯地形作模擬，所定義理想高斯地形如下：

$$E(x, y) = h \cdot \exp\left\{-\left[\frac{(x - x_c)^2}{S_x^2} + \frac{(y - y_c)^2}{S_y^2}\right]\right\} \quad (10)$$

其中， h 為最高點高度，本實驗設定為 3000

m' (x_c, y_c) 為地形中心， S_x 和 S_y 為與地形中心(x_c, y_c) 有關之距離參數。實驗中皆是在 f 平面上模擬，且未使用巢狀網格模擬。而所有模式範圍皆為 $3000 \text{ km} \times 3000 \text{ km} \times 25 \text{ km}$ ，網格點數為 $301 \times 301 \times 31$ ，水平解析度為 10 km ，垂直為不等間距網格。本研究為配合柯羅莎颱風平均移速約為 5 m/s ，因此背景風場設定緯向風場(U)為 -3.37 m/s ，經向風場(V)為 3.37 m/s ，故背景風場為西北方向。

本研究所做的各理想實驗皆列如表二，模式積分時間為 60 小時。ICTR 為理想實驗的控制組，再根據颱風大小和颱風登陸位置做比較。實驗 IR0.5 為初始颱風渦旋暴風半徑為實驗 ICTR 的一半。實驗 IS20 為颱風初始的位置為實驗 ICTR 南方 200 km。實驗 IOC 和實驗 ICTR 的設定一樣，差別在於實驗 IOC 模擬時沒有加入地形，整個模式皆設為海平面。而模式中初始場環境設定以及渦旋最大切向風設定皆於表三。

表二 理想個案實驗設計

	地形	最大風速 半徑(km)	初始位置(x,y)
ICTR	全地形	300	(220,100)
IOC	海 洋	300	(220,100)
IR0.5	全地形	150	(220,100)
IS20	全地形	300	(220,80)

(二) 實驗 ICTR 結果分析

圖 15 為實驗 ICTR 模擬結果和實驗 IOC 模擬結果的路徑圖，圖中顯示兩者在登陸前振盪皆相當大，這是由於模式積分時，颱風渦旋正在起轉(spin up)，導致颱風中心位置在內部振盪，但是大致上颱風移動方向還是和背景風場方向一致。

表三 模式中初始環境場以及渦旋最大切向風設定

垂直層數	高度(M)	最大切向風(m/s)	位溫(K)	相對溼度(%)
1	0	30.0	301.16	90.0
2	50	30.0	301.16	90.0
3	100	30.0	301.16	90.0
4	250	30.0	301.96	90.0
5	500	30.0	302.96	90.0
6	750	30.0	303.96	90.0
7	1000	30.0	304.96	90.0
8	1300	30.0	306.16	87.0
9	1700	30.0	307.76	83.0
10	2200	30.0	309.76	78.0
11	2800	30.0	312.16	72.0
12	3500	30.0	314.96	65.0
13	4300	30.0	318.16	57.0
14	5200	25.26	321.76	48.0
15	6100	20.53	325.36	39.0
16	7000	15.79	328.96	30.0
17	8000	10.53	332.96	30.0
18	9000	5.22	336.96	30.0
19	10000	0.0	340.96	30.0
20	11000	0.0	344.96	30.0
21	12000	0.0	348.96	30.0
22	13000	0.0	352.96	30.0
23	14000	0.0	356.96	30.0
24	15000	0.0	360.96	30.0
25	16000	0.0	364.96	30.0
26	17000	0.0	368.96	30.0
27	18000	0.0	372.96	30.0
28	19000	0.0	376.96	30.0
29	20000	0.0	380.96	30.0
30	21000	0.0	384.96	30.0
31	22000	0.0	388.96	30.0

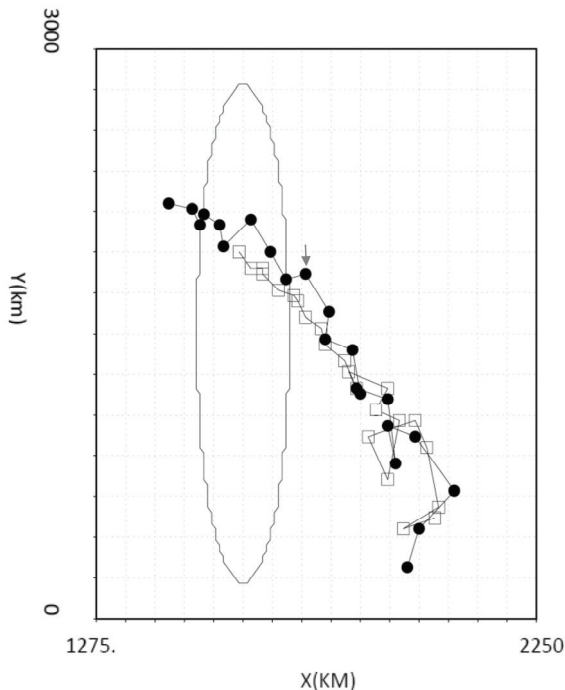


圖 15 實驗 ICTR 和實驗 IOC 積分第 20 小時至 60 小時路徑圖，黑色圓點為實驗 ICTR，空心方框為實驗 OC 路徑圖。黑色橢圓代表陸地位置。箭頭處為實驗 ICTR 積分第 42 小時的中心位置。

IOC 實驗在後半期的路徑振盪變小，和背景風場的方向趨近相同。然而在接近地形時實驗 ICTR 和實驗 IOC 的颱風路徑有了差異，顯示出颱風在接近地形時受到地形的影響，導致路徑的改變。實驗 ICTR 的颱風在登陸前先往西北方向走，但是在積分第 42 小時颱風出現往西南折的情況，隨後又繼續往西北方向移動。雖然理想實驗中沒有模擬出和真實個案明顯打轉的情形發生，但是颱風突然往西南方向移動，表示地形和颱風交互作用下產生這種路徑的改變，而真實個案中，颱風打轉前也有往西南方移動的情況發生，因此針對颱風中心往西南移動的機制進行討論。

圖 16(a)~(c)為實驗 ICTR 中低層(1500 m 至 3000 m)從積分第 34 小時至 42 小時的垂直平均風速值。可以發現颱風西側風速隨著時間維持強

度，而東側則是減弱，颱風中心東側的強風區(60 m/s)，漸漸移到颱風中心的北側。圖 17(a)~(c)為實驗 IOC 為中低層從積分第 34 小時至 42 小時的平均風速值，颱風東側的風並無減弱的情形，而西側的風速也沒有增強，大致上都在 45~50 m/s 的情況。因此實驗 ICTR 的渦旋受到地形的阻塞，造成颱風中心西側的風速增強，表示通道效應在理想實驗中也有產生，因而造成颱風南偏。

實驗 ICTR 積分第 42 小時在地形的東南側出現了正渦度值[圖 18(a)，高度約為 100 m]，渦旋打轉前的地形東南側渦度正值生成和真實個案結果一致。為了看此處渦度值的變化，因此將方框中的渦度值平均，並看其時間的變化[圖 18(b)] 可以發現此處的渦度值在颱風接近時，渦度值開始變大，且在第 42 小時達到最大，此時颱風也開始有打轉的情形。

實驗 ICTR 模擬結果顯示，颱風受到阻塞造成西側風速增強，以及在颱風靠近時地形東南側有正渦度值的生成，皆和真實個案分析結果一致。因此可以驗證颱風南偏機制的發生並非只屬於柯羅莎颱風。

(三) 渦旋登陸位置差異實驗

根據黃(2008)研究結果，由南方登陸的颱風不會出現南偏路徑，因此針對登陸位置差異來進行模擬。圖 19 為實驗 IS20 模擬結果的路徑圖，颱風先出現比背景流場南偏的路徑，登陸前再北偏，路徑結果顯示登陸前沒有往西南方向偏移。圖 20 為實驗 IS20 中低層風速值圖，圖中可以發現颱風在接近地形時，中心西側的風速也有增強的情形，45 m/s 和 55 m/s 的等風速線漸漸往西側移動，在積分第 44 小時，颱風中心西側已經被 45 m/s 等風速線包含，而且最大風速也是達到 50

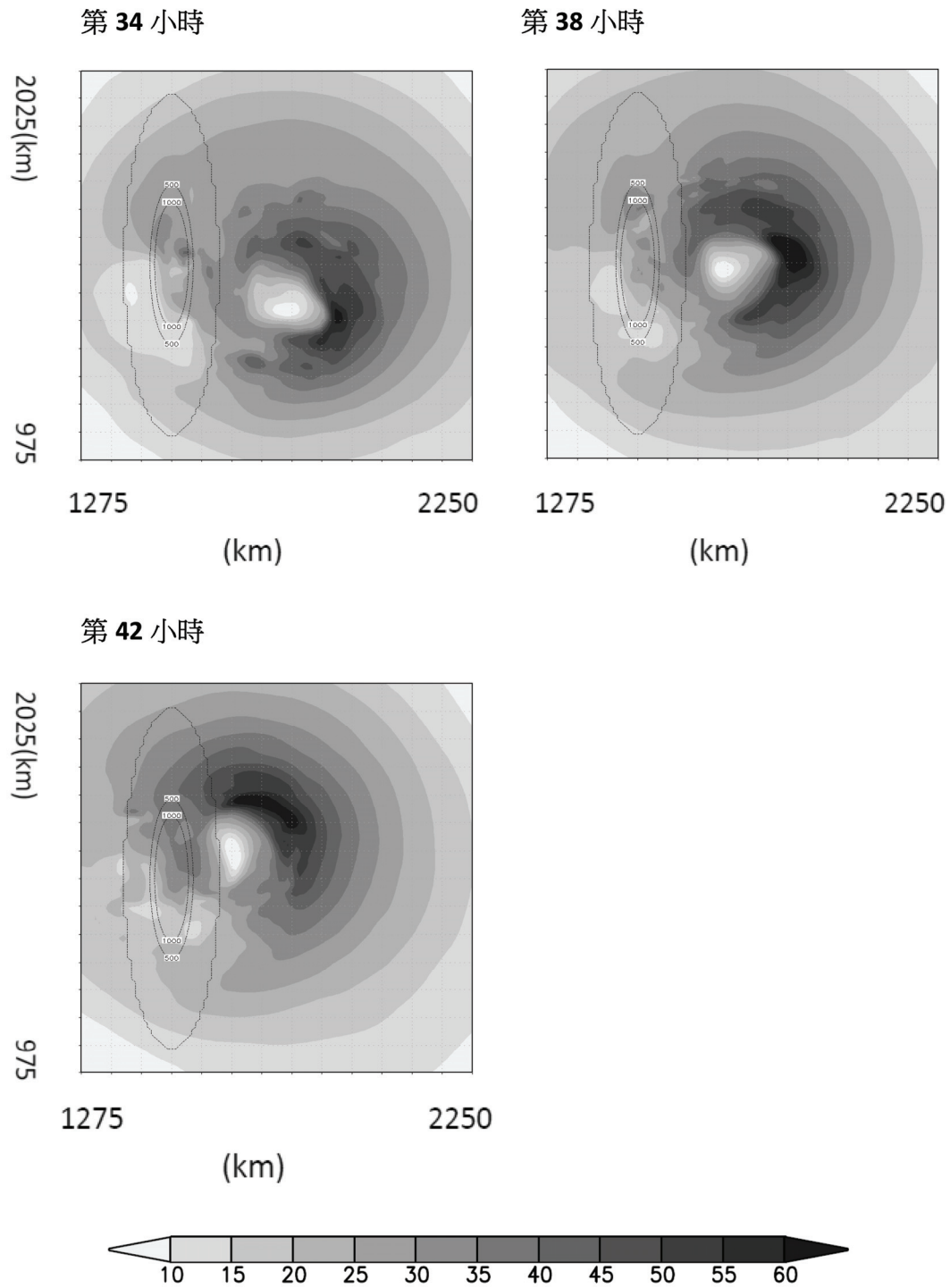


圖 16 實驗 ICTR 自 34 小時至 42 小時中低層（高度在 1500 m～3000 m）每四小時風速圖，單位為 m/s。黑色橢圓代表陸地位置。

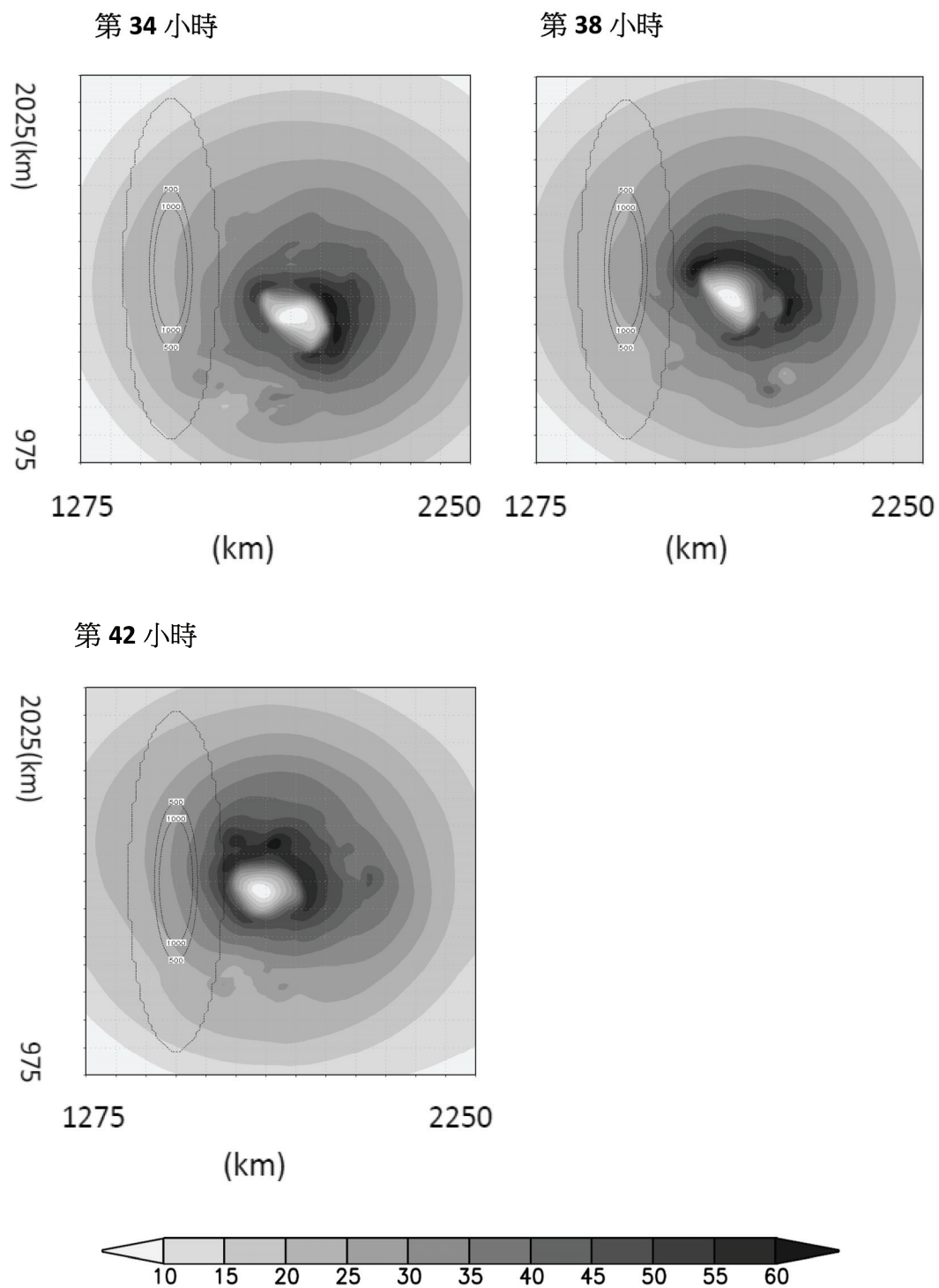


圖 17 實驗 IOC 自 34 小時至 42 小時中低層每四小時風速圖，單位為 m/s。黑色橢圓代表陸地位置。

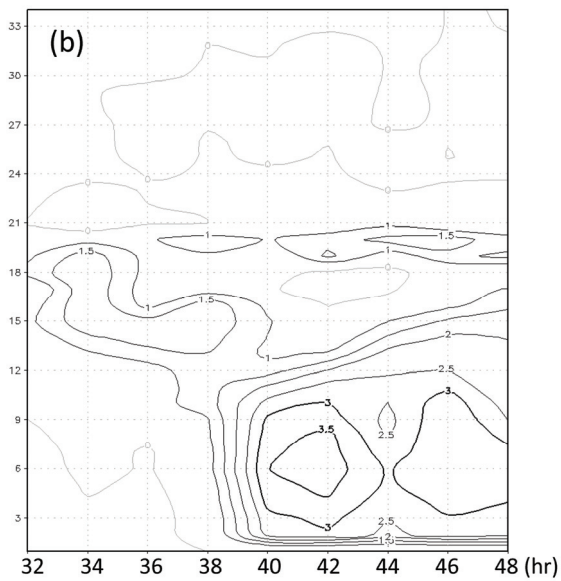
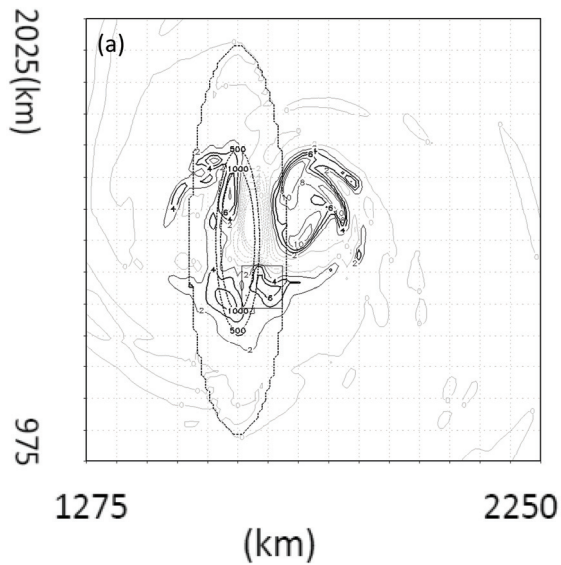


圖 18 (a) 實驗 ICTR 在積分第 42 小時，高度 100 m 的渦度分布。黑色橢圓代表陸地位置。
(b) 實驗 ICTR 平均渦度隨時間變化圖。平均是取圖(a)中方框內平均。單位皆為 s^{-1} 。

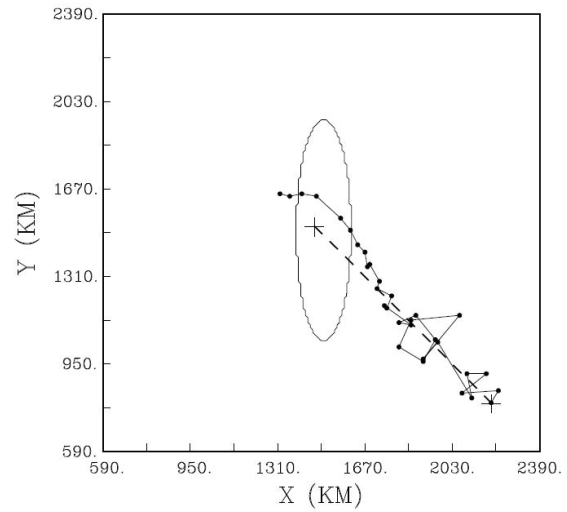


圖 19 實驗 IS20 路徑圖，虛線代表背景風場方向。
黑色橢圓代表陸地位置。

m/s，因此在此時受地形阻塞造成的西側風速達到最大，之後西側風速又開始減少。而出現風速增強時，卻沒有造成打轉，而是持續北走。

在圖 18(b)發現正渦度值的發展高度約在第 9 層(1700 m)以下，因此在此進行 100 m 至 1700 m 之低層渦度場分析。實驗 IS20 模擬結果顯示地形東南側並沒有渦度正值的生成(圖 21)，表示並沒有造成渦度變率大值的渦度變化。為了看通道效應時造成颱風移動的原因，因此觀察第 44 小時的渦度變率[圖 22(a)]，渦度變率大值位於颱風西北側，造成颱風往西北方向移動，從渦度平流項[圖 22(b)]和輻合輻散項[圖 22(c)]發現，渦度變率大值主要是由輻合產生，由風向發現受地形阻塞造成風在颱風西北側產生合流，使得最大正渦度變率出現在颱風西北側，造成颱風往西北方向移動。由於沒有副低壓的生成，使得颱風南側沒有渦度變率大值，而造成颱風沒有往南偏移。因此

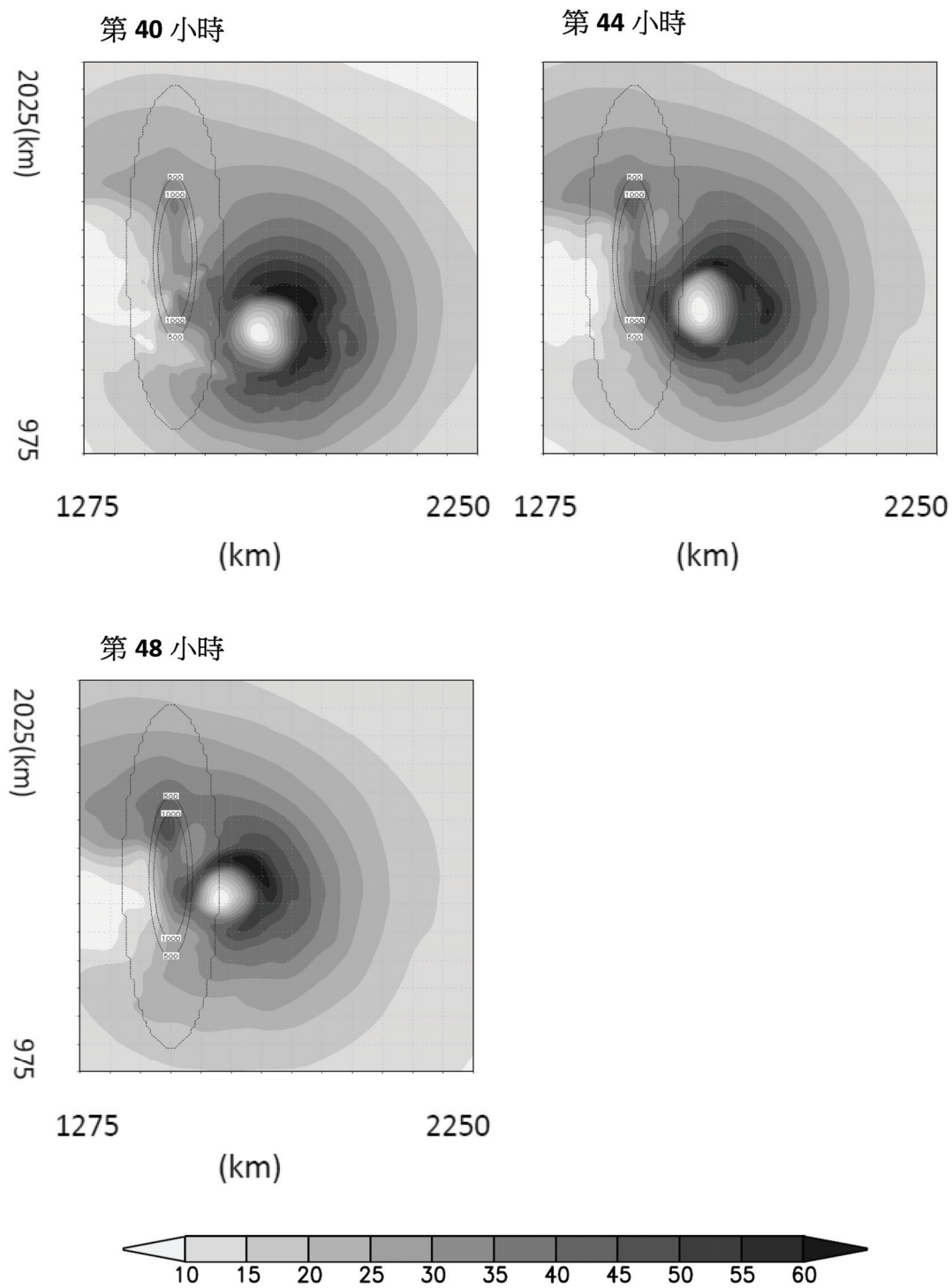


圖 20 實驗 IS20 自 40 小時至 48 小時中低層每四小時風速圖，單位為 m/s。黑色橢圓代表陸地位置。

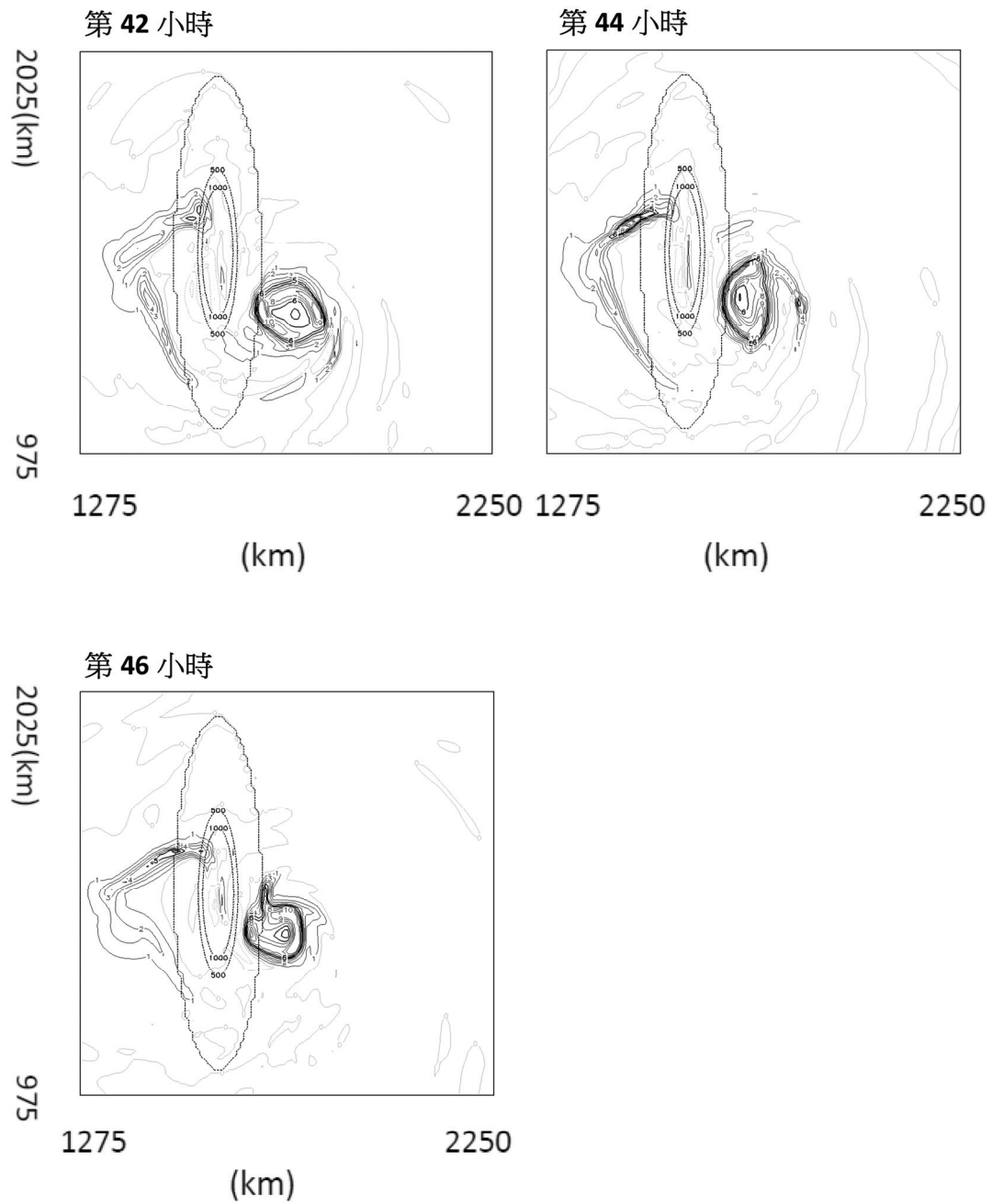


圖 21 實驗 IS20 從第 42 小時至第 46 小時，每兩小時，高度 100 m 渦度圖。單位為 s^{-1} 。黑色橢圓代表陸地位置。

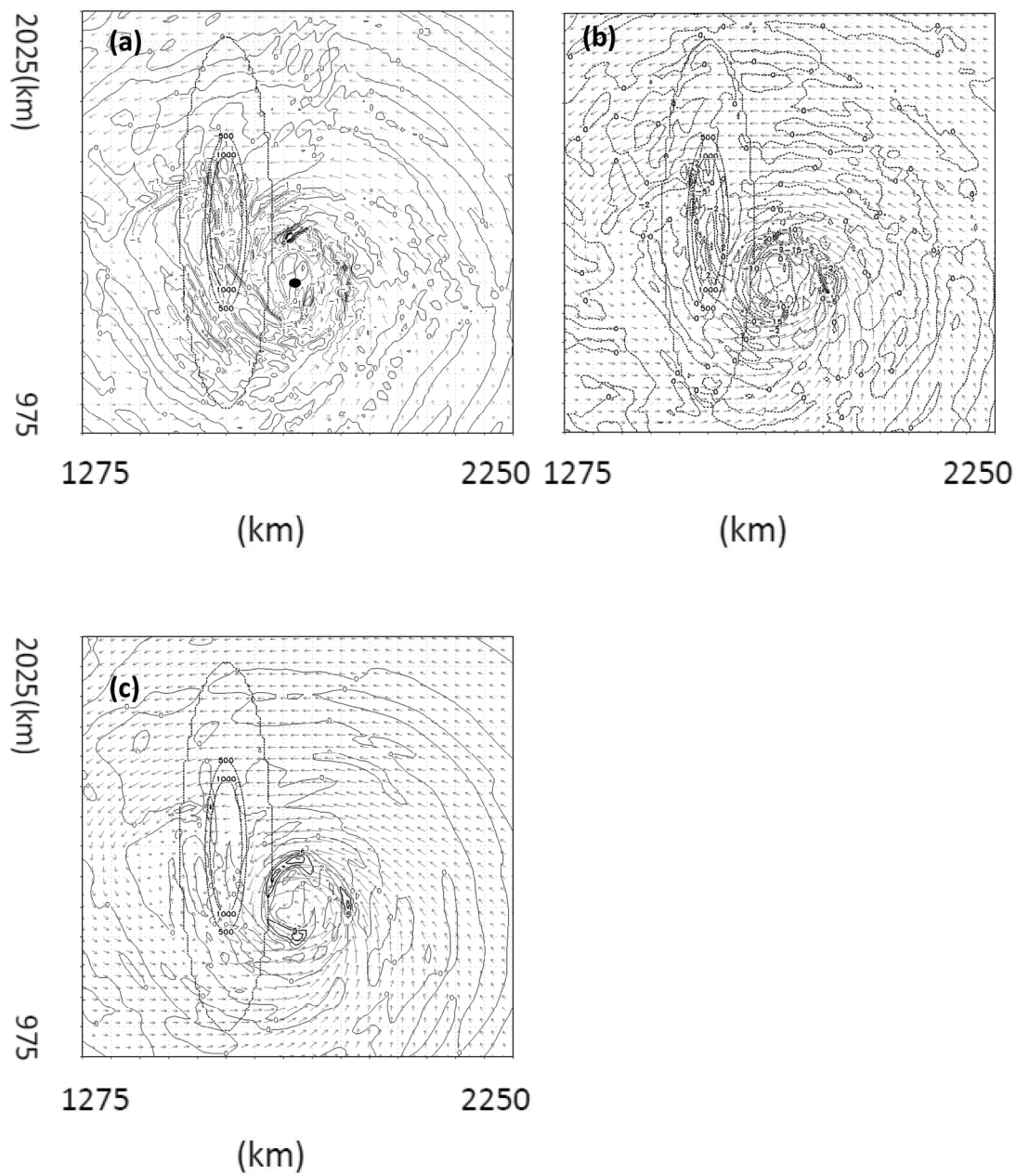


圖 22 實驗 IS20 在低層(高度 100~1700 m 平均)的(a)渦度變率場；(b)渦度平流項；(c)輻散項。單位為 s^{-2} 。黑色橢圓代表陸地位置。背景箭頭為風場。

無低壓的生成為此一類形的颱風沒有南偏的原因之一。

(四) 渦旋大小差異實驗

根據不同大小的颱風進行模擬實驗，實驗 IR0.5，初始颱風渦旋半徑為 150 km，雖然僅改變初始颱風渦旋的半徑，但是模式積分之後小颱風的強度比大颱風強度弱。根據切向風隨半徑變化的分析來看，實驗 ICTR 和實驗 IR0.5 切向風垂直分布從初始到渦旋起轉（積分 36 小時）後，最大切向風速半徑都沒有明顯傾斜的情況。實驗 ICTR 的颱風起轉後最大風速半徑由原本的 300 km 變為 200 km，最大切向風速為 30 m/s；而實驗 IR0.5 起轉後最大風速半徑變化較小，起轉後最大風速半徑雖然稍微有變小，但是大約都在 150 km 至 180 km 左右，最大切向風速約為 21 m/s(圖未呈現)。

颱風路徑圖（圖 23 為實驗 IR0.5 路徑圖）顯示兩者的路徑很一致，大多還是往西北方向前進，靠近地形之前，路徑較背景風場方向偏北，而在地形附近時，颱風路徑出現較背景風場南偏的現象，但是靠近地形前的路徑和實驗 ICTR 不太相同，路徑由原本西北轉往西前進，因此根據風場分析和渦度收支分析來討論。實驗 IR0.5 颱風的中低層風速值（圖 24），當越靠近地形時，其颱風西側的風場有增強的趨勢，而且颱風在第 40 小時開始南偏，顯示出半徑較小的颱風受到阻塞效應，使得颱風中心西側風速有增強，造成颱風路徑偏移。

實驗 IR0.5 在第 40 小時也發現地形東南側有正渦度值出現[圖 25(a)]，且此一渦度值也有隨時間增加的趨勢[圖 25(b)]，但是渦度值較實驗 ICTR 來的小，由渦度變率值[圖 26(a)]指出，發現地形

東南側雖然有產生正的渦度變率值，但是在渦旋中心的西側有一個更大的渦度變率值，因此在第 40 小時到第 42 小時，颱風是往西移動。根據渦度收支分析，此一渦度變率大值，主要是由渦度平流項所貢獻。

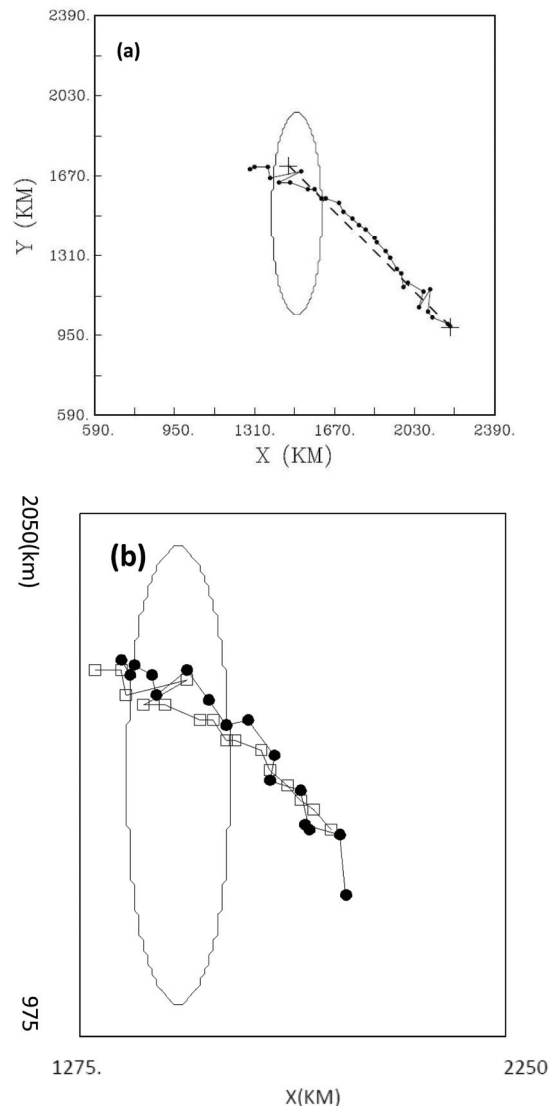


圖 23 (a) 實驗 IR0.5 路徑圖，虛線代表背景風場方向。黑色橢圓代表陸地位置。

(b) 實驗 ICTR 和實驗 IR0.5 積分第 30 小時至 60 小時路徑圖，黑色圓點為實驗 ICTR，空心方框為實驗 IR0.5 路徑圖。

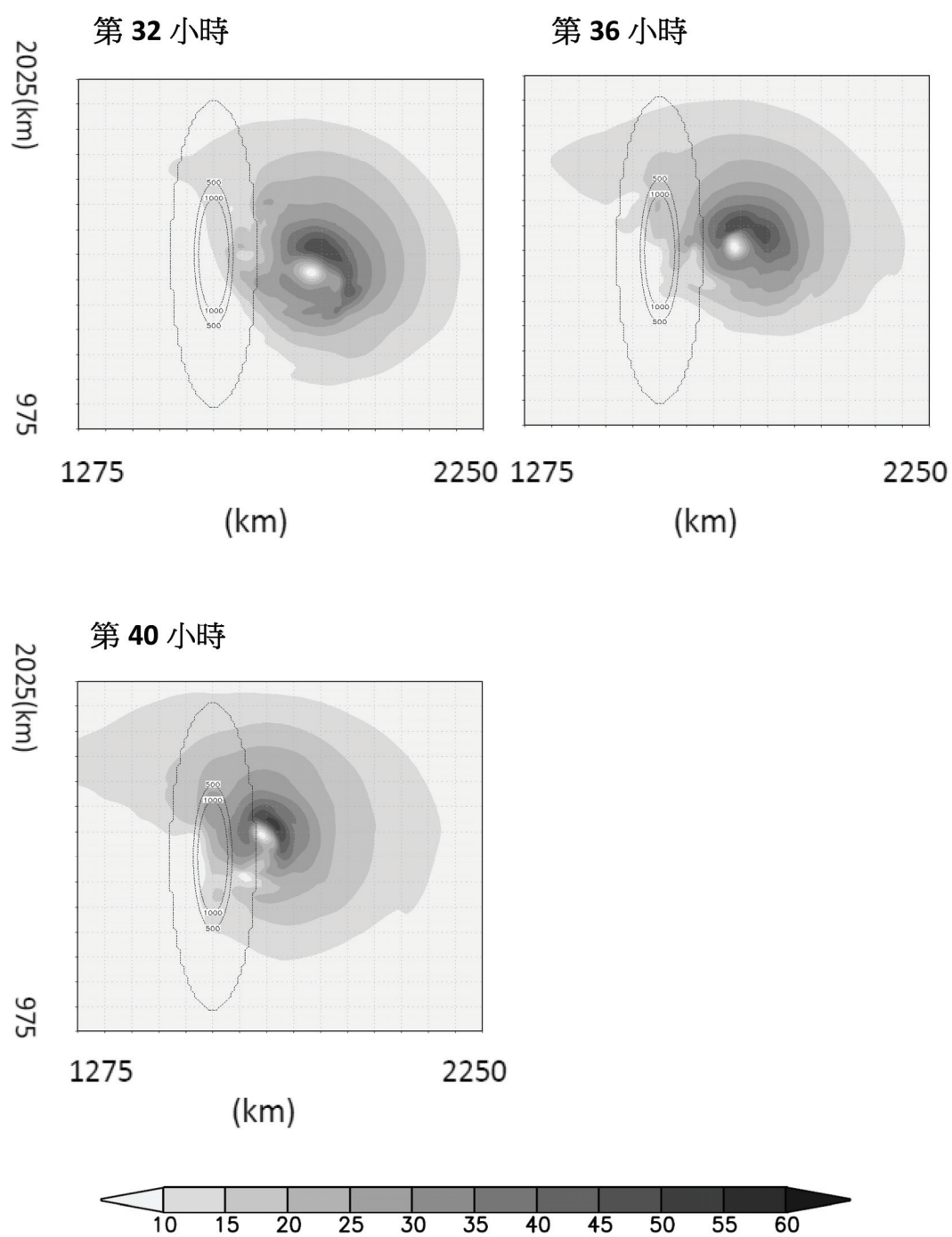


圖 24 實驗 IR0.5 自 32 小時至 40 小時中低層每四小時風速圖，單位為 m/s。黑色橢圓代表陸地位置。

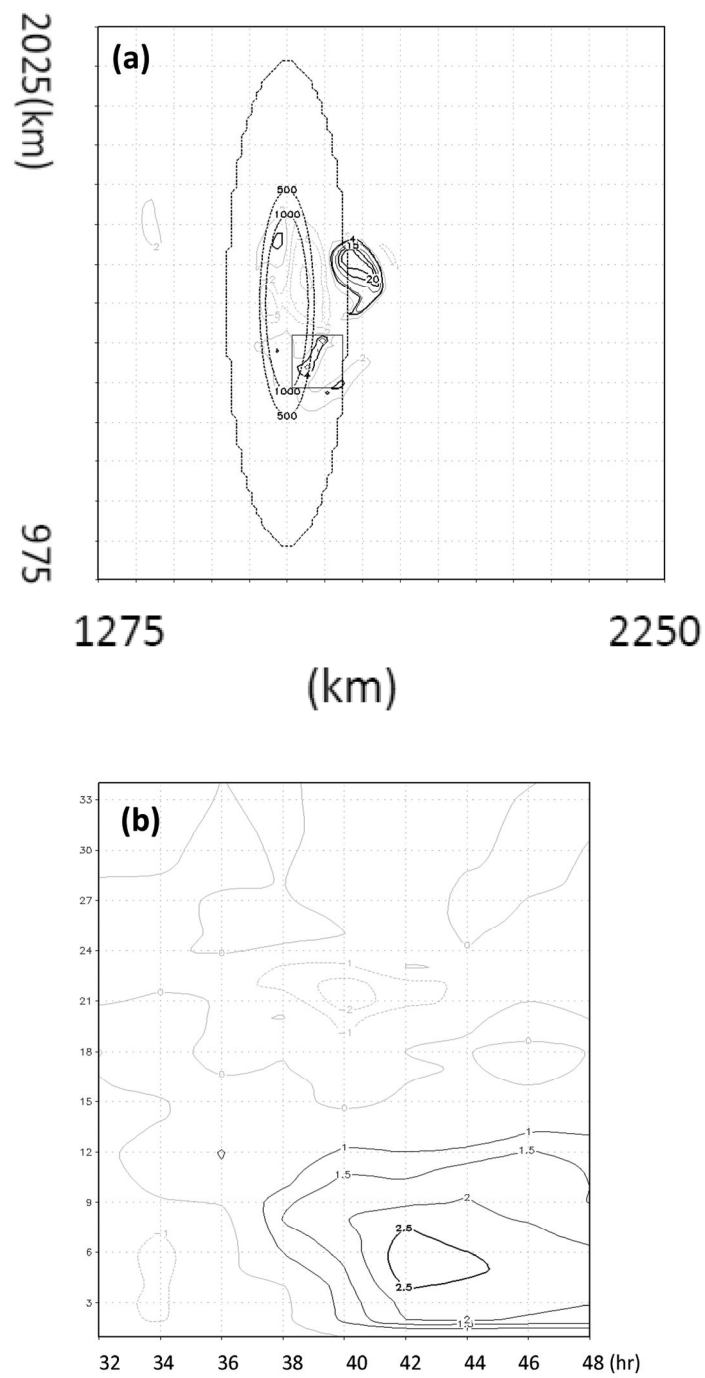


圖 25 (a)實驗 IR0.5 在積分第 40 小時，高度 100 m 的渦度分布。黑色橢圓代表陸地位置。
 (b)實驗 ICTR 平均渦度隨時間變化圖。平均是取圖(a)中方框內平均。單位皆為 s^{-1} 。

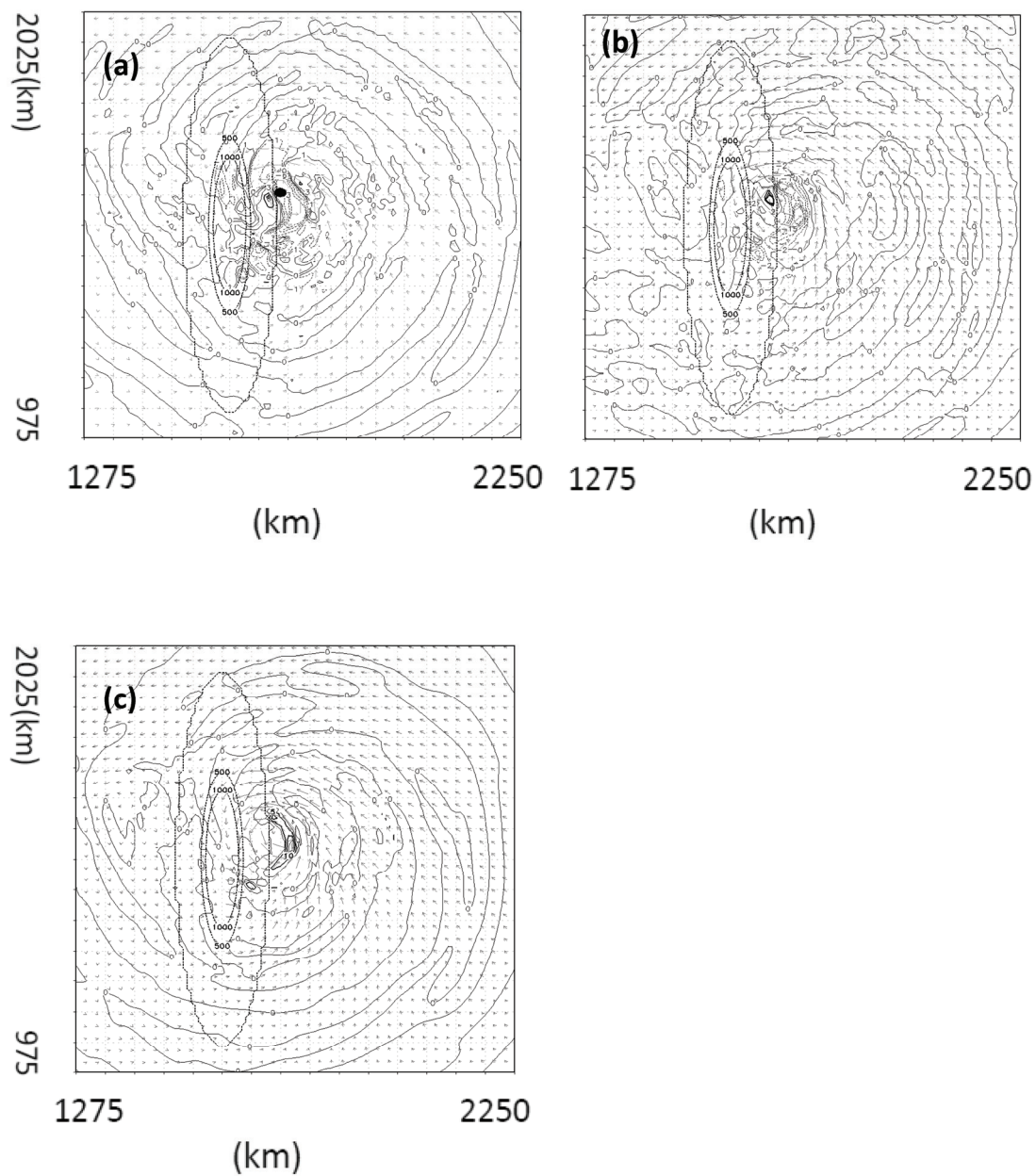


圖 26 實驗 IR0.5 在低層(高度 100~1700 m 平均)的(a)溫度變率場；(b)溫度平流項；(c)輻散項。單位為 s^{-2} 。黑色橢圓代表陸地位置。背景箭頭為風場。

六、總結與未來展望

本研究為了研究地形對於西北向颱風登陸前中心路徑打轉，進行一系列的模擬研究。根據地形敏感度的實驗結果指出，侵台颱風登陸前的打轉路徑，主要是受地形的影響，因此針對颱風和地形的交互作用必須有更進一步的探討。而由實驗 1M 和實驗 OC 比較結果也指出，摩擦力並非颱風南偏打轉最主要的因素。

根據敏感度測試結果也發現，當地形越低，颱風偏移的情形就越不明顯，顯示出颱風路徑的改變主要是和地形交互作用之下所產生。而地形與颱風交互作用之下，造成風場的變化。本研究結果和黃(2008)所研究的柯羅莎颱風，以及 Jian and Wu (2008)所研究的海棠颱風結果相同，颱風在打轉之前受到地形阻塞影響，在地形和颱風之前形成通道效應，造成颱風西側的風速增強，使颱風有南偏打轉的現象。

不過地形和颱風的交互作用不僅僅會造成通道效應的生成，尚有其他影響，且造成颱風發生路徑偏移。在 10 月 6 日 1600 UTC 地形東南側發現了一渦度正值，此一渦度值和颱風本身的渦度大小相近，且發展的時間和颱風南偏的時間一致，因此推論此渦度正值對於颱風南偏造成影響，且根據氣壓擾動場也發現，此一地區有一低壓，推斷此低壓的生成為正渦度值生成的原因。有渦度正值的發展表示渦度值會隨時間改變，根據之前研究也指出，颱風會往渦度變率大值的方向移動，因此透過計算渦度收支，來瞭解此一渦度正值的生成對於颱風偏移的影響。分析結果指出，當颱風靠近地形時，台灣東南側渦度變率值逐漸增強，因此可以知道颱風受到此大值的影響而往南移動。而渦度變率大值的位置和此一渦度

場的位置是一致的，表示此正渦度的發展造成渦度變率的改變，也造成颱風向南偏移。根據質點軌跡可知，相對低壓附近的空氣質點主要是由過山氣流而來，下沉氣流絕熱增溫，利於低壓生成。從渦度收支可見，渦度平流項和輻合輻散項對於渦度發展為正貢獻。由研究結果指出，除了通道效應之外，台灣東南側正渦度值的生成，也是造成颱風偏移打轉的機制。此外，為了探討非絕熱項的變化對於打轉路徑的影響，進行積雲參數化敏感度實驗，發現若沒有積雲參數化，則颱風並不會出現打轉的現象。

複雜地形地區渦度或是位渦分析都是相當複雜，本文所得到的渦度收支結果只是用來輔助探討颱風移動的方向，雖然最大正渦度變率附近伴隨部分負渦度變率，但大體上颱風真實移動方向和正渦度變率最大出現地區相當一致。負渦度變率之出現通常出現在複雜地形地區，其動力因素值得進一步深入探討。

本研究還使用了中尺度數值模(NCU-MM)，進行理想化實驗的模擬，一方面要驗證真實個案的結果，一方面也可以了解此機制的發生並非只屬於柯羅莎颱風。實驗 ICTR 模擬結果沒有和真實個案一樣打轉，但是模擬結果有發現颱風在積分第 42 小時有突然往西南側方向移動的路徑，因此針對此一時間進行分析，發現在理想化個案中，在颱風接近地形時，也有受地形的阻塞，造成颱風中心西側的風速增強，此外，在地形東南側也有發現正渦度值的生成。由於理想化實驗也和真實個案模擬結果一致，因此造成颱風南偏打轉的機制，由之前的研究以及本研究可以更加了解，通道效應和地形東南側的低壓的生成都為南偏的原因。

根據歷年來發生打轉路徑的颱風資料，發現打轉的颱風大多登陸在台灣中北部，且以北部居多，而且根據黃(2008)研究指出南方登陸的颱風沒有打轉的現象，因此本研究進行颱風登陸位置差異的實驗。由較南方登陸的颱風渦旋在登陸前並沒有明顯打轉的情況，而在颱風接近地形時，颱風中心西側的風速也有增強，顯示出此颱風也有受到地形的阻塞。根據渦度變率值來看，渦度變率大值出現在颱風的西北側，是由輻合輻散項所貢獻，根據風場可以發現，可能是由於地形阻塞造成風在颱風西北側輻合所產生。而且並沒有在地形東南側有持續性的低壓生成，因此也無法造成渦度變率大值在地形東南側發生，進而影響路徑。表示說此兩個機制必須同時發生，才有機會造成颱風的南偏打轉現象。

本研究亦針對颱風渦旋大小的差異進行模擬研究，發現較小的颱風在靠近地形時，路徑較背景風場南偏，根據風速值圖也可以發現，地形也造成小颱風中心西側風速增強，且小颱風也造成地形東南側有渦度正值的生成。根據渦度收支分析，渦度變率大值主要是出現在颱風的西側，非在地形東南側，這個大值主要是受到渦度平流所產生，地形東南側產生的渦度變率值較小，對於颱風移動影響較小。

為了能更了解打轉原因，期望理想化個案能與真實個案更為一致，例如能夠使用 WRF 的理想化巢狀模式來進行模擬，使兩者差異降低，更能討論差異來源。此外，本研究討論出幾個造成颱風南偏打轉的機制，希望未來能夠針對各個機制對於颱風南偏的貢獻加以量化（如提供無因次物理因子），能夠更清楚了解各機制的重要性。

參考文獻

- 交通部中央氣象局，歷史颱風資料庫。
- 交通部中央氣象局，民國九十六年颱風調查報告，交通部中央氣象局，台北，民國九十七年
- 黃清勇、許依萍，1998：台灣地形對理想型颱風環流變化之影響。大氣科學，第 26 卷，第 3 期，281-324。
- 陳舒雅，2002：地形對颱風路徑影響之數值探討。國立中央大學，大氣物理研究所，碩士論文，共 105 頁。
- 李清勝、張龍耀，2003：妮蔻兒颱風(Nichole, 1998)侵台前路徑變化之研究。大氣科學，第 31 卷，第 3 期，285-305。
- 陳怡良，2004：台灣地形對颱風路徑的影響。國立台灣大學，大氣科學研究所，博士論文，共 90 頁。
- 楊子瑩，2005：類似桃芝颱風路徑之模擬。國立中央大學，大氣物理研究所，碩士論文，共 69 頁。
- 麥翠珊，2008：利用 MM5 4DVAR 同化虛擬渦旋探討其對 WRF 模式預報颱風之影響。國立中央大學，大氣物理研究所，碩士論文，共 103 頁。
- 黃怡瑄，2008：島嶼地形影響颱風偏轉及打轉之機制研究。國立台灣大學，大氣科學研究所，碩士論文，共 76 頁。
- Brand, S., and J. W. Blelloch, 1974：Changes in the characteristics of typhoons creossing the island of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 708-713.

- Chang, S. W.-J., 1982 : The orographic effects induced by an island mountain range on propagating tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1255-1270.
- Chan, J. C.-L., and F. M. F. Ko, and Y. M. Lei, 2002 : Relationship between Potential Vorticity Tendency and Tropical Cyclone Motion. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1317-1336.
- Fujita, T., 1952: Pressure distribution within a typhoon. *Geophys. Mag.*, **23**, 437-451.
- Fiorino, M.J., and R. L., Elsberry, 1989 : Some aspects of vortex structure related to tropical cyclone motion. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 975-990.
- Holland, G. J., 1983 : Tropical cyclone motion: environment interaction plus a beta plane. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 328-342.
- Huang, C. Y., 1993: Study of three dimensional anelastic non-hydrostatic model (in Chinese). Research Report, National Science Council, Taiwan.
- , Y.-L. Lin, 2008 : The influence of mesoscale mountains on vortex tracks: shallow-water modeling study. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **101**, 1-20.
- Jian, G.-J., and C.-C., Wu, 2008 : A numerical study of the track deflection of super-typhoon Haitang (2005) prior to its landfall in Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 598-615.
- Kessler, E., 1969 : On the distribution and continuity of water substance in atmosphere circulations. *Meteorol. Monogr.*, **32**, 1-84.
- Lee, C.-S., Y.-C. Liu, and F.-C. Chien, 2008 : The secondary low and heavy rainfall associated with typhoon Mindulle (2004). *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 1260-1283.
- Lin, Y.-L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1065-1092.
- , J. Han, D. W. Hamilton, and C.-Y. Huang, 1999 : Orographic influences on a drifting cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 534-562.
- , S.-Y. Chen, C. M. Hill, and C.-Y. Huang, 2005 : Control parameters for the influence of a mesoscale mountain range on cyclone track continuity and deflection. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 1849-1866.
- , N. C. Witcraft, and Y.-W. Kuo, 2006 : Dynamics of track deflection associated with the passage of tropical cyclones over a mesoscale mountain. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 3509-3538.
- Mellor, G. L., and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problem. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851-875.
- Park, K, and X. Zou, 2004: Toward developing an objective 4DVAR BDA scheme for hurricane initialization based on TPC observed parameters. *Mon Wea. Rev.*, **132**, 2054-2069.
- Wu, W.-S., R. J. Purser, and D. F. Parrish, 2002: Three-dimensional variational analysis with

- spatially inhomogeneous covariance. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2905-2916.
- Wu, C.-C., and Y.-H. Kuo, 1999: Typhoons affecting Taiwan: current understanding and future challenges. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 67-80.
- , 2001 : Numerical simulation of typhoon Gladys(1994) and its interaction with Taiwan terrain using the GFDL hurricane model. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1533-1549.
- Wu L., and B. Wang, 2001 : Effects of convective heating on movement and vertical coupling of tropical cyclones: a numerical study. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3639-3649.
- Orlanski. I., 1976: A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *J. Comput. Phys.*, **21**, 251-269.
- Wong, M. L. M., and J. C. L. Chan, 2006 : Tropical Cyclone Motion in Response to Land Surface Friction. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 1324-1337.
- Yeh, T. C. and R. L. Elsberry, 1993a : Interaction of typhoon with the Taiwan orography. Part I : Upstream track deflection. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3193-3212.

A Numerical Study of the Looping Track of North-westbound Typhoons Prior to Landfall in Taiwan

Ching-Yuang Huang and Jhih-Sin Li

Department of Atmospheric Sciences, National Central University

(manuscript received 14 September 2009 ; in final form 31 December 2009)

ABSTRACT

This study employed the Weather Research and Forecasting Model to simulate Supertyphoon Krosa (2007) and examined the physical processes responsible for the significant track deflection and the looping track prior to landfall. When the Typhoon Krosa approached Taiwan, the wind west of the typhoon became stronger than that east of typhoon as a result of the channeling effect as found in other studies. A positive vorticity field forms at the south-eastern side of Taiwan and results in a maximum of vorticity tendency. Because a low is co-located at the same place of the positive vorticity field, it's inferred that the relative low leads to the positive vorticity and might facilitate a southward movement of the center causing a looping track. The backward trajectories indicate that the processes leading the formation of the low are associated with leeside subsidence warming. According to analysis of the vorticity budgets, both divergence and advection terms contribute to the vorticity change.

To verify the mechanism in real cases, this study also used the NCU mesoscale model to simulate north-westward typhoons impinging an idealized island similar to Taiwan. The result shows that the mechanism of the looping track in idealized cases is similar to real cases. Both the channeling effect west of the typhoon and the generation of positive vorticity southwest of Taiwan are present in idealized cases. Therefore, the looping mechanism may occur not only in the Krosa (2007) but also in other cases with similar conditions. However, no positive vorticity is found southeast of the island for the typhoons when approaching further south and no southward track deflection is found prior to landfall. The sensitivity study on the typhoon size shows that the low also forms in the experiment of smaller typhoons but isn't strong enough to significantly affect the movement of the typhoons. The maximum of vorticity tendency dominated by the vorticity advection term west of smaller typhoons is the main reason for track deflection different from bigger typhoons.

Keywords: Channel effect 、 vorticity budget