

WRF 模式和 SSM/I 客觀潛力指數在中尺度對流系統預報上之應用

戴世杰¹ 劉振榮² 陳文定¹

¹海軍大氣海洋局

²國立中央大學太空及遙測研究中心

摘要

台灣附近海域每年在五、六月梅雨季節期間經常伴隨中尺度對流系統 (Mesoscale Convective System, MCS) 的發生, 而根據許多前人研究顯示, 海氣交互作用與中尺度對流系統之間有密切的關聯性, 本研究之目的即在於運用客觀潛力指數 (Objective Potential Index, OPI) 分析此類中尺度對流系統。OPI 具有描述海氣交互作用強弱的空間分布及其變化趨勢的能力, 在 MCS 生成、發展及消散的先期預警上有不錯的表現。

本研究針對 2005 年 5、6 月梅雨季期間的對流個案, 使用 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式在水平網格解析度 30 公里的設定下, 模擬 1 至 3 天的相關海氣參數場並計算 OPI 空間分布的情形, 之後將其結果與 SSM/I 資料的實際反演結果進行比較分析。

研究結果顯示, WRF 及 SSM/I OPI 在空間分布型態上大致相同, 但局部區域仍有差異, 較為明顯的是 WRF OPI 對應 SSM/I OPI 高值區的相對位置其數值會有顯著偏低的情況。就個案的時序分析方面, IR 亮度溫度的最低值 (即對流最大強度) 大約出現在 SSM/I OPI 極大值的時間點之後一天到二天左右。此外, 對流達最大強度前, WRF 及 SSM/I OPI 皆有相對極大值出現, 但兩者在時間上並不一致, 而且 WRF OPI 指數也有低估的情形。
關鍵字: 客觀潛力指數、SSM/I、WRF

一、前言

根據美國國家海洋大氣總署 (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) 國家天氣部門 (National Weather Service) 名詞彙編的解釋, 中尺度對流系統 (Mesoscale convective system, MCS) 指的是一種雷暴複合體, 組織尺度大於個別單一的雷暴且其生命期可持續數小時以上。MCSs 的形狀可能呈圓形或線型, 大小約為數十公里到數百公里。台灣附近海域每年在五、六月梅雨季期間常伴隨中尺度對流的發生, 這些中尺度對流系統常會為台灣附近海域帶來劇烈的風勢及雨量。以 1993 年 6 月 2 日的六二水災為例。在當時有一道梅雨鋒面雲系滯留在台灣至華南沿海一帶, 由於鋒面雲帶內伴隨著中尺度對流系統的發展並向東移動影響台灣, 使得台灣中部以北地區豪雨成災。由於雨勢猛烈而且集中, 最後引起山洪爆發, 導致苗栗至台中一帶泛濫成災, 不僅鐵路中斷, 農林漁牧亦災情頻傳, 損失金額高達新台幣 20 億元, 是台灣地區災情較嚴重的個案之一 (陳, 1998)。由此可見, 中尺度對流系

統劇烈天氣的預警顯然是很重要的課題。

由許多前人研究可以發現, 海氣交互作用是為洋面上中尺度對流系統提供能量的重要過程。Crewell *et al.* (1991) 使用兩雲 7 號 (Nimbus-7) SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) 資料估算海表面溫度, 進而推算潛熱通量, 並利用其反演的海氣參數針對北大西洋洋面的相關物理參數進行研究。Woolnough *et al.* (2000) 研究印度洋、海洋大陸及熱帶西太平洋中大氣對流、表面通量及海面溫度之間的關係發現: 海溫正距平 (anomaly) 會在對流達最強的當日前 10 天出現; 負距平則在對流最大強度後 10 天出現。根據 Kuo *et al.* (1991) 對於大西洋西部七個爆發性氣旋的研究, 在氣旋快速增強階段之前, 海氣之間會有顯著的能量通量交互作用。Lin 及 Johnson (1996) 分析西太平洋強烈西風暴潮個案, 結果顯示最大的海氣潛熱通量發生在西風風速最大的時期, 而可感熱通量則比最大西風出現的時間為早。Liu *et al.* (1998) 使用衛星資料研究梅雨季節期間台灣附近海域海面溫

度的變化與對流系統的發展，發現海面溫度明顯增加的範圍常伴隨中尺度對流的發生。

在模式數值模擬的研究方面：Jobouille *et al.* (1996) 對於 TOGA COARE (Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment) 期間的兩個對流個案進行數值模擬，其研究指出對流系統的發展和潛熱通量的變化情形及分布形態非常類似。孫及趙 (2002) 以模式模擬 1994 年 6 月 12 日至 13 日中尺度對流發展過程，利用模式輸出對其結構作分析，結果顯示：在對流發展前 2 到 3 小時的低層水氣有很強的輻合現象，有利於對流的肇始。

由以上的相關研究可以知道，洋面上對流系統的發展與海氣交互作用之間的關係非常密切。根據 Liu *et al.* (2002) 的研究，藉由對海氣之間交互作用的掌握，應能進行中尺度對流系統發展及消散的先期診斷和預報。他們使用日本地球同步氣象衛星 (Geostationary Meteorological Satellite, GMS-5) 及承載於美國 DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) 衛星的特殊感應微波成像器 (Special Sensor Microwave/Imager, SSM/I) 觀測資料發展出客觀潛力指數 (Objective Potential Index, OPI)，內含海氣交互作用強弱及其變化的資訊，在 MCSs 的生成、發展及消散的先期預警有不錯的表現。

由於洋面上傳統的觀測儀器如船舶、浮標等佈置的範圍有限，資料空間密度不足，所以在研究分析上有其限制。而藉由衛星遙測資料可以獲得時間及空間解析度高的海面觀測資料。本研究的目的即在使用 SSM/I 衛星遙測資料所發展的客觀潛力指數，同時以模式預報場計算相同指數，之後比較兩者差異，冀由配合其長期預報能力，對中尺度對流系統的發展與消散作更早期的診斷及預報。

二、儀器介紹與資料來源

本研究計算 OPI 所使用的觀測資料

來源為 DMSP F13, F14 及 F15 衛星的 SSM/I 亮度溫度資料。此外，中尺度對流的空間分布、發展、消散及對流強度的判讀則是利用 GOES 9 IR2 的紅外線亮度溫度資料，以下將對前述資料來源及儀器特性作介紹。

(一) SSM/I 簡介

特殊感應微波成像器 SSM/I 是掛載在美國 DMSP 衛星上的被動式輻射計系統。其軌道接近圓形、太陽同步且近似繞極、傾角 98.8°。每顆衛星的飛行高度略有差異，平均而言 DMSP 系列衛星高度約 833 公里左右。SSM/I 的四個波段中除 22 GHz 僅有垂直極化分量外，其餘三個波段均包含垂直極化及水平極化兩個分量，共計七個頻道。DMSP 衛星繞行地球一周的時間在 102.0 分鐘左右，一天環繞地球約 14.1 周。除了以北極和南極為中心的兩個 2.4° 小圓形區域外，其軌道行跡 (swath) 可在 72 小時內涵蓋地球全面的範圍 (Wentz, 1988)。SSM/I 以平行於衛星的局地垂直方向為軸連續旋轉，由左至右相對於行進方向向後掃描，形成 1400 公里的行跡寬度。自旋速率為每分鐘 31.6 轉，星下點 (subsatellite point) 以每秒 6.58 公里的速度在 1.9 秒內移動 12.5 公里，這相當於 85 GHz 在地表的解析度。85 GHz 每一道 102.4° 的掃描 (稱為 Scan B) 角度範圍內包含 128 筆觀測樣本。Scan A 則表示其餘的掃描取樣方式。

本研究中所使用的 SSM/I 亮度溫度資料來自 NOAA 的綜合大型陣列資料管理系統 (Comprehensive Large Array-data Stewardship System, CLASS, <http://www.class.noaa.gov/>)。時間為 2005 年 5 月 1 日至 6 月 30 日的 DMSP F13, F14 及 F15 SSM/I 亮度溫度觀測資料。

在資料處理方面，SSM/I 資料取樣範圍在 100°–180°E, 0°–30°N 之間。雖然微波波段的輻射有較好的透雲性，但由於容易受到大雨滴散射的影響，為了避免造成反演式的偏差，所以根據 Goodberlet *et al.* (1992) 提出的降雨閾值

$$[T_B(37V) - T_B(37H)] < 30 \text{ K} \quad (1)$$

去除受到強降水影響的觀測資料，然後對

各項海氣參數及 OPI 進行計算。

(二) GOES 9 衛星亮度溫度資料

美國地球同步作業環境衛星 (Geostationary Operational Environmental Satellite, GOES) 隸屬於 NOAA, 其軌道繞行方式是與地球同步, 也就是說它位於赤道上空且環繞地球的角速度與地球自轉的角速度相同, 所以能針對某一地區提供近似連續的遙測資料, 有利於該地區的資料分析。GOES 衛星位於海跋 35,800 公里處, 這個高度足以使 GOES 衛星能夠取得地球整體的影像。

因為 GMS-5 在 2003 年 5 月 22 日早上 8 時達使用年限而停役, 所以在新衛星尚未發射前, 2003 年 22 日之後的觀測任務由美國的 GOES-9 (挪至東經 155°E 的位置) 暫代, 其觀測範圍為東亞及西太平洋。GOES-9 衛星在 1995 年 5 月發射進入軌道運行, 其資料由可見光 VIS 頻道 (channel 1, 0.55~0.75 μm)、IR1 頻道 (channel 4, 10.2~11.2 μm)、IR2 頻道 (channel 5, 11.5~12.5 μm)、IR3 頻道 (channel 3, 6.5~7.0 μm) 及第二頻道 (channel 2, 3.8~4.0 μm) 所構成。可見光頻道的空間解析度為 1 公里, 紅外線頻道的空間解析度為 4 公里。

研究中以 GOES 9 紅外線衛星影像 (來自中央大學大氣系所天氣資料庫) 作為中尺度對流系統及 OPI 分布位置、型態比對的依據; 此外也以 IR2 12.5 μm 亮度溫度資料來判斷中尺度對流系統的生成、組織的發展及消散。

三、理論基礎及方法

OPI 是使用 SSM/I 的亮度溫度觀測資料以及船舶、浮標等傳統觀測平台資料建立反演方程式。以下將針對各項海氣參數的反演式及 OPI 計算的方法作一概述。

(一) 各項海氣參數反演方法

透過衛星微波的觀測資料來反演海洋及大氣參數時, 最常使用的方法是多重回歸分析 (曾, 1988)。本研究中使用的海面溫度、近海面空氣溼度和近海面風速等反演式即是根據 Liu *et al.* (2002) 的研

究以 SSM/I 的頻道 (包含四個微波頻率波段分別為 19.35, 22.23, 37.0 及 85.5 GHz 等, 為方便表示起見, 本文此後以 19, 22, 37 及 85 GHz 表示之) 資料所建立的。

1. 海水表面溫度及近海面空氣溼度

使用 Liu *et al.* (2002) 的方法, 海面溫度 T_s 反演式選取 SSM/I 19, 37 及 85 GHz 垂直及水平極化頻道; 近海面空氣溼度 q_s (g kg^{-1}) 則選取 19 GHz 垂直極化、37 及 85 GHz 垂直及水平極化頻道, 分別為

$$T_s = 118.1861 + 3.4586T_b(19V) - 1.7991T_b(19H) \\ - 2.4178T_b(37V) + 1.1198T_b(37H) \\ + 0.4144T_b(85V) - 0.1365T_b(85H) \quad (2)$$

$$q_s = -101.3987 + 0.5473T_b(19V) \\ - 0.6774T_b(37V) + 0.0782T_b(37H) \\ + 0.7656T_b(85V) - 0.2540T_b(85H) \quad (3)$$

其中 $T_b()$ 表示括弧內頻道的亮度溫度, 單位為 K; V 及 H 分別代表垂直極化和水平極化頻道。

2. 近海面空氣溫度

依據 Liu *et al.* (2002) 的程序, 透過 Bowen 比的兩種表示法來建立大氣邊界層中物理量之間的關係。藉由溫度及溼度垂直剖面分布的公式及總體公式 (bulk formula) 將可感熱通量 (Sensible Heat Flux, SHF) 及潛熱通量 (Latent Heat Flux, LHF) 作參數化表示後, 推導得到近海面空氣溫度 T_a

$$T_a = T_s - \left[\frac{C_e}{C_h} \times (q_s - q_a) \times \frac{q_*(T_a)}{q_a} \left(1 / \frac{\partial q_*}{\partial T} \right)_{T=T_a} \right] \quad (4)$$

其中 q_* 是飽和溼度; 下標 s 及 a 分別指該物理量在海表面及海面上方; C_h 及 C_e 為總體係數。海表面溫度 T_s 及近海面空氣溼度 q_a 由前述反演式可以得到; 飽和溼度 q_s 是當空氣溫度等於海面溫度 T_s 時的數值, 可代入 Tetten 公式求得; C_e 及 C_h 的比值則使用 Liu *et al.* (2002) 所提出的適合台灣附近海面及南海海域的值 $\kappa = C_e/C_h = 0.2$ 代入, 如此便可計算出近海面空氣溫度 T_a 。

3. 近海面風速

海面風速反演的原理是由於風會直接引起海面的小波浪或碎波, 使海表面變

得粗糙，而且粗糙度會隨著風速的增強而變大；海面越粗糙會使得海面對輻射的散射效應越大，SSM/I 被動式輻射計所能接收的輻射量越少，就會觀測到不同的亮度溫度值。

近海面風速反演對受到降水影響的觀測資料樣本剔除過程中所使用的兩標閾值是 Goodberlet *et al.* (1989) 所提出。之後根據 Liu *et al.* (2002) 選擇 SSM/I 19, 22 及 37 GHz 垂直極化與 37 GHz 水平極化亮度溫度觀測資料，與相匹配的浮標 10 公尺高度風速觀測資料，計算適合台灣附近海域及南海的權重係數，得到近海面風速 W_s 反演式

$$W_s = -4.708614 + 0.0794129 T_b(19V) - 0.02034137 T_b(22V) + 0.001337656 T_b(37V) - 0.0368400 T_b(37H) \quad (5)$$

4. 可感熱及潛熱通量

可感熱通量及潛熱通量同樣使用總體公式中的熱通量及溼度通量型式

$$\text{SHF} = \rho c_p C_h (T_s - T_a) u \quad (6)$$

$$\text{LHF} = l \rho C_e (q_s - q_a) u \quad (7)$$

其中海表面溫度 T_s 、近海面空氣溼度 q_a 、近海面空氣溫度 T_a 可以用前述反演式得到； q_s 應用 Teten 的公式求得。 C_h 及 C_e 總體係數則均以 1.2×10^{-3} 代入公式計算。

由於上述各項海氣參數在空間上具有不同的分布特性，要將其全數考慮直接運用於判斷中尺度對流系統的發展時，就必須針對不同區域歸納一組屬於該海域的各項海氣參數的閾值，以做為對流系統生成、發展及消散的判斷依據，但這樣在實際運用上相當不便。於是 Liu *et al.* (2002) 提出一不受區域限制、具備時間變化趨勢資訊的參考指標，即客觀潛力指數 OPI。以分析範圍內的 SSM/I 亮度溫度觀測資料進行海表面溫度 T_s 、近海面空氣溼度 q_a 、近海面空氣溫度 T_a 、近海面風速 W_s 、可感熱通量 SHF、潛熱通量 LHF、海氣間溫度差 ($T_s - T_a$) 及海氣間溼度差 ($q_s - q_a$) 共計 8 項參數的反演。接下來針對各項海氣參數作高斯分布 (Gaussian distribution) 曲線的擬合 (fitting)，分別找出台灣附近海域 5、6 月各海氣參數的

氣候平均值及標準差，並以平均值加減三倍標準差的數值為該海氣參數的最大及最小值。為了對數值進行標準化，定義參數最小值為 0.0，最大值為 1.0，再將各海氣參數數值線性差分到 0.0 與 1.0 之間，並將數值令為 a 。另一方面，以同樣程序對各項海氣參數的日變化趨勢進行計算，得到的數值令為 b ，最後可得到各海氣參數的合成指數 $I_x = a \times b$ ，下標 x 代表各項海氣參數。再將各海氣參數的合成指數與 GSM-5 IR1 亮度溫度值進行相關分析，得到權重係數 w_x 。最後客觀潛力指數可表示為

$$\text{OPI} = \sum_{x=1}^8 w_x \times I_x \quad (8)$$

根據 Liu *et al.* (2002) 的計算結果，雖然 OPI 值小於 0.2 時發生對流的觀測樣本與樣本總數的比例變化不大，但在 OPI 值大於 0.2 以上的範圍裡可以明顯看出隨著 OPI 值的遞增，對流實際發生的比例也有增加的情形，在 OPI 值 0.2 到 0.7 之間它們甚至有對應一致的變化。

四、數值模擬

(一) 模式描述

本研究並使用由美國國家大氣研究中心 (National Center for Atmospheric Research, NCAR) 中尺度及微尺度氣象 (Mesoscale and Microscale Meteorology, MMM) 部門、NOAA、美國國家環境預報中心 (National Centers for Environmental Prediction, NCEP) 預報系統實驗室 (Forecast Systems Laboratory, FSL)、美國海軍研究實驗室 (Naval Research Laboratory, NRL) 等單位所共同研發的 Weather Research and Forecasting (WRF) 中尺度數值模式系統，應用相當廣泛，具備理想化模擬 (如對流、斜壓波等)、邊界層參數化及資料同化研究、作業即時天氣預報、耦合模式應用、空氣品質模擬及區域氣候模擬等用途。

如圖 1 所示，WRF 模式所使用的垂直座標為追隨地勢的質量垂直座標 η (Laprise, 1992)，物理意義是在模擬範圍中某一點所承受的單位面積大氣質量，定

義為

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{\mu} \quad (9)$$

其中 $\mu = p_{hs} - p_{ht}$ ， p_h 是氣壓的流體靜力分量； p_{hs} 及 p_{ht} 分別代表沿地形表面和模式上邊界的氣壓值， p_{ht} 為一定值。在這種座標中，速度、垂直速度及位溫三個保守量的通量形式可以近似為

$$\mathbf{V} = \mu \mathbf{v} = (U, V, W), \quad \Omega = \mu \dot{\eta}, \quad \Theta = \mu \theta. \quad (10)$$

控制方程中的非保守量包含重力位高度 $\phi = gz$ 、氣壓 p 及比容 $\alpha = 1/\rho$ 。以上述定義的變量，控制方程以通量形式寫成

水平動量方程

$$\frac{\partial U}{\partial t} + (\nabla \cdot \mathbf{V}u) - \frac{\partial}{\partial x}(p\phi_\eta) + \frac{\partial}{\partial x}(p\phi_x) = F_U \quad (11)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + (\nabla \cdot \mathbf{V}v) - \frac{\partial}{\partial y}(p\phi_\eta) + \frac{\partial}{\partial y}(p\phi_y) = F_V \dots\dots\dots (12)$$

垂直動量方程

$$\frac{\partial W}{\partial t} + (\nabla \cdot \mathbf{V}w) - g\left(\frac{\partial p}{\partial \eta} - \mu\right) = F_W \quad (13)$$

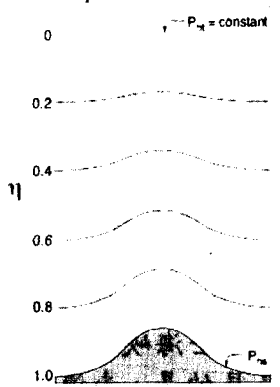


圖 1 模式所使用的追隨地勢座標 (Skamarock et al., 2005)

熱力方程

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + (\nabla \cdot \mathbf{V}\theta) = F_\Theta \quad (14)$$

連續方程

$$\frac{\partial \mu}{\partial t} + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0 \quad (15)$$

低層邊界條件

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{1}{\mu} [(\mathbf{V} \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (16)$$

比容的診斷關係為

$$\frac{\partial \phi}{\partial \eta} = -\alpha \mu \quad (17)$$

以及狀態方程

$$p = p_0 \left(\frac{R_d \theta}{p_0 \alpha} \right)^\gamma \quad (18)$$

其中 $\gamma = c_p/c_v = 1.4$ 是乾空氣定壓比熱及定容比熱的比值、 R_d 是乾空氣氣體常數、 p_0 是參考氣壓 (模式內定值為 1000 hPa)。(18)~(21)式等號右邊 F_U 、 F_V 、 F_W 及 F_Θ 為模式物理、亂流混合、球面投影及地球自轉所產生的強迫作用項。

WRF 模式控制方程的數值積分是使用二階及三階 Runge-Kutta 格式進行時間積分；而網格式則使用 Arakawa C 交錯網格式。

研究中所使用的模式物理參數設定如表 1。模式模擬範圍中心點設定在東經 120°E，北緯 21°N；水平網格解析度 30 公里；積分時步 (time step) 為 96 秒；水平網格數分別為 XDIM 100, YDIM 80；垂直方向上分成 31 層。模式預報時間長度為 72 小時；每 3 小時輸出一筆預報資料。

表 1 WRF 模式物理設定

模式物理參數項目	使用參數法選項
雲微物理 (mp_physics)	WSM 5-class scheme (NCEP mixed phase)
長波輻射 (ra_lw_physics)	rrtm scheme (RRTM)
短波輻射 (ra_sw_physics)	Dudhia scheme (Simple short wave)
近地層 (sf_sfclay_physics)	Monin-Obukhov scheme
地表 (sf_surface_physics)	Noah land-surface model
邊界層 (bl_pbl_physics)	YSU scheme
積雲 (cu_physics)	Kain-Fritsch (new Eta) scheme

(二) 模式資料

模式資料來源為美國國家環境預報中心 (National Centers for Environmental Prediction, NCEP) 全球對流層分析資料。水平網格解析度為 $1^\circ \times 1^\circ$ ，網格資料所包含的變量詳如表 4.2；地面及 1000 至 10 mb 高度間共計 26 層的分析資料 (表 4.3)；每間隔 6 小時一筆，時間分別為 00Z, 06Z, 12Z 及 18Z。

本研究主要流程首先以 SSM/I 亮度

溫度值對分析範圍的海氣參數值作反演，進而計算 OPI 場，計算結果與 GOES 9 紅外線雲圖影像中的對流系統進行分布型態的比對。接下來以 WRF 模式分析及預報場所演算輸出的相關海氣參數計算 OPI 數值，並與 SSM/I OPI 場作比對分析。最後以 SSM/I 觀測資料及模式預報場計算的 OPI 數值與對流強度的變化作時序分析。

五、結果分析與討論

本研究對象為 2005 年 5、6 月梅雨季節期間的對流個案進行分析。除了比對 SSM/I OPI 分布型態及紅外線衛星影像中對流組織的發展及消散外，並研究 SSM/I OPI 及 WRF OPI 在空間分布上的差異。此外，同時針對對流個案劃定分析範圍計算 OPI 隨時序的變化作定量的描述。以下將敘述個案資料的比較分析。

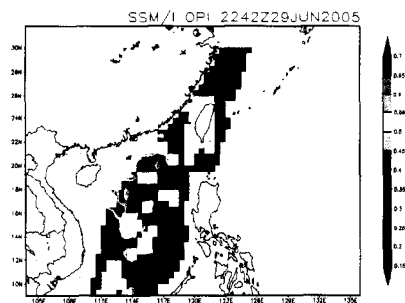
(一) OPI 分布型態的比較

圖 2 (a) 為 2005 年 6 月 29 日 22 時左右 SSM/I OPI 指數在分析範圍內的實際分布情況。圖中南海範圍內東經 116°E 以東為 OPI 低值區；另外台灣附近海域指數皆處在 0.3, 0.25 以下，可以判斷上述地區海氣交互作用強度及其變化趨勢的合成效果對於對流系統而言是屬於負貢獻。雖然局部地區由於去除強降水的緣故而損失資料，但還是可以看出華南沿海及南海西北部海域的範圍是處在 OPI 高值的情形，數值在 0.5 以上，局部甚至可達到 0.7，顯示該區對於中尺度對流系統發展或維持的條件較優。與圖 3 (a) 到 (j) GOES 9 紅外線衛星影像實際情況對照，6 月 29 日 22 時在華南沿海及巴士海峽西側有發

展高度較高的雲系存在，南海西部則有結構厚實、範圍甚廣的對流雲系。這些雲系雖然隨時間稍有消長，但它們仍然維持在上述區域。而在 6 月 30 日 23 時(圖 3 (j)) 可以看到主要對流雲系是分布在接近海南島周圍一帶狀範圍內。由前面的敘述可以知道，雲系存在的位置與 OPI 高值區的分布類似。另一方面，台灣附近海面除了由內陸生成的小對流雲之外，並沒有對流細胞的生成與發展，而這個現象與該區的低 OPI 指數是相符的。

而在 WRF OPI 初始場與 SSM/I OPI 的型態比對方面，可以發現兩者相當地類似。WRF OPI 指數在東經 116°E 以東是數值相對較小的區域，而在華南沿海及南海西北部同樣是大值區的所在範圍。兩者的差異在於，位於指數相對較小的地方 WRF OPI 數值在 0.2 到 0.3 之間，較 SSM/I 的指數（大部份在 0.2 以下）稍高；而在高數值區 WRF OPI 指數則有偏低的情形。圖 4 為 SSM/I OPI 與同一時間 WRF OPI 指數預報場的比對情形，包含 24 小時、48 小時及 72 小時的預報時間長度。三個預報場的 OPI 分布情形相當一致：台灣北部及東北部海面為 OPI 指數較小的區域，南海西北部則為指數高值區。而隨著預報時間的增加，三個預報場之間還是有所不同。在巴士海峽的數值有減弱的情形；最顯而易見的是，南海的 OPI 高值區數值也有隨預報時間增加而下降的趨勢：24 小時預報的數值在 0.5 至 0.6 之間，而針對同一時間但為 72 小時預報的數值則減弱成 0.5 至 0.55。

(a)



(b)

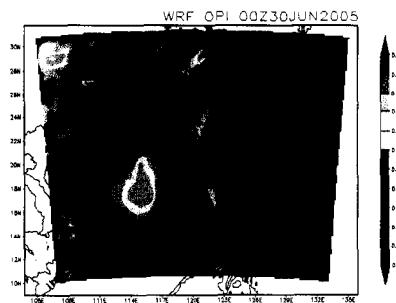


圖 2 (a) 2005 年 6 月 29 日 22 時 42 分 SSM/I OPI, (b) 2005 年 6 月 30 日 00 時 WRF OPI 初始分析場。

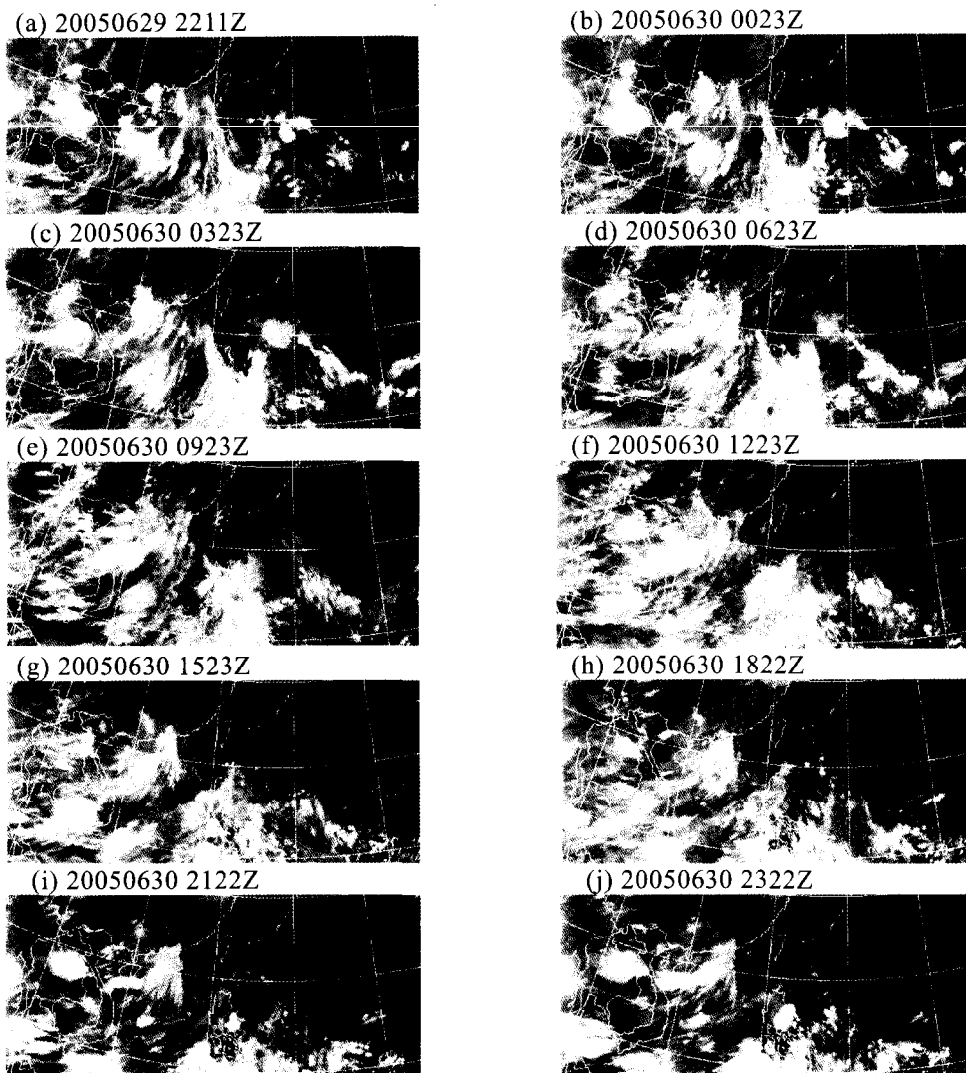


圖 3: 2005 年 6 月 29 日 22 時至 6 月 30 日 23 時 GOES 9 紅外線衛星雲圖。

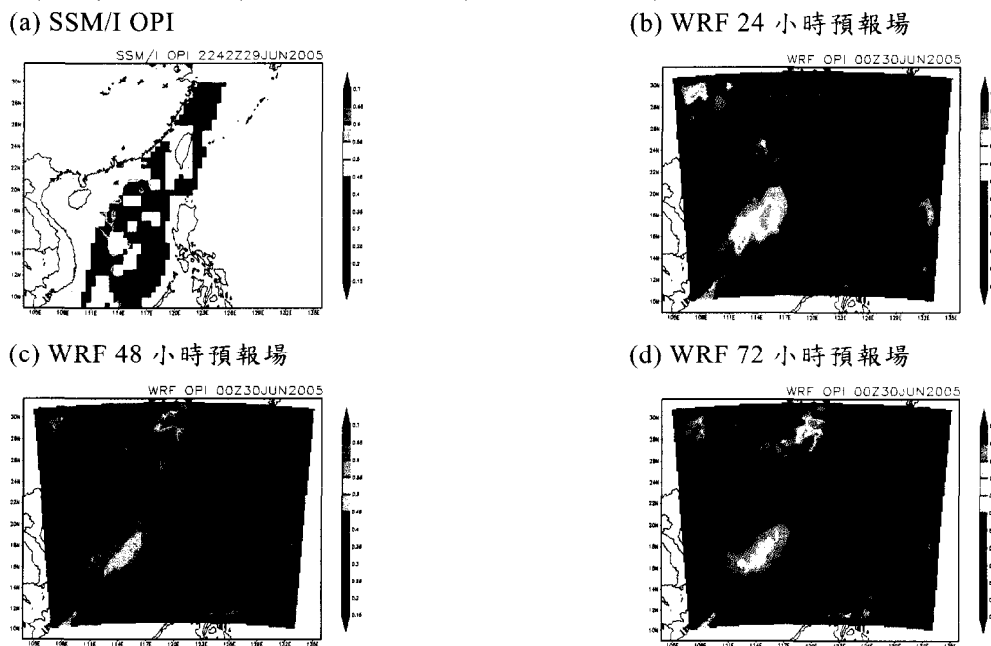


圖 4 SSM/I OPI 與同一時間 WRF OPI 預報場的比對:(a)2005 年 6 月 29 日 2242 時 SSM/I OPI;(b)WRF 初始場時間 2005 年 6 月 29 日 00 時;(c)WRF 初始場時間 2005 年 5 月 28 日 00 時(d)WRF 初始場時間 2005 年 5 月 27 日 00 時。

(二) OPI 時序分析

個案分析時間：2005 年 6 月 26 日 00 時至 6 月 30 日 23 時。如圖 6 顯示，28 日 00 時 23 分紅外線衛星影像中台灣東部海面、台灣海峽南部、巴士海峽及南海範圍東經 113°E 以東是對流雲系發展旺盛的地區。但隨著時間的推進，局部地區尤其在台灣東方海面、台灣海峽南部及巴士海峽，這些雲系組織有逐漸潰散的現象。直到 28 日 12 時 23 分，台灣東南方成功、

大武外海開始有對流雲系的生成及發展，其結構演進到 28 日 18 時 23 分已相當密實，可以見到沿台灣東南部海岸呈狹長三角狀的中尺度對流雲系組織。在圖 5 (a) 中，台灣南部近海有一塊 SSM/I OPI 數值大於 0.5 的範圍（局部區域達 0.7），分布位置相當接近前述對流發展的範圍，其正向海氣能量的傳遞應提供了該雲系發展的有利因素。

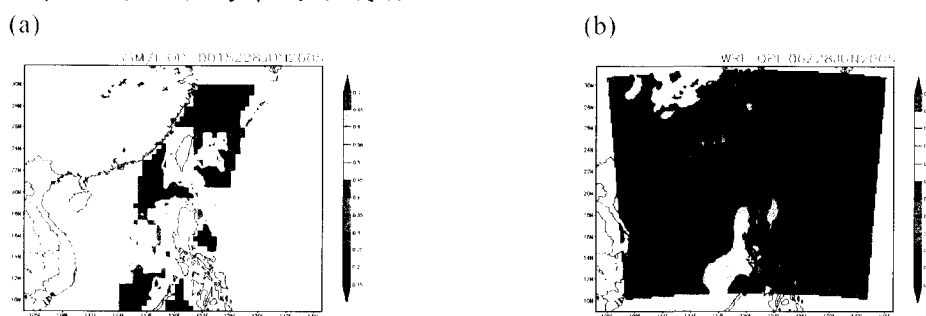


圖 5 (a) 2005 年 6 月 28 日 00 時 SSM/I OPI。(b) 2005 年 6 月 28 日 00 時 WRF OPI。

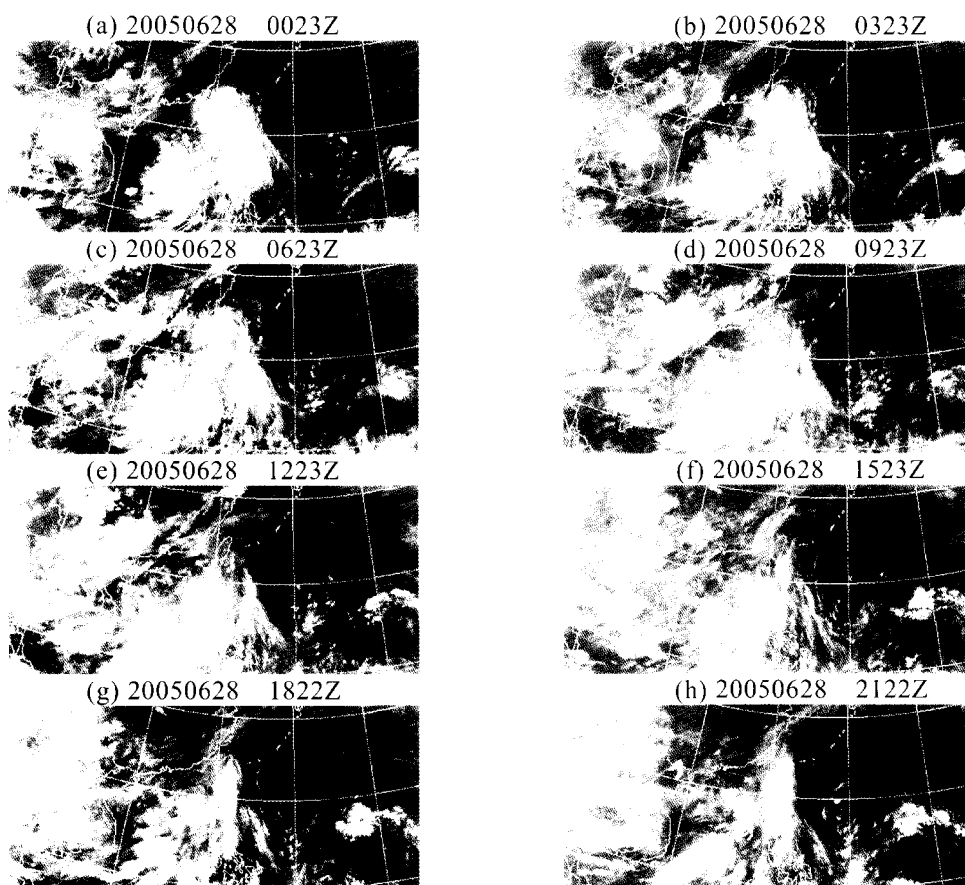


圖 6 2005 年 6 月 28 日 00 時至 6 月 28 日 21 時 22 分 GOES 9 紅外線衛星雲圖。

如圖 7，個案分析範圍定在東經 121.0°-123.0°E，北緯 21.0°-21.5°N 內。圖 8 中 GOES 9 IR2 亮度溫度達到定義的對流強度主要有兩段時間：27 日 17 時至 28 日 08 時之間，亮度溫度最低值 208.39 K 發生在 27 日 22 時 49 分；以及 28 日 18 時至 29 日 09 時之間，亮度溫度最低值 208.46 K 發生在 28 日 22 時 13 分。在這段個案時間中，可以發現 SSM/I OPI 數值的時序變化波形與 IR1 亮度溫度隨時序的變化波形之間的關係有相位差異存在。SSM/I OPI 最大值 0.505 出現在 28 日 00 時 15 分，經過約 22 小時後系統雲頂亮度溫度便達到前述第二段的最小值 208.46 K。此外，在 WRF OPI 指數的預報方面，27 日 00 時 F1 及 F2 的預報數值都相當接近

SSM/I OPI 的計算結果；針對 28 日 00 時所作的預報 F1, F2 及 F3 則都有低估的現象。29 日及 30 日 00 時的 SSM/I OPI 實際計算數值較低，而預報場 OPI 數值卻有偏高的情形。

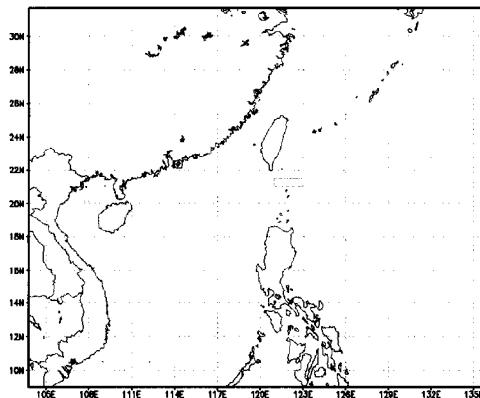


圖 7 個案分析範圍 (橘色框線內)

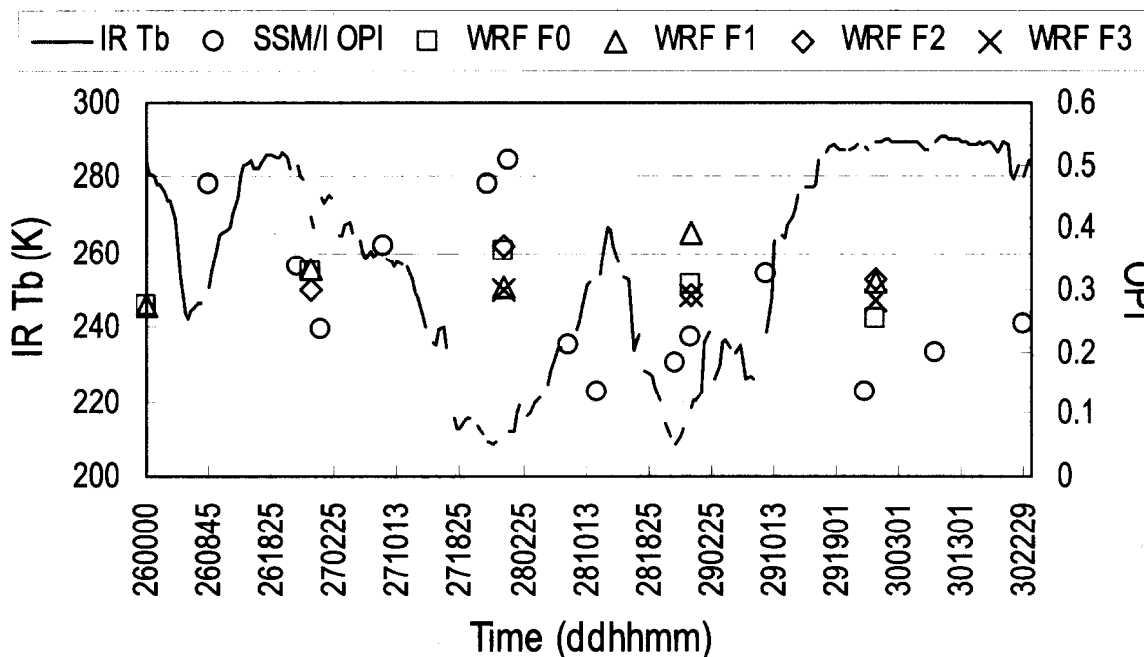


圖 8 IR 亮度溫度、SSM/I OPI, WRF OPI 初始分析場 (F0)、24 小時預報場 (F1)、48 小時預報場 (F2) 及 72 小時預報場 (F3) 時序變化圖。

六、結論與展望

海氣交互作用在中尺度對流的生成、發展及消散上扮演重要的角色。Liu *et al.* (2002) 藉由衛星資料所發展的客觀潛力指數可用來描述海氣交互作用強弱分布及其變化趨勢，同時應用於台灣附近海域梅雨季中尺度對流系統的短期預報

分布及其數值在局部地區隨時間變化的特徵。研究中初步歸納了 WRF 及 SSM/I 兩者的 OPI 異同之處及導致它們之間差異的因素，可作為未來模式客觀潛力指數計算上更進一步修正及改良時的依據。

本研究以 2005 年梅雨季的 SSM/I 亮度溫度觀測資料對海表面溫度、近海面空氣溼度、近海面空氣溫度、近海面風速、可感熱通量及潛熱通量等海氣參數進行反演，並以這些參數合成客觀潛力指數 OPI；此外，並以 WRF 模式所模擬輸出的各項相關海氣參數計算模擬範圍內的 OPI 指數。

由 SSM/I OPI 空間分布與 GOES 9 紅外線衛星雲圖影像比對的結果，可以看出 SSM/I OPI 的相對高值區域及低值區分別對於中尺度對流的發展、消散皆有不錯的掌握能力。WRF 及 SSM/I OPI 分布型態大致相同，但局部區域仍存在顯著的差異，值得注意的是 WRF OPI 對應到 SSM/I 高值區的相對位置，其數值有偏低的情形。

就個案研究顯示，IR 亮度溫度的最低值（即對流最大強度）與 SSM/I OPI 極大值之間大約有 1 天到 2 天左右的時間延遲關係。此外，由 IR 亮度溫度、WRF 及 SSM/I OPI 的時序分析可以看出，對流達最大強度前，兩者皆有極大值出現，但時間上並不一致。由於 WRF 初始場所使用的資料解析度為 1 個經緯度（約 100 km 見方），無法分析出較小尺度的大氣環境特徵；而 SSM/I 資料解析度為 25 km（計算的 OPI 指數解析度約為 50 km）。兩者資料解析度的不同應是導致計算結果有所差異的主要因素之一。

上，做為海面上對流系統發生的參考指標之一。本研究則進一步希望透過模式的長期預報能力，對於導致劇烈天氣的中尺度對流系統作更早期的預警，故利用 WRF 模式所計算的 OPI 指數與 SSM/I OPI 之間進行比較分析，嘗試掌握 WRF OPI 空間

本研究僅針對 2005 年 5、6 月梅雨季期間的對流個案進行分析。若能大量分析個案，同時將梅雨鋒面之前西南氣流中造成劇烈降雨的顯著中尺度對流系統納入考慮，應能定出較為明確的中尺度對流的預報時間長度，甚至定義出一 OPI 對流系統發生的閾值。另一方面，WRF 及 SSM/I OPI 分布的差異可藉由分析兩者對應海氣參數的相關性來進行探討及解釋。OPI 主要是針對近海面的海氣交互作用強弱分布及變化趨勢所設計的指數，未考慮中、高層大氣與對流系統相關的綜觀條件，未來若能配合大氣綜觀環境如大氣穩定度、垂直溫度溼度剖面等相關資料作中尺度對流系統環境整體的分析，對於中尺度對流的預報將會有很大的助益。

七、參考文獻

- 曾忠一，1988：大氣衛星遙測學。渤海堂出版社，台灣台北，630 頁。
- 孫建華與趙思雄，2002：華南“94·6”特大暴雨的中尺度對流系統及其環境場研究。大氣科學，第二十六卷，第四期，541-557 頁。
- 陳正改，1998：台灣梅雨面面觀。地球科學園地，第 5 期。
- 劉崇治與劉振榮，2000：應用衛星資料在梅雨季海上中尺度對流系統生成前兆之初步探討。大氣科學，第二十八期，第四號，317-341 頁。
- Crewell, S., E. Ruprecht, and C. Simmer, 1991: Latent heat flux over the North Atlantic Ocean—A case study. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 1627-1635.
- Dyer, A. J., and B. B. Hicks, 1970: Flux-gradient relationships in the constant flux layer, *Q. J. R.*

- Meteorol. Soc.*, **96**, 715–721.
- Garreaud, R. D., and J. M. Wallace, 1997: The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3157–3171.
- Goodberlet, M. A., C. T. Swift, and J. C. Wilkerson, 1989: Remote sensing of ocean surface winds with the Special Sensor Microwave/Imager. *J. Geophys. Res.*, **94**, C10, 14547–14555.
- , and ——, 1992: Improved retrievals from the DMSP wind speed algorithm under adverse weather condition. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **CE30**, 1076–1077.
- Hollinger, J. P., J. L. Peirce, and G. A. Poe, 1990: SSM/I instrument evaluation. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **28**, 781–790.
- Jobouille, P., J. L. Redelsperger, and J. P. Lafore, 1996: Modification of surface fluxes by atmospheric convection in the TOGA COARE region. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 316–337.
- Konda, M., N. Imasato, and A. Shibata, 1996: A new method to determine near-sea surface air temperature by using satellite data. *J. Geophys. Res.*, **101**, C6, 14349–14360.
- Kuo, Y. H., R. J. Reed, and S. Low-Nam, 1991: Effects of surface energy fluxes during the early development and rapid intensification stages of seven explosive cyclones in the Western Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 457–476.
- Laprise, R., 1992: The Euler Equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 197–207.
- Lin, X., and R. H. Johnson, 1996: Kinematic and thermodynamic characteristics of the flow over the Western Pacific warm pool during TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 695–715.
- Liu, G.-R., C.-C. Liu, and T.-W. Liu, 1998: Apply SSM/I data to estimate sea surface temperature and moisture. *1998 Western Pacific Geophysics Meeting (WPGM)*, Taipei, 1998.
- , ——, and T.-H. Kuo, 2002: A satellite-derived objective potential index for MCS development during the Mei-Yu period. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **80**, 503–517.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang, and J. G. Powers, 2005: A description of the Advanced Research WRF Version 2. NCAR Tech. Note/TN-468+STR, NCAR, Boulder, Colorado, 88pp.
- Woolnough, S. J., J. M. Slingo, and B. J. Hoskins, 2000: The relationship between convection and sea surface temperature on intraseasonal timescales. *J. Climate*, **13**, 2086–2104.

WRF- and SSM/I-derived OPIs Applied to the Development of Mesoscale Convective Systems

¹Shih-Chieh Tai、²Gin-Rong Liu、¹Wen-Ting Chen

¹ Chinese Naval Meteorologic and Oceanographic Office

² Center For Space and Remote Sensing Research, National Central University

ABSTRACT

Each year mesoscale convective systems (MCSs) usually occur in May and June, Mei-Yu season, over the ocean around Taiwan. Many previous studies exhibited that there is a close relationship between air-sea interaction and MCSs. The purpose of this research is to analyze such MCSs by the Objective Potential Index (OPI). The OPI has the capability to describe the spatial distribution of the intensity of air-sea interaction and its tendency for variation, and it can serve as an indicator for arising, development, and dissipation of MCSs.

In this investigation, the convection cases in May and June 2005 are simulated by the Weather Research and Forecasting (WRF) model with a horizontal resolution of 30 km in the simulated domain. After the WRF model integrates for 72 hours, compute the WRF-derived OPI with the simulated air-sea parameters, and then compare the results with the SSM/I-derived OPI.

The results indicated that the distributions of WRF-derived OPI and SSM/I-derived OPI are similar roughly, but many differences still exist in local areas. It was seen that underestimations from the WRF-derived OPI occurred in regions, where the higher values of the SSM/I-derived OPI existed in a spatial distribution. In terms of the time series analysis, the minimum of infrared brightness temperature (also denotes the strongest convection) appeared about 1 to 2 days after the maximum of SSM/I-derived OPI. In addition, it was seen that before the convection reached its highest intensity, the WRF and SSM/I OPI both showed a relative extreme value. However, the time point was not consistent with each other. Furthermore, the WRF-derived OPI index also seemed to underestimate the values.

Key Words: Objective Potential Index (OPI), SSM/I, WRF