

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

陳萬金¹ 蔡明達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國立中央大學太空遙測中心

(中華民國九十四年五月三十日收稿；中華民國九十四年九月二十一日定稿)

摘 要

本研究係使用 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) 衛星上的微波資料 (TMI, TRMM Microwave Imager) 及台灣自動雨量觀測站 (ARMTS, Automatic Rainfall and Meteorological Telemetry System) 降雨資料, 並利用散射法以求得在台灣陸上的衛星估算降雨量。此外, 以地面降雨觀測資料為真值進行本研究 (LRCT, Land Rainfall Retrieval by Chen and Tsai) 反演成果的驗證, 以進一步了解衛星估算降雨量在陸上降雨反演上的特徵。

對於陸地降雨反演的研究, 首先, 利用 GOES-9 紅外線衛星雲圖, 辨識台灣地區無雲晴空的天氣形態, 以作為大氣無散射條件的個案, 並建立台灣地區之散射指數 (SIL, Scattering Index over Land) 方程。其次, 針對無雨狀況的散射指數 SIL, 進行統計分析以定義台灣地區散射指數的降雨閾值 (threshold) 為 8 K。最後, 建立台灣陸地散射指數 SIL 與地面降雨量的關係, 以求得台灣陸地降雨的方程式。

在估算陸地降雨量的驗證方面, 以敏督利及艾莉颱風侵台期間為個案。其定量降水反演的驗證結果, 估算的平均降雨量分別為 14.14、6.10 mm/hr, 其均方根誤差分別為 5.14、3.48 mm/hr。此外, 在本研究中也發現在地形的迎風面上衛星估算的雨量值有明顯的低估而背風面的卻有高估的情形。因此, 對於陸地降雨反演的研究必須考慮到地形及風場的影響, 方能提升降雨估算的準確度。

關鍵詞：TRMM、微波、台灣自動雨量觀測站、SIL、降雨閾值、均方根誤差

一、前言

台灣屬於多山的島嶼地形，近年因山坡地過度開發造成水土保持不易，若有豪大雨事件發生，往往在山區上游處產生土石流，造成河川及水庫的嚴重淤積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。如何改進豪大雨的預報技術，提早預警豪大雨的發生，有效減輕或避免災害性降雨所造成的損失，一直是氣象界努力的目標。

近年來，由於衛星科技的發展迅速，利用衛星微波資料於降雨研究已成為全球降雨研究不可或缺的工具。台灣四周環海，利用氣象衛星可以針對來自海上所有災害性的降雨系統進行有效的觀測及追蹤是最為簡便的方法，並可以了解降雨系統發展的過程及強度，進而提供防災防洪所必要的資訊。過去，本實驗室已利用衛星微波資料進行台灣附近海域的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)，為延續陸地的降雨觀測及進一步了解降雨系統在陸地上發展的情形，有必要利用微波資料針對陸地降雨的特性及反演進行研究。目前首次以散射指數法針對台灣陸地地區進行降雨反演的研究，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 (Tropical Rainfall Measuring Mission) 衛星的時間解析度較低，但可以結合其他具有微波頻道裝置的衛星如：NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) 及 DMS P (Defense Meteorological Satellite Program) 等，以增加微波降雨反演的時間解析度。此外，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。

目前，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。以氣象局五分山、七股、墾丁及花蓮等四個雷達站，所構成的台灣網連雷達觀測網中，位於台灣中部山區及東部的花東地區，其雷達波束距離地面之高度大多超過 3 公里以上，明顯為雷達觀測上的死角，不利於雷達在定量降水估算上的運用 (張等人, 2004)。圖 1 為利用五分山雷達站資料，觀測 1999 年 5 月 19 日 01:11 UTC 梅雨鋒面，在圖中藍色部份為氣象雷達所估算出的降雨分佈圖。由圖可以發現五分山雷達站受到雪山山脈的影響，造成了山脈以南雷達觀測的死角。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。本研究主要的目的是使用 TRMM/TMI (TRMM Microwave Imager) 的微波資料利用散射指數法，進行陸地降雨反演的研究，並經由對地面雨量觀測資料的驗證，探討衛星估算陸上降雨的特徵，以提升衛星微波資料對於估算陸上降雨的精準度。

利用衛星遙測技術進行地表降雨的觀測及

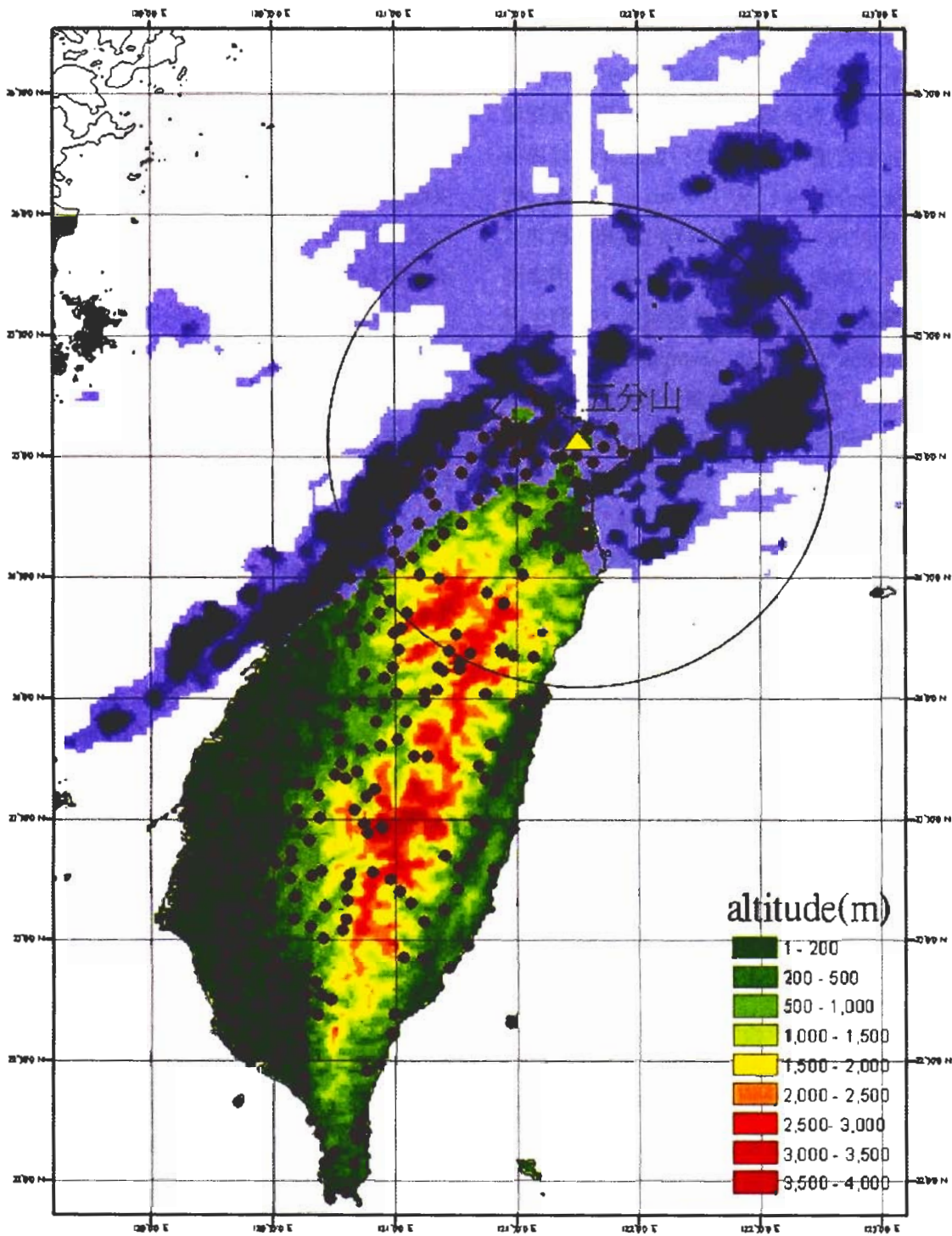


圖1 為五分山雷達探最低觀測仰角 4° 所觀測到梅雨鋒面(1999/05/19 01:11 UTC)之雨量分佈圖，由於受到雪山山脈地形的影響以至無法有效觀測到以南的山區降雨。圖中三角形表五分山雷達站的位置，而圓形代表自動雨量站的分佈位置。(資料格式：PPI)。

研究，在過去以可見光及紅外線波段進行降雨觀測，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）然而，對於微波頻道而言是可以直接穿透雲層並對雲層下的降雨進行觀測。微波係指電磁波波長介於 0.1 至 100 cm（0.3 至 300 GHz）的波段。以衛星遙測到的微波輻射包含了地表及大氣向上輻射等兩貢獻項，利用降雨雲中雨滴及冰晶在微波傳送過程中，所發生發射（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，以用來量度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，充分的了解各波段的特性將有利於陸地降雨的研究。

Spencer et al. (1989) 以 Mie 理論為基礎，降雨粒徑的分佈以 Marshall – Palmer 雨徑譜作為假設，利用 SSM/I 微波頻道中三個不同頻率分別為 19.35、37、85.5 GHz 對降雨觀測所得的之 Mie 容積散射係數、吸收係數及單一散射反照率經由實驗的結果可歸納為：冰粒子對微波輻射的能量只有散射而沒有吸收作用；而液態水同時具有散射及吸收的作用，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量的增加而上升。此外，Wu and Weinman (1984) 分別以 18、37、85.6 GHz 不同頻率探討亮度溫度與降雨量之間的關係，由實驗中顯示不管任何頻道，在陸地上其亮度溫度皆隨著降雨量的增加而降低。在低頻（18 GHz）部份下降的幅度只有 20 K 左右，而在高頻（85.6 GHz）卻可達到快接近 200 K。

對於陸地降雨反演的研究以散射法為主

（Wilheit et al., 2003），依據各地區地表的屬性及大氣條件，以經驗法進行降雨公式的反演並估算地面降雨量。在輻射傳遞的過程中，輻射能量會受到大氣中結冰層以上的冰含量及結冰層以下較大的雨滴散射作用的影響，而使得亮度溫度隨之降低。因此，當所觀測的溫度愈低，代表散射的冰晶粒子（對流發展愈高）及大雨滴的含量愈多，相對應於地面的降雨量也會愈大。換言之，散射法是藉由觀測冰晶粒子、大雨滴的水象資料間接估算地面降雨，因此減低了暖背景的輻射量的作用，尤其是強降水使得凍結高度層以上的冰晶層厚度增加時，高頻微波亮度溫度反應更為顯著，對於陸地或海面降水反演均可使用。

本研究利用 Grody 於 1991 所發展的散射指數法（SI, Scattering Index）針對台灣陸上地區進行降雨反演估算。Grody 在 1991 年利用 SSM/I 的多頻道微波輻射資料，其微波頻道分別有 19.35、22.23、37.0、85.5GHz 等四個，除了 22.23GHz 只有單一的垂直極化頻道，其他三個頻道皆有垂直及水平極化的頻道，為簡化起見，以下分別以 Tb19V、Tb22V、Tb37V、Tb85V 代表 19.35、22.23、37.0、85.5GHz 垂直極化頻道的亮度溫度，而水平極化則將“V”改為“H”。針對各頻道對降雨區與降雪區等不同類型地表進行研究。發現對於降雨區及有雪覆蓋的地區其 Tb22V 會大於 Tb85V，並歸納乾雪地表、沙漠及降雨區為散射物質（scattering material）。反之則為吸收物質（absorbing material），如溶雪地表等。對於降雨散射指數 SI 的定義：

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

在無散射的大氣條件下，即 $[A_1 + A_2$

$(Tb19V) + A_3(Tb22V) + A_4(Tb22V)^2$ }
 $= Tb85V$ 。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Tb85V的亮度溫度降低，進而使得SI增大。當雲雨系統發展愈高大氣中冰粒子或大水滴的含量也會相對的增加，其SI的值也隨之增大。因此，可以藉由SI的值間接的得到地面降量。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 (1995) 利用美、英、日等國的陸基雷達的資料，建立陸地散射指數 (SIL) 與地面降雨量 (RR, Rain Rate) 的關係式為：

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

並定義SIL的降雨閾值為10K，可求得最小的降雨量為0.5 mm/hr，最大的降雨量為35 mm/hr。

本研究以Ferraro所發展的陸地降雨反演公式，針對台灣陸地地區進行降雨估算發現有明顯低估的情形。因此，在文中將運用Grody (1991) 所發展的散射指數法的概念，使用TRMM/TMI的微波資料，並結合地面雨量筒的觀測資料，以建立台灣陸地降雨的反演方法。

二、資料蒐集與處理

研究範圍為北緯：21.5°~25.5° N，東經：120°~122° E 其範圍包含了台灣本島及其附近的海域，所蒐集的觀測資料為2004年敏督利及艾利颱風期間TRMM 衛星通過台灣上空的TMI 微波資料、VIRS紅外線影像資料及當時全

台的地面自動降雨觀測站的雨量資料。同時也利用 GOES-9 衛星資料進行台灣地區大氣無散射條件狀態下的辨識。因此，有關資料蒐集可包括二大部份：1、衛星資料，2、陸地上雨量觀測站資料。其次，將蒐集的衛星資料及地面觀測資料內插到研究區中的網格點中，並利用TMI微波資料進行陸地地形的辨識，以利於陸地降雨的研究。

(一) 資料蒐集

1、衛星資料

(1) TRMM/TMI 微波資料、VIRS紅外線影像資料

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，及研究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，進行預計為期三年的熱帶地區降雨觀測。在2001年八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TMI屬被動式微波輻射儀，是用來觀測熱帶地區降雨的利器之一。

其他觀測降雨的儀器還有全世界第一具衛星搭載的主動式降雨雷達 (PR, Precipitation Radar)，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。圖2為TRMM衛星上不同星載觀測儀器的掃描方式及其解析度 (Kummerow et al., 1998)。

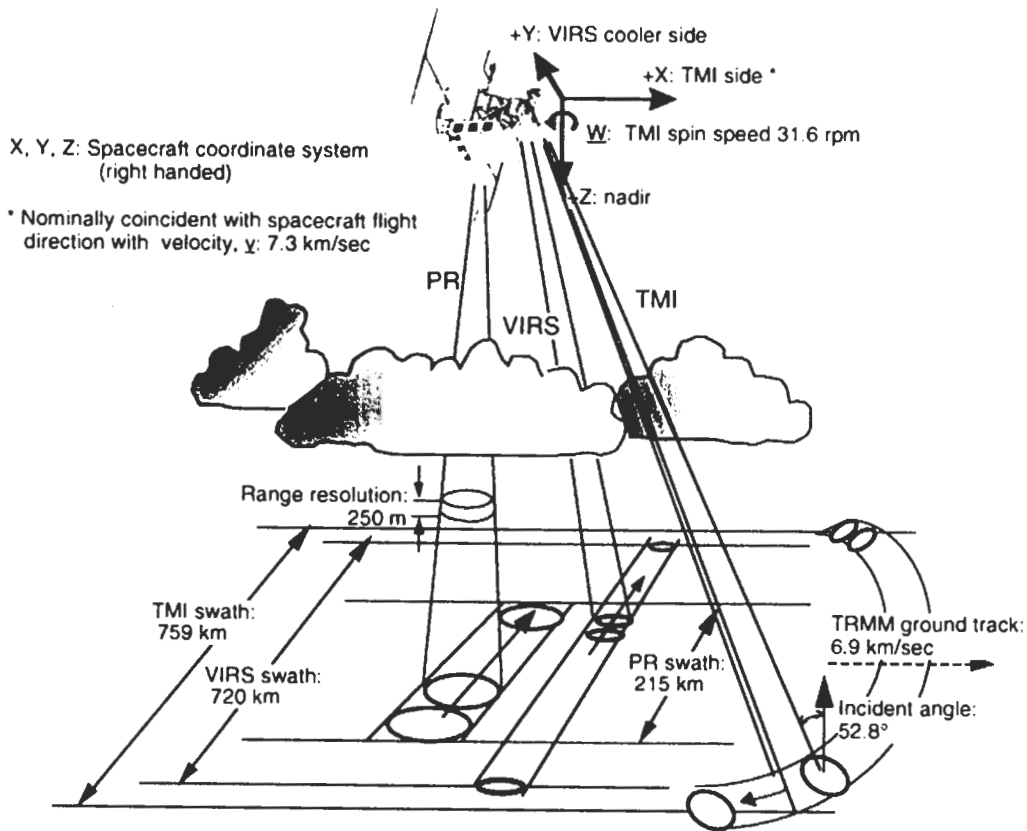


圖2 TRMM 衛星上不同星載觀測儀器的掃描方式及其解析度。

TMI 改良自美國 DMSP 衛星 SSM/I，具有目前作業用氣象衛星微波輻射儀器中，最好的資料解析度。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，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 僅有垂直線性極化外，其餘均有垂直與水平極化的頻道。為簡化起見，以下分別以 Tb10V、Tb19V、Tb21V、Tb37V、Tb85V 垂直極化頻道的亮度溫度。

在 TRMM 衛星的觀測資料中，以 2004 年

六至八月期間的敏督利及艾莉颱風為個案。分別蒐集 TMI 微波頻道的亮度溫度資料與 VIRS 的波長 10.8 μm 紅外輻射亮度溫度資料，來進行陸上降雨反演之研究。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。本研究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。至於 VIRS 資料方面，本研究所使用的是 VIRS Level - 1B01 IRTb₁₁ 輻射資料，解析度為 2.2 km (Kummerow et al., 1998)。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。

(2) GOES-9 衛星資料

GOES-9地球同步衛星位於東經 155 度的赤道上空，距離地面約 35,800 公里。隨著地球的自轉而同步運行，相對於地面是靜止不動的。自 2003 年 5 月 22 日起，GOES-9 替代 GMS-5 於西太平洋上空運作，並為本地區提供守視衛星圖像。因此，可以 24 小時不斷監視西太平洋地區上空的雲層（中央氣象局網站）。其圖像動畫能令觀者清楚掌握雲團的移動及變化。本研究以中央氣象局衛星中心所提供的 GOES-9 紅外線（11 μm ）雲圖，判斷颱風侵台前台灣陸地上空無雲的時段。以作為大氣條件為無散射狀態的個案。

2、地面雨量資料

對於地面降雨量的蒐集，係採用台灣大學大氣系之大氣研究資料庫中（大氣研究資料庫），全台自動雨量觀測站時雨量的降雨資料。配合在 2004 年敏督利及艾莉颱風期間 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。有關地面雨量資料的檢核，方（2005）曾對台灣地區有問題的自動雨量觀測站，以 TRMM/PR 的降雨資料、紅外線雲圖等衛星資料，針對台灣地區自動雨量站降雨資料進行檢核，發現在台灣自動雨量觀測站的資料有少部份的觀測站是有問題，如台東地區的知本觀測站。在 PR #31897 在 2003 年 6 月 20 日 1930 LST 通過知本測站附近，鄰近的兩個 FOV 所反演的近地表降雨率均為 0，但知本雨量站的雨量值卻為 176.5 mm/h，且該雨量站自 6 月 20 日 16 時至 6 月 21 日 03 時止，這段期間的時雨量分別為 109, 55, 165.5, 176.5, 94.5, 無值, 7.5, 43.5, 62, 5, 37.5 及 229.5 mm/h。在本研

究中透過地面自動雨量站資料的檢核，並已排除有問題的測站資料，以確保降雨反演式的準確性。

(二) 資料處理

本研究以台灣本島的陸地降雨為主，其研究範圍為北緯：21.5' ~ 25.5' N，東經：120' ~ 122' E。因為所使用的資料包括：衛星觀測資料、地面自動雨量站的觀測資料及地表的地形高度值等不同性質及解析度的參考資料。因此，在此範圍中規劃 0.1' * 0.1' 的網格坐標，並將上述的資料內插到台灣地區的網格座標中，以利日後資料的處理。其涵蓋範圍包括台灣本島及其附近的海域。

對台灣陸地地區進行降雨的研究之前，必須對於地表的特性進行分析，以避免研究區中有散射屬性的地貌（冰雪、沙地）存在，而干擾到陸地降雨反演的研究。由於陸地地表的放射率比海上高且複雜，為確保衛星資料不受海面低放射率的影響而模糊了降雨區辨識。因此有必要對研究區中的台灣陸地地區進行地表特性分析，明確區分出陸地的範圍以利於陸地降雨的研究。本文對於研究區中地表的分類基本上可分為：陸地、海岸、海上等三類。其分類的方法是以監督式分類法，結合地理資訊系統所提供的台灣地表的分類現況，以 Tb19V 頻道亮度溫度在無散大氣條件下亮度溫度大於 270 K 的亮度溫度的點即為陸地，而介於 230 至 270 K 之間的區域則定義為海岸，其他小於 230 K 以下的區域則為海上。

在本研究區中規劃 0.1' * 0.1' 的網格坐標點共計有 861 個，經由分類將本研究區域的地表區分成三類：陸上區域計有 217 個點（白色部

份)、海岸區域計有157個點(黑色部份)、海上區域計有487個點(灰色部份),如圖3所示。經由地表屬性的分類之後,陸上區域部份其放射率就不會受到海上放射率的干擾,而模糊了陸地雨區的辨識。本研究將針對白色陸地部份(217點)進行陸上降雨反演的研究。

三、研究方法與降雨反演

(一) 研究流程

本研究主要以Grody所發展的散射指數法

圖 3 以台灣地區為研究範圍並規劃 0.1° * 0.1° 的網格坐標。在本研究區域的地表分類：白色部份代表陸上區域計有 217 個點、黑色部份代表海岸區域計有 157 個點、灰色部份代表海上區域計有 487 個點。

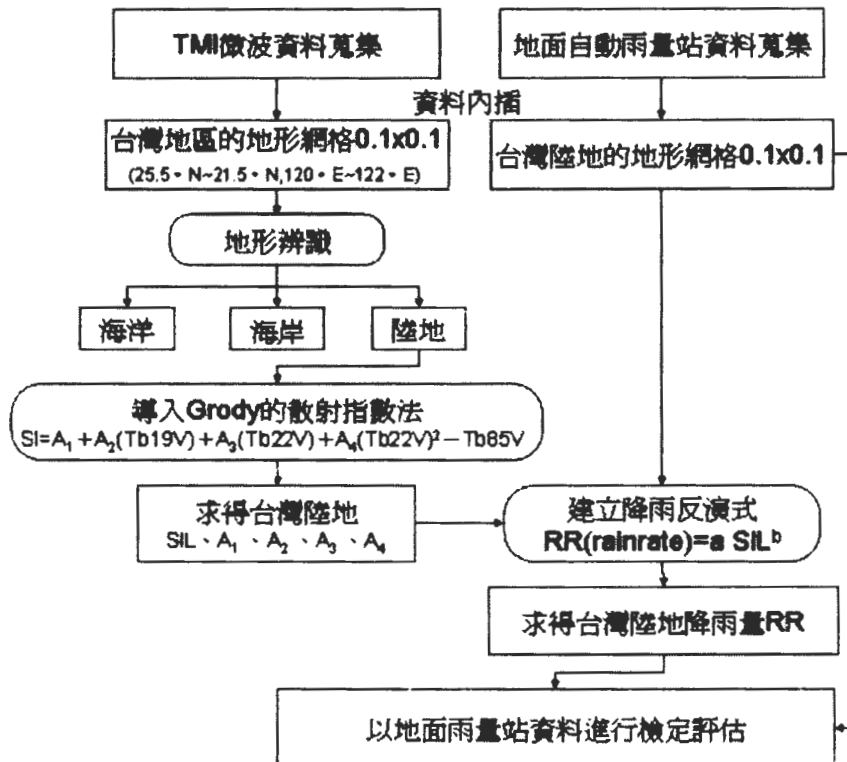
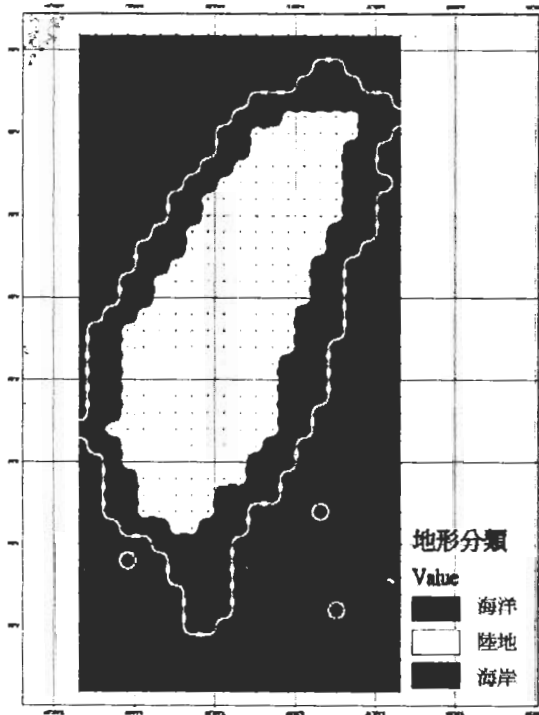


圖 4 台灣陸地降雨反演研究之研究流程圖。

針對台灣陸地降雨反演進行研究，整個研究流程如圖 4 所示。可概分為：資料蒐集與處理、陸地降雨反演、反演成果驗證等步驟。首先，蒐集 TRMM/TMI 通過台灣陸地的個案及當時的地面雨量測站資料，並將資料內插到台灣地區的網格中。以紅外線衛星雲圖(IR)研判台灣地區晴空無雲的個案（代表無散射條件之大氣結構），利用此一時間的資料進行地表特性的分析及導入 Grody (1991) 發展的散射指數法 (SI) 的模式，其方程式如公式(1)所示。以低頻 Tb19V 及 Tb22V 頻道模擬高頻的 Tb85V，經由線性迴歸求得 SI 方程式中之各項係數 A1、A2、A3、A4 的值，以建立台灣陸地區域的散射指數方程式(SIL)。

其次，將求得的台灣陸地散射指數 (SIL) 與地面自動雨量資料 (RR) 相匹配，以定義 SIL 的降雨閾值及建立台灣陸地的降雨反演方程式，由 Ferraro and Marks (1995) 的研究發現 (SIL) 值與降雨量 (RR) 之間的關係為：

$$RR = a \text{ SIL}^b \quad (4)$$

求 a、b 二係數即可求得台灣陸地的降雨量 (RR)。最後，以地面雨量站的觀測資料為真值針對估算出的雨量進行反演成果的驗證與討論。

(二) 台灣陸上散射指數 (SIL) 方程

台灣屬於多山的島嶼地形，山地面積佔全島的五分之三，中央山脈由北到南縱貫全島，位於副熱帶地區。由於地形及其大氣條件有其獨特性，再加上所使用的衛星資料為 TRMM/TMI，與之前 Grody (1991) 及 Ferraro (1995) 所使用的 SSM/I，其衛星資料之觀測頻道的頻率及解析度也有所不同。

1991年時Grody曾利用不同的低頻頻道的組合（如：Tb19V、Tb22V、Tb37V、Tb22V+Tb22V²及Tb19V+Tb22V+Tb22V²）來模擬高頻Tb85V，經由統計分析發現以Tb19V+Tb22V+Tb22V²的組合為最佳。因此，在本文中利用TRMM/TMI微波頻道中的第三、五、八頻道（分別為Tb19V、Tb21V、Tb85V），建立台灣地區SIL的散射指數方程式。依據Grody (1991)的理論，在無散射條件下的大氣狀態，衛星微波感應器 (sensor) 所接收到的能量皆來自於地表的貢獻。以TRMM/TMI微波頻道中低頻的Tb19V及Tb21V頻道的資料模擬高頻的Tb85V頻道，二者之間的關係如下：

$$\begin{aligned} \text{Tb85V} = & A_1 + A_2(\text{Tb19V}) \\ & + A_3(\text{Tb21V}) + A_4(\text{Tb21V})^2 \end{aligned} \quad (5)$$

當大氣中有水滴或冰晶粒子等散射物質存在時，由於低頻頻道 (Tb19V、Tb21V) 受到散射作用的影響較小，其亮度溫度的變化相對較小；而高頻頻道 (Tb85V) 受到散射作用的影響較大，其亮度溫度會有明顯的降低。因此，會產生二者之間亮度溫度的差異，而此差異會隨著大氣中散射物質增加而增大。二者之間的亮度溫度差異即為散射指數，其關係式如下：

$$\begin{aligned} \text{SI} = & (A_1 + A_2(\text{Tb19V}) + A_3(\text{Tb21V}) \\ & + A_4(\text{Tb21V})^2) - \text{Tb85V} \end{aligned} \quad (6)$$

利用TRMM/TMI微波資料，建立台灣地區的散射指數方程式。首先，蒐集颱風侵台之前的台灣地區無雲晴空的個案作為大氣無散射條件的個案。由於颱風侵台之前外圍高壓下沉氣流作用，空氣由上往下移動造成大氣穩定作用，使得台灣地區的氣溫升高、濕度減小，不會有雲的形成。即使已有雲也會因空氣變乾而蒸發消失，所以，選擇此一時期的資料作為台灣地

區無大氣無散射條件的個案。本研究蒐集敏督利及艾莉颱風侵台之前，TRMM衛星通過台灣上空的個案。並利用 GOES-9 的紅外線雲圖辨識出台灣地區上空無雲的時間，以作為台灣地區無大氣無散射條件的個案。經由 GOES-9 紅外線衛星雲圖的判斷，在圖 5 中為敏督利颱風侵台前由於外圍高壓下沉氣流作用，使得台灣地區呈現無雲晴空的狀態。

利用 TRMM/TMI 微波資料中低頻的 Tb19V 及 Tb21V 的資料模擬高頻的 Tb85V，依上述公式(5)，經由線性迴歸即可得到二者之間的關係為：

$$Tb85V = 220.878 - 0.747(Tb19V) + 0.554(Tb21V) + 0.00147(Tb21V)^2 \quad (7)$$

以 Tb85V 的亮度溫度為基準，其均方根誤差為 1.84 K，相關係數為 0.76，二者亮度溫度

的關係如圖 6 所示。將上述公式整理之後即可得到下列之散射指數方程：

$$SIL = [220.878 - 0.747(Tb19V) + 0.554(Tb21V) + 0.00147(Tb21V)^2] - Tb85V \quad (8)$$

此一方程式為在台灣陸地地區利用 TRMM/TMI 微波資料所得之散射指數方程式。

(三) 台灣陸上降雨反演方程

對於台灣陸地地區降雨反演公式的計算，首先，定義台灣地區 SIL 的降雨閾值；其次，再利用地面雨量站的雨量觀測資料與 SIL 值進行陸地降雨反演公式的反演。

1、台灣陸地地區 SIL 的降雨閾值

將蒐集敏督利及艾莉颱風期間 TRMM/TMI 的微波資料，依上述之散射指數方程式，可求得台灣陸地的散射指數 SIL，並將 SIL

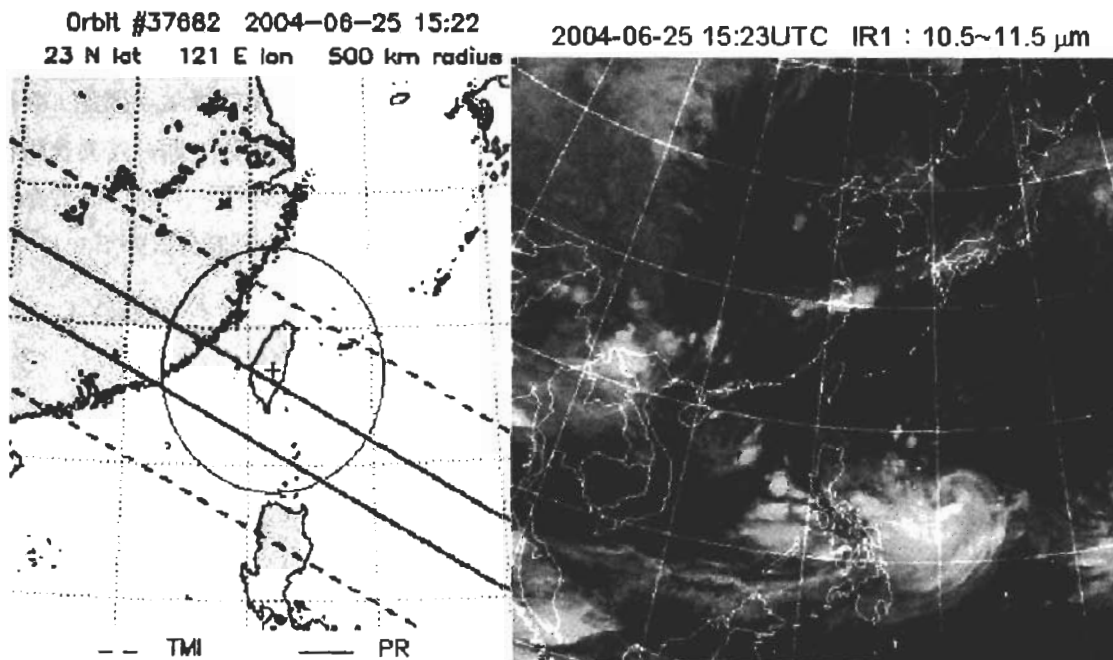


圖 5 敏督利颱風侵台前(2004/06/25 15:23UTC)，台灣地區受其外圍高壓下沉氣流作用晴空無雲。左圖為 TRMM 衛星通過台灣地區的時間軌道圖，右圖為 GOES-9 紅外線雲圖(IR1 波長：10.5~11.5 μm)。

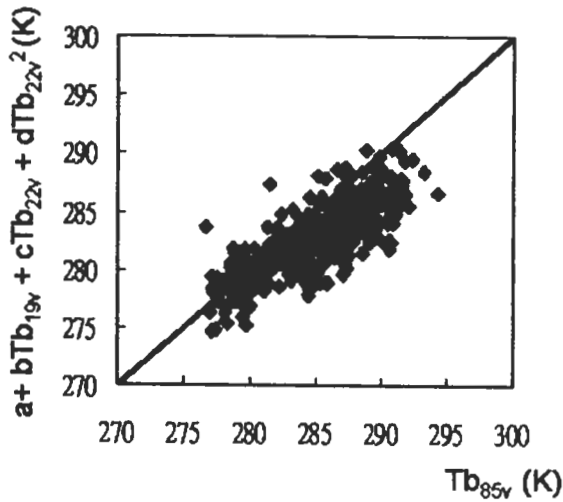


圖 6 大氣無散射條件下，以 TRMM/TMI 低頻資料($220.878 - 0.747 (Tb_{19V}) + 0.554 (Tb_{21V}) + 0.00147 (Tb_{22V})^2$) 模擬高頻的 Tb_{85V} 頻道的分佈圖。

的值與地面雨量筒的降雨觀測資料進行匹配。經統計在此期間降雨量為 0 mm/hr 的點數共計有 1659 個點，其分佈的情形如圖 7 所示。SIL 的平均值 (mean value) 為 0.83 K，其標準差 (standard deviation) 為 3.51 K，由統計分析本研

究以二倍的標準差為取樣的信賴區間 (95 % 信賴水準)。

經由上述的統計分析，可以得到當陸地降雨量為 0 mm/hr 時 SIL 的值是為： $-6.19 K < SIL < 7.85 K$ 。因此，本研究將台灣陸地降雨之 SIL 的降雨閾值定為 8 K。在圖 7 中有一些 SIL 的值非常大甚至可達到 40 K 以上，這是因為衛星通過台灣上空的時間不到 1 分鐘，所以 TMI 微波資料所觀測到降雨的時間幾乎為瞬時，而對應的地面雨量資料則為整點的雨量資料，因此在時間上面便有其差異性。此外，TMI 微波資料為一面積的觀測資料其視場 (FOV, Field of View) 解析度為 10 km，而地面雨量筒所觀測的資料對其而言相對的只為點的取樣資料，因此二者在空間解析度上也有其差異性。

2、台灣陸地降雨反演

本研究利用敏督利颱風侵台時的衛星及地面雨量站資料，作為台灣陸地降雨反演公式的演算，由 6 月 30 日到 7 月 2 日共計有五個個案，如表一所示。針對以上陸地降雨個案，進行衛星

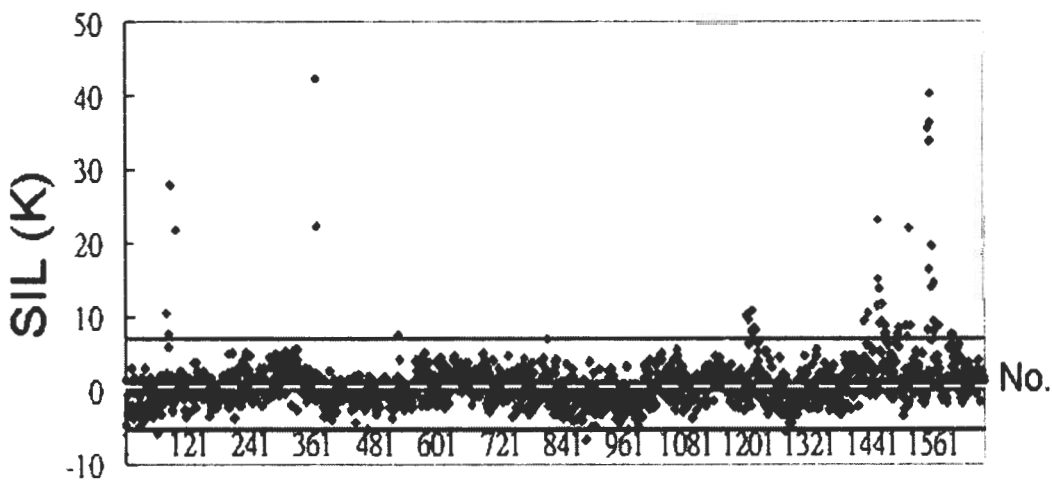


圖 7 陸地降雨量為 0mm/hr 時，SIL 的分佈圖。虛線代表 SIL 的平均值，實線為二倍的標準差為取樣的信賴區間($-6.19 K < SIL < 7.85 K$)。

表一 利用敏督利颱風通過台灣期間 TMI 微波資料進行降雨反演。

次序	日期	時間(UTC)	軌道號碼
1	2004/06/30	12:20	#37758
2	2004/07/01	04:52	#37769
3	2004/07/01	11:24	#37773
4	2004/07/02	05:35	#37785
5	2004/07/02	12:07	#37789

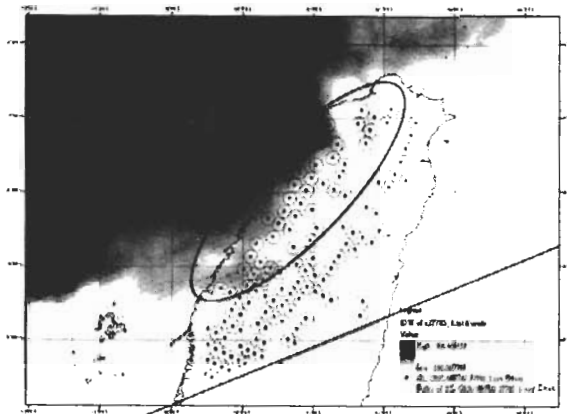


圖 8 為敏督利颱風侵台時，TRMM/VIRS 的紅外線衛星雲圖，時間：7 月 2 日（軌道號碼 37785），圓圈代表每個 TRMM/TMI 樣本的視場（FOV），橢圓形區域的視場為分佈不均勻的樣本，而直線代表 TRMM/TMI 刈幅的邊緣。

微波資料與地面降雨觀測值的資料匹配，為確保取樣樣本有效代表性，本研究將 TMI 微波資料的視場資料，搭配 TRMM/VIRS 的紅外線雲圖進行檢核，以消除在 TMI 視場中不均勻（beam-filling）的樣本及刈幅邊緣的樣本（圖 8 所示）以避免反演誤差的產生。此外，也扣除散射指數 SIL 值之降雨閾值 8 K 的樣本資料。之後，以 74 筆的有效樣本資料進行陸地降雨反演公式的迴歸，所得到 SIL 值與地面降雨觀測站的雨量值之分佈圖，如圖 9 所示。

在圖 9 為 TRMM/TMI 衛星資料所得到 SIL 的值與地面自動雨量觀測站所觀測到的地面雨量值的關係圖，其二者之間關係式，如公式(4)所示 (Ferraro and Marks, 1995)。經由統計迴歸法計算可得台灣陸地地區降雨反演的公式為：

$$RR \text{ (mm/hr)} = 0.126 \text{ SIL}^{1.239} \quad (9)$$

其次，針對本研究所求之降雨方程式進行評估，以 $\text{SIL} = 8 \text{ K}$ 的降雨閾值帶入得 $RR = 1.6$

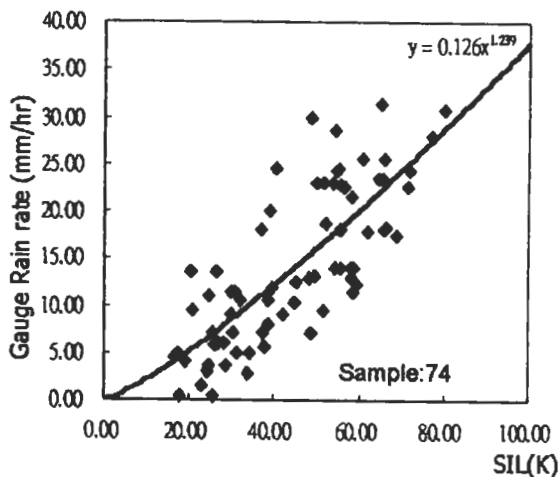


圖 9 散射指數值(SIL)與地面降雨量之間的關係圖，實線為統計迴歸的關係線。

(mm/hr)。故本研究所得之台灣陸地降雨反演公式適用於 1.6 mm/hr 以上的降雨系統。下一節將以同樣這一組的 TRMM/TMI 資料，分別以 Ferraro and Marks (1995) 及本研究陸地降雨反演方法，估算台灣陸上降雨的結果進行比較，以了解本研究所得之台灣陸地降雨反演公式的優劣。

四、反演成果驗證與討論

上一節利用敏督利颱風侵台時陸上降雨的資料，並得到台灣陸地降雨的反演公式為： $RR (mm/hr) = 0.126 SIL^{1.239}$ 。本節將針對此一反演公式所估算的降雨量與Ferraro and Marks (1995) 陸上降雨反演公式所估算的降雨量及2A12的地面降雨量，並以地面雨量值為真值進行比較。此外，也以艾颱風侵台為個案，進行反演成果的驗證及其成果分析及討論。

(一) 台灣陸地降雨反演成果驗證

1、陸地定量降水估算之驗證

利用 TRMM/TMI 的微波資料，分別以 Ferraro and Marks (1995) 及本研究陸上降雨反演方法，估算台灣陸地降雨的結果進行比較，以了解本研所得之台灣陸地降雨反演公式的優劣，為簡化起見，以下分別以LRCT (Land Rainfall Retrieval by Chen and Tsai) 及LRFM (Land Rainfall Retrieval by Ferraro and Marks) 表示本研究及Ferraro and Marks (1995) 反演法所得之結果。首先，針對敏督利颱風期間所選取的有效樣本(non-beam-filling)共計74點，並以地面降雨觀測站的點為真值進行點與點的比較，其結果如表二所示。在平均雨量的比較上，LRCT所估算的平均降雨量和地面的觀測值比較接近，二者只相差0.01mm/hr，而LRFM所估算的值與地面的觀測值相差5.81mm/hr。估算的雨量值與地面觀測值之間的均方根誤差 (Root Mean Square, RMS)，LRCT所估算的地面降雨量與地面觀測值較為接近為5.14mm/hr，而LRFM的估算值與地面觀測值相差較大為7.13 mm/hr。由雨量平均值及均方根誤差的結果顯示，LRFM的陸上降雨方程式在台灣地區所估算的降雨量

表二 在敏督利颱風侵台期間以地面降雨資料為真值，進行 LRCT 及 LRFM 陸上降雨反演方法之比較。

降雨反演公式	平均降雨量 (mm/hr)	均方根誤差 (mm/hr)
地面雨量	14.15	—
LRCT 估算雨量	14.14	5.14
LRFM 估算雨量	9.33	7.13

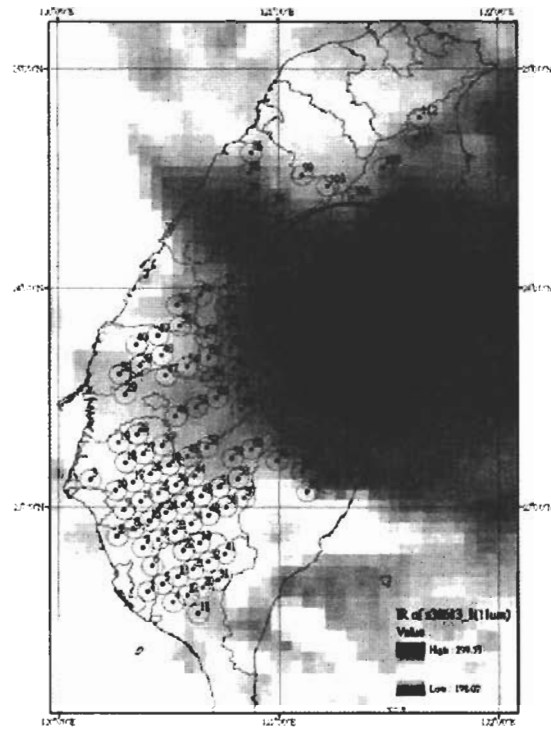


圖 10 為艾莉颱風侵台時，TRMM/VIRS 的紅外線衛星雲圖，時間：8月24日 (軌道號碼 38613)，小圓圈代表每個 TRMM/TMI 樣本的視場，實線的大圓所包含區域的視場為雲層均勻的有效樣本。

有明顯低估。

其次，以艾莉颱風侵台時期 TRMM/TMI

的資料計有二筆(軌道號碼：#38609、# 38613)，依上述方法利用VIRS之紅外線衛星影像，選取有效樣本，共計23點的資料進行衛星資料在陸地定量降水估算成果檢驗的取樣資料。圖10為8月24日TRMM衛星(#38613)通過台灣時VIRS所觀測的紅外線雲圖(11 μ m)，圖中每一個圓圈代表每一個TMI視場的範圍，而圓圈中的點為TMI視場的中心點，利用紅外線雲圖的資料選取TMI的有效樣本(藍線範圍內的點)以進行定量降水估算成果驗證。

經由統計結果如表三所示，陸地觀測資料所得到的平均降雨量為 5.53 mm/hr，LRCT所估算的平均降雨量為 6.1 mm/hr，其二者的均方根誤差為 3.48 mm/hr。而 Ferraro 降雨反演式所估算的平均降雨量為 2.71 mm/hr，其二者的均方根誤差為 4.28 mm/hr。對於在艾莉颱風侵台時之陸地降雨的衛星定量降水估算驗證，LRCT的結果仍優於LRFM。而且在二次的驗證中LRFM所估算的陸地降雨量，在台灣陸地地區皆有明顯低估的現象。

表三 在艾莉颱風侵台期間以地面降雨資料為真值，進行 LRCT 及 LRFM 陸上降雨反演方法之比較。

降雨反演公式	平均降雨量 (mm/hr)	均方根誤差 (mm/hr)
地面雨量	5.53	—
LRCT 估算雨量	6.10	3.48
LRFM 估算雨量	2.71	4.28

為進一步探討本研究在陸地定量降水估算的成果，因此，將所有有效樣本的地面雨量資料與衛星估算的降雨量進行比較，如圖11所示。所有樣本計有97點，整個陸地定量降水估算驗證，發現在台灣陸地地區LRFM所估算降雨量與地面觀測的降雨量比較有明顯低估，其差異量低於地面觀測值的 38 %左右。而LRCT所估算陸地降雨量台灣陸地觀測值之間的比較，雖然整體表現上LRCT估算的雨量值有高估的情形，但二者的差異只有 1 %可說是非常接近。

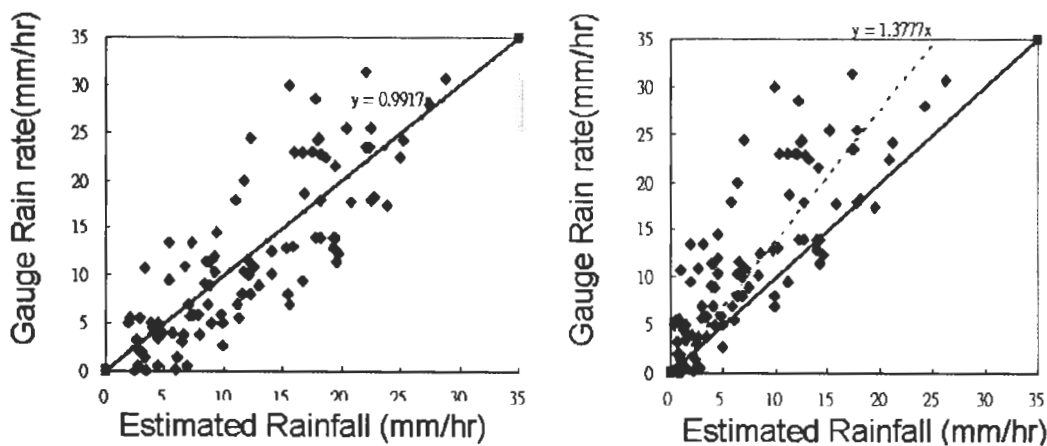


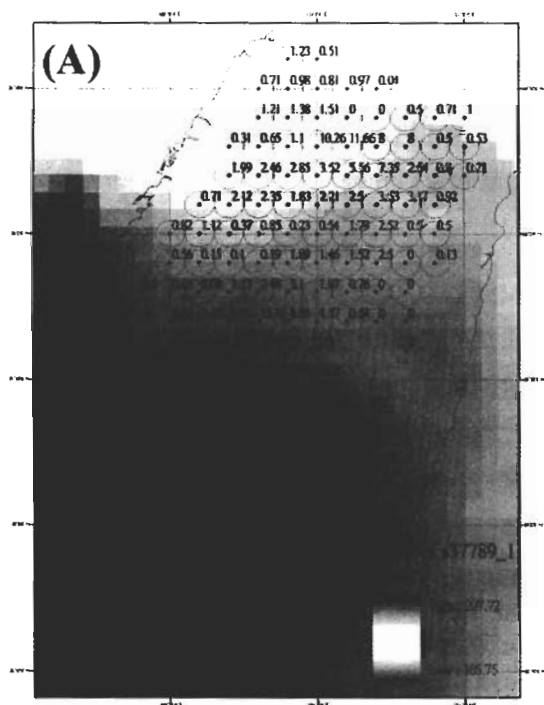
圖 11 地面自動雨量站所觀測的時雨量與 TRMM/TMI 所估算的降雨量二者之間的比較。左為 LRCT 陸地降雨估算法，右為 LRFM 陸地降雨估算法（實線為 1:1 的關係線，而黑色線則為圖中各點所計算的線性迴歸線）。

2、衛星定量降水估算與地面降雨分佈之比較

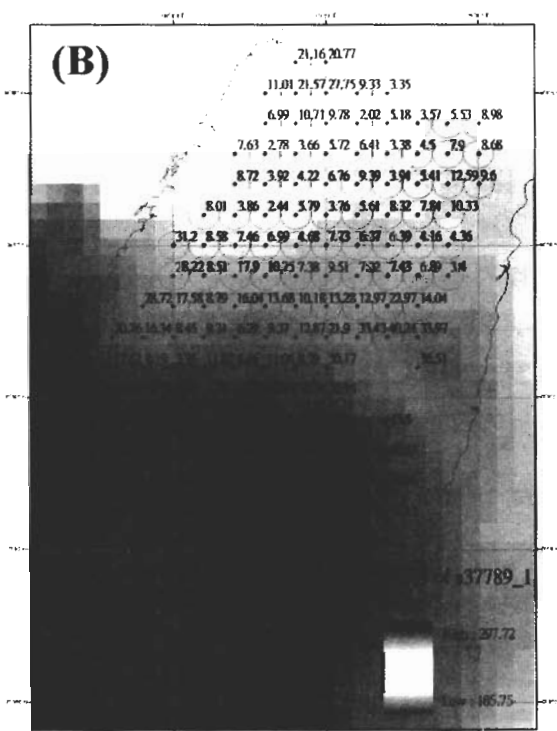
為更進一步探討LRCT及LRFM降雨反演方法對於台灣地區降雨估算的特性。因此，針對整體的陸地降雨量進行估算及比較，係利用敏督利颱風侵台期間所有的衛星微波資料及地面降雨觀測資料進行比較。為使衛星資料及地面降雨資料得以匹配，本文將衛星微波資料及地面觀測資料內插至台灣陸地地區的網格點中以利於資料的分析。

利用 TRMM/VIRS 紅外線波段的衛星資料進行 SIL值與地面降雨量之間的分析比較，如圖12所示為敏督利颱風，在台灣南部地區紅

外線所觀測到的雲頂溫度較低為降雨系統發展較強的區域，隨著往北的方向逐漸減小。圖12(A)中各點的數值所代表的是陸地降雨量，而圖12(B)中各點的數值所代表的則是SIL的值。由 SIL 值的分佈圖中顯示，散射指數亦隨著紅外線雲圖所觀測到的趨勢由南部 (最大值68.18K) 逐漸向北遞減 (最小值 2.02 K)。而地面降雨量的降雨分佈除了跟系統強弱有關之外，另一方面似乎受地形的變化影響較大。將圖12中各點的取樣資料(地形高度、SIL、降雨量)的數值經統計排列其結果如圖13所示。在圖13中，藍線為地形的高度(altitude)、紅線為地面降雨量(RR)、綠線為散射指數(SIL)。



The illustration is a distribution of gauge rain rate on Taiwan land



The illustration is a distribution of SIL Value on Taiwan land

圖 12 由 VIRS 紅外線雲圖可知到當時降雨系統發展的強度，在圖(A)和圖(B)中各點的值分別代表地面降雨量(mm/hr)與散射指數 SIL(K)的分佈圖。在圖中散射指數 SIL 的值亦隨降雨系統強度的增強而增大，但地面降雨觀測的雨量值除了與降雨系統強度有關之外，也會受到地形高低起伏的影響。

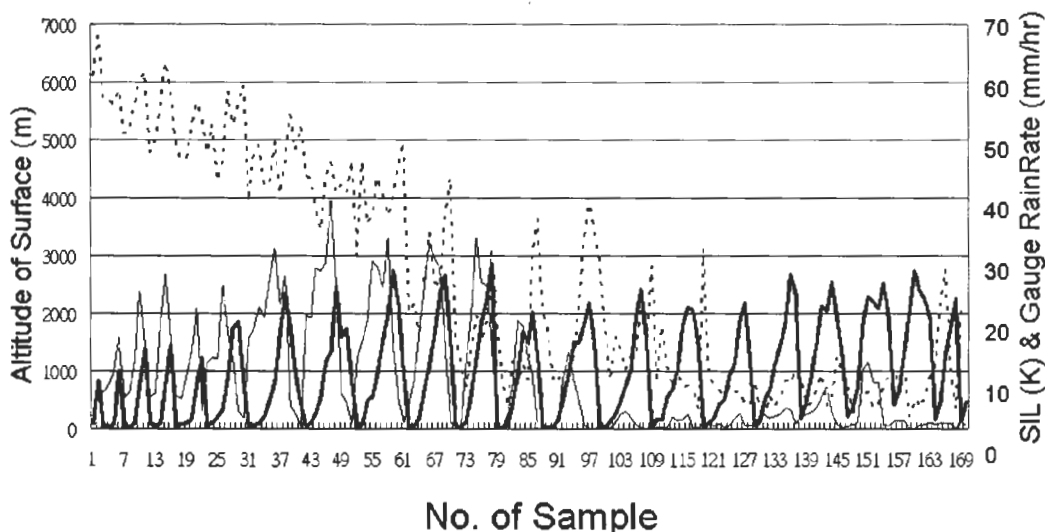


圖 13 地面降雨量會隨著地形起伏而有週期的變化，而 SIL 值跟地形高低的變化並無相關（粗黑線：地形高度、虛線：SIL 值、細黑線：地面降雨量）。

在圖中取樣樣本的順序是由南往北，所以，編號較低的代表南部的區域（左邊），而編號較高的代表台灣北部的區域（右邊）。在圖 12、13 中可以發現地面降雨量的值除了隨著降雨系統的強弱而由南向北遞減之外，受到地形高度的起伏也有著明顯的變化。在圖 13 中更可明顯的看出在山區的降雨量可高於平地地區 6 至 12 倍左右。而散射指數的變化似乎只跟系統的強弱有關，受到地形變化影響較小。

（二）利用衛星微波資料於陸地降雨反演成果之分析

1、以艾莉颱風為個案進行陸地降雨反演成果之分析

由上節陸地定量降水估算的驗證中發現 LRCT 所估算陸地降雨的方法，比較能適用於台灣地區的陸地降雨反演。所以，以 LRCT 將所得到的陸地降雨的方法，估算艾莉颱風陸地的降雨量並以地面降雨觀測量的值為真值，進行反演

成果的驗證及分析。所使用的個案分別為 8 月 24 日 01:53 UTC、軌道號碼：# 38609 及 08:26 UTC、軌道號碼：# 38613 等二個個案，經由地面降雨資料的驗證分析其結果，如表四所示：

由表四的統計資料中可看出在整個 TRMM/TMI 通過台灣所估計的總雨量與地面的雨量筒的整體雨量的總和是一致的，平均總降雨量約為 1100 mm/hr，二者相差約為 100 mm/hr。但二者的均方根誤差仍有改善的空間，二者之間平均的 RMS 值約為 5.5 mm/hr。對於最大雨量值部份衛星資料所估算的地面降雨量在大雨部份仍有低估的現象，二者的差異可達 20 mm/hr。

就台灣陸地地區整體降雨量的比較，衛星資料所估算的雨量與地面觀測站的資料非常接近，但估算的降雨量會比較小，是因為 LRCT 的陸地降雨反演法，其閾值為 8K（約為 1.6 mm/hr）。因此對於小雨部份則無法有效進行反演。其次，由最大雨量值、平均降雨量及均方

表四 以地面觀測雨量為真值驗證艾莉颱風侵台時台灣陸地的估算降雨量。

軌道號碼		整體降雨量 (mm/hr)	最大降雨量 (mm/hr)	平均降雨量 (mm/hr)	RMS (mm/hr)
#38609	地面雨量	1290.5	44.6	11.3	6.7
	估算雨量	1114.1	25	9.8	
#38613	地面雨量	1046.3	35.2	9.3	4.6
	估算雨量	980.1	15.7	8.8	

根誤差的資料分析，可以了解雖然在二個個案平均降雨量的差異不大，但由最大降雨量二者之間的差異及雨量的均方根誤差的結果，可知地面觀測站的雨量資料，其雨量大小分佈的範圍較廣且變化較為複雜。

在前一節中曾探討地面降雨量的大小，除了與降雨系統的強弱有關之外，也受地形高程變化的影響。本節將更進一步的探討衛星估算的雨量與地面降雨量的差異，冀能找出原因以改善衛星降雨反演的準確度。圖 14、15 分別

為# 38609、38613 地面降雨量（左圖）、衛星估算地面降雨量（中圖）及其二者降雨量差異（右圖）的雨量分佈圖。由這二個個案中，對於地面降雨量與估算降雨量二者之間降雨量分佈的比較，其降雨強度都呈現由台灣北部區域逐漸向南遞減的一致性。但地面觀測的雨量值在強降雨區皆高於衛星資料所估算雨量值；對於小雨部份地面測站可以被觀測到，但在衛星估算的雨量值中在南部區域有些是無法被有效觀測到。

2004 08/24 01:53UTC #38609

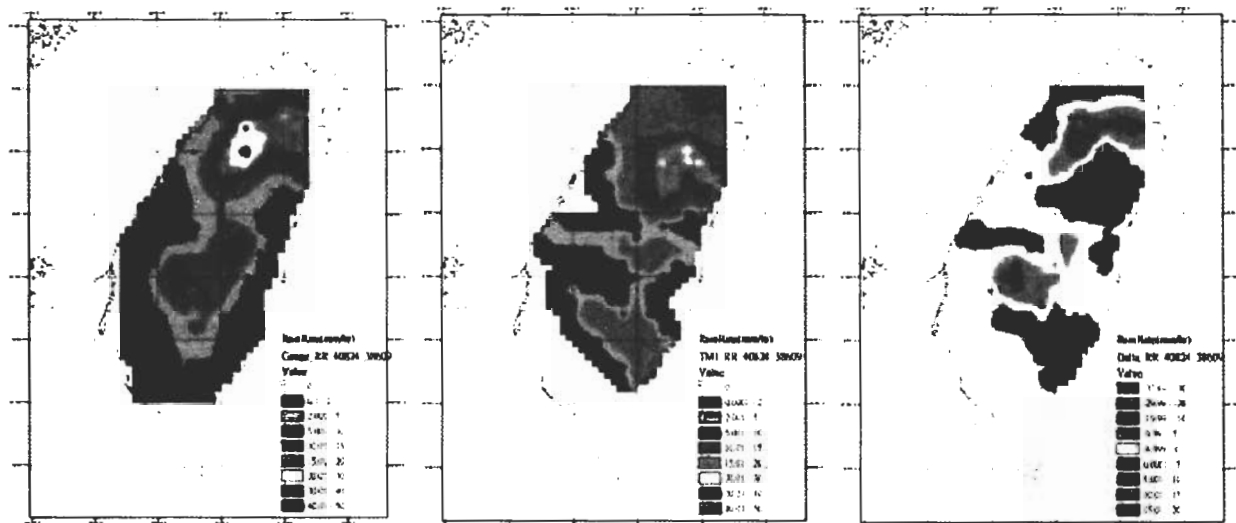


圖 14 艾莉颱風侵台期間 2004 / 08 / 24 01 : 53 UTC 台灣陸地降雨分佈圖。左圖：地面觀測站的雨量分佈圖，中圖：TRMM/TMI 估算的雨量分佈圖，右圖：二者之間降雨量差異的分佈圖。

2004 08/24 08:26UTC #38613

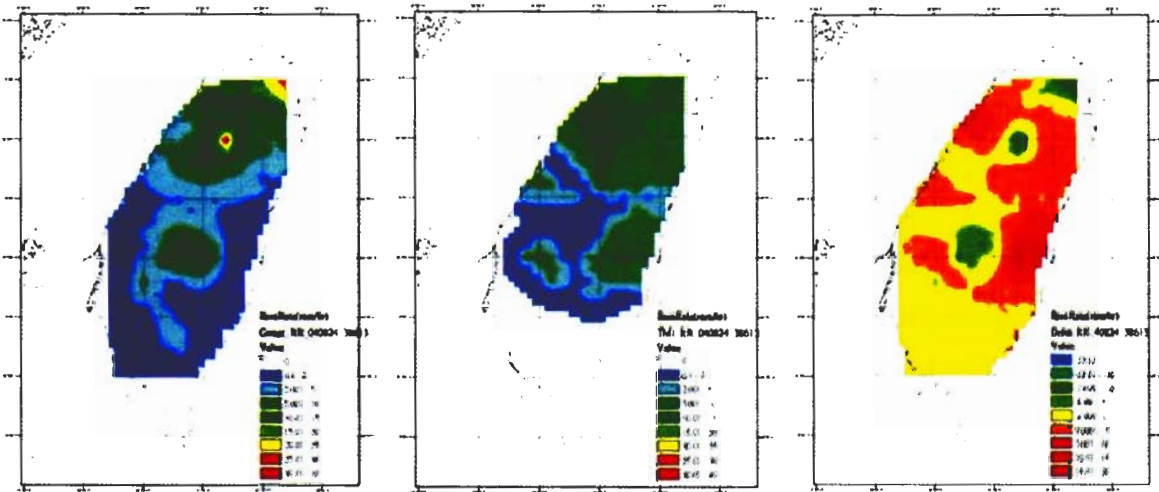


圖 15 艾莉颱風侵台期間 2004 / 08 / 24 08 : 26 UTC 台灣陸地降雨分佈圖。左圖：地面觀測站的雨量分佈圖，中圖： TRMM/TMI 估算的雨量分佈圖，右圖：二者之間降雨量差異的分佈圖。

圖 14、15 右邊的圖為二者之間的雨量差即 $\Delta RR = TMI_RR - Gauge_RR$ ，在雨量差的分佈圖中黃色圖例以上的冷色系為“負值”，即代表地面觀測的雨量值大於衛星估算的雨量值，也就是衛星估算的雨量值為低估。而橘色圖例以下的暖色系為“正值”，即代表地面觀測的雨量值小於衛星估算的雨量值，也就是衛星估算的雨量值為高估。就整體顏色的分佈進行分析，在二個個案中黃色與橘色所佔的面積最大約為 60 % 左右，代表地面觀測的雨量值與衛星估算雨量值之間的差異大部份都在 ± 5 mm/hr 之間。

雨量差異值為綠色部份，所代表的是衛星對於降雨量估算的低估區域，其差異可達 30 mm/hr 左右，其發生的區域皆在陸地雨量所觀測到的強降雨區，分別為北部的石門水庫一帶及南部阿里山地區。比對圖 16 中當時的風場方向



圖 16 左上為 8 月 24 日 1200 LST 時的地面天氣圖，右圖為台灣地區的地形圖，比對二者的關係，在地形迎風面處衛星微波資料所估算的陸地降雨皆有明顯的低估。

及地形高度，可知這些區域皆為降雨系統的迎風面。而雨量差異值為紅色部份，則代表其高估的區域，其差異可達 20 mm/hr，比對圖 16 中當時的風場方向及地形高度，發現會發生雨量

值高估的區域，為陸地強降雨區的前緣以及背風面。

2、地形對衛星陸地降雨估算成果的影響

由上述的結果反應可知，利用衛星微波資料進行降雨估算在陸地上比海上複雜。除了因為陸地地表的放射率比海上複雜之外，地形高低起伏的變化與風場方向之間的作用，也會影響到整個陸地降雨分佈情形而增加衛星降雨估算的複雜性。本節將更進一步以不同時間序列的敏督利颱風，來探討在不同風向的風場與地形的影響下，使得衛星在估算陸地降水的差異也隨之有所改變。圖 17 為中央氣象局所提供敏督利颱風的路徑圖，在圖中可了解颱風在侵台時是由東南往北偏東的方向前進，台灣陸地主要在 7 月 1 ~ 2 日期間受該颱風的影響較大，整個系統皆籠罩在台灣陸地上。

因此，LRCT以 7 月 1 ~ 2 日颱風侵台時 TRMM/TMI 衛星資料所估算的陸地降雨量與地面降雨觀測資料的雨量差值分佈圖，配合當時的地面天氣圖的資料，共計有四筆日期時間分別為：2004 / 07 / 01 04:52 UTC (#37769)、2004 / 07 / 01 11:24 UTC (#37773)、2004 / 07 / 02 05:35 UTC (#37785)、2004 / 07 / 02 12:07 UTC (#37789)，如圖 18~21 所示。在 7 月 1 日時的二個個案，當時颱風的位置在台灣東南的海面上，並且由地面天氣圖可知當時的風向對中央山脈而言在山的東邊為迎風面，西邊則為背風面。所以，在雨量差值分佈圖中（圖 18、19），也發現在山東邊的迎風面衛星所估算的降雨量有明顯的低估，而西邊的區域則為高估。

隨著時間颱風逐漸北上，到了 7 月 2 日颱風中心位置已經來到台北地區，隨後由淡水

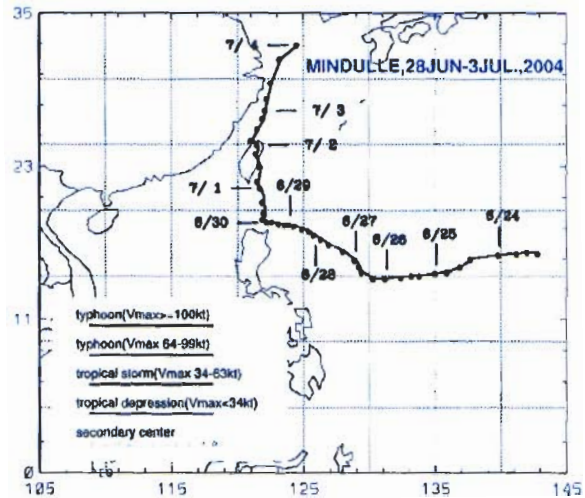


圖 17 敏督利颱風的路徑圖。

河口出海，由當時地面天氣圖可知當時的風向對中央山脈而言在山的西邊為迎風面，而東邊為背風面。因此，在整個雨量差值分佈圖中（圖 20、21）與之前 7 月 1 日時的結果也有所差異，在山西邊的迎風面衛星所估算的降雨量有明顯的低估，而東邊的區域則為高估。由整個敏督利颱風侵台的過程所得到陸地降雨估算的結果可知，對於估算陸地降雨的方法，除了要考量降雨系統的強弱所反應的輻射量之外，對於地形及風場的影響也須考慮，方能提升其估算陸地降雨的準確度。

五、結論與展望

本研究使用衛星 TRMM/TMI 微波資料，利用散射指數法進行台灣陸上降雨反演，研究範圍為北緯 25.5° ~ 21.5° N，東經 120° ~ 122° E 之間，包括台灣本島及其附近的海域；此外為方便資料處理，此範圍規劃為 0.1° * 0.1° 經緯度間距的網格坐標。由於陸地地表放射率較海上高且複雜，故初期以 TRMM / TMI 的資料針對

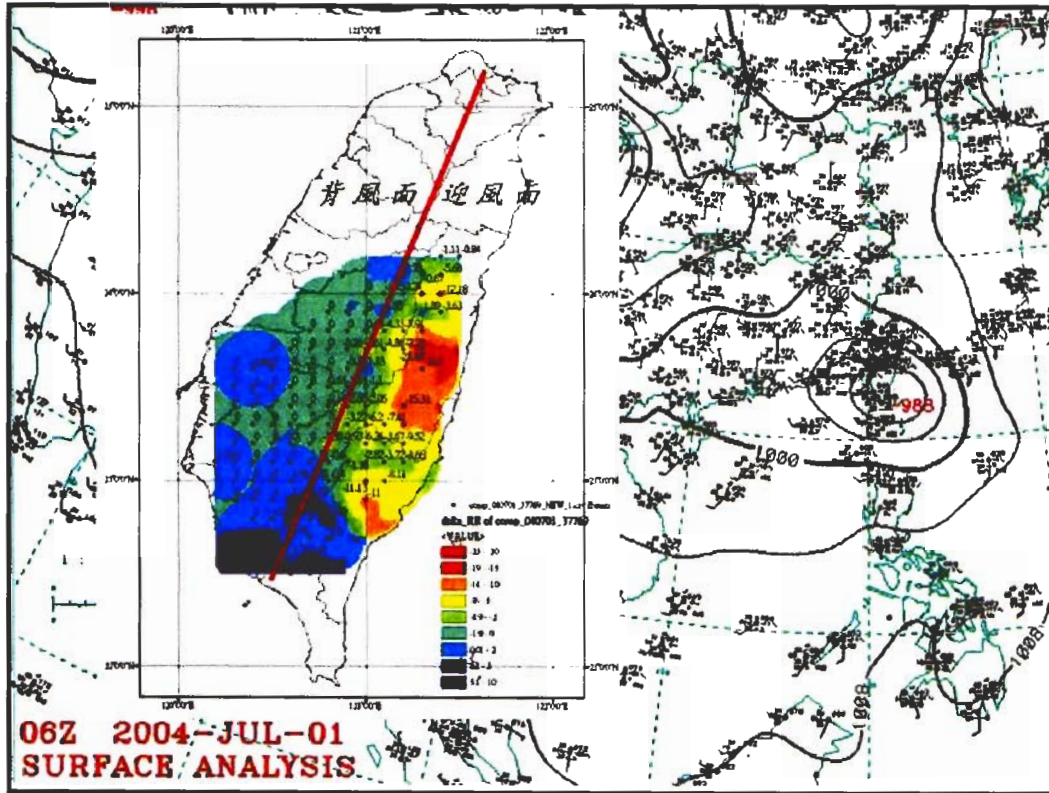


圖 18 敏督利颱風侵台期間 2004 / 07 / 01 04:52 UTC (#37769) 地面觀測站的雨量與衛星估算雨量之間降雨量差異的分佈圖及當時的地面天氣圖。

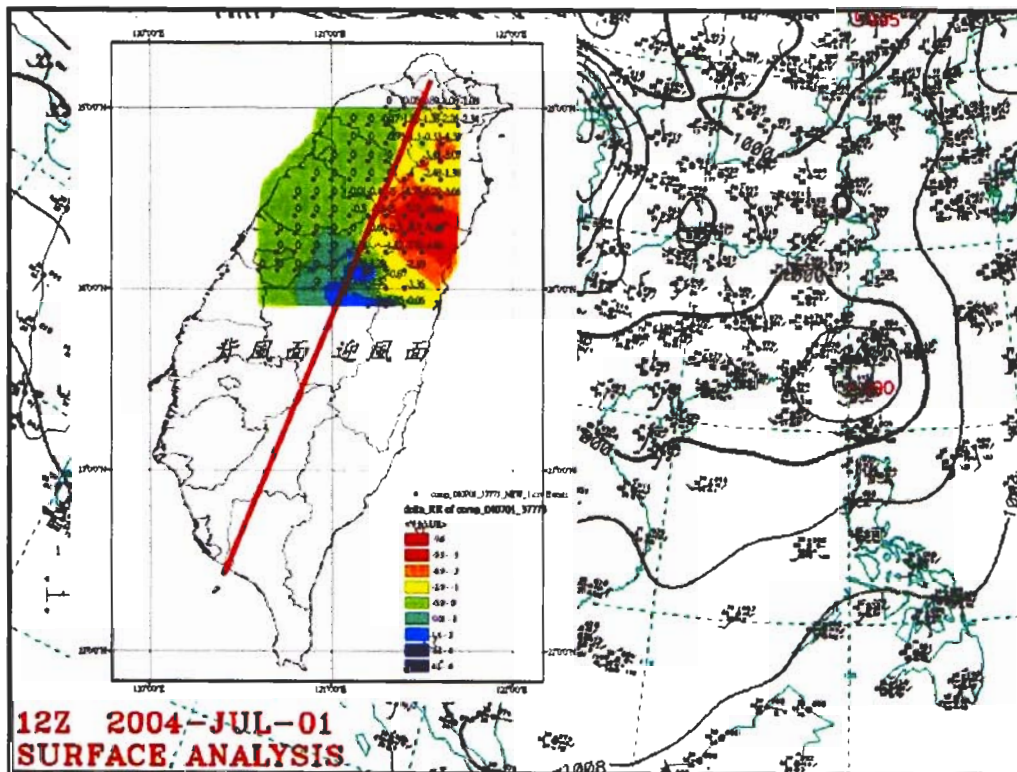


圖 19 敏督利颱風侵台期間 2004 / 07 / 01 11:24 UTC (#37773) 地面觀測站的雨量與衛星估算雨量之間降雨量差異的分佈圖及當時的地面天氣圖。

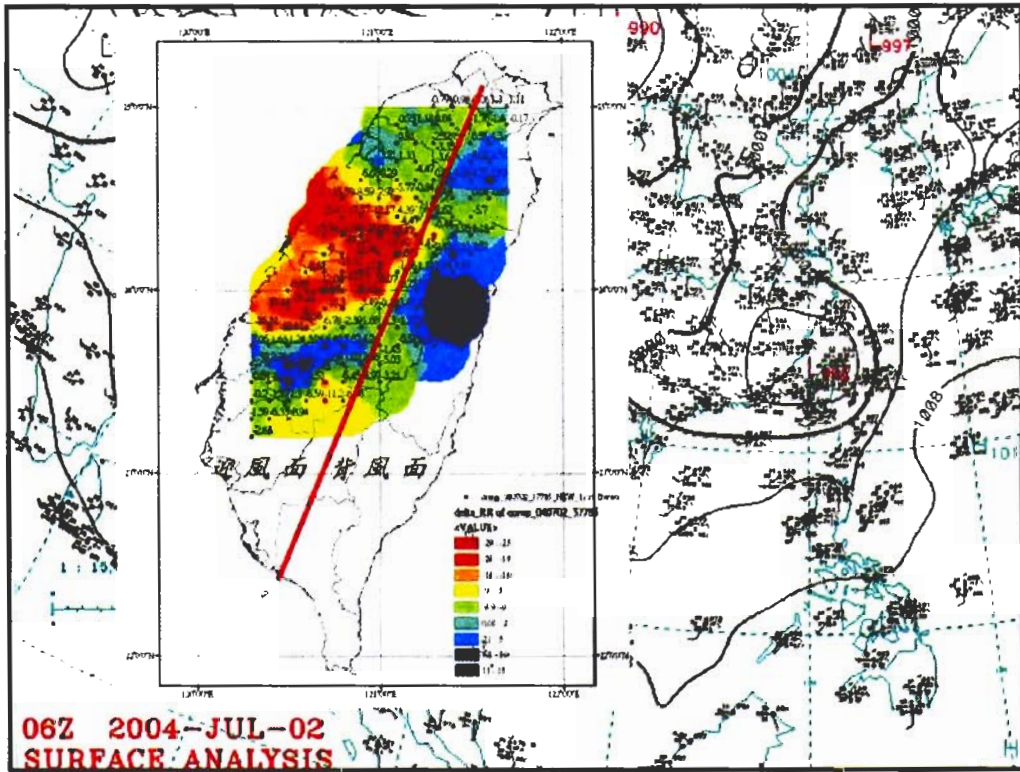


圖 20 敏督利颱風侵台期間 2004 / 07 / 02 05:35 UTC (#37785) 地面觀測站的雨量與衛星估算雨量之間降雨量差異的分佈圖及當時的地面天氣圖。

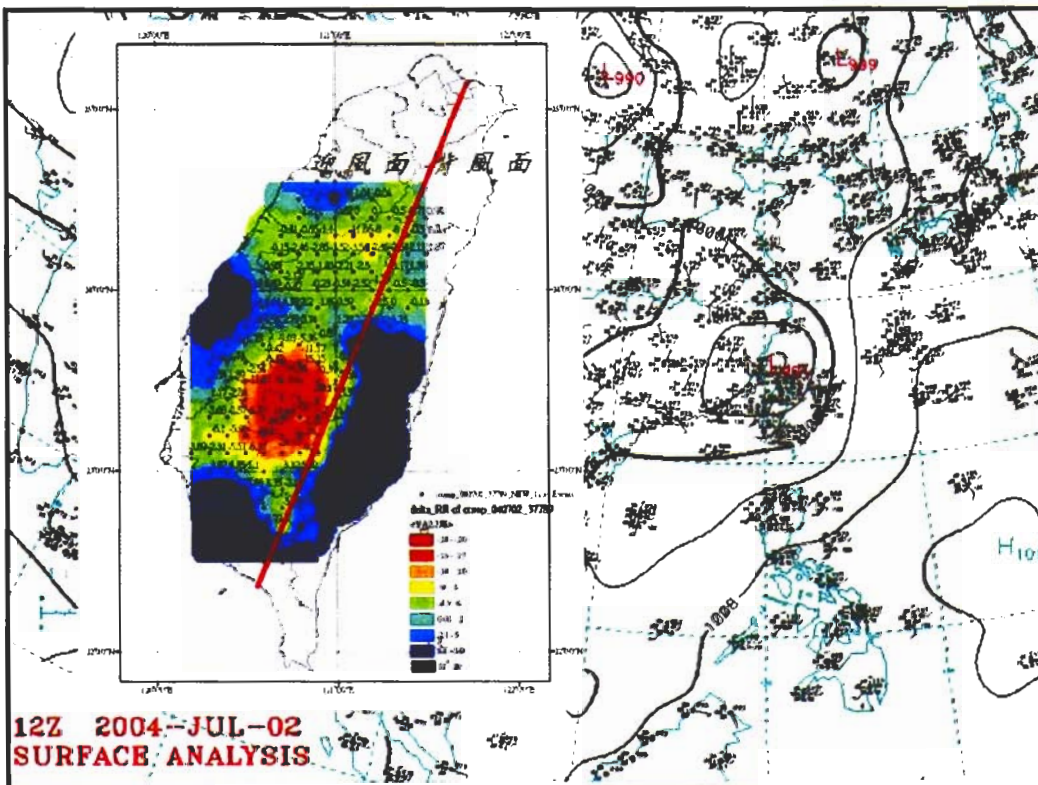


圖 21 敏督利颱風侵台期間 2004 / 07 / 02 12:07 UTC (#37789) 地面觀測站的雨量與衛星估算雨量之間降雨量差異的分佈圖及當時的地面天氣圖。

台灣陸地的地表特性進行分析，並確定陸地部份的範圍，以避免受到海上低放射率因子的影響而模糊降雨的辨識。

對於陸地降雨反演，首先，利用GOES-9紅外線衛星雲圖來辨識台灣地區無雲晴空的時機，作為大氣無散射條件的個案，以建立台灣地區之散射指數方程為公式(8)所示。其次，對於降雨量為 0 mm/hr 的資料經由統計分析，以確定台灣地區散射指數法的降雨閾值為8K。之後，扣除8K的閾值，並針對其他陸地降雨量進行資料迴歸，以求得台灣陸地降雨的方程式為公式(9)所示。

在估算陸地降雨量的驗證方面，以敏督利及艾莉颱風陸地降雨為個案，進行定量降水反演的驗證工作，在定量降雨反演的驗證中以LRCT與LRFM進行比較，發現LRCT更能符合台灣陸地地區的降雨量，所估算出整體的雨量總和與地面觀測站的觀測量較為一致。LRCT所估算的平均降雨量分別為14.14、6.10 mm/hr，其均方根誤差分別為5.14、3.48 mm/hr。此外，在本研究中也發現SIL值會隨著降雨系統發展的強度增大而變強，而地面雨量筒的降雨觀測量除了與降雨系統的強度有關之外，也會隨著地形的高低起伏及當時風場方向而有不同的降雨分佈。由研究中發現在地形的迎風面上衛星估算的雨量值有明顯的低估而背風面的卻有高估的情形。

雖然，本研究所發展的陸地降雨反演公式，在台灣地區陸地降雨估算經驗證所得到的成果還不錯，但對於各點降雨量估算的準確性仍有待加強。利用衛星資料對海上的降雨估算不須考量地形及地面風場的影響。然而由本研究發現，對於使用衛星微波資料進行陸地上的

降雨估算，必須考量地形及地面風場的變數，方能提升地面降雨估算的精度。所以，未來除了持續提昇衛星微波估算降雨量準確度之外，另外可針對地形高度及風場方向的變化依季節及地理位置經由統計分析在台灣陸地的網格座標點上，建置“台灣地形降雨資料庫”並賦予各點的權值。作為調整衛星估算雨量值的依據，冀能提升各點陸地降雨估算的準確度。

此外，目前在本文中只以單一的公式進行陸地雨的研究，未來將結合 TRMM / PR 對於降雨型態分類(層狀與對流性降雨)的資料，進一步的針對層狀與對流性的降雨進行研究。以求得在不同降雨型態下陸地降雨的反演公式。

致 謝

感謝二位審查者所提供的寶貴建議及意見，並感謝中央氣象局王時鼎老師對於颱風侵台時降雨量受地形影響的指導，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 93-2625-Z-014-002 支援下完成。

參考文獻

- 大氣研究資料庫, 網址: <http://dbar.as.ntu.edu.tw/>.
中央氣象局網站, 網址: <http://www.cwb.gov.tw/index-f.htm>.
方錫棋, “TRMM/PR降雨雷達陸上近地面降水特性分析及其驗證”, 碩士論文, 國防大學中正理工學院, 桃園大溪, 2005。
胡仁基, “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, 2002。
陳永強, “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, 2004。

- 張保亮、丘台光、王碧霞、林品芳，2004：網連雷達雜波統計分析。大氣科學，32，57-71。
- 曾忠一，大氣衛星遙測學，渤海堂文化事業公司，臺北，630頁，1988。
- Chen Wann-Jin 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 Wann-Jin 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., 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., and G. F. Marks, 1995: The development of SSM/I rain-rate retrieval algorithms using groundbased 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.
- Kummerow, C., Barnes, W., Kozu, T., Shiue, J., and Simpson, J., 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.
- Spencer, R. W., Goodman, H. M., and Hood, R. E., 1989: Precipitation Retrieval over Land and Ocean with the with the SStion and Characteristics of the Scattering signal, *J. Atmo. Ocean. Tech.*, Vol. 6, pp. 254-273.
- Wu, R., and J. A. Weinman, 1984: Microwave radiances from precipitating clouds containing aspherical ice, combined phase, and liquid hydrometeors. *J. Geophys. Res.*, 89, 7170-7178.
- 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.

The Study of Rainfall Derived from the TRMM Microwave Imager Data over Taiwan Land - Using Scattering - Index Method

Wann-Jin Chen¹ Ming-Da Tsai¹ Gin-Rong Liu² Mau-Hsing Chang¹

¹Dept. of Applied Physics, Chung Cheng Institute of Technology,
National Defense University

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

(Manuscript received 30 May 2005 ; in final form 21 September 2005)

ABSTRACT

In this study, TMI (TRMM Microwave Imager) on board the TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) satellite data and rainfall rate of Automatic Rainfall and Meteorological Telemetry System (ARMTS) measurements of Taiwan were used to estimate quantitative precipitation over the Taiwan land by scattering indices method. And ARMTS rainfall rate are used as a ground truth to validate the accuracy of rainfall retrievals derived from LRCT (Land Rainfall Retrieval by Chen and Tsai) , to understand precipitation characteristics from LRCT over the Taiwan land.

The study of rainfall retrievals over land, the first to develop Scattering Index over Land(SIL) equation for Taiwan land under non-scattering atmosphere conditions, that identified weather as cloud-free on Taiwan region with GOES-9 IR images. Second To determine rainfall threshold to distinguish from rainfall area is 8 K, and derived from an analysis of SIL statistics under non-rainfall conditions. Final found the regressive relationship between SIL and ground-gauge rain rate for get an equation to retrieved rainfall over Taiwan land.

Using two typhoon cases to validate the accuracy of estimated rainfall over land during the MINDULLE and AERE typhoon hit Taiwan. Respectively, the estimate value of mean rain rate is 14.14 and 6.10 mm/hr, the root-mean-squared error is 5.14 and 3.48 mm/hr. In addition, the result indicates that LRCT rainfall retrievals are underestimated at facing the wind side and overestimated at the lee side. For this reason, it have to consideration parameter of terrain and wind field to influence the rainfall retrievals over land, and that can increase accuracy of estimated rainfall.

Key words: TRMM, Microwave, ARMTS, SIL, Threshold, Root-mean-squared error