

利用降雨型態分類改進衛星陸上降雨估算的準確度

蔡明達¹ 陳萬金¹ 汪建良²

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學系

(中華民國九十六年八月十三日收稿；中華民國九十六年十二月十四日定稿)

摘 要

在颱風侵台期間以散射指數法 (SIL, Scattering Index over Land) ，並利用 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) 衛星上的微波 (TMI, TRMM Microwave Imager)、降雨雷達 (PR, Precipitation Radar) 資料及台灣自動雨量觀測站 (ARMTS, Automatic Rainfall and Meteorological Telemetry System) 降雨資料進行台灣陸上的估算降雨研究。利用 TRMM / PR 2A25 標準降雨產品的資料進行降雨型態 (rain type) 的分類，將陸地降雨區分成對流性、有亮帶層狀性及無亮帶層狀性降雨區，並針對不同降雨型態的雨區利用衛星微波資料進行降雨反演的研究，以增進陸地降雨的準確度。

在衛星降雨估算的驗證中，以 ARMTS 觀測的降雨率為真值並比較在降雨型態有無分類的情況下降雨估算值差異，結果顯示在對流性降雨區平均降雨率的絕對差值由原先的 6.2 mm/hr 改進為 1.7 mm/hr；在有亮帶的層狀性降雨區平均的降雨率差值由原先的 10.7 mm/hr 改進為 1.8 mm/hr。前面二者的結果經由地面降雨觀測值的驗證皆有明顯的改善，但在無亮帶的層狀性降雨區中，其 TMI 降雨反演的平均降雨率差值沒有改善，由此可見在該類型的降雨率不適合使用 SIL 法進行反演。

關鍵字：TRMM、TMI、降雨雷達、ARMTS、降雨型態、SIL、降雨、微波

一、前言

台灣地區位於太平洋濱，傍臨亞洲大陸，並處於熱帶與亞熱帶地區的交界、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，如五、六月份的梅雨系統及夏季的颱風等。這些劇烈降雨系統所帶來的豐沛雨量，往往會在山區上游處產生土石流，造成河川及水庫的嚴重淤積，因而導致洪水氾濫甚至造成國土流失，對國家經濟及國土安全的影響甚巨；但另一方面，這豐沛的雨量卻也是台灣地區水資源的重要來源。故精準的降雨估算可有效提供政府相關單位對於降雨災害的預防及水資源的規劃。

近年來，由於衛星科技發展迅速，衛星遙測已成爲全球降雨研究不可或缺的工具。有關衛星遙測技術運用於地表降雨研究的發展，過去利用可見光及紅外線波段進行地表降雨觀測，因礙於其波段無法穿透雲層，因此，只能間接利用雲頂的觀測資料進行降雨的估算（曾，1988）。微波頻道可直接穿透雲層並對雲層下的降雨機制進行觀測，所觀測之亮度溫度反應出輻射能量與大氣中降雨和降冰交互作用的資訊，可做地表降雨的研究（Prabhakara et al., 1998）。換言之，利用微波資料進行地表降雨研究，在於輻射傳遞過程與大氣中雨滴、冰晶粒子交互作用爲基礎理論。通常衛星上的被動微波輻射儀所觀測到的微波輻射，主要來自於地表及大氣向上輻射等兩貢獻項。輻射能量由地表發射經過大氣會產生二種狀況：(1)經由大氣雨滴的發射作用使得向上輻射的能量增加。(2)經由冰晶粒子的散射作用使得向上的輻射能量降低(Kidd, 1998)。因此，即可從輻射能量的變化進行地表降雨的研究。

微波波段的範圍爲波長介於 0.1 至 100 cm

(0.3 至 300 GHz) 的電磁波，當地表輻射能量向上傳遞並穿過大氣層時，輻射能量會在微波傳遞過程中與降雨雲中雨滴及冰晶，產生發射(emission)、吸收(absorption)、與散射(scattering)的作用，使衛星上被動微波輻射儀天線可以偵測到因降雨所產生的微波輻射強度變化，以用來度量雲層下表面降雨強度及分析降雨系統的特性（曾，1988；Liou, 2002）。不同波段的微波頻道，對於大氣中雨滴及冰晶會有不同的交互作用。1989 年 Spencer 等人利用 SSM/I 微波頻道中 19.35、37、85.5 GHz 波段針對降雨進行研究，其實驗結果可歸納爲：冰粒子對微波輻射的能量以散射機制爲主；而液態水同時具有散射及吸收的機制，但主要是由吸收機制所支配。散射與吸收係數會隨著頻率及降雨率的增加而上升。

對於地表降雨的研究，通常也會因輻射背景的影響，而採用不同微波頻道的特性進行降雨反演。在海洋上，其低發射率（約 0.5）的物理特性，所呈現的低（冷）的輻射背景，可以容易突顯出因降雨（發射率接近 1.0）所導致的高（暖）輻射的特性，在廣大的海面上能清楚的標示出降雨的區域。此外，由於海面上具有冷背景的物理特性，可運用高、低頻不同波段的微波資料針對不同的降雨型態進行海上降雨反演的研究。對於較弱的層狀性降雨區域，可以採用低於 22 GHz 的微波發射頻道進行降雨反演研究；而較強的對流性降雨區域，則可仰賴高於 60 GHz 微波散射頻道。過去，一些學者也使用不同波段的衛星微波資料針對台灣附近海域進行海上降雨研究並得到不錯的成果（Chen and Li, 2000；Chen and Li, 2002；胡，2002；陳，2004）。

在陸地上，則由於陸地具有高發射率（接近 1.0）暖背景的物理特性，再加上陸地表面所包含

的地物地貌種類非常複雜（植被、湖泊、沙漠、雪地、冰川等），導致其發射率較海面上高且複雜。因此，對於降雨所產生的高（暖）輻射，往往會被陸地高且複雜的輻射能量所模糊，因而無法運用微波輻射中的放射機制進行陸地降雨研究。所以，有關陸地上降雨反演的研究，通常會以散射法為主(Kidder and Vonder Haar, 1995 ; Wilheit et al., 2003)，適合採用高頻的微波波段進行陸地上的降雨反演。圖 1 為 2006 年 7/3 1450UTC 雷馬遜颱風侵台時，TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission)衛星上降雨雷達(PR, Precipitation Radar) 及被動式微波輻射儀(TMI, TRMM Microwave Imager)針對台灣地區降

雨，所觀測到的結果。圖 1(a)為 PR 所估算的降雨佈圖，而圖 1(b)、(c)、(d)、(e)、(f)圖分別為 TMI 中的 Ch1(10.65 GH_V; GH 代表 giga Hz, V 代表垂直極化)、Ch3(19.35 GH_V)、Ch5(21.3 GH_V)、Ch6(37.0 GH_V)、Ch8(85.5GH_V)所觀測到的亮度溫度分佈圖。在圖 1 中的觀測結果可明顯發現，對於台灣陸地上的降雨觀測，只有圖 1(f)TMI/ Ch8(85.5GH_V)所觀測到的亮度溫度分佈圖與 PR 所估算的降雨佈圖，二者較為一致。其他低頻的微波波段，對於台灣陸地降雨觀測的結果，因受陸地表高且複雜的發射率所模糊，導致無法突顯出台灣陸地上的降雨區域。

散射法是藉由觀測大氣中冰晶粒子及大雨滴

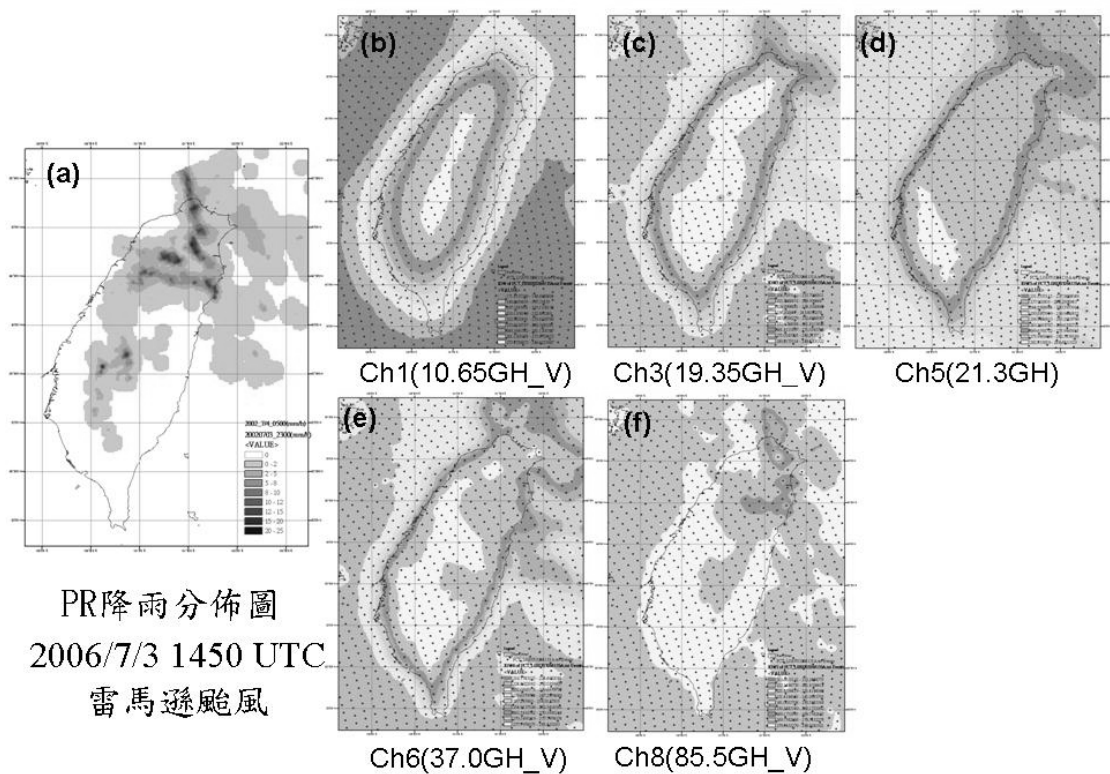


圖 1 2006 年 7 月 3 日 1450UTC 雷馬遜颱風侵台時，PR 資料反演的近地面降雨分佈圖(a)，10.65GHz_V 亮度溫度分佈圖(b)，19.35GHz_V 亮度溫度分佈圖(c)，21.3GHz_V 亮度溫度分佈圖(d)，37.0GHz_V 亮度溫度分佈圖(e)，85.5GHz_V 亮度溫度分佈圖(f)。

的水象資料，不受背景輻射作用影響，間接估算地面降雨。尤其是在強降水的對流降雨區中，當對流降雨系統發展愈高，使得凍結高度層以上的冰晶層厚度增加，而高頻微波亮度溫度反應更為顯著。

Grody 在 1991 年利用 SSM/I 的多頻道微波輻射資料，針對不同陸地地表降雨進行研究。假設在無散射的大氣條件下，高頻波段的觀測值可由低頻波段的觀測值的組合估算出來。若大氣中含有冰粒子或較大的水滴存在時則會因散射作用造成 85.5GH-V 高頻的亮度溫度降低，使得二者的差異增大。二者差值定義為降雨散射指數 SI：

$$SI = [A_1 + A_2(Tb19V) + A_3(Tb22V) + A_4(Tb22V)^2] - Tb85V \quad (1)$$

其中 Tb19V, Tb22V, Tb85V 分別代表 19.35 GH_V, 21.3 GH_V, 85.5GH_V 的亮度溫度，藉由 SI 值可間接找出與地面降量的關係，並對陸地降雨進行估算。Ferraro et al. (1994) 依據 Grody (1991) 所發展的散射指數法，進行全球陸地降雨的研究。並定義陸地降雨的散射指數(SIL, Scattering Index over Land)方程式為：

$$SIL = 451.9 - 0.44(Tb19V) - 1.775(Tb22V) + 0.00575(Tb22V)^2 - Tb85V \quad (2)$$

此外，Ferraro and Marks 在 1995 年，進一步利用美、英、日等國的陸基雷達的資料建立該地區陸地散射指數方程式，並由觀測資料得到陸地散射指數值大於 10 K 時則會有降雨事件產生，因此，定義其降雨閾值為 10 K；而陸地散射指數與地面降雨率(RR, Rain Rate)的關係式為：

$$RR(mm/hr) = 0.00513(SIL^{1.9468}) \quad (3)$$

陳等人在 2005 年針對台灣陸地降雨反演進行研究，利用 TRMM / TMI 多頻道微波輻射資料，建

立台灣陸地地區散射指數方程式為：

$$SIL = [220.878 - 0.747(Tb19V) + 0.554(Tb21V) + 0.00147(Tb21V)^2] - Tb85V \quad (4)$$

並以全台自動雨量觀測站(ARMTS, Automatic Rainfall and Meteorological Telemetry System)時雨量的降雨資料，經由統計得到當 SIL 值大於 8K 時則代表會有降雨事件發生，而 SIL 值小於 8K 時則代表不會有降雨事件發生，故定義台灣陸地 SIL 的降雨閾值為 8 K。並建立陸地散射指數與地面降雨率的關係式為：

$$RR(mm/hr) = 0.126 SIL^{1.239} \quad (5)$$

過去，2005 年陳等人利用散射指數法進行台灣陸地降雨之研究，並運用上述方程式(4)、(5)獲得台灣陸地雨率估算值，在進行定量降雨反演的驗證中以 LRCT 法(Land Rainfall Retrieval by Chen and Tsai)與 LRFM 法(Land Rainfall Retrieval by Ferraro and Marks (1995))進行比較，結果顯示 LRCT 法較符合台灣陸地地區降雨特性，所估算之整體降雨率總和與台灣地面觀測的值較為一致。但 LRCT 法對不同型態的降雨都使用相同的降雨反演公式，因此就整體而言有明顯高估的現象(陳等人，2005)。Prabhakara 等人(2002)利用 PR 降雨型態資料，將降雨區分為對流及層狀降雨型態，並比較 TMI 及 PR 在陸地上所觀測 20 個中尺度對流系統(MCS, Mesoscale Convective System)的降雨個案，經統計分析發現當 TMI 觀測到各頻道相同之亮度溫度時，其相對應的地面降雨率，會隨著降雨型態的不同會有顯著的差異。在不同降雨型態的雨區中，以 TMI 三個不同波段的頻道 Tb85、Tb37 及 Tb19 所觀測之亮度溫度差異甚小(小於 3 K)，但是地面降雨率由於對流及層狀不同的降雨型態確有 20.2 mm/hr 到

5.9 mm/hr 的巨大差異，由此更可確認，若以衛星微波資料進行陸地定量降雨反演時，必須考量不同降雨型態的影響，方能準確估算陸地降雨的結果。

為探討此一原因，本研究將引用 TRMM / PR 降雨型態(rain type)的資料，針對 LRCT 法所估算陸地降雨，進行不同降雨區比較。蒐集 TRMM/PR 標準降雨產品 2A25 的資料，將陸地降雨區分類為對流性、有亮帶層狀性及無亮帶層狀性的降雨區等三大類，並以 2001 年 7 月 29 日桃芝颱風侵台的個案為例，如圖 2 所示。圖中乃利用 TRMM/PR 降雨型態資料，對台灣陸地降雨區分成不同型態的降雨區：深灰色區域代表對流性降雨、淺灰色區域代表有亮帶的層狀性降雨及灰色區域代表無亮帶的層狀性降雨。

其次，以 LRCT 降雨反演方法，如公式(4)、(5)求得陸地降雨估算值 LRCT_RR (rain rate)，並以 ARMTS 所觀測的地面降雨資料為真值進行比較，在圖 2 中每一個圓圈代表每一個 TRMM/TMI 的視場，其中間的值代表該視場的降雨率差異(Delta_RR=LRCT_RR-ARMTS_RR)。由 Delta_RR 的分佈顯示，層狀性降雨區（淺灰、灰色區域）有高估的情形，而在對流性降雨區（深灰色區域）則較為一致。

此外，在此一個案中計 161 個樣本數，經由比較得到二者降雨率的分佈圖，如圖 3 所示。在圖 3 中粗實線為 TMI 衛星資料所反演的降雨率(LRCT_RR)，而細實線為地面自動雨量站資料，由圖中降雨率的比較可發現在左邊對流性降雨區 LRCT_RR 與 ARMTS_RR 二者較為一致，而右邊層狀性降雨區 LRCT_RR 降雨估算量卻有明顯普遍的高估。因此，本研究將針對不同降雨型態的



圖 2 以 LRCT 法針對桃芝颱風(2001/7/29)進行陸上降雨反演的降雨率差異，深灰色、淺灰色、灰色區域分別代表為對流性、有亮帶層狀性及無亮帶層狀性的降雨區。

降雨區進行陸地降雨的研究，以精進 TRMM/TMI 微波資料在陸上降雨反演的準確度。

在本文中將利用 PR 標準降雨產品(2A25)中降雨型態的資料，將陸地降雨區分成三大類，其中包含了對流性降雨、有亮帶層狀性降雨及無亮帶層狀性降雨，並分別針對其不同的降雨型態，建立不同降雨型態的微波降雨反演公式，冀以提升 TMI 微波資料在台灣陸上降雨估算的準確度。最後，以地面雨量站的觀測資料為真值，進行降雨估算成果的驗證與討論。

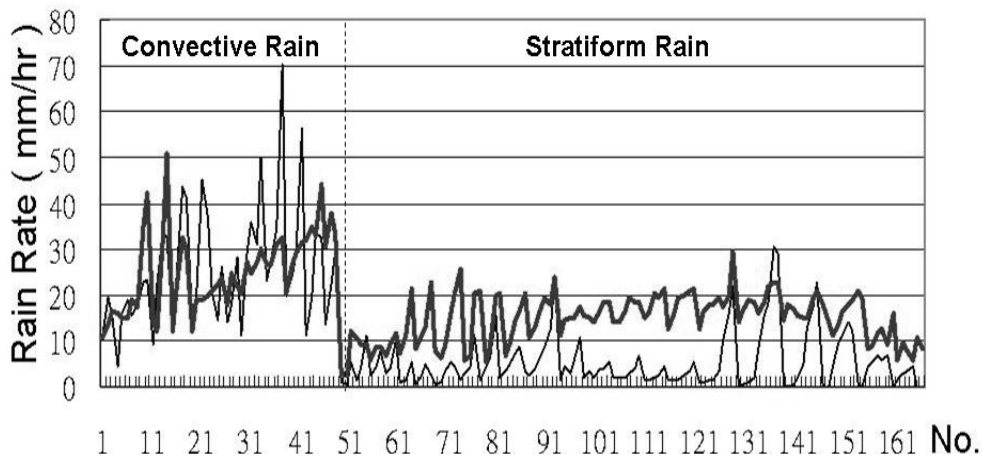


圖 3 在不同型態的降雨區中以 LRCT 法所估算的降雨率與地面自動雨量觀測站降雨率的差異。

二、資料蒐集

本研究所使用的資料分為二大部份：1. 衛星資料，2. 陸地雨量觀測站資料。衛星資料包括：TRMM 衛星中的 TMI 微波資料、VIRS 紅外線影像資料、PR 降雨雷達 2A25 降雨型態資料。而陸地雨量觀測站資料則配合 TRMM 衛星通過台灣上空時，蒐集全台的地面自動雨量站的觀測資料。

(一) 衛星資料

1. TRMM 衛星資料的介紹

TRMM 衛星是由美、日合作完成佈署，於 1997 年 11 月 27 日發射，其主要任務乃針對地球南北緯 40 度間的區域，進行降雨觀測及相關的科學研究。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。所搭載的裝備有被動式微波輻射

儀、主動式降雨雷達、可見光與紅外線探測儀、輻射能量收支儀(CERES, Clouds and the Earth Radiant Energy System)、閃電觀測儀(LIS, Lightning Imaging Sensor)等設備，是用來觀測熱帶地區降雨的利器之一(Kummerow et al., 1998)。

TMI 被動式微波輻射儀改良自美國 DMSP 衛星上 SSM/I，在頻道設計方面，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，所使用的微波波段 10.7、19.4、21.3、37 與 85.5 GHz 五個波段，其中除了 21.3 GHz 僅有垂直線性極化外，其餘均有垂直與水平極化的頻道，共計為九個微波探測頻道。為簡化起見，以下分別以 Tb10V、Tb19V、Tb21V、Tb37V、Tb85V 代表垂直極化頻道的亮度溫度，而 Tb10H、Tb19H、Tb37H、Tb85H 代表水平極化頻道的亮度溫度。本研究所使用的 TMI 資料為 Level - 1B11 資料，經過輻射校正與幾何定位後的微波亮度溫度資料，解析度為 10 km。所使用的波段分別為 Tb19V、Tb21V 及 Tb85V 等三個微波頻道的亮度溫度。

PR 是由 128 個發射/接收模組單元的天線，所組成的主動式相位陣列雷達，頻率為 13.8 GHz，刈幅(swath)範圍 215 km，視場(FOV, Field of View)水平解析度約為 5 km。PR 的垂直解析度為 250 公尺，因此有能力觀測降雨系統的內部結構，觀測範圍共計 80 層，其優點：(1)雷達測量可提供垂直剖面的資料進行多樣的科學研究；(2)可在陸地或海上進行降雨估算而不受背景的影響；(3)雷達觀測資料可用來彌補微波資料不足之處及其精度等優點。因此，利用 PR 進行降雨觀測，可以得到完整三維的降雨分佈(Toshiaki et al., 2001)。在本研究中使用美國 TRMM 衛星計畫辦公室所提供 PR 中的標準降雨產品 2A25 (Iguchi and Meneghini, 1994 ; Iguchi et al., 2000)，來進行陸地降雨區的分類，將降雨區分類成對流性降雨、有亮帶層狀性降雨及無亮帶層狀性降雨等三大類。

有關 TRMM/PR 對雨區辨識，主要是依據垂直法(vertical profile method)及水平法(horizontal pattern method)兩種辨識法的結果所訂定(Awaka et al., 2004 ; Okamoto, 2005)。在垂直法的辨識中當 PR 觀測在降雨區域中偵測到亮帶(bright band)時，則該雨區將被歸類為層狀性降雨；若降雨區域中無亮帶發現，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，否則歸類為無亮帶層狀性(其他)的降雨型態。而水平法的辨識則在一定高度的水平上比較各點雷達回波因子(Z)之間的差異，若 Z 值小於 39 dBZ 時，並與鄰近四週差異不大時被歸類為層狀性降雨；而明顯大於鄰近各點的 Z 值，則該點被歸類為對流性降雨。

在 VIRS 資料的運用方面，由於在風暴頂部的砗狀雲，很多是冰晶結構的卷雲所組成的。這

些發展極高的卷雲往往會模糊陸地降雨反演的結果，因此為避免此一因素對於層狀性降雨反演的影響，在本節中將利用 VIRS 中可見光及紅外線頻道的觀測資料排除卷雲的影響；亦即消除反照率低且雲頂溫度低的觀測區域。本研究將利用可見光(visible)及紅外線(IR)頻道，可作篩選卷雲及視場不均勻(beam-filling) 樣本的資料，而所使用的資料為 VIRS Level 1B01，其解析度為 2.2 km，其刈幅為 720 km，具有與 TMI 同時進行降雨觀測的優勢，可作為檢驗 TMI 衛星資料的品質的參考依據。

本文所研究範圍為台灣本島的陸地區域，所蒐集的觀測資料為 2001~2004 年颱風期間 TRMM 衛星通過台灣上空的 TMI 微波資料、VIRS 紅外線影像資料、PR 降雨雷達 2A25 降雨型態資料，計有 CIMARON 颱風等 13 個颱風，如表一所示。

(二) 地面雨量資料

有關地面雨量資料的蒐集，係採用台灣大學大氣系之大氣研究資料庫中 ARMTS 時雨量的降雨資料。配合在颱風期間 TRMM 通過台灣陸地上空的時間，蒐集台灣全島 362 個的自動降雨觀測站的資料進行研究分析，其測站分佈如圖 4 所示。

三、台灣陸地降水反演研究

本節將利用地面雨量站的雨量觀測資料與 SIL 值(方程式(4))，分別建立各降雨區之陸地降雨反演公式，冀以改善衛星微波資料估算陸地降雨的準確性。對於陸地降雨反演的資料以 2001 年颱風為主，而以 2002-2004 年的颱風資料進行降雨反演成果的驗證。

表一 2001~2004 年颱風侵台期間，TRMM 衛星通過台灣陸地上空的個案

颱風名稱	日期	衛星軌道號碼	颱風名稱	日期	衛星軌道號碼
CIMARON	2001/05/11	19883	LEKIMA	2001/09/24	22017
	2001/05/12	19894		2001/09/27	22067
CHEBI	2001/06/23	20558		2001/09/28	22078
UTOR	2001/07/04	20732		2001/09/28	22082
	2001/07/05	20743	RAMMASUN	2002/07/03	26413
TRAMI	2001/07/11	20840	RAMMASUN	2002/07/03	26417
TORAJI	2001/07/29	21129	SOUDELOR	2003/06/17	31851
	2001/07/30	21133	MELOR	2003/11/02	33999
NARI	2001/09/06	21731	MINDULLE	2004/06/30	37758
	2001/09/16	21895		2004/07/01	37769
	2001/09/17	21899		2004/07/01	37773
	2001/09/17	21910		2004/07/02	37785
	2001/09/17	21914		2004/07/02	37789
			AERE	2004/08/24	38609
				2004/08/24	38613

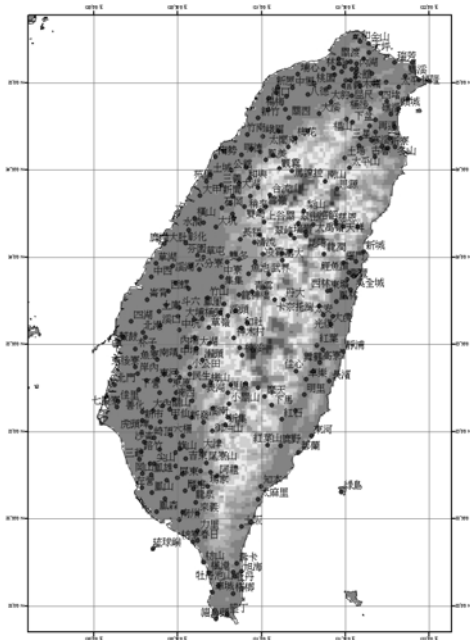


圖 4 台灣地區自動雨量觀測站的分佈圖。

1. 對流性降雨區之降雨反演方程

配合 TRMM/PR 降雨型態的資料，選取對流性降雨的區域進行衛星微波降雨反演研究。首先消除在 TMI 視場中不均勻的樣本及刈幅邊緣的樣本以避免反演誤差的產生。其次，也扣除散射指數 SIL 值之降雨閾值 8 K 的樣本資料。之後，以 15 筆的有效樣本資料進行陸地降雨反演公式的迴歸，散射指數法對於對流性降雨區的降雨反演，其 SIL 值與地面雨量站的雨量觀測資料二者之間的關係，如圖 5 所示。經由統計迴歸法計算可得台灣陸地對流性降雨區之降雨反演的公式為：

$$\text{TMI_CON_RR (mm/hr)} = 0.012 \text{ SIL}^{1.918} \quad (6)$$

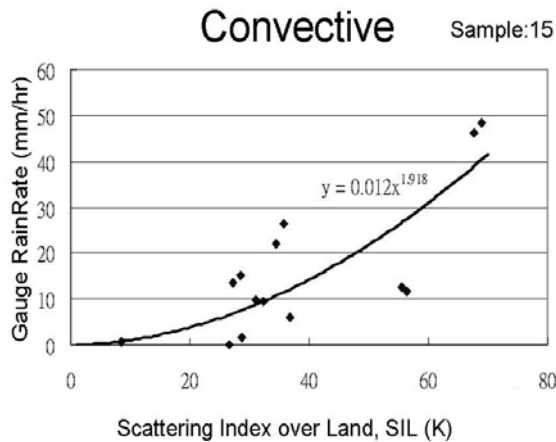


圖 5 在對流降雨區中，散射指數值(SIL)與地面降雨量之間的關係圖，實線為統計迴歸的關係線。

2. 有亮帶層狀性降雨區之降雨反演方程

有亮帶層狀性降雨反演式的研究，由於 SIL 法主要以偵測大氣中散射物質的散射程度，以間接的方法反演地表的降雨率，而大氣散射物質主要為大氣中的冰粒子。因此，在有亮帶的層狀性降雨區由於受到結冰層的影響使得 SIL 值增大，造成 LRCT_RR 降雨估算值有高估的情形，可見大氣中冰的含量往往會影響 SIL 法對於地面降雨率的估算。在本研究中針對有亮帶的層狀降雨區的降雨反演，首先，消除在 TMI 視場中不均勻的樣本、卷雲及刈幅邊緣的樣本以避免反演誤差的產生，所蒐集的有效樣本共計有 26 個。由於樣本的分佈不均勻，使得在 SIL (K) 為 20 到 30 的間隔處密度較大（計有 11 個樣本），為處理這種資料點分佈不均勻的迴歸問題，將原先的 26 點的樣本資料，以 X (SIL 值) 座標的值為主，相差 2K 為一個單位，計算每個單位內所有樣本的平均值（在 20 到 30 處經計算只剩 5 個樣本代表），以減少在 20 到 30 處密度較大的樣本數，如圖 6 所示。其 SIL 值與地面雨量站的雨量觀測資料二者之間的

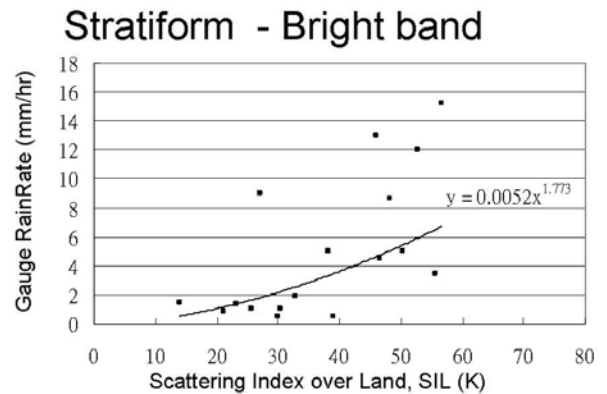


圖 6 在有亮帶的層狀降雨區中，散射指數值(SIL)與地面降雨率之間的關係圖，實線為統計迴歸的關係線。

關係，如圖 6 所示。在經由統計迴歸法計算可得台灣陸地有亮帶層狀降雨區之降雨反演的公式為：

$$\text{TMI_SBB_RR (mm/hr)} = 0.0052 \text{ SIL}^{1.773} \quad (7)$$

在圖 6 各點的分佈可以發現，有亮帶的層狀降雨區中由於受到結冰層的影響，使得 SIL 值在此一降雨區中所得的值較大平均為 33.9 K，而地面的時雨量值平均只有 2.7 mm/hr。所以，利用散射指數法(SIL)進行陸上降雨時，在有亮帶的層狀降雨區中其 SIL 值會受結冰層的影響而造成對地面降雨高估的情形發生。

3. 無亮帶層狀性降雨區之降雨反演方程

TRMM/PR 對於無亮帶的層狀降雨區的分類原則，有下列二點(1)低於結冰層高度且接近地表的暖雨。(2)降雨型態有可為有亮帶的層狀性降雨但 TRMM/PR 沒有偵測到亮帶。因此，在此一型態的降雨區其 SIL 的值都相對較小。但有些區域是 PR 所沒有偵測到的有亮帶層狀性降雨區，因此，這些樣本的 SIL 值就明顯較大（大於 20 K 以上）。

在無亮帶的層狀降雨區中，為避免反演誤差的產生，消除在 TMI 視場中不均勻的樣本、卷雲及刈幅邊緣的樣本，共蒐集 38 個樣本。其 SIL 值與地面雨量站的雨量觀測資料二者之間的關係，如圖 7 所示。經由統計迴歸法計算可得台灣陸地有亮帶層狀降雨區之降雨反演的公式為：

$$\text{TMI_SNB_RR (mm/hr)} = 0.54 \text{ SIL}^{0.613} \quad (8)$$

在圖 7 各點的分佈可以發現，無亮帶的層狀降雨區中由於大氣冰含量較少，大都為發展較低的暖雨，使得 SIL 值在此一降雨區中所得的值相對較小。在圖中計 18 個樣本其 SIL 值小於之前本研究設定的降雨閾值 8 K。在 SIL 值小於 20 K 的區域其地面時雨量值所分佈的範圍可從 11.5~0.5 mm/hr，顯示散射指數法在無亮帶的層狀降雨區中由於大氣中冰含量較少，使得 SIL 值相對較小而造成對地面降雨低估的情形發生。此外，由於 TRMM/PR 對無亮帶層狀性降雨的辨識有其限制，使得一些可能為有亮帶的層狀性降雨區被誤認為無亮帶層狀性降雨。所以，使得該區 SIL 值的分佈由 1.8~92.1 K，而所對應的地面時雨量值由 0.5~11.5 mm/hr。因此，在此一降雨型態中對

Stratiform - NonBright band Sample:38

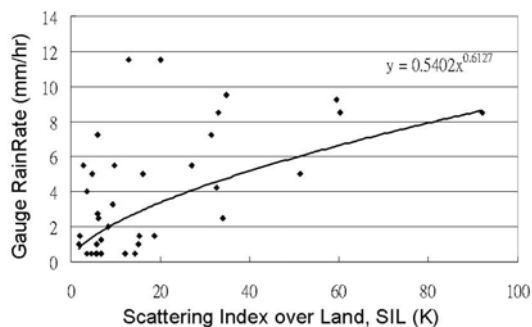


圖 7 在有亮帶的層狀降雨區中，散射指數值(SIL)與地面降雨率之間的關係圖，實線為統計迴歸的關係線

於以使 85 GHz 為主的散射指數法，會造成 SIL 值與其所對應的地面時雨量值關係較為混亂。

四、降雨反演的結果驗證

本節將針對上節在不同降雨型態的降雨區中所得台灣陸地降雨的反演結果進行驗證，並以 ARMTS_RR 為真值與 TRMM/PR 所估算的時雨量值及運用方程式(4)、(5)所獲得台灣陸地降雨率估算值(LRCT_RR) (陳等人, 2005) 進行比較。本研究所採用 TRMM/PR 的降雨率，是由 TRMM/PR 80 層的降雨率反演值，去除受地物雜訊(clutter)的像元，取出最接近地表的降雨率反演值作為地面降雨率 (PR_RR)。對於不同降雨型態所反演的結果，分別以方程式(6)估算對流性降雨區的降雨率(TMI_CON_RR)；以方程式(7)估算有亮帶層狀性降雨區的降雨率(TMI_SBB_RR)；以方程式(8)估算無亮帶層狀性降雨區的降雨率(TMI_SNB_RR)。各降雨區所反演的降雨率估算值與 ARMTS_RR、LRCT_RR 及 PR_RR 之比較，如圖 8~10 所示，分別代表對流性降雨、有亮帶層狀性降雨及無亮帶層狀性降雨之各類降雨率的比較。圖中實黑線代表 ARMTS_RR、點虛線代表 LRCT_RR、虛線代表 PR_RR 及粗黑線代表不同降雨型態所反演估算的降雨率(TMI_CON_RR、TMI_SBB_RR、TMI_SNB_RR)，其統計分析其結果如表 2 所示。由圖 8~10 及表二所驗證的結果顯示：

在對流性降雨區：代表對流性降雨的驗證樣本計有 23 個，由圖 8 中顯示各類型降雨量之間降雨率的變化相當一致。在以 ARMTS_RR 的雨量觀測資料為真值，比較各類型降雨估算量的差異，可發現 LRCT_RR 所估算的降雨率，無法準確的估算較大對流降雨率；而 PR_RR 及

表二 在不同降雨型態下，以地面降雨資料為真值，進行 TMI、PR 陸上降雨估算

Retrieval Algorithm	Convective Rain Area		Stratiform Rain Area			
			Bright Band		Non Bright Band	
	mean rain rate(mm/hr)	RMS (mm/hr)	mean rain rate(mm/hr)	RMS (mm/hr)	mean rain rate(mm/hr)	RMS (mm/hr)
Ground Truth	18.1	—	2.3	—	7.1	—
LRCT_RR	11.9	14.4	13.0	11.6	3.8	8.9
PR_RR	24.3	15.6	4.7	5.4	2.9	7.6
LRCT_RR*	19.8	17.5	4.1	3.1	2.6	8.6

LRCT_RR*代表經分類為對流性、有亮帶層狀性及無亮帶層狀性降雨反演法

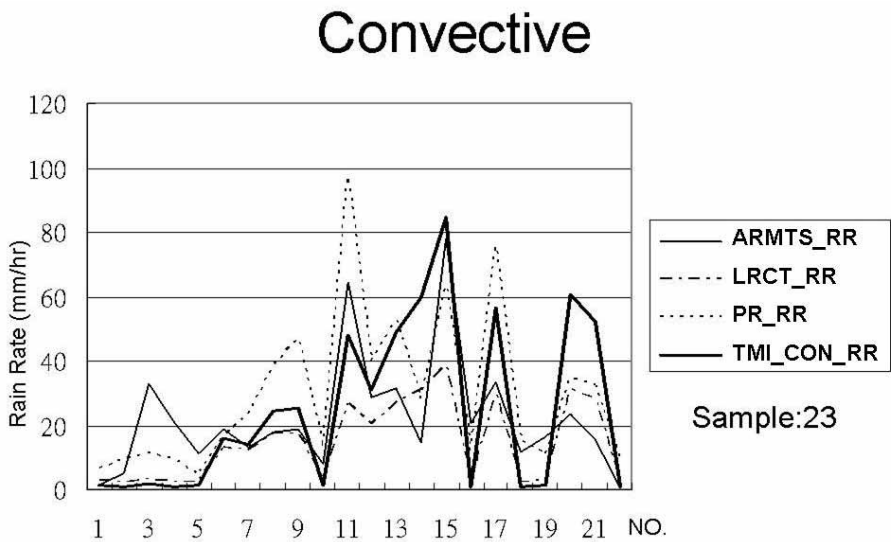


圖 8 對流性降雨區中各類降雨量之比較，實黑線代表 ARMTS_RR、點虛線代表 LRCT_RR、虛線代表 PR_RR 及粗黑線代表 TMI_CON_RR。

TMI_CON_RR 則有能力估算較大的對流降雨。由表 2 的統計分析，ARMTS_RR 的平均降雨率為 18.1 mm/hr，LRCT_RR 的降雨率為 11.9 mm/hr，其平均的差值為-6.2 mm/hr，RMS (Root Mean Square)值為 14.4 mm/hr；PR_RR 的平均降雨率為 24.3 mm/hr，其平均的差值為 6.2 mm/hr，RMS 值

為 15.6 mm/hr；TMI_CON_RR 的平均降雨率為 19.8 mm/hr，其平均的差值為 1.7 mm/hr，RMS 值為 17.5 mm/hr。由上述的比較分析，在對流性降雨區中 PR_RR 的降雨率有明顯高估的情形，而之前所反演的降雨率 LRCT_RR 在此降雨型態的降雨估算有明顯的低估，經由校正調整後其平均

的降雨率差值由原先的 -6.2 mm/hr 改進為 1.7 mm/hr，顯示 TMI_CON_RR 較接近地面雨量站所觀測的降雨率，但其 RMS 值的差異比原先 LRCT_RR 的結果差。

在有亮帶的層狀性降雨區：其驗證樣本共計有 69 個，由圖 9 中顯示對於 ARMTS_RR 地面降雨率而言，LRCT_RR 的降雨估算值有明顯的高估且其差值約為 10 mm/hr。而 PR_RR 有 3 個點是有明顯的高估其最大差值可達 30 mm/hr，但在其他樣本的比較則與 ARMTS_RR 地面降雨率較為一致。經校正後之 TMI_SBB_RR 則較為接近地面的觀測值，並且在整體降雨率大小的變化也相當一致。由表 2 的統計分析 ARMTS_RR 的平均降雨率為 2.3 mm/hr，LRCT_RR 的降雨率為 13.0 mm/hr，其平均的差值為 10.7 mm/hr，RMS 值為 11.6 mm/hr；PR_RR 的平均降雨率為 4.7 mm/hr，其平均的差值為 2.4 mm/hr，RMS 值為 5.4 mm/hr；TMI_SBB_RR 的平均降雨率為 4.1 mm/hr，其平均的差值為 1.8 mm/hr，RMS 值為

3.1 mm/hr。由上述的比較分析，在有亮帶的層狀性降雨區中之前所反演的降雨率 LRCT_RR 在此降雨型態的降雨估算因受亮帶的影響使得 SIL 明顯增大，進而造成降雨估算量有明顯的高估，其平均的差值為 10.7 mm/hr。而 TRMM/PR 由於在其降雨反演式中採用合適 Z-R 關係式，使其 PR_RR 的降雨率較接近地面雨量站所觀測的時雨量值，其平均的降雨率差值為 2.4 mm/hr。經由校正調整後 TMI_SBB_RR 所估算的降雨率明顯降低，平均的降雨率差值由原先的 10.7 mm/hr 改進為 1.8 mm/hr，甚至比較 PR_RR 的降雨率更接近地面雨量站所觀測的時雨量值。而且其 RMS 值降低為 3.1 mm/hr 比原先 LRCT_RR 及 PR_RR 的結果好。經由驗證的結果在有亮帶的層狀性降雨區中經過重新反演後，大幅提升了整體降雨估算量的精準度。

在無亮帶的層狀性降雨區：其驗證樣本共計有 41 個，由圖 10 中顯示衛星估算的降雨率 LRCT_RR、PR_RR 及 TMI_SNB_RR 三者較為一

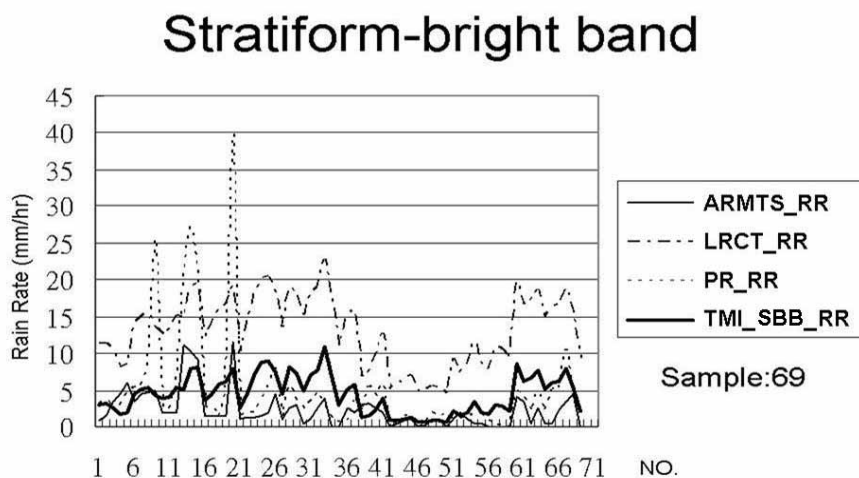


圖 9 有亮帶的層狀性降雨區中各類降雨量之比較，實黑線代表 ARMTS_RR、點虛線代表 LRCT_RR、虛線代表 PR_RR 及粗黑線代表 TMI_SBB_RR。

Stratiform- non bright band

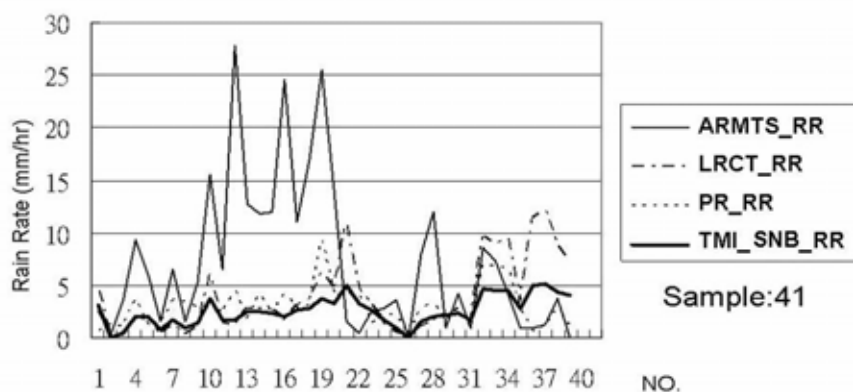


圖 10 無亮帶的層狀性降雨區中各類降雨量之比較，實黑線代表 ARMTS_RR、點虛線代表 LRCT_RR、虛線代表 PR_RR 及粗黑線代表 TMI_SNB_RR。

致，而對 ARMTS_RR 的降雨觀測量則差異較大，尤其是在 ARMTS_RR 大於 10 mm/hr 以上的樣本。經校正後之 TMI_SNB_RR 整體的降雨率估算值相對減小與 ARMTS_RR 比較差異更大，但跟 PR_RR 比較則更為接近。由表 2 的統計分析 ARMTS_RR 的平均降雨率為 7.1 mm/hr，LRCT_RR 的降雨率為 3.8 mm/hr，其平均的差值為 -3.3 mm/hr，RMS 值為 8.9 mm/hr；PR_RR 的平均降雨率為 2.9 mm/hr，其平均的差值為 -4.2 mm/hr，RMS 值為 7.6 mm/hr；TMI_SNB_RR 的平均降雨率為 2.6 mm/hr，其平均的差值為 -4.5 mm/hr，RMS 值為 8.6 mm/hr。由上述的比較分析，在無亮帶的層狀性降雨區中 TRMM/PR 所估算的平均降雨率 PR_RR 及 TMI 估算的平均降雨率 LRCT_RR、TMI_SNB_RR 皆明顯低估，並且其 RMS 值皆明顯偏高。TMI 降雨反演經過校正調整後其 TMI_SNB_RR 與 ARMTS_RR 的平均降雨率差值為 -4.5 mm/hr 沒有改善，反而差異更大；然而，若和 PR_RR 比較，則較接近 PR 所估算的降雨率其平均降雨率差值為 -0.3 mm/hr。

由以上驗證比較的結果，在對流性降雨區及有亮帶層狀性降雨區的微波降雨估算值有明顯的改善。尤其是在亮帶層狀性降雨區中原本因受結冰層亮帶的影響使得在該降雨類型的 LRCT_RR 降雨估算值有高估的情形。經由校正調整之後大幅提升微波降水反演的準確度。然而，在無亮帶的層狀性降雨區中，重新反演改進的結果並不好，在驗證的結果中有一些強降水的地區 TMI 及 PR 所估算的降雨率仍然偏低。在圖 10 中 ARMTS_RR 與 TMI_SNB_RR 的降雨率差值較大的樣本計有 11 個。本研究將針對無亮帶層狀性降雨區驗證的結果進一步討論以了解其原因，冀能提升微波降雨反演在無亮帶層狀性降雨區的準確度。

無亮帶層狀性降雨系統其發展高度通常低於結冰層高度的暖雨，因此其地面降雨率通常也不會很大。然而，在驗證中的地面時雨量值卻高於 20 mm/hr 以上，並且由 PR 及 TMI 的觀測資料中並未能偵測出強降雨的訊息。這意味著地面觀測

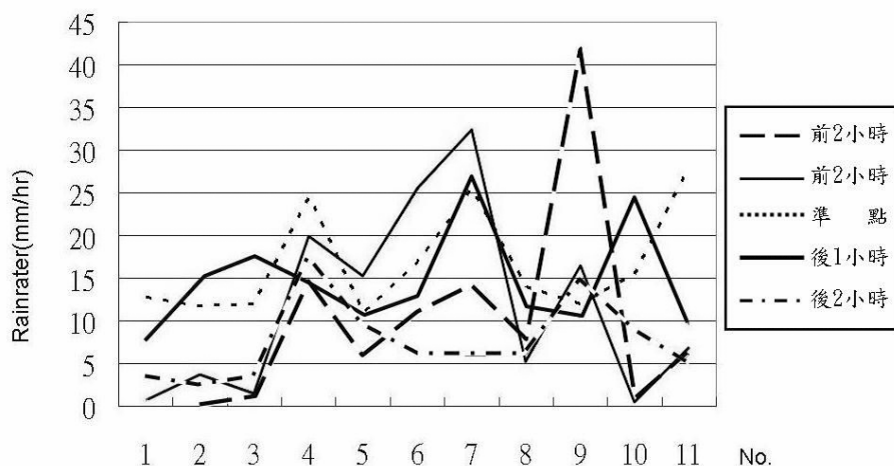


圖 11 陸地降雨觀測量在 TRMM 衛星通過台灣陸地上空的時前後的變化量（長虛線、實黑線、虛線、粗黑線及點虛線分別代表衛星通過台灣陸地上空前 2 小時、前 1 小時、準點、後 1 小時、後 2 小時的降雨率變化）。

資料可能有錯誤，或是 TRMM/PR 對於不同降雨型態的雨區分類有問題。首先，檢驗地面時雨量資料是否異常（降雨率大於 10 mm/h），以 TRMM 衛星通過台灣陸地上空的時間為主，比較前後各 2 小時的地面降雨率的變化是否異常，如圖 11 所示。在圖中長虛線、實黑線、虛線、粗黑線及點虛線分別代表衛星通過台灣陸地上空前 2 小時、前 1 小時、準點、後 1 小時、後 2 小時的降雨率變化。由整個時間序列降雨率變化的情形可看出所有雨量站所觀測降雨變化並無特異的雨量觀測值發生，顯示用來進行微波降雨估算驗證的地面資料是可信賴而沒問題。

其次，將探討 TRMM/PR 所判定無亮帶層狀性降雨的資料是否正確，圖 12 為有亮帶層狀性降雨（灰色方形點表示）及無亮帶層狀性降雨（黑色菱形點表示）系統之紅外線與可見光的點位分佈圖。圖中有亮帶層狀性降雨（灰色方形點）其降雨系統發展高於結冰層高度，但無較深的對流發生扣除卷雲部份，整個紅外線 IR 的雲頂溫度介

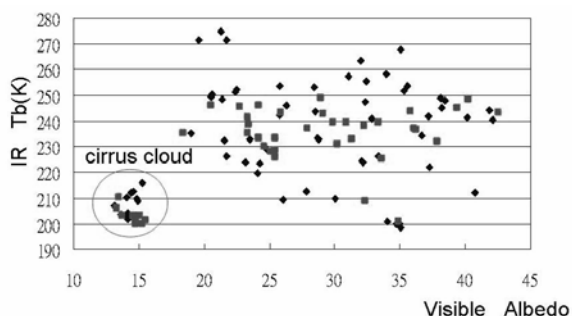


圖 12 層狀性降雨區各樣本之紅外線雲頂溫度與可見光反照率之分佈圖，灰色方形點表示有亮帶、黑色菱形點表示無亮帶層狀性降雨。

於 220~250 K 之間。依 TRMM/PR 降雨分類法之無亮帶層狀性降雨（黑色菱形點）系統中，紅外線 IR 雲頂溫度的分佈由 200~275 K 之間，其中高於 273 K 結冰高度的紅外線 IR 溫度只有 3 點，此外也有許多紅外線 IR 的雲頂溫度低於結冰層的高度的溫度。因此，由紅外線 IR 溫度的分析可以了解，PR 在無亮帶層狀性降雨的分類是比較不穩定，所分類的降雨型態有可能為有亮帶的層狀

性降雨，只是 TRMM/PR 未能偵測到亮帶而定義為無亮帶層狀性降雨。在 1998 年 2 月 PR 降雨型態分類的研究中，就有 28% 的降雨區是 PR 無法偵測到亮帶，但亮帶有可能存在的降雨系統。因此，由於 TRMM/PR 對於無亮帶層狀性降雨的不確定，導致本研究在對此一類型的降雨反演的結果較差。除此之外，針對 IR 溫度較高(雲高較低)的樣本資料與地面降雨觀測量之間的關係進行分析。發現本研究所利用 SIL 法，對於較接近地面的暖雨而言，其 SIL 值與地面降雨率二者之間的相關性較差。顯示散射指數法不適用於接近地表降雨型態的暖雨系統。

此外，在本文圖 6 主要目的針對地面降雨量資料(RainRate)與衛星觀測資料(SIL)進行匹配，

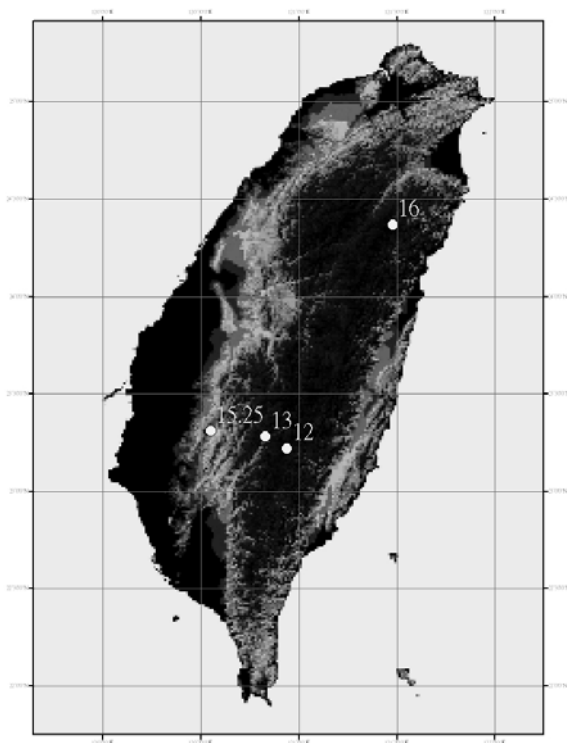


圖 13 嚴重低估四個資料點的衛星微波觀測位置及地面雨量觀測值(mm/hr)。

並利用統計的方法求得，二者之間的關係式。在圖中縱座標為地面雨量觀測值(Gauge RainRate)是由全台自動雨量觀測站實際觀測的雨量資料，而橫座標的散射指數值(SIL)是利用 TRMM/TMI 所觀測到的資料帶入方程式(4)所獲得。圖 6 即為雨量觀測值與 SIL 值二者之間的分佈圖，其中係有四個資料點的資料 SIL 值有嚴重低估的情況，其觀測位置如圖 13 所示，這些點的位置皆分佈在山區，因此會造成在 SIL 偏低的狀況下，有較強的降水情形發生，這可能是受到山區地形的影響所造成的結果。

五、結 論

台灣地區對於陸上降雨的觀測及研究，以台灣陸上自動雨量觀測網及雷達觀測站為主。然而，在全台自動雨量觀測網中，山區的雨量觀測站分佈較為稀疏；此外，陸基雷達觀測站大都建置於海邊，對於山區降雨的觀測易受山區地形的影響而出現降水觀測上的死角。故利用氣象衛星由上而下觀測的特性，可有效的消除雷達降水觀測之死角，以彌補目前在山區降雨資料不足的缺失。

此外，本研究室在過去利用微波遙測技術對於海上降雨反演的研究，已完成了梅雨系統及颱風等災害性降雨系統的反演式。目前首次以散射指數法結合降雨型態資料提升台灣陸地地區降雨反演的準確度，冀能結合過去的成果建立一套觀測及追蹤災害性降雨系統的機制。雖然 TRMM 衛星的時間解析度甚低，可將其反演成果轉移至 SSM/I、AMSU 等不同具有微波觀測系統的衛星上，以增加微波降雨反演的時間解析度，未來利用多顆衛星的觀測資料，可縮短觀測資料獲得的時間(約每 3 小時一筆)。另外，本研究室也利用

地球同步衛星的紅外線資料，以 GPI (GOES Precipitation Index)法連結在無微波降雨資料的空檔時間，使得每一小時都有衛星的降雨觀測資料，以提供台灣地區水資源的管理及防災防洪的應用。未來，多衛星、多降雨觀測儀所組成的全球降雨觀測計劃 GPM (Global Precipitation Measurement)，更可提供更準確、更快速的降雨成果。但要使台灣陸地降雨估算的結果更為準確，其基礎的研究有賴於目前降雨反演公式的推導及驗證。

利用衛星微波資料進行陸地降雨反演，主要是採以高頻的散射機制為主。過去針對台灣陸地的降雨反演研究，因不考慮各種降雨型態的特性，造成陸地降雨估算在對流性降雨區有低估的情形，而在層狀性降雨區則有高估的情形。因此為了增進台灣陸地降雨估算的準確度，本研究中引用 TRMM/PR-2A25 標準產品的資料作為降雨型態辨識的依據，將陸地降雨區分為對流性、有亮帶層狀性及無亮帶層狀性降雨等三種不同型態的降雨系統，並分別利用微波資料進行降雨反演的研究，其降雨反演式分別為(6)、(7)、(8)。在衛星降雨估算的驗證，以 ARMTS 的降雨率為真值並比較在無降雨型態分類與有經降雨型態分類的降雨估算值二者之間的差異，其結果在對流性降雨區平均降雨率的絕對差值由原先的 6.2 mm/hr 改進為 1.7 mm/hr。在有亮帶的層狀性降雨區平均的降雨率差值由原先的 10.7 mm /hr 改進為 1.8 mm/hr。以不同降雨型態之降雨反演式進行台灣陸地區的降雨估算其結果驗證，發現在對流降雨及有亮帶層狀性降雨的降雨率估算，其準確度皆有明顯的提升。唯有在無亮帶層狀性降雨區其降雨率估算的準確度較差，這是因為 TRMM/PR 所辨識“無亮帶降雨區”其中包含了在結冰層以下接

近地表的暖雨及可能有亮帶存在，但沒偵測到亮帶的層狀性降雨等降雨型態，進而模糊了整個降雨反演的結果。此外，由研究顯示在該類型的降雨特性，對於利用高頻散射機制進行間接降雨反演的 SIL 法是不適當。未來，可以利用物理法針對陸地上暖雨進行研究及發展。此外，將雨區分類成不同的降雨型態進行降雨反演，確實可增加 SIL 法在陸上降雨估算的準確度。然而，在本研究中對於降雨型態的辨識需引用 TRMM/PR 的資料，由於 PR 本身的刈幅只有 215 km 而 TMI 的刈幅則 760 km，為不要依賴 PR 降雨型態的資料及有效擴大降雨估算的範圍，未來有必要建立 TRMM/ TMI 對於降雨型態辨識的機制。

致 謝

感謝二位審查者所提供的寶貴建議及意見，並感謝中央大學氣象衛星實驗室劉振榮教授對於本文的指導與建議，以及大氣研究資料庫所提供全台自動雨量站的資料。本文在國科會研究計畫：NSC 96-2625-Z-231-001 支援下完成。

參考文獻

- 大氣研究資料庫，網址：<http://dbar.as.ntu.edu.tw/>。
- 胡仁基，2002：AMSU 微波頻道反演海上定量降水之研究，碩士論文，國防大學中正理工學院，桃園大溪。
- 陳永強，2004：利用 AMSU 微波頻道資料估算颱風定量降水，碩士論文，國防大學中正理工學院，桃園大溪。
- 曾忠一，1988：大氣衛星遙測學，渤海堂文化事業公司，臺北，630 頁。

- 陳萬金、蔡明達、劉振榮及張茂興，2005：利用 TRMM 微波資料進行台灣陸上降雨反演之研究－散射指數法，*大氣科學*，**33**，277-300 頁。
- Awaka, J., T. Ushio, T. Iguchi, and K. Okamoto, 2004: On rain type classification algorithm TRMM PR 2A23 V6, *Proc. of the 2nd TRMM International Science Conference*.
- Chen, W.-J., and C. C. Li, 2000: Oceanic rain rate retrievals using TRMM Microwave Imager multi-channel brightness temperatures obtained during the 1998 SCSMEX, *TAO*, **Vol. 11**, No. 4, 765-788.
- Chen, W.-J., and C. C. Li, 2002: Rain retrievals using Tropical Rainfall Measuring Mission and Geostationary Meteorological Satellite 5 data obtained during the SCSMEX, *International Journal of Remote Sensing*, **Vol. 23**, No. 12, 2425-2448.
- Ferraro, R. R., N. Grody, and G. F. Marks, 1994: Effects of surface conditions on rain identification using the DMSP-SSM/I, *Remote Sens. Rev.*, **Vol. 11**, pp. 195-209.
- Ferraro, R. R., and G. F. Marks, 1995: The development of SSM/I rain-rate retrieval algorithms using ground-based radar measurements, *J. Atmo. Ocean. Tech.*, **12**(4), 755-770.
- Grody, N. C., 1991: Classification of snow cover and precipitation using the Special Sensor Microwave Imager, *J. Geophys. Res.*, **Vol. 96**, pp. 7423-7435.
- Iguchi, T., and R. Meneghini, 1994: Intercomparison of single-frequency methods for retrieving a vertical rain profile from airborne or spaceborne radar data, *J. Atmo. Ocean. Tech.*, **Vol. 11**, pp. 1507-1517.
- Iguchi, T., T. Kozu, R. Meneghini, J. Awaka, and K. Okamoto, 2000: Rain-profiling algorithm for the TRMM precipitation radar, *J. Appl. Meteor.*, **Vol. 39**, pp. 2038-2052.
- Kidd, C., 1998: On rainfall retrieval using polarization-corrected temperatures, *International Journal of Remote Sensing*, **Vol. 19**, No. 5, pp. 981-996.
- Kidder, S. Q. and T. H. Vonder Haar, 1995: *Satellite Meteorology: An Introduction*, Academic, San Diego, pp. 331.
- Kummerow, C., W. Barnes, T. Kozu, J. Shiue, and J. Simpson, 1998: The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package, *J. Atmo. Ocean. Tech.*, **Vol. 15**, pp. 809-817.
- Liou, K. N., 2002: *An introduction to atmospheric radiation*, academic, USA, p. 583.
- Okamoto, K., 2005: Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation radar algorithm instruction manual for version 6, TRMM precipitation radar team, 2005.
- Prabhakara, C., R. Iacovazzi Jr., and J. M. Yoo, 2002: TRMM precipitation radar and microwave imager observations of convective and stratiform rain over land and their theoretical implications, *J. Meteor. Soc. Japan*, **Vol. 80**, No. 38, pp. 254-273.

- Prabhakara, C., R. Meneghini, D. A. Short, and J. A. Weinman, 1998: A TRMM microwave radiometer rain retrieval method based on fractional rain area, *J. Meteor. Soci. Japan*, **Vol. 76**, pp. 765-781.
- Spencer, R. W., H. M. Goodman, and R. E. Hood, 1989: Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I: Identification and characteristics of the scattering signal, *J. Atmo. Ocean. Tech.*, **Vol. 6**, pp. 254-273.
- Toshiaki, K., T. Kawanishi, H. Kuroiwa, M. Kojima, K. Oikawa, H. Kumagai, K. Okamoto, M. Okumura, H. Nakatsuka, and K. Nishikawa, 2001: Development of precipitation radar on board the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **Vol. 39**, pp. 102-116.
- TRMM orbital data products, (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/data/datapool/TRMM/index.html>).
- Wilheit, T., C. Kummerow, and R. Ferraro, 2003: Rainfall algorithms for AMSR-E, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **Vol. 41**, pp. 204-214.
- .

Using rain type classification data for improving the accuracy of satellite rainfall estimation over land

Ming-Da Tsai¹ Wann-Jin Chen¹ Jian-Liang Wang²

¹ School of Defense Science, Institute of Technology,
National Defense University

² Dept. of Environmental Information and Engineering,
Institute of Technology, National Defense University

(Manuscript received 13 August 2007; in final form 14 December 2007)

ABSTRACT

In this study, data from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite's Microwave Imager (TMI) and Precipitation Radar (PR) instruments, along with the rain rates measured by the Automatic Rainfall and Meteorological Telemetry System (ARMTS), were employed to quantitatively estimate the precipitation over Taiwan by the scattering index method (SIL, Scattering Index over Land). Based on the rainfall types determined by TRMM/PR, the rainfall areas over Taiwan were classified into convective rainfall areas and stratiform rainfall areas with/without bright band. Analyses in these different rainfall areas were conducted to see if this classification could be used to improve the accuracy of quantitative rainfall retrievals.

With the observational data from ARMTS set as the ground truth, the verification of the accuracy of the satellite rainfall estimation was performed by comparing the discrepancies of the rainfall estimations that had and had not undergone rainfall type classifications. The absolute mean rainfall discrepancy of the convective rainfall areas was reduced from 6.2 mm/hr to 1.7 mm/hr. For bright-band stratiform rainfall areas, they were improved from 10.7 mm/hr to 1.8mm/hr. The rainfall retrieval equations of different rainfall types were tested for the land rainfall estimation over Taiwan. Excluding the case of the stratiform rainfall areas without the bright band, results indicated that the precipitation estimation accuracy was considerably improved in the convective rainfall and bright-band stratiform rainfall areas. In addition, this paper shows that the SIL is not suitable for indirect rainfall retrieval via high-frequency scattering mechanisms for stratiform rainfall areas without bright band..

Key words: TRMM, TMI, PR, ARMTS, Rain type, SIL, Rainfall, Microwave