

利用 AMSR-E 微波頻道反演海上颱風定量降水研究

陳萬金¹吳東洲²朱炯光³胡仁基²劉振榮³

¹國防大學理工學院國防科學研究所

²國防大學理工學院環境資訊及工程系

³國立中央大學太空暨遙測中心

摘 要

本研究之目的即是針對颱風降水的災害，使用 2002 至 2005 年 Aqua-EOS (Aqua for Earth Observing System) 衛星上的 AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS) 微波亮度溫度 (Tb) 資料及日本沖繩島附近十一個島嶼測站之地面觀測降雨量 (RR) 資料，以統計法建立 RR-Tb 多頻道線性迴歸方程式，以估算海上颱風之定量降水。本研究嘗試建立本區域的 SI 指數，結果顯示當 SI 大於 5K 的區域有可能為降雨區。研究中比較三種雨區辨識方法，結果以 CC (Combination Check) 法最佳，因此利用 CC 法進行雨區辨識，將衛星觀測值區分為有雨及無雨區；之後再使用 AMSR-E 之 89V、89H GHz 頻道亮度溫度作為降雨型態 (層狀與對流機制) 分類的閾值，最後以分類後之有雨資料分別建立放射機制 (層狀) 及散射機制 (對流) 迴歸式。結果顯示，在定量驗證部份衛星反演值比測站雨量值有低估的情況。為降低反演誤差，搭配 Aqua 衛星上 MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) 紅外線頻道資料，以監督式分類 (supervised classification) 方法去除視場 (field of view) 內降雨分佈不均勻的匹配資料。此外為了達到即時預報颱風定量降水及增加時間解析度之目的，未來將配合永續會防災科技研究並運用中央氣象局所提供之即時 AMSR-E 微波資料，以提升研究結果在即時預報颱風降水運用上的實用性，最後將提供作業單位參考運用並長期測試。

關鍵字：定量降水、降雨強度、微波頻道、線性迴歸、MODIS、AMSR-E

一、前言

台灣位處西太平洋颱風的主要侵襲路徑上，平均每年約有 3~4 個颱風的影響，而每當受到颱風環流的影響產生大量降水，造成重大災害發生；2005 年龍王颱風，也造成台灣花東及中部地區之水災及土石流災情，為避免這些災害再度發生，必須針對台灣地區颱風降水特徵有進一步的了解，進而精進降水預報之研究。如今，為了使災害預警工作在時間上更趨於精準，定量降水預報實為當前最重要的工作之一。本研究即是利用 AMSR-E 微波頻道亮度溫度與海上小島之測站雨量觀測值，建立 RR-Tb 線性迴歸式，並據以估算海上颱風之降雨強度；所使用之 AMSR-E 微波頻道與 TMI 微波頻道相似，主要差異在頻道數目。本研究將結合使用 Aqua/MODIS 及 AMSR-E 各頻道的資料特性，發展出一套適合颱風盛行期間臨近台灣地區的海上定量降水反演法。

二、基礎理論

利用衛星上的微波輻射儀來偵測海上降雨，主要是由於降雨雲中雨滴、冰晶與微波在傳送過程中發生放射、吸收與散射的交互作用，而衛星上的被動微波輻射儀可以偵測到因降雨所產生的微波輻射強度變化。另外，若假設微波視場內的降雨分佈是均勻下，當雨勢不大時，因雨滴的吸收及再放射

(re-emission) 效應使其亮度溫度隨著表面降雨強度的增強而增加，且兩者之間的關係呈線性的變化。但在過飽和點後 Tb 對大雨 RR 的線性回應並不靈敏，所以使用衛星被動微波遙測技術估測表面降雨強度的方法，在這些頻道都是在達到飽和點前，這種方法稱為放射法 (emission rainfall algorithm)。

一般對強降雨的反演必須使用高於 60 GHz 氧氣吸收線的微波頻道 (例如 AMSR-E 的 89 GHz)；一般而言，在強降雨時對散射機製為主的微波頻道，因降雨的雨滴與冰晶粒徑改變，散射效應會比一般降雨時顯著，散射會削弱向上微波輻射，減少背景輻射亮度溫度，若能量被散射到輻射計天線方向的增強作用不顯著，此時微波頻道亮度溫度均隨降雨強度增加而有近似線性減少的特性，稱之為散射法 (scattering rainfall algorithm)。

三、資料與處理

針對反演海上降雨強度之分析，本文所用到的衛星資料包括 2002~2005 年 AMSR-E 與 Aqua/MODIS 兩種衛星資料，此外還有島嶼地面觀測資料，而主要估算定量降水之區域在北緯 15-30 度，東經 110-130 度之間。

(一) AMSR-E 微波資料

Aqua 衛星自 2002 年 5 月 4 日發射後，而所搭載

的由美、日合作之 AMSR-E 微波儀器其任務為對地球南北緯 40 度間的熱帶區域作降雨觀測。觀測資料可用來研究異常氣候的原因如聖嬰現象，改進全球環境變遷模式的降雨物理物理機制，以及了解熱帶降雨系統動力與熱力變化的過程。衛星軌道高度約為 705 km，以約±70 度傾角範圍測量亮度溫度，儘管瞬間各個波段的視場不同，但低頻皆以 10 km 間隔採樣（89 GHz 為 5 km），其儀器觀測地面刈幅為 1660 km，進行預計為期 6 年的熱帶地區降雨觀測。本研究利用 AMSR-E 的 L2A 產品，該產品最新版本為 V08 版，已經過輻射校正與幾何定位，衍生產品（內插後）單一頻道能有不角同解析度的資料，本實利用衍生產品（解析度 21 公里）含 8 個微波頻道，分別為 18.7V（Vertical polarization）、18.7H（Horizontal polarization）、23.8V、23.8H、36.5V、36.5H、89V、89H GHz。

(二) Aqua/MODIS 紅外線影像資料

在 Aqua 衛星的觀測資料中，MODIS 儀器光譜範圍（0.4~14.4） μm ，共有 36 個頻道，7 個可見光及 29 個紅外線頻道，本研究將採用第 31 頻道其波長為 10.780-11.280 μm 之紅外輻射亮度溫度資料，進行分辨在 AMSR-E 視場內降雨分佈不均勻（Kummerow et al., 1998）的研究。MOD021KM 是 MODIS Level-1B0 校驗輻射資料，解析度為 1 km，其儀器觀測地面刈幅為 2330 km，穿軌跡視場±55°，提供全球所有表面的、陽光反射和日夜熱輻射的較高輻射度分辨率的圖像數據。圖像分辨率在 0.25~1 km 之間。具有與 AMSR-E 同時間的優點，故可作為檢驗 AMSR-E 資料品質的參考依據。

(三) 島嶼測站雨量資料

研究之降雨資料來自日本氣象廳（JMA, Japanese Meteorological Agency），資料為 2002~2005 年颱風季期間沖繩島附近十一個島嶼測站雨量計所提供每十分鐘一筆降雨觀測資料（此後統稱 A 條件）。本研究利用島嶼測站雨量資料作為地面降雨資料之標準值，同時與衛星獲得之輻射能量（亮度溫度），彼此建立 RR-Tb 線性迴歸方程式。並利用 2005 年相同地點測站雨量值為校驗資料（統稱 B 條件）。

四、研究方法

利用統計法建立 RR-Tb 線性迴歸式為研究主軸以反演海上降雨強度的過程中，可區分為降雨區辨識及定量估算降雨強度兩個步驟。一為降雨區的辨識，其主要目的有兩個，分別是節省估算定量降雨強度步驟的時間，及降雨型態的分類（Wilheit et al., 1991）。並依多頻道微波輻射亮度溫度變化的特徵，建立放射機制型及散射機制型迴歸式。

目前利用衛星微波輻射資料進行海上降雨區辨識作業經驗的幾個技術中，本研究 TC 法、SI 法及 CC 法，以下分別介紹。

(一) 雨區辨識

1. SI 法

本研究嘗試建立本區的 SI 指數，以 AMSR-E 頻道 18.7V 替代 SSM/I 19V，23.8V 替代 22V 及 89V 替代 85V，閾值選取當 SI 大於 5K 時，該區域有可能為降雨區。結果顯示 SI 指數對於本實驗區域作颱風雨區辨識成效不錯，雖然 SI 指數在有雨事件中成功的辨識率較 TC 法來的差，但在無雨事件的成功辨識率則高達 98.9%，也就是說在有雨事件中 SI 法誤判為無雨區的筆數高於 TC 法，但對於雨區辨識整體的成功辨識率 SI 法優於 TC 法，其結果和陳等人（2006）相同。

2. TC 法

TC 法主軸在使用 A 條件於無降雨時所有海上匹配的樣本中各頻道的亮度溫度加以平均，其均值作為 TC 法所需頻道之降雨閾值（表 1）。研究發現 TC 法如放寬辨識降雨之條件，會增加一些有雨事件的樣本，卻造成一些無雨事件納入為有雨事件，使得誤判率增加，其結果亦與陳等人（2006）相同。

3. CC 法

利用 CC 法結合上述兩法的優點所衍生的方法；亦為本研究後續建立迴歸式的方法。綜合結果顯示（表 2），TC 法整體表現的結果較其它兩稍佳；但利用 AMSR-E 資料與陳等人（2006）利用 TMI 的資料相比卻稍差，可能原因在閾值的選取上及篩選的條件限制差異，未來將改進以得到更好的結果。

(二) 以統計法定量估算降雨強度

依據 CC 法的方式，即以 TC 法及 SI 法成功辨識降雨區域後，再以 89V、89H GHz 亮度溫度的閾值作為降雨型態分類的依據，區分成對流及層狀機制的降雨型態，並分別建立 AMSR-E 多頻道的亮度溫度與測站降雨強度間的線性迴歸式，用以計算微波視場內的平均降雨強度。

研究中蒐集 2002~2005 年颱風季期間 AMSR-E 有通過沖繩島島嶼測站的個案，計有 120 個軌道資料，匹配資料依 11 島嶼測站位置選定海域選取距離大於 15 km 的亮度溫度且雨量值限制在 1 mm/hr 以上，分別建立對流及層狀機制之多頻道線性迴歸方程式及其相關係數（表 3），由結果顯示利用 AMSR-E 微波資料反演颱風降雨強度，在層狀估算結果較對流降雨型態要好。為了建立良好線性迴歸式，本研究採用監督式分類法來檢驗資料。經由監督式分類法的檢驗，將 2002~2005 年原先蒐集到總數 416 個匹配資料，篩選為總數 389 個作為線性迴歸的樣本資料。

五、反演結果分析與討論

(一) 定量驗證

研究中以 B 條件的 2005 年測站有雨樣本，作為驗證 AMSR-E 微波資料所反演降雨強度的地面真值。在此期間島嶼測站降雨的匹配資料樣本數目共計是 110 個。利用先前所建立兩個迴歸式反演降雨，其結果地面觀測平均降雨強度約為 4.88 mm/hr，而衛星估算出的平均降雨強度為 4.64 mm/hr，故衛星估算出的降雨強度低於地面觀測降雨強度（圖 1）。

(二) 降雨型態比較

選取的個案為敏督利颱風，採用 AMSR-E 及 Aqua/MODIS 於 2004/07/01 0441 UTC 所接收的亮溫值，圖 2(a)為 AMSR-E 微波資料利用本研究中的反演迴歸式所得到的雨量圖，圖 2(b)則為 NASA GPROF 物理法標準化產品，在圖 2(a)顯示強降水的區域相較於圖 2(b)較不明顯；然在弱降水的區域則較明顯。

六、結論與展望

利用 2002~2005 年颱風季期間 AMSR-E 微波資料與島嶼測站相匹配的樣本採用 SI、TC 及 CC 法進行降雨區辨識，其整體成功辨識率依序為 96.2%、68.1% 及 91.6%，結果以 CC 法較佳。本研究利用 AMSR-E 微波資料以統計法建立對流及層狀多頻道線性迴歸式，反演估算海上颱風定量降雨強度，結果驗證方面，衛星估算出的降雨強度當測站降雨高於 10(mm/hr) 時，對流機制的樣本有低估於地面觀測降雨強度。由降雨型態比較結果則顯示利用微波資料的效果表現在強降水的區域較 GPROF 物理法的產品不明顯，但在弱降水的區域則明顯。

未來將利用中央氣象局所提供 AMSR-E 微波資料搭配 Aqua/MODIS 紅外線資料的結合，對於反演海上降雨強度的估算，及監控颱風生命期的發展，相信會有較好的結果。

致謝

本研究感謝美國航空暨太空總署 NASA 資料庫免費提供 AMSR-E 微波資料及 Aqua/MODIS 可見光資料。同時，感謝日本氣象廳提供日本宮古島附近十分鐘地面測站降雨資料。

參考文獻

陳永強，2002：“利用 AMSU 微波頻道資料估算颱風定量降水”，國防大學中正理工學院碩士論文。

陳萬金、胡仁基、劉振榮及張茂興，2006：“利用 TMI 微波頻道反演反演海上颱風定量降水之研究”。大氣科學，34-1，67-88 頁。

曾忠一，1988，大氣衛星遙測學，渤海堂文化事業公司，630 頁。

表 1. 2002~2005 年間沖繩縣附近 11 個島嶼測站區域 (22°~27°N, 122°~126°E) 內 694 筆無降雨事件時，與其 AMSR-E 解析度 21 公里產品共 8 個微波頻道亮度溫度統計結果以平均亮度溫度 ± 標準差 (K) 表示。

2002~2005 年測站無降雨時各頻道的平均亮度溫度 ± 標準差 (K)							
18.7V	18.7H	23.8V	23.8H	36.5V	36.5H	89.7V	89.7H
12.9±3.2	151.9±5.4	251.1±8.1	220.1±8.1	230.9±2.6	177.9±4.7	281.1±2.5	274.8±3.4

表 2. 利用 2002~2005 年間日本沖繩縣附近十一個島嶼測站降雨記錄為地表真值，將 AMSR-E 微波輻射資料以不同降雨區辨識方法驗證獲得降雨區辨識結果。

	整體成功辨識率	389 降雨事件		936 無雨事件		成功辨識率	
		有雨	無雨	有雨	無雨		
Scattering Index (SI) (this study)	96.2%	349	40	89.7%	10	926	98.9%
Threshold Checks (TC)	68.1%	389	0	100%	383	553	59.1%
Combination Check (CC)	91.6%	389	0	100%	0	936	100%

●海上島嶼測站 389 筆降雨事件及 936 筆無雨事件。

表 3. 利用統計法分別對海上颱風建立對流及層狀降水估算迴歸式。

降雨型態	估算降雨統計迴歸式	相關係數 (R)
對流降雨	$RRs = -11.761 + 0.383 * Tb_{18.7V} + 4.263E-02 * Tb_{18.7H} - 1.121 * Tb_{23.8V} + 0.261 * Tb_{23.8H} + 1.305 * Tb_{36.5V} - 0.699 * Tb_{36.5H} - 9.532E-02 * Tb_{89.7V} + 9.412E-03 * Tb_{89.7H}$	0.72
層狀降雨	$RRa = -251.459 + 1.473 * Tb_{18.7V} - 0.563 * Tb_{18.7H} + 0.916 * Tb_{23.8V} - 0.595 * Tb_{23.8H} - 1.547 * Tb_{36.5V} + 0.718 * Tb_{36.5H} + 0.608 * Tb_{89.7V} - 5.586E-02 * Tb_{89.7H}$	0.78

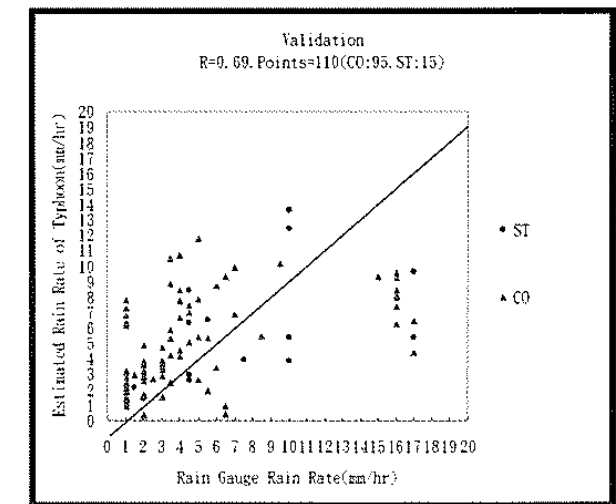


圖 1. 2002-2005 年期間 AMSR-E 合計 110 筆資料對海上颱風降水迴歸式的反演估計值與地面測站降雨真值做驗證結果 (CO 代表對流降水，ST 代表層狀降水)。

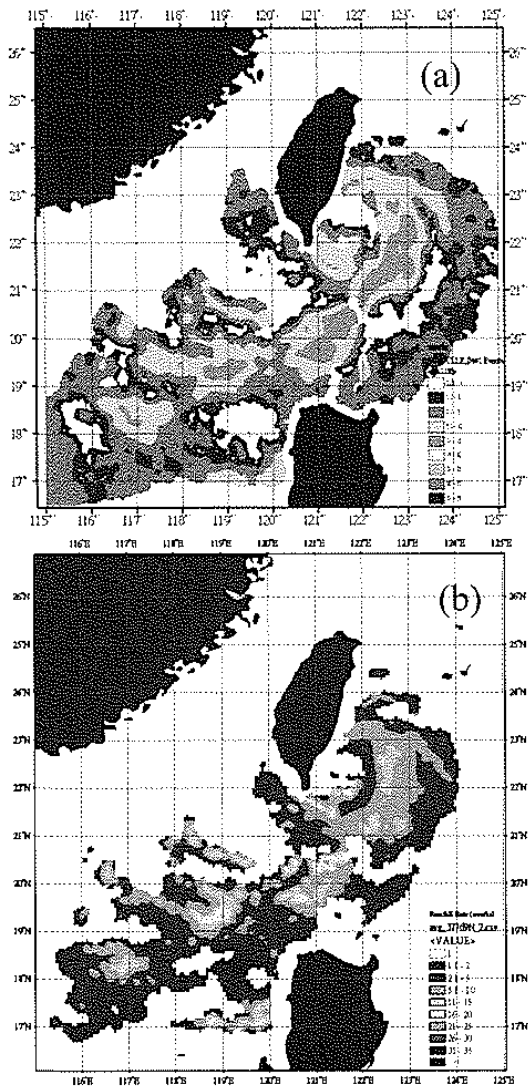


圖 2. 敏督利颱風 (2004/07/01 0441 UTC) (a) 利用 AMSR-E 所估算出海上降水強度雨量圖，與 (b) 利用 GPROF 物理法求出海上降水強度分佈情形。