

以TRMM/TMI微波資料利用PCT法進行台灣陸地地區颱風降雨之研究

蔡明達¹ 陳萬金¹ 汪建良¹ 劉振榮² 簡宏彬¹
國防大學中正理工學院應用物理系¹ 國立中央大學太空遙測中心²

摘要

颱風侵台期間，利用極化校正溫度法(PCT, Polarization Corrected Temperature)，並使用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)降雨資料進行台灣陸地降雨之研究。此外，在研究中也採用TRMM/PR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性。

陸地降雨反演研究主要以散射法為主。首先，以VIRS(Visible and Infrared Scanner)資料，辨識台灣地區晴空無雲的天氣形態，作為大氣無散射條件的個案，並建立台灣地區之PCT方程。其次，針對無雨狀況的PCT值，進行統計分析以定義台灣地區的降雨閾值(threshold)為268.8 K。最後，建立在台灣陸地不同降雨區域之PCT值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ARMTS的降雨值為真值，並針對散射指數法(SIL, Scatter Index over Land)及TRMM/PR所估算的雨量值進行比較。其結果顯示不管在對流降雨區或是層狀降雨區，本研究所反演的PCT法其雨量估算值都比SIL法所估算的結果更接近ARMTS所觀測的降雨值。在2005海棠颱風整體陸地降雨驗證中，PCT與SIL法結果的平均差值分別為3.4與8.8 mm/hr，均方根差分別為6.4與10.2 mm/hr，相關係數分別為0.7與0.63。就整體結果而言，PCT法所估算的雨量值較SIL法所估算為佳。

關鍵詞：PCT、TRMM、TMI、ARMTS、Rain Type、閾值、SIL

一、前言

研究主要利用極化校正溫度法(PCT, Polarization Corrected Temperature)，並利用TRMM/PR降雨型態(rain type)的資料，進行不同降雨型態的降雨反演，冀以增進台灣陸地降雨的準確度。目前，首次以PCT法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。未來，多重衛星、多重降雨觀測儀所組成的全球降雨觀測計畫GPM (Global Precipitation Measurement)，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。

由於陸地地區背景條件的放射率較海上複雜，並且其放射率與降雨的放射率相似，所以，無法以吸收發射機制的方法進行陸地降雨估算。因此，對於陸地降雨反演的研究以散射法為主(Wilheit et al., 2003)，主要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，代表散射的水晶粒子(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，散射法是藉由觀測水晶粒子、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，因此對於陸地或海面的降水反演均為適用。

1986年Spencer已證實，利用偏極化資料的特性可以分辨出在高偏極化狀態下無降雨的海洋及由無偏極化的降水。在無降雨的狀態下，由於雲中的含水量及雲層厚度的增加，使得觀測的亮度溫度降低。在圖1中，在海面上無大氣層(atmosphere free)的狀態下其透射率 $\tau=1$ ，此時，衛星上微波輻射儀所觀測的能量是直接收到來自海面所發射的亮度溫度，並且其垂直及水平極化的差異最大。其次，在無雲的狀態下，由海上輻射上去的能量在輻射傳遞過程中，受大氣中的氧分子及水氣的影響，使得微波輻射儀所收到的能量除了來自於海表面之外，有部份則來自於大氣，而造成其亮度溫度升高而極化差異縮小。隨著大氣中雲層愈厚，雲中液態水含量愈多，使其亮度溫度隨之升高而極化差異縮小。最後，在無極化狀態下此時的 $T_{BV}=T_{BH}$ 其透射率 $\tau=0$ ，其意義代表來自海面的輻射能量在輻射傳遞的過程中皆被大氣的雲及所吸收無法穿透，而衛星上微波輻射儀所觀測的能量皆來自於大氣中雲層的液態水所貢獻，故其亮溫最高且無極化現象。此一實線代表無降雨的情況，即無受到散射機制的影響。

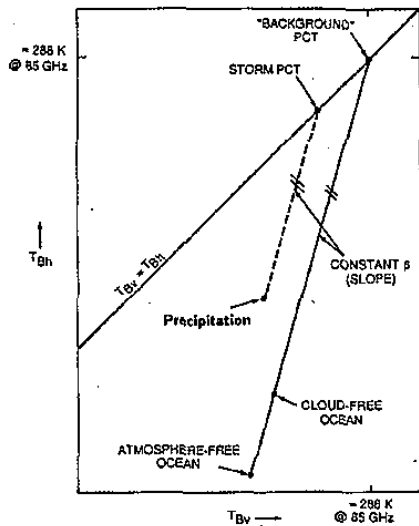


圖1 實線為大氣層在無雲射青況下的PCT值；虛線為受到降水系統散射影響所偏移的平行線(Spencer, 1989)。

當大氣中的雲水持續發展，使得雲滴逐漸變大、形狀由圓形轉變成橢圓、且數量密度也持續增加，雲層厚度發展也高過結水層而產生冰晶粒子。此時，降雨系統中冰晶粒子及較大的雨滴所產生的散射作用，會影響來自於海表面的輻射能量，並偏離無散射機制的實線。當降雨量愈大則因散射作用所造成偏離的距離就會愈遠。由於受到降雨的散射作用的影響使得垂直及水平偏極的亮度溫度偏離了無散射機制的實線。至於其偏差量為何，則必須將觀測到不相等的 T_{Bv} 、 T_{Bh} 的亮度溫度經由PCT的計算方式，找出風暴的PCT值（圖1中標示storm PCT的位置），方能得知與無降雨狀況下，因降雨散射作用所造成的偏移量。

對於PCT定義如下：

$$PCT = (\beta T_{Bh} - T_{Bv}) / (\beta - 1) \quad (1)$$

T_{Bh} ：水平極化頻道的觀測值； T_{Bv} ：垂直極化頻道的觀測值

$$\beta = (T_{Bvc} - T_{Bvo}) / (T_{Bhc} - T_{Bho})$$

β 事實上為無散射實線的斜率；

T_{Bvc} ：無雲狀態下垂直極化頻道的觀測值；

T_{Bvo} ：無大氣層狀態下垂直極化頻道觀測值

T_{Bhc} ：無雲狀態下水平極化頻道的觀測值；

T_{Bho} ：無大氣層狀態下水平極化頻道觀測值

Spencer (1989)由各項實驗發現全球的 $\beta = 0.45$ 帶入公式(1)即可求得

$$PCT = 1.818 T_{Bv} - 0.818 T_{Bh} \quad (2)$$

並且發現降雨的閾值為255K，也就是說在PCT小於255 K會有降雨事件發生。Todd (1994) 以PCT法針對英國及其附近的海域進行降雨的研究，並以陸基雷達觀測資料及地面雨量筒資料進行降雨反演及驗證。以經驗法建立地面降雨量RR與PCT二者之間的關係為： $\log(RR) = a + b(PCT - T_i)$ ，其中 T_i 為PCT的降雨閾值。此一公式是針對英國地區的降雨並利用經驗法所反演，經由驗證並不適用於台

灣地區的降雨估算。因此，本文將針對台灣地區，使用PCT法進行颱風降雨的研究。

二、資料蒐集及處理

有關資料蒐集可包括二大部份：1、衛星資料，2、陸地上雨量觀測資料。本研究所蒐集的衛星資料包括：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。而陸地上雨量觀測站資料則蒐集當時TRMM衛星通過台灣上空之全台的地面自動雨量雨的觀測資料。

(一)衛星資料的蒐集

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2001~2005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(Iguchi and Meneghini, 1994; Iguchi et al., 2000)降雨型態資料及當時全台灣的地面自動降雨觀測站的雨量資料。為配合TRMM/PR降雨型態的資料，本節蒐集2001~2005年颱風侵襲台灣期間TRMM/PR通過台灣陸地上空計有CIMARON等12個颱風的資料，如表1所示。

表1 2001~2005年颱風侵台期間，TRMM衛星通過台灣陸地上空的個案

Name	Date	Orbit No.	Name	Date	Orbit No.
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	RAMMAS	2002/07/03	26413
TRAMI	2001/07/11	20840	UN	2002/07/03	26417
TORAJI	2001/07/29	21129	SOUDELO	2003/06/17	31851
	2001/07/30	21133	R		
NARI	2001/09/06	21731	MELOR	2003/11/02	33999
	2001/09/16	21895		AERE	2004/08/24
	2001/09/17	21899	AERE	2004/08/24	38613
	2001/09/17	21910	HAITANG	2005/07/20	43753
	2001/09/17	21910			
	2001/09/17	21914			

(二)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(ARMTS)時雨量的降雨資料，如圖2所示。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。

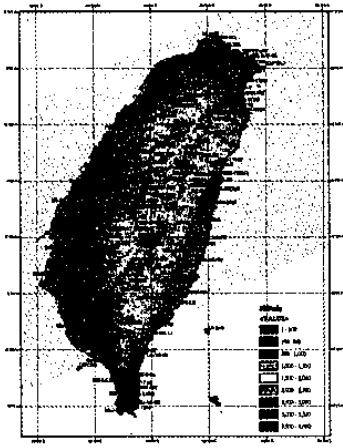


圖 2 台灣全島自動雨量觀測站之分佈圖

三、利用 PCT 法進行台灣陸地降雨反演

(一) 建立台灣地區的 PCT 方程式

在颱風侵台前外圍區域通常為下沉、穩定的氣流。此時，在台灣地區通常為晴空無雲的天氣形態，大氣中不含任何散射物質(冰的含量)。針對台灣鄰近的海域規畫5個區域(如圖3所示)，並利用VIRS的資料篩選台灣地區無雲的狀態，作為大氣為無散射物質的個案，以作為建立台灣地區的PCT方程式的樣本。

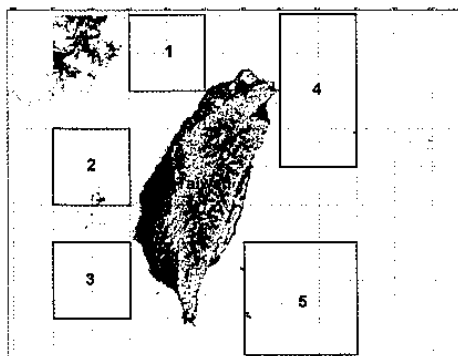


圖 3 晴空時針對台灣附近海域進行取樣所規畫的區域。

在所蒐集2001年侵台颱風中共計有4121個樣本資料。圖4為TRMM/TMI微波資料Tb85V及Tb85H二者之間的關係分佈圖。在圖中可以發現在海上晴空無雲的時候垂直極化的亮度溫度皆高於水平極化的亮度溫度，二者之間的最大差異可達37K左右，最小則為5K左右。將這些點的分佈經由線性回歸可求得得到以下的線性方程式：

$$Tb85H = 2.1706(Tb85V) - 339.84 \quad (3)$$

由公式(3)中可以求得該線的斜率為 $m = 2.1706$ ， $\beta = 1/m = 0.461$ ， $\Theta = \beta / (1 - \beta) = 0.855$ ，而 $PCT = Tb85V + \Theta(Tb85V + Tb85H)$ ，整理後即可求得台灣地區的PCT方程：

$$PCT = 1.855(Tb85V) - 0.855(Tb85H) \quad (4)$$

在圖4中的虛線則代表在台灣地區颱風季節，大氣無散射條件下Tb85V及Tb85H二者之間的線性關係，將該線延伸至 $Tb85H = Tb85V$ 的線上可交會在290.3 K上，而該點即為無降雨狀況下背景的PCT，其PCT方程式如公式(4)所示。

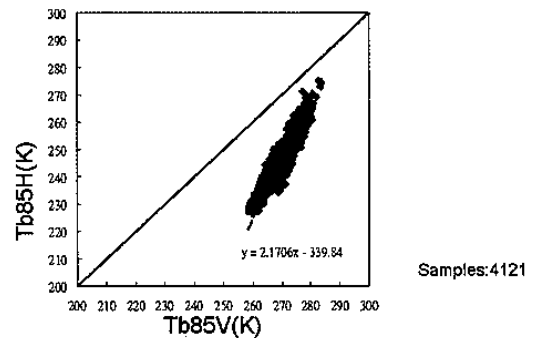


圖 4 颱風季節在台灣附近海域，大氣在無散射條件下所觀測之TRMM/TMI微波資料Tb85V及Tb85H二者之間的關係分佈圖。

(二) 台灣陸地地區的降雨閾值

對於有關台灣陸地PCT值之降雨閾值的訂定，依方程式(4)可求得當時台灣陸地的PCT值，並將PCT值與ARMTS降雨觀測資料進行匹配。經篩選所有2001年侵台颱風陸上降雨量為0 mm/hr 的數據共計有1138個點，其分佈的情形如圖5所示。PCT的平均值(mean value)為281.53K，其標準差(standard deviation)為6.36 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)。

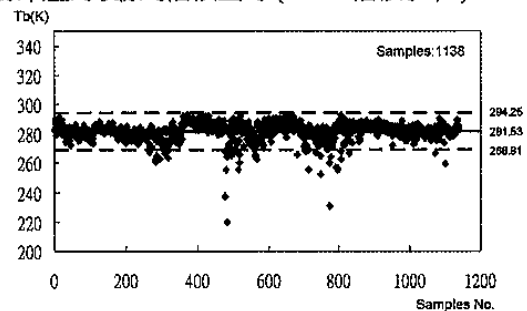


圖 5 陸地降雨量為0mm/hr時，PCT的分佈圖。紅線代表PCT的平均值，虛線為二倍的標準差為取樣的信賴區間(268.81 K < PCT < 294.25 K)。

經由上述的統計分析，可以得到當陸地降雨量為0 mm/hr 時 PCT 的值是為： $268.81 K < PCT < 294.25 K$ 。因此，本研究將台灣陸地降雨之PCT的降雨閾值(T_i)定為268.8 K。在圖5中有一些PCT的值非常小甚至可低於240 K以下，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塊的雨量資料，因此在時間上面便更有其差異性。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狀的取樣資料，因此二者在空間解析度上也有其差異性。

(三)台灣陸地降雨反演

結合TRMM/PR降雨型態的資料，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。並分別利用TRMM/TMI微波資料進行降雨反演的研究，以精進TRMM/TMI微波資料在陸地降雨反演的準確度。並利用ARMTS的雨量觀測資料與PCT值(Eq. (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。

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、卷雲及刈雷邊緣的樣本以避免反演誤差的產生。共計有 15 筆的有效樣本資料進行陸地降雨反演公式的迴歸，PCT法對於對流性降雨區的降雨反演，其Ti-PCT值與地面雨量站的雨量觀測資料二者之間的關係，如圖 6 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：

$$RR \text{ (mm/hr)} = 0.63(Ti - PCT) + 3.52 \quad (5)$$

Convective Rain

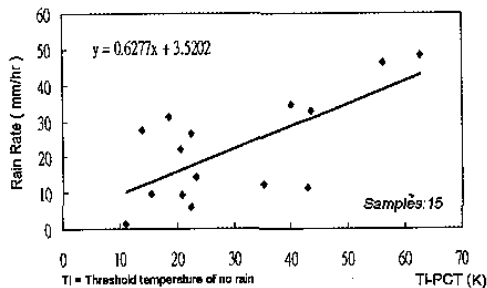


圖 6 在對流降雨區中，(Ti-PCT)值與地面降雨量之間的關係圖，實線為統計迴歸的關係線。

2、有亮帶層狀性降雨區之降雨反演方程

由於PCT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量，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干擾，會使得PCT值在同樣降雨量的狀態下會比對流性降雨還小，可見大氣中冰的含量往往會影響PCT法對於地面降雨量的估算。對於有亮帶的層狀性降雨區的降雨反演，首先，消除在TMI視場中不均勻的樣本、卷雲及刈雷邊緣的樣本以避免反演誤差的產生，所蒐集的有樣本共計有18個樣本。其(Ti-PCT)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。在經由統計迴歸法計算可得台灣陸地有亮帶層狀性降雨區之降雨反演的公式為：

$$RR \text{ (mm/hr)} = 0.0051(Ti - PCT)^2 + 0.0427(Ti - PCT) + 0.77 \quad (6)$$

Stratiform Rain with Bright Band

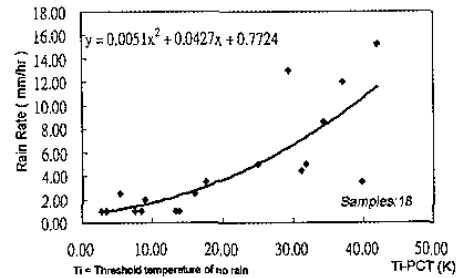


圖 7 在有亮帶的層狀降雨區中，(Ti-PCT)值與地面降雨量之間的關係圖，實線為統計迴歸的關係線。

3、無亮帶層狀性降雨區之降雨反演方程

TRMM/PR對於無亮帶的層狀性降雨區的分類原則，有下列二點(1)低於結冰層高度且接近地表的暖雨(shallow rain)。(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PCT的值都偏低較小。在圖 8 各點的分佈可以發現，無亮帶的層狀性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Ti-PCT的值在此一降雨區中有60%的值為負值，在圖中計15個樣本其PCT值大於本研究所設定的降雨閾值(Ti)268.8K。在(Ti-PCT)值接近0K的區域其地面雨量值所分佈的範圍可從11.5~0.5 mm/hr，顯示PCT法在亮帶的層狀性降雨區中由於大氣中冰含量較少，使得SIL值偏低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(Ti-PCT)值的分佈由接近0K~80K以上，而所對應的地面雨量值由0.5~11.5 mm/hr。因此，在此一降雨型態中對於以使85GHz為主的PCT法，造成(Ti-PCT)值與其所對應的地面雨量值關係較為混亂。故對於此一降雨型態的降雨，PCT法無法進行統計迴歸以求得二者之間的關係式。

Stratiform Rain without Bright Band

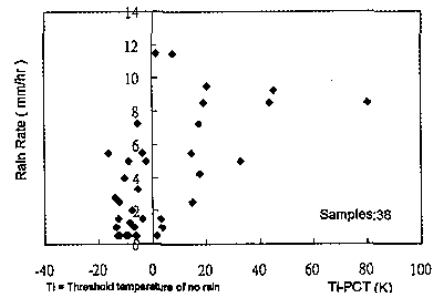


圖 8 在無亮帶的層狀降雨區中，(Ti-PCT)值與地面降雨量之間的關係圖，實線為統計迴歸的關係線。

四、降雨反演成果驗證及分析

對於台灣陸地降雨的反演成果的驗證，係以2002-2004 侵台颱風為個案，並利用VIRS的資料消除在TMI視場中為beam-filling、卷雲及刈雷邊緣等較差的樣本。並以ARMTS雨量筒降雨觀測量(Gauge_RR)為真值與TRMM/PR所估算

的雨量值及Chen and Tsai (2005)所發展之LRCT法的地面降雨量(LRCT_RR)進行比較，其SIL方程式為：

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

其降雨反演方程式：

$$SIL_RR(mm/hr) = 0.126 SIL^{1.239} \quad (8)$$

而所採用TRMM/PR的地面雨量值，是由2A25標準產品所提供的80層雨量資料，扣除“地物雜訊”(clutter)，計算出最接近地表的雨量資料作為“地面降雨量(PR_RR)”(Ikai and Nakamura, 2003)。對於PCT法所估算的雨量值，則分別以PCT_CON_RR代表對流性降雨估算值、PCT_SBB_RR代表有亮帶層狀性降雨估算值。

各降雨區所反演的成果與Gauge_RR、SIL_RR及PR_RR之比較，如圖9、10所示，其分別代表對流性降雨、有亮帶層狀性降雨之各類降雨量的比較。圖中實黑線代表Gauge_RR、點虛線代表SIL_RR、虛線代表PR_RR及粗黑線代表不同降雨型態利用PCT法所反演估算的降雨量(PCT_CON_RR、PCT_SBB_RR)。以地面降雨觀測量為真值，進行各類降雨量之間差異的分析比較，經統計分析其結果如表2所示。由圖9、10及表2所驗證的結果，其分析說明如下：

在對流性降雨區：代表對流性降雨的有效驗證樣本計有14個，由圖9中顯示各類型降雨量之間的差異並不大，在整體雨量大小的變化也相當一致。由表2的統計分析，Gauge_RR的平均雨量值為29.4 mm/hr，SIL_RR的雨量值為21.3 mm/hr，其平均的差值為-8.1 mm/hr，RMS值為18.6 mm/hr；PR_RR的平均雨量值為41.0 mm/hr，其平均的差值為11.6 mm/hr，RMS值為21.0 mm/hr；PCT_CON_RR的平均雨量值為35.8 mm/hr，其平均的差值為6.4 mm/hr，RMS值為20.0 mm/hr。

由上述的比較分析，在對流性降雨區中PR_RR的雨量值有明顯高估的情形，其平均差值為11.6 mm/hr。而SIL_RR在比降雨型態的降雨估算有明顯的低估，其平均降雨量差值為-8.1 mm/hr。至於，PCT_CON_RR其平均降雨量差值為6.4 mm/hr，與地面雨量值比較為高估，但比較接近地面雨量站所觀測的雨量值。經由驗證的結果在對流降雨區中利用PCT法所反演的降雨成果，提升了整體降雨估算量的準確度。

有亮帶的層狀性降雨區：其驗證樣本共計有69個，由圖10中顯示對於Gauge_RR地面雨量值而言SIL_RR的降雨估算值有明顯普遍高估的情形發生，其差值約高於10 mm/hr以上。PR_RR所估算的降雨量與Gauge_RR較為一致，但有3個點是有明顯的高估其最大差值可達30 mm/hr以上。至於PCT_CON_RR所估算的雨量值在整體雨量大小的變化也跟Gauge_RR相當一致，但有些點卻有高估的現象。

在表2的統計分析Gauge_RR的平均雨量值為2.3 mm/hr，SIL_RR的雨量值為13.0 mm/hr，其平均的差值為10.7 mm/hr，RMS值為11.6 mm/hr；PR_RR的平均雨量值為4.7 mm/hr，其平均的差值為2.4 mm/hr，RMS值為5.4 mm/hr；PCT_SBB_RR的平均雨量值為6.0 mm/hr，其平均的差值為

3.7 mm/hr，RMS值為5.1 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雨量SIL_RR在比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的雨量值，在本研究中最接近地面雨量站所觀測的雨量值，其平均的降雨量差值為2.4 mm/hr。

至於，經由降雨型態分類所反演的PCT_SBB_RR則較接近地面雨量站所觀測到的降雨量，改善之前利用微波頻道所估算台灣陸地降雨量(SIL_RR)的準確性，其平均降雨量差值由原先的10.7 mm/hr修正為3.7 mm/hr，RMS值由原先的11.6 mm/hr降低為5.1 mm/hr比原先SIL_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降雨型態分類再進行降雨反演，可大幅提升TMI微波資料降雨估算的準確度。

由以上驗證比較的結果顯示，利用PCT法進行台灣陸地降雨估算的結果驗證，在對流性降雨區的微波降雨估算的精確度有明顯提升。而在有亮帶層狀性降雨區，也比SIL_RR的結果好所估算的雨量值更接近Gauge_RR雨量值。但與Gauge_RR的雨量值比較平均皆大於地面雨量站所觀測到的雨量值。在對流降雨部份PCT_CON_RR為Gauge_RR的1.2倍，而有亮帶層狀性降雨部份則為2.6倍。這顯示微波資料利用高頻帶射機制在亮帶層狀性降雨區進行降雨反演時，會受結冰層散射的影響使得PCT法會有明顯的高估。

Convective Rain

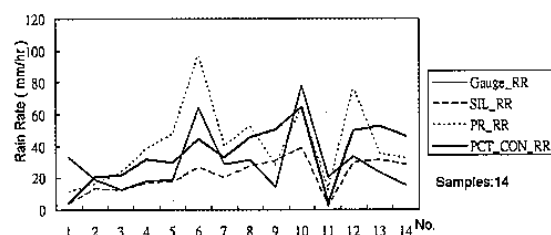


圖 14 對流性降雨區中各類降雨量之比較，實黑線代表 ARMTS_RR、點虛線代表 LRCT_RR、虛線代表 PR_RR 及粗黑線代表 TMI_CON_RR

Stratiform Rain with Bright Band

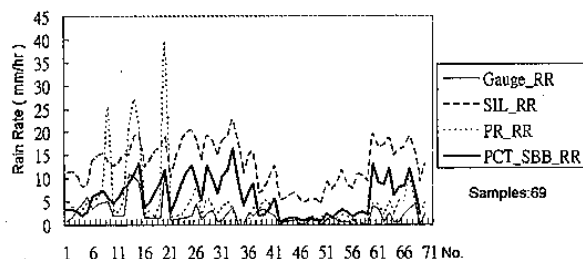


圖 15 有亮帶的層狀性降雨區中各類降雨量之比較，實黑線代表 ARMTS_RR、點虛線代表 LRCT_RR、虛線代表 PR_RR 及粗黑線代表 TMI_CON_RR

表 2 在不同降雨型態下，以地面降雨資料為真值，進行 TMI、PR 陸上降雨估算的比較。

Retrieval Algorithm	Convective Rain Area		Stratiform Rain Area with Bright Band	
	mean rain rate(mm/hr)	RMS (mm/hr)	mean rain rate(mm/hr)	RMS (mm/hr)
Ground Truth	29.4	---	2.3	---
SIL_RR	21.3	18.6	13.0	11.6
PR_RR	41.0	21.0	4.7	5.4
PCT_RR	35.8	20.0	6.0	5.1

五、結 論

利用衛星微波資料進行陸地降雨反演，主要是採用高頻的散射計機制為主，而陸地降雨反演的研究目前以SIL法及PCT法為主。本研究以使用衛星TRMM/TMI微波資料，利用PCT法進行台灣陸上降雨反演的研究。從TRMM/TMI CH8、CH9高頻波段進行降雨的觀測，當地表降雨量愈大，則大氣中所含的散射物質也愈多，所以亮溫值則愈小，在風暴中心所觀測到的亮溫值通常為該降雨系統亮溫值最低的區域。因此，地面降雨愈大，則其CH8、CH9的亮溫值則愈低。其次，對於偏極化差異，在晴空的海上TMI CH8、CH9所觀測到亮溫值之偏極化差異最大，而風暴中心之對流胞所觀測到的則為最小；其次，對於外圍孤島狀雲的層狀性降雨區則偏極化的差異仍然偏高。在艾利颱風侵襲台灣陸地時，同時也得到PCT的亮溫分佈圖與地基雷達CV圖的反射波分佈非常一致。

對於陸地降雨反演，首先，利用VIRS紅外線衛星雲圖(11 μm)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，並建立台灣地區之PCT方程為公式(4)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PCT法的降雨閾值為268.8 K。之後，並與陸地降雨觀測量進行資料迴歸，以求得台灣陸地降雨的方程式。過去針對台灣陸地的降雨反演研究，因未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，在對流性及有亮帶層狀性降雨型態部分，其降雨反演式分別為(5)、(6)所示。然而，在無亮帶層狀性降雨部分發現Ti-PCT的值與地面雨量值關係不好導致無法進行統計迴歸。這是因為此一型態的降雨通常為低於結水層高度且接近地表的暖雨，其雨滴粒徑不大、降雨量不多。

在衛星降雨估算的驗證，以Gauge_RR的降雨量為真值並比較在有、無區分降雨型態下，降雨估算值的差異。結果顯示，利用PCT法進行台灣陸地降雨估算的結果驗證，在對流性降雨區及有亮帶層狀性降雨區其結果比SIL_RR的結果好，降雨估算的準確度有明顯的提升。無亮帶層狀性降雨通常為低於結水層且接近地表的暖雨，由研究顯示該類型的降雨特性，對於利用高頻散射計進行間接降雨反演的PCT

法是不適當，未來將研究使用物理法針對陸地上暖雨進行探討。此外，將雨區分類成不同的降雨型態進行降雨反演，可增加微波降雨估算方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

本文在國科會專題研究計畫NSC94-2625-Z-014-002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

- Chen, Wann-Jin, M. D., Tsai, G. R., Liu, M. H., Chang, 2005, The Study of Rainfall Derived from the TRMM Microwave Imager Data Over Taiwan Land—Using Scattering-Index Method, *Atmosphere Sciences*, Vol. 33, No. 4, pp. 277-300.
- 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. 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.
- 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.
- Spencer, R. W., Goodman, H. M., and Hood, R. E., 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.
- Todd, M., and J. Bailey, 1995: Estimates of Rainfall over the United Kingdom and Surrounding Seas from the SSM/I Using the Polarization Corrected Temperature Algorithm, *Journal of Applied meteorology*, Vol. 34, pp. 1254-1265.
- William, S. O., Y. Hong, C. Kummerow, and J. Turk, 2001: A Texture-Polarization Method for Estimating Convective-Stratiform Precipitation Area Coverage from Passive Microwave Radiometer Data, *Journal of Applied meteorology*, Vol. 40, pp. 1577-1591.