

衛星微波資料對降水型態分類及其應用

簡宏彬¹ 陳萬金² 劉振榮³

空軍第八基地天氣中心¹

國防大學理工學院國防科學研究所²

國立中央大學太空及遙測研究中心³

摘 要

本研究係利用 Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) 衛星上 TRMM Microwave Imager (TMI) 多頻道微波資料，辨識台灣空域海上劇烈天氣系統中對流及層狀兩種降雨型態(Rain Type)後，再估算其定量降水；首先以貝氏機率法進行降雨型態的辨識，再以相匹配的 Precipitation Radar (PR) 近地面降雨率(RR, Rain Rate)與衛星微波亮度溫度(Tb, Brightness Temperature)分別建立迴歸關係式(RR - Tb)，最後與 PR 所辨識的降雨型態及近地面降雨率進行驗證。

PR 的標準產品可提供對流及層狀降雨型態(2A23)及近地面降雨率(2A25)，然其掃描範圍較窄(220 km)，本研究目的，即利用掃描範圍較寬(760 km)之 TMI 多頻道微波資料進行降雨型態辨識，以擴大應用範圍，並提升定量降雨反演能力。由 1998-2002 年 TMI 與 PR 所匹配的統計資料分析發現，(T19v-T37v)、(T85v-T85h)及 (T85v+T85h)/2 等三項微波頻道特徵具有較好的降雨型態辨識能力；以 2003-2004 年驗證結果顯示，梅雨鋒面在對流、層狀及整體的成功辨識率分別為 48 %、97 % 及 92 %，颱風則為 43 %、97 % 及 94 %。

此外，對流降雨型態中觀測到「冰態降水」的個案資料發現，其頻道特性與輻射傳遞模擬的結果有顯著的差異，因此在迴歸微波降雨估算式時需分開處理；定量降雨估算驗證方面，梅雨鋒面及颱風之相關係數分別為 0.87 及 0.86，均方根誤差則分別為 2.64mm/hr 及 2.6mm/hr。

關鍵詞：多頻道微波資料、降雨型態、貝氏機率法

一、前言

近年來，台灣受到氣候環境變遷、流域改變及社會經濟發展快速影響，水災頻繁且災損傷亡嚴重。特別是梅雨鋒面及颱風等劇烈天氣系統所挾帶之豪大雨，不但使民眾頻為水患而苦，其所

伴隨之土石流，更危及人民生命及財產安全；對國軍而言，此類天災亦會影響我部隊演訓期程、任務遂行及國軍整體戰力的維持。因此，定量降雨預報成為防災、救災及減災體系裡的關鍵環節，也是新世紀最嚴峻的天氣預報挑戰，其技術及能力的提升，實為氣象學術界及

作業單位最需面對的當務之急。

國內、外各氣象機構皆已針對豪大雨之定量降雨技術進行研究，截至目前為止，在全球降雨方面已有較好的成果，但對於區域性降雨特性的差異，仍未有效掌握。台灣地區位於熱帶地區及亞熱帶地區交界、四面環海且島內地勢陡峭，主要之劇烈降雨系統皆來自於海上，並以5、6月份的梅雨鋒面及7~9月的颱風為主，這也是我國水資源的主要來源。

近二十多年來，衛星微波遙測技術受到重視並迅速發展，美國在1978年所發射的兩雲七號(Nimbus-7)衛星上，裝載多頻道微波輻射計(SMMR, Scanning Multichannel Microwave Radiometer)，並開始進行微波降雨反演之相關研究。1987年9月美國國防氣象衛星(DMSP, Defense Meteorological Satellite Program)裝載SSMI(Special Sensor Microwave Imager)升空後，即大大推動了微波降雨反演的發展。1997年由美、日合作發射的TRMM衛星攜帶TMI，相較於SSMI，不但將頻道數增加，在空間解析度上更有倍數的提升，有效提高降雨反演的精確度。

一般利用衛星微波亮度溫度來估算地表降雨強度之方法可概分為物理法、物理統計法、統計法等三種，其目的均在尋找多頻道微波頻道亮度溫度與降雨強度之間的關係式，進而反演降雨率。而陸地及海洋在降雨反演時，由於下墊面的不同，各頻道的輻射量亦會有所差異，大體來說，陸地上的放射率約為1，而在海上則為0.5左右，而隨著衛星觀測的角度的變化，頻道的放射率亦不相同，即使對於相同波長的頻道而言，其垂直及水平極化方向上的放射率也有顯著變化。

在降雨系統中，依據垂直方向上的擾動及發展的物理機制等因素，大致可區分為對流及層狀等不同降雨型態(Houghton, 1968; Houze, 1989; Biggerstaff and Houze, 1991)，對流降雨型態具有降雨率大、垂直運動劇烈及水平梯度大等特性；層狀降雨型態則有降雨率小、垂直運動緩和及水平梯度小等特性。早期衛星遙測降雨技術中，降雨型態的分類(Wilheit et al., 1991)以多頻道微波輻射亮度溫度隨地表降雨率變化的特性為主，其降雨型態是利用雨滴的吸收、放射與散射效應之差異，區分為低頻道波段中雨滴之放射機制型降雨(Emission Rainfall)及高頻道波段中冰晶之散射機制型降雨(Scattering Rainfall)；隨著科技的進步，儀器的觀測不斷的增加在空間及時間解析度的能力，降雨型態應就其不同的物理特性，進行更佳的分類。

近期的研究中，Hong et al. (1999) [11] 以CSI法(Convective - Stratiform Index)來區分對流及層狀降雨區域，由於層狀降雨型態具較弱的上升及下沉氣流，而對流性降雨型態具較強的垂直擾動(Zipser, 1977; Leary and Houze, 1979; Houze, 1993)等特性，利用被動式微波資料TMI中具最大差異之19 GHz、37 GHz及85 GHz水平極化頻道進行探討。根據質量守恆定律，在垂直速度上的改變會影響到水平質量場的變化。因此，對流降雨區的特徵，可由水平降雨梯度的變化(對應的微波輻射梯度變化)進行研究；換句話說，CSI法即是由TMI的掃描區域中，利用各頻道亮度溫度的水平梯度變化，進行對流及層狀降雨型態的辨識。為降低不同地表所貢獻的輻射能量，在CSI方程式中加入的背景輻射資料(Clear-Air)就相對的重要。在海上，雲水的含量一般低於0.06 g/m³。在陸上，則依據 Huffman et al. (1995)的

方法求得權重函數的分配。

另一種辨識對流降雨的方法是 Spencer et al. (1989)利用SSMI觀測資料發現，層狀降雨區域在85 GHz頻道的極化差(相同頻率的垂直及水平方向亮度溫度差)通常達5 K或5 K以上，但在對流降雨區域中，二者幾乎沒有極化差。當時這些極化差的物理現象未被證實；學者假設在層狀降雨型態中，具有較多非球形的冰晶粒子，例如雪等有極化性的粒子，微波自地表或雨滴向上輻射過程中，通過上升(下沉)氣流較弱的層狀性降雨區時，會造成在水平極化散射增大(亮度溫度較低)。但在對流性降雨型態中，由於具有較強的垂直氣流擾動，使得冰晶粒子失去了其定向的極化性，導致垂直及水平極化頻道的散射程度相近(二者極化差接近0 K)。

Prabhakara et al. (2002)收集TMI及PR在陸地上所觀測20個MCS個案資料，並以PR區分對流及層狀降雨型態之統計分析發現，由當TMI觀測到各頻道相同之亮度溫度時，其相對的地面降雨量隨著降雨型態的不同，會有顯著的差異，若不經過降雨型態辨別的話，降雨率將難以估算，由此更可確認，若以衛星微波資料進行定量降雨反演時，降雨型態的辨識佔有舉足輕重的角色。

在本研究中將利用PR降水雷達所區分之降雨型態(對流/層狀)資料，針對台灣空域劇烈天氣系統(5、6月梅雨鋒面及7~9月颱風)，探討在不同降雨型態中，TMI各頻道亮度溫度(Tb, Brightness Temperature)的差異，尋找其差異(辨識)特徵，並利用貝氏機率方程式，建立TMI微波資料降雨型態辨識法。

在擴大雨區型態辨識範圍後，針對劇烈天氣系統(5、6月梅雨鋒面及7~9

月颱風)中不同降雨型態，分別以PR觀測近地面降雨率與TMI多頻道微波資料進行線性迴歸，並以不相依(Independent)的PR降水雷達所觀測之近地面降雨率進行驗證，提供適合台灣區域劇烈天氣系統之微波定量降雨估算式，以提升此類天氣系統之定量降雨預報能力。

二、資料處理與介紹

本研究中收集1998到2004年台灣空域發生劇烈天氣(5、6月梅雨鋒面及7~9月颱風)系統時，TRMM衛星上之TMI多頻道微波及PR降水雷達觀測資料，研究範圍將19°N—27°N及118°E—128°E的區域定義為台灣空域，如圖1所示。以1998到2002年的資料，建立適用於台灣空域發生劇烈天氣系統時，降雨區之降雨型態辨識法，並依不同降雨

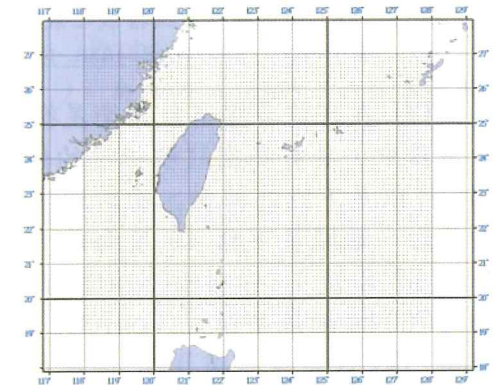


圖1 研究中所定義之台灣空域，範圍為19°N—27°N及118°E—128°E，圖上所標示的點為0.1°×0.1°的網格資料點。

型態之微波資料與PR近地面降雨產品(2A25)迴歸定量降雨反演算式，再以2003及2004年的PR降雨型態(2A23)及近地面降雨率產品(2A25)一併進行驗證。

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如聖嬰現象等氣

候異常的原因，並可改進全球環境變遷模式的降雨物理機制及探討熱帶降雨系統動力與熱力變化的過程。其軌道高度在2001年八月之前為350 km，以35度傾角、周期約92分鐘繞地球運轉，進行為期三年的熱帶地區降雨觀測。在2001年八月之後，為了延長其任務壽命，衛星高度已提高到402 km，觀測範圍也因此縮減至南北緯35度。其裝載之觀測儀器如圖2所示。



圖2 TRMM衛星的外觀與搭載之儀器(摘自 <http://www.eorc.jaxa.jp/>)。

TMI在目前多頻道氣象衛星微波輻射儀器中，具有高空間解析度的優勢。TMI係以星下點為轉軸，面對地球作由左至右，離開星下點49度向前(天頂角約52.8度)，作刈幅(Swath)直線距離約760 km的錐型模式(Conical Mode)掃描。TMI改良自美國DMSP衛星SSM/I，但增加了10.7 GHz頻道，並因應熱帶地區降雨特性，將原22.235 GHz頻率改為21.3 GHz，故其九個微波探測頻道，所使用的是10.7、19.4、21.3、37、與85.5 GHz五個微波波段，其中除了21.3 GHz僅有垂直極化頻道外，其餘均有垂直與水平極化頻道。而85.5 GHz設計為高解析頻道，其餘波段則為相對於85.5 GHz頻道的低解析頻道。就每一條掃描線而言，高、低解析頻道分別有208與104個亮度溫度值，經過輻射校正及幾何定位後的資料解析度為10公里。研究中TMI各微波頻道將被用來

進行降雨型態辨識，並進行定量降雨迴歸及反演。

PR為一主動式的相位陣列雷達，具有128個單元，每個單元都包含了發射與接收機制。PR所使用的頻率為13.8 GHz(相當於波長為2.17 cm)，垂直解析度為250 m。自2001年8月之後，其星下點解析度變為5 km，而刈幅亦加寬為220 km。本研究中使用TRMM辦公室所提供之2A23及2A25等標準產品，2A23對雨區的辨識採用垂直法(Vertical profile method)及水平法(Horizontal pattern method)兩種。當PR觀測在降雨區域中偵測到亮帶(層狀性降雨型態中的融化層(Melting Layer))時，則該雨區將被歸類為層狀性降雨，若降雨區域中無發現亮帶時，則以雷達回波值的強度來決定雨區的降雨型態，其分類的閾值定為39 dBZ。當雨區的雷達回波值強度大於39 dBZ時，將被歸類為對流性降雨，否則歸類為層狀性無亮帶(其他)的降雨型態。2A25為降雨率產品，其垂直方向具有80層每層250 m的空間解析度，自地面算起可達20 km高，對於海上無氣象測站而言，在濾除地形雜波後取最接近地表之雷達降水回波值來反演地面降雨率。

Fu and Liu (2003)利用TRMM/PR降水雷達估算東亞中緯度地區(20°-40°N, 100°-140°E)地表降雨特徵及強度的研究發現，陸地上的降雨量大於海上、對流降雨型態大於層狀降雨型態、對流降雨強度為層狀降雨的5倍，春季到夏季中緯度地區陸上對流降雨強度約為13.8-15.4 mm/hr，且層狀降水面積在陸地上幾乎為對流降雨面積的4-6倍；另在垂直降水剖面方面，對流降雨的結冰層較層狀降雨為高，其降水強度最大值發生的位置較接近地表，而層狀降雨則在結冰層下方附近。

Wolff et al. (2005)將TRMM衛星估算PR、TMI及COM(PR and TMI Combined)等降雨產品與Kwajalein (KWJ)及Central Florida (MELB)等兩個實驗觀測站降雨量進行驗證，驗證資料時間自2001年1月至2002年4月，且在0.5°×0.5°空間解析度條件下，PR、TMI及COM的bias分別介於6%~-9.1%、-4.6%~-5.7%及14%~-2.4%，顯示出TRMM相關降雨估算的產品已具有相當的可靠度。

本研究中利用PR標準產品2A23及2A25的用途說明如下：

(1)降雨型態分類標準—區分對流降雨及層狀降雨(含有亮帶及無亮帶)型態，依此標準尋求不同降雨型態在TMI微波資料的特徵。

(2)將PR觀測之近地面降雨率當作海面上的降雨真值，並依據不同降雨型態與所匹配的TMI微波資料進行線性迴歸，求得海面降雨率反演方程。

(3)當作海面上降雨率的地面真值，驗證反演方程的準確度。

研究中為了強化資料比對之客觀性，首先將TMI微波頻道資料內插至研究範圍內0.1°×0.1°的網格資料中(如圖1)；接著再將PR資料與TMI網格點資料進行匹配，由於小雨在微波頻道中會產生極大的變異，且不是本研究所關注的重點，故訂定PR的近地面降雨率閾值為0.5 mm/hr；且TMI的視場(FOV)選取包含4個以上的PR資料點。

研究中除了以TMI視場內PR均為相同降雨型態作為資料選取的標準外，亦以PR近地面降雨率作為選取視場均勻點(Homogeneous)的方法；由於對流降雨型態的平均降雨率遠大於層狀型態的降雨率，故不同降雨型態的標準略有不同，此處訂定選取均勻點的標

準差為對流降雨型態在15 mm/hr以下、層狀降雨型態在7.5 mm/hr以下，且其標準差需小於平均值。

三、研究方法

貝氏機率方程式是由Reverend Thomas Bayes在十八世紀後期所提出貝氏定理所發展出來的理論，其理論基礎是由統計學中之條件機率推論獲得(Richards and Jia, 1998)，理論描述如下：

$$P(w_i|X) = \frac{P(X|w_i)P(w_i)}{P(X)} \\ = \frac{P(X|w_i)P(w_i)}{\sum_i P(X|w_i)P(w_i)} \quad (1)$$

其中：

X ：為辨識特徵向量(Feature Vector)

$P(w_i)$ ：為 w_i 的事前機率(Posterior Probability Distribution)

$P(X|w_i)$ ：為 X 在 w_i 條件下的樣本機率(Conditional Probability Density Function)

$P(w_i|X)$ ：為對每個 X 而言，發生 w_i 的機率(Prior Probability Distribution)

貝氏機率方程式的應用部份，研究中將先由統計資料決定分類特徵後，代入公式所列之 X ，由資料庫來決定事前機率與樣本機率之分佈，若以區分 i 、 j 兩類為例，資料點屬於 i 類時， i 類之機率將大於 j 類：

$$X \in i \\ P(w_i|X)P(w_i) > P(w_j|X)P(w_j) \quad (2) \\ \text{for all } j \neq i$$

本研究即以T19v-T37v、(T85v-T85h)及(T85v+T85h)/2等三項

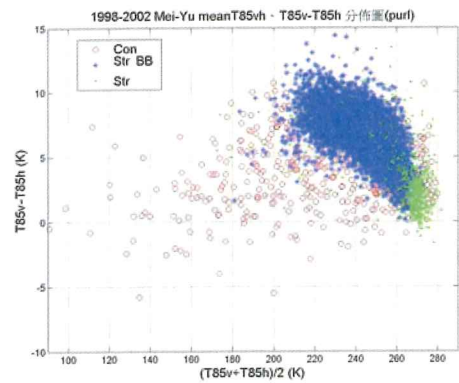


圖 3 1998 至 2002 年梅雨鋒面 PR 辨識不同降雨型態 TMI 之 85GHz 垂直及水平頻道亮度溫度平均值、85GHz 極化差二維空間分佈圖。

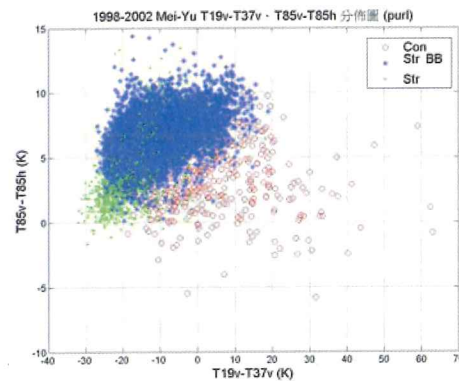


圖 4 同圖 3 資料 TMI 之 19GHz 及 37GHz 垂直頻道亮度溫度差、85GHz 極化差二維空間分佈圖。

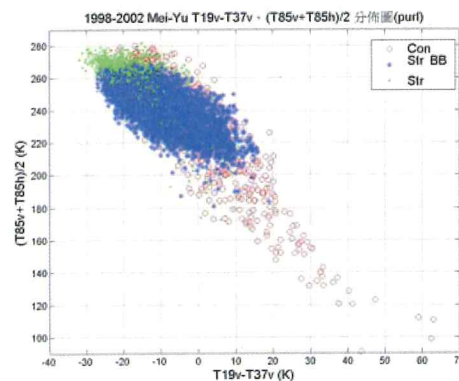


圖 5 同圖 3 資料 TMI 之 T19v-T37v、85GHz 垂直及水平頻道亮度溫度平均值二維空間分佈圖。

頻道特徵來分類，任各兩項之二維分佈如圖 3~圖 5 所示；整體來說，對流性降雨型態在 T19v-T37v 趨於較大值，平均約為 2K，而層狀性降雨型態則趨於

較小值平均約為 -16K；在高頻道(T85)的表現中，對流性降雨型態趨向較小值，平均約為 230K，層狀性降雨型態則趨向較大值，平均約為 250K；在高頻道極化差部分(T85v-T85h)，對流性降雨型態趨向較小值，平均約為 4K，層狀性降雨型態則趨向較大值，平均約為 6.5K，其三維的表現如圖 6，將更能區分出不同降雨型態之特徵。

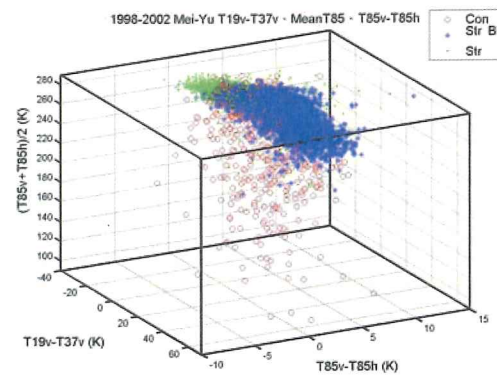


圖 6 同圖 3 資料 TMI 之 T19v-T37v、85GHz 垂直及水平頻道亮度溫度平均值及其極化差在三維空間分佈圖。

四、結果與討論

本研究利用 1998 及 2002 年之 PR 降雨型態及 TMI 微波頻道特徵等資料建立貝氏機率方程式，並以 2003 至 2004 年的資料進行驗證；所驗證降雨型態成功辨識率如表 1 及表 2 所示，梅雨鋒面部分，對流降雨型態的辨識率約為 0.48，層狀降雨型態的辨識率則為 0.97，整體成功辨識率為 0.92；颱風部份，對流降雨型態的辨識率約為 0.43，層狀降雨型態的辨識率則為 0.97，整體成功辨識率為 0.94；相同的資料以 Olson et al. (2001) 所發展的極化法在不同降雨型態的成功辨識率如表 3 及表 4，對流降雨型態的辨識率為 0.33 及 0.26，層狀性降雨型態的辨識率為 0.89 及 0.88，整體辨識率分別為 0.87 及 0.89，兩者相比較，本研究所建立的

貝氏機率辨識法無論在對流、層狀及整

表 1 梅雨鋒面 2003 及 2004 年降雨型態辨識驗證。

	PR_對流	PR_層狀
資料數	144	1226
Bayes_TMI _對流	69	33
Bayes_TMI _層狀	75	1192
對流辨識成功率：0.48		
層狀辨識成功率：0.97		
整體辨識成功率：0.92		

體降雨型態的成功辨識率皆高於極化法。

在研究中所收集的資料中亦發現冰態降雨的情況，在 TMI 之 19GHz 及 37GHz 垂直頻道亮度溫度差及 PR 近地面降雨率分佈圖(如圖 7)上，降雨率一般隨著 T19v-T37v 呈對數關係增加，當 T19v-T37v 的值更大時，PR 的降雨率卻呈現不同的降雨趨勢，在此類個案中，TMI 所觀測之高頻道波段(T85v)亮度溫度異常低，約介於 90~132 K 之間，其低頻道(T19v)亮度溫度較高，約為 257 K，然其水汽頻道(T21v)亮度溫度值卻異常低，有別於典型對流降雨(平均在 266 K 左右)約介於 247~258 K，個案中 PR 所觀測之近地面降雨率約為 15.5 mm/hr，一般來說，高頻道亮度溫度越低，表示大氣冰晶越多，因而散射機制顯著，加上低頻道亮度溫度亦高表示雨滴大且多，應屬於典型之強降雨系統；個案資料與統計資料中典型對流降雨在水汽頻道的表現亦明顯不同，水汽頻道之輻射強度主要來自於水汽及液態水所放射之能量，典型對流降雨系統中，水汽頻道亮度溫度平均為 266 K，標準差為 3.6 K；若以同步衛星之連續雲圖觀測發現，對流系統的發展正由

強烈之上升運動轉為下沉的階段；此個案之特性與 Houze (1997) 飛機觀測研

表 2 颱風資料 2003 及 2004 年降雨型態辨識驗證。

	PR_對流	PR_層狀
資料數	213	2957
Bayes_TMI _對流	91	59
Bayes_TMI _層狀	122	2898
對流辨識成功率：0.43		
層狀辨識成功率：0.97		
整體辨識成功率：0.94		

究結果符合，為對流降雨系統的「冰態降雨」。

根據上述的討論，對流降雨型態又將區分為一般對流及冰態降雨等兩種，以 1998 年至 2002 年梅雨鋒面及颱風所辨識之不同降雨型態，分別進行 PR 近地面降雨與 TMI 多微波頻道迴歸降雨估算式；由於颱風資料中具有冰態降雨特性的資料數較少(約介於 3~18 筆)，此類型的降雨型態只與 19GHz、21GHz 及 85GHz 的垂直頻道建立迴歸式。

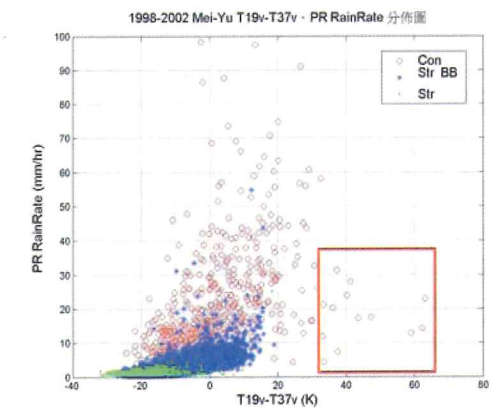


圖 7 1998 至 2002 年梅雨鋒面 TMI 之 T19v-T37v、PR 近地面降雨率二維空間分佈圖，紅色框為「冰態降雨」資料。

表 3 同表 1 資料以極化法進行降雨型態辨識結果。

	PR_對流	PR_層狀
資料數	144	1226
Polarization _對流	47	10
Polarization _混合	26	69
Polarization _層狀	71	1146
對流辨識成功率：0.33 層狀辨識成功率：0.93 整體辨識成功率：0.87		

表 4 同表 2 資料以極化法進行降雨型態辨識結果。

	PR_對流	PR_層狀
資料數	213	2957
Polarization _對流	55	29
Polarization _混合	56	163
Polarization _層狀	102	2765
對流辨識成功率：0.26 層狀辨識成功率：0.93 整體辨識成功率：0.89		

所建立反演降雨估算式的各項係數見表 5 及表 6，以 2003 及 2004 年 PR 近地面降雨資料的驗證結果如圖 8 及圖 9，在梅雨資料的驗證部分，PR 近地面平均降雨率為 3.27 mm/hr，衛星估算平均降雨率為 3.7 mm/hr，相關係數為 0.87，均方根誤差為 2.64 mm/hr，在颱風資料方面，PR 近地面平均降雨率為 4.09 mm/hr，衛星估算平均降雨率為 4.44 mm/hr，相關係數為 0.86，均方根誤差為 2.6 mm/hr。

表 5 1998 至 2002 年梅雨鋒面不同降雨型態之多頻道線性迴歸方程式。

降雨型態	多頻道線性迴歸方程式	相關係數 (R)
對流降雨	$RR=92.06+0.88 \times T10v-0.51 \times T10h+0.5 \times T19v+0.56 \times T19h-1.45 \times T21v+0.04 \times T37v-0.32 \times T37h-0.05 \times T85v+0.12 \times T85h$	0.68
冰態降雨	$RR=430.5-3.56 \times T10v+0.91 \times T10h+4.3 \times T19v-0.02 \times T19h-3.84 \times T21v+1.18 \times T37v-0.85 \times T37h+0.31 \times T85v-0.16 \times T85h$	0.85
層狀降雨	$RR=30.1+0.16 \times T10v-0.12 \times T10h+0.36 \times T19v-0.05 \times T19h-0.2 \times T21v-0.51 \times T37v+0.22 \times T37h-0.01 \times T85v+0.04 \times T85h$	0.79

表 6 1998 至 2002 年颱風期間不同降雨型態之多頻道線性迴歸方程式。

降雨型態	多頻道線性迴歸方程式	相關係數 (R)
對流降雨	$RR=164.9+1.21 \times T10v-0.74 \times T10h+0.52 \times T19v+0.54 \times T19h-1.73 \times T21v-0.62 \times T37v+1.17 \times T37h-0.15 \times T85v+0.28 \times T85h$	0.68
冰態降雨	$RR=687.88+7.155 \times T19v-9.907 \times T21v+0.452 \times T85v$	0.6
層狀降雨	$RR=3.58-0.07 \times T10v+0.01 \times T10h+0.41 \times T19v-0.002 \times T19h-0.17 \times T21v-0.13 \times T37v-0.06 \times T37h-0.06 \times T85v+0.07 \times T85h$	0.73

在軍事應用方面，現行空軍氣象作業中，對於台灣地區危險空域的預警範圍劃分計北、中、南及東等四個區域，在空間解析能力上明顯不足；未來在梅

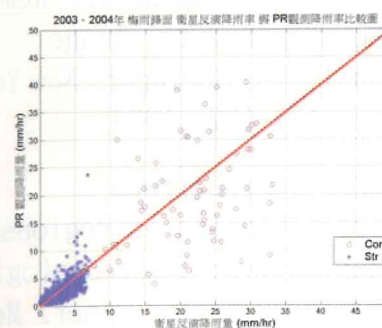


圖 8 2003 及 2004 年梅雨鋒面衛星反演降雨率與 PR 近地面降雨率比較圖。

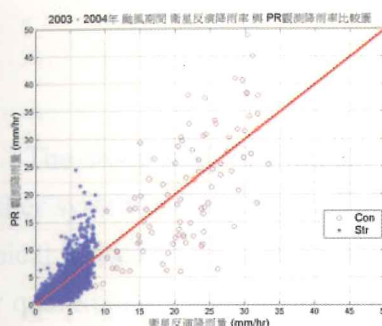


圖 9 2003 及 2004 年梅雨颱風期間衛星反演降雨率與 PR 近地面降雨率比較圖。

雨鋒面及颱風系統接近台灣空域時，研究使用的貝氏降雨型態辨識法將可提供在空間解析度上更為精確的預警。

本研究利用 TMI 各頻道亮度溫度在不同降雨型態所反應的特徵，並使用貝氏機率方程式建立辨識法，然 PR 在進行降雨型態時，使用水平法辨識淺對流降雨（暖雨），未來可將 TMI 頻道水平梯度概念加入探討，提升淺對流降雨型態的辨識能力。

參考文獻

Houghton, H. G., "On precipitation mechanisms and their artificial modification," J. Appl. Meteor., Vol. 7, pp. 851-859, 1968.
Houze, R. A., Jr., "Observed

Structure of Mesoscale Convective Systems and Implications for Large-Scale Heating," Quart. J. Roy.

Meteor. Soc., Vol. 115, pp. 425 - 461, 1989.

Wilheit, T. T., Chang, A. T., and Chiu, L. S., "Retrieval of Monthly Rainfall Indices from Microwave Radiometric Measurements Using Probability Distribution Functions," J. Atmos. Oceanic Technol., Vol. 8, pp. 118-136, 1991.

Hong, Y., Kummerow, C. D., and Olson, W. S., "Separation of Convective and Stratiform Precipitation Using Microwave Brightness Temperature", J. Appl. Meteor., Vol. 38, pp. 1195 - 1213, 1999.

Houze, Jr., R. A., Cloud Dynamics, Academic, San Diego, pp. 573, 1993.

Spencer, R. W., Goodman, H. M., and Hood, R. E., "Precipitation Retrieval over Land and Ocean with SSM/I: Identification and Characteristics of the Scattering Signal," J. Atmos. Oceanic Technol., Vol. 6, pp. 254 - 273, 1989.

Olson, W. S., Hong, Y., Kummerow, C. D., and Turk, J., "A Texture - Polarization Method for Estimating Convective - Stratiform Precipitation

Area Coverage from Passive Microwave Radiometer Data," J. Appl. Meteor., Vol. 40, pp. 1577-1591, 2001.

Wu, R., and Weinman, J. A., "Microwave Radiances from Precipitating Clouds Containing Aspherical Ice, Combined Phase, and Liquid Hydrometeors," J. Geophys. Res., Vol. 89, pp. 7170-7178, 1984.

John A.R., and Xiuping J., Remote Sensing Digital Image Analysis, Springer, New York, pp. 181-187, 1998.

Houze, Y., "Stratiform precipitation in regions of convective: A meteorological paradox? Bull," Amer. Meteor. Soc., Vol 78, pp. 2179-2196, 1997

Using TRMM Microwave Data to Classifying Rain Types and Applications

Hung-Pin Chien¹ Wann-Jin Chen² Gin-Rong Liu²

Weather Wing, CAF ROC¹
Dept of Applied Physics, CCIT/NDU, ROC²
Center for Space and Remote Sensing Research, NCU, ROC³

ABSTRACT

The study is to distinguish rain types into convective and stratiform for severe weather system over ocean in Taiwan area using TRMM Microwave Imager onboard Tropical Rainfall Measuring Mission Satellite. After classifying rain types, we estimate their quantitative precipitation. The procedure is at first to classify rain types by using Bayes' probability methodology and then derive the regressionship between PR rainfall rate at near surface and satellite brightness temperatures. Finally, we provide validation comparisons with rain types and near surface rainfall rate of PR

PR has standardized products to provide different rain types (2A23) and rainfall rate at near surface (2A25), but the swath is relatively narrow (220 km). The goal of this research is to broaden the swath with classification of rain types and to improve the ability of quantitative rainfall rate estimation with TMI multiple microwave data (760 km). Through analyzed statistical data, make-ups by TMI and PR from 1998 to 2002, we can found three feature of channels, (T19v-T37h), (T85v-T85h) and $((T85v+T85h)/2)$, to have ability of distinguishing rain types. The result of successful classification of convective, stratiform and overall are 48%, 97% and 92% for Mei-Yu fronts, and 43%, 97% and 94% for Typhoons, respectively.

Furthermore, "Ice hydrometeor precipitation" in convective rain type has been detected in this study. There is quite obvious difference between those properties on microwave channels and the result of radiation transfer simulation. It must be deal with separately while we create microwave rainfall rate regression equations. The coefficient of correlation were 0.87 and 0.86 for Mei-Yu front and Typhoon respectively, and the Root-Mean-Square were 2.64 mm/hr and 2.6 mm/hr between estimated quantitative rainfall rate and PR rainfall rate for oceanic validation.