

利用 TMI 微波頻道反演海上颱風 定量降水之研究

陳萬金¹ 胡仁基¹ 劉振榮² 張茂興¹

¹國防大學中正理工學院應用物理系

²國立中央大學太空暨遙測中心

(中華民國九十四年七月二十日收稿；中華民國九十五年二月六日定稿)

摘 要

本研究之目的是針對颱風降水所導致的災害，使用 1998~2004 年 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) 衛星上的 TMI (TRMM Microwave Imager) 微波資料及日本宮古島附近十一個島嶼測站之地面觀測降雨量資料，以統計法建立多頻道線性迴歸方程式，估算海上颱風之定量降水。首先，研究步驟是於颱風期間運用 Ferraro et al. (1994) 所發展之 SI (Scattering Index) 法及 Chen and Li (2000) 之 TC (Threshold Check) 法結合而成的 CC (Combination Check) 法，進行降雨區辨識，區分衛星觀測值為有雨及無雨區，進而將有雨區的資料分別估算出對流及層狀的降雨強度。研究結果顯示，在衛星觀測值分辨為有雨及無雨的整體成功辨識率，2002~2004 年分別為 99.4%、100% 及 100%。在定量驗證方面，反演之降雨強度與島嶼測站降雨觀測值之間相關係數約為 0.74，均方根誤差為 3.75 mm/hr。此外，對弱降水天氣系統而言，衛星反演值有高估的現象；反之，對強降水系統，衛星反演值則有普遍低估的現象，其主要原因為視場 (field of view) 內降雨分佈不均所造成。因此，本研究採用 TRMM 衛星上之 VIRS (Visible Infrared Scanner) 高解析度紅外線頻道，以監督式分類 (Supervised Classification) 方法去除降雨分佈不均勻的匹配資料，以降低反演誤差。

本研究結果亦與 GPROF (Goddard Profiling Algorithm) 2A12 物理法近地面降雨反演值以及 Chen and Li (2000) 於梅雨期中尺度對流系統降雨強度迴歸式反演值比較，結果顯示皆優於以上兩種方法，顯見 GPROF 近地面降雨反演值目前僅適合於全球尺度，對於區域性之降水估算仍有不足之處。同時，發現不同季節時期所建立的反演迴歸式，僅適用於該季節的天氣系統使用。因此，對於颱風及梅雨天氣系統必須各自建立其關係式。為了增加衛星降水反演的時間及空間解析度，本研究未來將增加 AQUA 衛星的 AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer - EOS) 及 NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) 衛星的 AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit) 微波資料，以利提升衛星降水反演的實用性。

關鍵字：定量降水、降雨強度、微波頻道、線性迴歸、TMI、VIRS、AMSR-E

一、前言

台灣地區每年 7~10 月期間常受到颱風環流的影響而產生大量降水，造成重大災害，例如 2001 年 9 月納莉颱風，造成台灣北部地區嚴重之水災及土石流。為避免這些災害再度發生，我們必須針對台灣地區颱風降水特徵有進一步的瞭解，進而精進降水預報之研究，以降低豪大雨所造成的損失。傳統豪大雨預報作業是以定性的描述豪大雨可能發生之情形，這種定性的預報方法，無法將雨量之大小作定量的估計，及無法即時警告民眾豪大雨準確發生的時間與降雨量的大小。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。

定量降水預報除了要"定量"地預報出雨量的多寡以外，還要"定時"地預報出下雨的時間及"定點"地預報出下雨的位置，如此充分掌握降雨的資訊，可適時提供給氣象、水利單位與大眾百姓作參考。目前測量降水的方法有地面雨量筒、雷達雨量估算、地面輻射儀及衛星雨量估算等，地面雨量筒在陸地上分佈較廣，但海面上則相當稀少；雷達雖可估算降雨，但卻受限於掃描範圍，只能分析陸地與臨近岸邊的區域；如今，只有衛星資料不受以上之限制，因其具備觀測面積廣大及觀測資料一致性的特徵，可提供全面性的降水資訊，對於天氣系統分析與預報工作有莫大的幫助。

過去應用衛星資料大多利用紅外線 (IR, Infrared) 及可見光 (VIS, Visible) 雲圖進行研究，由於紅外線雲圖受卷雲的影響很大，所得到的結果往往高估了實際降雨量，這是因為可見光與紅外線只能提供雲表的資訊，對於雲下的降雨情形卻無法觀測 (曾, 1988)。另外可見光雲圖雖可避免卷雲之影響，但白天才有此

雲圖，並且觀測到的是雲的反照率，而不是實際的降雨資訊，故屬於間接性的降水估計。目前比較理想的方法是利用微波頻道進行降雨估計，因為微波頻道具備良好的穿透雲層能力，可直接偵測雲下降雨情形，所以較不受雲的影響，並能獲得雲下完整的資訊，故目前微波資料是最理想的工具 (李慶忠, 2002)。隨著衛星科技的進步及新式降雨觀測儀器的發明，衛星微波遙測降雨技術的開發較二十多年前有長足的進展。一般利用衛星微波亮度溫度來估算海上降雨強度之方法，其目的均在找出亮度溫度 (Tb, brightness temperature) 與測站降雨強度 (RR, rain rate) 之關係式 (Wilheit and Chang, 1980)。另外也有利用海上繫留系統 (Buoy) 上的雨量計，以 2~10 小時累積降雨量對應 $1^\circ \times 1^\circ$ 網格點上的微波資料，建立兩者關係，而其相關係數大約為 0.6~0.7 (Bowman, 2005)。本研究即是利用 TRMM/TMI (Tropical Rainfall Measuring Mission/Microwave Imager) 多頻道微波頻道亮度溫度與海上小島之測站雨量觀測值，建立多重線性迴歸關係式，並據以估算海上颱風之降雨強度。

本研究所使用之 TMI 微波頻道，因具有不同的特性，現針對其原理加以說明：頻道在 40GHz 以下，主要利用微波之水氣頻道受降雨吸收再放射的原理；而頻道在 40GHz 以上，則是利用微波頻道受降雨粒子散射減弱的原理。國際上已有很多學者 (如 Weng et al., 1994; Huffman et al., 1996; Kniveton et al., 1997; Kidd et al., 2003) 應用微波頻道的優點進行定量降水估算，而國內近幾年來也有不少學者 (Liu et al., 2001; Chen and Li, 2002a) 正積極研究當中，顯見衛星微波頻道的重要性。

應用於微波估算降水之衛星在早期為 Nimbus-7 的 SMMR (Scanning Multi-channel Micro-

wave Radiometer)，現在衛星裝載被動式微波頻道之氣象衛星為 TRMM、DMSP (Defense Meteorology Satellite Program)、NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) 與 AQUA 四種衛星，其微波頻道分別為 TMI、SSM/I (Special Sensor Microwave Imager)、AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit) 與 AMSR (Advanced Microwave Scanner Radiometer)，這四種衛星其任務與特性有所不同。因此，目前國內外許多學者研究的方向都是結合多頻道資料的優點發展各式估算降水的方法 (Liu et al., 2002; Joyce et al., 2004)，本研究即是結合使用 TRMM VIRS 及 TMI 各頻道的資料特性，發展出一套適合颱風盛行期間臨近臺灣地區的海上定量降水反演法。

二、基礎理論

衛星上的微波輻射儀之所以可用來偵測海上降雨，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，因微波不易受雲的影響，所以非常適合用來量測雲層之降雨強度及分析降雨系統的特性，這與可見光與紅外線頻道僅利用雲頂之輻射強度間接估算降雨強度的方式是相當不同的。

在假設微波視場 (FOV, Field of View) 內的降雨分佈是均勻的前提下，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，且兩者之間的變化呈線性的關係。但在強降雨時，因大粒徑雨滴及冰晶產生的散射效應，反而使 Tb 變化隨著 RR 的增強而有飽和 (saturation) 後降低的現象。由於飽和點後 Tb 對大雨

RR 的線性反應並不靈敏，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，利用海面呈現冷背景情況下，因降雨所導致的暖輻射的特性，而非常容易清楚地標示出降雨區域，這種方法稱為放射法 (emission rainfall algorithm)。本研究之實際作法為假設某一降雨區間的 RR-Tb 關係為線性關係之前提下，當線性關係式建立後，可由已知之衛星觀測亮度溫度反演得到微波視場內的面積平均降雨強度。

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 TMI 的 85.5 GHz)；一般而言，在強降雨時對散射機制為主的微波頻道，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。所以假設在強降雨時，某一降雨區間的 RR-Tb 關係為線性關係之後並建立關係式，輸入所觀測頻道 Tb 就可以求得 RR，稱之為散射法 (scattering rainfall algorithm)。但散射法是建立在較強降雨時冰晶層較厚的論點上，故散射頻道亮度溫度的變化，並不是像放射法直接感應到雨滴的變化，而是間接藉由強烈散射作用所導致的 RR-Tb 負迴歸線性關係來估測 RR。

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 TRMM/TMI 與 VIRS 兩種衛星資料，另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。下面簡單介紹各裝備之特性。

(一) TRMM/TMI 微波資料

TRMM 衛星自 1997 年 11 月 27 日由美、日合作發射後，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機制，以及瞭解熱帶降雨系統動力與熱力變化的過程。其軌道高度在 2001 年 8 月之前為 350 km，以 35 度傾角、周期約 92 分鐘繞地球運轉，進行預計為期三年的熱帶地區降雨觀測。在 2001 年 8 月之後為延長其任務壽命，衛星高度已提高到 402 km，而所搭載的 TMI 屬被動式微波輻射儀正是用來觀測熱帶地區降雨的利器之一。TMI 資料為 Level-1B11 資料，經過輻射校正與幾何定位，資料解析度為 10 km，其九個微波頻道分別為 10.65V (Vertical polarization)、10.65H (Horizontal polarization)、19.4V、19.4H、21.3V、37V、37H、85.5V、85.5H GHz。

(二) TRMM/VIRS 紅外線影像資料

在 TRMM 衛星的觀測資料中，VIRS 共有五個頻道，兩個可見光及三個紅外線頻道，本研究採用第 4 頻道其波長為 10.8 μm 之紅外輻射亮度溫度資料，進行分辨在 TMI 視場內降雨分佈不均勻 (Kummerow et al., 1998) 的研究。VIRS 是 VIRS Level-1B01 IRTb11 輻射資料，解析度為 2.2 km，其刈幅為 720 km，具有與 TMI 同時間的優點，故可作為檢驗 TMI 衛星資料品質的參考依據。

(三) 島嶼測站雨量資料

本研究之降雨資料來自日本氣象廳 (JMA, Japanese Meteorological Agency) 所提供，由於海面上降雨觀測不易獲得，研究中假設島嶼地面降雨強度能夠代表其周邊海上平均降雨強

度。所使用的資料為 1998~2004 年期間，每年 7~10 月颱風盛行期間日本南方附近海域 TARAMA (測站編號 93011)、IRABU (93041) 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。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-Tbs 之線性統計迴歸方程式。另外，藉由蒐集衛星經過島嶼測站上空時無降雨之微波資料，訂出各微波頻道反演降雨之閾值。

在資料處理方面，首先由美國 TRMM 衛星資料庫下載 TMI_1B 的資料，並經幾何校正及輻射校正處理，因此，TMI 資料內容包括經幾何校正過後之經緯度、地形識別碼、九個微波頻道亮度溫度、衛星掃描起迄時間、掃描總時間及軌道編號。日本島嶼測站之觀測資料為每十分鐘一筆，包括風向、風速、溫度、濕度、雨量、日照量、雪量等七項。由於降雨時間與空間差異性有所不同，並且島嶼測站資料與 TMI 視場亮度溫度對於降雨的情形彼此在性質上有所不同，前者觀測地表，後者觀測整個氣柱，氣柱內之降水不一定會落到地表，因此造成許多比對上之差異性。

四、研究方法

利用氣象衛星微波頻道亮度溫度反演海上降雨強度之方法，大致可區分為統計法、物理法兩種。在此本研究以統計法為研究主軸，故只討論統計法之過程；在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。首先是降雨區的辨識，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)。依多頻道微波輻射亮度溫度變化的特徵，降雨型態可區分為因雨滴的吸收與放射效

應之差異，使得微波輻射量改變之發射機制型降雨（emission-based mechanism rainfall），及因雲層冰晶散射效應導致的散射機制型降雨（scattering-based mechanism rainfall）。

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：Threshold Checks (TC)法 (Chen and Li, 2000)、Scattering Index (SI)法 (Ferraro, 1994)、Rain Flag (RF)法 (Goodberlet et al., 1989)，這些方法對海上降雨區正確之辨識都各有優缺點，而海上降雨區正確的辨識對於利用微波頻道亮度溫度資料反演定量降雨強度的研究是相當重要的。本研究中使用 Chen and Li (2000) 所提出 Threshold Check (TC)法，及 Ferraro et al. (1994) 的海上 Scattering Index (SI)法，其基本之論點為利用 TMI 頻道亮度溫度在降雨時對降雨層變化靈敏之特性；亦即在海上高亮度溫度區域即為降雨區域，反之，在低亮度溫度為無降雨區，以建立亮度溫度與降雨強度之間的關係式。由於降雨區與無雨區的亮度溫度表現特徵截然不同，故在研究時間內觀察該區域海面的 TMI 第 1~5 頻道亮度溫度變化後，將很容易地從微波影像中辨識降雨區的位置。

(一) 雨區辨識

1. SI 法

Grody (1991) 首先使用 SI 法，主要利用 SSM/I 的多頻道微波輻射資料，針對各頻道對降雨區與降雪區等不同類型地表所表現的不同亮度溫度變化的特徵，對特定的地表種類找出各相關微波頻道亮度溫度閾值的組合。例如，乾雪地表與降雨區均被歸類為散射物質 (scattering material)，其 SSM/I 22.235 GHz 與 85.5 GHz 垂直極化頻道亮度溫度 Tb_{22V} 與 Tb_{85V} 表現特徵為 Tb_{22V} 大於 Tb_{85V} 。融雪地表則被

歸類為吸收物質 (absorbing material)，其表現特徵為 Tb_{22V} 小於 Tb_{85V} 。並以 SSM/I 的 19.4、22.235、85.5 GHz 頻道亮度溫度的互相變化情形，建立分辨不同地表種類的決策樹 (decision tree)，並定義 SI 值 (表一)。以判別海面降雨區的決策樹為例，當一個 TMI 海面觀測資料的 SI 值大於 10，且 Tb_{22V} 大於 $38 + 0.88 \times Tb_{19V}$ 時可確定其為降雨區。

Ferraro et al. (1994) 利用 SSM/I 微波資料發展出一套對全球降雨區域辨識的計算方式，以研究降雨區的表面效應 (surface effects) 對 SSM/I 各頻道的影響，再分別定義海上及陸上適用的 SI 及辨識降雨區的內容。依新的 SI 定義，海面 SI 值大於 10 的區域可能為降雨區也可能是被海冰覆蓋的海域。再將具有 $Tb_{22V} < 44 + 0.85 \times Tb_{19V}$ ，與同時符合 $Tb_{22V} > 264$ 及 $Tb_{22V} - Tb_{19V} < 2$ 兩個閾值特徵的海冰由 SI 值大於 10 的可能降雨區濾除，留下來的這些 SI 值大於 10 區域就是降雨強度大於 1 mm/h 的可能區域 (表一)。由於本研究利用海上 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 99%，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，但是 SI 誤判的有雨事件該降雨強度都小於 1 mm/hr，對整個颱風強降雨而言影響不大。可見，對於雨區辨識整體的成功辨識率還是 SI 法優於 TC 法。

2. TC 法

TC 法 (Chen and Li, 2000) 為 1998 年 SCSMEX 實驗期間利用台灣周邊七個島嶼測站雨量記錄，與其相對應之 TMI 微波頻道的亮度溫度的匹配樣本中，取無降雨資料進行統計所發展出來的。當任一 TMI 微波頻道其觀測視場

表一 Scattering Index (SI)定義及使用地點限制。

| $SI = (A_1 + A_2(Tb19V) + A_3(Tb22V) + A_4(Tb22V)^2) - Tb85V$ | | | | |
|---|---------|---------|---------|----------|
| 發表作者與適用地點 | A_1 | A_2 | A_3 | A_4 |
| Grody (1991) | 450.20 | -0.5060 | -1.8740 | 0.00637 |
| Ferraro et al. (1994) (over oceans) | -174.38 | 0.7152 | 2.4387 | -0.00504 |
| Ferraro et al. (1994) (over land) | 451.88 | -0.4400 | -1.7750 | 0.00574 |

的 Tb10V、Tb10H、Tb19V、Tb19H、Tb21V 亮度溫度均較其無雨統計均值高時，則將此 FOV 歸類為降雨區域。同時，若這個 TMI 觀測點的 Tb85V 與 Tb85H 均低於其無雨統計均值時，則此 TMI 觀測值再被歸類到與冰晶散射效應有關的散射機制型降雨，反之則歸類為發射機制型降雨。

本研究分析 2002~2004 年 7~10 月日本宮古島附近區域 (22°7'N, 122°26'E) 十一個島嶼測站晴空時海上之 TMI 各頻道亮度溫度，將 7~9 月無降雨時 TMI 亮度溫度加以平均，其均值作為 TC 法所需頻道之降雨閾值，由表六發現每年 7~9 月的各頻道之降雨閾值相差不大，但每年 10 月份卻有很明顯的相異，尤其第 8~9 散射頻道亮溫差異更為明顯，相差約 30K 左右。這或許是由於 7~9 月海上的水氣含量較 10 月份多的緣故，以及 10 月份海表面溫度降低的影響所導致，為了證明這個假設，於是利用 Petty (1994) 所提出 SSMI 微波資料計算海上水氣含量的公式：

$$V = 174.1 + 4.638 * \ln(300 - Tb19V) - 61.76 * \ln(300 - Tb21V) + 19.58 * \ln(300 - Tb37H)$$

研究中發現 2002 至 2004 年 7~10 月在海上晴空無雨的情況下，7~9 月其水氣含量大約介於 37-49 g/kg 之間，而 10 月份其水氣含量僅有 12-22 g/kg 之間，可見 TMI 各頻道亮溫均會受到水氣含量的改變而改變，尤其散射頻道表現的更明顯，這是因為水氣含量的多寡會隨著頻率的增加而增加其亮度溫度的大小。另外，雖然每年 10 月的海溫會比 7~9 月要來的低，但彼此差距不大，故每年 10 月份降雨閾值不同的原因，是受海上水氣含量的影響。故本研究蒐集之颱風資料中，7~9 月份的颱風個數 (11 個)，佔全部颱風總數 (19 個) 約 58% (表八)。同時，比較每年 7~9 月各頻道在晴空無雨下的均值與標準差，結果以 2002 年為最小，故本研究採用 2002 年 7~9 月各頻道亮度溫度的平均值，作為本研究辨識降雨區的降雨閾值。研究發現 TC 法將放寬辨識降雨與否之條件，避免遺漏任何一個有雨事件，但此法將會造成一些無雨事件納入為有雨事件，使得誤判率增加。所以 TC 法以 2002 年 7~9 月之 TMI 頻道中 Tb10V、Tb10H、Tb19V、Tb19H、Tb21V、Tb37V、Tb37H、Tb85.5V、Tb85.5H 平均亮度溫度為降雨閾值，其分別為 174.83、91.54、

表二 利用 2002 年 7~10 月日本宮古島附近十一個島嶼測站降雨記錄為地表真值，將 TMI 微波輻射資料以不同降雨區辨識方法驗證所獲得降雨區辨識之結果。

| | 整體成功 辨識率 | 67 降雨事件 | | 成功辨 識率 | 112 無雨事件 | | 成功辨 識率 |
|-----------------------------|-------------|---------|----|-----------|----------|-----|-----------|
| | | 有雨 | 無雨 | | 有雨 | 無雨 | |
| Scattering Index (SI) | 94.9% | 59 | 8 | 88% | 1 | 111 | 99.1% |
| Threshold Checks (TC) | 54.7% | 67 | 0 | 100% | 81 | 31 | 27.7% |
| Combination Check (CC) | 99.4% | 67 | 0 | 100% | 1 | 111 | 99.1% |

•地面降雨真值= 67 筆降雨事件。
•蒐集海上島嶼測站晴空無雨時 112 筆無雨事件。

213.77、153.46、241.54、224.45、167.21、
274.56、253.61 K。

本研究選用 2002 至 2004 年 7~10 月份日本宮古島附近區域無雨時的 TMI 衛星頻道亮度溫度與相互比對，爲了找出最合理且最正確的比較方式，首先採用 SI 法，討論 2002 年 7~10 月份研究區域內總計 112 個 TMI 無雨資料樣本中，經辨識後有 111 個無雨資料樣本，但誤判爲有雨事件則爲 1 個，故無雨成功辨識率爲 $111 \div 112 = 99.1\%$ ，而在有雨事件 67 個降雨事件中以 SI 辨識，正確有 59 個，只有 8 個誤判爲無雨，故對於降雨區的成功辨識率爲 $59 \div 67 = 88\%$ ，若統計包含有雨及無雨之成功辨識率則爲 $170 \div 179 = 94.9\%$ ；其次利用 TC 法進行辨識，在相同時間及研究區域內，成功辨識有雨事件有 67 個，誤判 0 個，對於降雨區的準確辨識率高達 100%，另對於無雨事件中有 31 個辨識正確，有 81 個誤判，其對無雨區的成功辨識率爲 $31 \div 112 = 27.7\%$ ，而整體成功辨識率則爲 $98 \div 179 = 54.7\%$ （表二）。

另於 2003~2004 年，每年 7~10 月份資料利用 SI、TC 法所得到成功辨識率分別爲 2003 年 SI 有雨成功辨識 90.9%，無雨 96.9%，整體成功辨識爲 95.2%，而 TC 有雨成功辨識 100%，無雨 53.9%，整體成功辨識爲 67.1%（表三），另 2004 年 SI 有雨成功辨識 83.1%，無雨 98.9%，整體成功辨識爲 92%，而 TC 有雨成功辨識 98.7%，無雨 44.9%，整體成功辨識爲 68.6%（表四），就整體看來在 2002~2004 年颱風期間，這兩種方法對降雨區辨識的結果，其整體成功辨識率以 SI 法表現較 TC 法要好，但由於以上兩種雨區辨識法各有優點，故本研究採用 TC 法與 SI 法同時進行降雨區之辨識，爲了將這兩種雨區辨識法能互補，作了一些調整，也就是利用兩者的優點，經由 TC 法對真實降雨事件有較高的辨識率的特性，先將所有資料以 TC 法先進行辨識，判定出降雨的資料後，再利用 SI 法將這些已判定爲降雨事件再進行辨識，基於 SI 法對無雨事件辨識率較高，故可將真實無雨事件過濾出來後移除，進而得到更準確的降雨事件，以提高整體降雨的辨識

表三 內容與表二同。但為 2003 年 7~10 月驗證結果。

| | 整體成功 | 66 降雨事件 | | | 165 無雨事件 | | |
|------------------------|-------|---------|----|-------|----------|-----|-------|
| | 辨識率 | 有雨 | 無雨 | 成功辨識率 | 有雨 | 無雨 | 成功辨識率 |
| Scattering Index (SI) | 95.2% | 60 | 6 | 90.9% | 5 | 160 | 96.9% |
| Threshold Checks (TC) | 67.1% | 66 | 0 | 100% | 76 | 89 | 53.9% |
| Combination Check (CC) | 100% | 66 | 0 | 100% | 0 | 165 | 100% |

•地面降雨真值= 66 筆降雨事件。
•蒐集海上島嶼測站晴空無雨時 165 筆無雨事件

表四 內容與表二同。但為 2004 年 7~10 月驗證結果。

| | 整體成功 | 77 降雨事件 | | | 98 無雨事件 | | |
|------------------------|-------|---------|----|-------|---------|----|-------|
| | 辨識率 | 有雨 | 無雨 | 成功辨識率 | 有雨 | 無雨 | 成功辨識率 |
| Scattering Index (SI) | 92.0% | 64 | 13 | 83.1% | 1 | 97 | 98.9% |
| Threshold Checks (TC) | 68.6% | 76 | 1 | 98.7% | 54 | 44 | 44.9% |
| Combination Check (CC) | 100% | 77 | 0 | 100% | 0 | 98 | 100% |

•地面降雨真值= 77 筆降雨事件。
•蒐集海上島嶼測站晴空無雨時 98 筆無雨事件

率，此種方法吾人稱之為組合辨識法，簡稱為 CC 法 (Combination Check)。經調整之後 2002~2004 年的雨區辨識整體成功辨識率有明顯的提高，分別為 99.4%、100%、100% (表二、三、四)。

(二) 以統計法定量估算降雨強度

以 SI 法成功辨識降雨區域後，針對這些降雨區域進行反演降雨強度，首先要瞭解在 TMI

共 9 個頻道中，依頻道的特性可將相匹配的樣本資料以多頻道統計迴歸方法建立兩者的關係式 (RR-Tb)，結果以 9 個頻道反演估算 RR 為最佳。由於颱風降雨型態可區分為對流或層狀兩種類型，但多數屬於強對流降雨，於是可將蒐集相匹配的資料，以 TC 法之 TMI 第 8~9 兩頻道亮度溫度為閾值，進而分別建立對流及層狀降雨型態之 TMI 多頻道的亮度溫度與海上降雨強度的線性迴歸式，俾利計算其微波視場內

表五 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 | $RR=152.65-0.77*Tb1+0.47*Tb2-0.147*Tb3+0.537*Tb4-0.508*Tb5+0.818*Tb6-0.773*Tb7-0.91*Tb8+0.803*Tb9$ | 0.85 |
| 層狀降雨 | $RR=-44.28-0.107*Tb1+0.06*Tb2+0.7*Tb3-0.15*Tb4-0.308*Tb5+0.148*Tb6-0.15*Tb7-0.17*Tb8+0.18*Tb9$ | 0.5 |

表六 2002~2004年7~10月期間宮古島附近11個島嶼測站區域(22°~27°N, 122°~126°E)內無降雨時，與其TMI九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。檢視每年各月份微波資料的異同狀況。(No:代表每月的無雨事件個數)

| 統計年與月份別 | 2002~2004年7~10月測站無降雨時各頻道的平均亮度溫度±標準差(K) | | | | | | | | | No |
|-------------|--|----------|-----------|------------|-----------|-----------|------------|-----------|------------|------|
| | Tb10V | Tb10H | Tb19V | Tb19H | Tb21V | Tb37V | Tb37H | Tb85V | Tb85H | |
| 2002 | | | | | | | | | | |
| 七月 | 175.0±1.4 | 92.7±2.2 | 215.5±5.0 | 157.6±9.2 | 243.8±6.6 | 226.3±4.8 | 172.1±9.5 | 276.2±3.6 | 258.1±9.1 | 1759 |
| 八月 | 174.4±1.0 | 91.2±1.6 | 213.3±2.6 | 153.5±4.9 | 241.0±3.0 | 224.1±3.1 | 167.1±6.4 | 274.3±2.2 | 254.0±5.1 | 1679 |
| 九月 | 176.0±2.1 | 91.7±4.5 | 215.1±2.9 | 153.7±6.0 | 243.4±3.3 | 225.4±3.4 | 166.7±7.6 | 275.4±2.1 | 253.9±6.0 | 1680 |
| 十月 | 173.7±2.2 | 92.5±3.7 | 208.2±4.5 | 147.5±8.4 | 233.2±6.0 | 220.5±4.6 | 164.6±9.3 | 269.2±3.6 | 246.2±9.0 | 1686 |
| 2003 | | | | | | | | | | |
| 七月 | 174.7±1.3 | 92.6±2.1 | 213.7±1.1 | 154.9±2.1 | 241.0±1.4 | 224.5±1.3 | 169.2±2.5 | 275.5±1.4 | 256.0±2.9 | 1778 |
| 八月 | 173.3±1.0 | 91.8±1.3 | 214.5±3.4 | 156.2±5.2 | 242.8±4.4 | 224.4±3.2 | 169.17±5.3 | 274.6±2.2 | 255.9±4.9 | 1751 |
| 九月 | 175.6±1.1 | 92.1±2.0 | 214.6±2.9 | 154.4±5.5 | 241.9±3.7 | 225.4±2.9 | 168.2±6.1 | 275.9±1.8 | 255.5±4.7 | 1660 |
| 十月 | 172.6±1.6 | 92.2±2.5 | 197.1±4.0 | 130.3±7.2 | 215.1±6.2 | 211.8±3.4 | 152.0±7.0 | 257.0±5.1 | 223.3±11.4 | 1759 |
| 2004 | | | | | | | | | | |
| 七月 | 174.8±1.1 | 91.1±1.9 | 215.8±2.3 | 156.9±4.5 | 244.7±2.9 | 226.1±1.9 | 169.6±4.3 | 275.5±1.5 | 256.9±4.0 | 1669 |
| 八月 | 175.6±0.8 | 92.6±1.2 | 213.8±2.7 | 153.7±4.7 | 241.3±3.6 | 224.2±2.7 | 167.3±5.2 | 274.7±2.4 | 253.5±5.6 | 1667 |
| 九月 | 175.6±3.4 | 91.8±6.4 | 212.0±6.7 | 149.3±13.0 | 237.9±6.2 | 223.9±6.1 | 164.9±14.1 | 271.3±6.1 | 247.7±8.3 | 1581 |
| 十月 | 171.1±2.3 | 90.0±3.9 | 196.3±6.0 | 128.1±10.7 | 213.0±8.4 | 212.0±6.7 | 151.2±13.1 | 257.8±6.4 | 223.0±15.4 | 1721 |

表七 研究中參考使用的島嶼測站及其位置與測站高度。

| No. | 測 站 名 稱 | 編號 | 位置 (經緯度) | 測站高度 | 驗證資料(筆) |
|-----|--------------------|-------|-------------------|-------|---------|
| 1. | 伊良部(IRABU) | 93011 | 24.82°N, 125.17°E | 10(m) | 4 |
| 2. | 宮古島(MIYAKOJIMA) | 93041 | 24.79°N, 125.27°E | 40(m) | 5 |
| 3. | 城邊(GUSUKUBE) | 93051 | 24.74°N, 125.41°E | 55(m) | 4 |
| 4. | 多良間(TARAMA) | 93061 | 24.66°N, 124.69°E | 16(m) | 7 |
| 5. | 伊原間(IBARUMA) | 94001 | 24.50°N, 124.28°E | 15(m) | 7 |
| 6. | 川平(KABIRA) | 94036 | 24.46°N, 124.14°E | 7(m) | 6 |
| 7. | 與那國島(YONAGUNIJIMA) | 94017 | 24.46°N, 123.01°E | 30(m) | 8 |
| 8. | 西表島(IRIOMOTEJIMA) | 94061 | 24.38°N, 123.74°E | 9(m) | 5 |
| 9. | 石垣島(ISHIGAKIJIMA) | 94081 | 24.33°N, 124.16°E | 6(m) | 6 |
| 10. | 大原(OOHARA) | 94101 | 24.26°N, 123.87°E | 28(m) | 8 |
| 11. | 波照間(HATERUMA) | 94116 | 24.05°N, 123.76°E | 38(m) | 6 |

的平均降雨強度 (Chen and Li, 2000)。

研究中蒐集 1998~2003 年經過宮古島附近島嶼測站約有 14 個颱風 (僅 1999 年無颱風經過此區域)，可供使用計有 64 個軌道資料，將這些軌道資料取最接近 11 個島嶼測站的亮度溫度，分別建立對流及層狀之多頻道線性迴歸方程式，經過分類後其對流降雨型態之 TMI 多頻道亮度溫度與島嶼測站相匹配的樣本有 103 筆，Tb 與 RR 的相關係數約為 0.72，而層狀降雨型態之相匹配資料有 157 筆，Tb 與 RR 的相關係數卻只有 0.5，這表示利用 TMI 微波資料反演颱風降雨強度，在對流降雨型態估算結果較層狀要好，又因颱風降雨多屬強對流降雨型態，故整體反演海上颱風降雨強度與實際降雨觀測值，其相關係數達 0.74。

在實際操作過程中，本研究蒐集 1998~2004 年 7~10 月份颱風期間日本宮古島附近 11 個島嶼測站降雨資料與相對應時間的 TMI

微波資料，其統計取樣相匹配之標準在時間方面，蒐集衛星通過測站上空前後各 30 分鐘之累積降雨量，在空間方面選取最接近測站之衛星掃瞄視場，兩者之距離限制在 5 公里內，其次如何檢驗匹配資料的正確性，是本研究中最重要之步驟，因這過程關係建立線性迴歸式是否正確，及反演海上降雨強度之準確性。故本研究採用監督式分類法 (Supervised Classification) 來檢驗資料，亦即利用較高解析度的 TMI/VIRS 11 μ m 紅外線資料疊套在解析度較低的 TMI 像元上用以檢驗 TMI 像元內是否足夠均勻。研究中發現若測站位於颱風雨帶的邊緣時，則所測得的降雨強度並不是衛星視場內真正所估算的平均降雨強度，這也就是所謂降雨分佈不均勻現象 (Kummerow, 1998)。在這種狀況下，島嶼上空位置若有小範圍強對流胞經過，這小範圍的對流胞將帶來短時間劇烈的降雨強度，但是衛星所得到的輻射強度為視場面

積平均值。所以，此時島嶼測站所得到之降雨強度並不可代表為平均的降雨強度，故這些資料必須刪除。經由監督式分類法的檢驗，將 1998~2003 年原先蒐集到總數 268 個匹配資料，篩選為總數 260 個作為線性迴歸的樣本資料。另外，再以 2004 年的匹配資料作為獨立檢驗 (independent check) 之驗證。

上述利用 TMI 多頻道輻射資料反演海上降雨強度的統計方法，可以準確、有效地反演海

上颱風降雨強度，圖 1 為反演過程的流程圖，主要為依降雨型態區分為放射與散射兩種機制分別進行反演。關於結果驗證部份將在下一節中介紹，其定量驗證將以 2004 年 6~10 月颱風期間 66 筆日本宮古島附近 11 個島嶼測站等降雨記錄作為地表真值驗證之。定性檢驗部份則利用敏督利、艾莉颱風期間 TMI/VIRS 影像，比對颱風強降水分佈區域與 IR 雲圖較低 Tb 分佈區域的一致性。

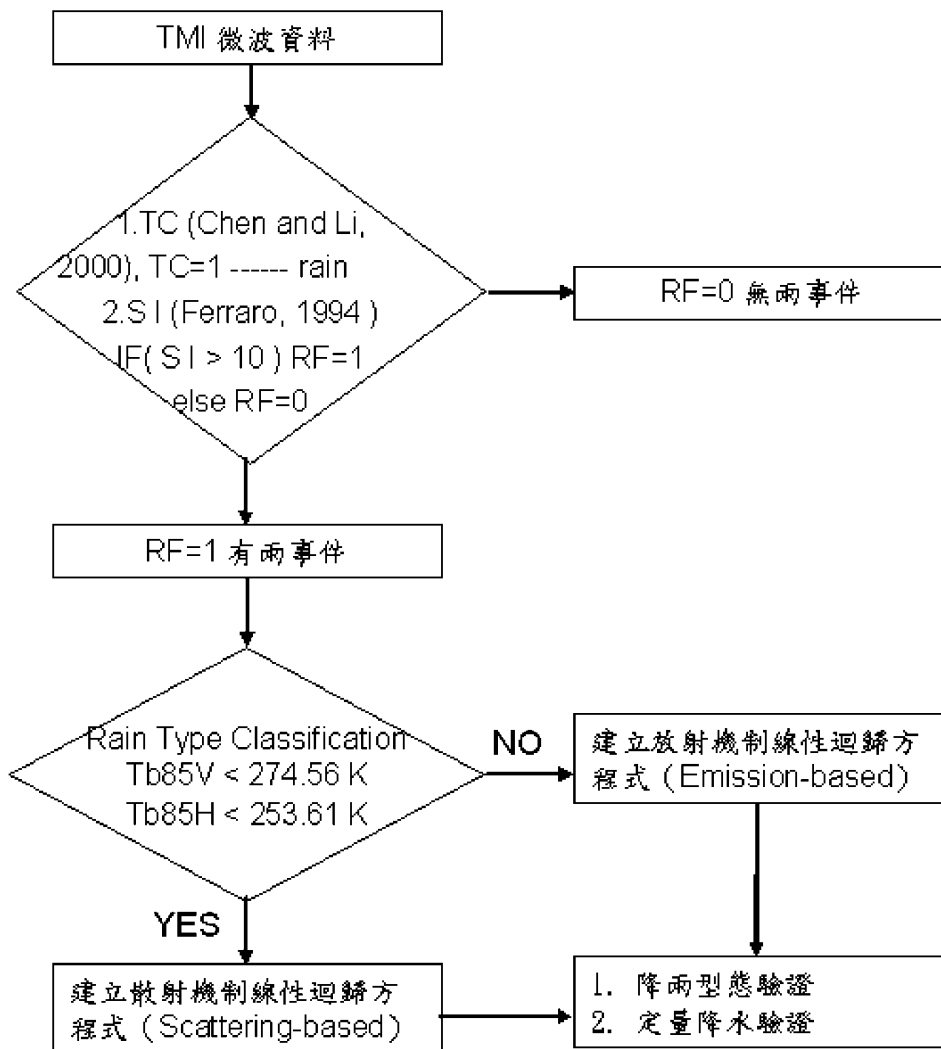


圖 1 利用 TMI 微波資料反演海上颱風降水強度流程圖。

五、反演結果分析與討論

(一) 定量驗證

研究中以日本南方宮古島 (IRABU) 附近共 11 個島嶼測站於 2004 年 6~10 月間以 5 個颱風 (表八) 每十分鐘降雨記錄, 作為驗證 TMI 微波資料所反演降雨強度的地面真值。在此期間島嶼測站有偵測到降雨的匹配資料樣本數目

共計是 66 個, 在這 66 個樣本中有 59 個降雨強度低於 10 mm/h, 另有 4 個則介於 10 mm/hr 到 20 mm/hr 之間, 其餘 3 個則介於 20 mm/hr 到 30 mm/hr 之間。利用 TC 法將 66 個驗證樣本分為放射型與散射型降雨, 其中放射型降雨型態有 41 個, 而散射型降雨則有 25 個。在放射型降雨型態 41 個樣本中, 其相關係數為 0.5, 而在散射型降雨型態 25 個樣本中, 相關係數為

表八 研究中使用的颱風名稱、資料時間及軌道筆數。

| No. | 颱風名稱 | 資料時間 | 軌道筆數(overpass) |
|-----|----------------|----------------|----------------|
| 1. | 瑞伯(ZEB) | 1998 1013~1017 | 4 |
| 2. | 啟德 (KAI-TAK) | 2000 0706~0710 | 6 |
| 3. | 巴比倫(PRAPIROON) | 2000 0827~0830 | 2 |
| 4. | 寶發 (BOPHA) | 2000 0908~0910 | 5 |
| 5. | 雅吉 (YAGI) | 2000 1023~1026 | 6 |
| 6. | 象神 (XANGSANG) | 2000 1030~1101 | 6 |
| 7. | 納莉(NARI) | 2001 0915~0917 | 6 |
| 8. | 海燕 (HAIYAN) | 2001 1015~1017 | 3 |
| 9. | 雷馬遜 (RAMMSUN) | 2002 0703~0704 | 4 |
| 10. | 娜克莉 (NAKRI) | 2002 0710~0711 | 6 |
| 11. | 辛樂克 (SINLAKU) | 2002 0906~0907 | 5 |
| 12. | 柯吉拉(KUJIRA) | 2003 0424~0425 | 2 |
| 13. | 蘇迪勒(SOUDELOR) | 2003 0618~0619 | 4 |
| 14. | 梵高(VAMCO) | 2003 0819~0820 | 5 |
| 15. | 康森(CONSON) | 2004 0609~0610 | 2 |
| 16. | 敏督利(MINDULLE) | 2004 0701~0703 | 4 |
| 17. | 艾莉(AERE) | 2004 0823~0825 | 5 |
| 18. | 海馬(HAIMA) | 2004 0911~0912 | 4 |
| 19. | 納坦(NOCK-TEN) | 2004 1025~1026 | 1 |

0.72，最後將兩者降雨型態樣本全部集中，再經由衛星遙測反演所得到之降雨強度與地表真值相互比較，結果發現以 TMI 微波資料所反演的降雨強度及地表真值，以通過原點的線性迴歸的計算方式擬合結果，其相關係數為 0.74（圖 2），由圖中發現在對流降雨型態其中當雨量測站降雨強度高於 12 mm/hr 以上時，衛星所估算出來的降雨強度大部分均顯示低估了實際降雨強度，另當雨量測站降雨強度高於 12 mm/hr 以下時，衛星所估算出來的降雨強度則大部分均顯示低估了實際降雨強度。相同地，在層狀降雨型態中其測站降雨強度高於 7 mm/hr 以上時，衛星所估算出來的降雨強度均顯示

低估了實際降雨強度，而在測站降雨強度低於 7 mm/hr 以下時，衛星所估算出來的降雨強度絕大多數顯示高估了實際降雨強度，如此顯示利用 TMI 微波資料遙測海上降雨方法的確是高估了實際降雨強度。可見，在強對流降雨系統中，衛星所估算出的降雨強度較實際觀測雨量強度要來的弱，但是，就整個 66 筆驗證資料中，地面觀測平均降雨強度約為 4.9 mm/hr，而衛星估算出的平均降雨強度為 5.6 mm/hr，故整體上可看出衛星估算出的降雨強度還是高估於地面觀測降雨強度。

本研究也利用 Kummerow et al. (2001) GPROF (Goddard Profiling Algorithm) 的

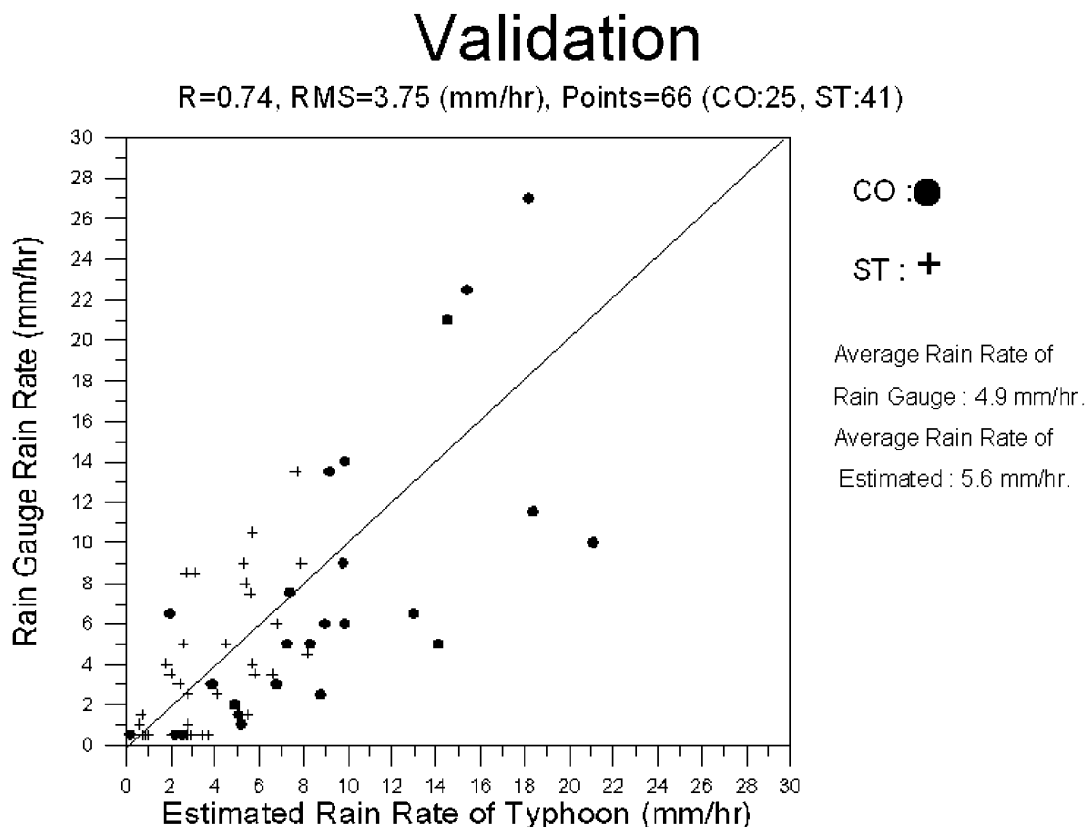


圖 2 利用 2004 年於颱風期間 TMI 共計 66 筆資料對海上颱風降水強度迴歸式，進行與地面測站降雨真值做驗證，其兩者相關係數為 0.74，均方根誤差為 3.75 mm/hr（CO 代表對流降水，ST 代表層狀降水）。

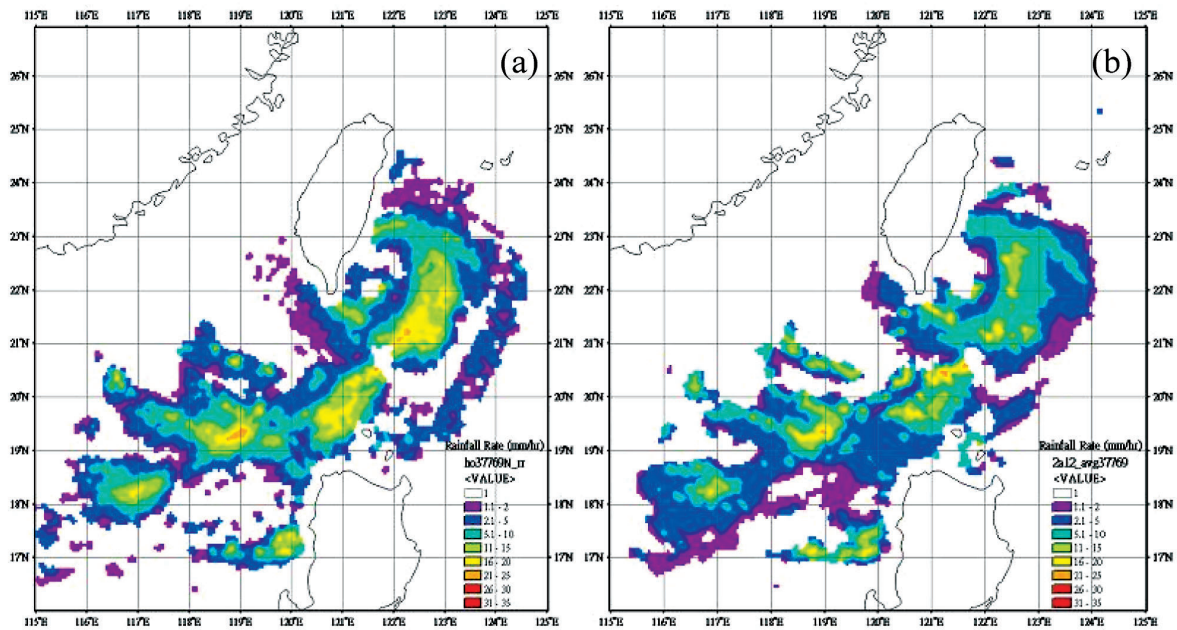


圖 3 (a)為 2004/07/01 0448 UTC 敏督利颱風在接近本島利用 TMI 所估算出海上降水強度雨勢圖，(b)為利用 GPROF 物理法求出海上降水強度分佈情形。

2A12 近地表降雨強度產品與本成果相互比較，由圖 3 敏督利颱風 2004/07/01 0448 UTC 中可看出 (a)、(b) 兩者在降雨強度大於 1 mm/hr 降雨強度時，其所估算出降雨分佈的面積大約一致，由於 2A12 的解析度原本為 5 公里，但是為了與 TMI 解析度 10 公里相互比較，故首先必須將 2A12 解析度調整至 10 公里，再相互比較，結果顯示，在圖 3 (a) 21°~22°N, 122°~123°E 的區域中 TMI 所反演出的 RR 值比圖 3 (b) 中相同位置的 2A12 的 RR 值要來得大，另外，在 20°~21°N, 121°~122°E 的區域中可看出情況剛好與前述相反，也就是說在颱風弱降雨強度區域中，則 TMI 所估算的 RR 就顯得比 2A12 的 RR 值為小。由於本研究 TMI 所估算的 RR 已經與地面降雨資料執行過定量驗證，且兩者相關係數達 0.74，而研究中亦將 2A12 的 RR 與地面降雨資料 RR 做驗證，結果發現兩者的相關係數僅有 0.46，可見 GPROF

的 2A12 近地面 RR 對於局部地區的降雨反演之正確性還有改進的空間。

同時，研究中亦與 Chen and Li (2002b) 於梅雨期利用 TMI 資料所建立的中尺度對流系統降雨強度迴歸式進行驗證比較，結果發現在圖 4 (a) 21°~22°N, 122°~123°E 的區域中 TMI 所反演出的 RR 值比圖 4 (b) 中相同位置的梅雨迴歸式所得到的 RR 值要來得大，但在圖 2 中 16.5°~18.5°N, 115°~120°E 的範圍內，圖 4 (b) 的 RR 大部分均介於 2~5 mm/hr 之間，但圖 4 (a) 相同區域內 RR 則大部分均小於 1 mm/hr。由此可見，利用 TMI 微波資料在不同季節時期所建立的降雨強度反演迴歸式，僅適用於該季節的天氣系統。另圖 5 (a) 為艾莉颱風 2004/08/23 0922 UTC 的個案其整體反演降水結果與敏督利颱風個案相似，TMI 資料反演出 RR 與 2A12 的近地面降水強度值 (圖 5(b)) 相互比較，整個強降水的位置大約一致，但在定量

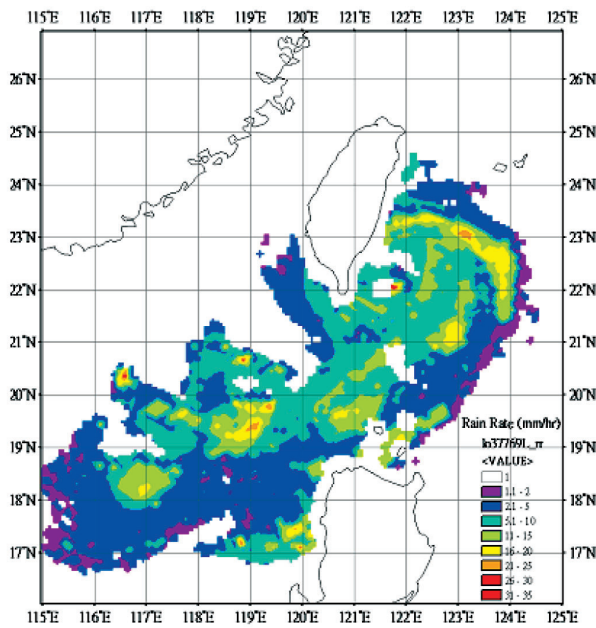


圖 4 同圖 3. (a) 為 2004/07/01 0448 UTC 利用 Chen and Li 於梅雨期所建立之迴歸式求出海上降水強度分佈情形。

降水強度上則為 TMI 的 RR 高於 2A12 的 RR。

由於本研究以日本南方島嶼測站每十分鐘的降雨資料發展降水估算式，其主要的原理是由於降雨的發生對微波的亮度溫度產生變化，利用這種變化所反演出的降水估算式受颱風其溫度與水氣的影響並不大，故就整個颱風降雨系統而言，是可適用於台灣附近海域。另外，在驗證方面，因為這些日本島嶼面積都不大，避免產生地面效應，故驗證結果不錯；而台灣鄰近島嶼測站（綠島、蘭嶼）島嶼面積均較大，較易受地面效應影響，並且目前僅獲得每小時的雨量資料，在驗證上會有較大誤差。

(二) 降雨型態驗證

本研究首先將 TMI 微波資料以 CC 法找出海上降雨區域，當完成辨識降雨區域後，再以 TC 法第 8、9 頻道之亮度溫度區分為放射或散

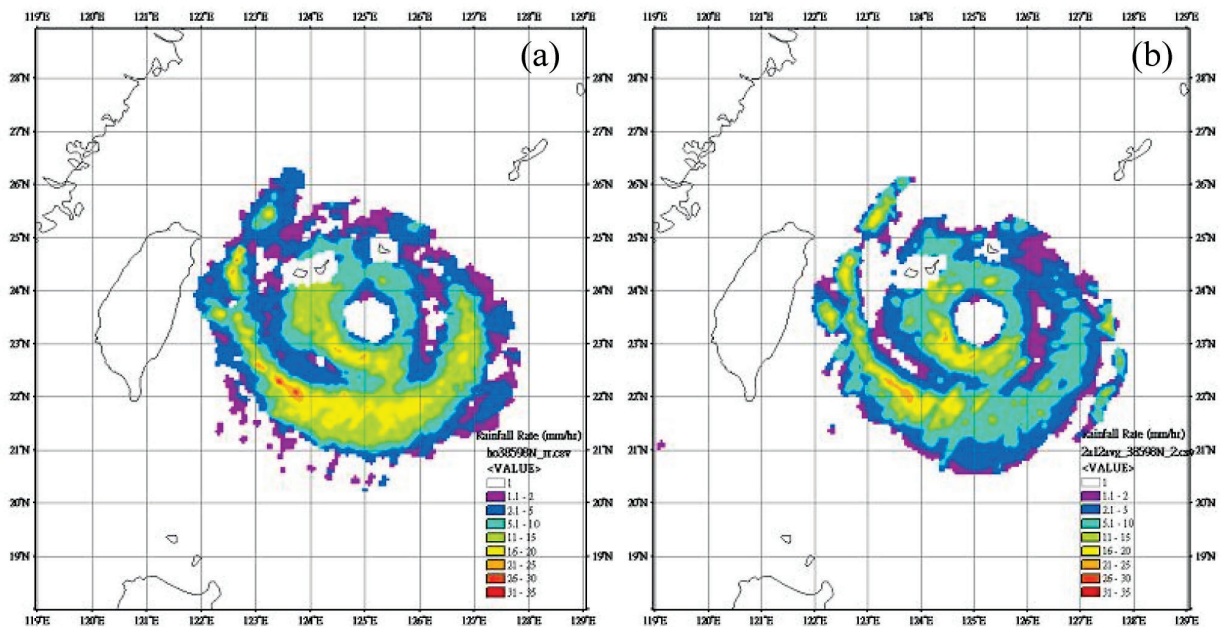


圖 5 (a)為 2004/08/23 0922 UTC 艾莉颱風在接近本島利用 TMI 所估算出海上降水強度雨勢圖，(b) 為利用 GPROF 物理法求出海上降水強度分佈情形。

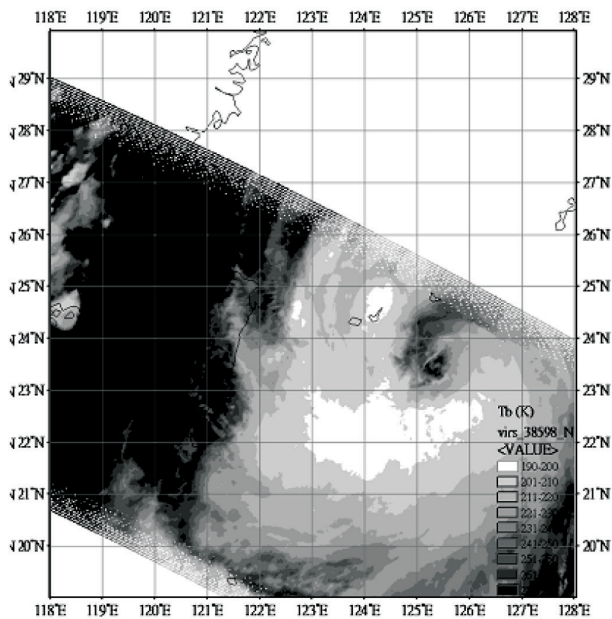


圖 6 艾莉颱風 (2004/08/23 0922 UTC) 利用 TRMM/VIRS 紅外線 $11\mu\text{m}$ 的亮度溫度分佈圖。

射降雨型態兩部分，然後以統計法分別反演出其降雨強度。在圖 5 (a) 中可明顯看出艾莉颱風 2004/08/23 0922 UTC (軌道號碼: 38598) 中心幾乎位於無雨區的幾何中心，約為 23.5°N , 125.1°E ，同時，比對圖 6 TRMM/VIRS 紅外線雲圖中颱風中心的亮度溫度則顯示高溫，約介於 $270\sim 280\text{ K}$ 之間。因此，可證明颱風中心由於無高層雲頂的影響，故可顯示出海表面亮溫較高的情形。另外於圖 5(a)中位於 $22^{\circ}\sim 23^{\circ}\text{N}$ 、 $123^{\circ}\sim 124^{\circ}\text{E}$ 的區域中有 29.2 mm/hr 強降雨強度值發生，其中心位置為 22.27°N , 123.41°E ，但圖 6 中位於 $21.2^{\circ}\sim 23^{\circ}\text{N}$ 、 $123^{\circ}\sim 126^{\circ}\text{E}$ 區域內其 IR 的亮溫均介於 190 K 至 200 K 之間，可是由 TMI 微波資料所反演得到的 RR 則並不一致。可見，利用微波資料可獲得較為準確的海上降水強度估算值，這也就是目前全球在研究反演估算降水技術上，大多使用微波資料的道理。

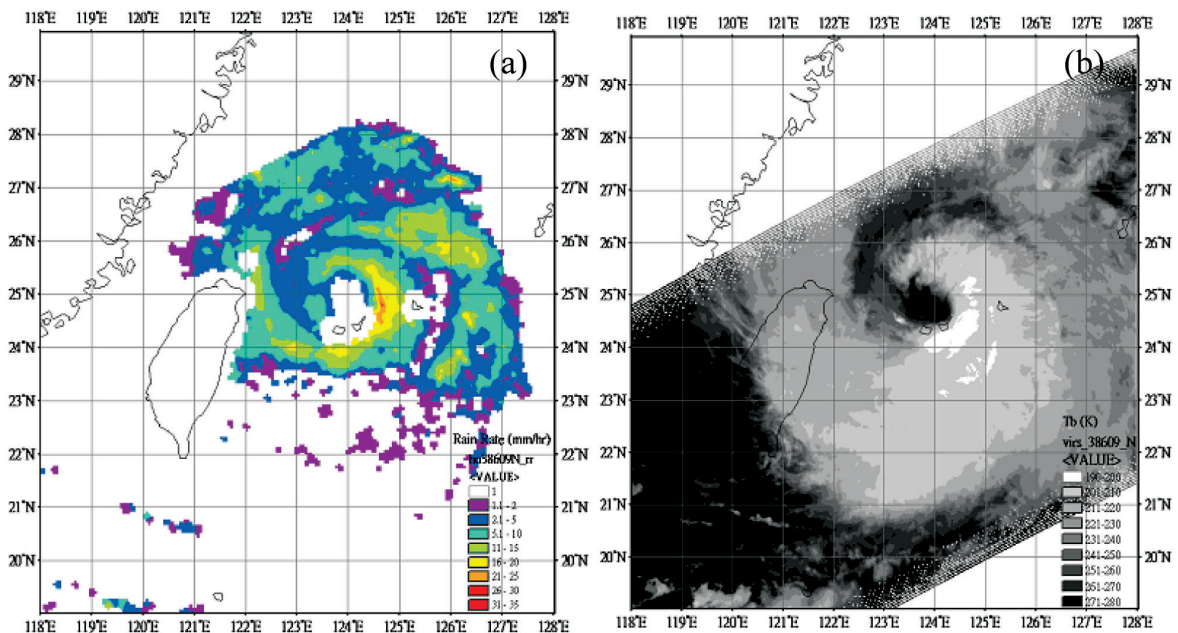


圖 7 艾莉颱風 (2004/08/24 0151 UTC) (a)利用 TMI 所估算出海上降水強度雨勢圖，與(b)利用 TRMM/VIRS 紅外線 $11\mu\text{m}$ 的亮度溫度分佈圖。

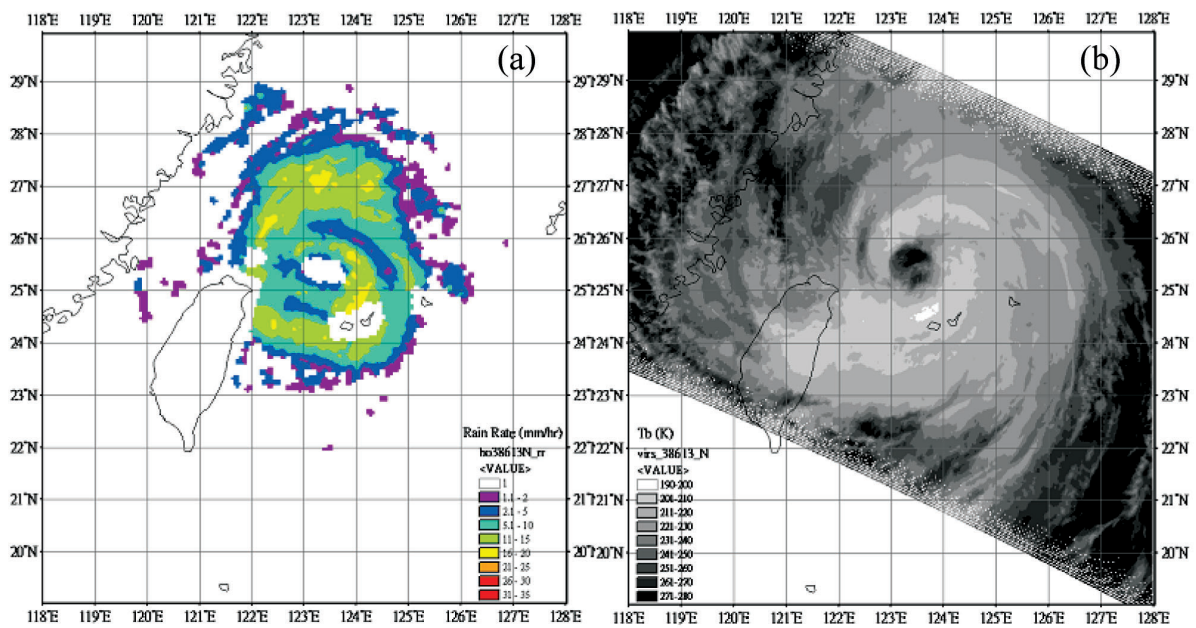


圖 8 艾莉颱風 (2004/08/24 0826 UTC) (a)利用 TMI 所估算出海上降水強度雨勢圖，與(b)利用 TRMM/VIRS 紅外線 $11\mu\text{m}$ 的亮度溫度分佈圖。

由圖 7 (a) 可看出艾莉颱風 2004/08/24 0151 UTC (軌道號碼: 38609) 在 $24^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 、 $124^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 的區域 TMI 所估算出 RR 介於 $20\sim 30\text{ mm/hr}$ 之間，其 IR 的亮溫介於 $190\sim 200\text{ K}$ 之間，兩者的位置相當一致，其中最大降雨強度為 26.4 mm/hr ，中心位置為 $24.79^{\circ}\text{N}, 124.67^{\circ}\text{E}$ ，另一處最大降雨強度為 24.5 mm/hr ，中心位置為 $24.88^{\circ}\text{N}, 124.64^{\circ}\text{E}$ ，這兩處其對應紅外線雲圖之位置均在雲頂溫度 195 K 以內，可見定性檢驗顯示與紅外線雲頂溫度之高對流雲位置相當一致 (圖 7(a)及(b))。相反地，在 $21^{\circ}\sim 23^{\circ}\text{N}$ 、 $122^{\circ}\sim 126^{\circ}\text{E}$ 的海域，所估算出之 RR 大部分均小於 1 mm/hr 的弱降雨區域 (圖 7(a))，而相同位置 TMI/VIRS 雲圖之雲頂溫度卻介於 200 K 至 210 K 之間 (圖 7(b))，可見 IR 的 Tb 值雖低，但不一定降雨。

圖 8 (a) (b) 為艾莉颱風 2004/08/24 0826 UTC (軌道號碼: 38613) 其比較 TMI 估算出的 RR 與 VIRS 的亮溫情形，均與圖 6、7 相同。所以如今不論在海上或是陸地利用微波資料可反演出較為正確的 RR，但缺點是時間解析度較差，所以為了解決此問題，未來須以時間解析度較佳的地球同步衛星的 IR 雲圖資料，彌補微波頻道的不足 (Chen and Li, 2002b; Kidd et al., 2003)。

六、結論與展望

本研究採用 CC 法進行降雨區辨識，蒐集研究期間內 2002~2004 年 7~10 月 TMI 資料與島嶼測站相匹配的事件中，其整體成功辨識率介於 $99\sim 100\%$ 之間。本研究利用 TMI 微波資料之九個頻道的亮度溫度，以統計法分別建立

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，藉由衛星微波資料反演估算海上降雨強度的大小，以彌補無法廣泛蒐集海上實際降雨觀測值的缺點，因此建立整個海上降雨分佈圖作為預測海上颱風發展趨勢之參考。結果驗證方面，在定量上強降雨部分有低估其地面降雨強度，而地面降雨強度小於 12 mm/hr 的部分則有高估的情形，但兩者整體相關係數 0.74，均方根誤差為 3.75 mm/hr，則表現不錯。另在定性上由衛星資料分析中，可以看出海上颱風降雨強度最大的區域分佈與 TMI/VIRS 紅外線雲圖低亮溫分佈較為一致，但是須注意 IR 的亮溫最低處並非絕對是地表 RR 最強之處。因此，利用 TMI 微波資料及 IR 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，是國內外學者爭相研究之目標。

本研究中利用 TMI 微波資料估算出海上颱風降雨強度，由於時間解析度不足，未來需搭配更多衛星微波資料 (AMSR-E、SSMI、AMSU) 才能對海上生成的颱風有連續性的觀測，由於 AMSR-E 解析度不錯，未來對於海上颱風生成發展的分析研究，相信會有較好的結果。同時，增加地球同步衛星紅外線資料估算降雨強度的方法，可用微波所估算出的 RR 作為調整 IR 估算降雨所需閾值的參考。如今為了使研究成果更接近實際的狀態，有效結合以雷達資料作為地面降雨真值的方法 (Seo, 1998)，及利用物理法的原理對於水氣的含量及雨滴粒徑的大小分佈的研究是未來的趨勢 (Kummerow, 2001)。因此，未來研究方向必須針對其成雲致雨之物理與微物理過程，探討降雨機制的基本原理，如此獲得更確實的研究成果，對利用氣象衛星遙測研究而言有莫大的幫助。

致謝

本研究感謝美國航空暨太空總署 NASA GSFC DAAC 資料庫免費提供 TMI 微波資料及 VIRS 紅外線資料。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。另外，本研究是在國科會編號 NSC 93-2625-Z-014-002-計畫經費補助下完成，在此一併感謝。

參考文獻

- 李慶忠，2002: "TRMM 微波資料海面降雨反演及應用"，國防大學中正理工學院博士論文。
- 曾忠一，1988，大氣衛星遙測學，渤海堂文化事業公司，630 頁。
- Bowman, K. P., 2005: "Comparison of TRMM Precipitation Retrievals with Rain Gauge Data from Ocean Buoys," *Journal of Climate*, Vol. 18, pp. 178-190.
- Chen, W.-J. and C.-C. Li, 2000: "Oceanic Rain Rate Retrievals Using TRMM Microwave Imager Multi-Channel Brightness Temperatures During the 1998 SCSMEX," *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, Vol. 11, pp. 765-788.
- Chen, W.-J. and C.-C. Li, 2002a: "An Infrared Rainfall Algorithm for the MCSs Prevailing over the South China Sea during the Mei-Yu Season," *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, Vol.13, No.1, pp.65-90.
- Chen, W.-J. and C.-C. Li, 2002b: "Rain Retrievals using Tropical Rainfall Measuring Mission and Geostationary Meteorological Satellite 5 data obtained during the SCSMEX," *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 23, pp. 2425-2448.

- Ferraro, R. R., Grody, N., and Marks, G. F., 1994: "Effects of surface conditions on rain identification using the DMSP-SSM/I," *Remote Sens. Rev.*, Vol. 11, pp. 195-209.
- Ferraro, R. R., Smith, E. A., Berg, W., and Huffman, G. J., 1998: "A screening methodology for passive microwave precipitation retrieval algorithms," *J. Atmos. Sci.*, Vol. 55, pp. 1583-1600.
- Grody, N. C., 1991: "Classification of Snow Cover and Precipitation Using the Special Sensor Microwave Imager," *J. Geophys. Res.*, Vol. 96, pp. 7423-7435.
- 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.*, Vol. 94, C10, pp. 14547-14555.
- Garrett, H. E., and Woodworth, R. S., 1960: *Statistics in Psychology and Education*, Longmans, Green and Co., pp. 478.
- Huffman, G.J., R.F. Adler, P. Arkin, A.Chang, R.R. Ferraro, A.Gruber, J.Janowiak, A. McNab, B. Rudolf and U. Schneider, 1996:"The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Data Set," *Bull. of Amer. Meteor.*, Vol. 78, 5 - 20. Soc.
- Joyce, R.J., Janowiak, J.E., Arkin, P.A., and P. Xie, 2004: "CMORPH: A Method that Produces Global Precipitation Estimates from Passive Microwave and Infrared Data at High Spatial and Temporal Resolution," *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 5, 487-503
- Kummerow C., 1998: "Beamfilling Errors in Passive Microwave Rainfall Retrievals", *J. Appl. Meteor.*, Vol. 37, pp. 356-370.
- Kummerow, C., Hong, Y., Olson, W. S., Yang, S., Adler, R. F., McCollum, J., Ferraro, R., Petty, G., Shin, D. B., and Wilheit, T. T., 2001: "The evaluation of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors," *J. Appl. Meteor.*, Vol. 40, pp. 1801-1820.
- Kniveton D. R.; Barrett E. C.; Dodge J. C., 1997: "The development of composite algorithms for global rainfall estimation using data from the DMSP SSM/I," *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 18, pp. 517-534.
- Kidd, Chris, Kniveton, Dominic R., Todd, Martin C., Bellerby, Tim J., 2003: "Satellite Rainfall Estimation Using Combined Passive Microwave and Infrared Algorithms," *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 4, pp. 1088-1104.
- Liu G.-Z., Liu C.-C., Kuo T.-H., 2001: "Rainfall Intensity Estimation by Ground-Based Dual-Frequency Microwave Radiometers," *J. Appl. Meteor.*, Vol. 40, pp. 1035-1041.
- Liu G.-Z., Liu C.-C., Kuo T.-H., 2002: "A satellite-derived objective potential index for MCS development during the Mei-Yu period," *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 80, No.3, pp. 503-517.
- Petty, G. W., 1994: "Physical Retrievals of Over-Ocean Rain Rate from Multichannel Microwave Imagery. Part II: Algorithm Implementation," *Meteorology Atmosphere Physical*, Vol. 54, pp. 101-121.
- Seo, D.-J. 1998: "Real-Time Estimation of Rainfall Fields Using Radar Rainfall and Rain Gage Data," *J. Hydrology.*, Vol. 208. pp. 37-52.

- Weng, F., R.R. Ferraro, and N.C. Grody, 1994: "Global Precipitation Estimations Using DMSP F-10 and F-11 Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) Data," *J. Geophys. Res.*, Vol. 99, 14493-14502.
- Wilheit, T. T. and A. T. C. Chang, 1980: "An Algorithm for Retrieval of Ocean Surface and Atmospheric Parameters from the Observations of the Scanning Multichannel Microwave Radiometer," *Radio Sci.*, Vol. 15, pp. 525-544.
- Wilheit, T. T., A. T. C. Chang, M. S. V. Rao, E. B. Rodgers, and J. S. Theon, 1977: "A Satellite Technique for Quantitatively Mapping Rainfall Rates over the Oceans," *J. Appl. Meteor.*, Vol. 16, pp. 551-560.
- Wilheit, T. T., A. T. C. Chang, and L. S. Chiu, 1991: "Retrieval of Monthly Rainfall Indices from Microwave Radiometric Measurements Using Probability Distribution Functions," *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, Vol. 8, pp. 118-136.

The Study of Retrieval Rainfall Rate Estimation over Ocean using TMI Microwave Channels during Typhoon Season

**Wann-Jin Chen¹ Jen-Chi Hu¹ Gin-Rong Liu²
Mou-Hsiang Chang¹**

¹Chung Cheng Institute of Technology, National Defense University

²The Space and Remote Sensing Center, National Central University

(Manuscript received 20 July 2005; in final form 06 February 2006)

ABSTRACT

This study is to estimate quantitative precipitation over ocean using the microwave data of TMI on board TRMM and eleven island rain gauge near Japan from 1998 to 2004, utilize these make-ups data has been created multiple channels linear regression equation by statistic method. The purpose is to avoid the calamity induced by typhoon. The procedure is at first to classify the rain or no rain by using the SI (scattering Index) method developed by Ferraro (1994) and TC (Threshold Check) method developed by Chen and Li (2000) to be combined as a new CC (Combination Check) method and then separate rain type from convective and stratiform rain. Thus, to estimate the rainfall rate of convective and stratiform respectively. The result of overall successful classification of rain and no rain from 2002 to 2004 are 99.4%, 100% and 100% respectively. The coefficient of correlation was 0.74 between estimated quantitative rainfall rate and ground truth of rain gauge for oceanic validation. The Root-Mean-Square (RMS) was 3.75 mm/hr. Besides, the satellite's rainfall rates estimated is overestimated to weak observed precipitation system. Oppositely, the rainfall rate of satellite is underestimated to strong observed precipitation system. The principal reason is not uniform of precipitation distribution on the field of view. Therefore, this study was used to utilize the high resolution infrared channel of TRMM/VIRS to classify the data and remove the worse make-ups data, so as to reduce the estimated difference.

This study will compare with the retrieval rainfall of 2A12 product of GPROF (Goddard Profiling Algorithm) created by physical method and rainfall estimated by Chen and Li (2000) for Mesoscale Convective System (MCS) during Mei-Yu season. The result of this study is better than the 2A12 and Chen and Li (2000) methods, so the GPROF method is only suitable to global region and insufficient for local region.

In addition to the different regression equation created by statistic method at various seasons, the result is only independent to various seasons respectively. Therefore, the correlation of regression must be created on typhoon and MCS season respectively. For improving the resolution of spatial and temporal, the retrieval rainfall rate technique will be promoted to utilize AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer - EOS) of AQUA satellite and AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit) data of NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) satellite in the future.

Key words: Quantitative precipitation, Rainfall rate, Microwave channel, Linear regression, TMI, VIRS, AMSR-E