

南海地區伴隨強烈東北季風之熱帶氣旋形成分析

林雍嵐¹

李清勝²

新北市災害應變中心¹

台灣颱風洪水研究中心²

摘要

觀測資料顯示南海地區熱帶氣旋 (Tropical Cyclone, TC) 逐月形成頻率在11和12月共有16%，顯著高於同一時期西北太平洋地區者；因此本研究探討南海地區冬季於強東北季風影響下，形成TC之過程。Lin and Lee (2011) 分析顯示，TC形成個案具有較顯著的低層風切過度和高層輻散場等有利之綜觀環境。值得注意的是，形成與非形成個案最大的差異在於初始擾動上游東北風的變化，在形成個案增強至TC強度(定義為25kt) 前，其上游東北風的風速明顯減弱；此東北風的減弱可減小環境垂直風切並減緩乾冷空氣持續逸入，維持系統附近的對流不穩定度，以利對流的維持發展。透過WRF (Weather Research and Forecasting) 數值模式之模擬分析結果顯示，模式可合理模擬TC之形成過程和非形成個案的變化。利用WRF網格納進 (grid nudging) 方法的敏感度實驗結果顯示，若減弱形成個案初始場北方之高壓，南海地區低層東北風伴隨之風切過度將減弱，導致系統強度發展受限，甚或無法發展成TC。結果同時顯示，若增強形成個案發展期間上游之東北風，則環境的冷平流作用將變強，降低系統附近之對流不穩定度，系統發展強度則偏弱，甚或未發展為TC；反之亦然。上述實驗結果與合成分析結果一致，驗證了形成期間之環境低層東北風強度的變化，是主導TC形成與否的關鍵因素。

關鍵字：南海、熱帶氣旋、熱帶氣旋形成、東北季風

一、前言

分析 JTWC 熱帶氣旋最佳路徑資料顯示，自1972至2005年間南海地區1到3月幾乎無熱帶氣旋形成，但進入5和6月梅雨季期間，熱帶氣旋形成頻率顯著增加，達所有南海熱帶氣旋總個數的18.3%，大於同時期的西北太平洋地區之9.7%，類似情形也發生在11和12月的晚季。統計11和12月南海熱帶氣旋形成頻率為16%，比西太平洋地區13.8%略高。Zuki and Lupo (2008) 分析亦顯示，南海熱帶氣旋形成頻率於冬季相對偏高的特徵。就地理特徵與環流型態而言，南海地區為半封閉海域，四面鄰近地區都有地形，與菲律賓群島以東之西北太平洋地區的廣闊海域有顯著差異。南海南部獨特的地形及管道效應，導致低層氣流受到阻擋而偏轉，有利東北季風長趨直入至南海赤道地區。東北季風之乾冷空氣，在通過廣大的南海海域時，而低層空氣變性轉為潮濕 (Chang et al. 1979)。部分熱帶擾動源自於婆羅洲附近之半滯性近赤道地區槽線，有可能發展為熱帶氣旋，例如2001年的畫眉 (Vamei) 颱風。Chang et al. (2003) 分析婆羅洲渦旋與強而持續的東北季風，彼此間的多重尺度交互作用是導致畫眉颱風形成的主因。就冬季之平均低層環流而言，常見的特徵即是半滯性近赤道槽線或婆羅洲渦旋 (Johnson and Houze 1987)，而婆羅洲渦

旋周圍易有深對流發展，伴隨顯著潛熱釋放作用。但是低層環流常受限於婆羅洲陸地的破壞而呈現半封閉式流場，故鮮少婆羅洲渦旋可以持續發展為熱帶氣旋。但是畫眉颱風的初始低層環流能完全飄移到馬來西亞與婆羅洲間狹隘的近赤道海域上，同時配合強勁東北季風持續南下的環境，導致系統形成為非常罕見的赤道颱風。

南海南部冬季月海溫仍達27至28°C，故南海南部近赤道地區對流仍然相對活躍，且低層相對過度極大值區正處於東北季風強風軸左側具有顯著氣旋式風切位置。Lin and Lee (2011) 合成分析1972至2005年JTWC西北太平洋熱帶氣旋資料庫顯示，南海地區冬季TC形成與非形成個案顯示，形成與非形成個案之綜觀環流形態大致類似，但是低、中、高層流場仍有以下三點差異：(1) 形成個案之低層925 hPa東北風較非形成個案強；(2) 非形成案500 hPa副熱帶高壓偏強，且脊線位置較為向西延伸；(3) 形成個案之高層200hPa平均輻散較非形成個案強。合成分析TC形成期間北方上游低層東北風強度和斜壓區變化，發現對TC形成有以下3項重要現象：(1) 東北風於24 h開始有減弱趨勢；(2) 上游低層東北風減弱也導致垂直風切減弱的趨勢，同時伴隨之冷平流減弱，使環境更有利於熱帶氣旋之形成；(3) 分析低層相當位溫亦顯示，形成個案於初期，於系統中心的

第一象限（東北方位）伴隨顯著之斜壓區；形成中期階段，因環境之東北風減弱，此斜壓區有縮小之現象且北退現象。綜合所述，本研究之目的為利用中尺度數值模式（Weather Research and Forecasting Model, WRF）模擬南海地區冬季熱帶氣旋形成期間伴隨強東北季風之形成與非形成個案，並進行敏感度實驗，以高時空解析度的結果，驗證 WRF 模式之敏感度實驗可否與 Lin and Lee（2011）觀測分析資料得到一致的結果。

二、資料使用

本研究中使用多種資料，其中包括日本氣象廳（Japan Meteorological Agency, JMA）每 6 小時地面天氣圖及日本同步衛星（Geostationary Meteorological Satellite, GMS）之紅外線和可見光衛星雲圖。資料分析中利用高空間解析度之 10 公尺海表面觀測風場資料 QuikSCAT，由於 QuikSCAT 衛星為繞極軌道衛星，其時間解析度方同一個地點之一天內約有兩筆資料；空間解析度為 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ，涵蓋全球範圍，資料時段為 1999 年 6 月至 2009 年 11 月。TC 形成時間與經緯度均摘錄自 JTWC 公布之年度颱風報告書（Annual Tropical Cyclone Report, ATCR）與最佳路徑。

三、TC 形成與非形成個案數值模式模擬

3.1 WRF 模擬設計

考量近年衛星觀測資料的完整性，例如 QuikSCAT 海表面風場資料，本研究針對 Lin and Lee (2011) 2000 年之後，形成與非形成個案進行 WRF 數值模擬，其中 7 個非形成個案和 2 個形成（0129w 和 畫眉）個案。WRF 模式使用三層槽狀網格，分別為 45、15、5-km，格點數分別為 150×150 (6750×6750 km)、 253×253 (3780×3780 km)、 322×322 (1605×1605 km)；垂直層數為 28 層。第一層 45-km 網格涵蓋範圍包圍東亞和孟加拉灣地區，第二層 15-km 網格涵蓋整個南海、中南半島及華南地區，第三層 5-km 最內層網格涵蓋南海南部地區。模式初始場為 NCEP Global Final (FNL) 全球網格資料 $1^\circ \times 1^\circ$ ，時間解析度為每 6 小時一筆。FNL 資料垂直方向共有 24 層，從邊界層延伸到 10 hPa 的高度。但是，僅有畫眉颱風模擬之初始場採用歐洲中長期預報中心（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF）Advanced 網格點資料，水平解析度為 $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 。本研究為熱帶氣旋形成之模擬，故沒

有初始渦旋植入動作（no-Bogus）。模擬最佳化控制組（Control Run, CTL）實驗所使用的參數化為：（1）15 和 45 公里之網格解析採用 Kain and Fritsch（1993），Kain（2004）積雲參數化，5 公里之網格解析不使用積雲參數化。但畫眉颱風模擬採用 Betts and Miller（1986）積雲參數化，其強度與路徑比採用 Kain and Fritsch（1993）之結果更為接近實際觀測。（2）YSU 邊界層參數化（Hong and Pan 1996）和（3）包含冰、雪、軟雹過程之 WRF Single-Moment 6-class 之雲微物理參數化（Hong et al. 2004）。

為了完整模擬 TC 形成過程，形成個案模擬之初始時間為系統強度達 25 kt 或發布熱帶風暴形成預警（Tropical cyclone formation alert, TCFA）前 1~2 天間。0129w 模擬初始時間為 2001 年 11 月 17 日 0000 UTC，為 JTWC 發布第二次 TCFA 之前 41 小時，第一次定位報告（first warning 強度為 25 kt）之前 18 小時，模擬積分 96 小時。畫眉颱風模擬初始時間為 2001 年 12 月 25 日 0000 UTC，為 JTWC 發布 first poor 之後 6 小時，發布第一次定位報告（25 kt）之前 36 小時，JTWC 未對此個案發布 TCFA，模擬積分 48 小時。7 個非形成個案擬初始時間為地面封閉等壓線開始形成之前一天，但是其中 Lin and Lee（2011）表 2 中編號 27、28 和 31 由於低壓擾動微弱，導致 WRF 模擬結果不易掌握其低層環流中心，模擬之路徑和移動方向與觀測差異甚大。因此，此 3 個個案不列入後續模擬分析討論。所以針對 4 個非形成模擬個案，其封閉等壓線發生時間分別為 2002 年 12 月 30 日、2003 年 1 月 9 日、2005 年 12 月 9 日和 12 月 27 日，分別簡稱為 A、B、C、D 個案。

3.2 形成個案模擬

模擬 0129w 強度變化顯示，初始中心氣壓從 1010 hPa 逐漸下降，積分 48 h 為 1005 hPa，積分 78 h 後低於 1000 hPa，積分 93 h 達最低氣壓為 997 hPa，僅比觀測略低 1 hPa，比觀測提早 3 小時達到熱帶風暴（998 hPa）的強度。模擬與觀測路徑的比較顯示，0129w 模擬路徑與觀測相似皆向東北移動，但仍有約 1 個緯度距離的偏差。模擬雲頂溫度和同時期紅外線雲圖比較，大致掌握到菲律賓東西兩側低壓伴隨之對流雲系的發展，隨後對流有朝向環流中心聚集的趨勢。積分 9 h 之 10-m 風場配置，其初始擾動位置（ $3^\circ\text{N}, 108^\circ\text{E}$ ）和相近時段之 QuikSCAT 觀測（ $3^\circ\text{N}, 107^\circ\text{E}$ ）類似，積分 45 h 結果與觀測也是相近的。

畫眉颱風模擬積分 24 h 後開始增強，積分 36 h 強度達 TD 強度，與觀測一致；但積分 48 h 最低氣壓下降至 998.5 hPa，增強速率不如觀測迅速，但是模式仍然合理模擬畫眉形成初期之過程。模擬路徑自東向

西移動與觀測相似。模擬雲頂溫度和同時期紅外線雲圖比較顯示，積分 0 h 近赤道地區已有對流雲發展，分別集中在南海南部和菲律賓南側；積分 24 h，南海南部對流雲系範圍持續發展擴大；但隨之積分 48 h 後對流雲系略有縮小，且印尼一帶海洋性陸地附近雲系已消散。模擬積分 0 h 之 10-m 風場，其初始擾動位置（1.5°N, 108°E）、東北風環流型態和相近時段 QuikSCAT 觀測之初始擾動位置（1.5°N, 109°E）相當類似，積分 9 h 也是相似結果。

3.3 非形成個案模擬

4 個非形成個案之低壓擾動模擬結果，其移動方向及路徑，大致與 NCEP-Reanalyse 網格資料觀測類似。A 和 B 兩個案都受低層東北風導引朝婆羅洲陸地方向偏移，擾動系統生命期亦較為短暫。以 A 個案為例，最外層網格積分 24 h 海平面氣壓與地面天氣圖比較顯示，華中的分裂高壓和台灣東方的東風倒槽等綜觀尺度特徵皆合理掌握到；模擬初始擾動低壓強度為 1010 hPa 也與觀測相同，模擬雲頂溫度亦有掌握到南海南部的深對流和台灣東方的層狀雲帶。模擬積分 33 h 之 10-m 風場配置與觀測類似，其初始擾動位置（6°N, 111°E）和相近時段之 QuikSCAT 觀測之擾動位置（6°N, 112°E）相近。

分析第二層模擬結果近中心 500 km 內 925 hPa 徑向平均渦度場隨時間變化顯示，0129w 的近中心 100 km 的渦度在積分 72 h 增強到 $20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，96 h 大於 $30 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ；畫眉颱風則在積分 24 h 近中心 100 km 的渦度略為增加至 $7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，積分 48 h 近中心 100 km 的渦度迅速增加至 $50 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。雖然 4 個非形成個案其渦度極值在近中心 100 km 值略大，但沒有增強且集中的趨勢，渦度值在 $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以內。除了 B 個案，其它非形成個案在積分 24 h 有最大渦度，隨後減弱。

3.4 低層東北季風及溫度平流分析

形成個案 0129w 和畫眉颱風控制組實驗，TC 形成期間上游關鍵區域低層東北風強度時間序列變化，皆呈現增強後再減弱的情形。在系統初期 1 至 2 天發展，強勁的環境東北風伴隨低層風切渦度建立適合形成的綜觀環境，隨後東北風減弱的趨勢導致系統形成。非形成個案關鍵區域之東北風強度變化，A、B 和 C 個案的趨勢類似，都有短暫減弱的現象，但後期仍然持續增強到 13 至 14 m s^{-1} 。由此推知，東北風持續增強，可能不利於初始擾動的持續發展。

定量分析形成個案跟隨系統中心移動，北方 5° 之第一象限 $10^\circ \times 10^\circ$ 區域低層溫度平流變化顯示，0129w

和畫眉都有冷平流減弱的現象（圖 1）。尤其 0129w 在積分第 48 至 57 h 和畫眉積分第 9 至 24 h 和 36 至 48 h 期間冷平流減弱亦伴隨東北風強度減弱趨勢。因此，針對該時期之東北風強度和溫度平流變化進行相關性分析顯示，0129w 相關係數為 -0.82，畫眉為 -0.72，均屬高度負相關。同樣地在非形成個案方面，南海地區低層溫度平流顯示環境冷平流變化，除了 D 個案冷平流效應不顯著之外，其餘 A、B、C 個案非形成個案冷平流都有持續增強的趨勢。

四、TC 形成與非形成個案敏感度實驗

分析

4.1 形成個案初始場環境東北風測試

敏感度實驗設計為改變初始場第一層粗網格，減弱擾動北方大陸冷高壓系統所有垂直層數之風場（u, v）約 $35^\circ \times 30^\circ$ 的範圍（ $90 \sim 125^\circ \text{E}; 15 \sim 45^\circ \text{N}$ ），為原本強度的 20%（H20）、40%（H40）、60%（H60）和 80%（H80），共四組敏感度實驗組（表 1）；初始場改變區邊界周邊 5° 範圍之改變量為線性遞減為緩衝區。由於敏感度實驗開始積分 0 至 24 小時之間，模式尚在調整中，故分析探討以積分 24 h 以後的結果為主。

0129w 和畫眉颱風形成個案敏感度實驗模擬結果顯示積分 66 h 之前，0129w 的 4 組敏感度實驗組與控制組，其系統中心氣壓強度變化是相近的，但積分 66 至 90 h 強度開始出現明顯分歧；當高壓減弱實驗 H20 時，0129w 明顯減弱，其中心最低氣壓只降到 1000.5 hPa。其它高壓實驗 H40（999.5 hPa）、H60（997.5 hPa）和 H80（995.5 hPa），系統也有發展強度受限的情形。畫眉颱風敏感度實驗組與控制組強度變化比較時，初期大致相似，但積分 42 h 時開始出現分歧，控制組中心氣壓在積分 48 h 時下降至 998.5 hPa 以下；高壓減弱實驗 H80 和 H60 時，與 CTL 強度相當，分別是為 997 hPa 和 999.5 hPa。高壓減弱實驗 H40 和 H20，系統中心氣壓未曾低於 1001 hPa，即未形成發展為熱帶風暴。

4.2 積分後期之環境東北風測試

4.2.1 形成個案

觀測顯示，系統形成中後期南海北部低層東北風的顯著減弱可能是形成與否的關鍵因素。一般而言，若單純修改初始場之資料，例如植入虛擬渦旋或資料同化，模式積分初期可能需要有 6~12 小時的調整時間來平衡動力與熱力場，同時植入的改變往往無法持

續產生作用，通常僅能維持數小時，之後無顯著影響 (Fabry and Sun, 2010)。因此，利用 WRF 網格納進 (grid nudging) (Stauffer and Seaman 1990) 分析法，改變形成中後期系統之北方高壓渦度強度，藉由網格納進分析達成模式的動力平衡，使改變量能夠持續影響模式後續積分結果，避免初始場的測試變化量在模式後續積分被平滑 (damping) 減弱。

使用網格納進分析方法，形成期間之高壓渦度強度，分別為原本高壓強度的 120% (H120) 和 140% (H140)，改變的範圍與 4.1 節實驗設計相同 (表 1)，系統達到 TS 階段前 36 至 42 h 開始進行網格納進分析。在 0129w 控制組中環境東北風在積分 48 h 達到最強，隨後 48 至 66 h 迅速減弱，因此，網格納進分析時段為 48 至 66 h。H120 和 H140 南海北部 925 hPa 低層東北風風速在積分 69 h 之前，強度的確比 CTL 略強 $1\sim 2\text{ m s}^{-1}$ ，但是擾動系統在 57 h 後中心氣壓開始顯著回升至 1007 hPa，擾動皆沒有增強到熱帶風暴階段 (圖 2a)。

畫眉控制組實驗顯示，環境東北風在積分 15 h 達到最強，隨後 15 至 33 h 迅速減弱。因此，網格納進分析時段為積分 12 至 48 h，增強高壓強度分別為原來之 120% (H120)、140% (H140) 和 180% (H180)。分析顯示低層 925 hPa 東北風在積分 33 h 之後，H120 和 H140 風速明顯比 CTL 增強約 $1\text{ 至 }4\text{ m s}^{-1}$ (圖 2d)。各敏感度實驗在積分 36 h 後，系統增強速率開始出現顯著分歧，H120 仍下降至 997 hPa，比 CTL (998.5 hPa) 略強。但是，H140 和 H180 實驗系統未發展為 TS，中心氣壓分別為 1003 和 1005.5 hPa (圖 2b)。

4.2.2 非形成個案

針對 4 個非形成個案進行 4.2.1 節的類似的敏感度實驗，但為減弱高壓中後期渦度強度。網格納進分析時間為積分 36 至 72 h 間，減弱高壓中後期強度分別是原來的 80% (H80) 和 60% (H60) (表 1)。以非形成 A 個案為例，CTL 低層東北風在積分 39 h 逐漸增強，與網格納進的時段相近。分析結果顯示，兩組敏感度實驗其低層 925 hPa 東北風在積分 36 h 之後，H80 和 H60 風速明顯比 CTL 減弱約 $2\text{ 至 }4\text{ m s}^{-1}$ 。在積分 51 h 強度有顯著增強，積分 60 h 時 H60 與 H80 為系統增強，中心氣壓分別下降至 994 hPa 和 997 hPa (圖 3a)。非形成 B、D 個案之敏感測試有發展為熱帶氣旋，系統且能持續維持 TS 強度 (圖 3b, d)。非形成 C 個案，皆有達熱帶低壓強度 (圖 3c)。

4.3 敏感度實驗之分析

4.3.1 相當位溫平流分析

進一步追蹤冷乾或暖濕平流的變化，分析相當位溫平流顯示，0129w 形成個案 CTL 在積分 75 h 開始，低層 925 hPa 相當位溫冷平流開始自南海東北部逐漸減弱；在 84 和 96 h 時，系統北邊第一象限約 $5^\circ \times 5^\circ$ 的範圍的平均冷平流明顯減弱。而在 H120 和 H140 實驗，系統最終沒有發展為熱帶氣旋。非形成 A 個案之 CTL 在積分 48 至 72 h，南海北部的相當位溫冷乾平流範圍有持續向南擴大至 10°N 的趨勢，系統則沒有發展為熱帶氣旋；而在 H80 和 H60 實驗中，南海北部的冷平流並沒有持續加強和擴大，而系統持續發展為熱帶風暴。同樣地，非形成個案 B、C、D 類似 A 的結果。

4.3.2 對流穩定度分析

分析比較系統之對流穩定度顯示，形成個案 0129w 及畫眉之 CTL 在積分 60 和 84 h 於南海東側具有較大的對流不穩定。非形成個案以 A 為例，其 CTL 南海北部對流不穩定區域 ($< -0.1\text{ K hPa}^{-1}$) 在積分 72 h 南退至 20°N 以南，系統附近的不穩定沒有明顯的變化；但 H80 和 H60 實驗之南海北部仍然存在不穩定區域，且婆羅洲北面有持續增強的對流不穩定區域，向西移入系統的東北象限。另外，由南北垂直剖面的對流穩定度和相當位溫分析發現，0129w 於 900 hPa 左右有最大不穩定帶，積分 84 h 時 CTL 顯著不穩定區域 ($< -0.168\text{ K hPa}^{-1}$) 南北分布範圍比 H120 和 H140 廣泛 (圖 4a, b)。而且 CTL 在 900 hPa 以下低層低位溫區有明顯北退的情形；而敏感度實驗則變化不大。在畫眉個案實驗中與 0129w 類似。非形成個案 A 的 H80 和 H60 實驗顯示，具有顯著低層不穩定 (-0.25 K hPa^{-1})，而 CTL 的不穩定度較弱；同時在 CTL 相當位溫小於 339 K 區域仍有向南擴展；900 至 700 hPa、1100 至 1700 km 間之南海南部 CTL 有低相當位溫區存在。B、C 個案亦有類似情形。

五、結論

Lin and Lee (2011) 合成分析結果顯示，形成個案具有較顯著的低層風切渦度和高層輻散場等有利 TC 形成之綜觀環境。值得注意的是，形成與非形成個案最大的差異在於初始擾動上游東北風的變化，在形成個案增強至 TC (25 kt) 強度前，其上游東北風的風速明顯減弱；此東北風的減弱可減小環境垂直風切並減緩乾冷空氣持續逸入，維持系統附近的對流不穩定度，以利對流的維持發展。本研究透過 WRF 模式對 2001 年 2 個形成 (0129w 和畫眉) 與 4 個非形成個案 (2002 年 12 月 30 日、2003 年 1 月 9 日、2005 年 12 月 9 日和 2005 年 12 月 27 日) 進行 5-km 的高

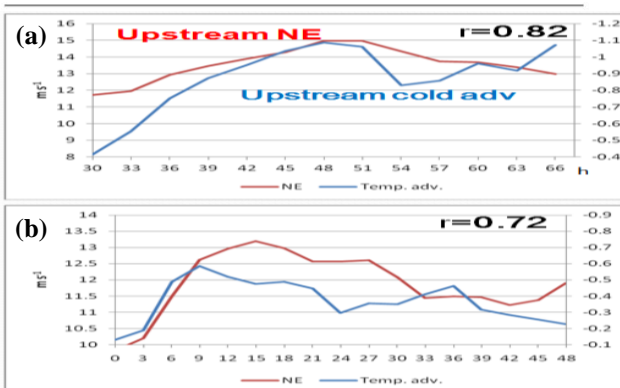
解析模擬並對模擬結果進行診斷分析。結果顯示，強勁的環境東北風伴隨低層風切過度建立適合 TC 形成的綜觀環境，隨後東北風減弱亦伴隨冷平流減弱，有利 TC 形成。但在非形成個案中環境持續有冷平流效應，故系統發展受限。

敏感度實驗網格納進分析顯示，形成後期環境東北風的減弱主導 TC 形成與否，形成（非形成）個案之敏感實驗有一致的結果（表 2）。當形成（非形成）個案發展後期，當環境低層東北風強度的增強（減弱），導致系統發展轉變為未形成（形成）過程。當形成個案發展後期，伴隨較強的環境東北風，導致系統東北象限較強的冷平流增加對流穩定度，使 0129w 和畫眉個案皆未發展為熱帶風暴。當非形成個案發展後期，環境低層東北風減弱，其低層冷平流亦有減弱的趨勢，環境之對流不穩度區域有擴大及增強的趨勢，使未形成之低壓擾動進一步發展為熱帶低壓，甚至熱帶風暴階段。氣塊後軌跡分析顯示，系統附近來自南海南部較為暖濕空氣與來自南海北部的冷乾空氣交會，有利對流的發展和 TC 形成。同理，當系統附近為來自南海北部的冷乾空氣，周圍無暖濕空氣，對流發展受到冷空氣穩定作用抑制，不利 TC 形成。實驗結果與 Lin and Lee（2011）觀測分析結果一致，驗證了形成期間之環境低層東北風強度的變化，是主導 TC 形成與否的關鍵因素。

參考文獻

表 1 WRF 模擬形成與非形成個案，改變高壓強度之敏感度實驗設計列表。

改變高壓強度	形成個案	非形成個案
初始場減弱 80%	H20	
初始場減弱 60%	H40	
初始場減弱 40%	H60	
初始場減弱 20%	H80	
減弱後期 20%		H80
減弱後期 40%		H60
增強後期 20%	H120	
增強後期 40%	H140	
增強後期 80%	H180(Vamei)	



Chang, C. P., J. E. Erickson and K. M. Lau, 1979: Northeasterly cold surges and near-equatorial disturbances over the winter MONEX area during December 1974. Part I: Synoptic aspects. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 812-829.

——, C.-H. Liu, and H.-C. Kuo, 2003: Typhoon Vamei: An equatorial tropical cyclone formation. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1151-1154.

——, P. A. Harr, and H.-J. Chen, 2005: Synoptic disturbances over the equatorial South China Sea and western maritime continent during boreal winter. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 489-503.

Lin, Y.-L., and C.-S. Lee, 2011: An analysis of tropical cyclone formations in the South China Sea during the late season. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 2748-2760.

Johnson, R. H., and R. A. Houze Jr., 1987: Precipitating cloud systems of the Asian monsoon. Monsoon Meteorology, C.-P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press, 298-353.

Stauffer, D. R. and N. L. Seaman, 1990: Use of fourdimensional data assimilation in a limited-area mesoscale model. Part I: Experiments with synoptic-scale data. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1250-1277.

Zuki, Z. M., and A. R. Lupo, 2008: Interannual variability of tropical cyclone activity in the southern South China Sea. *J. Geophys. Res.*, **113**, D06106, doi:10.1029/2007JD009218.

表 2 WRF 模擬形成與非形成個案敏感度實驗綜合分析結果。以 0129w 為例，增強高壓強度，系統強度減弱，（相當位溫）冷平流增強，對流不穩定度下降。

個案	敏感度實驗	強度	冷平流	相當位溫冷平流	對流不穩定度
0129w	+H	↓	↗	●	●
Vamei	+H	↘	↖	●	●
A	-H	↗	↘	●	●
B	-H	↘	↘	●	●
C	-H	↗	↖	●	●
D	-H	↘	↘	●	●

圖 1 (a) 0129w 和 (b) 畫眉控制組實驗，跟隨系統中心北方 5° 之第一象限 10°x 10° 區域之 1000 hPa 東北風強度和溫度平流（縱軸：°C x 6 h⁻¹；橫軸：h）之變化。

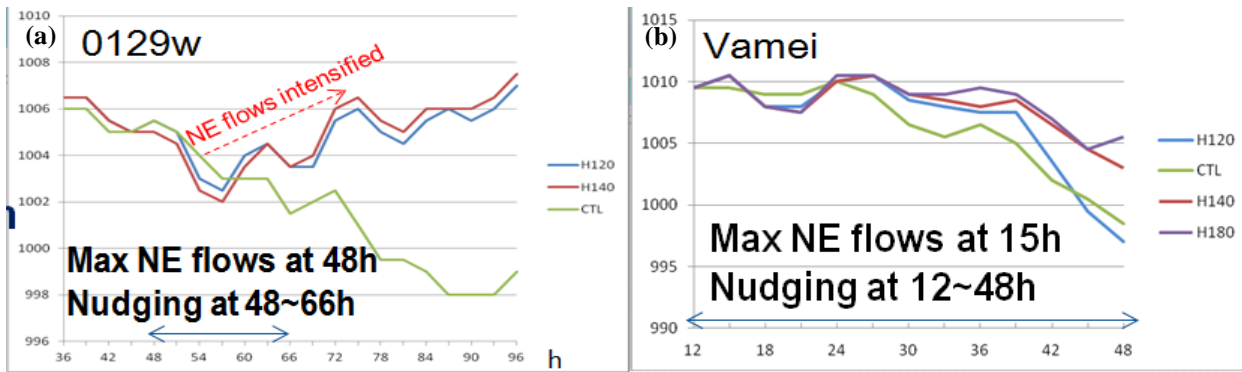


圖 2 形成個案 (a) 0129w 和 (b) 畫眉，敏感度實驗與 CTL 之海平面氣壓場強度變化 (hPa)。

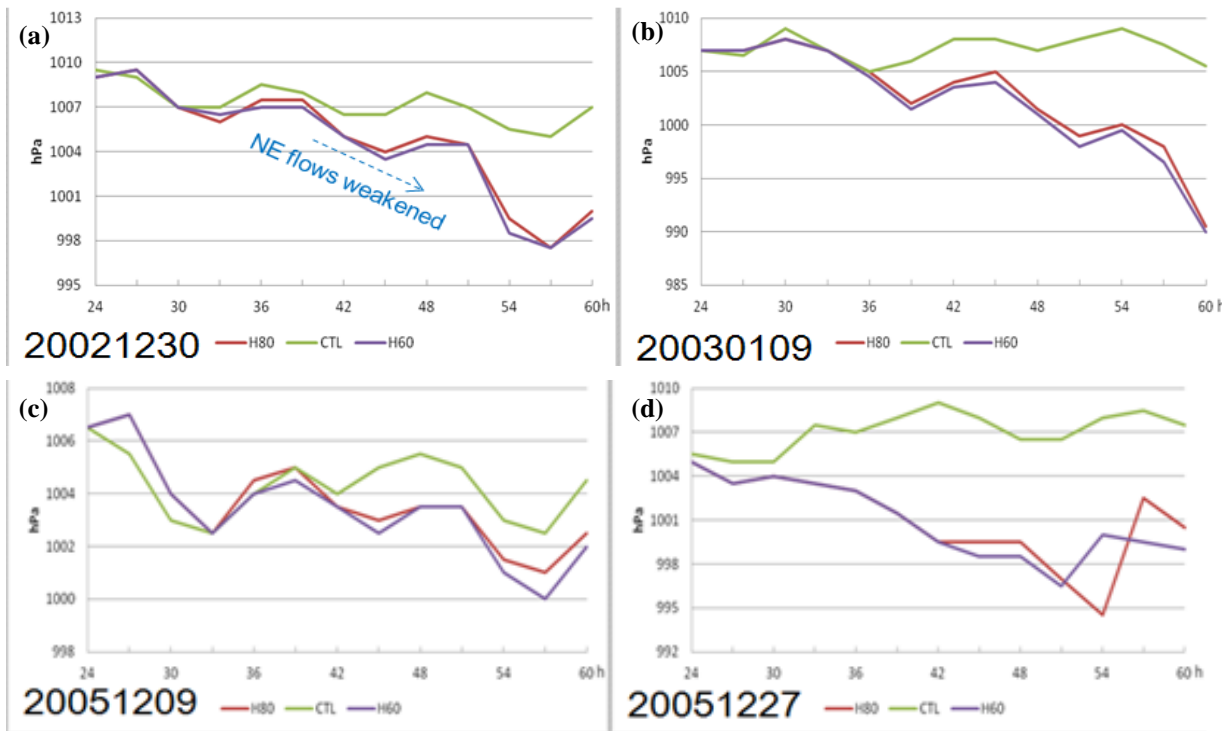


圖 3 非形成 (a) A (b) B (c) C (d) D 個案，敏感度實驗與 CTL 之強度變化；縱軸為氣壓 (hPa)，橫軸為積分時間 (h)。

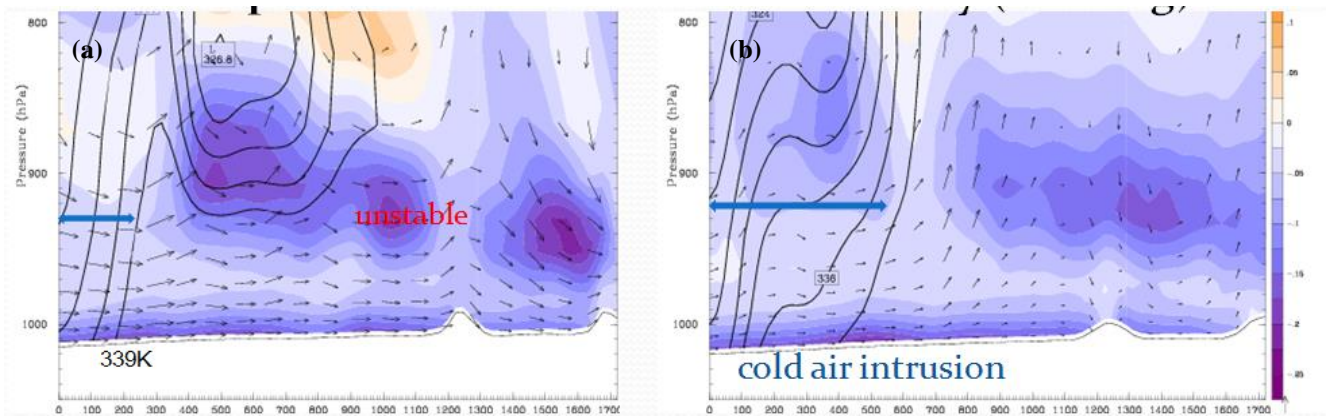


圖 4 0129w 積分 84 h (a) CTL，(b) H140 相當位溫 (黑線<339K)、對流穩定度 (陰影:K hPa⁻¹) 和垂直環流 (u、v、omega) 沿 118.5°E 之南北 (5 至 21°N) 垂直剖面 (地面至 700-hPa)。