

以TRMM/PR降雨資料進行台灣陸地降雨估算之驗證及其降雨特徵之研究

蔡明達¹ 陳萬金¹ 方錫棋¹ 李慶忠²

國防大學中正理工學院應用物理系¹ 國防大學中正理工學院應用資訊系²

摘要

TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) 衛星上之降雨雷達 (Precipitation Radar; PR), 是第一具星載的氣象雷達。所使用的頻率為13.8GHz、水平解析度5公里、垂直解析度250公尺、刈幅 (swath) 寬為220公里。本研究將針對TRMM辦公室所提供PR 2A25的標準產品, 利用台灣地區地面自動雨量站的觀測資料進行驗證。此外, 也利用PR三維的降雨觀測資料, 針對台灣地區的降雨特徵進行研究。

在PR降雨估算驗證方面, 本研究蒐整2002 - 2004三年內通過台灣陸地的衛星降雨資料進行研究。研究中發現, 在2002年梅雨與颱風的個案, 梅雨期間PR估算的降雨量與地面觀測站的降雨分佈二者較為一致, 其相關係數為0.66。而颱風期間二者之間的差異較大, 其相關係數為0.54。而三年平均的相關係數約為0.32~0.47。經分析比較後, 發現相關性與每月累積降雨量有關, 當每月累積降雨量較大時, 其相關性較佳, 反之, 則其相關性較差; 而另外一個影響 TRMM/PR 與地面雨量站之間相關性的因素為地形效應。

台灣地區的降雨特徵的研究, 本研究也利用TRMM/PR可辨識雨區的優點, 分析對流性降雨及層狀性降雨的垂直分佈特徵, 以瞭解其微物理過程。研究發現對流性降雨與層狀性降雨隨不同季節及地區, 發展高度有所改變, 對流性降雨普遍高於層狀性降雨, 而在層狀性降雨的剖面圖則有明顯的亮帶顯現。在春、冬兩季主要降雨型態為層狀性降雨, 而夏、秋季對流性降雨的雨量皆大於層狀性降雨, 尤其是在南台灣地區特別明顯。對流性降雨與層狀性降雨的垂直剖面分佈有明顯區別, 降水垂直剖面清楚反應了降水微物理過程的垂直分佈。

關鍵詞: TRMM、降雨雷達、刈幅、自動雨量觀測站、對流性、層狀性

一、前言

Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) 衛星上的降雨雷達 (Precipitation Radar, PR) 是第一具搭載於衛星上的主動式雷達, 其具有 (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 等人, 2001)。本研究將利用PR降雨估算資料進行台灣陸地地區的降雨研究。首先, 以地面自動雨量站的降雨觀測資料為真值針對PR近地表雨量資料進行驗證。其次, 以PR三維的降雨資料針對台灣陸地的降雨特徵進行研究。

PR在全球的定量降水估算方面的可信度相當高, 但對於在台灣地區的定量降水估算之適用性, 尤其台灣地區面積小、地形變化大, 目前尚無此方面的研究報告。因此, 本研究就是利用地面自動雨量站的雨量資料與PR近地層的雨量資料做驗證, 以瞭解PR在台灣陸地的降水估算之精度。對於降雨的驗證方面, 本研究分別以2002年梅雨及颱風陸地降雨個案進行PR降雨估算的驗證。

而台灣陸地降雨特徵之研究, 則利用PR具有高垂直解析度的特性, 針對不同的降雨型態、區域及季節, 進行台

灣地區降水的垂直剖面結構特性之分析。這樣的的研究有助於氣象人員進一步瞭解台灣地區各種天氣系統的降水機制, 以提供雷達或是衛星對於陸地降雨反演的參考, 進而提升降雨估算的準確性。在整個全球或區域的氣候變化中, 雲雨的分佈及變化情形所代表的是大氣中水及能量的分佈情形。一般對於降雨種類的區分, 可分為對流性及層狀性二種不同降雨型態, 其對應是不同微物理過程的交互作用, 進而產生不同潛熱的剖面資料。對於降雨特徵的研究, 不但可以幫助我們了解整個大氣中降雨的微物理過程、動力及熱力之間的交互作用。也可以藉此發展衛星或者是地基雷達的降雨反演模式。通常對於衛星微波資料以物理法進行降雨反演時, 須了解大氣中垂直剖面的水象資料, 方能建立降雨反演模式以進行降雨估算 (Adler等人, 1991)。

在台灣地區的降雨主要受季節及地形的影響, 而有不同的降雨特徵。冬天受大陸冷氣團南下的影響, 春天受梅雨鋒面的影響, 夏天受西南氣流的影響, 秋天則降雨較少。此外, 在夏秋二季台灣地區也受颱風降雨的影響。Fu和Liu (2003) 利用PR估算的地表降水強度對東亞中緯度地區 (20° -40° N, 100° -140° E) 進行降雨特徵的研究, 發現: (1) 在陸地的降水大於海上的降水; 對流降雨型態大於層狀降雨型態且對流降雨強度約為層狀降雨的五倍, 從春季到夏季中緯度地區陸地降水強度大約為15.4 mm/hr, 而層狀

降水面積在陸地上幾乎為對流降水面積的四倍；(2)在垂直剖面，對流降水的結冰層較層狀降水為高，其降水強度最大值發生的位置較接近地表，而層狀降水則在結冰層下方附近。本文透過PR的降雨資料進行台灣陸地降雨的研究，一方面評估PR估算降雨量在台灣地區的準確性，另一方面進一步了解台灣陸地降雨的特徵，以供防洪防災工作參考使用。

二、資料蒐集及處理

(一) 資料蒐集

1、PR 資料的蒐集

本研究中使用美國TRMM衛星計畫辦公室所提供PR Level 2中的標準產品2A25 (Iguchi和Meneghini, 1994; Iguchi等人, 2000)，來與地面自動雨量站資料作驗證。由於PR每250公尺即有一筆資料，有助於對降水系統垂直結構之研究及瞭解。本研究所使用的衛星資料，配合TRMM衛星通過台灣上空的時間，蒐集PR在2002-2004年通過台灣陸地，共計有3年909筆的衛星資料。

2、地面自動降雨觀測站資料的蒐集

本研究中所使用之地面雨量資料，係採用台灣大學大氣科學系之大氣研究資料庫中，台灣全島362個自動雨量測站(如圖1所示)的時雨量(60分鐘累計時雨量)的降雨資料。本研究共蒐集2000-2004年共5年的地面自動雨量站資料。

(二) 資料處理

1、PR 近地表雨量

PR主要的障礙有熱雜訊(thermal)、地形雜波(clutter)以及訊號衰弱(fading)等三種因素(Kozu等人, 2001)。PR是由太空對大氣進行降雨的偵測，每一筆觀測資料都會受到地形雜波的影響。因此，對於地面降雨的觀測的過程中是無法真正觀測到地表的降水量。所以，PR對地表降雨進行觀測時，所對應到地表的相對位置皆會有其高度差的存在，本研究即由PR資料解壓縮、解碼並擷取最接近地表的雨量值(如圖1所示)，作為地面降雨量的值(Ikai和Nakamura, 2003)與地面自動雨量站的觀測資料進行驗證。

2、PR 垂直剖面資料的處理

應用PR垂直剖面的降雨資料進行台灣地區降雨特徵之研究，將台灣地區的降雨型態區分為對流性及層狀性降雨等類別，再以2公里高度的降雨資料為基準，分別採集對流性及層狀性降雨的垂直剖面資料。對於有關PR垂直剖面資料的處理，本研究分成不同地區(全台、北台灣、南台灣)、不同季節(春、夏、秋、冬)以PR在2公里高度為基準，統計對流性降雨率分別為1, 3, 5, 7, 9, 11, 13及15 mm/h(在±1 mm/h範圍內)的所有FOV之平均降雨率為架構，取其各層的平均降雨率，以構成在2公里高度以上的降雨垂直分佈

剖面。此外，由於層狀性的降雨量較小，故所統計的降雨資料以1, 3, 5, 7及9 mm/h(在±1 mm/h範圍內)為主。

三、PR 降雨估算之驗證

本節將以地面雨量站的降雨資料視為真值，驗證PR所估算之近地表雨量，經由統計分析比較兩者之間的差異。梅雨和颱風為台灣地區降水的主要來源，由於形成的原因與發生的季節皆不相同，故利用PR的降雨觀測資料，並以2002年台灣地區的梅雨及颱風個案進行研究，以了解在不同季節及降雨型態下二者之間的差。

(一) PR 在梅雨季節時的個案驗證

本次研究將蒐集2002年5-6月期間台灣陸地的降雨資料，以作為梅雨降雨的個案，資料共計40筆，但比較好的個案只有二筆。其定性比較，將PR估算的降雨量和地面雨量筒資料的比較，在圖3及圖4代表PR觀測梅雨鋒面在台灣陸地降雨分佈情形，其時間分別為2002/5/31 07:30 UTC及2002/6/11 0845 UTC。左圖為GMS-5 IR 11 μm 的衛星雲圖，可以看出梅雨鋒面的雲層正籠罩著台灣陸地，然而這不代表著降雨的分佈情形。中間的圖是由陸地雨量筒所蒐集到的降雨資料所繪製的全台降雨分佈圖。在右圖為PR估算雨量資料所繪製的降雨分佈圖，其中實線所代表的為PR所掃描的範圍。由陸地雨量筒及PR所繪製的降雨分佈圖觀察，整體上在梅雨鋒面的強降水區、弱降水區及無降水區的分佈，二者所得到的結果大至都相同。

在定量的比較方面，將PR估算的降雨量和地面雨量筒資料的比較，二者降雨量的關係，如圖5所示。在圖5中紅色對角線為二者1:1的關係線，黑色線則為各點資料線性迴歸線，其結果在2002/5/31 07:30 UTC的梅雨鋒面為 $Y=1.063X$ ，其中Y及X分別代表地面雨量筒及PR估算降雨率，顯示PR估算雨量值有低估的情形。反之，在2002/6/11 0845 UTC的梅雨鋒面則為 $Y=0.878X$ ，則表示PR估算雨量值有高估的情形。若綜合以上兩個個案，則兩者關係式為 $Y=0.97X$ ，代表兩者之間關係良好。在相關性的比較方面，這二個梅雨鋒面的個案中，其PR反演的地面降雨量與地面降雨觀測站的相關係數分別為2002/5/31的0.623及2002/6/11的0.70，其平均值為0.66。

(二) PR 在颱風時期的個案驗證

圖6及圖7分別代表2002/7/3 14:50 UTC及21:45 UTC時PR觀測雷暴侵襲台灣陸地降雨分佈情形。左圖為GMS-5 IR 11 μm 的衛星雲圖，中間的圖是由陸地雨量筒降雨分佈圖，右圖為PR降雨反演的分佈圖。由陸地雨量筒及PR降雨反演分佈圖觀察，PR與地面雨量筒所觀測的時間相差10-15分鐘。從弱降水區域分佈，可以看出在這期間弱降水區域有明顯的往東南移動的情形發生。在定量的比較方面，二者降雨量的關係，如圖8所示。其結果在2002/7/3 14:50 UTC為 $Y=1.846X$ ，明顯看出地面雨量筒雨量值為PR降雨反演值的1.846倍。而在2002/7/3 21:45 UTC為 $Y=1.491X$ 地面雨

量筒雨量值為PR降雨反演值的1.491倍，二者平均值為 $Y=1.669X$ ，這表示在颶風期間PR降雨反演值有明顯低估的情形。在相關性的比較方面，其PR反演的地面降雨量與地面降雨觀測站點的相關係數在2002/7/03 14:50 UTC及21:45 UTC分別為0.64與0.45，其平均值為0.54。

四、PR 資料應用於降雨特徵之研究

研究降雨水平及垂直結構的重要性，在於以下幾個方面，從降雨的水平結構，如降水性質（對流性降水或層狀性降水）的水平分佈、地表降雨度強的水平分佈等，在一定程度上反映了雨雲的性質及其所處的狀態。而降水的垂直結構則反映了雨雲的熱力與動力結構，以及降水的微物理過程（Houze, 1993; Szoke等人, 1986; Hobbs, 1989; Liu和Takeda, 1989; Zipser和Lutz, 1994）。因此，本研究藉由PR的高垂直解析度以及能辨識雨區降雨型態的優勢，進行台灣陸地降雨的水平分佈及垂直剖面的分析與研究。

（一）台灣地區的降雨分佈的特徵

對於台灣地區的降雨特徵的研究，利用PR降雨資料進行台灣地區的降雨特徵的分析。所蒐集PR的降雨資料為2002~2004年三年通過台灣陸地上空的降雨資料，其樣本數分為3015、2809、2526，每個樣本代表一個PR視場的面積。表2為2002~2004年台灣地區對流性與層狀性降雨面積的統計資料，表中的(a)、(b)、(c)分別代表2002~2004年全年降雨面積的統計資料。表3分別為2002~2004年台灣地區對流性與層狀性降雨量的統計資料表中的(a)、(b)、(c)分別代表2002~2004年全年降雨量的統計資料。由表2、3中發現，一般在台灣地區對流性與層狀性降雨面積的比率大約為30%:70%，而降雨量的比率則為60%:40%。而對於乾旱年(2002、2003)及非乾旱年(2004)之間的年際差異，對流性降雨在乾旱年中，其降雨面積分別佔全部降雨的27.4%及21.4%，但降雨量卻分別佔全年降雨量的50.2%及43.5%。然而，在2004年中，對流性降雨區域佔全部降雨系統的33.6%，但降雨量佔全年總降雨量的60.6%。由上述的統計，在台灣陸地區域對流性降雨的面積約佔全部降雨面積30%，但其降雨量的貢獻卻佔全年降雨量的60%。在2002、2003乾旱年中的統計資料發現，對流性降雨的面積及降雨量都有明顯的降低，其降雨面積降至30%以下，降雨量則下降至50%以下。

此外，由各季節的資料統計分析，在春、冬兩季主要降雨型態為層狀性降雨，而夏、秋季對流性降雨的雨量皆大於層狀性降雨，尤其是在南台灣地區特別明顯。顯然在冬季時期因東北季風的影響，使北台灣的降雨機率增加，而且以層狀性降雨為主，其對流性降雨的雨量只佔該季總降雨量（由PR估算所求得之降雨量）的10%。春季時期的降雨主要受梅雨鋒面的影響，其降雨型態為層狀性降雨，對流性降雨的雨量僅佔35%。在夏季時期的降雨主要受西南氣流及颶風的影響，降雨型態主要以對流性降雨為主，其雨量約佔62

%，而且南台灣地區的降雨量高於北台灣地區。秋季時期的降雨分佈，受西南氣流逐漸消退，北方的大陸性高壓逐漸增強的影響，雖偶有颶風侵台，但其對流性降雨強度也逐漸減弱，其雨量約佔51%，此時南台灣地區的降雨仍高於北台灣地區。

（二）台灣地區降雨垂直剖面的特徵

1、對流性降雨的剖面分析

圖9為2002-2004年台灣陸地對流性降雨垂直分佈圖，縱排的圖分別表示為不同地區（全台、北台灣、南台灣），橫排的圖代表春季（3-5月）、夏季（6-8月）、秋季（9-11月）、冬季（12-2月）的對流性降雨垂直分佈情形，圖中的每一條垂直剖面的意義，表示以PR在二公里高度降雨率分別為1, 3, 5, 7, 9, 11, 13及15 mm/h（在±1 mm/h範圍內）的所有FOV之平均降雨率為樣本，取其各層的平均降雨率，構成在二公里高度以上的降雨垂直分佈剖面。

由圖9中顯示對流性降雨多數分佈在台灣南部，而且發展高度也較北部高，冬季對流性降雨較少，雨量分佈以夏季最多，冬季最少。春季台灣南、北部地區平均發展高度約在9公里，但北部的降雨率有高於南部的趨勢，最大降雨率約在3-4公里高度處。在夏、秋兩季，對流性降雨分佈較廣，雨量較多，全台的平均發展高度約在8公里，但南部的平均發展高度明顯高於北台灣，夏季最大降雨率約在3公里高度處，而秋季則約在2公里高度處。此外，冬季的對流性降雨很少，南部對流性系統發展高度略高於北部。在春季，南、北地區差異不大，平均發展高度約在7公里，最大降雨率約在4公里高度處。在夏、秋兩季，對流性降雨分佈較廣，雨量較多。夏季的平均發展高度可達11公里，而秋季的平均發展高度可達7公里，夏季最大降雨率約在3公里高度處，而秋季則約在4公里高度處。

2、層狀性降雨的剖面分析

圖10，同圖9，但為層狀性降雨垂直分佈圖。圖中垂直剖面表示以PR在二公里高度降雨率分別為1, 3, 5, 7及9 mm/h的所有FOV之平均降雨率為樣本，取其各層的平均降雨率所產生的降雨垂直分佈剖面。由圖10中發現，冬季層狀性降雨的發展高度約在5公里，南北部地區的最大降雨率出現在約3公里高度處，亦即亮帶所在位置。在春季，北部發展高度約在5公里，最大降雨率約在3公里高度處，亮帶位置約在3公里高度處，南部發展高度約在6公里，最大降雨率約在4公里高度處，亮帶位置約在4公里高度處，降雨量以南部居多。在夏季，北部發展高度可達9公里，最大降雨率約在4公里高度處，南部發展高度約在7公里，最大降雨率約在4公里高度處，亮帶位置約在4公里高度處，降雨量以南部居多。在秋季，北部發展高度約在7公里，最大降雨率約在2公里高度處，其亮帶不明顯，而南部發展高度約在8公里，最大降雨率約在4.5公里高度處，降雨量以南部居多，亮帶位置約在4.5公里高度處。

五、結 論

1、PR 估算之近地表雨量的驗證結果

本研究中對於PR估算之近地表雨量的驗證結果，在梅雨及颱風時期所得到的相關係數分別為0.66及0.54，然而，在2002 - 2004年地面雨量站與PR之間的相關係數平均為0.45。從統計資料中可發現在梅雨及颱風個案的雨量驗證所得到的成果較佳，而3年雨量資料的驗證較差。這是由於在個案驗證的部分本研究選取較佳的個案，而整年的雨量驗證則是全面性進行全台陸地地區的降雨驗證。所以受到PR儀器本身靈敏度的限制，其可辨識降雨的最小極限為0.7 mm/h，對於小雨部分其驗證成果較差，尤以冬、秋二季為甚。

在梅雨及颱風時期由於降雨大且較為穩定所以驗證的成果較佳。但在颱風的個案中，由圖7、8可以發現PR的降雨區與地面觀測的降雨分佈略有不同，這是由於二者之間不同的觀測時間導致，可見颱風的降雨受地面風場影響很大，因此在降雨驗證的成果比梅雨時期的降雨驗證差。

2、台灣陸地地區降雨特徵分析

對於台灣陸地的降雨型態及降雨量的分佈的分析，由PR降雨型態資料的統計分析，可以得到台灣陸地的降雨特性，在春、冬兩季主要降雨型態為層狀性降雨，而夏、秋季的降雨型態以對流性降雨為主，尤其是在南台灣地區特別明顯。在冬季時期因東北季風的影響，使北台灣的降雨量大於南部地區增加，而且以層狀性降雨為主。春季時期的降雨主要受梅雨鋒面的影響，其降雨型態主要為層狀性降雨，但對流性降雨逐漸增加。在夏季時期的降雨主要受西南氣流及颱風的影響，降雨型態主要以對流性降雨為主，而且南台灣地區的降雨量高於北台灣地區。秋季時期的降雨分佈，受西南氣流逐漸消退，北方的大陸性高壓逐漸增強的影響，雖偶有颱風侵台，但其對流性降雨強度也逐漸減弱此時南台灣地區的降雨仍高於北台灣地區。

對於台灣地區降雨垂直剖面的降雨資料的探討，在本研究中發現在相同季節中對流性降雨所發展的高度皆高於層狀性降雨的高度，在夏季中不管是對流性或是層狀性降雨其發展高度皆高於冬季。對於層狀性降雨的特徵，其發展高度冬季約在5公里，春、夏、秋三季約為7公里，在整個垂直剖面的降雨量分佈中會有一個突出點出現，此為結冰層高度，其結冰高度冬季約在3公里，春、夏、秋三季約為4公里。一般而言，結冰高度以下降雨率幾乎為一定值。在這個高度以下，降雨率大致來說並不會改變，這表示雨滴的成長在此高度以下已經結束，這與層狀性降水潛熱釋放的位置一致，也就是層狀性降水潛熱釋放主要在對流層頂（Tao 等人，1993），在結冰層高度以上約1公里的厚度層為冰晶與過冷水的混合層，降雨率隨高度增加而迅速減小，再繼續往上高度，降雨率會再隨高度增加而減小。夏季由於地表潮濕，所以高度下降時雨量反而會增大；而冬季由於地表較為乾燥，所以其降雨量隨著高程愈低而降雨量逐漸減小。

對於對流性降雨的特徵，其發展高度夏季約在11公里，春季約在9公里，冬、秋二季約為7公里。由於對流性降雨並無明顯的亮帶存在，所以其垂直剖面的降雨量分佈並不會有突出點出現，雖然在對流降雨的狀況下無法明確的看出結冰層的高度，通常在對流層的降雨過程中結冰層高度的下

方會有剖面最大雨量的發生。是因為在最大降雨率的高度往下，降雨量有遞減的現象尤其是在冬季時期更為明顯，可能為雨滴在下降過程中被蒸發或因碰撞而碎裂。在此高度往上至4 - 5公里的結冰層，降雨率隨高度增加而遞減，這反映了雨滴在下降過程中受到碰撞、攪攪效應而增大，在結冰層高度以上降雨率隨高度增加而迅速遞減直到雲頂，這一層為冰晶與過冷水的混合層，受到白吉龍過程(Bergeron process)的影響，過冷水的因飽和蒸汽壓而不斷昇華成冰晶，而使冰晶不斷增加成長。因此可以從垂直剖面的最大降雨率高度來判斷結冰層的高度，結冰層的高度在夏季約為5公里，而春、秋、冬三季約為4公里。一般而言，最大降雨率高度以下降雨率會為稍微的減少，在本研究中，夏季由於地表潮濕，所以高度下降時雨量反而會增大；而在其他春、秋、冬三季中最大降雨率高度以下的降雨率有稍微的減少，尤其在冬季由於地表較為乾燥，所以其降雨量明顯的隨著高程愈低而降雨量逐漸減小的趨勢。

致謝

本文在國科會專題研究計畫NSC93-2625-Z-014-00支持下完成並感謝台灣大學大氣科學系大氣研究資料庫的資料提供。

參考文獻

- Adler, R. F., H. Y. M. Yeh, N. Prasad, W. K. Tao, and J. Simpson, 1991: "Microwave simulations of a tropical rainfall system with three-dimension cloud model". *J. Appl. Meteor.*, **30**, 924-953.
- Fu Yunfei, and Guosheng Liu, 2003: "Precipitation Characteristics in Mid-Latitude East Asia as Observed by TRMMPRand TMI". *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **Vol. 81**, No. 6, pp. 1353-1369.
- Houze, R. A., Jr., 1993: "Cloud Dynamics". Academic Press, Inc., New York, pp. 573.
- Iguchi, T., and R. Meneghini, 1994: "Intercomparison of single-frequency methods for retrieving a vertical rain profile from airborne or spaceborne radar data". *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **Vol. 11**, pp. 1507-1517.
- Iguchi, T., T. Kozi, R. Meneghini, J. Awaka, and K. Okamoto, 2000: "Rain-profiling algorithm for the TRMM precipitation radar". *J. Appl. Meteor.*, **Vol. 39**, pp. 2038-2052.
- Ikai J. and K. Nakamura, 2003: "Comparison of Rain Rates over the Ocean Derived from TMI and PR". *J. Atmos. and Oceanic Technol.*, **20**, 1709-1726.
- Liu, G., and T. Takeda, 1989: "Two types of stratiform precipitating clouds associated with cyclones". *Tenki*, **Vol. 36**, pp. 147-157.
- Szoke, E. J., E. J. Zipser, and D. P. Jorgensen, 1986: "A radar study of convective cells in mesoscale systems in GATE. Part I:

Vertical profile statistics and comparison with hurricanes". *J. Atmos. Sci.*, **Vol. 43**, pp. 182–197.

Toshiaki, K., Kawanishi, T., Kuroiwa, H., Kojima, M., Oikawa, K., Kumagai, H., Okamoto, K., Okumura, M., Nakatsuka, H., and Nishikawa, K., 2001: "Development of Precipitation Radar Onboard the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Satellite". *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **Vol. 39**, pp. 102-116.

Zipser, E. J., and K. R. Lutz, 1994: "The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: A strong indicator of storm intensity and lightning probability". *Mon. Wea. Rev.*, **Vol. 122**, pp.

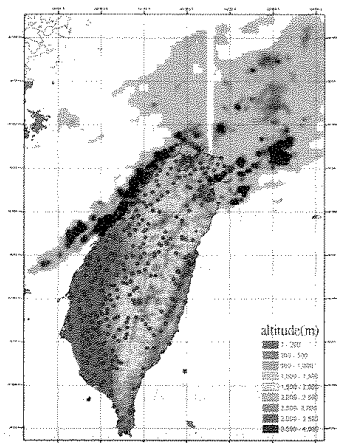


圖1 台灣全島362個自動雨量站的分布圖(紅點)。

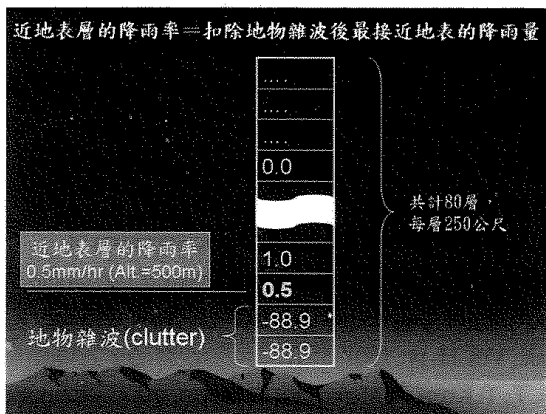


圖2 以TRMM/PR近地表層的降雨率代表其地表的降雨量

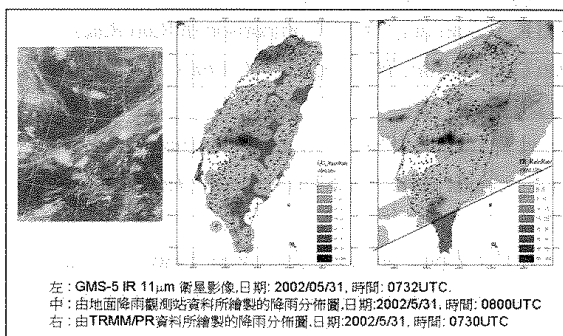


圖3 為2002/5/31梅雨鋒面在台灣上空的降雨分布情形。

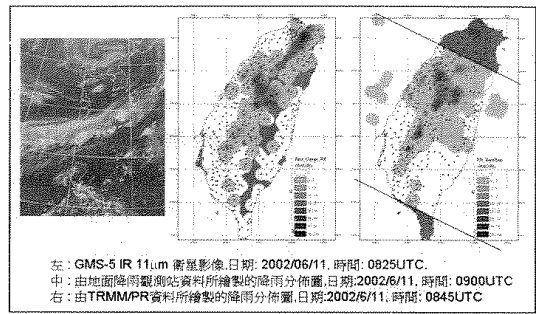


圖4 為2002/6/11 梅雨鋒面在台灣上空的降雨分布圖。

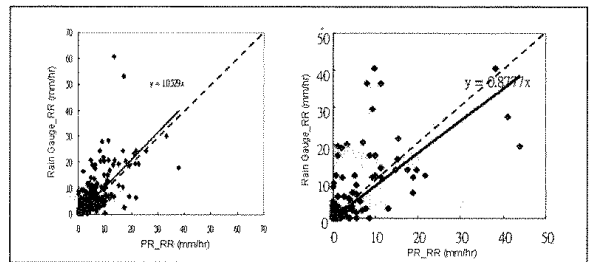


圖5 梅雨期間地面雨量筒時雨量與PR時雨量之間的比較，左為2002/5/31 07:30 UTC，右為2002/6/11 0845 UTC。

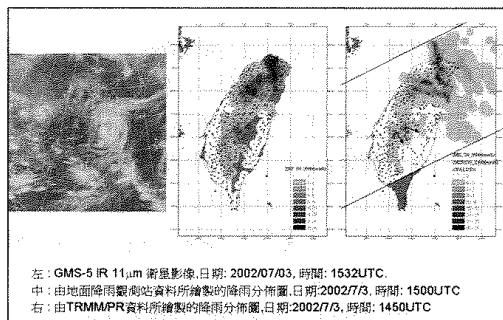


圖6 為2002/7/3雷馬遜颱風侵襲台灣陸地降雨分布圖。

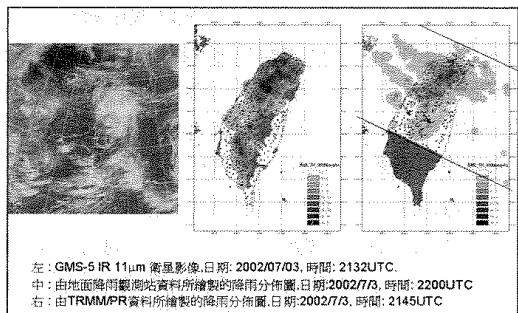


圖7 為2002/7/3 雷馬遜颱風侵襲台灣陸地降雨分布圖。

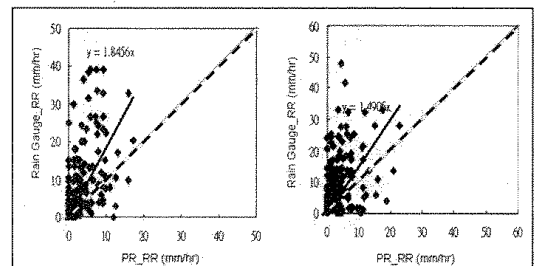


圖8 雷馬遜颱風侵台期間地面雨量資料與PR時雨量之間的比較，左為2002/7/3 14:50 UTC，右為2002/7/3 21:45 UTC。

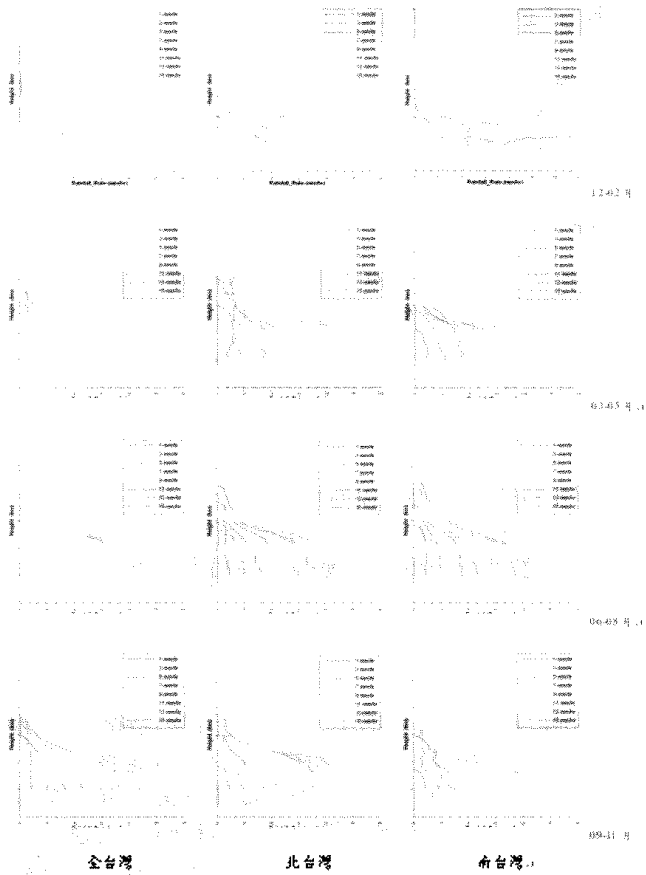


圖 9 2002-2004 年台灣地區對流性降雨垂直分佈圖。

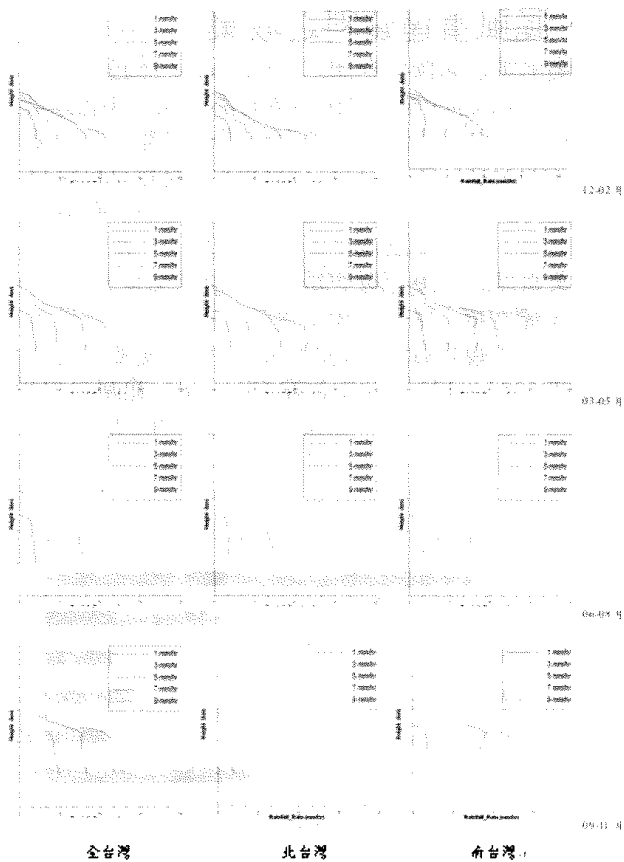


圖 10 2002-2004 年台灣地區層狀性降雨垂直分佈圖。

表1 2002-2004年各季節對流性與層狀性降雨面積之比率

(a) 2002年各季節對流性與層狀性降雨面積之比率 樣本數：3015

地區	冬季		春季		夏季		秋季	
	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性
北台灣	0.001	0.043	0.018	0.099	0.043	0.11	0.029	0.032
南台灣	0.002	0.032	0.028	0.109	0.121	0.239	0.032	0.062
全台	0.004	0.075	0.045	0.208	0.164	0.349	0.061	0.094

對流性降雨面積：0.274 層狀性降雨面積：0.726

(b) 2003年各季節對流性與層狀性降雨面積之比率 樣本數：2809

地區	冬季		春季		夏季		秋季	
	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性
北台灣	0.001	0.056	0.016	0.091	0.029	0.093	0.015	0.035
南台灣	0.000	0.051	0.028	0.173	0.083	0.146	0.041	0.142
全台	0.001	0.106	0.044	0.265	0.112	0.239	0.056	0.177

對流性降雨面積：0.214 層狀性降雨面積：0.786

(c) 2004年各季節對流性與層狀性降雨面積之比率 樣本數：2526

地區	冬季		春季		夏季		秋季	
	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性
北台灣	0.001	0.022	0.025	0.118	0.059	0.074	0.023	0.054
南台灣	0.000	0.015	0.013	0.072	0.190	0.211	0.025	0.099
全台	0.001	0.037	0.038	0.190	0.249	0.285	0.048	0.153

對流性降雨面積：0.336 層狀性降雨面積：0.664

表2 2002-2004年各季節對流性與層狀性降雨量之比率

(a) 2002年各季節對流性與層狀性降雨量之比率 樣本數：3015

地區	冬季		春季		夏季		秋季	
	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性
北台灣	0.003	0.022	0.036	0.085	0.092	0.087	0.047	0.015
南台灣	0.005	0.014	0.060	0.092	0.209	0.146	0.050	0.035
全台	0.008	0.036	0.096	0.177	0.301	0.234	0.097	0.051

對流性降雨量：0.502 層狀性降雨量：0.498

(b) 2003年各季節對流性與層狀性降雨量之比率 樣本數：2809

地區	冬季		春季		夏季		秋季	
	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性
北台灣	0.002	0.032	0.032	0.059	0.060	0.060	0.030	0.021
南台灣	0.001	0.033	0.060	0.150	0.174	0.097	0.076	0.114
全台	0.003	0.064	0.092	0.209	0.234	0.156	0.106	0.135

對流性降雨量：0.435 層狀性降雨量：0.565

(c) 2004年各季節對流性與層狀性降雨量之比率 樣本數：2526

地區	冬季		春季		夏季		秋季	
	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性	對流性	層狀性
北台灣	0.001	0.010	0.045	0.032	0.092	0.053	0.037	0.035
南台灣	0.000	0.004	0.019	0.065	0.373	0.136	0.039	0.060
全台	0.001	0.014	0.064	0.097	0.465	0.189	0.076	0.094

對流性降雨量：0.606 層狀性降雨量：0.394