

颱風引發的混合層海流與中尺度渦旋

曾若玄¹, 張育嘉¹, 鄭宜婷¹, Peter C. Chu²

¹國立中山大學海洋科學系

²Department of Oceanography, Naval Postgraduate School, USA

摘要

本研究使用全球表層漂流浮標資料、衛星高度計資料與HYCOM+NCODA模式資料分析全球熱帶氣旋(Tropical cyclone, TC)下混合層海流速度反應。結果顯示北半球TC的行進速度($\sim 4.7 \text{ m s}^{-1}$)比南半球($\sim 4.0 \text{ m s}^{-1}$)快, 北(南)半球混合層流速在TC行進方向的右(左)方流速較強, 南半球TC下的流場型態較北半球對稱, 流速也較強。本研究的重要成果之一便是利用大量浮球觀測資料首次呈現南半球TC下海流的統計特性, 另外, 在南北半球海洋都發現行進速度緩慢的強烈TC(category-3, 4, 5)會形成中尺度的氣旋渦旋, 並持續存在數個月之久, 此點驗證了Geisler (1970)的線性理論研究結果。

關鍵字：熱帶氣旋、颱風、混合層海流、氣旋渦旋、行進速度、浮球

一、前言

颱風(或稱熱帶氣旋TC)最具有毀滅性的特點之一便是強風, 當颱風通過海面時, 會將龐大的動量注入海洋, 造成巨浪、表面混合層(SML)的強烈混合以及表層海流的加強。颱風通過後在尾跡(wake)部分也會產生 SML 溫度降低和流速增強的現象。雖然 SML 具有相當的重要性, 但是 SML 在颱風通過時的海流和熱量之觀測, 卻是非常稀少與困難。到目前為止, 颱風 SML 的實測方法大致上可以分成兩種, 第一種是在颱風常經過的海域佈放錨碇海流與溫度串, 持續時間達一年或甚至數年之久, 然後等待颱風經過時得以獲取寶貴的觀測資料, 例如 Brooks (1983), Teague et al. (2007), Jamies and Shay (2009), Black and Dickey (2008)等。第二種則是利用飛機在颱風抵達前(通常是一兩天前), 投放漂流式或剖面觀測儀器, 例如可棄式流剖儀(AXCPs), 電磁式自主剖流浮球(EM-APEX float), 表面浮球或 Lagrangian float 等, 請參閱 Price et al. (1994), D'Asaro et al. (2007), Sanford et al. (2011)等。這兩種方法可以針對某一個颱風直接實測其 SML 的海流和溫度結構, 影響海洋反應的各個因素就可以分開來探討。

在各種觀測儀器中, 表層漂流浮球具有較低成本與使用壽命長的優勢。到目前為止, 全球漂流浮標計劃(Global Drifter Program)一直保持 1,250 顆以上的漂流浮標在全球

$5^\circ \times 5^\circ$ 的陣列, 以滿足全球混合層流速與海表溫度(sea surface temperature, SST)觀測的需要。因此全球漂流浮標流速資料可以與歷史颱風資料結合以探討颱風下混合層海流特性。過去我們已經使用表層漂流浮標資料探討西北太平洋與台灣海峽內個別颱風對混合層海流的影響(Chang et al., 2010; 2014)。另一方面, Chang 等人 (Chang et al., 2013) 從西北太平洋的長時間大量的漂流浮標觀測資料驗證過去線性理論分析結果 (Geisler, 1970) 和數值模式結果 (Price, 1983)。

過去氣候研究(Dowdy et al. 2012)指出, 南半球和北半球TC的行進速度與強度存在不同的特性。另一方面, 過去TC下流速觀測研究大多是在北半球海洋進行的。綜合過去研究結果有幾個問題浮現出來, 全球所有超級颱風下的近表層觀測海流、混合層、水溫特性為何? 各個海盆(或大洋)超級颱風下觀測強流流速可以達到多強的流速? 各海盆超級颱風下的海流特性與流速是否有所不同? 如果有, 影響各海盆超級颱風下海流流速與特性不同的因素為何? 本研究的目的是分析全球漂流浮標資料和衛星高度計資料以及模式結果配合全球颱風資料來回答這些問題。

二、資料與方法

全球每六小時一筆的 TC 最佳路徑資料(best track data)來自美軍聯合颱風警報中心 (Joint Typhoon Warning Center, JTWC) 和美國國家颶風中心 (National Hurricane

Center, NHC)。JTWC 提供南半球、北印度洋和西北太平洋 TC 的資料，而 NHC 提供在東北太平洋和北大西洋 TC 最佳路徑資料。

混合層水下 15 公尺直接速度量測資料是從衛星追蹤的表層浮標觀測取得。浮標資料可以在美國海洋與大氣總署 (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) 大西洋海洋與大氣實驗室 (Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory, AOML) 網站下載取得 (<http://www.aoml.noaa.gov/phod/dac/dacdata.html>) (Niiler, 2001)。浮標觀測速度的精確度在 10 m s^{-1} 風速下，速度誤差約為 10^2 m s^{-1} (Niiler et al. 1995)。

HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM) 是由多個機構共同執行的美國國家海洋合作計劃 (National Ocean Partnership Program, NOPP)，也是美國全球海洋資料同化試驗 (U. S. Global Ocean Data Assimilation Experiment, GODAE) 的一部分，HYCOM 是一個數據同化混合動力海洋模式。另外，美國海軍海洋辦公室 (Naval Oceanographic Office) 使用美國海軍海洋資料同化 (Navy Coupled Ocean Data Assimilation, NCODA) 系統進行數據同化建立模式。目前該系統採用了 3D 多元最優插值 (3D multivariate optimum interpolation, 3D MVOI) 算法產生溫度，鹽度，水位和流速。此系統有垂直層有 32 層，地形資料取自 30-arc second (30") General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) 資料庫，表面風應力 (surface forcing) 輸入來自每小時 National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) 的氣候資料，水平解析度為 0.3125° ，資料包括風應力，風速，熱通量，和降雨量。另外，全球每天 $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ 絕對海面高度與絕對地轉流速可從法國 Archiving Validation and Interpretation of Satellite data in Oceanography (AVISO) 組織網站獲得。

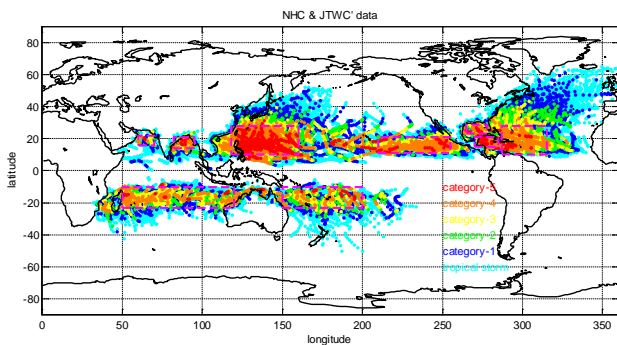


圖 1. 美軍聯合颱風警報中心 (JTWC) 和美國國家颶風中心 (NHC) 1979-2013 所有強度熱帶氣旋的位置。

三、結果與討論

3.1 南北半球 TC 的基本特性

圖1顯示了JTWC (1979至2013年) 和NHC (1979至2013年) 的所有風暴的位置。TC 的強度分類是根據 Saffir-Simpson Hurricane Wind Scale 分類，分別為 category-5, -4, -3, -2, -1, 熱帶風暴 (TS) 和熱帶低壓 (TD)。颱風發生最頻繁是在北太平洋，其次是印度洋，北大西洋和西南太平洋。此結果與先前的研究結論 (Menkes et al. 2012, Lloyd and Vecchi 2011) 一致。TC 強度的演變主要取決於三個因素：它的初始強度、大氣的動力和熱力狀態，以及與上層海洋熱交換有關 (Emanuel, 1988; 1999; 2005; Lin et al., 2013; Mei et al., 2015)。圖2顯示南北半球 TC 的平均移動速度 (U_n) 與最大持續風速 (VMAX) 的關係，圖中的誤差值 (error bar) 是 95% 的可信區間。Mei et al. (2012) 發現 TC 的平均行進速度會隨著 TC 強度增加。在我們的研究中，TC 行進速度也與 TC 最大風速有關 (在北半球的相關係數 $R = 0.96$ 和南半球的 $R = 0.94$)。TC 平均行進速度範圍在北半球和南半球分別為 $4.6-5.3 \text{ m s}^{-1}$ 和 $4.0-4.5 \text{ m s}^{-1}$ (圖2)。因此在此研究中，我們發現南半球所有 TC 的平均移動速度 ($\sim 4.0 \text{ m s}^{-1}$) 比北半球 ($\sim 4.7 \text{ m s}^{-1}$) 的慢。在北半球 (南半球) TC 在 7-10 月 (12 月至 3 月) 頻繁出現。圖3顯示在 1979 年至 2013 年間，南北半球 TC 主要發展的地區由 NCEP 計算得到的垂直平均風速 (低於 300 毫巴; 從地球表面到約 12 公里高度)。東北太平洋地區是具有最強的平均風速，其次是北大西洋，南印度洋，北印度洋，西北太平洋和西南太平洋地區。北半球與南半球 NCEP 平均風速分別為 11.1 m s^{-1} 和 8.3 m s^{-1} 。應當注意的是，一個 TC 的運動不僅受到引導氣流和 β 漂移效應的影響，也受到其他因素，例如風暴結構等。

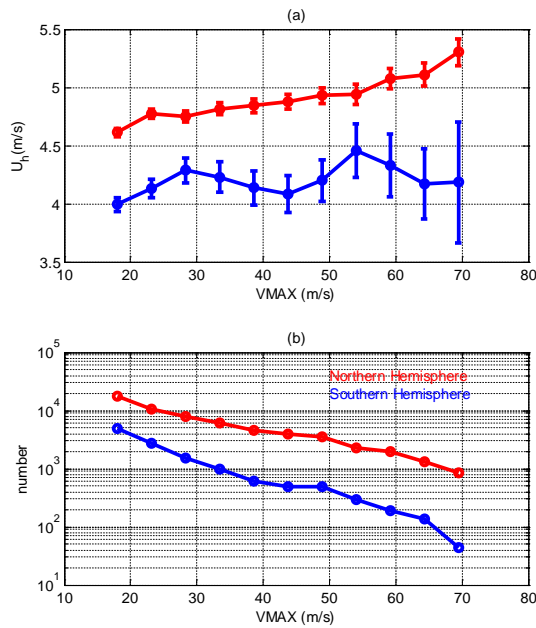


圖 2. 南北半球不同等級熱帶氣旋的最大風速(VMAX)與熱帶氣旋行進速度(U_h)之關係

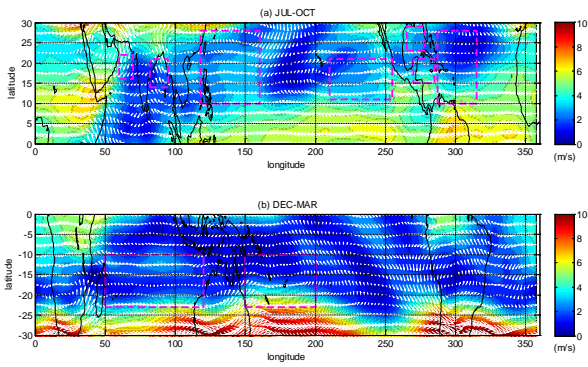


圖 3. NCEP/NCAR 1979-2013 年(a)7-10 月與(b)12-3 月平均風速與風矢圖 (below 300 mb)

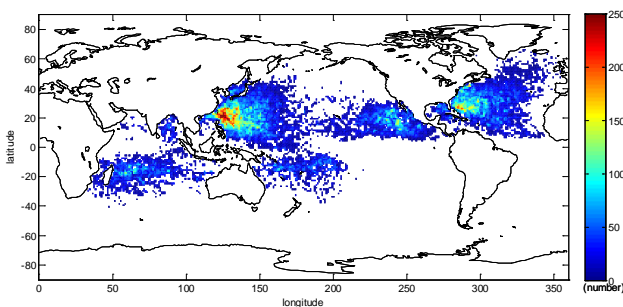


圖 4. 1979–2012 浮標 $1^\circ \times 1^\circ$ 資料筆數分布($D < 800$ km)

3.2 颱風四週的海流分佈

一般而言，TC 在北半球朝西北西方向行進，在南半球朝西南方向前進。為了獲得相對於颱風中心海流空間分佈的

統計特性，Cartesian 座標(東西方向與南北方向)被轉換成暴風座標(storm-coordinate)系統(沿著颱風行徑方向與垂直颱風行進方向) (Price, 1981; Price, 1983; Chang et al., 2013)。利用找出相同 UTC 時間的暴風中心和漂流浮標之間的經緯度便可以計算兩者的相對位置和距離 (D)。圖 4 顯示所有的風暴下 1979 年至 2012 年 $1^\circ \times 1^\circ$ 的每個網格內的浮標資料筆數 ($D < 800$ 公里的浮標)。需要注意的是全球所有漂流浮標資料有 294,693 筆，西北太平洋和北大西洋擁有最資料點，其次是東北太平洋，南印度和南太平洋。北印度洋的資料筆數相對較少。北半球的資料筆數比南半球資料多出四倍之多。浮標流速資料使用 ensemble average method (Centurioni and Niller, 2003; Centurioni et al., 2004) 去分析得到每個網格 (40 公里 \times 40 公里) 的平均速度與速度標準差。圖 5 和圖 6 分別為北半球和南半球各種強度熱帶氣旋下的平均流速分佈。注意熱帶氣旋的移動方向在北(南)半球是沿著路徑向上(下)，另外圖 5 和圖 6 標示的粉紅色箭頭即是熱帶氣旋行進的方向。在北(南)半球，熱帶氣旋下混合層海流形成逆(順)時針流場。同等級熱帶氣旋底下的海流流速大小，南半球的流速較北半球流速強。除此之外在北(南)半球熱帶氣旋行進方向的右(左)邊流速較強，有很強的右(左)邊不對稱性。這種現象在較強的熱帶氣旋較明顯，強度較小的熱帶氣旋較不明顯。北半球熱帶氣旋下的流場特性的結果與過去西北太平洋的研究結果非常類似(Chang et al., 2013)。另一方面，本研究使用相對長時間的速度測量資料並在圖 6 首次呈現南半球熱帶氣旋下強流的統計特性。另外在北半球和南半球速度標準差在 category-4 和-5 TCs (TDs) 分別為 0.6 (0.3) $m s^{-1}$ 和 0.4 (0.2) $m s^{-1}$ 。造成這些速度偏差主要原因是由於每個熱帶氣旋期間混合層深度的差異，每個暴風移動速度的不同，每個暴風半徑大小的差異，當地背景流速的變化以及 Stokes drift 的影響(Price, 1983; Price et al., 1994; Chang et al., 2013; 2014)。

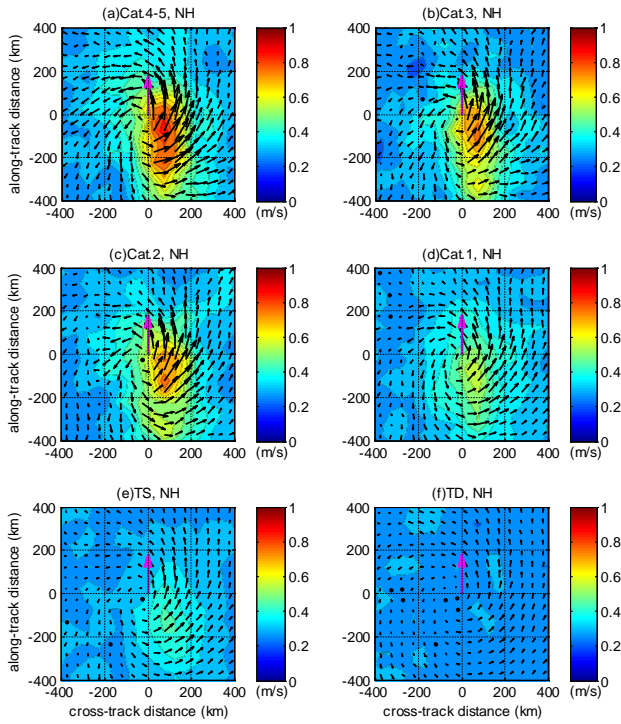


圖 5. 北半球(a) category-4 & -5, (b) category-3, (c) category-2, (d) category-1TCs, (e) tropical storm和(f) tropical depression的平均流速與流矢圖，粉紅色箭頭代表熱帶氣旋沿著行進軌跡的運動方向

重要的蓋斯勒線性理論(Geisler, 1970)指出，如果暴風的行進速度超過第一斜壓模相位速度 (the phase speed of the first baroclinic mode, c_1)，則慣性波是上層海洋海水運動的主要特徵。如果暴風的行進速度超過幾十倍的第一斜壓模相位速度 (即Froude number, $Fr=U_h/c_1 \gg 1$)，第一個慣性週期內，熱帶氣旋後方尾流(wake)區域的海水運動將會更加接近慣性頻率(Chang and Anthes, 1978; Chang, 1985; Ginis and Sutyryn, 1995)。如果熱帶氣旋行進速度接近斜壓長波速度 ($Fr=U_h/c_1 \sim 1$)，熱帶氣旋後方的尾流區域將變成擾動的湧升流場型態。如果 U_h 低於 c_1 ($Fr=U_h/c_1 < 1$)，熱帶氣旋下方的上層海洋將形成一個正壓地轉渦旋並伴隨著湧升流。

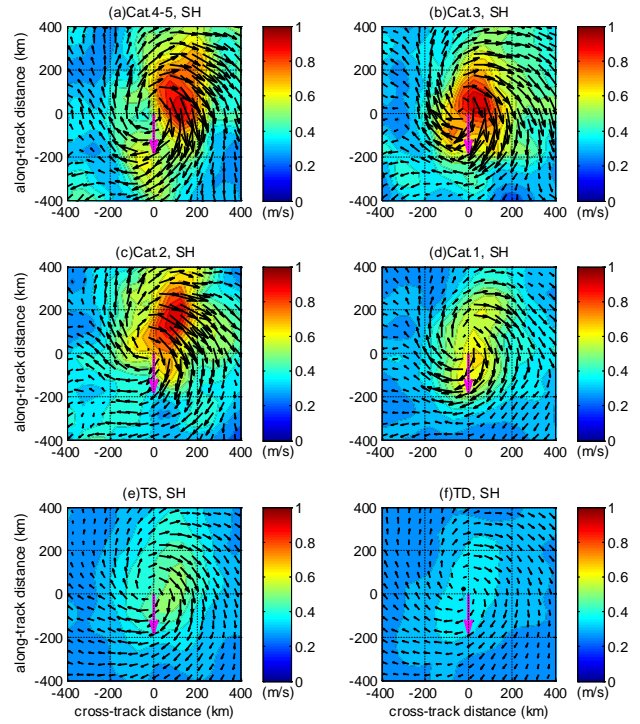


圖 6. 南半球(a) category-4 & -5, (b) category-3, (c) category-2, (d) category-1TCs, (e) tropical storm和(f) tropical depression的平均流速與流矢圖，粉紅色箭頭代表熱帶氣旋沿著行進軌跡的運動方向。

為了評估在北半球和南半球海洋近慣性速度響應， c_1 可以從一個簡單的兩層水體的方法(Jaimes and Shay, 2009; Chang et al., 2013)來估算。在沿海的海洋， c_1 範圍0.1–0.5 $m s^{-1}$ ，而在開放海洋，相位速度範圍約為1–3 $m s^{-1}$ (Steele et al., 2009)。從西北太平洋NODC溫度和密度分佈估算夏季第一斜壓模式的相速度是大約2.8 $m s^{-1}$ ，在北大西洋 c_1 約為2.2 $m s^{-1}$ ，在東北太平洋估計約2.1 $m s^{-1}$ ，在北印度洋約2.9 $m s^{-1}$ ，在西南太平洋約為2.8 $m s^{-1}$ ，在南印度洋約為2.6 $m s^{-1}$ 。因此在熱帶氣旋盛行的海域， c_1 範圍介於2和3 $m s^{-1}$ 之間。北半球熱帶氣旋的行進速度 (4.7 $m s^{-1}$) 比南半球的 U_h (4.0 $m s^{-1}$) 大約大18%左右。因此Fr的估計值在北大西洋是2.2，在東北太平洋也是約2.2，在西北太平洋約1.7，在北印度洋為1.3，在西南太平洋約為1.7以及在南印度洋為1.5。因此根據蓋斯勒的理論 (Geisler, 1970) 可以合理解釋，在南半球 (北半球) 的速度場具有弱 (強) 左到右非對稱分佈(圖5和6)。

3.3 颱風引發的渦旋

另一方面根據蓋斯勒理論研究 (Geisler, 1970)， $U_h < c_1$ ，會產生渦旋與湧升流，就我們所知，目前存在的文獻似乎都

沒有單一颱風來證明慢速熱帶氣旋會形成eddy的研究,因此我們在南北半球各找到一個慢速行進的category-5熱帶氣旋來驗證蓋斯勒理論分析結果。北半球的熱帶氣旋是位於西北太平洋2009年11月的Nida超級颱風,南半球的熱帶氣旋是位於西南太平洋2002年12月的Zoe category-5 TC。圖7和圖8分別是Nida和Zoe熱帶氣旋的每12小時行進路徑與當時HYCOM+NCODA分析的海面高度。當熱帶氣旋速度減慢後($U_h < 2 m s^{-1}$),兩個熱帶氣旋附近皆會形成一個低水位的氣旋渦流。AVISO衛星遙測高度計資料也發現同樣的結果(not shown)。因此本研究也初步驗證蓋斯勒理論分析結果,慢速的超級颱風確實會形成中尺度低水位的背景渦流。

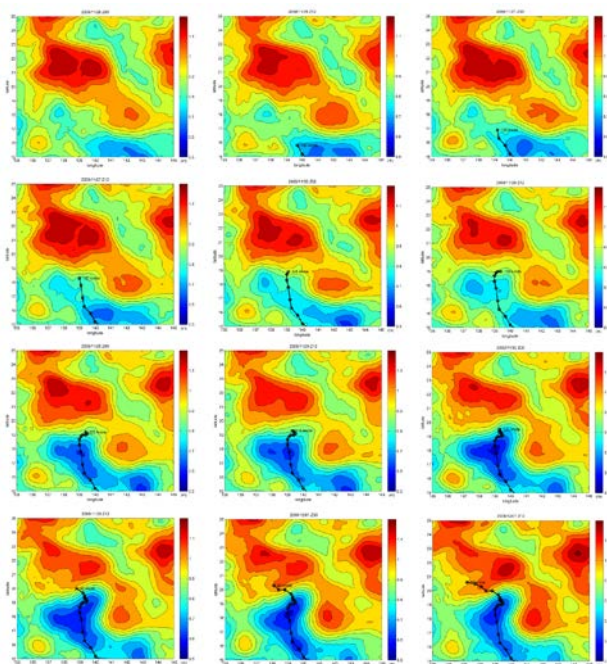


圖7 北半球 2009/11/26-2009/12/01 熱帶氣旋Nida 每12小時的行進軌跡與當時的HYCOM+NCODA 海水面高度。

四、結論

本研究使用大量且長時間(1979-2013)的表層浮標觀測流速資料呈現南半球與北半球各種強度熱帶氣旋下的強流統計特性。混合層流速在北(南)半球在颱風行進方向的右(左)方流速較強。南半球熱帶氣旋的平均行進速度較北半球熱帶氣旋行進速度慢。南半球熱帶氣旋下的流場型態較北半球對稱,流速也較強。本研究也初步驗證了蓋斯勒理論研究

(Geisler, 1970),慢速的超級颱風確實會形成中尺度低水位的背景氣旋渦流。

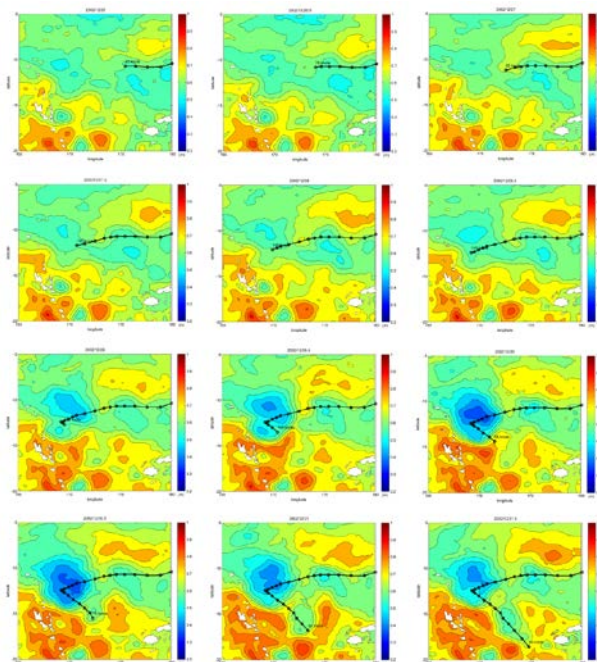


圖8. 南半球2002/12/26-2002/12/31熱帶氣旋Zoe每12小時的行進軌跡與當時的HYCOM+NCODA海水面高度。

五、參考文獻

- Black, W.J., T.D. Dickey, 2008: Observations and analyses of upper ocean responses to tropical storm and hurricanes in the vicinity of Bermuda, *J. Geophys. Res.*, 113, C08009, doi:10.1029/2007JC004358.
- Brooks, D.A., 1983: The wake of Hurricane Allen in the western Gulf of Mexico, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 117-129.
- Centurioni, L.R., P.P. Niiler, 2003: On the surface currents of the Caribbean Sea, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1279, doi:10.1029/2002GL016231.
- Centurioni, L.R., P.P. Niiler, D.K. Lee, 2004: Observations of Inflow of Philippine Sea Surface Water into the South China Sea through the Luzon Strait, *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 113-121.
- Chang, S.W., 1985: Deep ocean response to hurricanes as revealed by an ocean model with free surface. Part I: Axisymmetric case, *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 1847-1858.
- Chang, S.W., R.A Anthes, 1978: Numerical simulations of the

- ocean's nonlinear baroclinic response to translating hurricanes, J. Phys. Oceanogr., 8, 468–480.
- Chang, Y.-C., R.-S. Tseng, L.R. Centurioni, 2010: Typhoon-induced strong surface flows in the Taiwan Strait and Pacific, J. Oceanogr., 66, 175–182.
- Chang, Y.-C., G.-Y. Chen, R.-S., Tseng, L.R. Centurioni, P.C. Chu, 2013: Observed near-surface flows under all tropical cyclone intensity levels using drifters in the northwestern Pacific, J. Geophys. Res., 118, 2367-2377.
- Chang, Y.-C., P.C. Chu, R.-S. Tseng, L.R. Centurioni, 2014: Observed near-surface currents under four super typhoons, J. Marine Syst., 139, 311-319.
- D'Asaro, E.A., T.B. Sanford, P.P. Niiler, E.J. Terrill, 2007: Cold wake of Hurricane Frances. Geophys. Res. Lett., 34, L15609, <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL030160>.
- Dowdy, A.J., L. Qi, D. Jones, 2012: Tropical cyclone climatology of the South Pacific Ocean and its relationship to El Nino-Southern Oscillation. J. Climate, 25, 6108-6122.
- Emanuel, K.A., 1988: The maximum intensity of hurricanes, J. Atmos. Sci., 45, 1143-1155.
- Emanuel, K.A., 1999: Thermodynamic control of hurricane intensity, Nature, 401, 665-669.
- Emanuel, K.A., 2005: Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years, Nature, 403, 686-688.
- Geisler, J.E., 1970: Linear theory of the response of a two-layer ocean to a moving hurricane, Geophys. Fluid Dyn., 1, 249-272.
- Ginis, I., G. Sutyrin, 1995: Hurricane-generated depth-averaged currents and sea surface elevation, J. Phys. Oceanogr., 25, 1218-1242.
- Jaimes, B., L.K. Shay, 2009: Mixed layer cooling in mesoscale oceanic eddies during hurricanes Katrina and Rita, Mon. Wea. Rev., 137, 4188-4207.
- Lin, I.-I., P. Black, J.F. Price, C.-Y. Yang, S.S. Chen, C.-C. Lien, P. Harr, N.-H. Chi, C.-C. Wu, E.A. D'Asaro, 2013: An ocean coupling potential intensity index for tropical cyclones, Geophys. Res. Lett., 40, 1878-1882, doi:10.1002/grl.50091.
- Lloyd, I.D., G.A. Vecchi, 2011: Observational evidence for oceanic controls on hurricane intensity. J. Climate, 24, 1138-1153.
- Mei, W., S.-P. Xie, F. Primeau, J. C. McWilliams, and C. Pasquero, 2015: Northwestern Pacific typhoon intensity controlled by changes in ocean temperatures, Science Advances, 1, e1500014, doi:10.1126/sciadv.1500014.
- Menkes, C.E., M. Lengaigne, P. Marchesiello, N.C. Jourdain, E.M. Vincent, J. Lefevre, F. Chauvin, J.F. Royer, 2012: Comparison of tropical cyclogenesis indices on seasonal to interannual time-scales, Clim. Dyn., 38(1-2), 301-321.
- Niiler, P.P., A.S. Sybrandy, K. Bi, P.M. Poulain, D. Bitterman, 1995: Measurements of the water-following capability of holey-sock and TRISTAR drifters, Deep-Sea Res., 1, 1951-1964.
- Niiler, P.P., 2001: The world ocean surface circulation. Ocean Circulation and Climate: Observing and Modeling the Global Ocean, Int. Geophys. Ser. 77, pp. 193–204, edited by G. Siedler, J. Church, and J. Gould, Academic Press.
- Price, J.F., 1981: Upper ocean response to a hurricane. J. Phys. Oceanogr., 11, 153-175.
- Price, J.F., 1983: Internal wave wake of a moving storm. Part I: Scales, energy budget and observations, J. Phys. Oceanogr., 13, 949-965.
- Price, J.F., T.B. Sanford, G.Z. Forristall, 1994: Forced stage response to a moving hurricane, J. Phys. Oceanogr., 24, 233-260.
- Sanford, T.B., J.F. Price, J.B. Girton, 2011: Upper-ocean response to hurricane Frances (2004) observed by profiling EM-APEX floats, J. Phys. Oceanogr., 41, 1041-1056.
- Steele J., S. Thorpe, K. Turekian, 2009: Elements of Physical Oceanography, Elsevier Ltd., 2nd edition.
- Teague, W.J., E. Jarosz, D.W. Wang, D.A. Mitchell, 2007: Observed Oceanic Response over the Upper Continental Slope and Outer Shelf during Hurricane Ivan, J. Phys. Oceanogr., 37, 2181-2206.