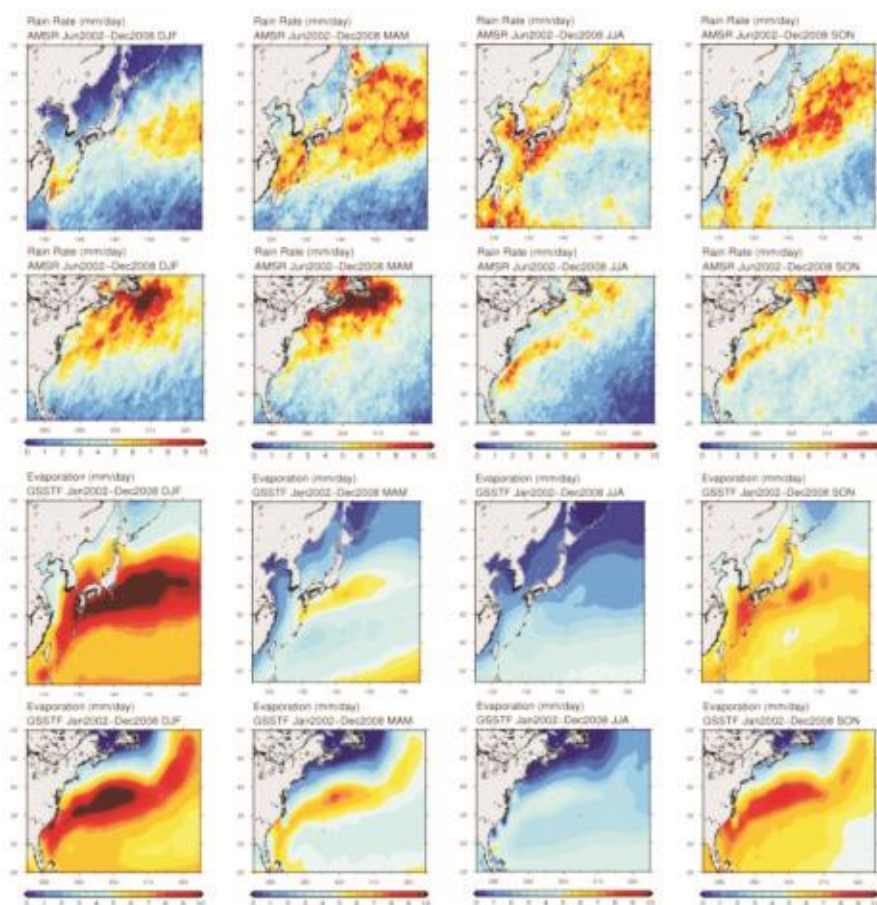




航測及遙測學刊

中華民國航空測量及遙感探測學會出版

大氣遙測特刊



Journal of Photogrammetry and Remote Sensing

Volume 17 No.3

November

2013

Published by Chinese Society of Photogrammetry and Remote Sensing

航測及遙測學刊

Journal of Photogrammetry and Remote Sensing

發行人：陳良健

出版者：中華民國航空測量及遙感探測學會

地址：台北市文山區羅斯福路五段 113 號三樓

信箱：台北市郵政 93-158 號信箱

電話：886-2-8663-3468 886-2-8663-3469

傳真：886-2-2931-7225

電子信件：csprsmail@csprs.org.tw

網址：http://www.csprs.org.tw

PUBLISHER: L. C. Chen

PUBLISHED BY: Chinese Society of Photogrammetry and Remote Sensing

Address: 3F, No.113, Sec.5, Roosevelt Road, Taipei, Taiwan

Mail Address: P. O. Box. 93-158, Taipei, Taiwan

Tel: 886-2-8663-3468 886-2-8663-3469

Fax: 886-2-2931-7225

E-mail: csprsmail@csprs.org.tw

Web Site: http://www.csprs.org.tw

總編輯

曾義星

國立成功大學測量及空間資訊學系

電話：886-6-275-7575 分機 63835

傳真：886-6-237-5764

電子信件：jprssubmit@gmail.com

EDITOR-IN-CHIEF

Yi-Hsing Tseng

Department of Geomatics, National Cheng Kung University

Tel: 886-6-275-7575 ext. 63835

Fax: 886-6-237-5764

E-Mail: jprssubmit@gmail.com

編輯委員

◆ 農林

鄭祈全 (文化大學)

申雍 (中興大學)

◆ 海洋與大氣

劉振榮 (中央大學)

何宗儒 (台灣海洋大學)

◆ 防災

劉進金 (達雲科技有限公司)

徐百輝 (台灣大學)

◆ 土地利用與覆蓋

陳永寬 (銘傳大學)

詹進發 (政治大學)

◆ 地理資訊系統

何維信 (中華科技大學)

蔡榮得 (中興大學)

◆ 遙感探測

陳良健 (中央大學)

陳錕山 (中央大學)

◆ 攝影測量與光達

廖揚清 (成功大學)

史天元 (交通大學)

趙鍵哲 (台灣大學)

EDITORIAL BOARD

◆ Agriculture and Forestry

C. C. Cheng (Chinese Culture University)

Y. Shen (National Chung Hsing University)

◆ Oceanography and Atmospheric Science

G. R. Liu (National Central University)

C. R. Ho (National Taiwan Ocean University)

◆ Disaster Management

J. K. Liu (LIDAR Technology Co., Ltd)

P. H. Hsu (National Taiwan University)

◆ Land Cover and Land Use

Y. K. Chen (Ming Chuan University)

J. F. Jan (National ChengChi University)

◆ Geographical Information System

W. H. Ho (China University of Science and Technology)

J. D. Tsai (National Chung Hsing University)

◆ Remote Sensing

L. C. Chen (National Central University)

K. S. Chen (National Central University)

◆ Photogrammetry and LiDAR

Y. C. Liao (National Cheng Kung University)

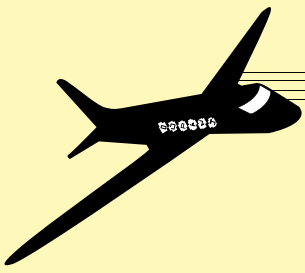
T. Y. Shih (National Chiao Tung University)

J. J. Jaw (National Taiwan University)

封面圖片說明 About the Cover

利用 AMSR-E 衛星資料之液態水降雨率以及 GSSTF.2b 潛熱資料換算出之蒸發率，可看出在太平洋黑潮流經區域、大西洋灣流流經區域都有明顯雨帶和高蒸發率，其中以冬春兩季更為顯著。研究顯示出大洋中的暖流，不僅為過去認知中會對短期天氣現象造成影響，更可直接影響當地長期氣候，且於不同季節有不同影響方式。台灣東部外海之黑潮因冬春兩季蒸發強烈，雨帶集中於黑潮流經區域，影響顯著，透過其他天氣條件配合，交互作用效果可達高對流層。

(封面圖片出處：利用衛星資料分析台灣東部外海黑潮與大氣之交互作用，第十七卷 第三期 第 173-192 頁)



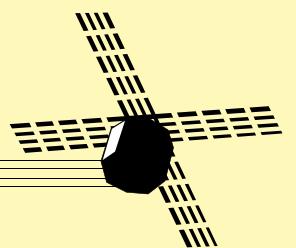
特刊引言 大氣遙測

劉振榮

國立中央大學太空及遙測研究中心

自美國第一顆氣象衛星 TIROS-1 於 1960 年升空後，不但開創了衛星時代的新紀元，亦帶動衛星遙測的蓬勃發展。經過五十幾年的研究發展，不論是衛星本體或感測器之精度，以及遙測技術之提升均有重大的突破，且應用範圍與層級更勝以往。隨著觀測儀器與遙測技術的精進，衛星資料不但在整體天氣監測與預報中扮演相當重要角色，亦在全球高度關注之地球環境及氣候變遷議題下，提供大氣科學相關研究中不可或缺的參考資料。例如 2013 年 IPCC 最新公布的科學評估報告中(AR5)，大氣觀測的重點資料，如全球的升溫、海平面高度、極端降雨、颱風強度變化及空氣污染等參數，均可藉由遙測方式提供，並滿足全球性或區域性相關議題之完整解析與探討。而本特刊所刊載者便為其中大氣觀測之相關研究，包括颱風生成及強度預估、海氣能量的交互作用以及空氣污染(大氣氣膠)之反演等主題。除大氣的環境外，地表過程為影響天氣系統的重要因素之一，亦與空氣污染物的傳播擴散息息相關，所以土地利用型態的變異對於區域天氣影響之探討亦收納於本刊。

本刊論文主要呈現出航測及遙測技術在大氣參數反演和土地利用型態及其在天氣變化影響之解析與應用。第一篇和第三篇論文為颱風相關之研究，主要藉由衛星在環境場反演之熱力及動力參數，分別針對颱風生成前後之雲系進行特性之評估，並應用於西北太平洋熱帶氣旋生成之預報與颱風強度之估算。第二篇則利用衛星資料探討中低緯度黑潮與大氣間之交互作用，及其對大氣各項參數的影響，包括海面溫度、降雨率、水氣通量、風場輻合及熱通量等重要天氣因子，其季節性的變化亦於文中深入地探討。關於全球暖化的現象，人為活動的影響主要來自於溫室氣體的增溫效應，與大氣氣膠所造成的降溫效應。因此除溫室氣體的評估外，氣膠輻射驅動力之探討亦顯重要。本刊的第四篇論文即完整地論述衛星觀測在氣膠的吸收與散射能力之反演方法，期能提供更完整大氣氣膠之輻射特性，作為輻射驅動力相關研究之參考。而最後一篇論文則利用衛星觀測所更新之土地利用型態，探討其在區域氣象場之影響，並解析空氣污染的來源與傳送路徑，以利空氣污染的評估與掌握。綜合上述，本刊所收錄的五篇論文在大氣科學(遙測)的相關研究中實屬重要，對於全球暖化、氣候變遷及區域氣候等議題之解析，助益非淺且頗值參閱！



應用衛星反演熱力及動力參數以偵測熱帶氣旋的生成---雲簇大小的自動化判定

曾千祐¹ 劉振榮^{2*}

摘要

本研究將建立熱帶氣旋系統雲系大小之判定程序，以 SSM/I 及 QuikSCAT 衛星微波資料估算氣旋的熱力值與渦度值，以建立西北太平洋熱帶氣旋生成的熱力與渦度閾值。本研究選取 2000 年至 2007 年間 5 月至 11 月於西北太平洋形成之熱帶氣旋個案共 106 個，以其中 2/3 個案建立生成閾值，1/3 個案進行相關驗證。驗證結果顯示，若未考慮系統大小變化(即固定範圍)，35 個驗證個案中有 31 個個案約可較 JTWC 提前兩天預測可能發展為熱帶氣旋的系統，可預報度為 88.6%；若考慮系統雲系大小變化，則可預報度提昇為 91.4%，顯示考慮系統大小可改善預報之成功率。而在 2008 年及 2009 年的 24 個獨立個案驗證方面，則有 18 個個案可成功提前預測，獲得相當不錯的結果，顯示在考量系統雲系範圍變化的情形，可有效改善熱帶氣旋生成預報之成功率。

關鍵詞：熱帶氣旋、熱力能量、相對渦度、颱風生成

1. 前言

提早預報颱風的生成及動向，將大大有助於防減災任務的準備及執行。如美國國家颶風中心(National Hurricane Center, NHC)自 2003 年起將颶風預報天數由 3 天提升至 5 天(Schumacher *et al.*, 2009)。因應預報天數長度的增加，熱帶氣旋生成的時間資訊也愈重要，成為一大技術課題。

熱帶氣旋的生成與發展都發生在較缺乏傳統觀測資料的廣大洋面上，因此衛星資料應用更顯重要。早期學者應用紅外線衛星影像及可見光影像針對熱帶氣旋之生成與發展進行研究，但紅外線與可見光易受到雲層遮蔽，微波透雲能力已成為現今熱帶氣旋之主流研究資料。

熱帶氣旋需要良好的環境條件才有機會生成，Gray(1968)已提出六個有利於熱帶氣旋發展的條件，而這六個條件也經由 McBride (1995)証實其與熱帶氣旋生成有著良好相關性，而這些條件包含

了熱力條件與動力條件，說明熱帶氣旋生成除了需要暖洋面、中層大氣高相對濕度的環境等熱力條件外，還需要較大的低層相對渦度、弱的垂直風切等動力條件，當兩方條件成立時較容易形成熱帶氣旋。

Katsaros *et al.* (2001)即利用 QuikSCAT 衛星資料辨識出熱帶低壓(Tropical depression)形成前的近海面封閉環流，藉以找出可能形成熱帶低壓的系統。Sharp *et al.* (2002)亦利用相同衛星資料計算近海面平均渦度場，以 1999 年大西洋颶風季的個案決定出渦度及風速閾值，並應用在 2000 年大西洋颶風季偵測具有潛力形成熱帶氣旋的系統。Lee *et al.* (2006)研究南海地區於梅雨鋒面尾端生成之熱帶氣旋一稱之為鋒面型熱帶氣旋，並提出鋒面型熱帶氣旋生成概念模型，此概念模型指出其生成關鍵在於鋒後的東北風與南邊的西南季風能互相配合，產生強且持續的風切渦度，配合上層較強的輻散及弱垂直風切等條件才有機會形成，顯示出熱帶

¹ 國立中央大學大氣物理研究所 碩士

² 國立中央大學太空及遙測研究中心 教授

收到日期:民國 102 年 03 月 12 日

修改日期:民國 102 年 07 月 03 日

接受日期:民國 102 年 07 月 17 日

*通訊作者, 電話: 03-4227151 ext. 57620, E-mail: GRLiu@csr.sr.ncu.edu.tw

氣旋生成同樣需要較大的相對渦度支持。

熱帶氣旋的形成與發展需同時的熱力條件與動力條件支持方可進行，劉嘉騏(2006)與林欣怡(2007)曾以可感熱通量、潛熱通量、潛熱釋放量合成為總和熱力能量，藉以探討熱帶氣旋形成之激發機制與其年際間的變化，但並沒有加入渦度的討論；而賴勇瑜(2008)以總合熱力能量計算客觀熱力指數，並加入以相對渦度計算的客觀動力指數，用以監測南海地區熱帶氣旋的生成，但範圍僅限於南海，並未應用在西北太平洋上，而上述研究中皆以固定大小的方框($6^{\circ}\times 6^{\circ}$ 或 $4^{\circ}\times 4^{\circ}$)進行熱力值與渦度值的計算，並未考慮到熱帶氣旋系統大小的變動造成誤差；因此本研究將延續賴勇瑜(2008)的概念，同時以熱力與渦度的角度來探討颱風由雲簇系統發展為熱帶氣旋其量值的變化，並擴大研究範圍至西北太平洋，同時利用紅外線衛星影像判斷氣旋系統動態大小，減少因固定計算範圍而造成的誤差。

2. 衛星資料及海氣參數估算

本篇研究所使用到的資料為 SSM/I 衛星資料、QuikSCAT 衛星資料、紅外線衛星影像以及 JTWC 最佳路徑資料。

SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager)為一被動式微波成像儀，搭載於 DMSP (Defense Meteorological Satellite Program)系列衛星上，是第一個作業用微波成像儀。DMSP 系列衛星為太陽同步衛星，以傾角 98.8° 繞行地球，平均軌道高度為 833 公里，繞行地球一周平均約 101 分鐘，每日繞地球 14.1 周。第一個酬載 SSM/I 儀器的 DMSP 衛星於 1987 年 6 月升空，代號為 F-8。之後陸續發射 F-9 至 F-18，其中 F-9 未酬載 SSM/I 儀器，F-12 因 SSM/I 儀器故障而無法進行觀測，F-8、F-10、F-11、F-13、F-14 則已停止作業。SSM/I 共有四個波段，分別為： 19.35 、 22.235 、 37.0 及 85.5GHz (後文將以 19GHz 、 22GHz 、 37GHz 及 85GHz 表示此四波段)，除了 22.235GHz 僅配置垂直極化頻道，其餘波段皆配直垂直極化頻道與水平極化頻道(後

文將以 V 代表垂直極化，H 代表水平極化頻道)，共配直七個頻道。

美國航空及太空總署(National Aeronautics and Space Administration, NASA)於 1996 年發射 QuikSCAT 衛星(Quick Scatterometer)，以接續在 1997 年失去動力的 NSCAT (NASA Scatterometer) 觀測任務。QuikSCAT 為太陽同步衛星，距地 800 公里處以傾角 98.6° 繞行地球，刈幅寬度約為 1800 公里，每日掃瞄近 90% 的地球表面範圍，空間解析度為 25 公里。SeaWinds 散射計為搭載於 QuikSCAT 上之微波雷達，可不受天氣影響測量近海面之風速及風向。

紅外線衛星影像資料則來自日本高知大學同步衛星資料庫，包含了 GMS-5 (Geostationary Meteorological Satellite)、GOES-9 (Geostationary Operational Environmental Satellites) 及 MTSAT (Multi-functional Transport Satellite)三個地球同步衛星資料。由於地球同步衛星能對同一區域進行長時間的觀測，可追蹤雲簇移動及監測風暴的發展。

最佳路徑資料則由聯合颱風警報中心(Joint Typhoon Warning Center, JTWC)提供。該中心為美國海軍於夏威夷珍珠港的海軍太平洋氣象及海洋中心分部，主要負責太平洋及印度洋水域熱帶氣旋警報的發布及動向監測，涵蓋全球約九成的熱帶氣旋活動範圍。最佳路徑資料是經由船舶、飛機、雷達、衛星及島嶼觀測資料及數值模式進行分析整合，以提供氣旋每六小時一筆資訊：包含氣旋中心經緯度、最大平均風速、最低中心氣壓與強度分級等資訊。其強度分級分為 Tropical Depression (TD)、Tropical Storm (TS)、Typhoon (TY) 及 Super Typhoon (ST)(表 1)，其中 ST 等級的熱帶氣旋相當大西洋第 4、5 級的颶風強度。

3. 海氣參數估算

熱帶洋面對流雲簇能否進一步發展成熱帶氣旋，其週遭海氣環境的熱力條件及動力條件是重要關鍵。本研究即在試圖釐清其對應條件。本研究將依據氣旋個案每日之中心經緯度及系統大小，計算

範圍內的平均總和熱力值及平均相對渦度值，如此可得個案生命期間熱力值及渦度值隨時間變化之情形，並加以歸納分析。熱帶氣旋發展過程中，雲簇獲得環境場足夠的熱力能量與相對渦度時會先形成 TD(Tropical Depression)，若能持續獲得能量供給，強度會再增強，本研究之目的即在找出雲簇發展為 TD 的最低熱通量及渦度閾值。

表 1 JTWC 颱風強度分級

The Description Labels Used with Tropical Cyclones by JTWC	Maximum Sustained Wind Speed
Tropical Depression (TD)	≤ 33 knots
Tropical Storm (TS)	34~63 knots
Typhoon (TY)	64~129 knots
Super Typhoon (ST)	≥ 130 knots

(資料來源：

<http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/tcfaqHED.html>)

本研究選取 2000 年至 2007 年間 5 月到 11 月的熱帶氣旋個案進行分析，個案資料使用 JTWC 發布之最佳路徑資料，研究範圍為北緯 0 度到北緯 40 度、東經 100 度到東經 160 度；挑選的個案在其生命期間，最大強度需達到 JTWC 定義的 TS (即平均最大風速大於 33knots) 以上才會納入分析個案，總個案數為 106 個個案。每個分析個案會利用紅外線雲圖向前追溯 JTWC 尚未發布警報前的雲簇中心位置，一直到目標雲簇剛生成之時。從雲簇剛生成時到 JTWC 發布 TD 警報前的這段時間，在本篇研究則定義為 pre-TD 期。

3.1 熱通量估算

本節說明應用 SSM/I 反演本研究所需之海氣熱通量參數：可感熱通量(Sensible Heat Flux, SHF)、潛熱通量(Latent Heat Flux, LHF)、潛熱釋放量(Latent Heat Release)等計算方法。

可感熱通量及潛熱通量的估算方法是以總體公式(Bulk formula)求得(Liu *et al.*, 2002)：

$$SHF = \rho c_p c_h (T_s - T_a) W_s \tag{1}$$

$$LHF = l \rho c_e (q_s - q_a) W_s \tag{2}$$

其中 ρ 為空氣密度， l 為蒸發潛熱， c_p 為定壓比熱， c_h 和 c_e 則為總體係數(Bulk coefficient)， W_s 為近海面 10 公尺的風速， T_s 和 q_s 分別為海表面溫度及溫度為 T_s 時之飽和濕度， T_a 和 q_a 則分別為近海面 10 公尺之溫度及濕度。兩式中的未知數為溫度、濕度和風速，其估算方法則再以劉崇治及劉振榮(2000)及 Liu *et al.* (2001)的方法進行計算。

海表面溫度(T_s)、近海面空氣濕度(q_a)及近海面風速(W_s)的反演式如式(3)(4)(5)(Goodberlet *et al.*, 1989)。

其中反演式的建立是利用 1997 年 1 月到 1998 年 12 月，北緯 0 度至 40 度，東經 100 度至 180 度之 SSM/I 資料，參考 Goodberlet & Swift(1992)之 Rain-flag 濾除降雨區域後，挑選出與船測資料相同時間及位置的微波觀測資料做為分析樣本，以逆向消去法(Backward Elimination method)選取最適合的頻道建立其最佳迴歸方程。

$$T_s = 118.1861 + 3.4586TB_{19V} - 1.7991TB_{19H} - 2.4178TB_{37V} + 1.1198TB_{37H} + 0.4144TB_{85V} - 0.1365TB_{85H} \tag{3}$$

$$q_a = -101.3978 + 0.5473TB_{19V} - 0.6774TB_{37V} + 0.0782TB_{37H} + 0.7656TB_{85V} - 0.2540TB_{85H} \tag{4}$$

$$W_s = 96.015 + 0.162TB_{19V} - 0.228TB_{22V} - 0.701TB_{37V} + 0.527TB_{37H} \tag{5}$$

$$T_a = T_s - \left\{ 0.2 \times (q_s - q_a) \times \frac{q_s(T)}{q_a} \times \left[1 / \frac{\partial q_s}{\partial T} \right]_{T=T_a} \right\} \quad (6)$$

其中 T_s 為海表面溫度， q_s 為溫度為 T_s 時之飽和濕度， q_a 為近海面空氣濕度， $q_s(T)$ 為溫度為 T 時的飽和濕度，所有變數皆已知，故可估算近海面空氣溫度(T_a)，亦可得之可感熱通量及潛熱通量，單位為 Watt/m^2 。

潛熱釋放量的估算是參考 Rodgers & Adler (1981) 之研究，區域內的潛熱釋放量，其表示式為：

$$\text{LHR} = L\rho \int_A \text{Rda} \quad (7)$$

L 代表蒸發潛熱， ρ 代表雨水密度， R 為降雨率，對面積為 A 的區域做積分就可以得到該區域內的潛熱釋放量，單位為 Watt 。其中 R 為未知數，可利用 SSM/I 反演降雨率求得，降雨率反演是使用 Ferraro & Marks (1995) 之反演式，其主要反演式如下：

$$\begin{aligned} \text{Land: } SI_L &= 451.9 - 0.44TB_{19V} - 1.775TB_{22V} + \\ & 0.00574TB_{22V}^2 - TB_{85V} \quad (8) \\ RR &= 0.00513SI_L^{1.9468} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Ocean: } SI_W &= -74.4 + 0.715TB_{19V} + 2.439TB_{22V} - \\ & 0.00504TB_{22V}^2 - TB_{85V} \quad (9) \\ RR &= 0.00115SI_W^{2.16832} \end{aligned}$$

其中 SI (Scattering Index) 為散射指數，下標 L 代表為陸地，下標 W 則是代表海洋，此反演式是利用 SSM/I 接收到降雨層內及對流雲頂可能造成降水之冰晶向上散射的輻射量，計算出散射指數，並藉由散射指數與降雨率的關係式計算出可能降水 Grody (1991)。

熱帶氣旋生成所需之熱力能量部分是根據劉嘉騏(2006)及林欣怡(2007)之研究，由可感熱通量、潛熱通量及潛熱釋放量三者相加而得，由於可感熱通量及潛熱通量的單位為 Watt/m^2 ，而潛熱釋放量單位為 Watt ，所以可感熱通量及潛熱通量需要再乘上網格面積($50\text{km} \times 50\text{km}$)轉換成 Watt ，而這三個值加起來即為網格點上之總和熱力值，並可得到每日的總和熱力值分布圖。

3.2 相對渦度估算

利用 QuikSCAT 反演之海面風向風速可推估相對渦度值。渦度可代表流體的旋轉程度，其定義為速度場之旋度(Curl)，相對渦度的表示式如下：

$$\omega \equiv \nabla \times \mathbf{U} \quad (10)$$

ω 代表相對渦度， \mathbf{U} 為相對速度，以卡氏座標表示則為：

$$\omega = \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}, \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}, \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (11)$$

u 、 v 和 w 分別代表 x 方向、 y 方向及 z 方向之風速，而在大尺度氣象動力學上，僅考慮垂直項之相對渦度，表示式如下：

$$\zeta \equiv \mathbf{k} \cdot (\nabla \times \mathbf{U}) = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (12)$$

ζ 為相對渦度，若為正值代表流體為氣旋式旋轉，若為負值則代表流體為反氣旋式旋轉；在北半球正渦度有利於氣旋系統生成，而在南半球則是負渦度有利於氣旋系統生成，而渦度分佈圖可由上式及 QuikSCAT 反演之風向風速資料估得之。

3.3 氣旋系統大小自動估算

前人研究中劉嘉騏(2006)、林欣怡(2007)及賴勇瑜(2008)，計算熱帶氣旋之熱力總能量或是總和渦度，皆以固定範圍進行計算(例如： $6^\circ \times 6^\circ$ 區域)，並未考慮到熱帶氣旋系統的大小，除了可能無法正確反映氣旋系統之熱力能量與總和渦度之外，在雲簇發展期間過大的方框也可能包含到目標雲簇之外的雲系而造成誤差。為消除固定方框可能造成的誤差及提高自動化，本研究利用紅外線雲圖輔助自動及量化決定熱帶氣旋系統大小。使用同步衛星紅外線第一頻道(IR1)影像經亮溫對照表轉換為亮溫後(圖 1)，再參考 Cattani *et al.* (2007) 的亮溫閾值，把亮溫值低於 273K 認定為為雲系，標定雲系後可得圖 2，圖中白色的部分為晴空，有色彩的部分為雲系。與高知大學提供之同時間雲圖(圖 3)相比，大部分的雲系皆保留下來，少部分如較低的雲則被濾除，而熱帶氣旋是對流系統，因其主要雲系為對

流雲，因此對於較低的雲被誤判為晴空是可被接受的。

標定雲系後就進行系統大小的判定，首先以路徑資料提供之經緯度為中心，向外擴展 1 個經緯度 (即 $2^\circ \times 2^\circ$) 的方框計算雲量 (圖 4(a))，若方框內雲量超過 80% 則再向外擴展 0.5 個經緯度 (即 $3^\circ \times 3^\circ$)，以此方框再計算雲量 (圖 4(b))，同樣超過 80% 也再向

外擴展 0.5 個經緯度，一直到方框內雲量低於 80% (圖 4(c)) 為止，方框最大擴展至 $6^\circ \times 6^\circ$ ，最小則為 $2^\circ \times 2^\circ$ 。雲量閾值選擇 80% 可以以圖 4(d) 來說明，假設熱帶氣旋為半徑 r 之正圓形，而最理想的方框則為圖中之紅色正方形，邊長為 $2r$ ，可求得圓面積為 πr^2 ，正方形面積為 $4r^2$ ，兩者的比值約為 0.8 即 80%，故以此做為雲量所佔面積的閾值。

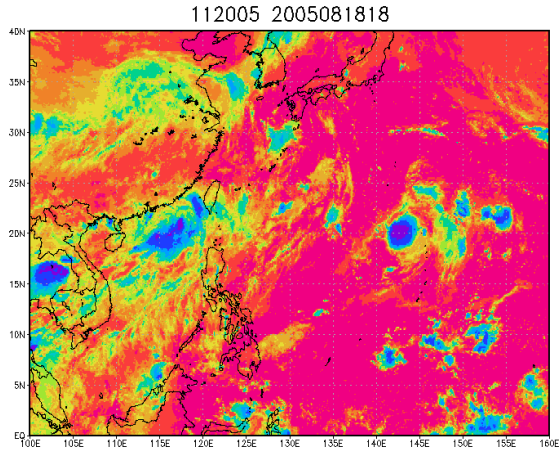


圖 1 同步衛星 IR1 亮溫圖例子，時間為 2005 年 8 月 18 日 18Z

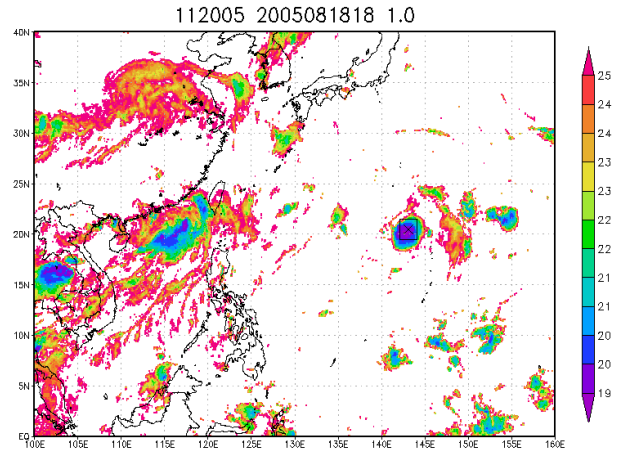


圖 2 同圖 1，但為雲系標定後之亮溫圖。白色為溫度高於 273K 的晴空或雲層像元，彩色部分為經判斷後認定為具低於 273K 的雲系像元

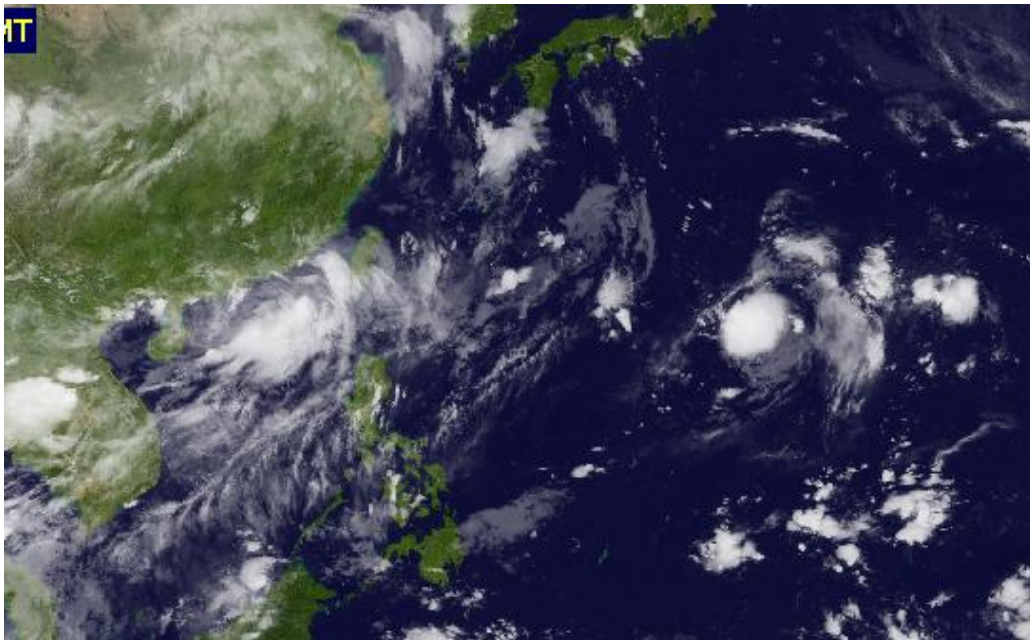


圖 3 日本高知大學所提供的 IR1 標準產品，時間同圖 1

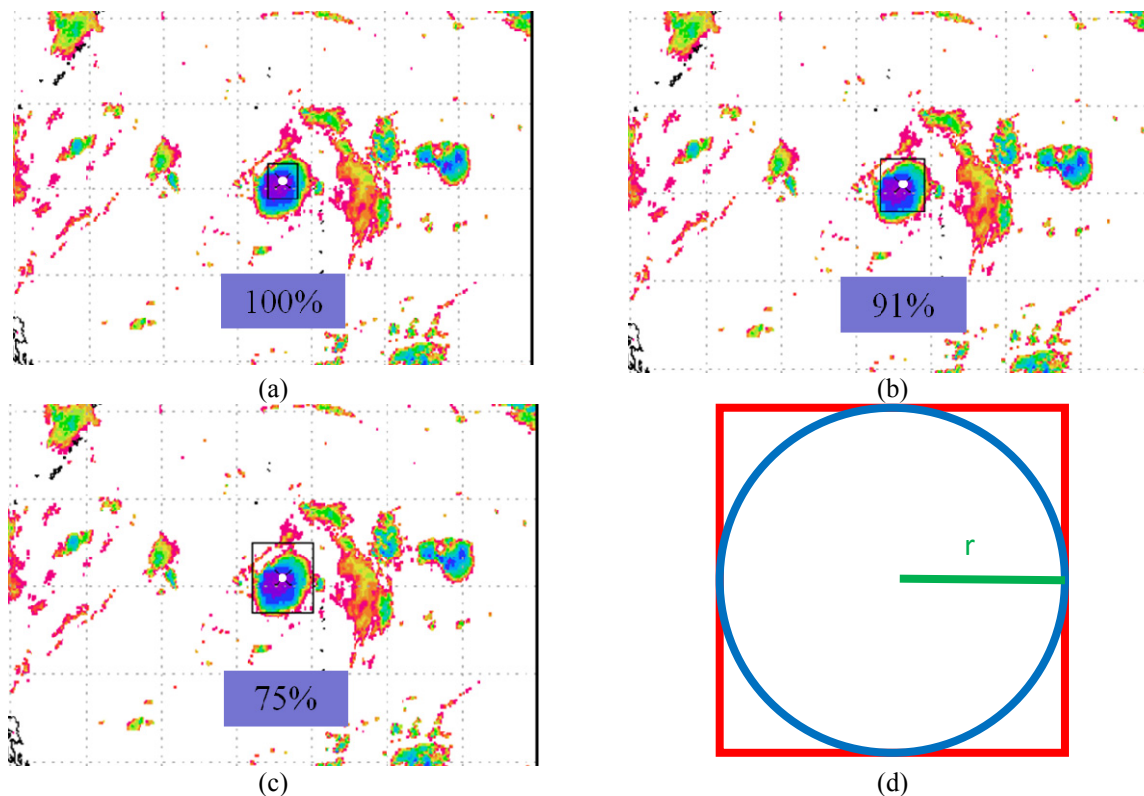


圖 4 氣旋系統大小判定示意圖。(a)(b)(c)圖中白色圓點代表系統中心，而方框大小分別為 $2^{\circ}\times 2^{\circ}$ 、 $3^{\circ}\times 3^{\circ}$ 及 $4^{\circ}\times 4^{\circ}$ ，藍色底數字代表方框內雲量之百分比，時間同圖 1；(d)為假定熱帶氣旋為半徑 r 之正圓形，其最理想之選取方框示意圖

4. 分析與討論

本章將分為兩部分進行討論：第一部分為選取 2000 至 2007 年之個案進行分析(表 2)，並取其中 2/3 個案建立熱力值與渦度值之生成閾值，以餘下的 1/3 個案進行驗證；第二部分是同樣標準選取 2008 年與 2009 年的個案(表 3)，用以檢視第一部分求得之閾值其表現為何。

4.1 熱力與渦度閾值個案檢驗

選取 2000 年至 2007 年，5 月至 11 月中最大強度到達 TS 以上的個案作為研究分析個案(表 2)，掃描影像總數為 106 個，以了解形成 TD 時環境的最低熱力能量閾值及渦度場閾值。

閾值設立參考林欣怡(2007)之方法，將研究個案隨機挑選 2/3 個案建立閾值，計算各個案 pre-TD 期間總和熱力值與相對渦度值之平均值與標準差，將閾值設定為平均值減去一個標準差，最

後得到熱力閾值為 $2.386\times 10^{12} \text{ W}$ ，渦度閾值為 $0.802\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。

為了檢驗此閾值是否能做為判斷 TD 形成與否的依據，將剩下的 1/3 個研究個案驗證此閾值，選取部分個案討論如下。

研究個案例 1：#182000

本研究的颱風個案編號為該年西北太平洋區域的颱風發生次第及年代。例如#182000 為發生於 2000 年的第 18 個颱風。由圖 5 之時序圖可發現在 2000 年 8 月 13、14 日時，熱力值與渦度值皆未超過閾值，顯示此時環境提供的能量尚不足以形成 TD，但都有上升的趨勢，而在 8 月 15 日兩者皆超過閾值，而 JTWC 則是在 8 月 17 日時發布 TD 警報，可以看出以此閾值為標準可以在 JTWC 發布警報前兩天即發現此個案有潛力形成 TD；在發布 TD 警報後雖熱力值稍微降低，但仍為超過閾值的狀態，顯示環境適合 TD 持續發展。

研究個案例 2：#062001

2001 年的個案有 062001、112001、162001、192001、252001 及 272001 六個個案，可發現這六

個個案的熱力值與渦度值都能在 JTWC 發布 TD 警報前 1 到 2 天超過閾值，顯示當時環境場所供給的熱力能量與渦度值已足夠 TD 形成。

其中，個案 062001 (圖 6)在 6 月 27 日渦度值並沒有到達閾值，在 28 日熱力值與渦度值皆超過閾值，之後兩者皆是有上升的趨勢，在 6 月 30 日至 7 月 1 日熱力值與渦度值有大幅上升的情況，而最大風速則是在 7 月 1 日至 2 日有大幅增加的情形，即氣旋強度增強，推測熱力值與渦度值和氣旋強度之間有一天的時間延遲關係，之後熱力值與渦度值有略微下降的趨勢，最大風速及最低氣壓值之上升趨勢也有漸趨緩的情況。

研究個案例 3：#092002

個案 092002 (圖 7)可以看到在 pre-TD 期間熱力值有漸漸上升的趨勢，而渦度值是保持在超過閾值的狀態，顯示環境漸漸適合 TD 的形成，原本預計在 6 月 24 日兩者都可以超過閾值，但這天的渦度值卻變得小於閾值，在 25 日時兩者才超過閾值，而 JTWC 是在 26 日發布 TD 警報，發布 TD 警報之後熱力值與渦度值一路上升，氣旋的最大風速也逐漸上升以及最低氣壓也逐漸下降，顯示氣旋正在增強；7 月 5 日後因氣旋位置進入較高緯的地區以及接近陸地，故強度減弱。

研究個案例 4：#122007

圖 8 為 2007 年個案 122007 之熱力值與渦度值及最大風速與最低氣壓時序圖，可以看到在 9 月 9 日熱力值與渦度值就高於閾值，10 日也是持續高於閾值的狀態，顯示目前環境場供應的熱力能量與渦度是適合 TD 形成的情形，而 JTWC 也在 11 日發布 TD 警報，以此方法可以提前 2 天偵測到適合 TD 形成的大氣環境。而在氣旋強度達到最大時(9 月 14、15)，熱力值也開始有低於閾值的情形，可以推測之後氣旋減弱的原因為熱力值不足以支持強度維持。

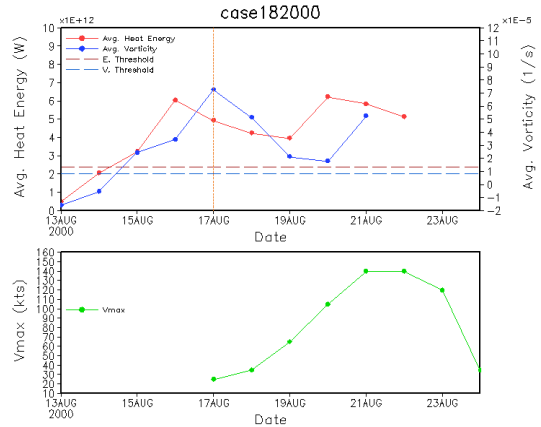


圖 5 研究個案例(#182000)的平均熱力能量、平均渦度與最大風速之時序分布圖。圖中紅色實線為平均熱力能量值，紅色虛線為熱力閾值，藍色實線為平均渦度值，藍色虛線為渦度閾值，橘色點線為 JTWC 發布 TD 警報的日期，綠色實線為 JTWC 最佳路徑資料之最大風速

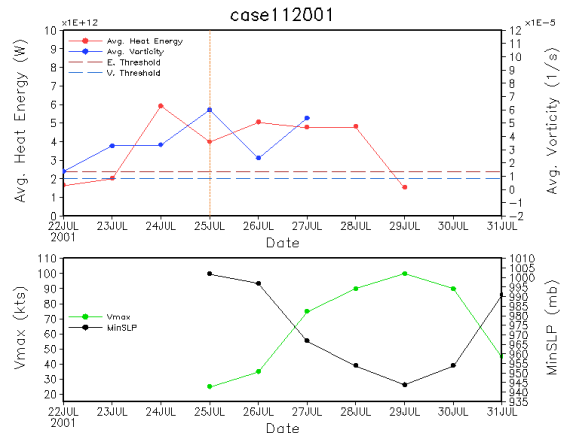


圖 6 同圖 5，但為研究個案#062001

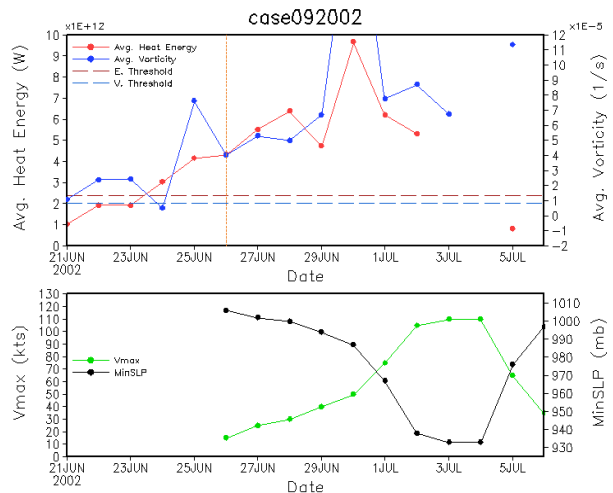


圖 7 同圖 5，但為研究個案#092002

表 2 2000 – 2007 年之驗證個案列表

2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007
052000	062001	092002	042003	082004	102005	022006	122007
182000	112001	222002	162003	092004	132005	042006	
	162001	242002		102004	142005	072006	
	192001			182004	172005	122006	
	252001			202004	192005	142006	
	272001			262004	212005	222006	
				292004	232005		
				242005			

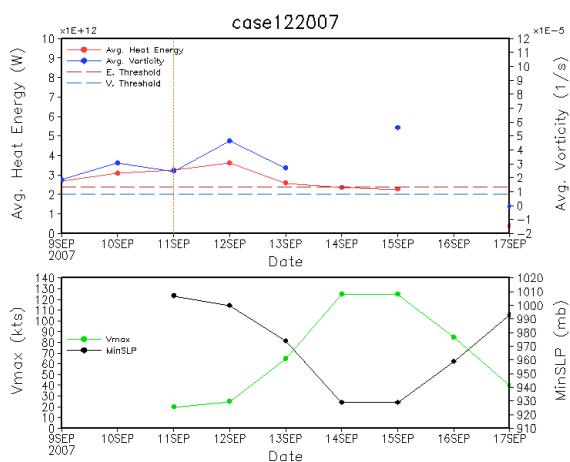


圖 8 同圖 5，但為研究個案#122007

4.2 綜合討論

藉由分析熱力值與渦度值之時序變化以預測 TD 形成，若熱力值與渦度值皆超過閾值時可推斷當時環境適合 TD 形成。在 2000 – 2007 年驗證個案總數 35 個個案中，32 個個案能較 JTWC 提前偵測到適合 TD 生成之環境場，可預報率為 91.4%，平均約較 JTWC 提前 2 天(1.9 天)預測生成(圖 9)。

其中有 3 個個案無法在 JTWC 發布 TD 警報前預測到 TD 形成，分別為 082004、102004 及 222006，經雲圖分析後發現個案 082004 與 222006 在 JTWC 發布 TD 警報前，雲簇處於消散或是較為鬆散的情形，因此熱力值並未高於閾值；而個案 102004 則是雲簇發展過程中有不對稱的情況，因此無法計算到完整雲簇的熱力值。此外，部分個案可以發現在氣旋發展至最大強度時，熱力值會較發展初期要低，甚至會低於閾值，縱使當時渦度值處

於高值，氣旋強度日後也會漸漸下降，可推測為當時的熱力環境已無法支持氣旋強度進而減弱。

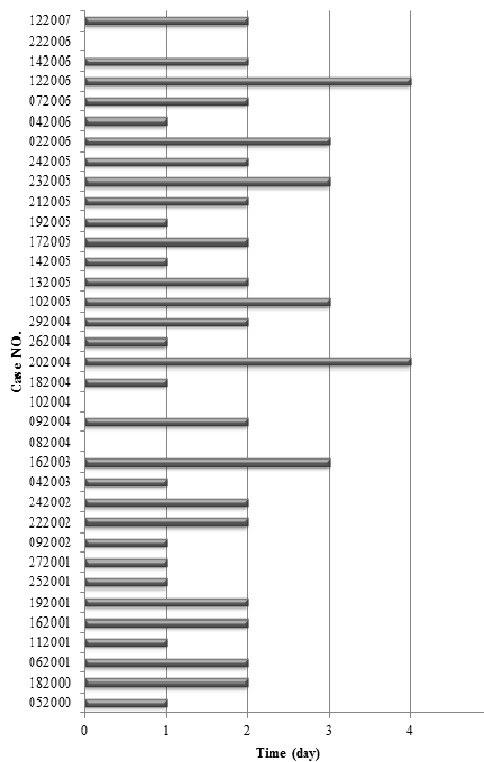


圖 9 2000 至 2007 年驗證個案之提前預測表現橫條圖。縱軸為個案編號，橫軸為在 JTWC 發布 TD 警報前預測到 TD 形成之時間

4.3 獨立個案(2008、2009 年) 驗證

為測試本研究由 2000 – 2007 年 2/3 個案建立之熱力與渦度閾值於其他年份是否適用，以 2008、2009 年個案進行驗證討論，這兩年的個案選取標準與分析個案選取標準相同，並去除 pre-TD

期衛星資料缺漏過多以致於無法判斷之個案，最後選取個案總數為 24 個(表 3)。

測試結果發現除 6 個個案無法較 JTWC 提前預測 TD 形成，其餘 18 個個案可在 JTWC 發布 TD 警報前 1 – 3 天預測 TD 生成。而 6 個個案雖無法提早預測，但也能在 JTWC 發布 TD 警報當天發現此雲簇之熱力值與渦度值皆大於閾值，雲圖分析後發現此類無法提前預測的原因多為 pre-TD 期間雲系有消散或是較為鬆散的情形，或是雲系發展較為劇烈的時間點為當天的 12Z、18Z 之後的時間，使得一天合成之熱力值無法完整反映一天內的變化。

表 3 2008、2009 年之個案列表

2008 年		
032008	082008	172008
042008	122008	182008
052008	132008	192008
062008	142008	202008
072008	152008	212008
2009 年		
042009	102009	192009
072009	132009	212009
092009	162009	232009

5. 結論與展望

本研究選取西北太平洋發展生成且最大強度達 TS 以上之氣旋個案，並以 IR1 衛星影像輔助自動判斷決定氣旋系統大小以決定熱力能量值與渦度值的計算範圍，並利用 SSM/I 與 QuikSCAT 反演之資料計算其逐日平均熱力能量值與平均渦度值，以尋找可提前預測能形成 TD 的雲簇環境的熱力及渦度閾值，結果顯示所得閾值對樣本的成功率為 91.4%，平均可較 JTWC 提前約 2 天預測生成。

而 2008 年與 2009 年的獨立驗證結果顯示，總驗證個案數為 24 個，有 18 個個案可提前 1 至 3 天預測到具形成 TD 潛力的系統；同樣以衛星雲圖分析其餘 6 個個案無法提前預測的原因，也發現 pre-TD 期間常有雲系消散或是較為鬆散的情形，

另外當雲系劇烈發展的時間點為當天 12Z 之後的時間會使得一天合成之熱力值無法完整反映一天內的變化。

本研究之時間解析度為一天一筆資料，若能增加其解析度能更精準掌握熱力值與渦度值的變化；閾值的選定是參照前人的方法以累加平均減去一個標準差，而就前人研究而言，也未能針對此閾值進行足夠的量化探討。可確定的是未來隨著熱帶氣旋個案的累積與衛星資料的增加，可幫助測試出最佳的閾值組合以期獲得更好的結果；生成熱帶氣旋的動力因素僅考慮到渦度值的變化，未來若能再加入其他因素，如垂直風切、上層輻散場等因素，可望能增加結果之準確性；另也可將熱力與渦度隨時間變化之趨勢做為一參考指標，以期獲得更多資訊提供判斷熱帶氣旋形成之依據。

參考文獻

- 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。
- 劉嘉騏，2006：應用 SSM/I 衛星資料分析颱風形成之激發機制，國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，92 頁，台灣中壢。
- 林欣怡，2007：應用衛星資料反演之海氣能量參數分析年際大氣環境差異對颱風生成條件之影響，國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，108 頁，台灣中壢。
- 賴勇瑜，2008：應用衛星資料反演之熱力及動力參數分析南海地區熱帶低壓之生成機制，國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，96 頁，台灣中壢。
- Cattani, E., F. Torricella, and V. Levizzani, 2007: Rain areas delineation combining MW and VIS-NIR-IR instruments onboard TRMM. In: Proceedings 3rd IPWG Workshop, 23–27 October 2006, Melbourne, Australia. See also <http://www.isac.cnr.it/~ipwg/>.
- Ferraro, R. R., and G. F. Marks, 1995: The development of SSM/I rain-rate retrieval algorithms using ground-based radar measurement. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 12,

755-770.

- 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, 14547-14555.
- Goodberlet, M. A., C. T. Swift, 1992: Improved retrievals from the DMSP wind speed algorithm under adverse weather conditions. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 30, 1076-1077.
- Gray, W. M., 1968: Global view of the origin of the tropical disturbances and storm. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 669-700.
- Grody, N. C., 1991: Classification of snow cover and precipitation using the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I). *J. Geophys. Res.*, 96, 7423-7435.
- Katsaros, K. B., E. B. Forde, P. Chang and W. T. Liu, 2001: QuikSCAT's SeaWinds facilitates early identification of tropical depressions in 1999 hurricane season. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1043-1046.
- Lee, C.-S., Y.-L. Lin, and K. K. W. Cheung, 2006: Tropical cyclone formations in the South China Sea associated with the Mei-yu front. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 2670-2687.
- Liu, G.-R., C.-C. Liu, and T.-H. Kuo, 2001: A contrast and comparison of near-sea surface air temperature/humidity from GMS and SSM/I data with an improved algorithm. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 39, 2148-2157.
- Liu, G.-R., C.-C. Liu and T.-H. Kuo, 2002: A satellite-derived Objective Potential Index for MCS development during the Mei-yu period. *J. Meteor. Soc. Japan*, 80, 503-517.
- McBride, J. L., 1995: Tropical cyclone formation. *Global Perspectives on Tropical cyclones*, WMO Tech Doc. 693, World Meteorological Organization, 63-105.
- Rodgers, E. B., and R. F. Adler, 1981: Tropical cyclone rainfall characteristics as determined from a satellite passive microwave radiometer. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 506-521.
- Schumacher, A. B., M. DeMaria, and J. A. Knaff, 2009: Objective estimation of the 24-h probability of tropical cyclone formation. *Wea. Forecasting*, 24, 456-471.
- Sharp, B. J., M. A. Bourassa, and J. J. O'Brien, 2002: Early detection of tropical cyclones using seawinds-derived vorticity. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83, 879-889.

Using Satellite-Derived Thermal and Vorticity Parameters to Detect Tropical Cyclones Formation over the Northwest Pacific---Determination of Cloud Cluster Sizes

Chang-Yo Tseng ¹ Gin-Rong Liu ^{2*}

ABSTRACT

This study will use a dynamic computing coverage by considering the cluster size variation of the tropical cyclone system, and employ SSM/I and QuikSCAT satellite data to estimate the total heat energy and relative vorticity, respectively, in finding better thresholds for these two physical values as whether typhoons will occur or not in the Northwest Pacific. This study selects 106 tropical cyclone cases during May to November, 2000-2007 in the Northwest Pacific, two-thirds of these cases are used to establish the formation thresholds, one-thirds of these cases, which total to 35 cases, are regarded as dependant cases for verification. The result shows that if we used a fixed tropical cyclone system size, there were 31 cases can be announced almost two days earlier before the official JTWC warnings were issued. It reveals that the dynamic tropical cyclone system size could improve the prediction accuracy. Furthermore, the verification result of 24 independent cases during 2008-2009 shows that 18 cases could be predicted before JTWC. It could improve tropical cyclone prediction accuracy by considering the cluster size variation of tropical cyclone systems.

Keywords: Tropical cyclone, Heat energy, Relative vorticity, Typhoon formation

¹ Master, Department of Atmospheric Physics, National Central University,

² Professor, Center for Space and Remote Sensing Research, National Central University

Received Date: May. 25, 2013

Revised Date: Jul. 03, 2013

Accepted Date: Jul. 17, 2013

* Corresponding Author, Phone: 886-3-4227151 ext. 57620, E-mail: GRLiu@csrsr.ncu.edu.tw

利用衛星資料分析台灣東部外海黑潮與大氣之交互作用

方敏¹ 林依依^{2*} 隋中興³

摘要

台灣緊鄰黑潮，眾多天氣系統與黑潮相關，近年針對中高緯度暖流與大氣間交互作用研究眾多，然而目前對中低緯度暖流，特別是台灣東部外海黑潮(由經緯度(127°E,30°N), (132°E,30°N), (118°E,22°N), (123°E,22°N)四點組成之範圍)對大氣的影響程度了解甚少。本研究目的即為探討低緯度黑潮(KS)與大氣間交互作用，研究範圍定在台灣東部外海到琉球群島一帶，利用高解析衛星資料及觀測資料探討多項相關參數，包括海表面溫度、雲量、降雨率、蒸發率、水氣通量、風場輻合、垂直運動、熱通量等，分析季節性變化並搭配低緯度灣流(GS)比較討論。

季節分析結果顯示，KS區內冬季的黑潮藉可感熱通量和蒸發，對大氣影響為淺層加熱，然而受下沉氣流影響，垂直上升運動至750hPa；春季則透過海溫梯度(SST gradients)影響低層風場，風場和水氣在當地輻合，配合鋒面抬舉作用，產生對流以致降雨，垂直上升運動至400hPa；夏秋兩季對流發展強，分別達100hPa和150hPa，但是KS海溫梯度不顯著，主要為溫度夠高所致。較高緯度的GS則四季皆有顯著海溫梯度，冬季情形與KS類似，但無下沉氣流壓抑且和高緯運動相連，可達300hPa；春季蒸發減少 $1 \times 10^{-2} \text{Pa/s}$ ，垂直運動只至700hPa；夏秋也和KS同，對流顯著達150hPa和200hPa，不過海溫梯度使上升運動固定於此。整體來說，若海表面溫度梯度夠顯著，且大尺度大氣無不利條件，例如強烈下沉氣流等因素，KS在冬季和春季時藉海溫梯度對低層風場的調整，影響可達中高對流層。

關鍵詞：黑潮、海氣交互作用、海溫梯度、衛星資料

1. 緒論

眾多海流中，黑潮僅次於灣流為全球第二大洋流，和灣流同樣從低緯傳送大量熱源到中緯度地區，對於氣候有莫大影響，本篇文章即為探討黑潮與當地大氣之間的交互作用。回首過往對於海洋與大氣交互作用之文獻，大多著重在熱帶地區，好比聖嬰現象(Neelin *et al.* 1998)或是ITCZ(Intertropical convergence zone)北移等狀況(Philander *et al.* 1996; Xie 2004; Xie & Philander 1994)。隨著觀測資料的精進和模式的進步，對於海洋與大氣關聯的了解也日臻完善，甚至研究範圍跳出大尺度熱帶地區，開始往中高緯度地區發展。也因氣象衛星資料的啟用，更多較小尺度的現象能看得更加仔細、精確，

甚至將對過往研究翻盤。近十多年來針對赤道以外洋流的研究日益增多，包括以地理環境與台灣息息相關的黑潮(Xie *et al.* 2002; Xu *et al.* 2011)、北大西洋的灣流(Joyce *et al.* 2009; Kelly *et al.* 2010; Kuwano-Yoshida *et al.* 2010; Kwon *et al.* 2010; Minobe *et al.* 2008; Minobe *et al.* 2010)、巴西-馬爾維納斯洋流(Brazil - Malvinas Currents)(Tokinaga *et al.* 2005)、印度洋的阿古拉斯回流(Agulhas Return Current)(O'Neill *et al.* 2005)、西印度洋的阿拉伯海(Arabian Sea)(Vecchi *et al.* 2004)，這些地區都具備有海表面溫度梯度(海表面溫度在水平範圍內沿著某方向具有顯著變化)，可以藉由各樣機制來影響當地氣候甚至遙遠的氣候。搭配新興的設備和儀器，目前對赤道以外海洋與大氣之間的理解已更加

¹ 國立台灣大學大氣科學系 碩士

² 國立台灣大學大氣科學系 教授

*通訊作者, 電話: 02- 33663917, E-mail: iilin@as.ntu.edu.tw

收到日期:民國102年03月25日

修改日期:民國102年06月12日

接受日期:民國102年08月08日

深入，以下將特別針對灣流和黑潮的近期海氣交互作用研究做回顧分析。

大西洋西北側的灣流和太平洋西北側的黑潮，是為人所熟知的兩大西方邊界流，地理位置相當，同樣由南往北傳送高能量海水，與大氣之間都有著複雜的動力和熱力機制。然而，兩者之間仍有許多差異性存在，包括洋流本身的強度(流速、溫度梯度、熱含量等)、斜溫層的深度、海盆地形(Xie *et al.* 2002)，並且所處的位置也受不同天氣系統影響，像是季節性變化、年際震盪(Pacific Decadal Oscillation(PDO)、North Atlantic Oscillation(NAO))的問題也纏繞在海氣的研究間(Kelly *et al.*, 2010)。

近年來透過衛星資料證實了海表面溫度與風速的正相關後(Chelton *et al.* 2004)，灣流和黑潮的海溫梯度是如何影響大氣的議題也引起學者更多的注意。Nonaka & Xie(2003)用垂直混合作用連結黑潮及其向東延伸區域(Kuroshio Extension)與大氣之間的關聯；Nakamura *et al.* (2004)認為在中緯度噴流較弱的時期，氣旋路徑(storm track)的位置會受海溫影響，集中在黑潮延伸區域上方；Joyce *et al.* (2009)也發現冬季時氣旋路徑會隨著黑潮和灣流改變。

接下來的延伸議題是這些暖流是否會影響到高層大氣。根據早期研究指出，海洋對大氣的影響僅止於海洋邊界層(Marine atmosphere boundary layer, MABL)(Greenhut 1982; Taylor & Guymer 1983)，不過 Minobe *et al.* (2008)利用高解析資料、數學運算分析和壓力調整機制模式在灣流卻成功模擬出海溫梯度對氣壓、風場的影響。上述研究團隊發現海溫梯度的影響可以穿越邊界層到對流層頂，向上運動達 200hPa，且其運動會駐留在海溫梯度強的位置並搭配高層風場的輻散，大尺度西風噴流結構更有機會藉行星波而被影響。但是也有人質疑他們的分析是建立在年氣候平均的非絕熱加熱，恐怕會低估天氣尺度的影響，如氣旋路徑等(Kelly *et al.* 2010)，同時吾人也發現灣流範圍年平均造成的海氣交互作用並非皆由相同機制所致，不同季節在不同位置會產生不同效果，只是在年平均訊號看來會是一致的。隨後他們就用了相似處理方

式對不同季節作分析，再根據垂直上加熱方式分出兩種形式，冬季時在 Gulf Stream proper(介於 Cape Hatteras 和 Grand Bank 之間的灣流)的風場輻合強烈，與壓力調整過程一致，並加強蒸發作用增加降雨，透過在邊界層內很強的可感熱通量和低層大氣的潛熱釋放將此現象分為“shallow-heating mode”；夏季則在佛羅里達洋流(Florida Current)觀測到高雲分布及高閃電率，當地海溫所致的蒸發提供了一半的降水，另一半則由大尺度降水提供，跨越深對流門檻值的海溫和中層大氣的潛熱釋放造成深對流，相對於冬天現象歸類為“deep-heating mode”(Minobe *et al.* 2010)。

一開始對黑潮的研究較多在黑潮與親潮向東延伸區域(Kuroshio/Oyashio Extension)，這裡的溫度梯度變化大，常有氣旋活躍(storm-track activity)，在冬春季時在海溫暖側(冷側)有向上(向下)可感熱供應，具有相當大的熱量傳送。若將海溫梯度去除，並在模式中減去與海溫梯度相關的海洋斜壓調整後，氣旋在這裡的活躍度將大大減低(Taguchi *et al.* 2009)。同年刊登的研究也對黑潮延伸區域探討不同季節的變化，冬季時如同灣流情形，在暖側有壓力梯度調整作用，風場強輻合產生，雲頂突破中對流層；早夏則有垂直混合作用，此區一般會有南來溫暖的風增加穩定度，但在海溫梯度強的暖側卻沒有海霧生成，表示此區大氣受海溫梯度影響依然不穩定，同樣有風場輻合並伴隨雨帶，支持了向東延伸的梅雨帶(Tokinaga *et al.* 2009)。

較低緯的黑潮部分則以東中國海段較多分析。Xie *et al.* (2002)在研究東中國海海盆地形對海溫及氣候影響時，有注意到冬季時此區的風速、雲量在黑潮流經的暖側較多，並用模式模擬出台灣低壓來。此後，東中國海的黑潮在近兩年才開始有較多研究成果。Xu *et al.* (2011)針對春季時的研究顯示出在此海溫梯度能加強深對流，除了觀測資料分析，向東移動的氣旋在 WRF(Weather Research Forecasting)模式挪去海溫梯度的效應後，對流降雨的期間和強度會跟著減弱，放入海溫梯度則產生集中在黑潮上方且較強的降雨帶，當地提供的可感熱

和潛熱釋放為雨帶駐足的關鍵。Sasaki *et al.* (2012) 對六月梅雨季也有觀測資料和模式的分析，雖然在此季節大氣受大尺度天氣系統影響，梅雨是主要的降水來源，不過他們認為黑潮在此提供的蒸發和風場受壓力梯度調整效應更能加強降水，使雨帶集中。模擬實驗中，若將海溫梯度挪去，即便梅雨系統存在，雨帶將變為大範圍的降雨，強度也會減弱。

緊鄰黑潮的台灣，受黑潮引起暖濕的空氣造就了許多獨有特色，包括對台灣的文化特色、經濟產業等等。但是回首過往，大多研究著重在中高緯度的黑潮或黑潮向東延伸區域，近兩年雖然將研究範圍南移，開始對東中國海的黑潮有不同月份的分析，但是仍未以副熱帶、流經台灣東部的黑潮為主作各季節有系統的研究。

另外，台灣低壓的快速形成、北移，常造成日本嚴重災害，過去對台灣低壓的統計中，發現1962-1976年間發生在台灣附近海域(北緯20到30度，東經120到130)的位置，絕大多數就在黑潮流經範圍(Yu, 1980)。戴志輝(2008)對冬季台灣近海對流邊界層發展的模擬也提到，“冬季台灣的局部環流與天氣特徵，並非只是單純之氣流與地形間相關性問題，更應強調海洋對大氣調節的過程。”若能對此地區用更好的觀測資料深入研究或許對台灣低壓及天氣氣候系統的認識層面能更多更廣。

然而東亞四季變化強烈，若要找出黑潮的影響力何在，須分季節做更詳盡的分析。本文即針對黑潮對台灣東部延伸地區(由經緯度(127,30), (132,30), (118,22), (123,22)四點組成，如圖1(a)方框所示)的大氣影響，如降雨量、對流程度等作季節性分析，期盼使用高解析衛星資料能挖掘出黑潮影響力的不同面向，再加以統整，對低緯度黑潮海氣交互作用能有更多了解，以利往後能應用在更多不同氣象層面。經過過往相關文獻回顧後，以下第二章會先介紹取用的各項資料和研究方法，第三章討論季節性變化，第四章針對研究結果做總結和討論目前面臨的議題。

2. 資料來源與研究方法

2.1 資料簡介

2.1.1 海表面溫度 (1)： MODIS/Terra 4km NSST

美國國家航空及太空總署(NASA)於1999年12月與2002年5月所發射的Terra與Aqua衛星，為其地球觀測系統(EOS)計畫中的兩個衛星，這兩個衛星均攜帶有中解析度成像光譜儀(MODIS: Moderate Resolution Imaging Spectro Radiometer)，MODIS/Terra以及MODIS/Aqua衛星分別於2000年2月24日2002年6月24日開始搜集並傳送觀測資料。本文使用的第一組海表面溫度資料使用為搭載在Terra衛星上MODIS感應器的level-3(11和12 micron)夜間海表面溫度資料(NSST)，選用夜間的目的是為避免白天輻射對海表溫度造成干擾。品質控管選在等級一，因為此資料是為紅外線波段，會受雲層遮蔽干擾，經過測試以等級一(medium)的資料最為完整可信。

資料網格點為4km × 4km，解析度相當高。網站提供每日、八天平均、月平均、年平均等不同時間尺度，從2000年提供至今。本文選用月平均資料作季節性分析，八天平均資料做時序分析，精細的網格點能完整呈現小範圍內海溫的變化，並且在陸地邊緣仍有資料，較能配合本研究所需。

表 1 KS 和 GS 區域內，海表面溫度、雲內液態含水、降雨率、蒸發率、水氣通量輻合、水氣平流項、水氣輻合項、十米高風速之平均值、最大值、最小值與標準差；以及垂直向上運動 1×10^{-2} Pa/s 發展高度和最大風速

mean/max/min/SD	region	DJF	MAM	JJA	SON
SST ($^{\circ}\text{C}$)	KS	22.8/25.6/17.2/1.4	23.8/27.1/17.7/1.8	28.4/30.3/25.6/0.5	27.0/28.1/24.6/0.6
	GS	21.1/25.2/11.9/2.7	21.6/25.8/13.1/2.4	27.0/29.3/23.6/1.1	25.7/28.3/20.5/1.6
Cloud liquid water (mm)	KS	0.17/0.35/0.00/0.04	0.14/0.45/0.00/0.03	0.11/0.38/0.01/0.03	0.12/0.35/0.03/0.03
	GS	0.11/0.17/0.37/0.03	0.08/0.14/0.02/0.02	0.09/0.22/0.04/0.02	0.11/0.39/0.05/0.02
Rain rate (mm/day)	KS	5.12/36.80/0.00/2.66	5.74/15.20/0.00/2.26	6.26/25.10/0.00/2.21	5.42/35.60/0.00/2.62
	GS	5.08/10.78/0.15/1.27	4.66/7.72/0.00/1.30	5.79/20.94/0.00/1.59	5.68/17.25/1.04/1.64
Evaporation (mm/day)	KS	8.4/10.1/5.6/1.3	3.9/5.4/2.2/0.9	3.0/3.8/2.1/0.4	6.9/8.0/4.5/0.8
	GS	8.3/9.9/5.7/1.1	5.0/6.5/2.5/1.1	3.2/3.8/1.7/0.6	7.2/8.0/5.5/0.7
Moisture flux divergence ($10^{-6}\text{s}^{-1}\text{*g/kg}$)	KS	-29.6/80.3/-87.9/35.8	10.3/116.1/-54.9/34.8	15.3/93.4/-21.2/22.1	-2.1/104.8/-47.8/32.0
	GS	-17.0/20.9/-80.2/31.1	2.0/51.2/-52.8/28.0	12.5/46.1/-44.4/21.8	5.0/38.5/-41.6/21.0
Moisture advection term ($10^{-6}\text{s}^{-1}\text{*g/kg}$)	KS	-33.2/-14.3/-45.6/7.2	-6.2/1.7/-15.6/4.0	3.9/7.9/-5.4/2.5	-15.4/-5.0/-24.5/4.2
	GS	-19.9/-1.5/-36.6/10.5	-1.3/5.4/-12.4/5.8	9.1/12.9/4.7/2.2	-5.0/0.01/-10.2/3.2
Moisture convergence term ($10^{-6}\text{s}^{-1}\text{*g/kg}$)	KS	3.4/115.5/-63.0/34.9	16.5/119.3/-44.2/33.5	11.6/86.0/-22.8/21.3	13.6/120.0/-33.7/31.8
	GS	2.0/33.7/-48.8/23.8	2.9/48.2/-47.2/25.3	3.6/37.9/-55.6/21.8	9.6/41.3/-33.5/19.6
10-m wind speed (m/s)	KS	9.4/12.6/6.8/0.6	7.8/13.6/6.4/0.6	7.0/9.6/5.3/0.3	8.7/11.5/7.1/0.6
	GS	9.8/11.9/6.8/1.1	8.7/10.3/6.0/0.9	6.7/7.8/5.2/0.5	8.4/10.5/5.8/0.6
Vertical upward wind (hPa)/(10^{-2} Pa/s)	KS	750hPa/6	400hPa/5	100hPa/3	150hPa/4
	GS	300hPa/1	700hPa/1	150hPa/5	200hPa/2

2. 1. 2 降雨率(rain rate)和雲內液態水(cloud liquid water)

降雨率和雲內液態水此兩筆資料取自 AMSR-E, AMSR-E 是一種被動式微波輻射儀，酬載在 AQUA 衛星上，有 12 個頻道 6 種頻率，其頻率範圍從 6.9 到 89.0 GHz。自 2002 年 5 月 4 號升空後，資料從 2002 年 6 月 1 日啟用，至 2011 年 10 月 4 日停止運作。網站提供一天兩筆的資料及三天平均、周平均、月平均資料。涵蓋範圍包括全球海洋，共 1440×720 個網格點，解析度約 $25\text{km} \times 25\text{km}$ (~ 0.25 degree)。本文利用月平均資料做季節分析，周平均資料做時序分析。降雨率(Rain rate)為液態降水率(rate of liquid water precipitation)，不包含固態降水(雪、冰)，在近陸地 25 公里內缺乏

資料；雲內液態水(cloud liquid water)為大氣垂直層內全部的液態水含量，不包含冰、雪等固態水，在近陸地 25 公里內缺乏資料。

2. 1. 3 近海表風場資料：QuikScat 10-m wind

近海表風場資料取自 1999 年 6 月發射的 SeaWinds on QuikScat Ku-band(~ 14 GHz)微波段散射儀，屬於主動式遙測，已於 2009 年 11 月 23 日結束觀測。觀測表面粗糙度(wind stress)，提供近海面十米高度的風速和風向。測得風速介於 3~20 m/s 之間，精確度達 2 m/s；方向的精確度達 20 度，有雨時觀測會受干擾，本研究處理過程已將受雲或水氣干擾的資料濾除。網站提供一天兩筆的資料及三天平均、周平均、月平均資料。涵蓋範圍包括全

球海洋，共 1440×720 個網格點，解析度約 $25\text{km} \times 25\text{km}$ (~ 0.25 degree)。

2.1.4 熱通量資料：Gsstf.2b Latent heat flux/Sensible heat flux

Goddard Satellite-based Surface Turbulent Fluxes (GSSTF) 為 NASA 提供。利用 GSSTF2 bulk flux model 取得四種通量值，可感熱通量、潛熱通量、經向和緯向風應力，這些參數對於了解海氣交互作用是非常重要的。

計算公式如下：

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{Wind Stress} \\ \text{Sensible heat flux} \\ \text{Latent heat flux} \end{array} \right. \quad \begin{array}{l} \tau = \rho C_D u_*^2 \\ SHF = -\rho C_p u_* \theta_* \\ LHF = -\rho L_v u_* q_* \end{array}$$

衛星提供十米高風場、整層水氣和亮度溫度，再去推算出低層的水氣、大氣比濕等參數。但是只有這些資料是不夠算出通量，因此再從 NCEP(National Cholesterol Education Program) 資料中取出海表面溫度、海平面氣壓、兩米高度溫度、海表飽和比濕放入模式中運算取得。

本研究取用潛熱通量加入空氣密度、相變潛熱值運算，得到蒸發率以便和降雨率比較。目前本篇使用之解析度為 $1^\circ \times 1^\circ$ ，預計未來可使用 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 的海溫資料，以增進資料解析(Shie *et al.* 2009)。

2.1.5 大氣資料：EC-Advanced

由歐洲中期天氣預報中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)在世界氣候研究計劃(World Climate Research Program, WCRP)資助下發展並維持的熱帶海洋與全球大氣(Tropical Ocean and Global Atmospheric, TOGA)資料庫。資料的水平解析度 $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ ，垂直層數則依不同年份而有所差異，在 1999 年以前垂直層數為 15 層(包含 1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 10hPa)，2000 年至 2007 年 11 月 6 日前的垂直層數為 21 層(包含

1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1hPa)，2007 年 11 月 7 日後垂直層數為 25 層(包含 1000, 950, 925, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1hPa)，六小時一筆，變數包含三維運動場、溫度、溼度、地表溫度、地表氣壓、海表面溫度、海平面氣壓等。本研究使用三維運動場與輻散場觀察大氣流動和對流情形，並用水平風場及濕度，運算出水氣通量以界定水氣傳送過程。

3. 季節分析研究結果

由於台灣地區位居西北太平洋、東亞沿岸，氣候受東亞季風、西南季風、西北太平洋副高壓變化、五六月梅雨季和六到九月颱風季等影響，四季變化特徵明顯。若將時間尺度放在年平均討論黑潮對台灣東部外海到琉球群島一帶範圍之間的海氣交互影響時，勢必會將許多不同氣候特徵訊號互相抵消掉(例如不同的降雨型態、雲量、海表面溫度、風速和風向等)。為清楚顯現黑潮在此區對大氣的影響，本章節分析將從四季不同的海洋及大氣因子著手，研究區域設定在西北太平洋台灣東部外海到琉球群島一帶(黑潮流經區域低緯段)，並搭配西北大西洋佛羅里達洋流(灣流經區域低緯段)相互比較討論，以期完整呈現季節的特徵以及比較海氣交互作用的影響力或是受限因素。

3.1 海表面溫度

首先使用海表面溫度瞭解兩大洋流的本質，對大尺度有一定認識後，再聚焦研究範圍討論。由於研究區段黑潮緊鄰陸塊，且為降低白天太陽輻射干擾，本研究利用 MODIS Terra 衛星四公里解析夜間海表面溫度(NSST)，此資料為紅外線波段，鄰近陸塊仍有資料。如圖 1 所示為太平洋西北側及大西洋西北側四季海溫分布。西北太平洋在冬天(十二、一、二月，DJF)和春天(三、四、五月，MAM)海溫偏低，北緯 25 度左右海溫約落在攝氏 24 到 25 度區間；夏天(六、七、八月，JJA)和秋天(九、

十、十一月，SON)海溫偏高，北緯 25 度左右海溫約落在攝氏 28 度左右。從海溫分布圖可見，西北太平洋和大西洋的海表面溫度並非完全隨著緯度由南向北遞減，靠近西側陸棚區域皆有一條明顯的海表面溫度鋒面(SST front)，流經此區的表面海水溫度較高，與同緯度海表溫度比較，可高出數度，在太平洋的即為黑潮，在大西洋的即為灣流。北緯 30 度以南的黑潮也就是本篇特別著重的範圍。

太平洋的黑潮在冬天和春天較為顯著，夏秋兩季的海溫在緯度 30 度以南幾乎皆可達 28 度以上，普遍高溫，較看不出黑潮的位置；但是冬春兩季的黑潮明顯，台灣東側海域(東經 123 度；北緯 23 到 25 度)的溫度相較同緯度可高出 2 到 3 度；日本四國以南海域(東經 132 度；北緯 30 到 35 度)相較同緯度的溫度可高出 4 到 5 度。而灣流四季皆顯著，相較同緯度幾乎都有 4 到 5 度的相對高值，並且鋒面往北延伸範圍可達北緯 38 度左右(黑潮明顯的 SST front 到日本南部(北緯 35 度左右)就轉向了)。

進一步跨越緯度分析，在流經台灣東側的黑潮以及較低緯的灣流各取相等大小的平行四邊形(kuroshio south：由經緯度(127°E,30°N), (132°E,30°N), (118°E,22°N), (123°E,22°N)四點組成，如圖 1(a)方框所示，以下簡稱 KS)以及 Gulf stream south：由經緯度(287°E,38°N), (292°E,38°N), (278°E,30°N), (283°E,30°N)四點組成，如圖 1(b)方框所示，以下簡稱 GS)，方框內的海溫值取平均、最大值、最小值及標準差做比較，如圖 2 所示：兩區域四季的海表面溫度平均值都在 21 度以上，KS 內的平均溫度約高於 GS 約 1.5 度，春天差異較大，高 2.2 度，兩區域的最高和最低溫也差距甚大。然而，GS 和 KS 的最高值相當，除了春天差異還是稍大外，秋天甚至高出 KS 0.13 度，並且 GS 的最低溫除了夏季都較 KS 低出 4 度以上。表示兩區域的海溫梯度都相當高，不過灣流的高溫軸細長，海表面溫度梯度較大。

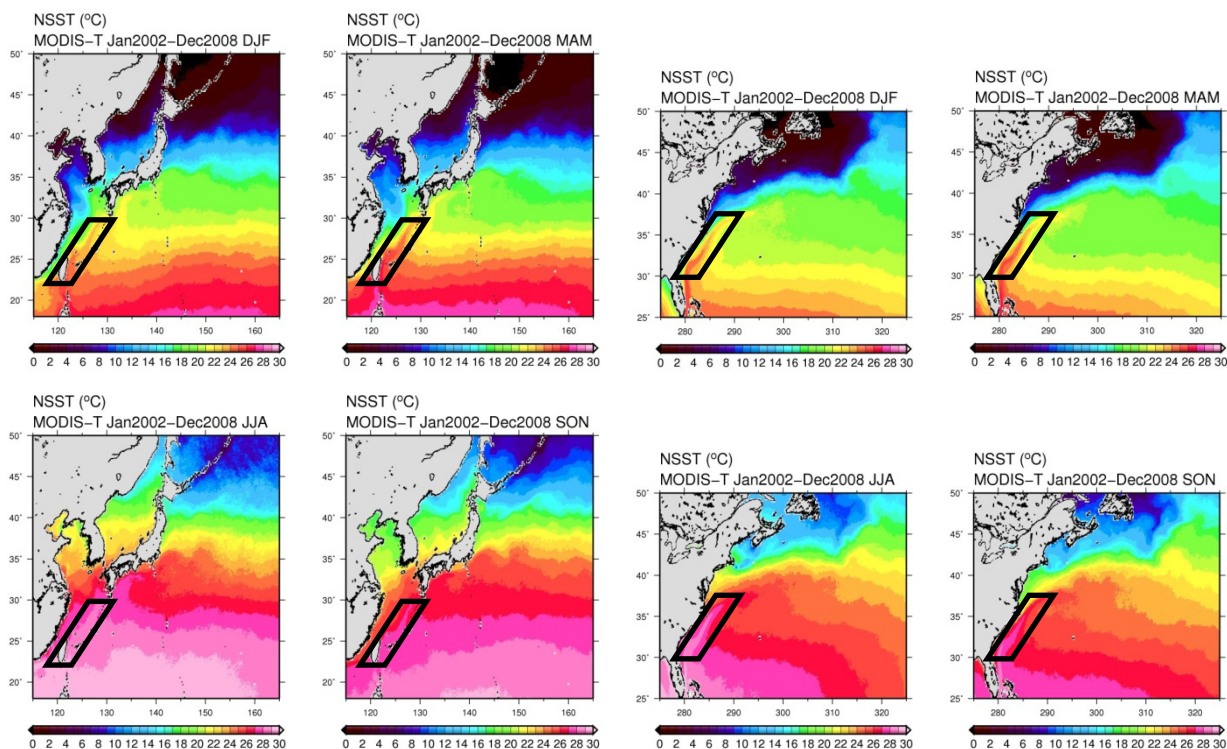


圖 1 MODIS/Terra 4km 解析 NSST(°C)，2002 年 1 月到 2008 年 12 月(a)西北太平洋和(b)西北大西洋季節平均場

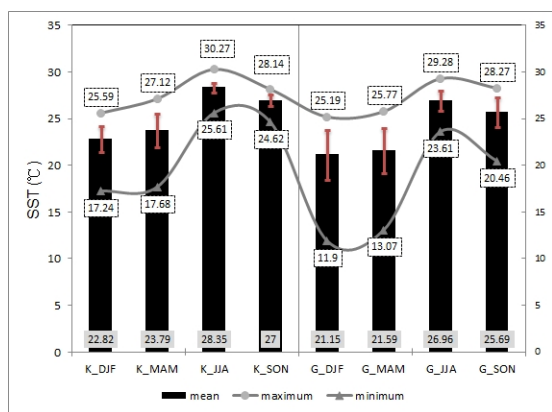


圖 2 黑潮南(KS)(左)和灣流南(GS)(右)區域內(如圖 1 平行四邊形內所示)海表面溫度季節區域平均(黑色長條圖)、海表面溫度季節區域最大值(圓形)、最小值(菱形)、標準差(紅線)。平均值縱座標位於左方；極值縱座標位於右方

3.2 海溫鋒面與降雨關係

圖 3 同樣是利用 MODIS Terra 衛星的 4km 解析夜間海表溫度，雲量和降雨資料則用微波段的 AMSR-E 的雲內液態含水量(cloud liquid water)及降雨率(rain rate)所製成的時間序列圖。在這裡為求時間上較細微的變化，使用的時間解析是海表溫度八天平均和 AMSR-E 七天平均資料。縱座標的時間範圍從 AMSR-E 有資料的 2002 年 6 月開始，到 2008 年 12 月止，橫坐標為經度值，繪製的是北緯 24 到 25 度的緯向平均。暖季時(六月至十一月)的溫度在經向上變化不大，約莫落在 28 度以上，但是在冷季時(十二月至五月)的經向變化就很顯著了，在東經 128 度以東的海溫就落在 22 度以下，但是以西可以上升到 25 度左右，隨著經度改變一度，海表面溫度也改變一度的變化值可以反映到同時期雲內液態水及雨量訊號上。

在冷季時有顯著的液態雲分布，以 2002 年 12 月到 2003 年 5 月為例，此時的海表溫度都在 28 度以下，以東經 128 度為界，向西的溫度經向變化大，從 22 度增加到 25 度，對應到雲的液態水含量在 0.08mm 之上，越靠近台灣訊號也越強，而降水部分也大都集中在這個範圍，落在 5mm/day 左右，並且降雨的時間點連續；東經 128 度以東則是完全

不同的情形，128-134 度之間的溫度低，變化不大，伴隨的雲量低，降雨也少。在暖季時則經向溫度梯度極小，普遍高溫，溫度主要隨時節變化，所對應的雲量和降雨少，且經向變化微弱。暖季在東經 128 以西偶有大於 0.16mm 的雲液態水和大於 30 mm/day 的降雨率，事實上是常常無雲無雨狀態，此不連續且強降雨的狀態可能為西南氣流或颱風雨所致。上述的情形在其他年份也常可見到，可見在冷季時，黑潮帶來的海溫梯度變化和當地降水訊號在時序變化上有著密切相關性。以下將繼續介紹降水相關訊息。

3.3 雲量、降雨和蒸發

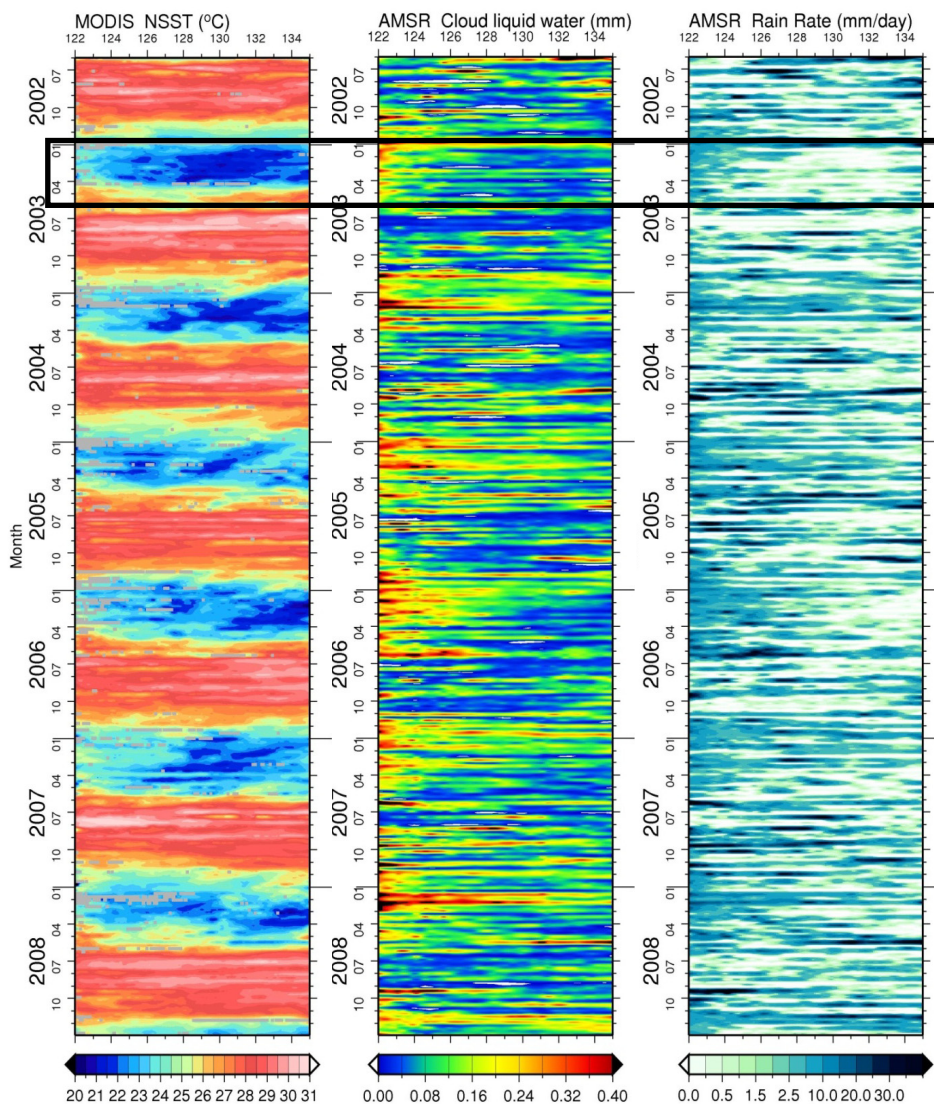
太平洋和大西洋地區高雲量(大於 0.1mm)大致沿暖流經位置分布，如圖 4(a)所示。大西洋區域的雲量在冷季時主要集中在高緯區域(北緯 35 到 40 度)，以冬季最多，超過 0.18mm；暖季時往低緯分布(GS 區域)，夏季超過 0.1mm 的區域最少。西北太平洋區域則普遍雲量多，黑潮流經的區域皆有大於 0.1mm 的雲量，然而在 KS 區域內尤甚，KN 區域(東經 145 度，北緯 34 度，以下稱為黑潮北，Kuroshio North, KN)次之，如圖 5(a)所分析，冬季和秋季平均雲量達 0.17mm 和 0.14mm，最大值甚至超過 0.35mm 及 0.45mm，出現在台灣東側外海，此多雲的狀況與 GS 迥異。

降雨分布位置與雲內液態水分布相近，如圖 4(b)，唯獨太平洋冬季狀況較不同。西北太平洋區域內，冬季的降雨普遍較其他季節來的小，少部分區域達 5mm/day 的量值，並且在 KS 區域內平均起來是四季中最小的，但是降雨率的最大值卻同時出現在此季(圖 5(b))，特別在台灣東部有一長條 9mm/day 的高降雨分布；其他三季時的降雨分布則較均勻，春季沿著琉球群島有較強超過 8mm/day 的訊號，黑潮流經範圍與量皆相當高；夏季和秋季在 KS 區內平均值為 5.4 到 6.3mm/day，秋季也在 KS 和 KN 有高降雨量。大西洋的降雨如同 Minobe et al. (2010)的季節分析，冬季多分布在北緯 38 度的 Gulf stream proper，7-8mm/day；夏季集中在北緯 33 度的佛羅里達洋流，8-9mm/day；春季、秋

季則分別與冬季、夏季分布相似。GS 內的平均降雨率及最大值除了秋季約莫都小於 KS 區域 0.5mm/day。

從蒸發的角度來看，若某地區的蒸發夠強，表示當地海水和底層空氣的濕度或風速差異夠大，使水份能透過蒸發從海洋帶入大氣，並釋放出潛熱加熱大氣。圖 4(c)是由 GSSTF.2b 提供的潛熱通量 (latent heat flux)，透過參數換算後得到的蒸發量，資料本身解析為 1° x 1°。除了在東亞夏季較不明顯外，蒸發率的相對高值隨著暖流分布，冬春兩季與同緯度蒸發量差異特別大，而強度在兩大洋都以冬季和秋季的蒸發最強，春天次之，夏季最弱(圖 5(c))，在 KS 區的冬秋春夏平均值分別為 8.36、

6.90、3.85、3.00 mm/day，與降雨率的差值分別為 3.24、2.42、-1.89、-3.26mm/day；在 GS 區域的平均值分別為 8.31、7.20、5.03、3.15mm/day，與降雨率的差值分別為 3.32、1.52、-0.37、-2.64mm/day。兩區域皆以冬秋兩季蒸發大於降雨，春夏兩季蒸發小於降雨，同於 Minobe *et al.* (2010)對西北大西洋區域的研究結果。但是 KS 在春夏的蒸發、降雨較 GS 為懸殊，冬季相近。表示兩區域在季節性蒸發變化上還是有所不同，不過在冬季時都因暖流的流經，提供大氣相當充裕的水氣，至於其他季水氣供應是否為蒸發，爾或蒸發的來源到底是海氣濕度差異或是風速所致還有待其他參數分析後商榷。



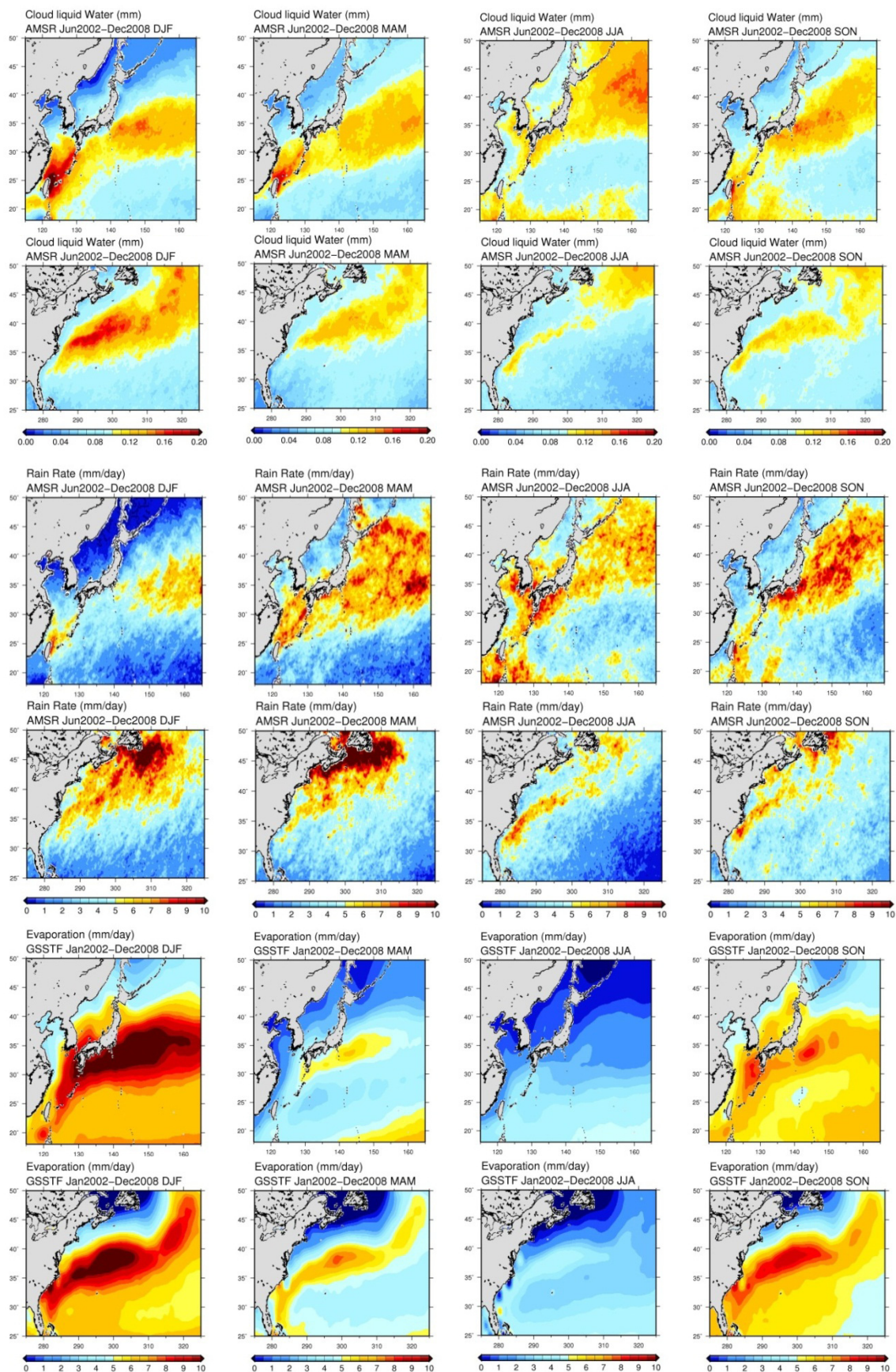


圖 4 (a)AMSR-E 雲內液態含水(mm) (b) AMSR-E 降雨率 (mm/day) (c) GSSTF.2b 蒸發率 (mm/day)·2002 年 1 月到 2008 年 12 月季節平均場(上排為西北太平洋，下排為西北大西洋，由左至右依序為冬春夏秋)

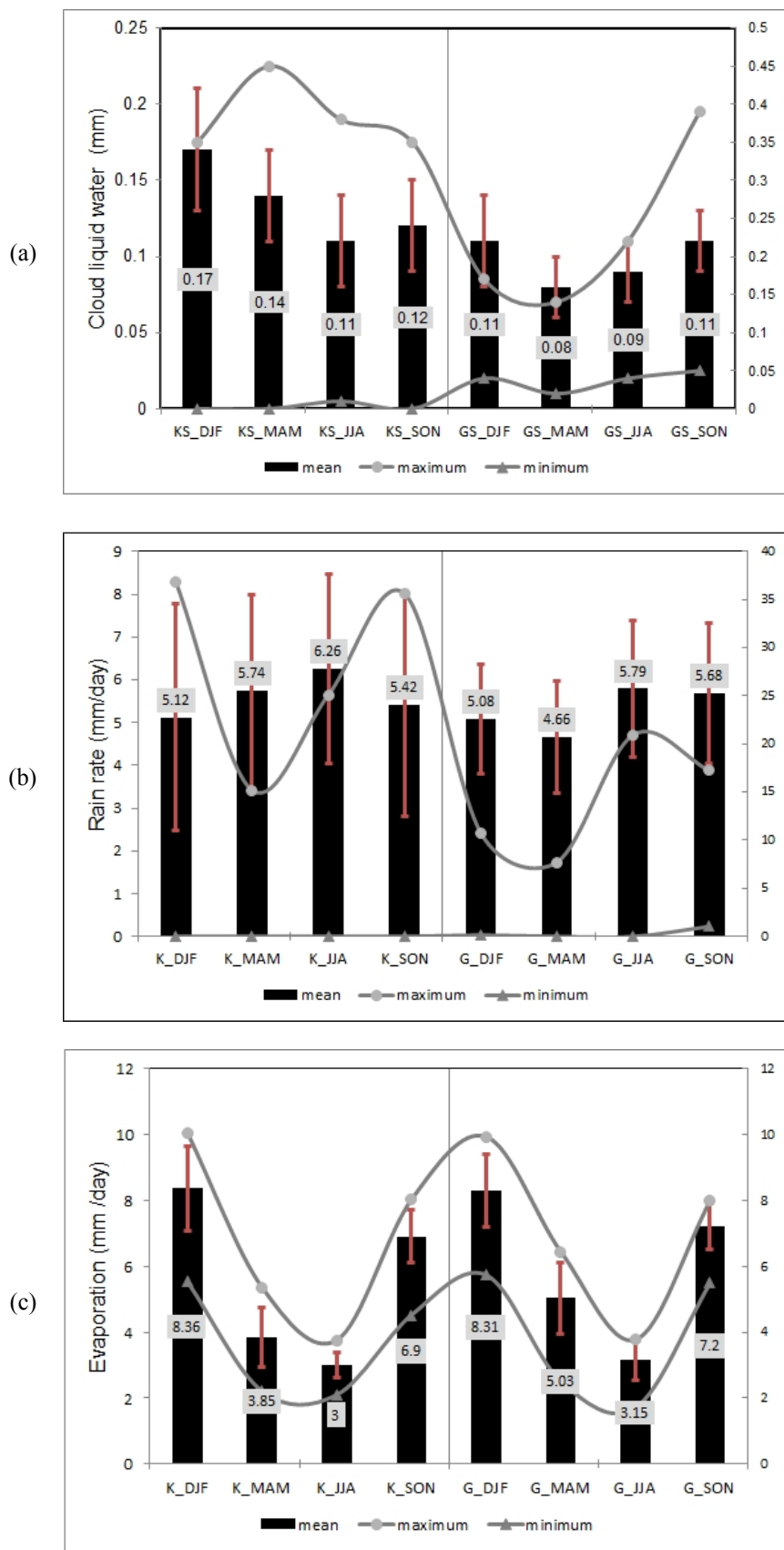


圖 5 如圖 2，(a)雲內液態含水(mm) (b)降雨率(mm/day) (c)蒸發率(mm/day)

3.4 風場分析

Minobe *et al.* (2008)在研究灣流對氣候的影響時，利用 Lindzen & Nigam(1987)所提出的壓力梯度調整(pressure adjustment mechanism)去解釋海溫是如何改變低層大氣再進而影響到整個大氣層的，關鍵就在於底層的壓力變化和風場變化。海表層溫度會影響邊界層的氣溫，使低層壓力變化有了梯度進而驅動風場，風會在相對暖區產生輻合，冷區輻散。另外 Chelton *et al.* (2004)利用衛星遙測資料去檢視具有 SST 梯度洋面上的特徵時，引用 Wallace *et al.* (1989)提出的垂直混合(vertical mixing mechanism)，他認為上述 Lindzen and Nigam 所用的海表面溫度梯度、海表面壓力梯度和風速彼此之間並非完全的線性相關，邊界層的動力機制才是關鍵。海洋表面因摩擦力使低層風速很小，高層風速大，在冷洋面上的風速垂直分層明顯；而在高海溫洋面上的近地層空氣不穩定，加強了垂直混合作用，使低層風速增加。所以在暖海面上風速大，冷海面上風速小，當風從冷海溫吹向暖海溫時，跨過等溫線的風會有輻散現象。眾多海氣調整的機制都與風場變化息息相關，所以接下來再用風場資料來檢視 KS 和 GS 的情形。

用 EC advanced 大氣資料繪出的 GS 區的

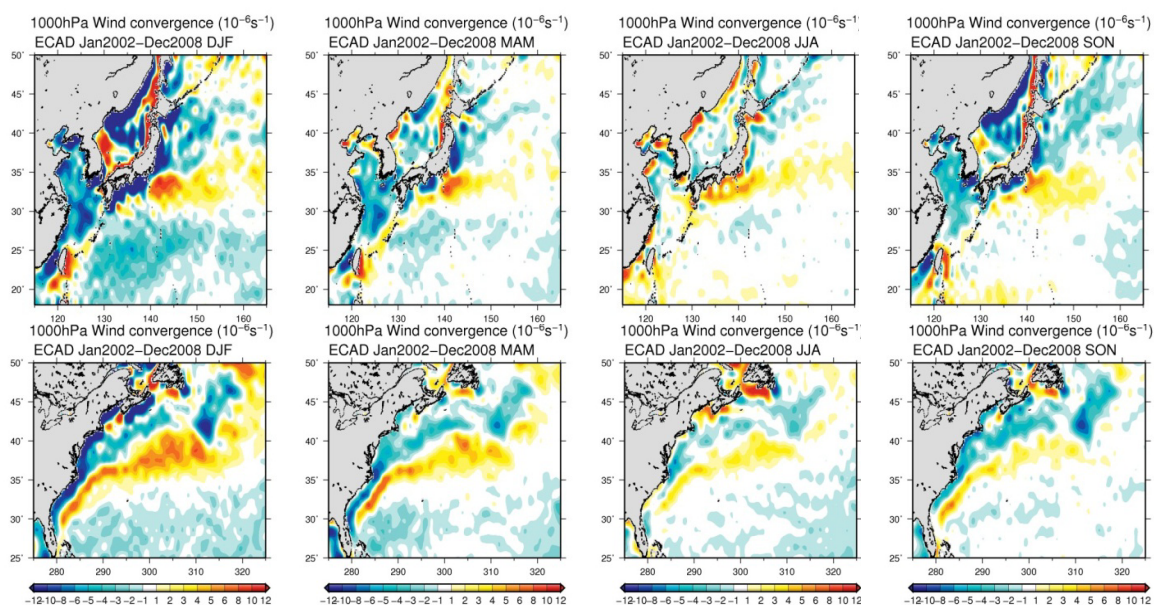


圖 6 EC advanced 1000hPa 風場輻合 ($10^{-6}s^{-1}$), 2002 年 1 月到 2008 年 12 月西北太平洋(上)和西北大西洋(下)季節平均場，由左至右為冬春夏秋

1000hPa 風場輻合，圖 6 中大西洋以灣流為界，在海溫暖區輻合，冷區輻散，又以冬天最為強烈；在東亞狀況相異，整體以春天的輻合較顯著，為帶狀分布，暖區輻合、冷區輻散，輻合量值約莫 $3 \times 10^{-6}s^{-1}$ ，冬季在台灣東部也相當強，可高到 $10 \times 10^{-6}s^{-1}$ ，其他三季的輻合則相當微弱，極值落在台灣東部和日本東南部(KN)，不似灣流的輻合值在四季皆為帶狀連續分布。

3.5 水氣收支分析

降水不僅僅從當地蒸發貢獻，其他還有水氣的平流和輻合等項提供，Trenberth & Guillemot (1998)分析大氣中水氣的循環時提到，一地的降水來源有三：大氣原有的水氣、經由風帶到某地區水氣平流所產生的輻合、從表面蒸發帶到大氣的水氣，然而在長時間尺度下，第一項的作用已不顯著，主要的作用為蒸發和水氣通量。圖 7 為利用 EC advanced 比濕(Specific humidity mixing ratio)和風場資料換算得來的西北太平洋和西北大西洋的低層水氣傳送，分別是 1000hPa 水氣平流項($-v\nabla q$)和水氣輻合項($-q\nabla v$)。

水氣平流項和水氣輻合項相加即為水氣通量輻合項，其值分布大致與水氣輻合項相當(圖中未顯示)，部分地區有超過 10^4 的數量級，水氣平流項相較之下來的很小，主要在正負 $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}(\text{g/kg})$ 之間。大西洋的水氣通量輻合相當高，主要由水氣輻合項貢獻，並且沿著暖流分布，冷季和暖季各有不同極值坐落，冷季時 Gulf stream proper 的水氣通量輻合達 $40 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}(\text{g/kg})$ ；暖季則較集中在 GS 區域，有到 $60 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}(\text{g/kg})$ 。而在 GS 地區在平流項部分以夏天較高，平均 $+9.07 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}(\text{g/kg})$ ，由隨著西南氣流南向北傳送水氣；冬季反向，平均 $-19.94 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}(\text{g/kg})$ ，西北風將水氣往外帶走；春季亦如是，在高緯經由大西洋西風帶將水氣往東方送，與 Minobe *et al.* (2010) 季節性分析結果相同，使灣流向東延伸區域在冷季雖然蒸發量不特別大，但仍有充足降水分布；秋天則由北風吹送，平流項平均同為負值，但較小， $-5.04 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}(\text{g/kg})$ 。

然而在太平洋區域，只有春季的水氣正通量輻合沿黑潮範圍分布，在琉球群島有 $+30 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}(\text{g/kg})$ ，其他三季在琉球群島多為負值，不過在台灣東部鄰近陸塊區域都有很強的正通量輻合(冷季時超過 $90 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}(\text{g/kg})$)，也以輻合項場做主要供應，四季都在 KS 和 KN 區域有較大的輻合，但在春秋兩季的帶狀分佈較明顯(但是離黑潮海面溫度梯度較強的位置有向東偏離的現象，可能與此資料為 1.125° 解析有關)；KS 內平流項同樣只在夏天顯著，由南向北送上 $10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}(\text{g/kg})$ ；不過在冬季時，東北季風帶來的水氣較乾，有較強的負值影響(平均約 -33.2×10^{-6} ，最低值到 -45.6×10^{-6} ，為兩區域四季最低)；春秋在 KS 同為負值，約 $-10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}(\text{g/kg})$ 。

由兩區域的水氣收支分析可知，KS 和 GS 只有在夏季時水氣平流項為正，由大尺度西南氣流供應水氣，而其他三季水氣皆向外平流，其中以冬天向外量值較高，在此區水氣充足。輻合情況在西北太平洋區域較為混亂，很強的輻合、輻散值同時存在，不過在 KS 內仍為輻合居多，以春季供應較甚。

3.6 垂直運動

接下來看到緯向上的垂直速度剖面。以東亞區域輻合較強的兩個區域 KS、KN，以及近似 Minobe *et al.*(2010)探討灣流對大氣影響季節性的變化時分析的兩個區域(Gulf Stream proper、佛羅里達洋流(近似 GS))，作緯向上的垂直速度剖面，經向平均範圍標於如圖 8 敘述中。

Gulf Stream proper 在四季皆有上升運動駐點，都有到 200hPa 左右，以冬天上升運動最強，650hPa 以下達 $4 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ ，到 200hPa 仍有 $2 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ 的風速，有高層往北偏情形；春季情況似冬季，但程度約弱 $1 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ ；夏天風速也相當強，高風速核心($3 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$)出現在中大氣層，400hPa 到 700hPa 之間；秋季較弱只到 $1 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ ，但仍是整層的運動。

在佛羅里達洋流(GS)四季差異較大，冬天的 $1 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ 風速到 650hPa，但是與緯度較高的高層垂直運動相連，中層大氣仍有微弱向上對流；春季達 700hPa，為四季最弱；夏天的高風速核心在中層，可達 $5 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ ，發展最強；秋季發展仍高，到 200 hPa，但是上升運動微弱，幾乎皆在 $2 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ 以下。

在 KN 區域的向上運動也發展到高層，特別是冬季的垂直運動強烈，高於每秒 $9 \times 10^{-2} \text{ Pa}$ ，為 Gulf Stream proper 的 2 倍多，同有到高層北傾的現象，但是高低層向上運動並不完全連續；春季情形也似冬季，但程度較弱，最高值為 $4 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ ；夏季整區皆為上升，與 Gulf Stream proper 相似；秋季也幾乎為整區上升，程度又較夏季強，可到 4 到 $5 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ 。

本文所關心的 KS 區垂直運動則較受侷限，冬季發展不超過 700hPa，主要在北緯 22 到 25 度之間，不過有 $6 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ 的上升運動，大環境為下沉氣流；在其他三季仍發展到 400hPa 以上，但是狀況迥異；春季 $2 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ 的運動到 700hPa 以上，另外再北傾升到 400hPa，最高風速達 $5 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ ；夏秋兩季的高風速分布較低緯，且普遍向上，夏季運動又較秋季強，且主要在高層分布，由

北緯 22 度向低緯發展，與其他三季不同；秋季也向南偏，達 400hPa，但 $2 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ 的量值只到

450hPa。上述四季垂直運動的相異，表示在 KS 不同季節各有不同的垂直運動發展因素。

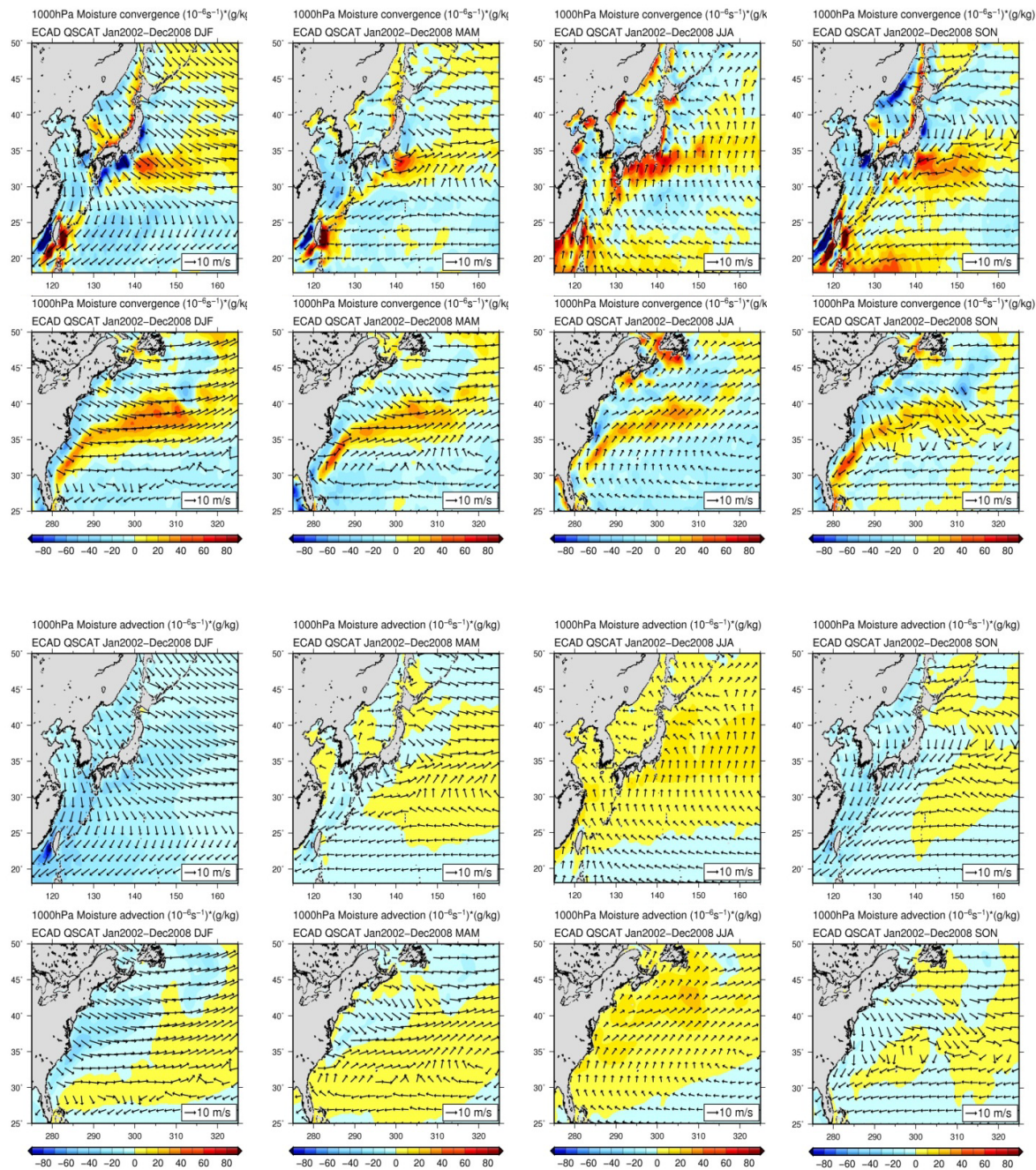


圖 7 advanced 1000hPa(a)水氣輻合項 (10^{-6} s^{-1})(g/kg); (b) 水氣平流項 (10^{-6} s^{-1})(g/kg) (shaded)和 QSCAT 十米高度風場(vector)，2002 年 1 月到 2008 年 12 月西北太平洋(上)和西北大西洋(下)季節平均場，由左至右為冬春夏秋

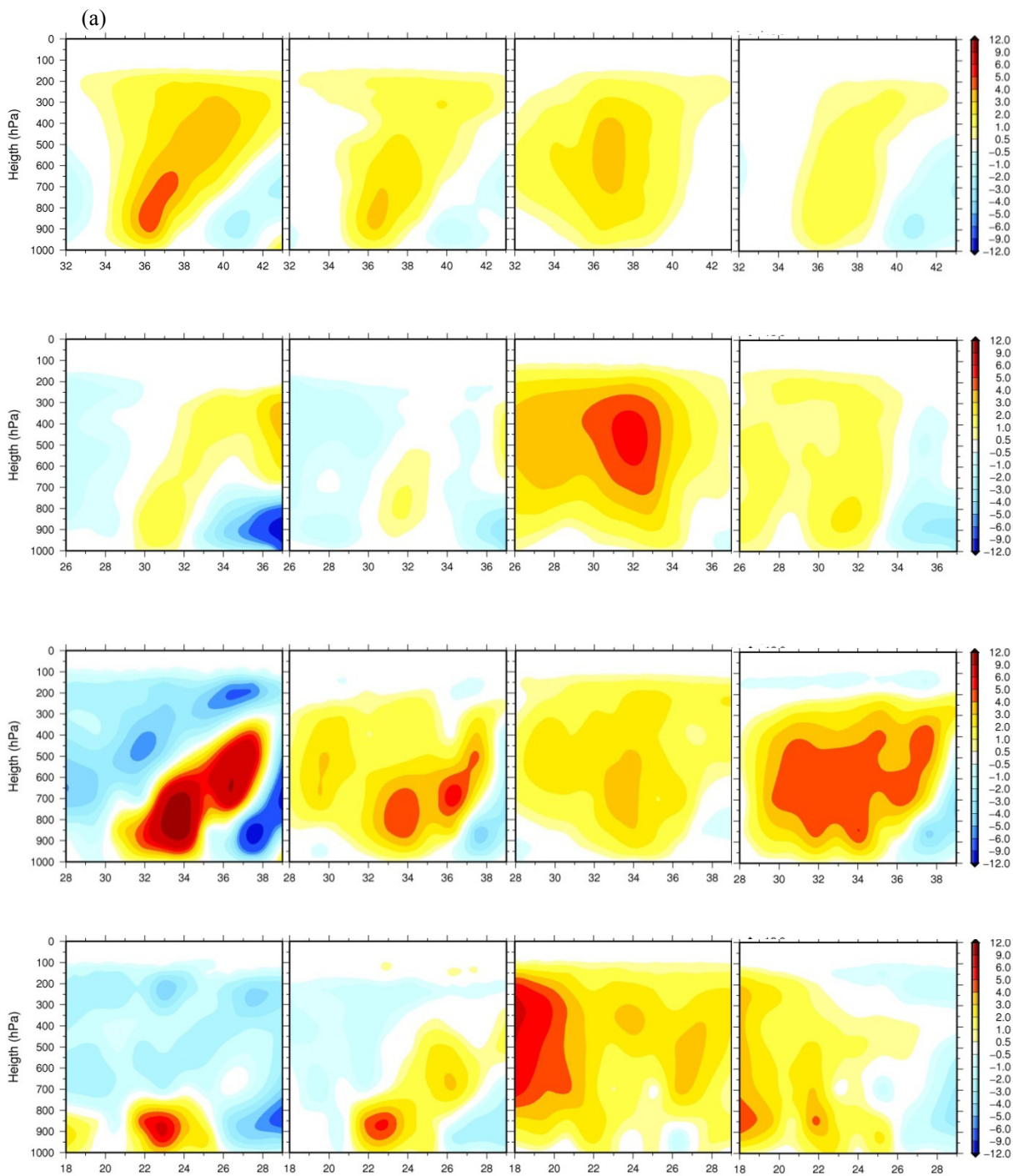


圖 8 advanced 垂直上升運動剖面(10^{-2} Pa/s), 由左至右為冬、春、夏、秋。(a) Gulf stream proper, 西經 70-60° 平均 (b) Florida current(~GS), 西經 80-75° 平均。(c)黑潮北(~KN), 東經 144-145° 平均。(d) 黑潮南(~KS), 東經 123-124° 平均

3.7 KS 和 GS 區域的季節性分析(冷季)

KS 區以冷季(春天和冬天)時的海表面溫度梯度較顯著, 在雨量和雲量上都有特殊表現, 但是極值分布不同。在台灣東北部外海雲量都相當高, 又

以冬季高於春季, 然而反映在降水方面是春季高於冬季, 並且冬季降水集中在台灣東北部外海。綜合本章分析結果而言, 冬季水氣平流為負值, 寒冷的東北風帶來強勁風速卻未帶來水氣, 而碰上黑潮這樣暖濕的洋面後, 強烈的溫差和濕度差產生向上的

可感熱通量以及潛熱蒸發，其中蒸發除了受到溫差和濕度差影響，也受到海溫引起的強風速作用，但是受到大環境下沉運動的壓抑，向上運動雖以黑潮位置為核心，卻侷限在中低對流層，並且產生高雲量卻未能有效降水。依 Minobe *et al.* (2010) 的分類，為冬季以可感熱在低層主導的 shallow-heating mode。需注意的是，冬季 KS 的強降水(>8mm/day) 集中在台灣東北角，與蒸發較強的位置不同，此區的高降水率應與風向和山脈走勢帶來的迎風面降水相關(Xu *et al.* 2011)。

KS 春季則蒸發較他季弱，但是風場輻合和水氣場輻合較強，並且在對應黑潮的位置上有強風速帶及雨帶產生，表示此區洋面對大氣的影響為正向(Xie 2004)。在此季節的向上風速位置與同冬季相同，不過卻有突破到中對流層以上，特別的是在高層有北傾現象，可能與東北風抬舉作用相關，由西伯利亞高原由高緯傳送而來的冷氣團碰上南來溫暖的空氣，暖濕空氣沿著鋒面爬坡抬舉。可以推論，入春後的大氣較冬季溫暖，蒸發不夠強烈，但是顯著的海溫梯度仍使風場產生變化，風速的增強和輻合捲入周遭水氣，使此區仍產生集中雨帶，並且搭配高層的輻散和鋒面的抬升使對流到達中高層。Xu *et al.* (2011) 透過不同種類降雨的分析，顯示這裡在此區此季有對流型降水和閃電，以及使用 WRF(Weather Research and Forecasting) 模擬出黑潮的效力，並且該研究認為產生此現象機制為壓力梯度調整機制 (pressure adjustment mechanism)，模擬中挪去海溫梯度後，雨帶將不會在這裡集中，以此展現春季的黑潮仍對大氣具有相當影響力，且會造成深對流。

GS 區則不受地形影響，冬季時雖同有來自陸地的乾冷平流，強風速和海氣溫差引起高蒸發量，但是冬季降雨分布均勻，量與 KS 大範圍相當，無在某處有特強的降水。在此季 GS 的海表面溫度梯度較大，低層風場輻合也相當強，且無大環境下沉運動的壓抑下，支持此區向上運動的發展，不過程度不如 KS 強，可發展到高層應與北邊系統的上升運動有關。

春季的 GS 狀況與其冬季相當類似，同樣具有

高海表溫度梯度、低層風場輻合相當強，使水氣輻合進來，不同的是，此時漸有南來水氣帶入，但風速稍弱些與海氣溫差較小，使蒸發量不大(仍較春季 KS 強)，以致降雨量較冬季小，同時垂直運動也較冬季弱一些。

3.8 KS 和 GS 區域的季節性分析(暖季)

KS 夏季和秋季雖然海溫梯度較微弱，但因溫度都超過 27 度，在暖季的對流仍然旺盛，向上垂直運動在此區都衝到高對流層(300hPa 以上)，不過位置卻與黑潮較無完全對應。若從時序分析來看，這兩季的降水並非連續，以夏季來說，水氣的供應主要以水平傳送項為主，是大尺度系統供應。雖然 Sasaki *et al.* (2012) 針對六月梅雨季在東中國海的分析及模擬，表示黑潮對該區早夏(六月)的降水也透過壓力調整機制提供，但是由蒸發項來看其實是很小的，只佔降雨率一半，水氣輻合也並不顯著，此季盛行暖濕的西南氣流，恐怕主要的雨量仍來自大環流的水氣供應(西南氣流、梅雨)，如同 deep-heating mode。

KS 秋季雖然在蒸發率和水氣輻合都堪稱明顯，但是並未搭配顯著底層風場輻合，目前只能說是海溫達深對流門檻值(Graham & Barnett 1987; Waliser *et al.* 1993)，風速強致使蒸發強烈，並且大環境無不利對流發展，使秋季同樣也產生深對流，位置較偏南，與海溫梯度的調整較無直接無關。

GS 在暖季的海表面溫度大平均也超過 26 度左右，夏季也盛行西南風，平流大量水氣進入此區，對流旺盛使雨量相當高，位置同於高溫區，垂直運動在中層強烈並發展到對流層頂，正如 Minobe *et al.* (2010) 對 Florida current 的分析，此區為 deep-heating mode，和 KS 的夏季相似，但是較顯著的海溫梯度使強垂直運動對應在暖流上方。

而 GS 秋季吹東北風，雖無水氣平流入此區，但是仰賴較夏季高的風速，仍提供充足蒸發量，在此雲量和雨量也不小。和 KS 不同的是，GS 夏季和秋季具有海溫梯度，在暖季時仍有造成底層風場的輻合，或許是上述原因，如 GS 夏季般協助了垂

直向上運動固定在此，不像 KS 暖季和冷季的垂直運動位置有挪動。

整體而言，GS 受大尺度系統影響較小，且四季皆具有海表面溫度梯度，在此的海氣交互作用較為一致；KS 則需要考量多項因素，受到大尺度限制或影響也較多，四季各有不同情況。至於邊界層內受海溫影響而產生的機制疑慮會在下一章節後半段一併討論。

4. 結論及未來展望

4.1 結論

奠基於過往海氣交互作用機制在理論上的建立，與高時空解析資料和模式模擬的運用，洋流，特別在具有海溫梯度特徵的洋流與大氣之間的交互作用為近年來熱門議題。國內外學者爭相研究的範圍也逐漸從熱帶移向中高緯度區域，再往中低緯度副熱帶等區域發展，而台灣即位於副熱帶區域，並且緊鄰的黑潮與台灣文化、經濟等發展息息相關。然而，在本區的海氣交互作用目前尚缺乏統整，透過近十多年來的精良氣象衛星資料，我們已具備氣候觀測的良好工具。本研究的目的即為使用多重氣象衛星和觀測資料去分析台灣東側周遭海域的海氣交互作用，了解此區的季節性變化以及年際變化，並與全球第一大洋流—灣流的低緯段作比較，在太平洋和大西洋洋流暖流流經的較低緯處各取一範圍做評比，整合過去至現今的研究結果，以期提供低緯段黑潮良好的背景知識。

目前對於 KS 和 GS 內季節變化海氣交互作用研究所需的各項參數分析如表 1 所示，分項為以下幾點：

1. 海表面溫度：KS 平均值、最大值海溫較 GS 高 1 到 2 度；GS 最小值較 KS 小 2 到 6 度，高低溫差大。KS 溫度較高，GS 梯度較強。
2. 雲內液態水：KS 在全年雲量都較 GS 多，冷季尤甚。
3. 降雨率：KS 平均稍高於 GS，最大值高出 GS 一到三倍。
4. 蒸發率：GS 約莫等於 KS，在春季時 GS 稍高於 KS。
5. 平均蒸發率減平均降雨率：兩者在冬季較高，約 3.2mm/day，蒸發大於降水；夏季為負值，蒸發小於降水；他季則在正負 1 到 2 之間，以 GS 蒸發減降水較強。
6. 水氣通量輻合：冬季為負值，向外傳送；他季為正值，向內傳送。以 KS 區內量值較強。
7. 水氣平流項：冷季為負值，冬季 KS 遠低於 GS；夏季為正值，GS 高於 KS。
8. 水氣輻合項：四季皆以 KS 較強，春季尤甚。
9. 近地表風速：平均值皆以冬季最強，GS 高於 KS。另外 KS 的最大最小值差異較大，春季尤甚。
10. 垂直向上運動：冷季以 KS 發展高度和最高值強於 GS；夏季相近，但 KS 的發展核心不在黑潮上；秋季以 GS 發展較高，KS 風速較強。

綜合以上幾點和過往文獻可得知：由於春季黑潮低緯段海溫梯度最大，伴隨強風速梯度並產生低層輻合，將周遭水氣帶入以致降雨，向上對流發展最強，並強於灣流低緯段，與 Xu et al. (2011) 在春季東中國海發現的深對流現象相似；冬季則海氣溫差大，並也有海溫梯度存在，即使東北風帶入乾冷平流，但海氣交互作用產生強風速帶，且黑潮的存在給予足夠水氣，蒸發量夠高以致降雨，但是向上運動發展受限，歸類為 shallow-heating mode，同於 Gulf stream proper 冬季；夏季西北太平洋普遍高溫，此時海溫梯度不顯著，但最低溫仍超過深對流門檻值，並有西南季風帶來暖濕水氣，蒸發只占一半降水量，可歸類為 deep-heating mode，同於 Florida Current 夏季，不過 Sasaki et al. (2012) 認為六月時除了大尺度供應降水外，較 KS 內高緯的琉球群島西側可因海溫梯度將降水集中在此區；秋季海溫梯度更小，風場輻合不明顯，但在此時的風速仍強，高海溫、高蒸發量使此區仍有不少降雨和對流發展。

一般來說，海溫會影響可感熱通量和潛熱通量的釋放，但若未搭配低層風場輻合和高層風場輻散的調整，在此區對大氣的影響仍受限於低對流層。

相反的，若海溫梯度夠強、大氣環境場無強烈抑制等不力因素，對大氣產生不均勻加熱則可促發海洋邊界層的調整機制，影響程度可到中高對流層，如春季和年際變化中 2002 年 12 月對大氣的影響情形。目前為止，本研究利用衛星資料高解析度的優勢，已可證實 KS 區域的黑潮對當地大氣具有顯著影響力，可直接影響到中高對流層(400hPa)，打破過往對此區的了解，影響力並非都侷限於邊界層(900-850hPa)。

4.2 未來展望

KS 區域黑潮對大氣的影響已可從衛星資料顯現出，然而甚麼樣的機制在當中調整仍有待商榷。在季節分析中，由底層風場的表現和與過去文獻的比對，將春季黑潮帶來海溫梯度對大氣的影響歸因為壓力調整機制，而事實上，在赤道以外壓力梯度調整機制適用與否備受爭議，近年有諸多討論。目前常用於解釋受海表密溫度梯度鋒面(SST front)導致風場輻合/輻散的機制除了壓力梯度調整外，另一個即為垂直混合機制。從分析結果得知，黑潮低緯段對當地大氣的影響是確立的，並且在海溫梯度顯著的季節也與前人研究結果相當一致，在邊界層的風場都有作出反應，但是否能同樣套用過去所提出的此二機制在本研究範圍嗎？

Minobe *et al.* (2008)研究同為赤道以外的灣流，透過拉普拉斯運算子(Laplacian Operator)得到海表面溫度(SST)、表層壓力(SLP)和風場輻合的高度相關(月平均氣候值相關係數為 0.7)，正的拉普拉斯 SLP 對應負的拉普拉斯 SST 顯出壓力梯度調整的作用。Chelton *et al.* (2004)剖析全球低層風場，用垂直混合機制解釋平行等溫線的風(crosswind)會產生風渦旋，跨過等溫線的風(downwind)會產生輻散，在具有海溫梯度的位置都有發現此現象，包括本研究涉及的灣流和黑潮。

Takatama *et al.* (2012)為分辨出兩者在灣流的效力，設計了一組診斷方程和模式，包含壓力梯度、垂直混合機制和水平平流分別對風場輻合/輻散的影響。模式的結果作迴歸分析，得到的相關係

數分別為：0.69、0.34、-0.03，顯示壓力梯度調整為主因，垂直混合其次。實際上模式結果又高估了垂直混合的作用，表示壓力梯度調整確實在灣流為主因，與過去研究相吻合。此研究顯示壓力梯度調整的構想用在赤道以外區域是可行的。

在 Chelton *et al.* (2004)的研究中，台灣東部外海到琉球群島一帶有很強的風渦旋，也就是 KS 區域，風場輻合也有，但相較之下較弱。風渦旋較強應與此區盛行風相關，在四年平均下 KS 主要為東北風，平行等溫線吹送造成渦旋，至於風場輻合很有可能就是壓力梯度調整造成的了。Shimada & Minobe(2011)對全球具有顯著海溫梯度的區域作壓力調整的分析，在灣流和印度洋的阿古拉斯回流都有很好的關聯性，黑潮-親潮向東延伸區域則較微弱，但是 KS 區域並未在他們的討論範圍內，不過從他們的分析圖中可以發現 KS 區域的海表面溫度梯度、壓力梯度和風場輻合也都有互相對應到。表示壓力梯度調整作用在 KS 區相當有機會是可行的，能解釋在此只要海溫梯度顯著就配有風場的輻合之現象，以及降水和對流等訊號。

雖然過去也有眾多模式支持在東中國海的黑潮是由壓力調整機制導致對流、降雨等，即便如此，東亞地區仍受多項參數影響，還是有眾多因素夾雜其中有待釐清，或許要用到更多不同的數值方法以分開不同的貢獻。

參考文獻

- 戴志輝, 2010: 冬季台灣近海對流邊界層發展之數值模擬。國立台灣大學理學院大氣科學研究所博士論文。
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, M. H. Freilich, and R. F. Milliff, 2004: Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds. *Science*, 303, 978-983.
- Graham, N. E., and T. P. Barnett, 1987: Sea-Surface Temperature, Surface Wind Divergence, and Convection over Tropical Oceans. *Science*, 238, 657-659.
- Greenhut, G. K., 1982: Stability Dependence of Fluxes and Bulk Transfer-Coefficients in a Tropical Boundary-Layer. *Bound-Lay Meteorol.*

- 24, 253-264.
- Joyce, T. M., Y. O. Kwon, and L. S. Yu, 2009: On the Relationship between Synoptic Wintertime Atmospheric Variability and Path Shifts in the Gulf Stream and the Kuroshio Extension. *J Climate*, 22, 3177-3192.
- Kelly, K. A., R. J. Small, R. M. Samelson, B. Qiu, T. M. Joyce, Y. O. Kwon, and M. F. Cronin, 2010: Western Boundary Currents and Frontal Air-Sea Interaction: Gulf Stream and Kuroshio Extension. *J Climate*, 23, 5644-5667.
- Kuwano-Yoshida, A., S. Minobe, and S. P. Xie, 2010: Precipitation Response to the Gulf Stream in an Atmospheric GCM. *J Climate*, 23, 3676-3698.
- Kwon, Y. O., M. A. Alexander, N. A. Bond, C. Frankignoul, H. Nakamura, B. Qiu, and L. Thompson, 2010: Role of the Gulf Stream and Kuroshio-Oyashio Systems in Large-Scale Atmosphere-Ocean Interaction: A Review. *J Climate*, 23, 3249-3281.
- Lindzen, R. S., and S. Nigam, 1987: On the Role of Sea-Surface Temperature-Gradients in Forcing Low-Level Winds and Convergence in the Tropics. *J Atmos Sci*, 44, 2418-2436.
- Minobe, S., A. Kuwano-Yoshida, N. Komori, S. P. Xie, and R. J. Small, 2008: Influence of the Gulf Stream on the troposphere. *Nature*, 452, 206-209.
- Minobe, S., M. Miyashita, A. Kuwano-Yoshida, H. Tokinaga, and S. P. Xie, 2010: Atmospheric Response to the Gulf Stream: Seasonal Variations. *J Climate*, 23, 3699-3719.
- Nakamura, H., T. Sampe, Y. Tanimoto, and A. Shimpo, 2004: Observed associations among storm tracks, jet streams and midlatitude oceanic fronts. *Geoph Monog Series*, 147, 329-345.
- Neelin, J. D., D. S. Battisti, A. C. Hirst, F. F. Jin, Y. Wakata, T. Yamagata, and S. E. Zebiak, 1998: ENSO theory. *J Geophys Res-Oceans*, 103, 14261-14290.
- Nonaka, M., and S. P. Xie, 2003: Covariations of sea surface temperature and wind over the Kuroshio and its extension: Evidence for ocean-to-atmosphere feedback. *J Climate*, 16, 1404-1413.
- O'Neill, L. W., D. B. Chelton, and S. K. Esbensen, 2005: High-resolution satellite measurements of the atmospheric boundary layer response to SST variations along the Agulhas Return Current. *J Climate*, 18, 2706-2723.
- Philander, S. G. H., D. Gu, D. Halpern, G. Lambert, N. C. Lau, T. Li, and R. C. Pacanowski, 1996: Why the ITCZ is mostly north of the equator. *J Climate*, 9, 2958-2972.
- Sasaki, Y. N., S. Minobe, T. Asai, and M. Inatsu, 2012: Influence of the Kuroshio in the East China Sea on the early summer (Baiu) rain. *J Climate*, 25, 6627-6645.
- Shie, C. L., and Coauthors, 2009: A Note on Reviving the Goddard Satellite-Based Surface Turbulent Fluxes (GSSTF) Dataset. *Adv Atmos Sci*, 26, 1071-1080.
- Shimada, T., and S. Minobe, 2011: Global analysis of the pressure adjustment mechanism over sea surface temperature fronts using AIRS/Aqua data. *Geophys Res Lett*, 38.
- Taguchi, B., H. Nakamura, M. Nonaka, and S. P. Xie, 2009: Influences of the Kuroshio/Oyashio Extensions on Air-Sea Heat Exchanges and Storm-Track Activity as Revealed in Regional Atmospheric Model Simulations for the 2003/04 Cold Season. *J Climate*, 22, 6536-6560.
- Takatama, K., S. Minobe, M. Inatsu, and R. J. Small, 2012: Diagnostics for near-surface wind convergence/divergence response to the Gulf Stream in a regional atmospheric model. *Atmos Sci Lett*, 13, 16-21.
- Taylor, P. K., and T. H. Guymmer, 1983: The Structure of an Atmospheric Warm-Front and Its Interaction with the Boundary-Layer. *Philos T Roy Soc A*, 308, 341-358.
- Tokinaga, H., Y. Tanimoto, and S. P. Xie, 2005: SST-induced surface wind variations over the Brazil-Malvinas confluence: Satellite and in situ observations. *J Climate*, 18, 3470-3482.
- Tokinaga, H., Y. Tanimoto, S. P. Xie, T. Sampe, H. Tomita, and H. Ichikawa, 2009: Ocean Frontal Effects on the Vertical Development of Clouds over the Western North Pacific: In Situ and Satellite Observations. *J Climate*, 22, 4241-4260.
- Trenberth, K. E., and C. J. Guillemot, 1998: Evaluation of the atmospheric moisture and hydrological cycle in the NCEP/NCAR reanalyses. *Clim Dynam*, 14, 213-231.
- Vecchi, G. A., S. P. Xie, and A. S. Fischer, 2004: Ocean-atmosphere covariability in the western Arabian Sea. *J Climate*, 17, 1213-1224.
- Waliser, D. E., N. E. Graham, and C. Gautier, 1993: Comparison of the Highly Reflective Cloud and Outgoing Longwave Radiation Datasets for Use in Estimating Tropical Deep Convection. *J Climate*, 6, 331-353.
- Wallace, J. M., T. P. Mitchell, and C. Deser, 1989: The Influence of Sea-Surface Temperature on Surface Wind in the Eastern Equatorial Pacific - Seasonal and Interannual Variability. *J Climate*, 2, 1492-1499.
- Xie, S. P., 2004: Satellite observations of cool

- ocean-atmosphere interaction. *B Am Meteorol Soc*, 85, 195–208.
- Xie, S. P., and S. G. H. Philander, 1994: A Coupled Ocean-Atmosphere Model of Relevance to the ITCZ in the Eastern Pacific. *Tellus A*, 46, 340-350.
- Xie, S. P., J. Hafner, Y. Tanimoto, W. T. Liu, H. Tokinaga, and H. M. Xu, 2002: Bathymetric effect on the winter sea surface temperature and climate of the Yellow and East China Seas. *Geophys Res Lett*, 29, 81-1-81-4.
- Xu, H. M., M. M. Xu, S. P. Xie, and Y. Q. Wang, 2011: Deep Atmospheric Response to the Spring Kuroshio over the East China Sea. *J Climate*, 24, 4959-4972.
- Yu, C. C., 1980: Some climatological aspects of Taiwan Low. *Paper Meteor. Res*, 3, 78-90.

Air-Sea Interaction of Kuroshio near the East of Taiwan by Satellite Remote Sensing

Min Fang¹ I-I Lin^{2*} Chung-Hsing Sui²

ABSTRACT

Many weather phenomena are related to Kuroshio, which is neighboring to Taiwan. However, there were rare studies about the interaction between the atmosphere and the warm current in low latitude region, especially Kuroshio near the east of Taiwan ((127°E,30°N), (132°E,30°N), (118°E,22°N), (123°E,22°N)). The aim of this study is to investigate the atmosphere response to the south region of Kuroshio (KS: 118-132°E, 22-30°N) and to compare with the south region of Gulf Stream (GS: 278-292°E, 30-38°N). A suit of high resolution satellite data and observed data are analyzed including sea surface temperature (SST), cloud, rain, evaporation, moisture flux, vertical motion and heat flux etc.

Seasonal variability analysis showed that, in winter, KS and GS affected atmosphere by sensible heat flux and evaporation. The upward motion extended from surface to 300hPa in GS, but limited to 750hPa in KS owing to large scale downward motion; in spring, SST gradient was stronger than other seasons in KS and cooperated with frontal lifting. It sequentially caused the local wind convergence, deep convection and rain. The upward motion extended to 400hPa in KS, but to 700hPa in GS; in summer and fall, the upward motion extended to about 150hPa in both KS and GS. In GS, the SST gradient was the key to anchoring the upward motion. In KS, the deep convection was due to high-SST. Overall, the KS will affects the upper troposphere through low level wind adjustment by SST gradient in winter and spring, if SST is strong and atmospheric condition is not unfavorable. Our study was based on observed data set, the exact restricted reason and mechanism are not clear, other large scale information and regional model would be good methods to further study.

Keywords: Kuroshio; air-sea interaction; SST gradient; satellite data

¹ Master, Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

² Professor, Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

* Corresponding Author, Phone: 886- 2- 33663917, E-mail: iilin@as.ntu.edu.tw

Received Date: May. 25, 2013

Revised Date: Jun. 12, 2013

Accepted Date: Aug. 08, 2013

衛星影像邊緣偵測法在颱風強度估算之研究

劉崇治^{1*} 陳良德²

摘要

颱風雲系結構和颱風強度有直接的關係，一般來說當颱風雲系結構密實，並且具有軸對稱的特徵時，颱風的中心最大風速常常較大，強度也越強。基於這個事實，本研究使用 MTSAT_IR1 紅外線數據資料分析 2008 年辛樂克(Sinlaku)、薈密(Jangmi)與 2011 年桑達(Songda)強烈颱風的個案，並且利用邊緣偵測技術計算衛星影像的水平及垂直亮度溫度梯度，然後以颱風中心為參考點計算衛星影像中每一個像元的位置向量，然後將梯度向量與位置向量的角度差值定義為變異角度(Variation Angle)，最後分析此變異角度在颱風各個強度階段的分佈特性。研究結果顯示：MTSAT_IR1 紅外線影像的變異角度分佈可以有效的反應出颱風強度，其與風速之相關係數大於 0.7，因此衛星影像邊緣偵測技術在颱風強度估算的開發應用是可以期待的。

關鍵詞：颱風強度、邊緣偵測、衛星影像、影像處理

1. 前言

颱風是最具破壞力的天然災害之一，大部份的颱風都是位在海面上，然而海上的傳統觀測資料卻很少(Gray 1979, McBride 1995, Liu *et al.*, 2009)，因此具有高時空解析能力的衛星遙測資料便扮演著重要的氣象觀測角色。早期 Dvorak (1975, 1984)曾經利用主觀的雲型識別技術來決定熱帶氣旋的強度，此法後來被很多作業單位廣泛使用，不過其缺點是此法是建立在所謂「T 值」的經驗法則，因此太過主觀。Olander & Velden (2007)則提出一個客觀的雲型識別法，Mueller *et al.*(2006)也利用衛星紅外線頻道發展客觀方法，Kossin *et al.*(2007)利用衛星紅外線資料推導各級風(34, 50, and 64kts)的暴風半徑及地面之二維風場。Piñeros *et al.*(2008)則利用衛星紅外線資料來量化熱帶氣旋的對稱性，並發現此對稱性和熱帶氣旋的強度有關。Liu *et al.* (2009)觀察龍王颱風(2005)高層雲系結構及其變化，發現其與颱風強度有很大的關係。Piñeros *et al.* (2011)更進一步提出一個近似即時的客觀方法來估算熱

帶氣旋強度，此法以獨立的兩個颱風進行驗證發現，可以得到 13 kts 及 15 kts 的均方根誤差。本研究希望藉由衛星影像邊緣偵測技術來分析颱風紅外線衛星影像資料，以期能以簡易的資料處理更清楚的表達颱風強度分布。

2. 資料

本研究使用美軍颱風聯合預警中心(Joint Typhoon Warning Center; JTWC) 提供 2008 年薈密、辛樂克與 2011 年桑達強烈颱風之最佳路徑資料。其自熱帶氣旋發展至中度颱風時期之資料週期為六小時一筆，強烈颱風時期為三小時一筆，其中包含颱風中心經緯度，七級暴風半徑範圍。本研究利用差分技巧將 JTWC 的資料轉變為逐時資料。表 1~3 為 2008 年辛樂克、薈密與 2011 年桑達強烈颱風各時期中心位置與七級暴風半徑。本研究所使用的衛星資料是日本地球同步衛星 MTSAT 之紅外線長波觀測資料共計為 89 筆。

¹ 明新科技大學自然科學教學中心 副教授兼主任

² 明新科技大學自然科學教學中心 研究助理

* 通訊作者, 電話: 03-5593142 ext.1240, E-mail: ccliu@must.edu.tw

收到日期:民國 102 年 03 月 12 日

修改日期:民國 102 年 07 月 03 日

接受日期:民國 102 年 07 月 17 日

表 1 2008 年薔密颱風最佳路徑資料

2008_薔密 時間(UTC)	颱風中心		七級暴風半徑 (公里)
	北緯	東經	
08092400	11.5	138.0	-
08092406	12.0	137.5	-
08092412	12.2	136.3	150
08092418	12.8	135.4	150
08092500	13.7	133.9	150
08092506	14.6	132.5	180
08092512	14.9	132.1	200
08092518	15.2	130.3	200
08092600	16.0	129.9	200
08092606	16.8	128.8	200
08092612	17.8	128.0	250
08092615	18.2	127.6	250
08092618	18.7	127.2	250
08092621	19.1	126.8	250
08092700	19.5	126.5	250
08092703	20.1	126.0	280
08092706	20.6	125.7	280
08092709	21.1	125.0	280
08092712	21.3	124.4	280
08092715	21.5	123.9	280
08092718	21.7	123.6	280
08092721	22.2	123.6	280
08092800	22.9	123.2	280
08092803	23.4	122.7	280
08092806	24.0	122.4	280

表 2 2008 年辛樂克颱風最佳路徑資料

2008_辛樂克 時間(UTC)	颱風中心		七級暴風半徑 (公里)
	北緯	東經	
08090800	15.0	127.0	-
08090806	16.0	126.5	-
08090812	16.4	126.0	-
08090818	16.7	125.7	100
08090900	17.2	125.5	100
08090906	17.8	125.2	150
08090912	18.6	125.1	180
08090918	19.3	124.9	180
08091000	19.8	124.5	180
08091006	20.2	124.4	180
08091012	20.6	124.3	200
08091018	20.7	124.3	180
08091100	21.0	124.5	200
08091103	21.2	124.7	200
08091106	21.4	124.8	250
08091109	21.6	124.7	250
08091112	21.8	124.9	250
08091115	22.0	124.8	250
08091118	22.2	124.8	250
08091121	22.6	124.7	250
08091200	22.8	124.5	250
08091203	23.1	124.3	250
08091206	23.4	124.1	250
08091209	23.6	123.9	250
08091212	23.6	123.6	250
08091215	23.7	123.5	250
08091218	23.8	123.2	250
08091221	23.9	123.1	250

表 3 2008 年桑達颱風最佳路徑資料

2011_桑達 時間(UTC)	颱風中心		七級暴風半徑 (公里)
	北緯	東經	
11052000	8.5	141.5	-
11052006	8.0	141.5	-
11052012	8.0	141.5	-
11052018	8.5	140.5	-
11052100	8.7	138.6	-
11052106	9.0	138.4	-
11052112	9.1	138.1	-
11052118	9.4	137.6	100
11052200	9.5	137.0	100
11052206	9.9	136.9	100
11052212	10.2	135.9	120
11052218	10.5	135.0	120
11052300	10.9	134.1	150
11052306	11.3	133.3	150
11052312	11.6	132.4	150
11052318	11.8	131.5	150
11052400	11.9	131.1	180
11052406	12.3	130.2	200
11052412	12.6	129.2	180
11052418	12.3	128.6	180
11052500	12.4	128.2	200
11052506	12.6	127.8	200
11052512	13.2	127.4	200
11052518	13.8	127.2	200
11052600	14.7	126.4	200
11052606	15.6	125.8	220
11052612	16.2	125.1	220
11052618	17.2	124.5	220
11052621	17.5	124.2	220
11052700	18.0	124.1	220
11052703	18.7	123.6	220
11052706	19.3	123.4	220
11052709	19.8	123.3	220
11052712	20.3	123.2	220
11052715	20.8	123.3	220
11052718	21.4	123.4	220

3. 研究方法

邊緣偵測(edge detection)是現今用來檢測有意義的不連續特徵最常見的方法。所謂的邊緣為代表兩個區域之間有著相當不同的灰階特徵，而邊緣偵測的目的在於找出灰階有劇烈變化之邊界。理論上邊界處之灰階會呈現階梯狀變化或直線狀變化(如圖 1)，階梯狀則代表物體與背景之分界線；直線狀則代表影像中具有寬度的線。而實際上之影像由於

受到雜訊之影響，其邊界並不會呈現階梯狀或線寬狀，而多以斜坡狀之邊或屋頂狀的邊呈現(如圖 2)。大多數邊緣偵測技術是以偏導數運算子來計算，亦即梯度之計算。

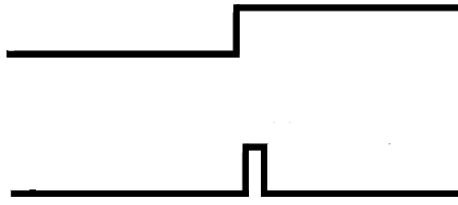


圖 1 理論上影像邊界灰階值變化示意圖

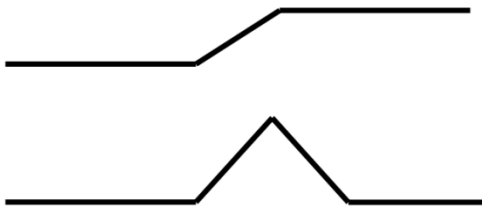


圖 2 實際上影像邊界灰階值變化示意圖

本研究首先利用邊緣偵測技術來客觀地找出衛星影像中灰階有劇烈變化之邊界，在梯度之計算方面則是透過遮罩對影像進行旋積而得到近似結果(Gonzales & Woods, 2002)，其中遮罩分別表示如式(1)(2)。在計算的過程中，是以移動視窗的方式對影像中每 3×3 的小視窗進行旋積計算得到水平及垂直方向之梯度值如式(3)(4)。

$$M_x = \begin{bmatrix} -1 & -2 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 2 & 1 \end{bmatrix} \quad (1)$$

$$M_y = \begin{bmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -2 & 0 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (2)$$

$$G_x = f(x,y)M_x = \begin{bmatrix} x_1 & x_2 & x_3 \\ x_4 & x_5 & x_6 \\ x_7 & x_8 & x_9 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} -1 & -2 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 2 & 1 \end{bmatrix} \quad (3)$$

$$G_y = f(x,y)M_y = \begin{bmatrix} y_1 & y_2 & y_3 \\ y_4 & y_5 & y_6 \\ y_7 & y_8 & y_9 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -2 & 0 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (4)$$

然後以颱風中心當作參考點，分別計算前述移動視窗中心點相對於參考點的位置向量及梯度向量，並定義此位置向量與梯度向量的夾角為變異

角。

對一個雲系結構具有軸對稱的理想颱風影像而言，其梯度向量分布的示意圖如圖 3。圖 3a 中為颱風發展至成熟期後其亮度溫度理想分布情形，圖 3b 為經由邊緣偵測技術所得之影像各點梯度向量分布情形，圖 3c 為影像各點被梯度向量通過之次數簡單示意圖。由圖 3c 可知理想狀態下，颱風之中心被梯度向量通過之次數(2 次)較其他點(1 次)來得高。為簡化研究過程，本研究以 JTWC 的颱風中心為參考點(reference point)。由合成影像中各點與參考點之位置向量(\vec{V})與梯度向量(\vec{G})，而變異角(Variation angle) θ 則為位置向量 \vec{V} 與梯度向量 \vec{G} 之夾角(如圖 4)。假如一影像為一軸對稱之圓型時，其變異角分布情形應如圖 5 示。

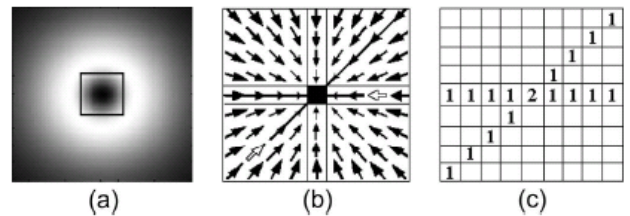


圖 3 理想軸對稱颱風影像之(a)亮度溫度分佈圖、(b)亮度溫度梯度分佈圖、(c)亮度溫度梯度之密度矩陣示意圖 (Piñeros *et al.*, 2008)

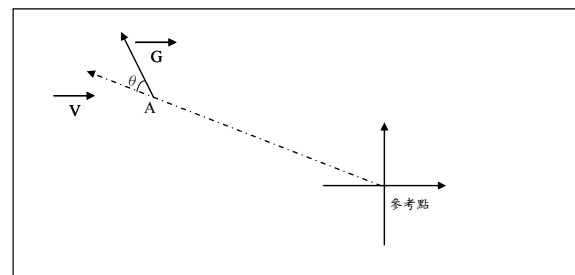


圖 4 合成影像中某點 A 之變異角示意圖

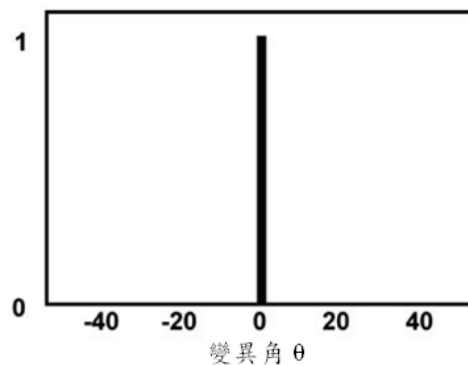


圖 5 一軸對稱之圓型影像變異角分布示意圖

4. 結果與討論

本研究將強烈颱風時期(2008 年辛樂克、薈密與 2011 年桑達颱風)之 MTSAT_IR1 資料，進行邊緣偵測技術運算後所得之變異角分布進行探討。在颱風強度與形成時間之變化關係方面，本研究將颱風初始形成之時間訂為 0，因此各個颱風自熱帶氣旋發展至強烈颱風所經過之時間與強度(風速)變化如表 4 所示。由表 4 可知辛樂克颱風(2008)於熱帶氣旋時期所持續之時間為 18 小時，於期間之平

均風速為 15.0 ± 2.5 m/s；自熱帶氣旋時期經過 18 小時後發展為輕度颱風，於期間之平均風速為 28.8 ± 6.0 m/s；自輕度颱風經過 24 小時發展至中度颱風，於期間之平均風速為 57.3 ± 9.1 m/s；自中度颱風經過 30 小時發展至強烈颱風，且強烈颱風時期維持了 39 個小時，於期間之平均風速為 66.8 ± 10.3 m/s；亦即自熱帶氣旋發展至強烈颱風時期之風速有逐漸增加之趨勢(如圖 6)，於強烈颱風時期階段其風速於高值振盪。

表 4 辛樂克颱風(2008)、薈密颱風(2008)與桑達颱風(2011)形成後風速

2008_辛樂克			2008_薈密			2011_桑達		
時間 (hr)	颱風強度 (類型)	風速 (m/s)	時間 (hr)	颱風強度 (類型)	風速 (m/s)	時間 (hr)	颱風強度 (類型)	風速 (m/s)
0	熱帶氣旋	12.5	0	熱帶氣旋	20.0	0	熱帶氣旋	15.4
6	熱帶氣旋	15.0	6	熱帶氣旋	22.5	6	熱帶氣旋	15.0
12	熱帶氣旋	17.5	12	輕度	25.0	12	熱帶氣旋	17.5
18	輕度	22.5	18	輕度	25.0	18	熱帶氣旋	17.5
24	輕度	25.0	24	輕度	27.5	24	熱帶氣旋	15.0
30	輕度	32.5	30	輕度	32.5	30	熱帶氣旋	15.0
36	輕度	35.0	36	中度	35.0	36	熱帶氣旋	17.5
42	中度	45.0	42	中度	40.0	42	輕度	17.5
48	中度	45.0	48	中度	45.0	48	輕度	22.5
54	中度	57.5	54	中度	47.5	54	輕度	22.5
60	中度	60.0	60	中度	52.5	60	輕度	27.5
66	中度	62.5	63	中度	56.7	66	輕度	27.5
72	中度	62.5	66	中度	60.0	72	輕度	30.0
75	中度	68.9	69	中度	59.6	78	輕度	30.0
78	強烈	60.0	72	強烈	67.5	84	輕度	30.0
81	強烈	76.4	75	強烈	65.5	90	輕度	27.5
84	強烈	60.0	78	強烈	70.0	96	輕度	27.5
87	強烈	76.4	81	強烈	65.5	102	中度	30.0
90	強烈	57.5	84	強烈	70.0	108	輕度	32.5
93	強烈	76.4	87	強烈	65.5	114	輕度	37.5
96	強烈	57.5	90	強烈	67.5	120	中度	45.0
99	強烈	76.4	93	強烈	65.5	126	中度	52.5
102	強烈	57.5	96	強烈	65.0	132	中度	52.5
105	強烈	76.4	99	強烈	65.5	138	中度	57.5
108	強烈	57.5	102	強烈	57.5	144	中度	57.5
111	強烈	76.4				150	強烈	65.0
114	強烈	50.0				156	強烈	70.0
117	強烈	76.4				162	強烈	70.0
						165	強烈	67.1
						168	強烈	65.0
						171	強烈	67.1
						174	強烈	65.0
						177	強烈	67.1
						180	強烈	62.5
						183	強烈	64.0
						186	強烈	57.5

表 4 亦可知蓄密颱風(2008)於熱帶氣旋時期所持續之時間為 12 小時，於期間之平均風速為 21.3 ± 1.8 m/s；自熱帶氣旋時期經過 12 小時後發展為輕度颱風，於期間之平均風速為 27.5 ± 3.5 m/s；自輕度颱風經過 24 小時發展至中度颱風，於期間之平均風速為 49.5 ± 9.3 m/s；自中度颱風經過 36 小時發展至強烈颱風，且強烈颱風時期維持了 30 個小時，於期間之平均風速為 65.9 ± 3.3 m/s；亦即自熱帶氣旋發展至強烈颱風時期之風速有逐漸增加之趨勢(如圖 7)，於強烈颱風時期階段其風速則變化不大。

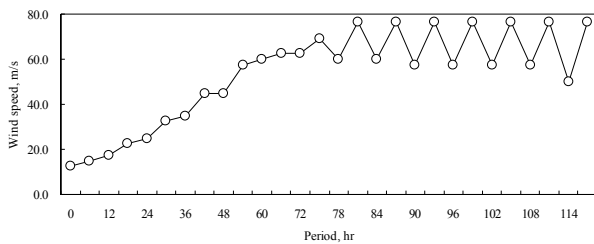


圖 6 辛樂克颱風(2008)之形成時期與風速變化分布情形

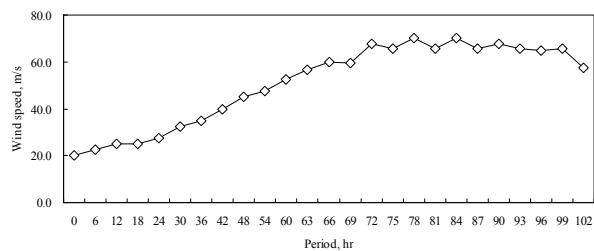


圖 7 蓄密颱風(2008)之形成時期與風速變化分布情形

由表 4 亦可知桑達颱風(2011)於熱帶氣旋時期所持續之時間為 42 小時，於期間之平均風速為 16.1 ± 1.3 m/s；自熱帶氣旋時期經過 42 小時後發展為輕度颱風，於期間之平均風速為 27.7 ± 5.2 m/s；自輕度颱風經過 78 小時發展至中度颱風，於期間之平均風速為 49.2 ± 10.4 m/s；自中度颱風經過 30 小時發展至強烈颱風，且強烈颱風時期維持了 36 個小時，於期間之平均風速為 65.5 ± 3.5 m/s；亦即自熱帶氣旋發展至強烈颱風時期之風速有逐漸增加之趨勢(如圖 8)，於強烈颱風時期階段其風速則變化不大。

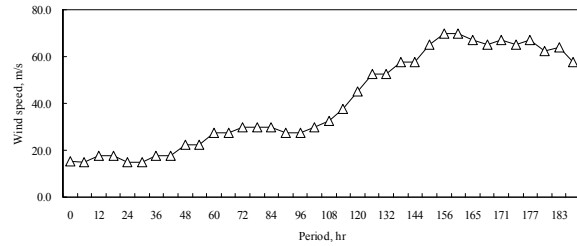


圖 8 桑達颱風(2011)之形成時期與風速變化分布情形

上述颱風之風速隨形成時間之經過(從熱帶氣旋至強烈颱風時期)其風速有逐漸增加之趨勢；於強烈颱風時期其風速皆維持於固定程度變化不大，因此本研究將以風速當作颱風強度之依據於後續將會以變異角與風速關係進行探討。

在颱風於 MTSAT_IR1 資料中之變異角分布探討方面，本研究使用強烈颱風時期七級暴風半徑範圍進行 MTSAT_IR1 資料計算(辛樂克颱風之資料擷取範圍為 250 公里；蓄密颱風為 280 公里；桑達颱風則為 220 公里)。

圖 9 為辛樂克颱風(2008)之 MTSAT_IR1 以颱風中心 250 公里半徑範圍進行資料擷取，並進行邊緣技術處理，所得之變異角分布結果與其 MTSAT_IR1 衛星影像灰階值分布。

由圖 9 之 IR1 衛星影像可知於熱帶氣旋時期(圖 9a)的颱風結構較為分散，因此其變異角分布情形亦呈現平緩之趨勢；於輕度颱風時期(圖 9b)隨著颱風強度之增強，逐漸往圓形發展，其變異角分布愈呈現常態分布；於中度颱風時期(圖 9c)，颱風強度持續增加中，其形狀亦維持於圓形；因此其變異角分布亦呈現常態分布；於強烈颱風時期(圖 9d)，颱風之強度為最強，由衛星影像可知，颱風強度越強，其變異角分布為常態分布且峰值之機率分布密度亦較高(>0.010)，且峰值之所在角度亦趨近於角度為 0 度這與 Piñeros *et al.* (2008)之研究結果相符。

圖 10 為蓄密颱風(2008)之 MTSAT_IR1 以颱風中心 280 公里半徑範圍進行資料擷取，並進行邊緣技術處理，所得之變異角分布結果與其 MTSAT_IR1 衛星影像灰階值分布。由圖 10 之 IR1 衛星影像可知於熱帶氣旋時期與輕度颱風時期的

颱風結構較為分散，因此其變異角分布情形亦呈現平緩之趨勢(圖 10a~b)；於中度颱風時期隨著颱風強度之增強，逐漸往圓形發展，其變異角分布愈呈現常態分布(圖 10c)；於強烈颱風時期，颱風之強度為最強，由衛星影像可知，颱風強度越強，其變異角分布為常態分布且峰值之機率分布密度亦較高(>0.010)，且峰值之所在角度亦趨近於角度為 0 度這與 Piñeros *et al.* (2008)之研究結果相符。

圖 11 為桑達颱風之 MTSAT_IR1 以颱風中心 220 公里半徑範圍進行資料擷取，並進行邊緣技術處理，所得之變異角分布結果與其 MTSAT_IR1 衛

星影像灰階值分布。由圖 11 之 IR1 衛星影像可知於熱帶氣旋時期(圖 11a)與輕度颱風時期(圖 11b)的颱風結構較為分散，因此其變異角分布情形亦呈現平緩之趨勢；於中度颱風時期(圖 11c)隨著颱風強度之增強，逐漸往圓形發展，其變異角分布愈呈現常態分布；於強烈颱風時期(圖 11d)，颱風之強度為最強，由衛星影像可知，颱風強度越強，其變異角分布為常態分布且峰值之機率分布密度亦較高(>0.010)，且峰值之所在角度亦趨近於角度為 0 度這與 Piñeros *et al.* (2008)之研究結果相符。

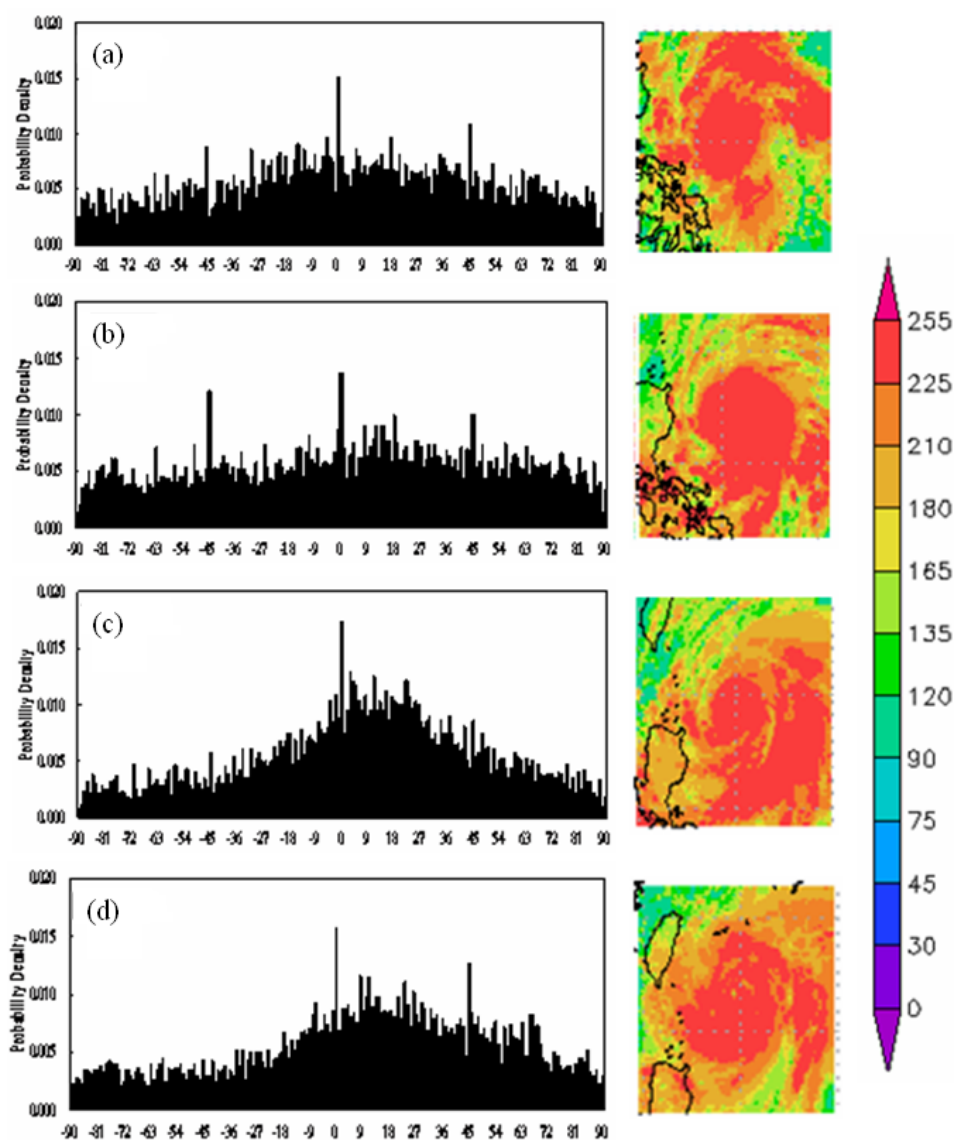


圖 9 辛樂克颱風(2008)中心 250 公里半徑範圍內變異角分布與 MTSAT_IR1 衛星影像灰階值分布。(a) 09 月 8 日 00 時熱帶低壓階段，(b) 09 月 8 日 18 時輕度颱風階段，(c) 09 月 09 日 18 時中度颱風階段，(d) 09 月 11 日 06 時強烈颱風階段

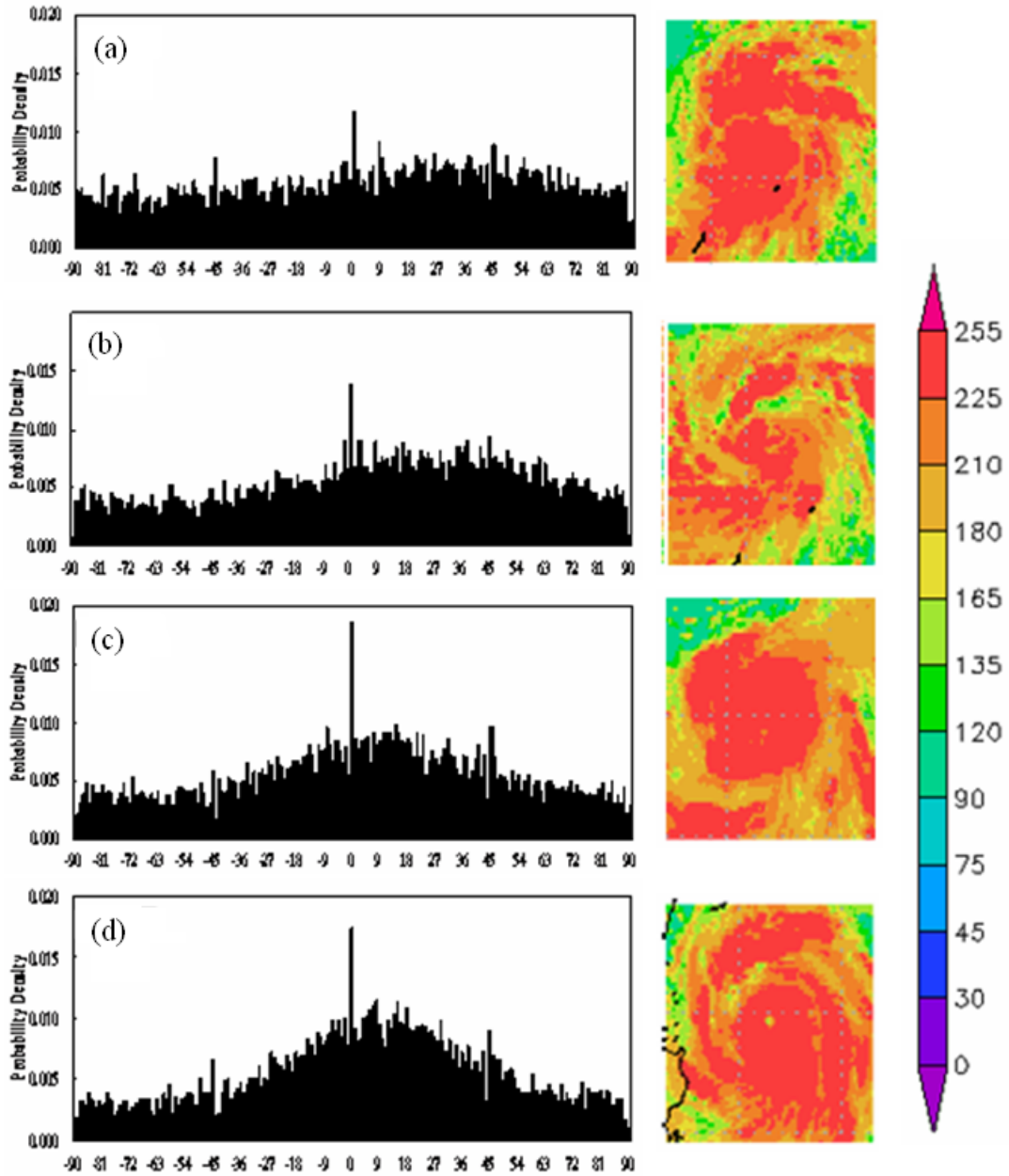


圖 10 薔密颱風(2008)中心 280 公里半徑範圍內變異角分布與 MTSAT_IR1 衛星影像灰階值分布。(a) 09 月 24 日 00 時熱帶低壓階段，(b) 09 月 24 日 12 時輕度颱風階段，(c) 09 月 25 日 12 時中度颱風階段，(d) 09 月 27 日 00 時強烈颱風階段

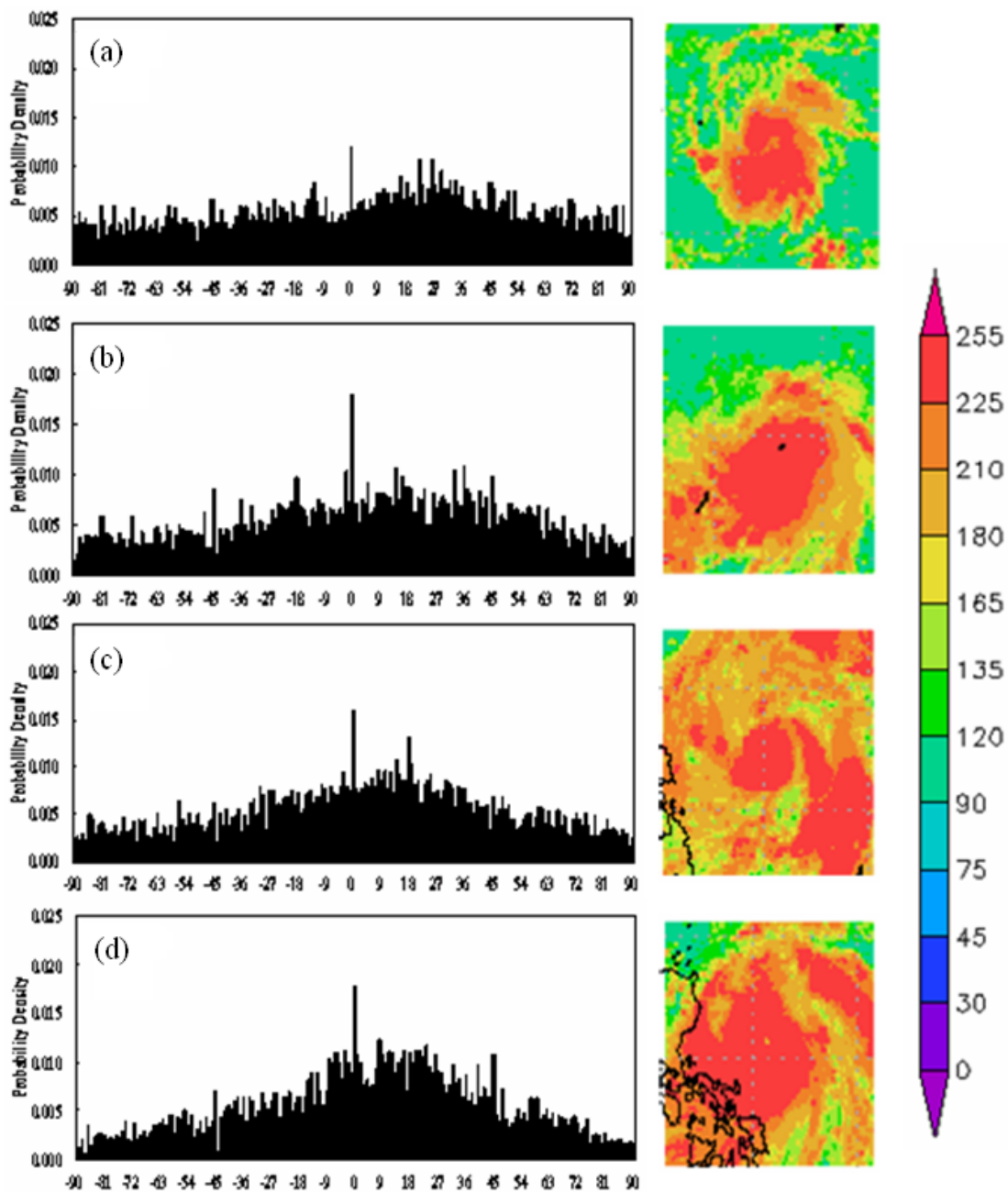


圖 11 桑達颱風(2011)中心 220 公里半徑範圍內變異角分布與 MTSAT_IR1 衛星影像灰階值分布。(a) 05 月 20 日 00 時熱帶低壓階段，(b) 05 月 21 日 18 時輕度颱風階段，(c) 05 月 24 日 06 時中度颱風階段，(d)05 月 26 日 06 時強烈颱風階段

5. 結論

颱風雲系結構和颱風強度有直接的關係，本研究假設當颱風雲系結構越密實且具有軸對稱的特徵時，颱風的強度越強。利用邊緣偵測技術計算衛星影像的水平及垂直亮度溫度梯度，然後以颱風中心為參考點計算衛星影像中每一個像元的位置向

量，然後將梯度向量與位置向量的角度差值定義為變異角度，最後分析此變異角度在颱風各個強度階段的分佈特性。研究結果顯示：MTSAT_IR1 紅外線影像的變異角度分佈可以有效的反應出颱風強度，因此衛星影像邊緣偵測技術在颱風強度估算的開發應用是可以期待的，未來希望能藉由更多的颱風資料，發展出颱風強度判對的客觀方法。

致謝

本研究由國科會專題研究計畫「NSC 101-2625-M-159-001」資助下完成

2011: Estimating Tropical Cyclone Intensity from Infrared Image Data. *Wea. Forecasting*, 26, 690–698.

參考文獻

- Dvorak, V. F., 1975: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from imagery. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 420–430.
- Dvorak, V. F., 1984: Tropical cyclone intensity analysis using satellite data. NOAA Tech. Rep. NESDIS 11. [Available from NOAA/ NESDIS, 5200 Auth Rd., Washington, DC 20233.]
- Gonzales R. and Woods R., 2002. Digital image processing, 2nd Ed. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall, p.134.
- Gray, W.M., 1979: Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation *Meteorology Over Tropical Oceans*, D. B. Shaw (Ed.), Roy. Meteor. Soc., James Glaisher House, Grenville Place, Bracknell, Berkshire, RG12 1BX UK, 155-218.
- Kossin, J. P. and others, 2007: Estimating Hurricane Wind Structure in the Absence of Aircraft Reconnaissance. *Wea. Forecasting*, 22, 89-101.
- Liu C. C., T. Y. Shyu, C. C. Chao, and Y. F. Lin, 2009: Analysis on Typhoon Longwang Intensity Changes over the Ocean via Satellite Data, *Journal of Marine Science and Technology*, Vol. 17, No. 1, 23-28.
- McBride, J., 1995: Chapter 3. Tropical cyclone formation. *A Global View of tropical cyclones*. R. Elsberry, Ed., WMO Technical Report No. TCP-38, 63-105.
- Mueller, K. J., M. DeMaria, J. A. Knaff, J. P. Kossin, and T. H. Vonder Haar, 2006: Objective estimation of tropical cyclone wind structure from infrared satellite data. *Wea. Forecasting*, 21, 907–922
- Olander, T. L., and C. S. Velden, 2007: The advanced Dvorak technique: Continued development of an objective scheme to estimate tropical cyclone intensity using geostationary infrared satellite imagery. *Wea. Forecasting*, 22, 287-298.
- Piñeros, M. F., E. A. Ritchie, and J. S. Tyo, 2008: Objective Measures of Tropical Cyclone Structure and Intensity Change From Remotely Sensed Infrared Image Data. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 46, 3574-3580.
- Piñeros, M. F., Elizabeth A. Ritchie, J. Scott Tyo,

Typhoon Intensity Estimation Using Satellite Image Edge Detection Technology

Chung-Chih Liu ^{1*} Liang-De Chen ²

ABSTRACT

There is a direct relationship between typhoon cloud structure and typhoon intensity. In general, when typhoon clouds with dense structure and the characteristics of axial symmetry, the typhoons are often strong. Based on this fact, the data used in this study was MTSAT_IR1 infrared data including Typhoon Sinlaku (2008), Typhoon Jangmi (2008) and Typhoon Songda (2011) cases. In addition, the satellite images edge detection technical was used to compute horizontal and vertical temperature gradient. Taking the typhoon center as a reference point for each satellite image pixel position vector, then the difference between gradient vector and the position vector was defined as the Variation Angle. Finally, the analysis of this variation angle for the various stages of the typhoon intensity was made. The results showed: MTSAT_IR1 infrared image of the angular distribution of variation can effectively respond to the introduction of wind strength, the correlation coefficient with wind speed greater than 0.7, so the satellite image edge detection technology in the development and application of typhoon intensity estimation is to be expected.

Keywords: Typhoon strength, Edge detection, Satellite imagery, Image processing

¹ Associate Professor and Director, Teaching Center of Natural Science, Minghsin University of Science and Technology

² Research Assistant, Teaching Center of Natural Science, Minghsin University of Science and Technology

*Corresponding Author, Phone: 886-3-5593142 ext.1240, E-mail: ccliu@must.edu.tw

Received Date: May. 25, 2013

Revised Date: Jul. 03, 2013

Accepted Date: Jul. 17, 2013

結合 MODIS 與 MISR 觀測資料在氣膠單次散射反照率反演之應用

李國揚^{1*} 連偉宏² 張國恩³ 林唐煌^{3*}

摘要

本研究主要目的是結合衛星資料與地面觀測資料反演單次散射反照率，並針對東南亞生質燃燒產生的煙塵與西非地區的沙塵探討不同氣膠種類的吸收及散射特性。主要的概念是使用一組同一地區時間相近的衛星影像，以乾淨大氣的地表反射特性作為參考基準，來反演受氣膠影響事件的單次散射反照率。研究結果顯示，當受氣膠影響事件的氣膠光學厚度高於 0.5 時，單次散射反照率反演的誤差可在 3% 以內，其中由生質燃燒產生的煙塵(泰國西北邊)單次散射反照率分別為 0.88(藍光頻道)、0.84(紅光頻道)、0.84(近紅外光頻道)，吸收特性相當明顯，而在泰國東南邊的單次散射反照率為 0.94、0.91、0.88，吸收特性相對較弱，透過氣流軌跡的分析顯示，吸收特性之強弱主要與氣膠的來源地區有關。而非洲西部地區沙塵反演各頻道的單次散射反照率則分別為 0.91、0.95、0.94，相對於生質燃燒具有較強的散射特性，但在夏季期間則具有較低值，由於該季節北風盛行，推估可能受到來自海洋地區吸收較強氣膠的影響，如海鹽等。整體研究結果顯示，不同地區氣膠吸收及散射特性可具有明顯的差異，主要與氣膠源區和盛行季風有關，而準確地計算氣膠吸收/散射的特性對於地球能量收支相關研究將有很大的助益。

關鍵詞：MOSID、MISR、AERONET、單次散射反照率、氣膠光學厚度

1. 前言

1.1 研究動機

氣候變遷現今是國際上重要的議題之一，影響全球氣候變遷的主要驅動力分別來自溫室氣體的增溫效應，以及存在於大氣中的氣膠(Aerosol)所造成的降溫效應。根據 IPCC 在 2007 年的報告中指出，在 1750 至 2005 年之間，溫室氣體的輻射驅動力(Radiative Forcing)約為 2.5 W m^{-2} ，而氣膠對於輻射驅動力的總貢獻約為 -1.2 W m^{-2} ，但輻射驅動力為因為氣膠種類不同或是氣膠的光學特性不同而有很大的改變。在同樣濃度下，顆粒較大的氣膠對輻射驅動力的影響較顆粒小的氣膠明顯，而氣膠的吸收特性也會直接影響輻射驅動力，當氣膠擁有強吸收特性時，其消光能力比起若吸收特性要強。

氣膠對輻射驅動力的影響較為複雜，因此探討不同氣膠種類的光學特性能對輻射驅動力的計算有很大的幫助。(Bodhaine *et al.*, 1995)。單次散射反照率(single-scattering albedo)是散射與消光(散射與吸收)的比例，能反應出一地區氣膠的吸收強弱，是模擬氣候系統的一個很重要參數。Hansen *et al.*(1997)指出當雲中含有單次散射反照率高於 0.91 的氣膠時，會冷卻氣候系統，而低於 0.91 時會加熱氣候系統。雖然此參數可由 AERONET(AERosol RObotic NETwork)地面觀測站提供，但地面測站能提供的資訊有空間上的限制，而氣膠的種類及光學特性有很大的區域性，在計算各個地區的輻射驅動力時，如果只由地面測站的觀間上的分佈，對氣候模式的模擬有很大的限制，而衛星資料能提供大範圍地區的觀測資料，因此能提供氣膠吸收特性在空間上的分佈，對計算輻射驅動力有很大的幫助。生

¹ 國立中央大學遙測科技碩士學位學程 碩士

² 國立中央大學太空科學研究所 博士生

³ 國立中央大學太空及遙測研究中心 副教授

* 通訊作者, 電話: 03-4227151 ext.57633, E-mail: thlin@csrs.ncu.edu.tw

收到日期: 民國 102 年 03 月 12 日

修改日期: 民國 102 年 07 月 03 日

接受日期: 民國 102 年 07 月 18 日

質燃燒會釋放出很多的強吸收粒子，而沙塵(dust)因為粒徑較大，在短波有較強的吸收。東南亞地區在春季常常有生質燃燒事件的發生，透過氣流傳送可以到達東亞，特別是嚴重的生質燃燒事件發生時，對亞洲地區的氣候系統有顯著的影響。西非地區因鄰近東邊的撒哈拉沙漠，在各個季節都常遭受沙塵的侵襲，且西非地區在冬季與春季時會受到來自非洲赤道地區生質燃燒產生的煙塵(smoke)影響。不同種類的氣膠會有不同的吸收特性，會對這兩地區輻射驅動力造成不一樣的結果，因此探討這兩地區氣膠的吸收特性是重要的工作。

本篇研究目的在於應用衛星資料針對兩種不同氣膠類型去反演單次散射反照率，並探討其反演的準確性與適用性，由於沙塵與煙塵在地球上具有廣大分佈的特性，煙塵來自生質燃燒、森林火災或人為排放等，沙塵則來自沙漠或半乾燥地區，這些氣膠不僅會影響當地的氣候系統，透過長程傳輸也會影響到其他地區，且沙塵與煙塵的光學特性會因為來源地區不同有很大的差異，因此探討煙塵與沙塵的吸收特性是本篇研究的主要工作，並歸結這兩地區的氣膠吸收特性，對研究地球氣候模式有很大的幫助。

1.2 文獻回顧

1.2.1 單次散射反照率反演方法

單次散射反照率是計算全球氣候模式的一個重要參數，可表示氣膠在吸收與散射的比例。衛星所觀測的輻射強度由地表與大氣所貢獻，在可見光頻道，地表所貢獻的輻射強度是由地表的反射特性(地表反射率)所決定，大氣又可分為空氣粒子與氣膠粒子，空氣粒子在大氣中的混合比是固定的，由空氣粒子貢獻的輻射強度能夠準確的被估算，而氣膠所貢獻的輻射強度要考慮散射與吸收的多寡(可由氣膠光學厚度表示)，以及散射與吸收的比例(可由單次散射反照率表示)，因此對於衛星觀測資料來說，由衛星所觀測的輻射量值，同時要提供地表的反射特性、氣膠光學厚度與單次散射反照率較為

困難，以下敘述一些使用衛星資料反演單次散射反照率的方法。

Kaufman *et al.*(1990)使用一組 AVHRR 影像反演單次散射反照率、氣膠光學厚度與粒徑大小(size distribution)，該組影像包含晴空事件與受氣膠影響事件，其中受氣膠影響事件的氣膠光學厚度要大於 0.4，以晴空事件的地表反射特性作為參考依據，當單次散射反照率趨近於 1 時，其誤差約 ± 0.03 ，當單次散射反照率趨近於 0.8 時，其誤差約 $\pm (0.03-0.07)$ ，此方法依賴地表的反射特性，兩個事件的地表反射特性需一致才能減少反演的誤差。由 MODIS 提供的 Deep Blue algorithm (Hsu *et al.*, 2004, 2006)能反演高反射率地區(如沙塵)的氣膠光學厚度與單次散射反照率，先使用兩個藍光頻道建立地表反射率資料庫，再配合輻射傳送方程式計算，而沙塵在藍光頻道有較強的吸收特性，因此可以反演單次散射反照率，但缺點是事前需要建立地表反射率資料，且大多使用在高反射率地區，而主要的氣膠對象為沙塵。Kaufman *et al.*(2002a)針對海洋 sunlint 區域的特性來反演海洋上的單次散射反照率。氣膠在海洋 sunlint 區域的反射率，可由氣膠的吸收與散射特性來影響，而氣膠的散射特性是在非 sunlint 區域反演得到，且 sunlint 的反射特性可以由特定波段(氣膠不吸收的波段)決定，因此最後可以得到氣膠的吸收特性，其誤差約為 ± 0.02 ，缺點是只能反演在海上的氣膠，且需要特定的觀測角度才能觀測到 sunlint 區域。Torres *et al.* (2005)使用 TOMS 的 UV 波段反演氣膠光學厚度與單次散射反照率，其誤差分別為 $\pm 30\%$ 與 ± 0.03 ，缺點是 TOMS 的解析度差，無法提供區域詳細的空間分佈。

1.2.2 煙塵光學特性

煙塵對當地的輻射收支有很大的影響，進而影響到天氣系統(Hobbs *et al.*, 1997)。生質燃燒(Biomass Burning)會產生大量的煙塵，在燃燒的過程中會釋放出含碳的氣膠粒子(Carbonaceous Aerosol)，而黑碳粒子(Black Carbon)的吸收能力最為顯著，黑碳粒子對全球輻射驅動力的影響約為

0.5-0.8 W m⁻²，對全球暖化的貢獻約為溫室氣體貢獻的三分之一(Haywood & Boucher, 2000)。對可見光有強吸收特性的氣膠粒子會嚴重的影響到能見度，甚至會減緩當地的生態循環，Deng *et al.*(2008) 指出珠江三角洲地區的低能見度事件是因為高濃度的含碳氣膠粒子所造成的。此外生質燃燒釋放含碳氣膠粒子的多寡和燃燒的物種與燃燒形態有關，Kaufman *et al.*(2002b)指出非洲草原燃燒產生的黑碳粒子對光學厚度貢獻約為 12%，而森林火災釋放的黑碳粒子對光學厚度的貢獻只有 7%。

在東南亞地區的高濃度黑碳粒子事件主要是由生質燃燒所釋放出來的(Eck *et al.*, 2001)，東南亞生質燃燒主要的地區為印度中部、泰國、寮國、柬埔寨以及越南等地(Christopher & Kimberly, 1996)，這些氣膠藉由西風傳送經由香港、台灣甚至到達北美西岸。東南亞生質燃燒所產生的懸浮微粒成份中，其中 80%來自於人為因素，形成原因是使用生物原料，牛糞或木材等做為燃料的低效能爐灶、燃燒農業廢棄物、燃燒樹木及家庭炊煙等傳統污染源都會產生煙塵，另一則是汽車排放的廢氣和工業污染源等，尤以亞洲落後開發中國家大量使用原始燃料，且缺乏適當的污染防制措施，以致空氣污染未經處理即排放至大氣中，對大氣及室內空氣品質產生嚴重影響。

1. 2. 3 沙塵光學特性

沙塵暴是指強風將地面大量的沙和土粒吹起，使空氣變得混濁、能見度大為減小的天氣現象，主要發生在沙漠或是半乾燥地區，發生沙塵暴的條件除了要有足夠的沙源之外，強風和不穩定的氣流也是發生沙塵暴的條件之一。沙塵的顆粒大且散射能力強，對地球輻射收支系統有很大的影響，進而影響到氣候系統(Perez *et al.*, 2006; Prospero *et al.*, 2002)，也會嚴重影響空氣品質而危害到人類健康。

西非地區因靠近東邊的撒哈拉沙漠，此地區長期遭受沙塵的影響，但靠近大西洋，因此也會受到海洋氣膠的污染，南邊的非洲草原與作物燃燒產生的煙塵也會隨著氣流飄散到此處，此地區的氣膠較

為複雜且有季節性的變化。Husar *et al.* (1997) 和 Diaz *et al.* (2001) 指出西非地區在春季除了會受到沙塵的影響，如果當地遭受強力的南風時，也會受到來自非洲赤道地區的生質燃燒產生的煙塵影響，會嚴重影響當地的輻射驅動力；Christopher & Jones (2010)提到造成西非地區遭受小顆粒的侵襲，其最大輻射驅動力的改變量可高達-15 W m⁻²。Li *et al.* (2004) 指出西非地區因不同氣膠粒子而造成氣膠的輻射驅動力有季節性的變化，而西非地區在不同季節有不同的盛行風，因此和氣膠的來源地區有關。Prospero *et al.* (2002) 指出西非地區因靠近撒哈拉沙漠，長時間遭受較大顆粒的氣膠侵襲，當此地區氣流來自大西洋時，會遭受到較小顆粒的氣膠侵襲。

一般來說，沙塵的粒徑範圍約 0.1 微米到 10 微米(Tegen & Lacis, 1996)，吸收特性會隨著波長變短而增強，其光學特性也會隨著沙塵來源地區而不同，撒哈拉沙漠的沙塵粒子主要成分為矽(Silica)，約占 60%左右，其餘成分包含了氧化鋁(Al₂O₂)、氧化鐵(Al₂Fe₃)、氧化鈣(CaO)、氧化鎂(MgO)與氧化鉀(K₂O)等(Chudnovsky *et al.*, 2009)。Wanger *et al.* (2009)在 2006 年觀測到撒哈拉沙漠沙塵的折射指數虛部約為 0.004(440nm)、0.003(670nm)、0.002(870nm)，並和其他觀測資料比對只有些微的差異。Kaufman *et al.*(2001)在 1999 年西非的 Cape Verde 測站觀測到沙塵的平均單次散射反照率為 0.90(440nm)、0.93(670nm)、0.94(870nm)；Cattrall *et al.*(2003)在靠近西非的東大西洋地區反演沙塵的單次散射反照率約為 0.91(440nm)、0.95(670nm)、0.96(870nm)，這兩組所觀測到沙塵的吸收特性很接近，表示來自同一地區的沙塵粒子，其光學特性不會有太大的差異。

2. 資料來源及處理

本篇研究針對東南亞地區因生質燃燒所產生的煙塵與西非地區沙塵探討光學的吸收特性，結合衛星資料與地面資料反演的氣膠單次散射反照率參數，使用的衛星資料包括 MISR 觀測的大氣層頂輻射強度與 MODIS 提供的氣膠光學厚度和整層大

氣的水氣含量，地面資料來自 AERONET 提供的粒徑分佈與折射指數實部。Dubovik *et al.* (2002) 指出在探討氣膠的吸收特性時，使用 AERONET 提供的粒徑分佈與折射指數實部可避免許多由氣膠造成的不確定性。在驗證方面，AERONET 提供的折射指數虛部與單次散射反照率可作為驗證資料。

2.1 研究資料及研究區域

本篇研究使用 MISR 的 MI1B2E 產品 (<http://l0dup05.larc.nasa.gov/>)，為 ellipsoid-projected TOA (Top Of Atmosphere) radiance product，提供 4 個波段(446nm、558 nm、672nm 和 866nm)及 9 個觀測角的大氣層頂輻射強度(Apparent Radiance)、太陽天頂角和方位角、經緯度和衛星通過時間等觀測資料，其中大氣層頂輻射強度選用 3 乘 3 像元的平均值去對應地面觀測資料。研究也使用 MOD04 與 MOD05 產品(<http://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/search.html>)，MOD04

產品能提供 550(nm)的氣膠光學厚度，解析度為 10(km)，用於反演氣膠光學厚度的頻道共有 7 個(466nm、533nm、646nm、855nm、1243nm、1632nm、2119nm)，反演方法可分為 Dark Target algorithm 與 Deep Blue algorithm，其中 Dark Target algorithm 需要低反射率的目標物(湖泊、海洋或植被)，而 Deep Blue algorithm 適用於高反射率地區(沙漠或都市)。MOD05 能提供水氣含量的訊息，包括由近紅外光與熱紅外光所提供的整層大氣水氣含量，解析度為 1(km)。

在研究區域的選擇方面，本篇研究使用 AERONET Level 1.5 與 Level 2.0 的觀測資料 (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>)，使用的參數包括氣膠光學厚度、粒徑分佈、折射指數、單次散射反照率等。本研究選用的測站包括東南亞地區 Mukdahan、Pimai、Ubon_Ratchathani、Chiang_Mai_Met_Sta (圖 1) 與西非地區的 Dahkla、Dakar (圖 2) 等測站，符合氣膠光學厚度在 550(nm)波長為 0.5 以上為代表性個案，因為反演單次散射反照率的誤差百分比比較小(約在 3%以

內)。挑選出來的代表性個案約 16 個(煙塵)和 18 個(沙塵)，其日期、測站位置與氣膠光學厚度列在表 1 和表 2。若觀測的時間與衛星的時間差超過一小時則不使用該筆資料。

表 1 東南亞地區煙塵個案的測站位置與日期和氣膠光學厚度，A 組為強吸收特性組，B 組為弱吸收特性組

AERONET Site ^o	Date on Clear Day (yyyy/mm/dd)	Date on Hazy Day (yyyy/mm/dd)	Satellite Retrieved AOD_550 on Clear Day ^o	Satellite Retrieved AOD_550 on Hazy Day ^o
Group B^o				
Mukdahan ^o	2004/02/10 ^o	2004/02/26 ^o	0.178 ^o	0.635 ^o
Mukdahan ^o	2004/04/30 ^o	2004/04/14 ^o	0.378 ^o	0.812 ^o
Mukdahan ^o	2006/02/15 ^o	2006/03/03 ^o	0.283 ^o	0.841 ^o
Mukdahan ^o	2007/02/18 ^o	2007/02/02 ^o	0.318 ^o	0.771 ^o
Mukdahan ^o	2009/02/23 ^o	2009/03/11 ^o	0.365 ^o	0.871 ^o
Mukdahan ^o	2006/02/22 ^o	2006/03/10 ^o	0.142 ^o	0.753 ^o
Pimai ^o	2006/02/22 ^o	2006/03/10 ^o	0.221 ^o	0.699 ^o
Ubon_Ratchathani ^o	2010/01/16 ^o	2010/02/01 ^o	0.179 ^o	0.56 ^o
Pimai ^o	2006/04/02 ^o	2006/03/17 ^o	0.211 ^o	0.538 ^o
Pimai ^o	2007/01/31 ^o	2007/02/16 ^o	0.323 ^o	0.501 ^o
Pimai ^o	2006/02/20 ^o	2006/03/08 ^o	0.244 ^o	0.676 ^o
Group A^o				
Chiang_Mai_Met_Sta ^o	2008/02/17 ^o	2008/03/04 ^o	0.233 ^o	0.883 ^o
Chiang_Mai_Met_Sta ^o	2008/03/11 ^o	2008/03/27 ^o	0.291 ^o	0.604 ^o
Chiang_Mai_Met_Sta ^o	2010/03/01 ^o	2010/03/17 ^o	0.334 ^o	2.335 ^o
Chiang_Mai_Met_Sta ^o	2009/02/01 ^o	2009/02/17 ^o	0.369 ^o	0.700 ^o
Chiang_Mai_Met_Sta ^o	2010/04/25 ^o	2010/04/09 ^o	0.323 ^o	1.105 ^o

表 2 西非地區沙塵測站位置與日期和氣膠光學厚度，A 組為強吸收特性組，B 組為弱吸收特性組

AERONET Site ^o	Date on Clear Day (yyyy/mm/dd)	Date on Hazy Day (yyyy/mm/dd)	Satellite Retrieved AOD_550 on Clear Day ^o	Satellite Retrieved AOD_550 on Hazy Day ^o
Group B^o				
Dakar ^o	2006/02/24 ^o	2006/03/12 ^o	0.224 ^o	1.662 ^o
Dakar ^o	2006/03/28 ^o	2006/04/13 ^o	0.325 ^o	0.633 ^o
Dakar ^o	2006/05/15 ^o	2006/05/31 ^o	0.158 ^o	0.946 ^o
Dakar ^o	2007/02/11 ^o	2007/02/27 ^o	0.274 ^o	0.511 ^o
Dakar ^o	2008/02/14 ^o	2008/03/01 ^o	0.203 ^o	0.843 ^o
Dakar ^o	2010/02/19 ^o	2010/03/07 ^o	0.193 ^o	0.525 ^o
Dakar ^o	2006/03/19 ^o	2006/04/04 ^o	0.377 ^o	0.604 ^o
Dakar ^o	2006/12/16 ^o	2007/01/01 ^o	0.364 ^o	0.496 ^o
Dakar ^o	2008/03/08 ^o	2008/02/21 ^o	0.282 ^o	0.664 ^o
Dakar ^o	2009/05/14 ^o	2009/04/28 ^o	0.309 ^o	0.495 ^o
Dahkla ^o	2004/08/27 ^o	2004/09/12 ^o	0.294 ^o	1.481 ^o
Dahkla ^o	2002/11/12 ^o	2002/11/28 ^o	0.293 ^o	0.812 ^o
Dahkla ^o	2002/12/30 ^o	2003/01/15 ^o	0.064 ^o	0.521 ^o
Group A^o				
Dahkla ^o	2004/06/17 ^o	2004/07/03 ^o	0.372 ^o	0.544 ^o
Dahkla ^o	2004/06/17 ^o	2004/06/01 ^o	0.372 ^o	0.525 ^o
Dahkla ^o	2004/08/04 ^o	2004/07/19 ^o	0.377 ^o	0.725 ^o
Dahkla ^o	2002/08/22 ^o	2002/09/07 ^o	0.209 ^o	0.502 ^o
Dahkla ^o	2002/07/07 ^o	2002/06/21 ^o	0.277 ^o	0.538 ^o

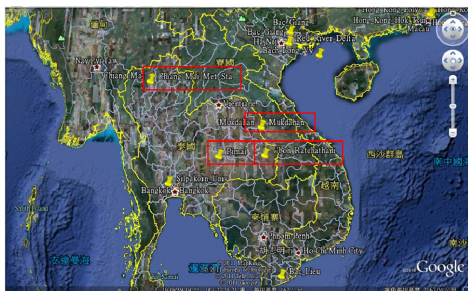


圖 1 本篇研究選用的東南亞地區 AERONET 測站



圖 2 本篇研究選用的西非地區 AERONET 測站

2.2 6S 輻射傳送模式

6S (Second Simulation of a Satellite Signal in the Solar Spectrum)，主要用於 MODIS 衛星資料對大氣校正的輻射傳送模式，也可用於模擬其他衛星資料或空載資料的輻射傳送模式，能對不同的氣膠種類(包括混合氣膠)、地物種類與地面高度進行模擬，也可以針對大氣的吸收特性去模擬，其運算的流程圖如圖 3 所示。內建 MODIS、AVHRR、SEAWIFS 與其他共 19 個衛星的頻譜反應，可選用的氣膠來源包含大陸 (Continental)、海洋 (Maritime)、沙漠地區 (Desert)、生質燃燒 (Biomass)、都市 (Urban) 與平流層 (Stratospheric) 等，模式中可選用的氣膠分佈包含 Log-Normal distribution、Modified Gamma distribution、Junge Power-Law distribution 與 Sun-photometer 提供的粒徑分佈，地物種類包含植被、乾淨水體、湖泊與沙地等，其適用性相當的廣泛，此外，6S 也提供了能讓使用者自訂的氣膠分佈、模擬計算的層數、觀測角度、氣膠參數、地表反射率等，這些對特定地區的輻射傳送模擬有很大的幫助。

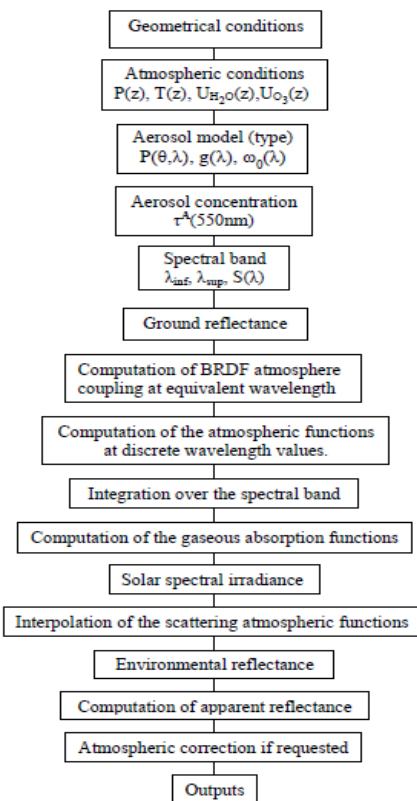


圖 3 6S 模式流程圖 (摘自 <http://6s.ltdri.org/>)

3. 研究方法

本篇使用的方法採取 Vermote *et al.* (2007) 提出反演單次散射反照率的方法，其概念為選取同一地區時間接近的兩張影像，這兩張影像包括一個受氣膠影響事件與一個晴空事件，晴空事件反演的地表反射率可做為受氣膠影響事件的參考標準，以此標準來反演受氣膠影響事件的氣膠吸收特性，詳細的流程如圖 4 所示。

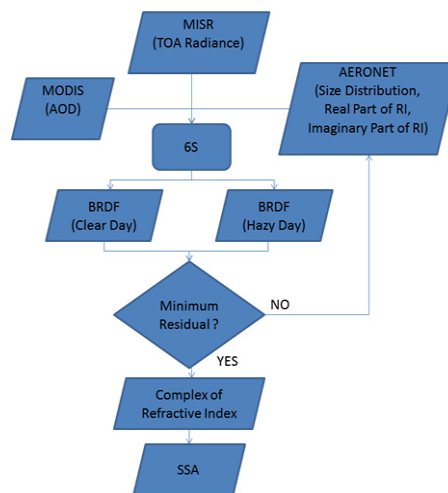


圖 4 反演單次散射反照率流程圖

將衛星資料與地面資料放進 6S 輻射傳送模式運算來得到地表反射率，MISR 可以提供 9 個不同觀測視角的輻射強度，因此可得到 9 個不同方向的地表反射率，9 個不同的地表反射率可構成一組 BRDF (Bidirectional Reflectance Distribution Function)。晴空事件可反演一組 BRDF (圖 5)，而在受氣膠影響事件裡為了探討氣膠的吸收特性，嘗試代入多個不同的折射指數虛部，因此受氣膠影響事件可得到多組不同的 BRDF (圖 6)，最後將這些受氣膠影響事件反演的 BRDF 和晴空事件反演的 BRDF 做比較。經由殘差公式(1)來做比較，方程式中 R 表示殘差(Residual)，n 為觀測角度的總數目， ρ_{Hazy} 為受氣膠影響事件的地表反射率， ρ_{Clear} 為晴空事件的地表反射率，i 為第 i 個觀測角度，而殘差最小值所對應的折射指數虛部表示符合當時的氣膠吸收特性，再經由 6S 輻射傳送模式的運算可以得到單次散射反照率。地表反射率會因為觀測的幾何不同而有改變，此反演方法必須依賴同樣觀測角度的地表特性，因此兩組影像的觀測幾何需一致，由於 Terra 衛星需要 16 天時間才能返回同一個軌道上，所以選用兩組影像的時間差為 16 天，為此反演方法的限制。

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n |\rho_{Hazy_i} - \rho_{Clear_i}|}{n} \quad (1)$$

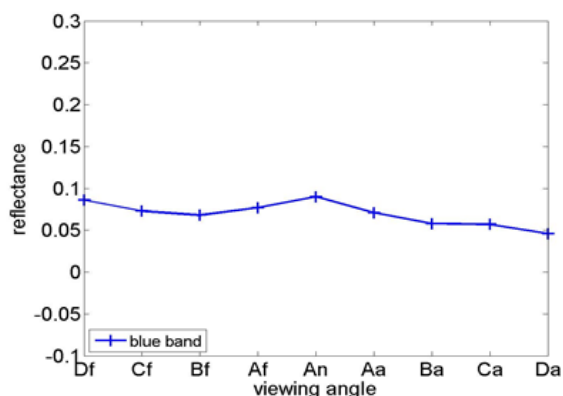


圖 5 晴空事件反演的 BRDF 值

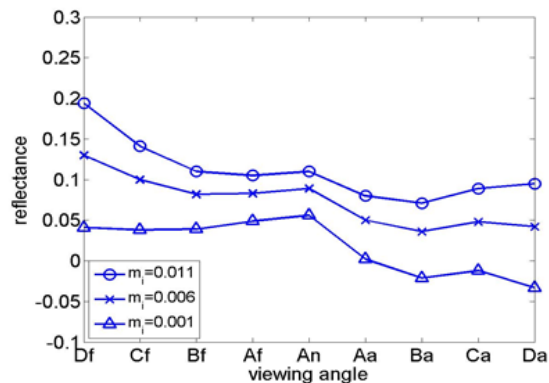


圖 6 受氣膠影響事件反演的多組 BRDF，其折射指數虛部為 0.001(△)、0.006(X)、0.011(O)

4. 結果與討論

4.1 單次散射反照率準確性探討

理想中的晴空事件為大氣中不含任何氣膠成分(氣膠光學厚度為 0)，但現實生活中不可能發生，而接近理想的晴空事件(氣膠光學厚度小於 0.1)在一年中發生的天數是少之又少，若要嚴格要求晴空事件的條件將會限制可用觀測資料的筆數，因此本研究不去限制晴空事件的條件，而是將晴空事件分為四組資料去做討論：氣膠光學厚度(波長為 550 奈米)介於 0 與 0.1 之間、0.1 與 0.2 之間、0.2 與 0.3 之間、0.3 與 0.4 之間，而受氣膠影響事件的氣膠光學厚度需大於晴空事件的氣膠光學厚度。

由於 AERONET 觀測資料有高精確度的特性，所以本篇研究採用 AERONET 反演之折射指數虛部與單次散射反照率來作為驗證資料。單次散射反照率是折射指數的函數，因此先探討折射指數虛部，再去探討單次散射反照率。結合東南亞地區和西非地區的反演結果對應四組晴空事件，其折射指數虛部反演的結果與 AERONET 反演的結果之比較，如圖 7 至 10 所示，這四組資料都有同樣的特性：選取受氣膠影響事件的氣膠光學厚度越小(越接近圖中的虛線)，其折射指數虛部差值就越大，反之，選取受氣膠影響事件的氣膠光學厚度越大(越遠離圖中的虛線)，其折射指數虛部差值就越小，這表示反演折射指數虛部跟晴空事件和受氣膠

影響事件的氣膠光學厚度之間的差距有關，差距越小則可能的誤差就越大。

在反演折射指數虛部後，結合 AERONET 地面觀測資料的折射指數實部、波長、粒徑大小等相關資訊，經由 6S 模式的運算便可得到單次散射反照率，這四組資料所反演的單次散射反照率誤差百

分比如圖 11 至 14 所示，其特性和折射指數虛部的差值所提到的相似，晴空事件與受氣膠影響事件的氣膠光學厚度之間的差距越大(越遠離虛線)，則反演的單次散射反照率誤差越小；晴空事件與受氣膠影響事件的氣膠光學厚度差距越小(越接近虛線處)，則反演的單次散射反照率誤差越大。

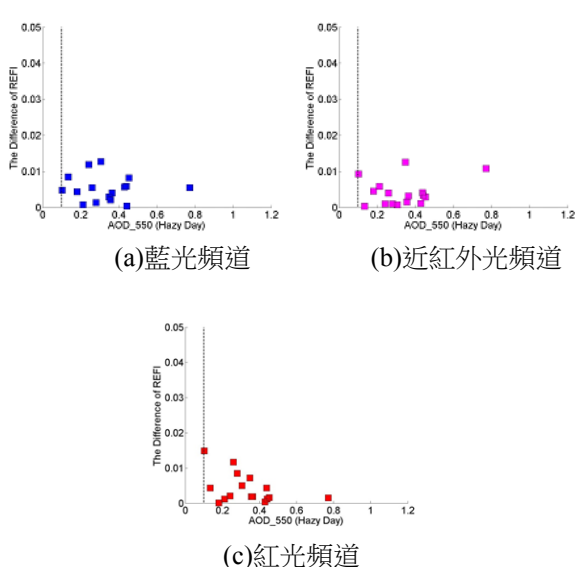


圖 7 選取晴空事件的氣膠光學厚度介於 0 與 0.1 之間(虛線為氣膠光學厚度為 0.1)，結合東南亞和西非地區反演的折射指數虛部(REFI)結果，以 AERON ET 藍光、紅光、近紅外光頻道反演結果為驗證資料，折射指數虛部的差值(縱軸)隨 MODIS 波長 550(nm)的氣膠光學厚度(橫軸)分佈

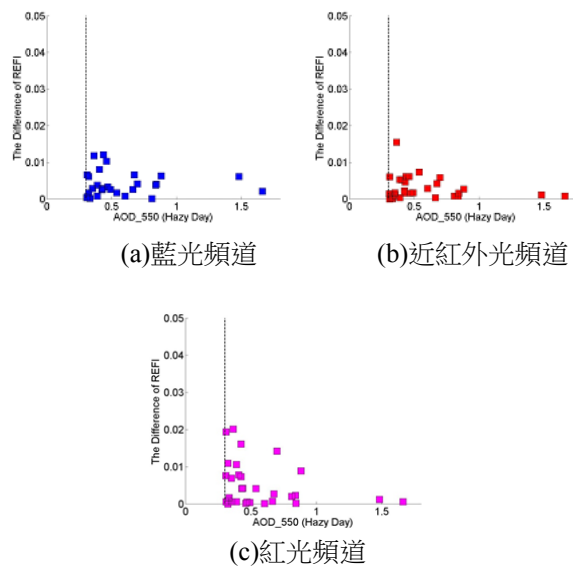


圖 9 選取晴空事件的氣膠光學厚度介於 0.2 與 0.3 之間(虛線為氣膠光學厚度為 0.3)

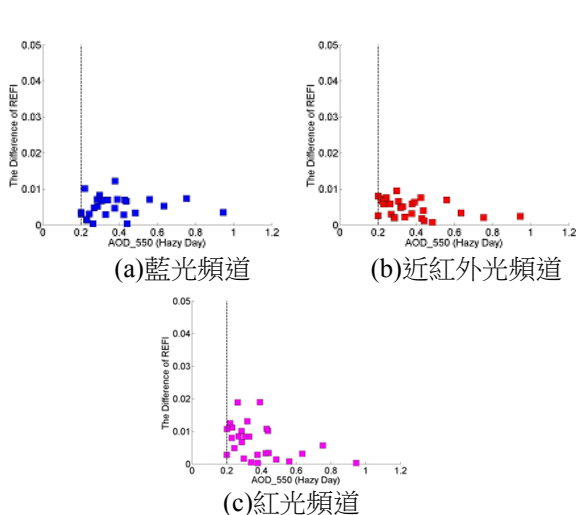


圖 8 選取晴空事件的氣膠光學厚度介於 0.1 與 0.2 之間(虛線為氣膠光學厚度為 0.2)

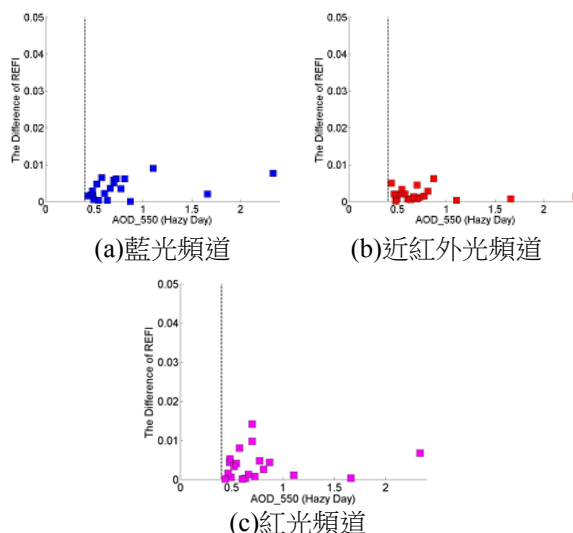


圖 10 選取晴空事件的氣膠光學厚度介於 0.3 與 0.4 之間(虛線為氣膠光學厚度為 0.4)

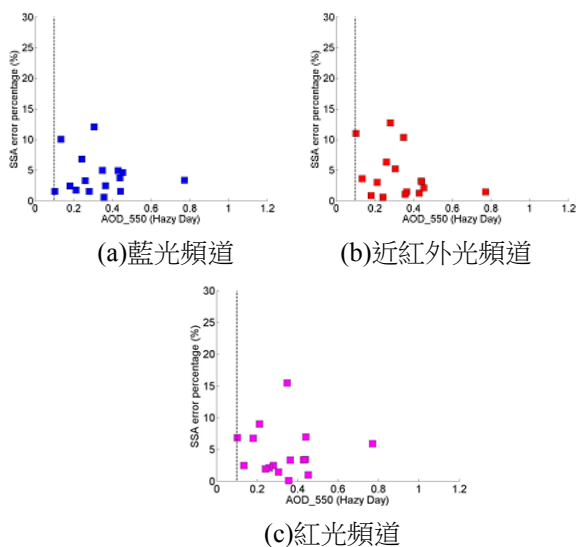


圖 11 選取晴空事件的氣膠光學厚度介於 0 與 0.1 之間(虛線為氣膠光學厚度為 0.1)，結合東南亞地區和西非地區反演的單次散射反照率結果，以 AERONET 藍光、紅光、近紅外光頻道反演結果為驗證資料，其誤差百分比(縱軸)隨 MODIS 波長為 550(nm)的氣膠光學厚度(橫軸)分佈

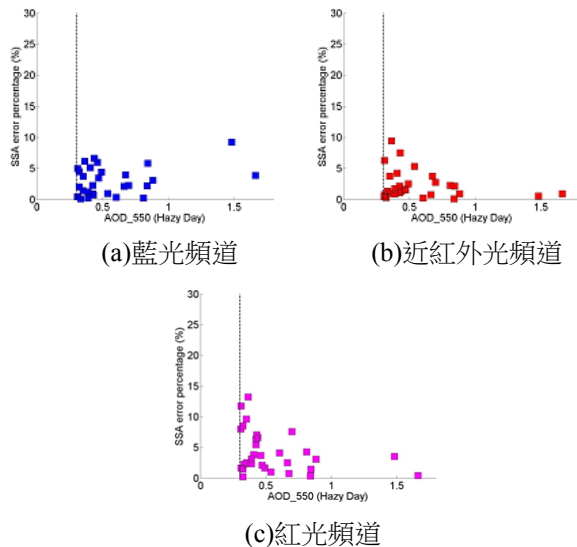


圖 13 選取晴空事件的氣膠光學厚度介於 0.2 與 0.3 之間(虛線為氣膠光學厚度為 0.3)

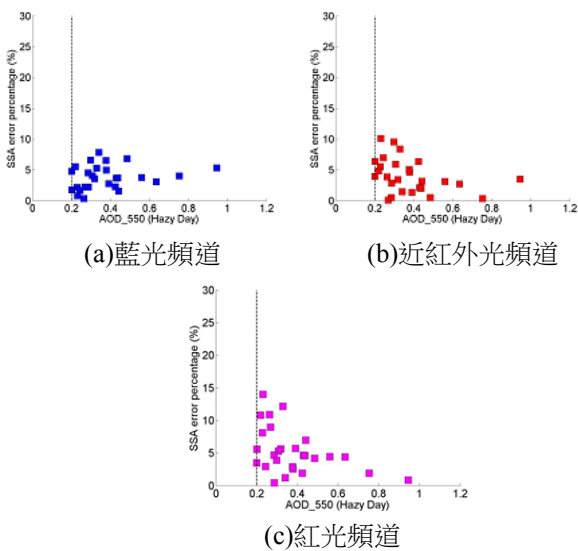


圖 12 選取晴空事件的氣膠光學厚度介於 0.1 與 0.2 之間(虛線為氣膠光學厚度為 0.2)

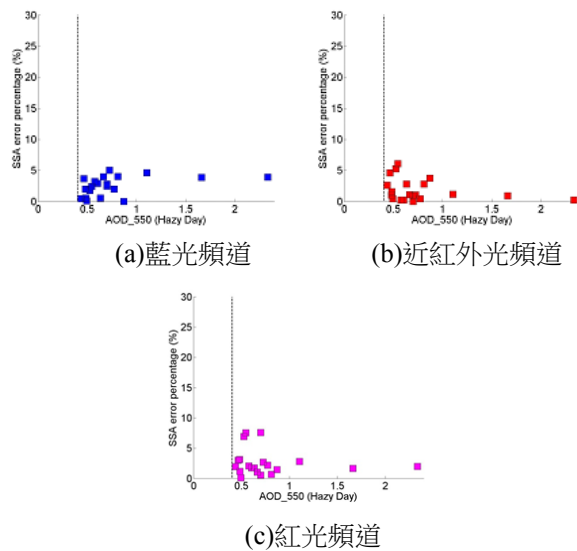


圖 14 選取晴空事件的氣膠光學厚度介於 0.3 與 0.4 之間(虛線為氣膠光學厚度為 0.4)

這四組的單次散射反照率誤差百分比統計結果如表 3 所示，大致上誤差百分比會隨著受氣膠影響事件的氣膠光學厚度增加而減少，當氣膠的量增多的時候，受氣膠影響的總輻射量(散射和吸收)會增加，導致氣膠所表現的輻射特性較為明顯，反演的誤差因此而減少。此外，若要使反演單次散射反

照率的誤差百分比在 5%以內，選取晴空事件的氣膠光學厚度小於 0.2 時，受氣膠影響事件的氣膠光學厚度要比 0.4 要高；選取晴空事件的氣膠光學厚度界於 0.2 與 0.4 時，受氣膠影響事件的氣膠光學厚度要比 0.5 要高。

表 3 不同的氣膠光學厚度門檻值，其反演的單次散射反照率平均誤差百分比與標準差

	AOD ₅₅₀ on Clear Day	Spectral Band (AERONET)	AOD ₅₅₀ on Hazy Day		
			0.1-0.3	0.3-0.4	0.4-
SSA Average Error Percentage (%)	$\tau_{550} < 0.1$	Blue Band	4.3±3.0	4.2±3.2	3.6±1.3
		Red Band	6.5±5.8	4.5±3.0	2.3±0.9
		NIR Band	5.4±5.1	5.1±4.6	4.0±2.4
			0.2-0.3	0.3-0.4	0.4-
	$0.1 \leq \tau_{550} < 0.2$	Blue Band	4.3±2.1	4.1±1.5	3.7±1.5
		Red Band	5.0±2.9	4.3±2.6	2.7±1.8
		NIR Band	6.7±3.9	5.1±3.5	3.8±1.9
			0.3-0.4	0.4-0.5	0.5~
	$0.2 \leq \tau_{550} < 0.3$	Blue Band	4.3±1.8	3.5±2.3	3.1±2.6
		Red Band	3.9±3.2	2.5±2.2	1.8±1.6
		NIR Band	6.4±4.3	4.7±2.2	2.7±1.8
			0.4-0.6	0.6-0.8	1.0~
$0.3 \leq \tau_{550} < 0.4$	Blue Band	2.7±1.4	2.8±1.4	3.2±1.8	
	Red Band	2.7±2.3	2.1±1.0	1.8±1.5	
	NIR Band	3.2±2.6	2.5±2.2	1.7±0.8	

理論上波長較短的頻道對氣膠較為敏感，反演氣膠的光學特性應該較為準確，不過在此研究裡，晴空事件有氣膠的存在，而反演晴空事件的地表反射率需要正確的氣膠參數，因此對氣膠較為敏感的藍光頻道在氣膠參數上會有較大的變動，導致反演晴空事件的地表反射率較為不準確，以不準確的地表反射率為參考基準，則會導致反演單次散射反照率有一定的誤差。將所有反演單次散射反照率的結果累加起來，再依受氣膠影響事件的氣膠光學厚度門檻值(氣膠光學厚介於 0 與 0.3 之間、0.3 與 0.4 之間、0.4 與 0.5 之間、0.5 以上)而分類，分為四組資料如表 4，藍光頻道反演的誤差百分比皆有 3% 以上(3.4%、3.5%、3.1%與 3.1%)，而紅光頻道隨著氣膠光學厚度的增加依序為 5.1%、3.3%、2.5% 與 1.9%，藍光在氣膠光學厚度較小時(介於 0 與 0.3 之間)，其誤差百分比(3.4%)比起紅光頻道(5.1%)來得小；當氣膠光學厚度較大時(0.5 以上)，其誤差百分比依舊有 3%，而紅光的誤差百分比(1.9%)有明顯的下降，這有可能是上述提及的原因所造成。此外，選取受氣膠影響事件的光學厚度大於 0.5 時，其反演單次散射反照率的誤差百分比約為 3%(藍光頻道)、2%(紅光頻道)、3%(近紅外光頻

道)，是所有結果中誤差百分比最小的一組。

表 4 不同的受氣膠影響事件氣膠光學厚度門檻值，反演的單次散射反照率平均誤差百分比與標準差

	Spectral Band	AOD ₅₅₀ on Hazy Day			
		0.1-0.3	0.3-0.4	0.4-0.5	0.5~
SSA Average Error Percentage (%)	Blue Band	3.4±2.5	3.5±2.8	3.1±2.0	3.1±1.8
	Red Band	5.1±3.7	3.3±3.0	2.5±1.8	1.9±1.7
	NIR Band	5.6±3.9	5.2±4.5	3.8±2.1	2.9±2.1

4.2 誤差原因探討

造成反演單次散射反照率誤差的可能原因大致上可分為三個因素，包括晴空事件地表反射率的不準確性、不適當的氣膠參數與輻射傳送模式的限制，以下逐一探討。

4.2.1 不準確的晴空事件地表反射率

此方法反演的理論基礎是把晴空事件反演得到的地表反射率當作該地區的地表反射率，因此地表反射率的準確性會對結果造成很大的影響。晴空事件和受氣膠影響事件相隔 16 天，地表的特性會在這 16 天內有些微的變動，Huete *et al.* (2002); Schaaf *et al.* (2002)提到如果地表在這 16 天之內地表沒有太大的改變，其地表反射率相對誤差百分比約在 5% 以內。另外晴空事件總會有氣膠的存在，反演地表反射率時，如果輸入的氣膠參數不符合當時的大氣狀況，便會得到誤差較大的地表反射率。在決定折射指數虛部時，以地表反射率殘差最小值所對應的折射指數虛部為理想值(以圖 15a 為示意圖)，殘差最小表示晴空事件與受氣膠影響事件的地表反射率最接近，但作為參考標準的地表反射率有一定的誤差，這會造成殘差最小未必是兩者最接近，所以在決定折射指數虛部時，未必是地表反射率殘差最小值所對應的折射指數虛部為理想值，而是接近這個理想值的射指數虛部都有可能符合當時的氣膠特性(以圖 15b 為示意圖)，而這段範圍是會隨著晴空事件的地表反射率誤差增大而增大。

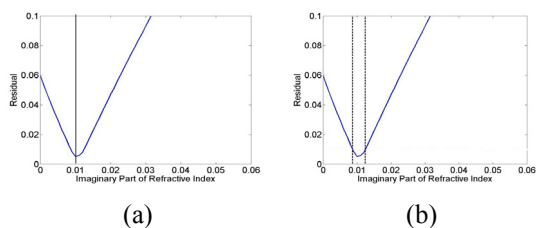


圖 15 決定折射指數虛部示意圖。(a)在決定折射指數虛部時，以地表反射率殘差最小值所對應的折射指數虛部為理想值(黑色實線)。(b)在兩條黑色虛線內的折射指數虛部都有可能符合當時的氣膠特性

4.2.2 不適當的氣膠參數

MODIS 和 MISR 感測器皆搭載於 Terra 衛星上，觀測時間差最大約 7 分鐘，由於時間差小，可視為同時觀測，而 AERONET 所提供的氣膠參數和衛星觀測的時間差平均為 30-40 分鐘，因此這些氣膠參數可能與當時衛星觀測的氣膠特性有些落差。

折射指數實部是決定單次散射反照率的參數之一，因此在此探討折射指數實部的變動對反演單次散射反照率的影響，而同類型氣膠的輻射特性大致上不會差太多，因此先挑選東南亞地區煙塵與西非地區沙塵代表性個案，符合氣膠光學厚度在 550(nm)波長為 0.5 以上作為代表性個案，一方面是因為氣膠光學厚度高表示氣膠的濃度高，另一方面是因為反演單次散射反照率的誤差百分比比較小(約在 3%以內)。挑選出來的代表性個案約 16 個(煙塵)和 18 個(沙塵)。經由 6S 模式運算後可以得到一組單次散射反照率，再去計算這組與原本 AERONET 單次散射反照率之間的變動率，其煙塵結果約為 $\pm 1.9%$ (藍光頻道)、 $\pm 2.1%$ (紅光頻道)、 $\pm 2.3%$ (近紅外光頻道)，而沙塵結果為 $\pm 0.2%$ 、 $\pm 0.2%$ 、 $\pm 0.6%$ ，煙塵的折射指數虛部為 0.017、0.016、0.016 比起沙塵(0.009、0.007、0.009)大得多，而單次散射反照率是吸收特性與消光特性(吸收和散射特性)的比例，如果幾乎無吸收特性時，即使散射特性的變化大，比例幾乎沒什麼變化，因此折射指數實部的變動對沙塵單次散射反照率的影響較低，因為沙塵的折射指數虛部較小所造成。

除了地面測站提供的氣膠參數可能會導致反演單次散射反照率之外，由 MODIS 提供的氣膠光學厚度並不是百分之百的準確，因此由 MODIS 提供的氣膠光學厚度也是造成反演單次散射反照率誤差的可能原因之一。

本篇研究測試氣膠光學厚度的改變對單次散射反照率的影響，增加或減少 MODIS 提供的氣膠光學厚度來測試反演單次散射反照率的變動量，測試的結果在東南亞地區與西非地區分別列在表 5 與表 6。針對東南亞地區煙塵代表性個案，由 MODIS 提供的氣膠光學厚度與 AERONET 提供的氣膠光學厚度平均差約 11%，這會對反演單次散射反照率的變動量有 $\pm 1%$ (藍光頻道)、 $\pm 1.2%$ (紅光頻道)、 $\pm 0.6%$ (近紅外光頻道)，而西非地區代表性個案的氣膠光學厚度由 MODIS 反演與 AERONET 觀測約差 16%，這會對反演單次散射反照率的變動量有 $\pm 1.5%$ 、 $\pm 1.6%$ 、 $\pm 1.5%$ 。在這些代表性個案中，本篇研究反演的單次散射反照率誤差約在 3%以內，而這些由氣膠光學厚度的變動會對反演單次散射反照率有 $\pm 0.6\%$ ~ $1.6%$ 的變動量，因此氣膠光學厚度在反演單次散射反照率中是重要的參數。

4.2.3 輻射傳送模式的限制

在 6S 輻射傳送模式的運算裡，是假設氣膠粒子為均勻球體，而實際上的氣膠粒子大多不是均勻球體，這會造成模式的散射相位函數與實際上有落差，也就是氣膠粒子在各個方向的散射比例與實際上有不同，會影響到氣膠散射至各個方向的輻射強度，最後造成反演不同角度的地表反射率有些許的變動，影響到 9 個地表反射率分佈的形狀，而此方法需依賴地表反射率的準確性，因此會造成反演結果的誤差。

表 5 選取東南亞地區煙塵個案，氣膠光學厚度變動對反演單次散射反照率的變動量(百分比表示)

	Spectral Band	Increasing or Decreasing 5% of AOD ₅₅₀ on Hazy Day	Increasing or Decreasing 10% of AOD ₅₅₀ on Hazy Day	Increasing or Decreasing 15% of AOD ₅₅₀ on Hazy Day	Increasing or Decreasing 20% of AOD ₅₅₀ on Hazy Day
SSA Variance Percentage (%)	Blue Band	±0.4	±0.9	±1.4	±1.6
	Red Band	±0.6	±1.1	±1.6	±1.9
	NIR Band	±0.4	±0.6	±0.8	±0.9

表 6 選取西非地區沙塵個案，氣膠光學厚度變動對反演單次散射反照率的變動量(百分比表示)

	Spectral Band	Increasing or Decreasing 5% of AOD ₅₅₀ on Hazy Day	Increasing or Decreasing 10% of AOD ₅₅₀ on Hazy Day	Increasing or Decreasing 15% of AOD ₅₅₀ on Hazy Day	Increasing or Decreasing 20% of AOD ₅₅₀ on Hazy Day
SSA Variance Percentage (%)	Blue Band	±0.4	±1.0	±1.4	±1.9
	Red Band	±0.4	±1.0	±1.5	±1.9
	NIR Band	±0.6	±1.0	±1.4	±1.9

4.3 東南亞煙塵單次散射反照率特性

經過前述挑選東南亞地區的代表性個案(表 1)後，其單次散射反照率隨 AE(Angström Exponent)值的分佈如圖 16，所有個案的 AE 值皆落在 1.3 至 1.7 內，屬於小顆粒氣膠，依吸收特性可分為強吸收組(A 組)與弱吸收組(B 組)，其分別統計的折射指數虛部與單次散射反照率平均值如表 7 所示，大致上吸收能力會隨著波長增加而增加，強吸收組的單次散射反照率隨波長增加為 0.88、0.84、0.84，弱吸收組為 0.94、0.91、0.88。生質燃燒所產生的煙塵會含有碳成分的氣膠粒子，而這些含碳的氣膠粒子有強吸收作用(Haywood & Ramaswamy, 1998)，此類型氣膠粒子的產生跟燃燒的作物和燃燒過程有關係，因此生質燃燒所產生的氣膠吸收能力會有很大的變動，所以反演的煙塵光學特性有強

弱吸收之分是可被接受的。

強吸收組的折射指數虛部為 0.021(藍光頻道)、0.026(紅光頻道)、0.029(近紅外光頻道)明顯比弱吸收組 0.010、0.013、0.016 來得高，且強吸收組的單次散射反照率為 0.88(藍光頻道)、0.84(紅光頻道)、0.84(近紅外光頻道)也明顯比弱吸收組 0.94、0.91、0.88 來得低，造成有強弱吸收特性區分的可能原因和氣膠來源地區有關，強吸收組皆發生在 Chiang_Mai 測站(泰國西北邊)，弱吸收組則發生在 Mukdahan、Pimai、Ubon_Ratchathani 等測站(泰國東南邊)，從氣流軌跡(圖 17)可以明顯看出，強吸收組(泰國西北邊)的氣流軌跡來自西方或南方，並沒有來自東方或東南方(泰國東南邊)，表示強吸收組的氣膠來源幾乎沒有來自泰國東南邊，而弱吸收組(泰國東南邊)的氣流軌跡來自東北方、東南方或南方，並沒有來自西方或西北方(泰國西北邊)，表示弱吸收組的氣膠來源幾乎沒有來自泰國西北邊，導致在氣膠的吸收特性上有分為強弱吸收的明顯差異。

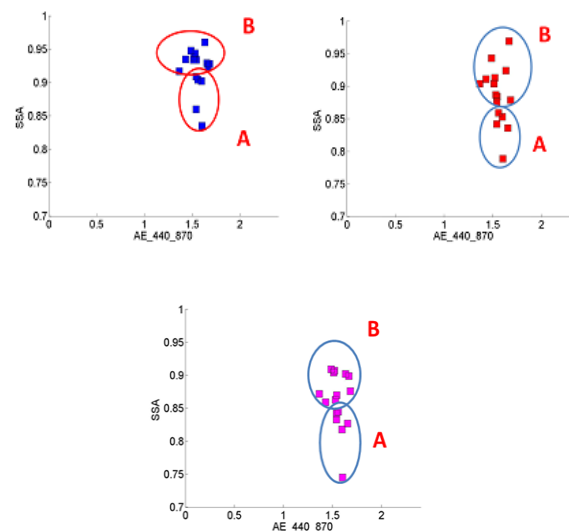


圖 16 東南亞地區煙塵的單次散射反照率隨 AE 值的分佈，分為強吸收組(A 組)與弱吸收組(B 組)。圖中藍色方框為藍光頻道，紅色方框為紅光頻道，粉色方框為近紅外頻道

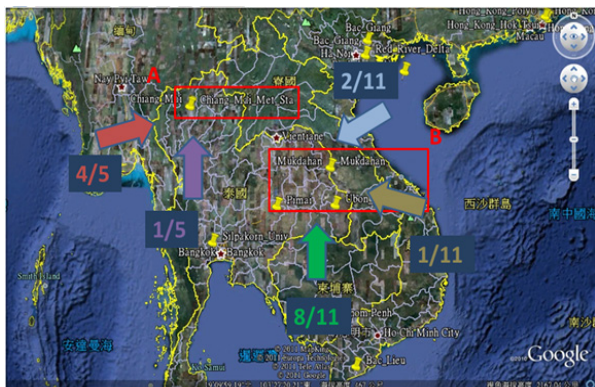


圖 17 東南亞地區代表性個案的氣流軌跡統計圖 (氣流軌跡來自 HYSPLIT MODEL)，箭頭表示該地區的氣流方向，箭頭旁的數字表示為：發生在該組該氣流方向的個案數/發生在該組的總個案數

表 7 東南亞地區煙塵代表性個案，反演的折射指數虛部與單次散射反照率的平均值，A 組為較強吸收特性，B 組為較弱吸收特性

⊖	Spectral Band⊖	Group A⊖	Group B ⊖
Average REFI⊖	Blue Band ⊖	0.021±0.009 ⊖	0.010±0.002 ⊖
	Red Band ⊖	0.026±0.009 ⊖	0.013±0.006 ⊖
	NIR Band ⊖	0.029±0.011 ⊖	0.016±0.004 ⊖
Average SSA⊖	Blue Band ⊖	0.88±0.03 ⊖	0.94±0.01 ⊖
	Red Band ⊖	0.84±0.03 ⊖	0.91±0.03 ⊖
	NIR Band ⊖	0.84±0.03 ⊖	0.88±0.03 ⊖

4.4 西非沙塵的單次散射反照率特性

西非地區的單次散射反照率隨 AE 值的分佈如圖 18，所有個案的 AE 值皆小於 0.4，屬於大顆粒氣膠，依吸收特性可分為強吸收組(A 組)與弱吸收組(B 組)，其分別統計的折射指數虛部與單次散射反照率平均值如表 8 所示，在弱吸收組方面，吸收能力在藍光頻道最強(單次散射反照率為 0.91)，而在紅頻道(單次散射反照率為 0.95)和近紅外光頻道(單次散射反照率為 0.94)差不多。

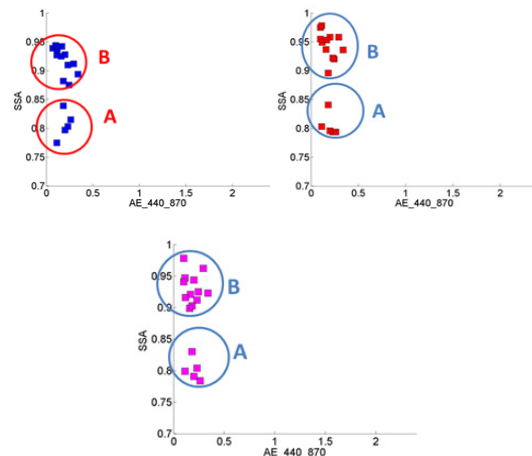


圖 18 沙塵的單次散射反照率隨 AE 值的分佈，可分為強吸收組(A 組)與弱吸收組(B 組)。圖中藍色方框為藍光頻道，紅色方框為紅光頻道，粉色方框為近紅外頻道

表 8 西非地區沙塵代表性個案，反演的折射指數虛部與單次散射反照率的平均值，A 組為較強吸收特性，B 組為較弱吸收特性

⊖	Spectral Band⊖	Group A⊖	Group B ⊖
Average REFI⊖	Blue Band ⊖	0.013±0.002 ⊖	0.003±0.001 ⊖
	Red Band ⊖	0.015±0.003 ⊖	0.002±0.001 ⊖
	NIR Band ⊖	0.017±0.003 ⊖	0.003±0.001 ⊖
Average SSA⊖	Blue Band ⊖	0.81±0.03 ⊖	0.91±0.02 ⊖
	Red Band ⊖	0.81±0.02 ⊖	0.95±0.03 ⊖
	NIR Band ⊖	0.81±0.03 ⊖	0.94±0.03 ⊖

強吸收組(A 組)的吸收能力(單次散射反照率平均約有 0.81)明顯比弱吸收組(B 組)強很多(單次散射反照率平均約有 0.91)，照理來說同一種沙塵粒子的光學特性差異不會太大，因此很有可能是混合了其他種類的氣膠，或者說這兩組資料並不是同類型的氣膠。強吸收組(A 組)的日期皆在 6 月至 9 月，其氣流軌跡皆來自北方(東大西洋沿岸)且發生在 Dahkla 測站(圖 19)，其氣流方向與 Christopher & Jones (2010)所提到的六月、七月、八月的當地盛行風相符，表示這季節此地區常受到其他地區的氣膠影響，而不是只受到東邊撒哈拉沙漠的沙塵影響。以 2004 年 7 月 3 日發生在 Dahkla 測站的個案為例，其氣流軌跡如圖 20 所示，主要氣膠來自西

班牙南邊沿海地區，時間為 6 月 29、30 日，且西班牙南邊沿海地區有 El_Arenosillo 測站可以提供氣膠資訊，其觀測到 6 月 29、30 日的氣膠資訊列在表 9 與 Dahkla 測站在 2004 年 7 月 3 日觀測到的氣膠資訊做比較，不論在折射指數實部、虛部和單次散射反照率都有相近的結果，表示西班牙南邊沿海地區是影響 2004 年 7 月 3 日 Dahkla 測站的主要氣膠來源。

為了知道這個地區在這個季節是否常常有強吸收特性的氣膠，統計了 2002 年與 2004 年 6 月至 9 月 AERONET 的 Dahkla 測站所觀測到的氣膠參數如表 10，資料時間與衛星觀測時間差不超過 60 分鐘，其平均單次散射反照率約為 0.76(藍光頻道)、0.79(紅光頻道)、0.80(近紅外光頻道)與強吸收組(A 組)的 0.81 相近，這表示在這個季節此地區常常會有強吸收特性的氣膠粒子，而不只有撒哈拉沙漠的沙塵影響，因此強吸收組(A 組)的吸收特性並不能代表撒哈拉沙漠沙塵的吸收特性。

弱吸收組(B 組)的折射指數虛部為 0.003(藍光頻道)、0.002(紅光頻道)、0.003(近紅外光頻道)，與 Wanger *et al.* (2009) 在 2006 年觀測到撒哈拉沙漠沙塵的折射指數虛部(0.004、0.003、0.002)相近，而單次散射反照率為 0.91(藍光頻道)、0.95(紅光頻道)、0.94(近紅外光頻道)與 Kaufman *et al.* (2001) 在西非 Capo Verde 測站觀測到的(0.90、0.93、0.94)相近，此組資料較能代表撒哈拉沙漠沙塵的吸收特性，資料中有筆案例發生在 2004 年 9 月的 Dahkla 測站，衛星觀測的氣膠光學厚度(波長為 550 nm)為 1.48，AERONET 所反演的折射指數虛部為 0.009(藍光頻道)、0.004(紅光頻道)、0.005(近紅外光頻道)，單次散射反照率為 0.85、0.93、0.93，此兩氣膠參數與強吸收組(A 組)的參數有差距，因此案例雖然在 9 月發生，但氣流軌跡來自東邊而不是北邊(圖 21)，且氣膠光學厚度高，可能沙塵所含的比例較高，因此在氣膠吸收特性上表現出弱吸收特性。



圖 19 西非地區強吸收組(A 組)的代表性個案的氣流軌跡統計圖(氣流軌跡來自 HYSPLIT MODEL)，箭頭表示該地區的氣流方向，箭頭旁的數字表示為：發生在該組氣流方向的個案數/發生在該組的總個案數

表 9 Dahkla 測站在 2004 年 7 月 3 日所測量到的氣膠資訊，與其可能氣膠來源(El_Arenosillo 測站)在 6 月 29、30 日所測量到的氣膠資訊

	Spectral-Band	AERONET-EL_Arenosillo site (2004/06/29)	AERONET-EL_Arenosillo site (2004/06/30)	AERONET-Dahkla site (2004/07/03)
Average REFR	Blue Band	1.48	1.50	1.49
	Red Band	1.50	1.51	1.53
	NIR Band	1.50	1.50	1.51
Average REFI	Blue Band	0.006	0.005	0.008
	Red Band	0.003	0.003	0.004
	NIR Band	0.003	0.003	0.004
Average SSA	Blue Band	0.89	0.90	0.89
	Red Band	0.95	0.94	0.93
	NIR Band	0.96	0.95	0.93

表 10 Dahkla 測站所統計在 2002 年與 2004 年 6 月至 9 月的平均折射指數虛部與單次散射反照率，其資料時間與衛星觀測時間差不超過 60 分鐘

		AERONET-Dahkla site
	Spectral-Band	June to September (2002, 2004)
Average REFI	Blue Band	0.030±0.031
	Red Band	0.030±0.032
	NIR Band	0.028±0.035
Average SSA	Blue Band	0.76±0.08
	Red Band	0.79±0.09
	NIR Band	0.80±0.09

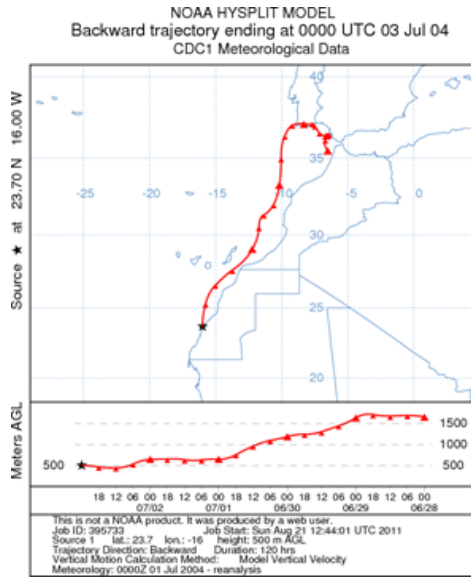


圖 20 2004 年 7 月 3 日 Dahkla 測站前 5 天的 HYSPLIT MODEL 氣流軌跡圖 (摘自 <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>)

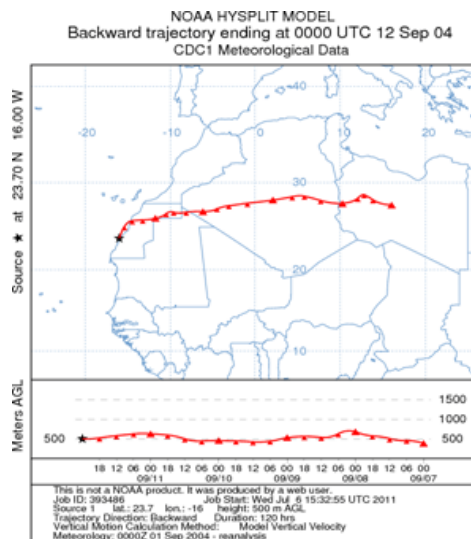


圖 21 2004 年 9 月 12 日 Dahkla 測站前 5 天的 HYSPLIT MODEL 氣流軌跡圖

5. 結果與建議

氣膠為懸浮在大氣當中的固態或是液態粒子，會削弱(吸收和散射作用)太陽輻射，減少傳輸至地面的輻射能量，而生質燃燒所產生的煙塵與沙漠地區揚起的沙塵都能造成很大的輻射驅動力，對氣候有很大的影響，若氣膠伴隨著強吸收能力，那對輻射驅動力的影響更為顯著，因此本篇研究特別對東南亞煙塵與西非地區沙塵的吸收能力作探討。

本篇研究結合了不同的衛星資料與地面觀測資料去反演並探討西非地區與東南亞地區氣膠的單次散射反照率，其反演的誤差百分比會隨著受氣膠影響事件的氣膠光學厚度增加而減少，若要使反演結果的誤差百分比在 5% 以內，選取晴空事件的氣膠光學厚度小於 0.2 時，受氣膠影響事件的氣膠光學厚度要比 0.4 要高；選取晴空事件的氣膠光學厚度界於 0.2 與 0.4 時，受氣膠影響事件的氣膠光學厚度要比 0.5 要高。選取受氣膠影響事件的光學厚度大於 0.5 時，其反演單次散射反照率的誤差百分比約為 3%(藍光頻道)、2%(紅光頻道)、3%(近紅外光頻道)。造成反演單次散射反照率誤差可能的原因主要有晴空事件地表反射率的不準確性和不適當的氣膠參數。晴空事件地表反射率的不準確性除了地表本身的改變之外，晴空事件還是有氣膠的存在，因此較難得到準確的地表反射率，當晴空事件地表反射率的誤差較大時，反演的誤差可能也會變大。

不適當的氣膠參數可能來自地面觀測與衛星觀測的時間差，本篇研究嘗試改變煙塵與沙塵可能的折射指數實部去探討反演單次散射反照率的變動百分比，對煙塵的變動百分比約±1.9~2.3%，而對沙塵的變動百分比約±0.2~0.6%，因為沙塵的吸收能力(折射指數虛部)較弱，所以折射指數實部的變動對反演單次散射反照率的變動百分比影響比較小。另一個不適當的參數則來自 MODIS 提供的氣膠光學厚度，對反演單次散射反照率的變動量約±0.6%~1.6%。

東南亞地區煙塵的吸收特性在本篇研究可分為強吸收與弱吸收兩類，而分成這兩類的主要原因和氣膠的來源有關，其中強吸收的氣膠主要發生在泰國西北邊，而弱吸收的氣膠主要發生在泰國東南邊，由這些個案的氣流軌跡可以推斷西北邊地區沒有受到東南邊的氣膠影響，且東南邊地區沒有受到西北邊的氣膠影響，因此在這兩地區的氣膠吸收特性才會有強弱之分。發生在泰國西北邊煙塵事件的單次散射反照率約為 0.88(藍光頻道)、0.84(紅光頻道)、0.84(近紅外光頻道)；而發生在泰國東南邊煙塵事件的單次散射反照率約為 0.94、0.91、0.88，

其中紅光頻道的單次散射反照率與蔡顯宜(2010)統計 AERONET 的 2003 年至 2008 年的煙塵個案相近(同為 0.91)，這表示該地區長期在生質燃燒期間所遭受的煙塵吸收特性是固定的。

西非地區沙塵的單次散射反照率約為 0.91(藍光頻道)、0.95(紅光頻道)、0.94(近紅外光頻道)，吸收能力以藍光頻道最強，而另一組較強吸收特性的氣膠主要是受到季節與風向的影響，皆發生在 6 月至 9 月的 Dahkla 測站，氣流主要來自北邊(東大西洋沿岸)，且 6 月至 9 月的 Dahkla 測站長期都受到高吸收能力氣膠的影響，北風為當地的盛行風，因此觀測到強吸收特性的氣膠並不是只有沙塵的貢獻。

本研究所探討東南亞地區煙塵與西非地區沙塵的單次散射反照率列在表 11，這些氣膠特性會隨著地區或季節不同而不同，對未來在氣候模式的計算或其他氣膠參數的應用上能有一定程度的幫助。

表 11 本篇研究所探討在東南亞地區與西非地區氣膠的單次散射反照率

Spectral Band	Southeast Asia		West Africa		
	Smoke		Mixture Dust	Dust	
	Northwestern Thailand	Southeastern Thailand	Summer and Northerly Wind	Other Seasons	
Average SSA	Blue Band	0.88±0.03	0.94±0.01	0.81±0.03	0.91±0.02
	Red Band	0.84±0.03	0.91±0.03	0.81±0.02	0.95±0.03
	NIR Band	0.84±0.03	0.88±0.03	0.81±0.03	0.94±0.03

本篇反演單次散射反照率的方法雖然誤差百分比不大，但需要一個晴空事件來配合，而晴空事件需配合衛星的觀測時間，造成可用的資料筆數少之又少(時間上的限制)，且要配合地面的觀測資料，在空間分佈上也會受到限制(空間上的限制)，因此後續如果能改進這些限制，將會有很大的適用性。

晴空事件地表反射率的不準確性會對反演的結果造成一定的誤差，但很難去得到一組真實的地表反射率，如果有真實的地表反射率來做參考，那麼將可以量化由晴空事件地表反射率的不準確性

造成反演結果的誤差，因此若能準確的反演地表反射率將會減少反演結果的誤差。

本研究探討西非地區沙塵的吸收能力，但西非地區靠近大西洋，因此在此區域會受到其他氣膠種類影響，未來可以在撒哈拉沙漠地區探討吸收特性，並與西非地區的沙塵作比較，看是否沙塵會有一樣的光學特性，也可以探討在傳送途中是否受到其他氣膠種類的影響。

參考文獻

蔡顯宜, 2010: 結合衛星與地面觀測氣膠輻射參數在東南亞地區氣膠種類辨識之應用。國立中央大學碩士論文，中壢。

Bodhaine, B.A., 1995. Aerosol absorption measurements at Barrow, Mauna Loa and the south pole. *Journal of Geophysical Research*, Volume 100, 8967-8975.

Catrrall, C., Carder K. L. and Gordon H. R., 2003. Columnar aerosol single-scattering albedo and phase function retrieved from sky radiance over the ocean: Measurements of Saharan dust. *Journal of Geophysical Research*, Volume 108, 4287-4297, doi:10.1029/2002JD002497.

Christopher, Sundar A., Thomas A. Jones, 2010. Satellite and surface-based remote sensing of Saharan dust aerosols. *Remote Sensing of Environment*, Volume 114, 1002-1007.

Christopher, D.E., and E.B. Kimberly, Survey of fires in Southeast Asia and India during 1987, in *Global Biomass Burning*, 2, 663-670, MIT Press, Cambridge, Mass., 1996.

Chudnovsky, A., Ben-Dor, E., Kostinski, A. B., & Koren, I., 2009. Mineral content analysis of atmospheric dust using hyperspectral information from space. *Geophysical Research Letters*, Volume 36, L15811, doi:10.1029/2009GL037922.

Deng X., X. Tie, D.i Wu, X. Zhou, X. Bi, H. Tan, F. Li, C. Jiang, 2008. Long-term trend of visibility and its characterizations in the Pearl River Delta (PRD) region, China. *Atmospheric Environment*, Volume 42, 1424-1435.

Diaz, J. P., F. J. Exposito, C. J. Torres, F. Herrera, J. M. Prospero, and M. C. Romero, 2001. Radiative properties of aerosols in Saharan dust outbreaks using ground-based and satellite data: Applications to radiative forcing. *Journal of Geophysical Research*, 106, 403-416.

- Dubovik, O., Holben, B. N., Eck, T. F., Smirnov, A., Kaufman, Y. J., King, M. D., et al., 2002. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume 59, 590–608.
- Eck, T. F., et al., 2001. Characterization of the optical properties of biomass burning aerosols in Zambia during the 1997 ZIBBEE field campaign, *Journal of Geophysical Research*, Volume 106, 3425–3448.
- Haywood, J. M., & Ramaswamy, V., 1998. Global sensitivity studies of the direct radiative forcing due to anthropogenic sulfate and black carbon aerosols. *Journal of Geophysical Research*, 103, 6043–6058.
- Haywood, J., and O. Boucher, 2000. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: a review, *Rev. Geophys.*, 38, 513–543.
- Hansen, J., Sato and Ruedy, 1997. Radiative forcing and climate response, *Journal of Geophysical Research*, Volume 102, 6831–6864.
- Hobbs, P. V., Reid, J. S., Kotchenruther, R. A., Ferek, R. J., & Weiss, R. 1997. Direct radiative forcing by smoke from biomass burning. *Science*, Volume 275, 1776–1778.
- Hsu, N. Christina, Si-Chee Tsay, Michael D. King, Jay R. Herman, 2004. Aerosol properties over bright-reflecting source regions. *IEEE T. Geoscience and Remote Sensing* 42(3): 557–569.
- Hsu, N. Christina, Si-Chee Tsay, Michael D. King, Jay R. Herman, 2006. Deep Blue Retrievals of Asian Aerosol Properties During ACE-Asia. *IEEE T. Geoscience and Remote Sensing*, 44(11-1), 3180–3195.
- Huete, A., K. Didan, T. Miura, E. P. Rodriguez, X. Gao, L. G. Ferreira, 2002. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. *Remote Sensing of Environment*, Volume 83, 195–213.
- Husar, R. B., J. M. Prospero, and L. L. Stowe, 1997: Characterization of tropospheric aerosols over the ocean with the NOAA AVHRR optical thickness operational product. *Journal of Geophysical Research*, 102, 889–909.
- Kaufman, Y. J., R. S. Fraser, R. A. Ferrare, 1990. Satellite Measurements of Large-Scale Air Pollution. *Journal of Geophysical Research*, Volume 95, 9895–9909.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2007, *Climate Change 2007: Technical Summary*, edited by F. Joos et al., Cambridge Univ. Press, New York.
- Kaufman, Y. J., Tanre, D., O. Dubovik, A. Karnieli, L. A. Remer, 2001. Absorption of sunlight by dust as inferred from satellite and ground-based remote sensing. *Geophysical Research*, Volume 28, 1479–1482.
- Kaufman, Y. J., Martins, J. V., Remer, L. A., Schoeberl, M. R., and Yamasoe, M. A., 2002a. Satellite retrieval of aerosol absorption over the oceans using sunglint. *Geophysical Research Letters*, Volume 29, 34.1–34.4, doi:10.1029/2002GL015403.
- Kaufman, Y. J., Tanre, D., Boucher, O., 2002b. A satellite view of aerosols in the climate system. *Nature*, Volume 419, 215–223.
- Li, F., A. M. Vogelmann, V. Ramanathan, 2004. Saharan Dust Aerosol Radiative Forcing Measured from Space. *Journal of Climate*, Volume 17, 2558–2571.
- Perez, C., S. Nickovic, J. M. Baldasano, M. Sicard, F. Rocadenbich, and V. E. Cachorro, 2006. A long Saharan dust event over the western Mediterranean : Lidar, Sun Photometer observation, and regional Dust modeling. *Journal of Geophysical Research*, Volume 111, 16 PP., doi:10.1029/2005JD006579.
- Prospero, J., Ginoux, P., Torres, O., Nicholson, S., & Gill, T., 2002. Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the nimbus 7 total ozone mapping spectrometer (TOMS) Absorbing aerosol product. *Reviews of Geophysics*, Volume 40, doi:10.1029/2000RG000095.
- Schaaf, C. B., F. Gao, A. H. Strahler, W. Lucht, X. Li, T. Tsang, N. C. Strugnell, X. Zhang, Y. Jin, J. Muller, P. Lewis, M. Barnsley, P. Hobson, M. Disney, G. Roberts, M. Dunderdale, C. Doll, R. P. d'Entremont, B. Hu, S. Liang, J. L. Privette, D. Roy, 2002. First operational BRDF, albedo nadir reflectance products from MODIS. *Remote Sensing of Environment*, Volume 83, 135–148.
- Tegen, I., and Lacis, A., 1996. Modeling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol. *Journal of Geophysical Research*, Volume 101, 19237–19244.
- Torres, O., Bhartia, P. K., Sinyuk, A., Welton, E. J., & Holben, B., 2005. Total Ozone Mapping Spectrometer measurements of aerosol absorption from space: Comparison to SAFARI 2000 ground-based observations. *Journal of Geophysical Research*, 110(D10). doi:10.1029/2004JD004611
- Vermote, E. F., J. Roger, A. Sinyuk, N. Saleous, O. Dubovik 2007. Fusion of MODIS-MISR aerosol inversion for estimation of aerosol absorption. *Remote Sensing of Environment*, Volume 107, 81–89.

Wagner, F., Bortoli, D., Pereira, S., Costa, M.,
Silva, A. M., Weinzierl, B., Esselborn, M.,
Petzold, A., Rasp, K., Heinold, B., and Tegen, I.
2009. Properties of dust aerosol particles
transported to Portugal from the Sahara desert,
Tellus B, 61, 297–306.

Fusion of MODIS-MISR Data to Estimate Single Scattering Albedo for Different Aerosol Type

Kuo-Yang Li¹ Wei-Hung Lien² Kuo-En Chang² Tang-Huang Lin^{3*}

ABSTRACT

Global warming and climate change are the most important issues of the Earth system in the recent years. Atmospheric aerosols can have an important effect on the energy budget of Earth system, and different aerosol type usually exhibits different distinct radiometric characteristic in absorption and scattering. The low absorption leads to top of atmosphere cooling, such as dust, while heating can take place inside the atmosphere for strong absorption, such as smoke. Thus the absorption of aerosol is an important factor of energy balance which can influence in global warming and climate change.

The present study intends to investigate the absorption of smoke plumes from Southeastern Asia bio-mass burning and the dust particles in West Africa by retrieving the single scattering albedo (SSA) from the fusion of satellite data and AERONET data. The concept of retrieving SSA is based on matching the surface reflectivity in multiple view angle retrieved on clear day. The results showed that when the aerosol optical depth is more than 0.5 on hazy day, the error of retrieving SSA can be less than 3%. The mean values of SSA retrievals in the northwestern Thailand are 0.88(blue band), 0.84(red band), 0.84(NIR band) and 0.94 0.91 0.88 in the southeastern Thailand, respectively. According to trajectory analysis, smoke plumes from different region could exhibit distinct optical properties. As for the dust particles, the mean values of retrieved SSA in the western Africa are 0.91, 0.95, and 0.94 in the blue, red, and NIR spectral bands, respectively. However, the SSA values are much lower in summer which may be polluted by the strong absorption of aerosols from ocean, such as sea salt. The results of this study imply that the absorptive property of aerosol mainly relates to the source region of aerosol types and the prevailing wind (monsoon), and the retrievals of absorptive property would be useful to the investigations regarding to the changes of Earth energy budget.

Keywords: MODIS, MISR, AERONET, Single Scattering Albedo (SSA), Aerosol Optical Depth (AOD)

¹ Master, Science Program in Remote Sensing Science and Technology,
National Central University

² Ph.D Student, Institute of Space Science, National Central University

³ Associate Professor, Center for Space and Remote Sensing Research, National Central

* Corresponding Author, Phone: 886-3-4227151ext.57633, E-mail : thlin@csrsr.ncu.edu.tw

Received Date: May. 25, 2013

Revised Date: Jul. 03, 2013

Accepted Date: Jul. 18, 2013

探討土地利用形態對珠江口沿岸地區氣象模擬的影響：高污染事件日之個案分析

陳嘉華¹ 吳至翔² 鄭芳怡^{3*}

摘要

珠江三角洲位於中國華南沿岸，近年來由於經濟、工業與基礎建設的快速發展，當地的空氣品質與氣候的改變也倍受關注。澳門屬於珠江三角洲沿海城市之一，人口密度位居世界城市排名之首。本研究使用中尺度氣象模式(WRF)模擬 2007 年 10 月 24 日至 26 日期間，高臭氧濃度事件日之氣象環境，並使用 2007 年 MODIS 衛星反演之土地利用型態資料，以更新及改善現有 WRF 氣象模式所提供之下邊界環境，進而探討事件日之成因。模擬結果顯示，珠江口附近沿岸地區由於盛行東北風與午後之海陸風在珠江口區域形成低風速帶，並由後推軌跡與粒子排放的分析，發現污染物主要的來源與午後低風帶的相關性。

關鍵詞：珠江三角洲、土地利用型態、海陸風

1. 前言

近二十年隨著中國大陸的發展，珠江三角洲地區的經濟、基礎工業、製造業以及交通運輸也隨同快速發展，而城市擴張的結果也造成土地利用形態的改變。日漸嚴重的空氣污染問題，同時也威脅著居民以及動植物的健康。Chan & Yao (2008) 指出長江三角洲與珠江三角洲地區正遭受著嚴重的懸浮微粒和臭氧的污染。在 Lippmann (1993), Mauzerall & Wang (2001) 的研究中指出，近地表臭氧濃度的上升不僅傷害人體健康，同時也導致農作物和林業的損失。澳門特別行政區為珠江入海口西側沿岸地區，北與廣東省珠海市接壤，西與珠海市橫琴島隔水相對，東隔珠江口與香港相望 (圖 1)。全區包括澳門半島和氹仔、路環兩個小島，地處緯度 22°06'29"~22°13'01"N 與經度 113°31'45"~113°35'43"E 之間，陸地面積僅約 29.7 平方公里，人口約 55 萬，人口密度約 18,500 人每平方公里，位居世界第一。由澳門地球物理暨氣象局所提供 2001 年至 2011 年的各月平均污染物濃度數據中顯示，高污染事件如臭氧與懸浮微粒

(PM₁₀，直徑小於 10 微米的粒子)的發生頻率同時集中在秋季 (9 至 11 月) (圖 2)。



圖 1 地理位置圖。(a) 中國大陸、(b) 珠江三角洲、(c) 澳門特別行政區

空氣污染物濃度除了取決於排放量的多寡，另一方面也受氣象因子的影響。在氣象模式中，地表過程是影響天氣的重要因素之一 Betts *et al.*, (1996)，所以接近真實的地表型態有助於對氣象模擬結果的改善，同時也間接影響了空氣污染物的傳

¹ 國立中央大學大氣物理系 碩士

² 國立中央大學大氣物理系 助理

³ 國立中央大學大氣物理系 助理教授

* 通訊作者, 電話: 03-4227151 ext. 65508, E-mail: bonniecheng18@gmail.com

收到日期: 民國 102 年 03 月 25 日

修改日期: 民國 102 年 08 月 28 日

接受日期: 民國 102 年 11 月 04 日

送與擴散機制，而土地利用利用型態的變化也影響了地表與大氣之間的能量交換，進而對區域氣候產生影響。

Grossman-Clarke *et al.*, (2005) 使用中尺度氣象模式 MM5，並搭配更新之地表資料庫，以瞭解亞利桑那州鳳凰城地區迅速的都市化發展，對氣象模擬的影響。模擬結果發現更新之地表資料成功改善溫度、風速以及邊界層高度的模擬。曹嘉宏(2007) 使用 MM5 氣象模式模擬台灣地區，比較模式中舊有的土地利用型態。

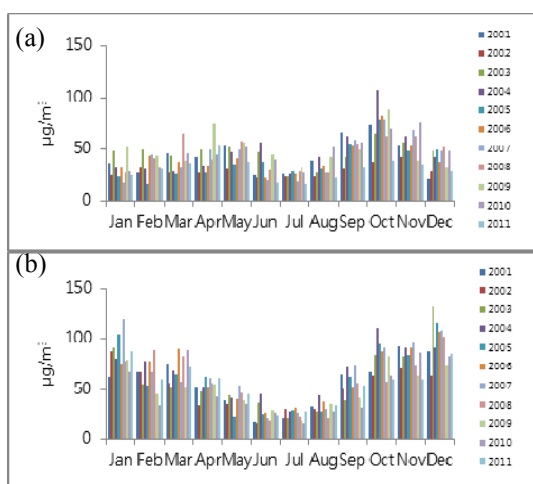


圖 2 2001 年至 2011 年澳門地區月平均空氣污染濃度。(a) 臭氧、(b) PM₁₀

USGS 和更新過後的資料中鼎工程股份有限公司(CTCI) 對 2006 年的夏季個案的影響，發現使用更新過後的土地利用型態 CTCI，模擬出較高的溫度、海風風速較強。並透過調整都市地區的土壤濕度以及地表粗糙長度，模擬出和觀測較接近的氣象場和局部環流發展。Cheng & Byun (2008a) 使用中尺度氣象模式 MM5 進行模擬，指出和實際地表較接近的德州土地利用資料庫 (Texas Forest Service land use and land cover, FS-LULC) 能有效的改善休市頓船道區大型排放源的邊界層高度、局部環流等氣象模擬結果，並藉著修正都市地區的冠層含水量，改善了每日最高溫度高估的問題和風速極值模擬延遲等問題，進而使空氣品質模式更能掌握污染物的傳輸和濃度變化 (Cheng *et al.*, 2008b)。

2. 研究方法

2.1 個案選取

Lam *et al.*, (2001), Wang *et al.*, (2001, 2009) 的研究中提到，珠江三角洲地區臭氧濃度最小值主要出現在夏季，而秋季的高臭氧發生頻率較高。本研究個案選取時間為 2007 年 10 月 24 日至 2007 年 10 月 26 日。另外，此期間珠江三角洲以及澳門地區附近綜觀天氣系統不強，天氣大致為晴天，沿海地區海陸風環流有較明顯的日夜變化，同時溫度高、日照強，容易導致高臭氧事件的發生。圖 3 顯示白天午後部分時間相對濕度小於 80%，同時能見度小於 5 公里的低值也達到世界氣象組織 (WMO) 所定義的霾害標準。

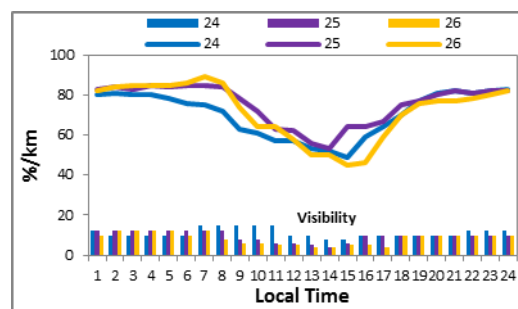


圖 3 2007 年 10 月 24 至 26 日逐時相對濕度與能見度

2.2 模式設定

2.2.1 氣象模式

本篇研究使用的氣象模式為 Weather Research Forecast (WRF) V3.2.1 版本。模擬時間為 2007 年 10 月 20 日 0000UCT 至 2007 年 10 月 30 日 0000UTC，共十日。初始場與邊界條件選用美國國家環境預報中心(NCEP)全球再分析場資料(FNL)，其資料包含溫度場、水平風場、相對濕度等氣象數據，時間間隔為六小時，空間解析度為 1 度。模擬範圍見圖 4，共四層槽狀網格，水平解析度依序為 27 公里 (D01)、9 公里 (D02)、3 公里 (D03)、0.5 公里(D04)，水平網格數分別為 295*191

(D01)、253*235 (D02)、166*166 (D03)、331*331 (D04)，D04 為主要分析區域。垂直分層的設定為 35 層。

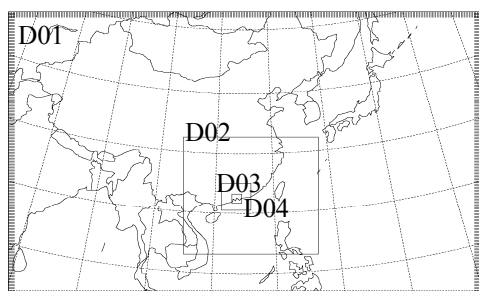


圖 4 模式槽狀網格設定

2.2.2 軌跡模式

本文採用氣流軌跡整合模式 (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory, HYSPLIT Model) 為美國大氣與海洋總署之 Air Research Laboratory (ARL) 實驗室所研發 (Draxler & Hess, 1998)，為多層氣流軌跡模式，優於氣體粒子之軌跡與擴散模擬。模式以 Lagrangian 方式計算粒子平流與擴散作用，以 Eulerian 法處理外界輸入之氣象場資料，模式可用以計算粒子的移動路徑的前推氣流軌跡計算，以及反推粒子曾經通過的路徑之後推氣流軌跡，並可進一步探討來源與受體間之關係。輸入之氣象場資料來自於 WRF 氣象模式模擬結果。

2.3 資料處理

2.3.1 氣象與空氣污染觀測資料

本研究使用的觀測資料分別由澳門地球物理暨氣象局以及香港科技大學大氣研究中心所提供，資料選取時間為 2007 年 10 月。澳門地區氣象站與空氣品質監測站分別有四個，兩個位於澳門半島與另外兩個位於離島(圖 5)。

2.3.2 土地利用型態資料

本研究使用三種土地利用型態資料，第一種為模式中固有的土地利用型態 USGS (The United States Geological Survey)。第二筆資料來自於 Terra

與 Aqua 衛星搭載 Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)中解析度光譜儀，所反演之 2007 年地表土地利用型態資料，水平解析度最高為 0.5 公里，之後將簡稱為 M2007。由於 MODIS 衛星所反演之地表資料無法區分耕地的作物形態，因此第三筆資料以 M2007 資料為基礎，將 MODIS 分類型態中的農作地再細分為 Dryland Cropland and Pasture、Irrigated Cropland and Pasture 與 Mix Dryland/Irrigated Cropland and Pasture 三種，目的是為了能更明確區分農作地的耕作型態。其方法是以 USGS 的土地利用型態為基礎，當 M2007 的分類為農作地，而 USGS 為 Dryland Cropland 時，判斷結果為 Dryland Cropland；同理 USGS 為 Irrigated Cropland 時，判斷結果為 Irrigated Cropland；USGS 為 Mix Dryland 或其他時，判斷結果為 Mix Dryland。D03 與 D04 的土地利用型態見圖 6。

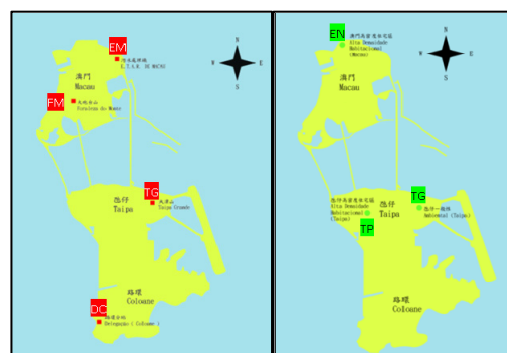


圖 5 (左) 澳門氣象測站位置、(右) 空氣品質測站位置

2.4 實驗組設計

本研究共分為四組實驗，第一組為 D03_35_USGS，網格解析為 3 公里，土地利用型態使用 USGS 分類結果；第二組為 D03_35_M2007，網格解析為 3 公里，土地利用型態使用 M2007 分類結果；第三組為 D03_35_M2007C，網格解析為 3 公里，土地利用型態為使用 M2007C 分類結果；第四組為 D04_35_USGS，網格解析 0.5 公里，土地利用型態為 USGS；第五組為 D04_35_M2007，網格解析 0.5 公里，土地利用型態為使用 M2007 分類結果。

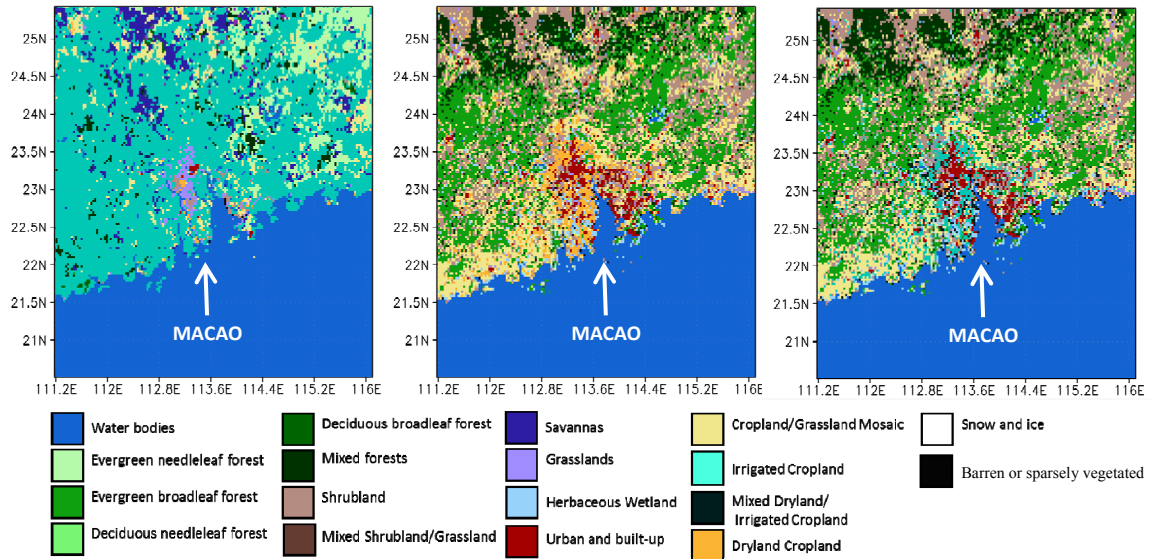


圖 6 (a) 3 公里網格土地利用型態 (左) USGS、(中) M2007、(右) M2007C

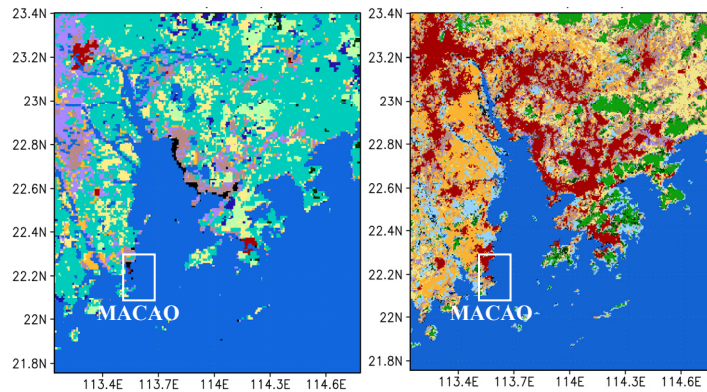


圖 6 (b) 0.5 公里網格土地利用型態(左) USGS、(右) M2007

3. 結果與討論

3.1 土地利用型態更新

首先比較土地利用型態更新前後的差別，如表 1 所示：在 3 公里網格解析度，澳門半島兩個氣象測站 (EM 站與 FM 站) 在 USGS 分類分別為裸土 (Barren) 與水體 (Water bodies)，更新後在 M2007 的分類為都市 (Urban) 與水體；兩個離島測站 (TG 站與 DC 站) 在 USGS 分類皆為水體，更新後為水體與灌木叢 (Shrubland)。在 0.5 公里網格解析度，四個測站在 USGS 分別為水體 (EM 站)、農地/草地 (Cropland/Grassland) (FM 站)、水體 (TG 站) 與水體 (DC 站)，更新後在 M2007 的分類為都市 (EM 站、FM 站與 TG 站) 與灌木叢 (DC 站)。由

於澳門整體佔地面積僅約 30 平方公里 (東西向寬約 2 公里，南北向長約 15 公里)，因此除了更新後的地表資料能夠正確地反映出土地利用型態之外，網格解析度的提昇也同時有很大的幫助。

3.2 模擬結果與觀測比較

3.2.1 兩米溫度

圖 7 (a-d) 為澳門地區兩米溫度觀測與模擬時序圖，不同顏色表示不同的實驗組。圖 7 (a) 澳門半島 EM 站在裸土 (綠線)、水體 (黃線) 與都市 (紅線、藍線與紫線) 之間的分類對溫度的模擬有所差異，但此差異並沒有以下幾個測站明顯，其主要原因是 EM 站位在澳門最北端緊鄰中國大陸，因此在這網格點附近的地表資料不完全一致。由於每

個網格在計算氣象因子的過程當中並非各自獨立，會受到鄰近網格的模擬結果所影響，因此此測站土地利用型態的差異不能夠明顯地顯現在氣象模擬的結果。圖 7 (b) 澳門半島 FM 站在 USGS 實驗組 (綠線) 與兩組 M2007 實驗組 (紅線與藍線) 皆為水體，但 USGS D04 (黃線) 是農地/草地，M2007 D04 (紫線) 則是都市。模擬結果可以明顯的發現 D04 的結果更接近觀測值，而黃線與紫線之間的差異相對較小。圖 7 (c) 離島 TG 站的分類型態則明顯的看出水體與都市之間的區別，也因為此網格點的分類型態與鄰近格點的相同，所以突顯了 D04 (紫線) 被分為都市的模擬結果。圖 7 (d) 離島 DC 站的差異也同樣顯現在水體與灌木叢。從 USGS 的水體更新為 M2007 的灌木叢，模擬結果有明顯的改善。

3. 2. 2 十米風速

圖 8 (a-d) 為澳門地區十米風速觀測與模擬時序圖，所有測站模擬的風速都有高估的情形，以 D04 高估最少，原因除了原本的網格解析度較 D03 (3 公里) 精細而有助於改善模擬結果之外，土地利用型態的更新也起了很大的作用。圖 8 (a) 在

USGS 為裸土 (綠線) 與 M2007 為都市 (紅線與藍線重疊) 之間不同的分類對風速模擬有些微的差異，都市的分類使模擬期間整體的風速都有所下降；圖 8 (b) 與 (c) 的風速在 D04 (紫線) 都市的分類上則有明顯的下降並與觀測值接近；圖 8 (d) 也顯現在水體 (綠線) 與灌木叢 (紅線與藍線) 對風速大小模擬的改變，D04 (紫線) 則因為網格解析度提高也有所改善。

總結以上結果，土地利用型態在水體與非水體之間的差異性最顯著，接近真實的地表型態則更能夠降低觀測與模擬結果之間的偏差。除此之外，網格解析度的提昇也扮演了重要的角色，尤其在面積較小的澳門地區更為明顯。風速模擬的結果也有相當大的影響，其原因主要取決於不同土地利用型態所對應的地表粗糙長度的參數，因此更新後的地表資料明顯地改善了對風速的模擬。

3. 2. 3 平均偏差與方均根誤差

模擬與觀測資料透過計算平均偏差 MB、平均絕對誤差 (MAE) 與方均根誤差 (RMSE) 定量的表示出更新地表資料對氣象模擬的改善 (表 2-3)。

表 1 澳門氣象測站之土地利用型態

	USGS	M2007	M2007C	USGS (D04)	M2007 (D04)
Macao EM	Barren	Urban	Urban	Water bodies	Urban
Macao FM	Water bodies	Water bodies	Water bodies	Cropland/ Grassland	Urban
Macao TG	Water bodies	Water bodies	Water bodies	Water bodies	Urban
Macao DC	Water bodies	Shrubland	Shrubland	Water bodies	Shrubland

表 2 兩米溫度與觀測值之平均偏差(MB) 與均方根誤差(RMSE)

Unit: deg. C	MB	RMSE
D03_35_USGS	0.30	1.47
D03_35_M2007	0.26	1.35
D03_35_M2007C	0.25	1.35
D04_35_USGS	0.22	1.23
D04_35_M2007	-0.11	0.99

表 3 十米風速與觀測值之平均偏差(MB) 與均方根誤差(RMSE)

Unit: m/sec	MB	RMSE
D03_35_USGS	3.40	3.96
D03_35_M2007	2.70	3.34
D03_35_M2007C	2.69	3.34
D04_35_USGS	3.16	3.61
D04_35_M2007	1.56	2.27

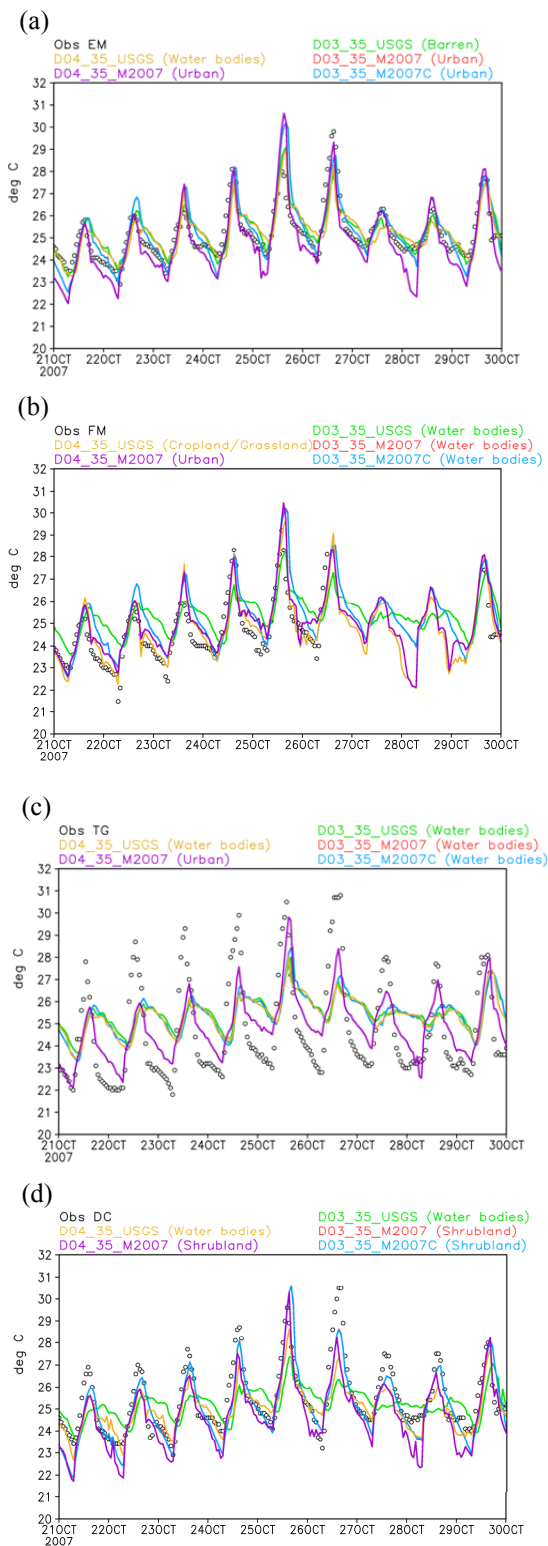


圖 7 澳門地區觀測與模擬兩米溫度時序圖 (a) 澳門半島 EM 站、(b) 澳門半島 FM 站、(c) 離島 TG 站、(d) 離島 DC 站

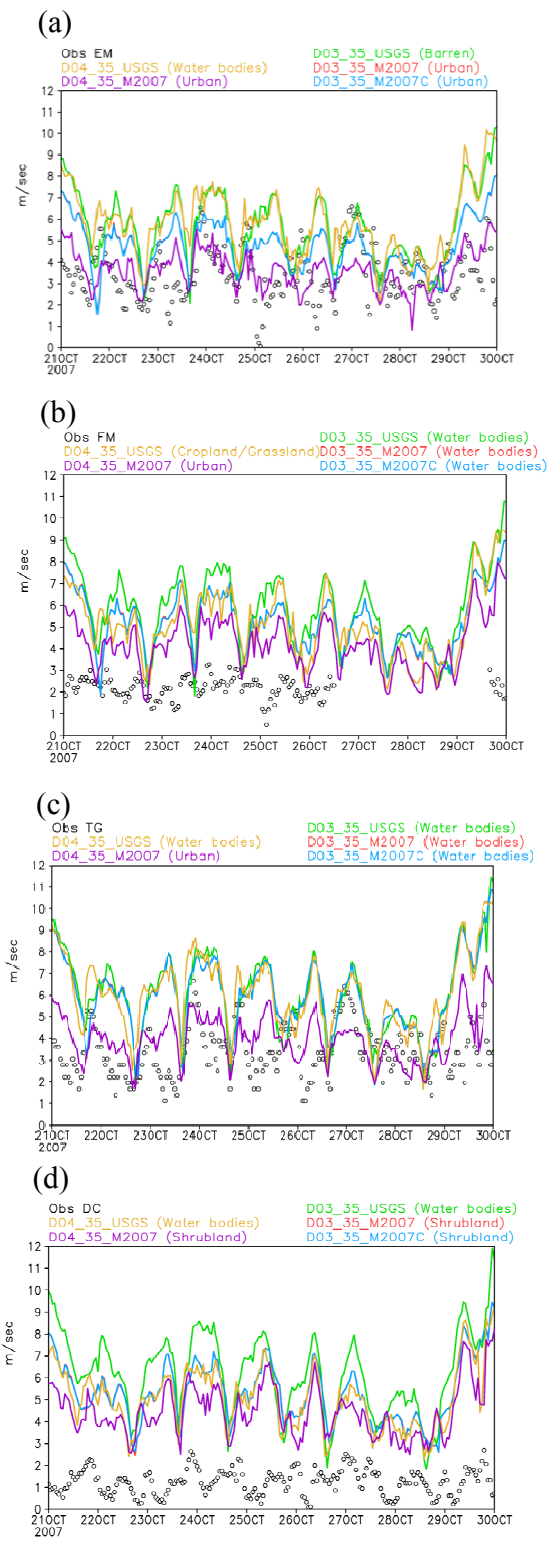


圖 8 澳門地區觀測與模擬 10 米風速時序圖 (a) 澳門半島 EM 站、(b) 澳門半島 FM 站、(c) 離島 TG 站、(d) 離島 DC 站

3.3 海陸風風場分析

本研究引用 Lu *et al.* (2009) 的方法，進一步進行風場日變化的分析與探討。此方法的概念是將模擬出的每小時風向風速等於該小時的海陸風 (Land-sea breeze, LSB) 與當日平均盛行風 (Daily mean, DM) 的向量和。例如：下午 1400 local standard time (LST) 之風向風速等於 1400 LST 之 LSB 加 Daily mean wind，計算公式如下，式(1)、(2)：

$$\bar{V}_{1400} = \bar{V}_{1400LSB} + \bar{V}_{DM} \quad (1)$$

$$\bar{V}_{DM} = \frac{\sum_{t=1}^{24} \bar{V}_t}{24} \quad (2)$$

所以返推回 1400 LST 的海陸風則如式(3)：

$$\bar{V}_{1400LSB} = \bar{V}_{1400} - \bar{V}_{DM} \quad (3)$$

以下的分析將以 10/24~10/26 三天的臭氧高污染事件，進行海陸風風場的分析。圖 9 為根據式(3) 計算出模擬期間 0600、1200、1500 與 1800 LST 之海陸風平均風場，背景顏色表示每小時的風速 (非海陸風場風速)。深夜至早上 (0600 LST) 海陸風向由向岸風轉為離岸風，而珠江口的風向轉向則較沿海地區緩慢。早上 (0900 LST) 離岸風持續增強，直到中午 1200 LST 風場開始變化，離岸風在珠江口與香港西側沿岸地區由北風 (離岸風) 轉向西北風的海灣風。同時明顯看出 M2007 的結果比 USGS 有更強烈吹向珠江口東側的分量。由於風向的轉向正與盛行風向逐漸相反 (呈現輻合)，因此低風速帶逐漸形成在入海口東側，此時其餘沿海區域也逐步轉向。1500 LST 珠江口的海灣風由西北轉至西或西南風，由西向東繼續朝向香港地區西側，而轉向的範圍也擴大至珠江口的西側沿岸 (籠罩澳門地區)。從海灣風與盛行風輻合的位置以及向西擴張的趨勢可以解釋珠江口低風速帶向西南方向移動的原因。1800 LST 珠江口向岸風轉向幅度較大，從西南轉為南風，所以原本朝向入海口東側 (香港地區) 變為朝向偏入海口的西側，澳門地區仍然是低風速情形。

總結以上結果，引用 Lu *et al.* (2009) 的方法扣除了背景的東北季風風場，沿海地區海陸風的日夜交替明顯，珠江口呈現較複雜的風場變化。由風向的變化情形可以明確地指出珠江口午後低風速帶形成是由海灣風所造成，同時 M2007 比 USGS 的海灣風強度更為明顯。然而，海灣風先吹向香港 (珠江口東側) 後轉向廣州及澳門 (珠江口西側)，主要是由於珠江口東西兩側的地表加熱的不同所致，此現象將在下一節作探討。

3.4 溫度場分析

本節以溫度場變化來分析海灣風的分佈特性，圖 10 顯示兩種不同的土地利用型態在兩米溫度場的差異。早上至中午 (0900-1200 LST) 珠江口東側沿岸局部地區先開始增溫，海陸間溫差較大，所以形成的海陸環流先吹向東側。隨後 1500 LST 高溫區域逐漸擴張並且延伸至廣州市區，但珠江口東側處於高溫情形，所以此時也是海灣風吹向東側最強的時間。由於海風率先進入東側沿岸，因此珠江口東側的溫度先開始下降，相對內陸的廣州地區散熱較慢，氣溫比岸口高。1800 LST 海灣風向逆時針逐漸偏轉至南風。2400 LST 整體溫度下降，但珠江口西側溫度仍比東側高，因此珠江口風向在此期間由吹東側轉為吹向西側。

從溫度場的分佈可以看到，溫度的增減在沿海與內陸有很大的差別，同時分佈的區域也不平均。從圖 6 (b) 都市的分佈可以解釋此現象，M2007 都市區域主要散佈在珠江口東側沿岸以及廣州等地，導致東側沿岸加熱後使得海陸環流率先形成，也同時提早消失；廣州地區較晚增溫，但由於地處內陸，降溫時間也相對較長，進而產生了獨特的風場分佈特性。USGS 的都市區域較少，東西側的分佈差異不明顯，使得東側沿岸加熱程度較小，進而使珠江口低風速帶形成的位置相較中間且範圍與持續時間較短。

3.5 溫度場與海陸環流剖面分析

從上一節溫度場的變化了解到海灣風的變

化，接下來針對澳門地區與珠江口 (Pearl River Estuary, PRE) 的風場作分析，先由垂直剖面探討海灣風與溫度之間的分佈。圖 11 中剖線經過澳門與珠江口，等值線表示位溫，顏色表示風速，箭頭表示扣除盛行風的海陸風向。0300-0600 LST 低層與高層的風速均相對較大，風向以向西為主。0900 LST 低層在珠江口東側溫度上升，風向向東增強，M2007 的低風帶比 USGS 提早出現，高層風速也相對減弱。1200-1500 LST 由於珠江口東側持續加熱，低風速帶向上層延伸，同時向西方籠罩至澳門地區，M2007 的範圍明顯大於 USGS。1800 LST 珠江口東側低層由於提早降溫，風速風向受背景環流影響增強，因此風速逐漸增加，而同時在珠江口西側低風速帶也逐步向西方與向上層消失。2100-2400 LST 風速由東往西受背景環流主宰。

3.6 HYSPLIT 分析污染物來源

3.6.1 空氣污染物觀測

圖 12 與圖 13 為模擬期間澳門與香港地區空氣污染物觀測值，2007 年 10 月 24 至 26 日澳門地區連續出現高濃度臭氧值，而同時香港地區西部測站 (TC—東涌站與 YL—元朗站) 也出現高濃度臭氧值，但東部測站 (如 TM—塔門站) 則無此情形，所以西部測站有可能與澳門測站之高臭氧值來自相同的空氣污染源。由於臭氧為二次污染物，其形成機制與過程較為複雜，所以本研究以 PM_{10} 的觀測值一併探討。同樣，澳門地區的 PM_{10} 也連續出現高濃度值圖 13，對應香港地區西部測站也有相同的特徵，因此可能更肯定地確定污染物來源的一致性。

3.6.2 後推軌跡與粒子排放分析

使用 HYSPLIT model 以 D04 之氣象場作為輸入場來回推空氣塊移動所經過的軌跡。圖 14 為 2007 年 10 月 24 至 26 日 1400 LST 之 6 小時後推軌跡，澳門地區選 TG 站為終點，香港地區分別選用 TC 站、YL 站與 TM 站為終點。此為高濃度事

件日，後推軌跡顯示這三天 TG 站與 TC 站和 YL 站之回推來源位置接近 (在廣東省深圳市與東莞市)，並且 3 小時內可到達澳門與香港，但 TM 站則不同，後推軌跡發生在海面，所以污染濃度相對不高。為了能更明確其污染物的來源，因此選擇深圳市與東莞市等地尤其是選用工業區的三個位置作為粒子排放點。圖 15 為 2007 年 10 月 24 至 26 日 1100 LST 排放後 3 小時後粒子擴散情形。三天的粒子都有隨著風場的傳送擴散到澳門地區，並且集中在 1.5 公里範圍內(大氣邊界層)。總結上述分析，HYSPLIT 模擬的軌跡和粒子排放可以明確的指出空氣污染物的來源。

4. 結論

更新土地利用型態資料後對風場與溫度場有明顯的改善，在都市與水體之間的差異最明顯。特別在 D04 中澳門地區各測站的地表分類最接近真實，因此溫度的 RMSE 整體平均值由 USGS 大於攝氏 1 度改善至 0.5 至 1 度之間，各別測站偏差甚至接近至 0.5 度左右。風速則在整體平均為大於 3 公尺/秒改善至 2 公尺/秒左右，各別測站甚至在 1 公尺/秒的偏差。

分析模擬期間風場型態得知，珠江口沿岸有複雜的風場結構，此現象明顯取決於土地利用型態的分佈，在 M2007 中珠江口東西兩側的都市分佈差異相較 USGS 明顯，使得有更大溫度梯度，因此海風午後先吹向東側，也使海風與當日的盛行風方向相反輻合，形成了低風速帶，此低風帶也隨著溫度分佈的變化由東向西移到澳門地區。

由空氣污染物觀測資料顯示澳門地區高濃度事件日與香港西部測站 (TC—東涌站與 YL—元朗站) 的濃度值相當類似，並且從低風帶的移動位置發現污染物的來源很有可能來自深圳與東莞等工業區。

使用 HYSPLIT 模式模擬的後推軌跡與粒子擴散的分佈型態可以證明其空氣污染物的來源，同時從排放源傳送至澳門地區的時間大約在 3 小時左右。

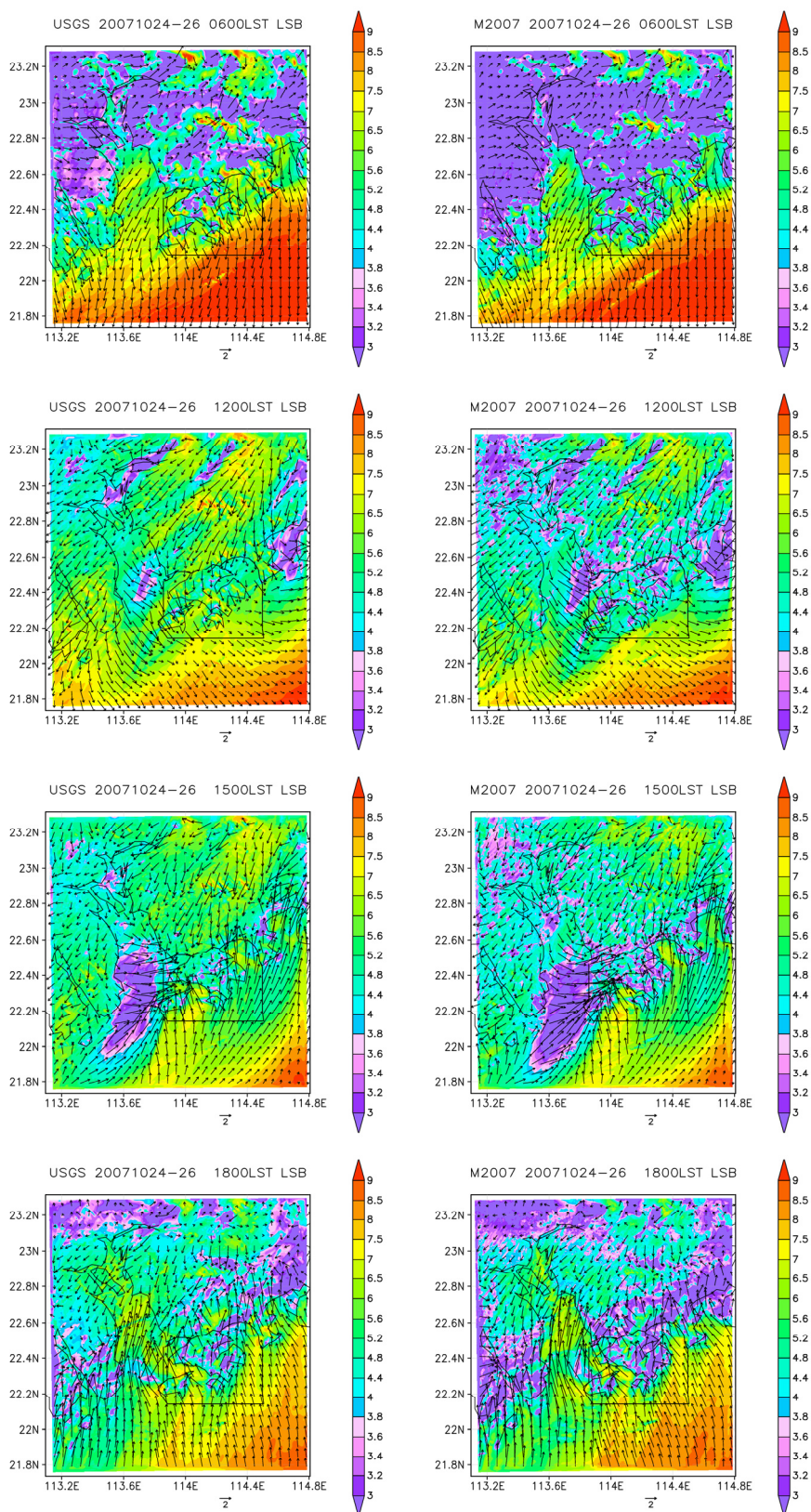


圖 9 2007 年 10 月 24 至 26 日 0600、1200、1500 與 1800 LST 模擬平均之海陸風風向 (箭頭) 與每小時風速 (顏色)。USGS (左排)、M2007 (右排)

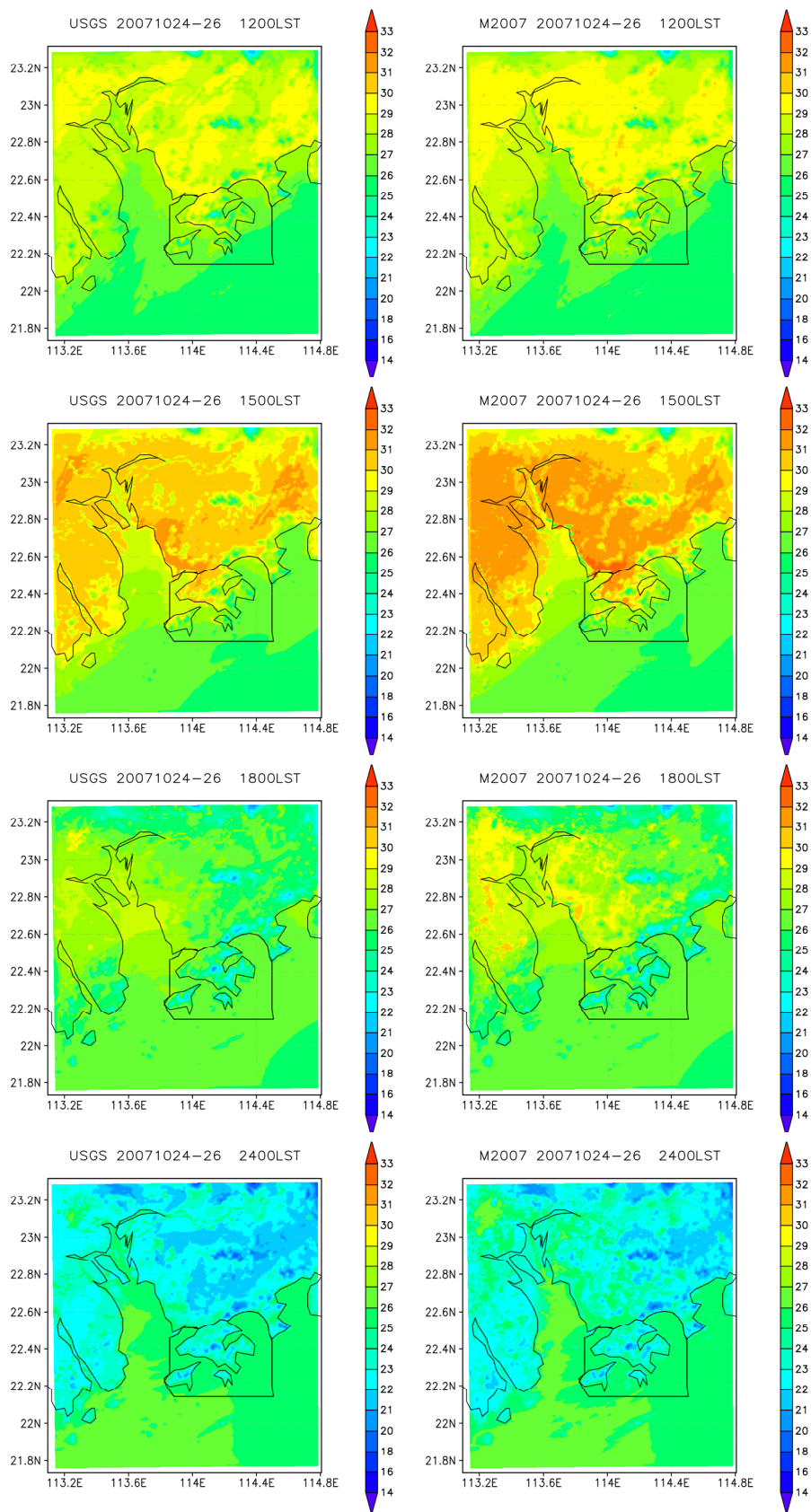


圖 10 2007 年 10 月 24 至 26 日 1200、1500、1800 與 2400 LST 模擬平均溫度場。
USGS (左排)、M2007 (右排)

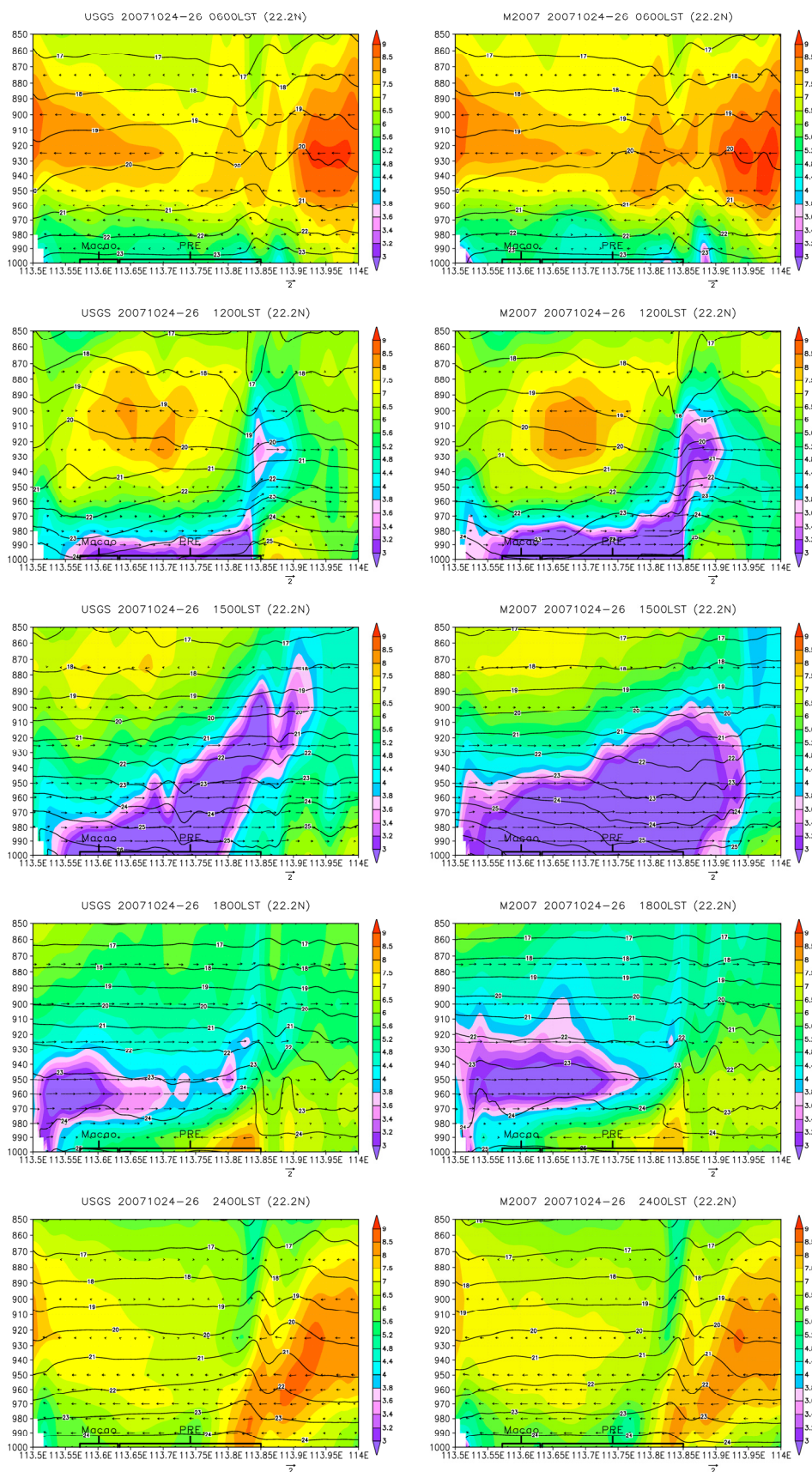


圖 11 2007 年 10 月 24 至 26 日 0600、1200、1500、1800 與 2400 LST 海陸風風向 (箭頭)、每小時風速 (顏色) 與位溫 (等值線) 垂直分佈。USGS (左排)、M2007 (右排)

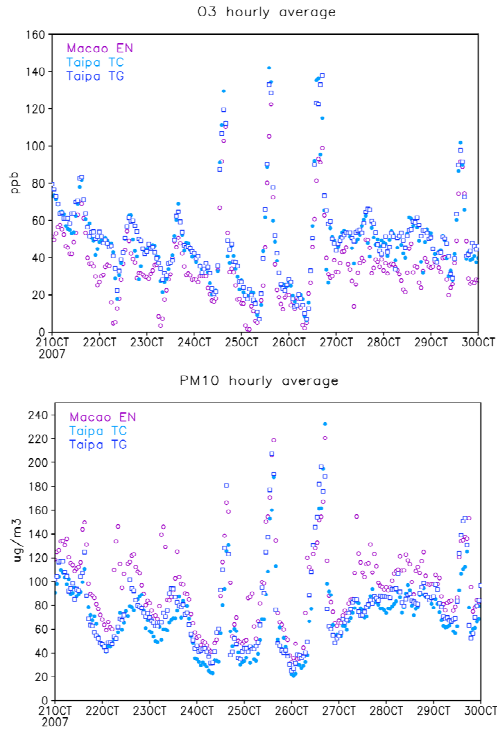


圖 12 2007 年 10 月 21 至 30 日澳門地區空氣污染
物觀測值。(上) 臭氧、(下) PM₁₀

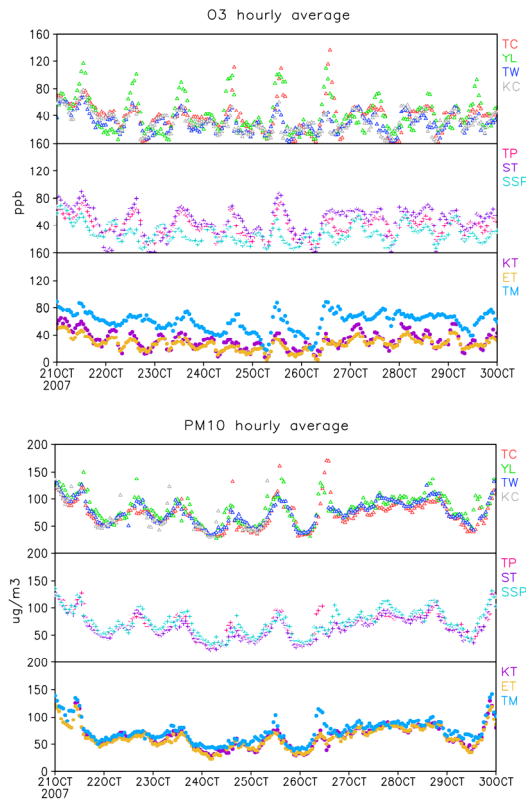


圖 13 2007 年 10 月 21 至 30 日香港地區空氣污染
物觀測值。(上) 臭氧、(下) PM₁₀

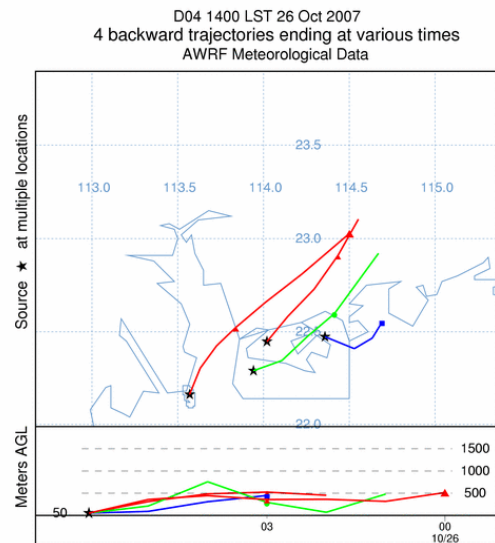
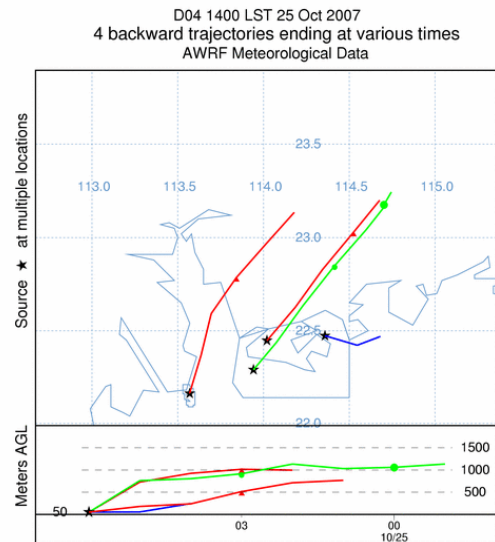
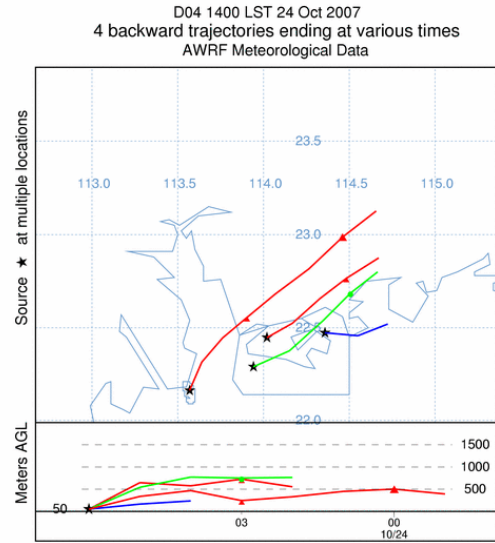


圖 14 2007 年 10 月 24 至 26 日 1100 LST 排放之 3
小時後粒子分佈。(上) 24 日、(中) 25 日、(下)
26 日

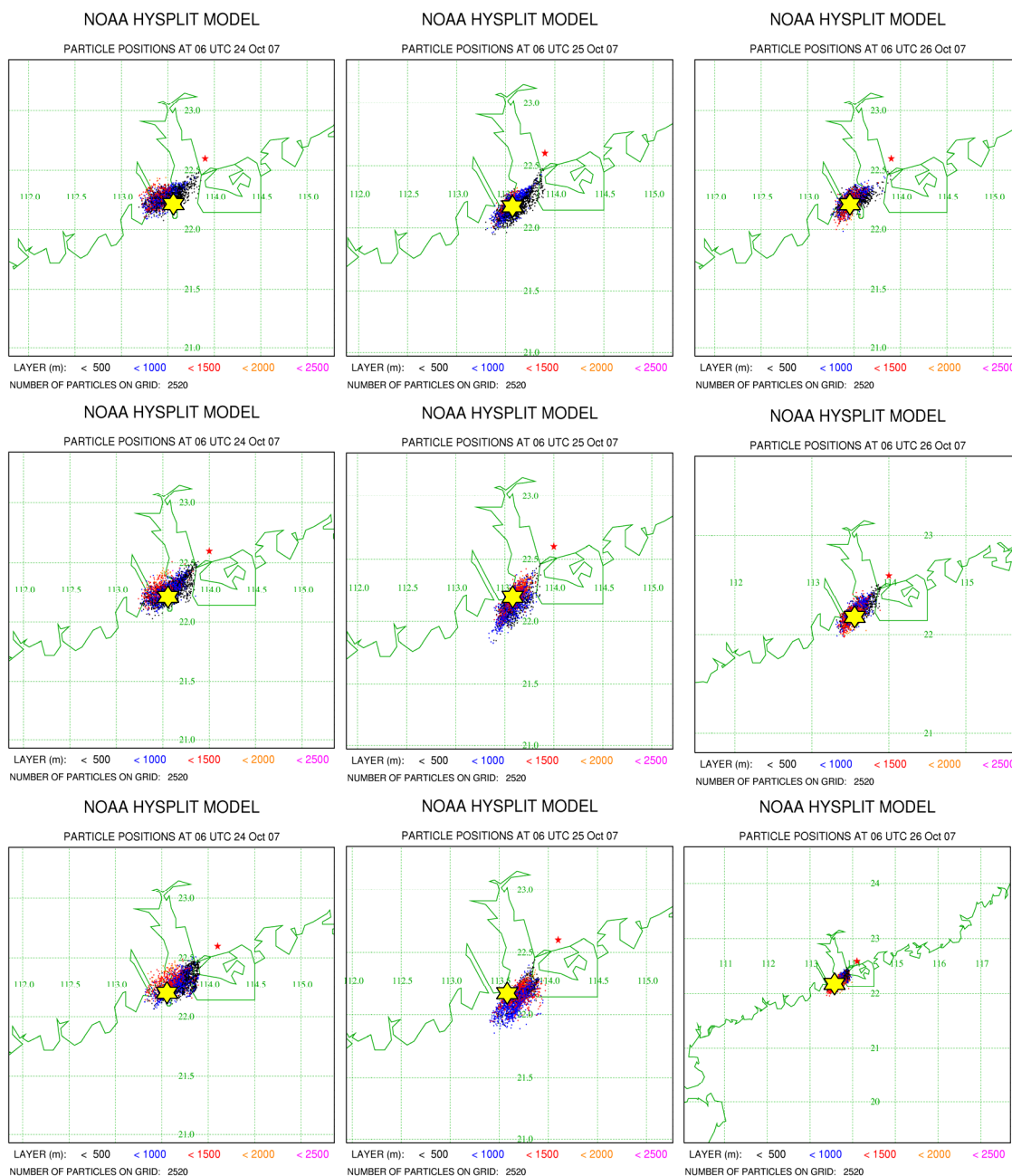


圖 15 2007 年 10 月 24 至 26 日 1100 LST 排放之 3 小時後粒子分佈，星號表示澳門位置。
(左排) 10 月 24 日、(中間) 10 月 25 日、(右排) 10 月 26 日

參考文獻

- 曹嘉宏, 2007: 台灣土地利用型態對 MM5 模擬局部環流之影響。國立中央大學碩士論文
- Betts, A.K., Barr, A.G., 1996: First International Satellite Land Surface Climatology Field Experiment 1987 sonde budget revisited. *J. Geophys. Res.*, 101, 23285-23288.
- Chan, C. K., and X. Yao, 2008: Air pollution in mega cities in China. *Atmospheric Environment* 42, 1-42.
- Cheng, F. Y., and D. W. Byun, 2008a: Application of high resolution land use and land cover data for atmospheric modeling in the Houston-Galveston metropolitan area, Part I: Meteorological simulation results. *Atmospheric Environment* 42, 7795-7811.
- Cheng, F. Y., S.T. Kim and D.W. Byun, 2008b: Application of High Resolution Land Use and Land Cover Data for Atmospheric Modeling in the Houston-Galveston Metropolitan Area: Part II, Air Quality Simulation Results, *Atmospheric Environment* 42, Issue 20, 4853-4869.
- Draxler, R.R. and G.D. Hess 1998: An overview of the HYSPLIT_4 modelling system for trajectories, dispersion and deposition. *Australian Meteorological Magazine*, vol. 47(4), pp. 295-308.
- Grossman-Clarke, S., J. A. Zehnder, W. L. Stefanov, Y. Liu and M. A. Zoldak, 2005: Urban modifications in a mesoscale meteorological model and the effects on near-surface variables in an arid metropolitan region. *J. Appl. Meteor.*, 44, 1281-1297.
- Lam, K.S., Wang, T.J., Chan, L.Y., Wang, T., Harris, T., 2001: Flow patterns influencing the seasonal behavior of surface ozone and carbon monoxide at a coastal site near Hong Kong. *Atmospheric Environment* 35 (8), 3121-3135.
- Lippmann, M., 1993: Health effects of tropospheric ozone: review of recent research findings and their implications to ambient air quality standards. *Journal of Exposure Analysis and Environmental Epidemiology* 3 (1), 103-129.
- Lu, X., K.-C. Chow, T. Yao, J. C. H. Fung, and A. K. H. Lau, 2009: Seasonal variation of the land-sea breeze circulation in the Pearl River Delta region. *J. Geophys. Res.*, 114, D17112, doi: 10.1029/2009JD011764.
- Mauzerall, D.L., Wang, X., 2001: Protecting agricultural crops from the effects of tropospheric ozone exposure: reconciling science and standard setting in the United States, Europe and Asia. *Annual Review of Energy and the Environment* 26, 237-268.
- Wang, T., Wu, Y.Y., Cheung, T.F., Lam, K.S., 2001: A study of surface ozone and the relation to complex wind flow in Hong Kong. *Atmospheric Environment* 35, 3203-3215.
- Wang, T., Wei, X.L., Ding, A.J., et al., 2009: Increasing surface ozone concentrations in the background atmosphere of southern China, 1994-2007. *Atmospheric Chemistry and Physics* 9, 6217-6227

A numerical study to understand the effects of high resolution land use data on meteorological simulation results near Pearl River Delta: Application for a high ozone episode

Ka-Wa Chan¹ Chih-Hsiang Wu² Fang-Yi Cheng^{3*}

ABSTRACT

Pearl River Delta (PRD) is located in southern China near the coastline. Through the last two decades, PRD region has experienced the unprecedented land-use and land-cover changes as a result of rapid economic development and urban expansion. Its possible impact on regional air quality and climate change is a major concern of the national government as well as the global community. In this study, Weather Research and Forecasting (WRF) meteorological model is performed using the updated land use data for a high ozone event (October 24 to 26, 2007). The land use data is reclassified and updated using the 500-m resolution Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) satellite products. Analysis of the wind field simulation result demonstrated that the see-breeze flow direction is opposite to the prevailing wind (1300 to 1800 LST) that forms a stagnant wind condition near the Macao and Pearl River Estuary region. The trajectory analysis showed that the ozone concentration was transported from the source area in the Guang-Dong province.

Keywords: Pearl River Delta, Land use type, Land-sea breeze

¹ Master, Graduate Institute of Atmospheric Physics, National Central University

² Research Assistant, Graduate Institute of Atmospheric Physics,
National Central University

³ Assistant Professor, Graduate Institute of Atmospheric Physics, National Central University

* Corresponding Author, Phone: 886-3-4227151 ext. 65508, E-mail : bonniecheng18@gmail.com

Received Date: Mar. 25, 2013

Revised Date: Aug. 28, 2013

Accepted Date: Nov. 04, 2013

中文稿件投稿注意事項（英文稿件請參閱下頁 Author Guidelines）

本學刊定期出版攝影測量及遙感探測領域之學術論著、技術短文及應用性報導。所收錄之稿件皆須通過本編輯委員會安排之專家學者審查程序，並由通訊作者簽署著作權讓渡書。作者可自行聲明文稿屬學術論著、技術短文或應用性報導之類別，但本編輯委員會將依據審查委員意見決定收錄文稿之類別。本學刊不接受已經刊載過之文稿，於研討會發表過之論文，經適當增補其內容者為例外。

投稿之電子郵件信箱地址為 jprsubmit@gmail.com，請以電子郵件附件方式寄送稿件之 WORD 檔及 PDF 檔各一份。為便利編審作業，請於稿件 PDF 檔中移除作者之相關資料（如姓名、服務機關、電話、及電子郵件信箱等）。稿件撰寫要點如下：

1. 頁面：採用 A4 規格頁面。
2. 字體：(1) 中文均以新細明體橫式打字；(2) 英文均以 Times New Roman 字體橫式打字。
3. 單位：內文、圖表及符號中之度量單位皆採用 SI 公制單位。
4. 首頁：首頁應含內容依次為「題目、作者姓名、摘要、關鍵詞、及作者服務機關及職稱（置於頁尾）」，接續文稿內文。
5. 末頁：末頁應含內容與首頁相同，但皆以英文書寫。
6. 題目：論文題目宜簡明，字體大小為 20，英文題目每字第一位字母以大寫字體打印。
7. 作者：作者姓名列於題目之下方，字體大小為 14，其服務機關及職稱以^{1,2,...}上標編號註記於頁尾，字體大小為 12。
8. 摘要：摘要字數以 250 字為限，字體大小為 12。
9. 關鍵詞：列出三至五個關鍵詞，字體大小為 12。
10. 章節及標題：(1) 章節標題置中，編號一律為阿拉伯數字，如 1, 2, ...，標題字體大小為 18；(2) 小節標題靠左，編號一律為 1.1, 1.2, 1.1.1, 1.1.2.....，字體大小為 14。
11. 內文：內文之長度(含圖表)以不超過 25 頁為原則，各段落第一行應縮排，字體大小為 12。
12. 數學式：所有數學式均須標式號於圓括弧內，數學式內所有符號須於符號第一次出現時，應於數學式下方逐一加以定義。
13. 圖及影像：(1) 圖及影像均須數位化置於文稿中適當位置；(2) 所有圖及影像下方須附圖流水編號及說明；(3) 本刊接受彩色圖及影像，但紙版印刷一律採灰階印刷。
14. 表格：(1) 表格均須數位化置於文稿中適當位置；(2) 所有表格上方須附表流水編號及說明；(3) 本刊接受彩色表格，但紙版印刷一律採灰階印刷。
15. 參考文獻：(1) 參考文獻應列於文末，文稿中未直接引用者不得列入；(2) 先排列中文參考文獻，再排列英文參考文獻，其他文字參考文獻列於英文參考文獻之後；(3) 中文參考文獻以第一作者姓名筆劃順序排列，英文參考文獻以第一作者之姓依英文字母順序排列。當作者相同時，依發表年代排列，作者及發表年代完全相同時，依日期在年代後加以 a, b, c 順序。第一作者姓名相同時，先排列單一作者之參考文獻，其次為多作者文獻；(4) 參考文獻之格式如下列：
 - 期刊論文：作者姓名，年代。文章標題，期刊名稱，卷數(期數)：起始頁數—結束頁數。
 - 書籍：作者姓名，年代。書名，出版者，出版地。
 - 論文集：作者姓名，年代。篇名，論文集名稱，發表地點，卷(期)：起始頁數—結束頁數。
16. 參考文獻引用：(1) 作者為一人時，以作者全名(中文文獻)或姓(英文文獻)及發表年代，如李良輝(1991)或(李良輝，1991)、Jones (1979)或(Jones, 1979)；(2) 作者為二人時，以二作者全名(中文文獻)或姓(英文文獻)及發表年代，如施學延及陳良健(2011) 或(施學延及陳良健，2011)、Jones & Smith (1979)或(Jones & Smith, 1979)；(3) 作者為多人時，以第一作者全名(中文文獻)或姓(英文文獻)，之後加「等」(中文文獻)或「et al.」(英文文獻)及發表年代，如(郭寶章等，1976)或郭寶章等(1976)、Jones et al. (1979)或(Jones et al., 1979)；(4) 作者及發表年代完全相同時，依日期在年代後加以 a, b, c 引用，如 Jones & Smith (1979a)、Jones & Smith (1979b)。

Author Guidelines

The Journal of Photogrammetry and Remote Sensing periodically publishes academic articles, technical short papers and application reports addressing topics in photogrammetry and remote sensing. Acceptance of submitted manuscripts for publication is based on a peer-reviewing process arranged by the editorial board. A manuscript will not be formally accepted until a copyright agreement is received. Although authors can indicate their submitted manuscripts belonging to one of the categories of academic articles, technical short papers or application reports, the editorial board will make the final decision based on the suggestions of reviewers. This journal does not accept any paper has ever been published, but a paper only published in conference proceedings and revised appropriately is an exception.

The E-mail address for manuscript submission is jprssubmit@gmail.com. Please send your manuscript in both WORD and PDF formats via e-mail attachments. In the WORD file, please provide author information. However, for blind reviewing, please eliminate author information in the PDF file. Instructions for authors to prepare a manuscript are as follows:

1. Typing format: Manuscripts should be typed single-column and double-space on A4 page size using font-type of 12pt **Times New Roman**. The pages should be numbered.
2. Units: Manuscripts must use SI (Metric) units in text, figures, or tables.
3. Cover page: The cover page should contain manuscript title, author names, abstract, key words, and author affiliations.
4. End page: The end page contains the same information as the cover page, but in Chinese.
5. Title: The title of the manuscripts should be concise and informative. Please use font size of 20pt and capitalize the initial letter of each word in the title.
6. Authors: Authors names (using font size of 14pt) are listed below the title, affiliations (using font size of 12pt) are listed at the end of the first page marked with ^{1, 2, ...}.
7. Abstract: The abstract should be shorter than 250 words and typed using font size of 12pt..
8. Keywords: Keywords (no more than 5 words) should be given and placed below the abstract.
9. Sections and Sub-sections: Section heading (using font size of 18pt) should be centered and numbered in 1, 2... etc. Sub-sections (using font size of 14pt) are justified to the left in 1.1, 1.2, 1.1.1, 1.1.2...etc.
10. Paper length: Published papers are limited to 25 pages.
11. Equations: Type formulae and equations clearly in black and numbered in curved brackets. All symbols in equations should be clearly defined when they firstly appear in the manuscripts.
12. Figures and Tables: Figures and tables are numbered and described in short. When papers are accepted, original figures, tables, and photographs are expected for reproduction. Color figures and tables are acceptable in digital version, but they will be printed in gray levels in hard copies.
13. References: Only works cited in the text will be included. References should be cited in the text by giving the last name of the author(s) and the year of publication of the reference, such as Lee and Huang (1979) or (Lee and Huang, 1979). With three or more names use the form "Huang *et al.* (1995) or (Huang *et al.*, 1995)" in the text. When two or more references have the same text identification, please distinguish them by appending "a", "b", etc., to the year of publication. References should include the complete title(s), the number of the volume and the page(s) of the information cited. References should be listed in alphabetical order, according to the last name of the first author, at the end of the paper.

Volume 17 No. 3
November 2013

Journal of Photogrammetry and Remote Sensing
(Special Issue on Atmospheric Remote Sensing)

CONTENTS

Introduction to the Special at Issue

Atmospheric Remote Sensing
(Tang-Huang Lin)

Regular Issue Papers

- Using Satellite-Derived Thermal and Vorticity Parameters to Detect Tropical Cyclones
Formation over the Northwest Pacific---Determination of Cloud Cluster Sizes
(Chang-Yo Tseng, Gin-Rong Liu).....**161**
- Air-Sea Interaction of Kuroshio near the East of Taiwan by Satellite
Remote Sensing
(Min Fang, I-I Lin, Chung-Hsing Sui)**173**
- Typhoon Intensity Estimation Using Satellite Image Edge Detection Technology
(Chung-Chih Liu, Liang-De Chen)**193**
- Fusion of MODIS-MISR Data to Estimate Single Scattering Albedo for Different
Aerosol Type
(Kuo-Yang Li, Wei-Hung Lien, Kuo-En Chang, Tang-Huang Lin).....**203**
- A numerical study to understand the effects of high resolution land use data on
meteorological simulation results near Pearl River Delta: Application for a high ozone
episode
(Ka-Wa Chan, Chih-Hsiang Wu, Fang-Yi Cheng).....**221**

第十七卷第三期

中華民國一〇二年十一月

航測及遙測學刊

(大氣遙測特刊)

目錄

特刊引言

大氣遙測

(林唐煌)

學術論著

應用衛星反演熱力及動力參數以偵測熱帶氣旋的生成---
雲簇大小的自動化判定

(曾千佑、劉振榮).....161

利用衛星資料分析台灣東部外海黑潮與大氣之交互作用

(方敏、林依依、隋中興).....173

衛星影像邊緣偵測法在颱風強度估算之研究

(劉崇治、陳良德).....193

結合 MODIS 與 MISR 觀測資料在氣膠單次散射反照率反演之應用

(李國揚、連偉宏、張國恩、林唐煌).....203

探討土地利用形態對珠江口沿岸地區氣象模擬的影響：

高污染事件日之個案分析

(陳嘉華、吳至翔、鄭芳怡).....221