

三維熱帶氣旋—海洋組合模式之發展

張 偉 正*

美國海軍研究院

一、前 言

我們從觀測、理論及數值研究中熟知熱帶氣旋的行爲深受海面溫度分佈的影響，同時亦熟知海洋的狀態也因熱帶氣旋強烈的大氣旋轉切應力作用其上而有深遠的改變。一部份的數值模擬單獨使用熱帶氣旋模式（如 Ooyama, 1969; Chang, 1979; Chang and Anthes, 1979; Chang and Madala, 1980; Tuleya and Kurihara, 1982 等）或單獨使用海洋模式（如 Chang and Anthes, 1978; Chang 1985; Greatbatch, 1983; Price, 1981; Cooper and Thompson, 1989; Shay, et, al. 1990 等）研究熱帶氣旋與海洋的交互作用。

有少數的研究致力於結合大氣與海洋模式。

Chang 與 Anthes (1979) 結合颶風與海洋系統的非對稱交互作用發現靜止的熱帶氣旋與海洋間之共同交互作用有逆向的回饋。他們使用的海洋模式為只有一有效作用層之斜壓模式。Gallacher (1989) 利用兩個非對稱颶風模式與非動力之一維海洋混合層模式配合，發現颶風與海洋間在很短的時間尺度中有大振幅的逆向回饋，雖然這兩組非對稱系統的研究中都有著逆向回饋的結論，但是這種前後的熱帶風暴系統經過相同地區所造成的海洋冷卻仍需要更多的努力。

近年來 Khsin 與 Ginis (1990) 結合了以 Z 為垂直座標之五層熱帶氣旋與三層海洋的三維模式。雖然其垂直解析度較低，物理參數化較粗糙，但是對於熱帶氣旋的運動也有相對於平均氣流左偏以避開其路徑右側的冷洋面區之一階回饋現象。

本文以最新的 22 層大氣中尺度模式與 17 層的海洋正壓 / 斜壓模式對於大氣與海洋系統結合的發展做說明，祈以這樣的組合系統加上較好的空間解析度及物理參數化能對熱帶氣旋與海洋交互作用能有更詳細與真實的描述。這樣子的組合系統未必局限於熱帶地區使用，因為海洋與大氣模式都設計得很一般化，因此也可以用來研究中緯度的大氣海洋交互作用。

二、大氣模式

此種組合系統的大氣模式在基本動力上是 NRL 的有限區域數值模式 (Madala 等 1988; Chang 等 1989; Sashegy 等 1991) 為一個 σ 座標，使用顯分離 (split-explicit) 時間積分法與 C 網格配置的流體靜力模式。本研究中將此 NRL 模式之熱帶氣旋版 (Shi 等 1990) 修正為 22 σ 層在 $\sigma = 0.8$ 以上之垂直解析度約為 50 mb， $\sigma = 0.8$ 以下有七層則為變化性的解析度，水平解析度為 0.25 經度與緯度。

物理參數化包括簡化的短波與長波輻射，郭氏

* 本文由中央氣象局資訊中心李尚武翻譯

積雲參數化法及多層渦流動能方程— ϵ 邊界層參數化法 (Holt 等, 1990), 相似法 (Similarity) 之表面層, 網格尺度降水, 邊界層以上之乾對流調整。在表面層與邊界層有好的參數化與解析度, 對於正確的結合海洋與熱帶氣旋很重要。

模式對於實際資料也有客觀分析 (Shi 等 1991) 與正模初始化 (Sashegyi 與 Madala, 1990)。

三、海洋模式

此組合系統中的海洋模式依照 Chang (1985) 與 Shay 等人 (1990) 的公式。模式為具有自由表面及固定底面的網格環流模式並且可以處理正壓及斜壓反應。模式使用將外模 (external mode) 以小的時間間距積分的顯分離法。這種方法在電腦的計算時間上約比傳統的顯式法 (explicit method) 省 50 至 100 倍。

海洋模式的網格配置也為交錯的 C 網格, 在垂直方向上保守及和大氣模式直接配合, 垂直解析度隨深度變化。在靠近斜溫層 (thermalcline) 及斜溫層以上以強烈的混合, 海流切變與斜壓過程為主的各層使用較精細的解析度。在深海以正壓過程為主的部份則使用較粗的解析度, 垂直解析度在海面附近約為 5 公尺而在深海約為 400 公尺。

許多數值模擬的研究 (Chang and Anthev, 1977, Price, 1979; Greatbatch, 1983; Madala and Piacsek; 1977) 發現海洋熱帶氣旋的反應 (尤其是熱力反應) 對於混合層的參數化非常敏感。由於以前的海洋模式僅採用層參數化的方法, 此系統中的海洋模式採用較高的解析度及大氣模式使用的渦流動能方程閉合 (TKE- ϵ closure) 的方法。

Shay 等人 (1990) 用此模式採自由表面對 1979 年 Frederic 颶風的近似慣性洋流反應做模擬。他們

發現在颶風路徑右側約兩倍的最大切應力半徑處被激發出一與深度無關的海流, 其極速約為 11 cm/sec, 風暴之後有一個 18~20 cm 的表面低壓槽 (圖 1), 熱力反應在表面上如圖 2 所示, 85 公尺深度如圖 3, 在洋面上風暴路徑的右側有一狹長的 1 °C 之降溫區, 此種降溫區的右偏主要是由於慣性旋轉與切應力同步的海流右偏所形成, 值得注意的是由於震盪造成的海流對溫度平流而形成擺動的等溫線跨越風暴的路徑, 此種降溫區的右偏可能對慢速移動的風暴之強度 (Chang, 1979) 和路徑 (Chang and Madala, 1980) 有重大影響。

85 公尺處的熱力反應 (圖 3) 是由於混合及垂直傳輸的雙重作用所致。在風暴的路徑上有一個由於上升運動形成而有約為 1 °C 振幅的振盪之溫度脊, 這種震盪的週期和波長與激發的海流相吻合, 對於兩側的冷卻區, 海溫由於混合與下沉而增加, 右偏的熱力反應在洋面下仍然可見, 圖 4 顯示沿著風暴路徑之溫度變化的 X-Z 剖面圖, 上層的冷卻區主要由於強烈的垂直混合與慣性振盪所致。混合層以下交錯出現的冷卻和增溫主要是伴隨上升及下沉運動。

圖 4 的南側和北側 100 公里的溫度變化之 X-Z 剖面分別顯示如圖 5 和圖 6。風暴路徑的北側, 由於上升運動和混合的作用, 最大冷卻發生在低混合層, 而在斜溫層之下, 下沉運動造成的增溫形成胞狀的極大值, 在 X 方向與最大冷卻及與向下環流相反相位, 在路徑的左側, 此種反應較弱。

四、組合機制

組合模式中所考慮的組合機制相當完整, 物理的過程包括氣壓的組合, 動量傳輸, 輻射的組合, 地面可感熱與潛熱的渦動傳輸, 降水造成的可感熱

及蒸發與降水造成的質量交換。

氣壓的組合由大氣的基本動力和海洋模式的正壓波模組成。大氣中的氣旋低壓產生了鎖定在熱帶氣旋且會擴散出去的正壓反應。

洋面的切應力由空氣與海洋交界面的風速與洋流流速差異所引起，海洋的波動及空氣與海面間斷續不定的性質使得標準不變、固定地表及水平向均勻的表面層相似法公式幾乎不能使用，目前的研究工作致力於至少包括分配風切應力於波浪與海洋之表面層的參數化。表面粗糙度之估算也必須估計波浪壽命及頻譜。強風的情況，海面的水沫，白浪頭及氣海界面上的可感熱與潛熱交換也需要不同的參數化。Toba and Kuga (1986), Geernert 等 (1987) 及 Chin 等 (1991) 對這些因素的研究可能有助於較好的表面層參數化。

直達海面的短波輻射及大氣中散射進入海面的長波主要由雲來調整。熱帶氣旋的降水在海洋中加較冷的水，形成質量增加並改變表面溫度與鹽度，這些效果都將包括在此組合模式中。

五、未來計劃

此組合模式目前仍在發展，一般而言，有限區域的大氣模式在技術上相對的領先海洋模式，除了上面提列的表面層參數化以外，初始化方法（可能是正模初始化）需要引進來處理實際的觀測資料，也需要從事海底地形的特殊處理，一旦此組合模式的主要部份都完成以後，將會從事理想及實際資料的數值模擬。

參考文獻

Anthes, R.A., and S. W. Chang, 1978: Response of the hurricane boundary layer to changes of sea-surface temperature. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1240-1255.

Chang, S. W., 1985: Deep ocean response to hurricanes as revealed by an ocean model with a free-surface. Part I: Axisymmetrical case. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 1847-1858.

_____, and R. A. Anthes, 1978: Numerical simulations of the ocean's nonlinear, baroclinic response to translating hurricanes. *J. Phys. Oceanogr.*, 8, 468-480.

_____, K. Brehme, K. Sashegyi, and R. Madala, 1989: A numerical study of the east coast snow storm of February 10-12, 1983. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1766-1776.

_____, and R.V. Madala, 1980: Numerical simulation of the influence of sea surface temperature on translating tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, 37, 2617-2630.

Chin, H., D.B. Ross, and V.J. Cardone, 1991: Initial analyses of gravity wave modulation of sea surface momentum transfer during heavy weather at sea. Preprint, First International Symposium on Winter Storms, New Orleans.

Cooper, C., and J.D. Thompson, 1989: Hurricane-generated currents on the outer continental shelf. Part I: Model formulation and verification. *J. Geophys. Res.*, 94, 12 513-12 540.

Gallacher, P.C., R. Rotunno, and K. Emanuel, 1989: Tropical cyclogenesis in a coupled ocean-atmosphere model. Preprint, 18th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, San Diego.

Geernaert, G.L., S.E. Larson and F. Hansen, 1987: Measurements of the wind stress, heat flux, and turbulence intensity during storm conditions over the North Sea. *J. Geophys. Res.*, 92, 13 127-13 139.

Greatbatch, R.J., 1983: On the response of the ocean to a moving storm: The nonlinear dynamics. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 357-367.

Holt, T., S. Chang, and S. Raman, 1990: A numerical study of the coastal cyclogenesis in GALE IOP 2: Sensitivity to PBL parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 234-257.

Khain, A.P., and I.D. Ginis, 1990: The mutual response of a moving tropical cyclone and the ocean. Unpublished manuscript.

Madala, R.V., S.W. Chang, U.C. Mohanty, S.C. Nandan, R.K. Paliwal, V.B. Sarin, T. Holt, and S. Raman, 1987: Description of the Naval Research Laboratory limited-area dynamical weather prediction model. NRL Technical Report No. 5992, Washington, DC, 131 pp.

_____, and S.A. Piacsek, 1977: A semi-implicit numerical model for baroclinic oceans. *J. Comp. Physics*, 23, 167-178.

Ooyama, K., 1969: Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, 26, 3-40.

Price, J.F., 1981: Upper ocean response to a hurricane. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 153-175.

Shay, L.K., S.W. Chang, and R.L. Elsberry, 1990: Free surface effects on the near-inertial ocean

current response to a hurricane. J. Phys. Oceanogr., 20, 1405-1424.

Shi, J.-J., S.W. Chang, and S. Raman, 1990: A numerical study of the outflow layer of tropical cyclones. Mon. Wea. Rev., 118, 2042-2055.

_____, _____, K.D. Sashegyi, and S. Raman, 1991: Enhancement of objective analysis of Hurricane Florence (1988) with dropsonde data. 19th Conference on Hurricanes and Tropical meteorology. Miami.

Sashigyi, K.D., and R.V. Madala, 1990: Tests of initialization procedures with the NRL limited area numerical weather prediction model. NRL Technical Report NO. 6648. Washington, DC, 35 pp.

_____, R.V. Madala, and S.W. Chang, 1991: Numerical simulations of the development of an extratropical cyclone with the NRL nested model. Preprint, First International Symposium on Winter Storms, New Orleans.

Toba, Y., and M. Koga, 1986: A parameter describing overall conditions of wave breaking, whitecapping, sea-spray production and wind stress. Oceanic Whitecaps, 37-47, E.C. Monahan and G. MacNiocaill, Ed., D. Reidel Publishing Company.

Tuleya, R.E., and Y. Kurihara, 1982: A note on the sea surface temperature sensitivity of a numerical model of tropical storm genesis. Mon. Wea. Rev., 110, 2063-2068.

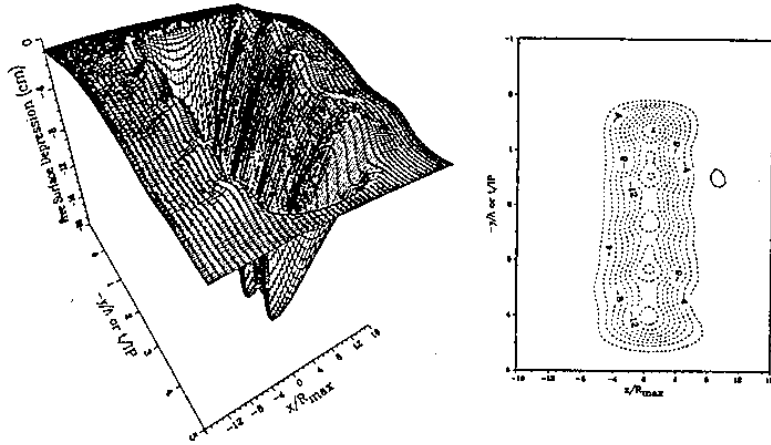


圖 1：熱帶氣旋所造成的海面降低之三維及二維圖形（同 Shay 等 1990 之圖 11）。熱帶氣旋沿著 $X = 0$ 向 Y 減少的方向移動， X 軸的單位為最大切應力 $R_{max} = 30$ 公里， Y 軸的單位為慣性週期 $IP = 1$ 天。

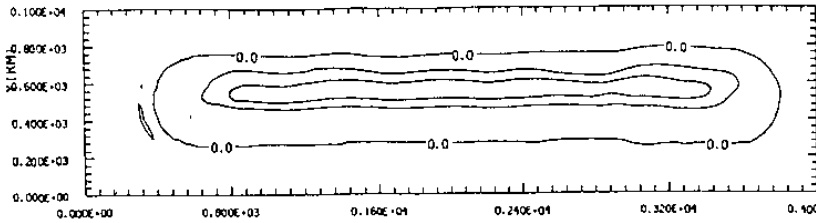


圖 2：熱帶氣旋在 132 小時時造成之海面溫度變化，等溫線間隔為 0.5°C ，熱帶氣旋位於 $X = 500$ 公里， $Y = 560$ 公里處向西以每秒 6.5 公尺移動。

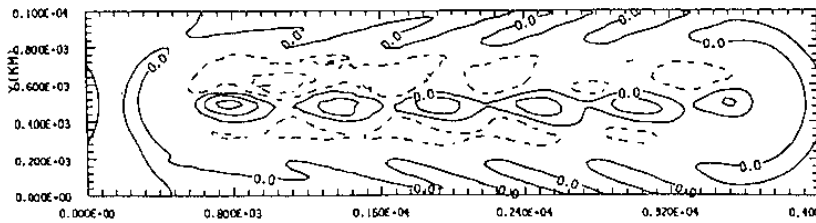


圖 3：同圖 2，但深度為 85 公尺。

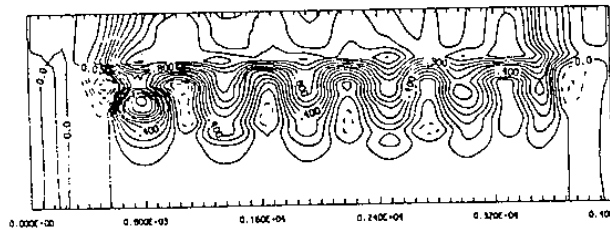


圖 4：沿著風暴路徑在 132 小時之溫度變化的 $X - Z$ 剖面圖。等溫線間隔為 0.1°C ，為能清楚顯示此溫度變化，圖中的垂直軸之距離增長，實線為冷卻部份，虛線為增溫部份。

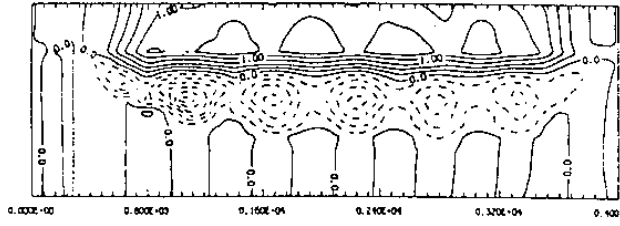


圖 5：同圖 4，但為與圖 4 平行在風暴路徑右方（北方）100 公里處之 X - Z 剖面，間隔為 0.5 °C。

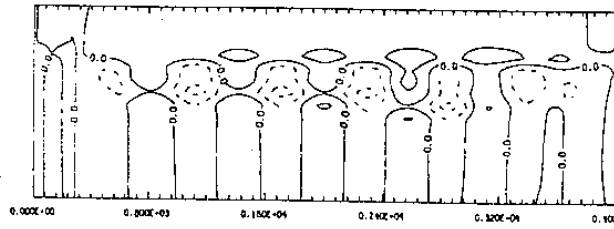


圖 6：同圖 5，但為風暴路徑左方（南方）100 公里之 X - Z 剖面。