

# 結合數值天氣預報模式 及衛星微波資料估算海上颱風降雨

葉南慶<sup>1</sup> 汪建良<sup>2</sup> 陳萬金<sup>3</sup> 胡仁基<sup>4</sup> 林永慶<sup>5</sup>

<sup>1</sup> 國防大學理工學院國防科學研究所

<sup>2</sup> 國防大學理工學院環境資訊及工程學系

<sup>3</sup> 大華技術學院電子工程系

<sup>4</sup> 國防部國軍氣象中心

<sup>5</sup> 空軍氣象聯隊第六天氣中心

(中華民國一〇九年五月二十日收稿；中華民國一〇九年九月二日定稿)

## 摘 要

本研究利用貝氏方法反演海上颱風降雨率，首先由先驗機率分布(prior probability distribution)  $\pi(R)$  與條件機率分布(condition probability distribution)  $f(P|R)$  獲得後驗降雨機率分布(posterior probability distribution)  $\pi(R|P)$ ，最後藉由衛星微波觀測值估算海上颱風降雨。其中條件機率分布分別藉由雲模式與輻射傳送模式 (radiative transfer model, RTM) 求得，而先驗機率分布則由 PR (Precipitation Radar) 標準降雨產品的近地面降雨強度獲得。

本研究使用的 RTM 所需各種物理參數的輸入是由天氣研究預報模式(The Weather Research and Forecasting, WRF) 模式所提供。另外，我們利用 RTM 模擬亮度溫度(brightness temperature, Tb) 及在降雨與晴空下的微波頻道極化差資訊轉換為削弱指數 P，這指數具有隨著降雨強度增加而遞減，且不易受降雨飽和影響的優點。最後，利用 TRMM/TMI 所觀測 Tb 來計算削弱指數，進而利用此削弱指數來估算海上 RR。

本研究使用貝氏方法是估算出降雨強度的機率分布，再利用平均估算式將此機率分布轉換為單一 RR，再以 PR 所求得之 RR 做驗證，結果顯示兩者相關係數在對流性降雨為 0.68，層狀性降雨為 0.75。此結果顯示結合數值天氣預報模式及衛星微波資料可有效估算海上颱風降雨。

關鍵字：貝氏方法、後驗機率分布、輻射傳遞方程

## 一、前言

台灣位於西北太平洋颱風活動的主要路徑上，平均每年約會有 3~5 個颱風會侵襲台灣地區，颱風所帶來直接或間接的災害，往往會造成生命及財產上的損失。例如 2009 年受莫拉克颱風及西南氣流共伴的影響，除累積降雨在各地區創新最高記錄外，也造成土石流等重大災情，據內政部消防署及行政院農委會統計，共有 673 人死亡，26 人失蹤，農損逾 195 億元。另外，2010 年梅姬颱風及東北季風共伴影響下，連續性的降雨也造成部分地區土石流及蘇花公路多處坍方等災情，造成 38 人死亡，農損逾 13 億元。往昔我們關注颱風的風力可能對我們造成的傷害，現今可能要更重視颱風所挾帶雨量對我們的傷害。因此，若能準確預估颱風的降雨量而提早預警，並採取適當的預防措施，必定能有效地減少人員的傷亡及財物的損失。本研究的動機即在於提供海上颱風即早的降雨估算，以供防颱減災之用。

颱風在海上生成且其生命期大多也是在洋面上，傳統觀測只有少數的島嶼測站與船隻觀測，但這些資訊不足以掌握颱風的動態與變化，唯有衛星觀測資料才能提供對颱風高時間解析及大範圍的密集觀測資料。本研究之目的就是使用 TRMM 衛星 TMI 微波觀測資料，先以模式與完整數學架構的計算方法（貝氏理論）建立微波亮度溫度(brightness temperature, Tb)轉換的削弱指

數與降雨強度(rainfall rate, RR)的關係，再利用衛星觀測的 Tb 透過此關係估算海上颱風的 RR。

衛星估算颱風降水早期以可見光及紅外線頻道為主，但可見光頻道受限於白天使用，而紅外線頻道則易受雲層影響而無法獲得雲下的海洋資訊。近年來，隨著儀器的進步以及遙測技術的成熟，使得兼具全天候與透雲性的被動微波感測器，已成為開放洋面估算颱風降水的最佳選擇。王與劉(1998)曾指出，以多頻道衛星微波輻射資料反演海上的 RR 是遙測技術估算海上 RR 的主要方法之一。Adler et al. (2001)亦提出衛星被動微波資料在缺乏觀測資料的廣大洋面上，是一個能提供具有不被雲層影響，且可廣泛運用於海上降雨的利器。

利用衛星微波資料估算海上 RR 最直接的方法為 Wilheit et al. (1980)以衛星觀測的 Tb 與地面觀測站的 RR 建立其關係式。Wilheit (1986)指出當衛星的視場(field of view)大於或是等於 10 公里，且視場內的 RR 分布不均勻時，會造成 Tb 與 RR 的關係出現兩種以上的可能結果。Petty (1994)曾指出在雨滴發射及散射效應的雙重影響下，使得 Tb 與 RR 呈現非一對一單調關係(non-monotonic)，且微物理的改變與背景環境等因素都會造成 Tb 與 RR 之間的關係式改變。2000 年代已有許多學者利用地基或星載被動式微波頻道來估算 RR，例如 Liu et al. (2001)使用地基被動微波輻射計估算 RR；Chen et al. (2002)使用

TRMM 衛星上的被動微波資料與同步衛星進行降雨估算的研究；Kidd et al. (2003)結合了被動微波資料與紅外線資料來估算降雨，提供每 30 分鐘一筆降雨估算資料，大大提升了時間解析度。當然，因為不同的微波頻道有不同的物理特性與降雨反演的極限，所以 Liu et al. (2002)及 Joyce et al. (2004)結合多頻道的觀測資料來進行降雨的反演，主要目的是擷取各頻道的優點以增加降雨反演的動力範圍 (dynamic range)。

貝氏理論(Bayes' theorem)是一個嚴謹且具有完整的理論架構，而不是一種反演法。Evans et al. (1995)使用模擬資料來評估各相關參數對降雨反演精確度的影響，並詳細說明貝氏理論的優點。而國際上相關的期刊論文，例如 Kummerow et al. (1996, 2001)、Bauer et al. (2001)及 Marzano et al. (2002)等學者的演算法中就引用貝氏理論，並利用多頻道微波輻射觀測值反演 RR 及其相關特性。

## 二、資料收集及處理

本研究所使用的資料包含衛星微波資料 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission)/TMI (TRMM Microwave Imager) 及星載雷達 TRMM/PR (Precipitation Radar)等觀測資料，The Weather Research and Forecasting (WRF)模式模擬垂直剖面的水象參數，以及輻射傳遞模式 (radiative transfer model, RTM)所計算的  $T_b$ 。

(1)TRMM/TMI 被動微波資料

TRMM/TMI 改良自美國 DMSP (Defense Meteorology Satellite Program) 衛星 SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager)，但增加 10.7-GHz 頻道；並因應熱帶地區降雨特性及水氣

含量較多而使頻道容易飽和，將原 22.23-GHz 頻道改為 21.3-GHz。TMI 的五個微波波段分別為 10.7-、19.4-、21.3-、37-與 85.5-GHz。其中，除了 21.3-GHz 僅有垂直線性極化頻道外，其餘 4 個波段均包含垂直與水平線性極化頻道。就地表水平解析度而言，高頻率(85.5-GHz)與低頻率(37-GHz 以下)可分別達到 4.6 km 與 9.1 km (Kummerow et al. 1998)，本研究所使用的為經過輻射校正與幾何定位後 Level-1B11 資料 (Simpson et al. 1996)，空間解析度為 10 公里。

### (2) TRMM/PR 星載雷達資料

TRMM 衛星上的 PR 是第一具搭載於衛星上的主動式雷達，其具有(1)可提供垂直剖面的降雨資料；(2)可在陸地或海上進行降雨估算而不受背景的影響；(3)可用來修補微波資料不足之處及其準確度等優點。因此，利用 PR 進行降雨觀測，可以得到完整三維的降雨分布(Ikai et al. 2003)。PR 所使用的頻率為 13.8-GHz (波長約為 2.2 公分)，最小可量測到的回波強度為 17 dBZ，其降雨率相當於  $0.7 \text{ mm h}^{-1}$  (Okamoto et al. 2005)。PR 的掃描方式為交叉掃描(cross-track)，星下點的水平解析度為 5 公里，刈幅寬為 247 公里，垂直解析度為 250 公尺。方(2005)指出 PR 每條掃描刈幅，愈往兩側受地形雜波的影響愈大，不論在海上或是陸地皆是如此，其影響高度可達 2 公里。為避免地形雜波影響 PR-RR 的準確度，本研究僅利用 PR 星下點附近 10 個掃描格點來做驗證。本研究使用 PR 的標準產品為 2A25 包含經由回波強度值與降雨率的關係(Z-R)推導出垂直剖面 RR。為配合 TMI 水平解析度以便進行定量驗證，故將 2A25 資料平均至 10 公里 x 10 公里網格點。

### (3) WRF 模式輸出之各氣象參數

本研究採用 WRF 來模擬颱風垂直水象分布。而初始場及邊界值乃採用美國國家環境預報中心 (National Centers for Environmental Prediction, NCEP) 的最終分析資料 (Final Analysis, FNL from GFS)。其資料網格解析度為  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ，時間間距為每 6 小時一筆。WRF 模式中有數種微物理法 (scheme)、邊界層參數化法及積雲參數化法。WRF 參數化法的設定部分，由林(2009)依據簡等人(2006)探討各種組合的優劣利弊，包含 WSM6 法在模擬水象粒子混合比部分會得到較佳結果，使用 YSU 邊界層參數化法可得到較好的降水模擬結果等，所以本研究建立條件機率分布所採用的為 WSM6(WRF Single-Moment)微物理參數法；YSU(Yonsei University)邊界層參數化法及 KF(Kain-Fritsch)積雲參數化法。

### (4) 輻射傳遞模式輸出之 $T_b$

本研究所使用的 RTM 為美國佛羅里達大學劉國勝教授提供(Liu 1998)，其中 RTM 所需要輸入的各氣象參數，例如雨、雲水、軟雹、降雨量、雪、冰晶、比濕、溫度、三維風場等，皆由 WRF 模擬提供。而 RTM 經過地表放射率、水氣及氧氣吸收、粒徑大小分布，輻射之發射與散射等效應考量後，計算出總液態水含量(total integrated liquid water)、總冰水含量(total integrated ice water)、水平與垂直線性極化的  $T_b$ 。利用 WRF 模式及 RTM 模擬  $T_b$  之示意圖如圖 1。

## 三、理論基礎

### (1) 被動微波反演降雨之理論基礎

衛星被動微波輻射計可用來偵測海上降雨，主要是因為海表面的發射率(emission, 約 0.5)遠

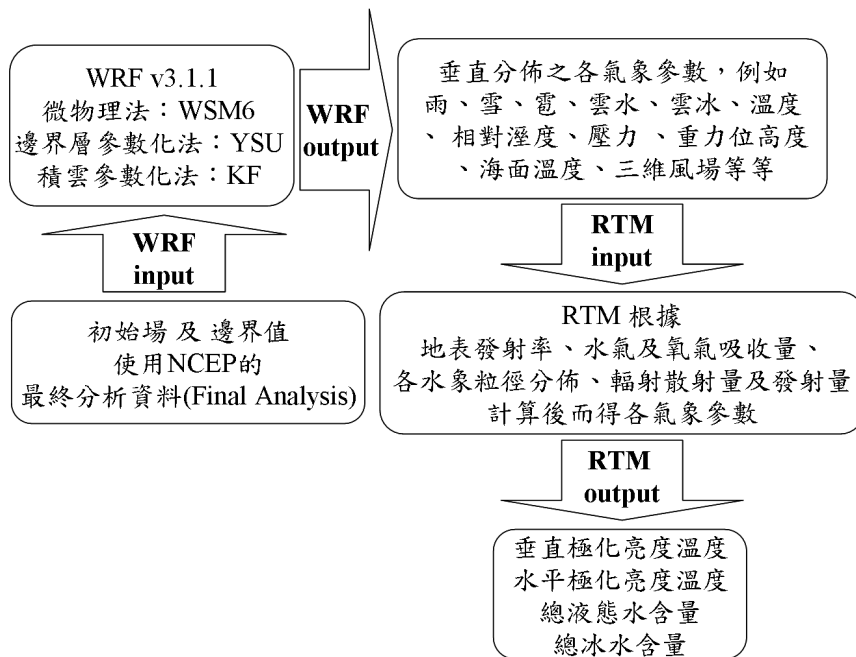


圖 1 利用 WRF 模式及 RTM 模式模擬  $T_b$  之示意圖。

小於雨滴發射率(約 0.9)。當下雨時，因為雨滴對海表面的向上輻射吸收後再發射的影響，所以 Tb 隨著 RR 的增強而上升，且兩者之間的變化似乎呈線性的關係。但是除了發射機制外，當雨滴粒徑較大時，還會因大粒徑雨滴及冰晶產生的散射效應(scattering)，反而使 Tb 隨著 RR 的增強而有飽和(saturation)後下降的現象。雖然 Tb 與 RR 並非一對一的單調函數，但在各頻道 Tb 達到飽和之前，RR 與 Tb 呈現近線性的關係，所以使用衛星被動微波遙測技術估算 RR 的方法，都在各頻道達到飽和點之前。

(2) 削弱指數，P 值

Petty et al. (2001)指出微波 Tb 與 RR 並非一對一的單調關係，因此如果直接建立兩者間的關係式，將無法直接應用於降雨反演。Petty (1994)發表削弱指數(attenuation index), P 值，用以建立 Tb 與 RR 間的關係，其定義如下：

$$P \equiv \frac{T_V - T_H}{T_{V,O} - T_{H,O}} \quad (1)$$

其中  $T_V$  及  $T_H$  分別為垂直極化 Tb 與水平極化

Tb,  $T_{V,O}$  及  $T_{H,O}$  分別表示與上述  $T_V$  及  $T_H$  相同的大氣情況下，將雨雲效應去除的 Tb，換句話說，就是在晴空時的 Tb，其目的為將極化差的 Tb 正規化，Tb 與 P 值分別與 RR 的關係如圖 2 (胡，2009)。Chiu (2003)表示 P 值的範圍介於 0 到 1 之間，1 代表衛星觀測視場內沒有任何雲雨，相反的，0 則表示視場內的光學厚度因為雨雲而變的相當不透明，這情況也意味著地面有較大的 RR。在晴空狀況下，衛星觀測自海面的垂直極化及水平極化的差值較大，即接近(1)式的分母，所以 P 接近 1 為晴空。當下雨時，雨滴會吸收海面極化差值較大的輻射，雨滴同時也向上發射至衛星，由雨滴所發射的垂直極化與水平極化差值較小，P 值也就變小。所以衛星的視場內的雨滴愈多，P 值就愈小，即降雨強度與 P 值呈現負相關。

Petty et al. (2001)說明使用 P 值反演降雨的優點如下，第一、P 值與 RR 的關係為單調函數，P 值隨著 RR 的增強而下降；第二、P 值不像 Tb 對背景場敏感，P 值的變化主要為光學厚度的改變，而對海面風速、海溫等等背景場不敏感；第三、P 值與雨雲之透射率呈指數關係，也就是說，

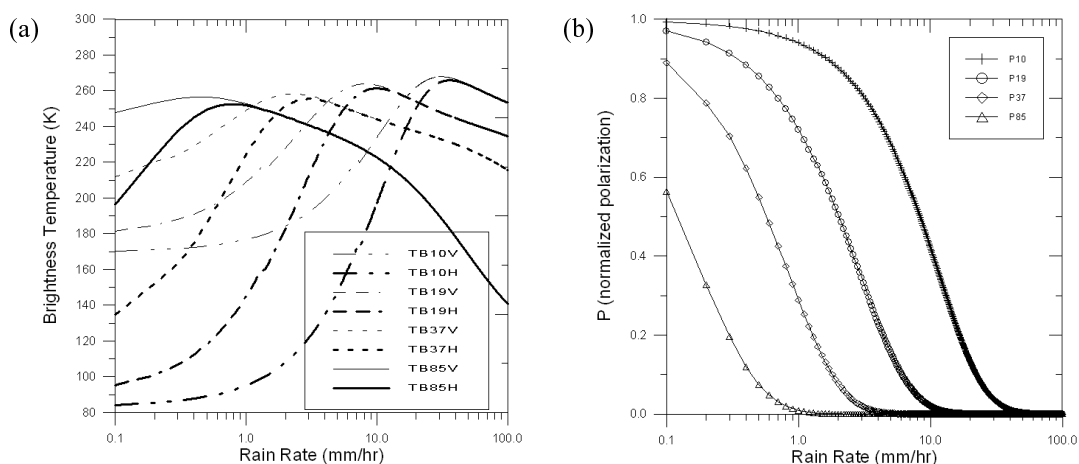


圖 2 (a)各頻道 Tb (V：垂直極化，H：水平極化)，(b)各頻率削弱指數 隨 RR 的變化 (摘自胡，2009)。

P 值在某種程度上可以代表雨雲的透射率。

### (3) 貝氏方法估計海上降雨的機率分布

本研究使用之貝氏方法是利用貝氏理論的完整架構所建立，而貝氏理論的主要論述為利用事前先求得某兩個物理參數（例如：RR, P 值）的關係後，配合欲求物理參數（例如：RR）實驗或是經驗上的分布，經過上述兩個關係式的計算後，得到一個由上述兩個物理參數（RR, P 值）組成的一個機率分布，藉由此機率分布進一步來得到欲求物理參數(RR)。其數學通式如下：

$$\pi(R|P) \propto f(P|R) \cdot \pi(R) \quad (2)$$

本研究利用 WRF 模式與 RTM 來建立 P 值與 RR 間的關係，即條件機率分布  $f(P|R)$  (condition probability distribution)。利用 PR-RR 建立先驗機率分布  $\pi(R)$  (prior probability distribution)，其功能為限制  $f(P|R)$  的分布落於合理的範圍內。當求得  $f(P|R)$  與  $\pi(R)$  後，藉由(2)式將兩者相乘可得到後驗機率分布  $\pi(R|P)$  (posterior probability distribution)，其物理意義是在已知某 P 值的情況時，可得知 RR 的機率分布。

降雨就是一種機率的問題，例如中央氣象局降雨預報就是以降雨機率來呈現。而貝氏方法就是藉由機率發生的分布，進一步獲得所要反演的

物理量(RR)，分析在何種大氣及垂直剖面的結構下，其水象參數的分布會造成降雨。

## 四、研究方法

Chiu and Petty (2006)提到，貝氏方法反演降雨實際執行時最主要困難是先驗機率分布與條件機率分布的建立與取得，主要的挑戰為取得數量大且不相同的樣本來增加 P 值和 RR 的分布範圍。本研究的先驗機率分布引用 Chiu and Petty (2006)收集 1998 年 1、4、7、10 月超過 200 萬筆全球的 PR 近地面 RR，利用對數常態分布擬合來求得先驗機率分布  $\pi(R)$ 。利用實際觀測值來建立先驗機率分布  $\pi(R)$  主要是因為考量條件機率分布  $f(P|R)$  是利用模式所建立，所以需要實際的降雨分布  $\pi(R)$  來限制其範圍，以確保後驗機率密度函數  $\pi(R|P)$  之降雨強度分布落於實際觀測降雨範圍內。

條件機率分布的計算，主要是利用條件機率的概念計算在已知不同降雨率情況下，其 P 值所具有的機率分布值，而有效的統計需要大量的樣本來建立，故本研究的條件機率分布是利用 WRF 模擬各垂直水象的含量及三維風場分布，模擬對象為 7 個於西北太平洋生成之颱風個案（表 1），並將各氣象參數垂直結構輸入 RTM 得到各頻道

表 1 建立條件機率所選取之颱風個案

編號	颱風名稱	颱風生命期 (世界時)	強度
1	聖帕(Sepat)	2007/08/15 1200 ~ 2007/08/17 1200	強烈
2	柯羅莎(Krosa)	2007/10/04 1200 ~ 2007/10/06 0600	強烈
3	韋帕(Wipha)	2007/09/17 0600 ~ 2007/09/19 0000	中度
4	米塔(Mitag)	2007/11/22 0000 ~ 2007/11/26 0000	中度
5	凱米(Kaemi)	2006/07/21 0600 ~ 2006/07/25 0000	中度
6	桑美(Saomai)	2006/08/07 0600 ~ 2006/08/10 1200	中度
7	珊珊(Shanshan)	2006/09/11 1800 ~ 2006/09/17 1800	中度

Tb。利用模式可以模擬出 TMI 各頻率的水平及垂直極化的 Tb，而將輸入 RTM 的各水象氣象參數設定為零，就可以模擬出各頻率晴空背景情況下的水平及垂直極化 Tb，當模擬出實際與晴空背景下的 Tb 就能求出各頻率的 P 值。但實際 TMI 觀測並沒有 21-GHz 的水平極化 Tb，加上 85-GHz 的 P 值對降雨的反應相對於其它低頻不靈敏，所以本研究僅使用 10-、19-及 37-GHz 的 P 值來建立條件機率分布  $f(P|R)$ ，其具體作用是藉由 WRF 與 RTM 來建立 P 值與 RR 之間關係的資料庫。

本文引用 Chiu and Petty (2006)的先驗機率分布  $\pi(R)$ ，加上利用模式所建立之條件機率分布  $f(P|R)$ ，也就滿足了使用貝氏方法所需的條件。但在實際應用時，TMI 只是觀測到實際的 Tb，而無法觀測到晴空背景下的 Tb，所以本研究引用 Chiu(2003)所提出計算晴空背景 Tb 的方程式(3~8)

$$T_{10v,o} = 154.1 + 0.076V + 0.24U + 0.47T_s \quad (3)$$

$$T_{10h,o} = 73.8 + 0.14V + 0.90U + 0.24T_s \quad (4)$$

$$\begin{aligned} &\ln(300 - T_{19v,o}) \quad (5) \\ &= 4.89 - 0.0072V - 0.0017U - 0.0025T_s \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} &\ln(300 - T_{19h,o}) \quad (6) \\ &= 4.39 - 0.0078V - 0.0063U - 0.0052T_s \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} &\ln(300 - T_{37v,o}) \quad (7) \\ &= 4.65 - 0.0058V - 0.00055U - 0.00069T_s \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} &\ln(300 - T_{37h,o}) \quad (8) \\ &= 5.22 - 0.0065V - 0.0080U - 0.00031T_s \end{aligned}$$

藉由將總水氣量(V, kg/m<sup>2</sup>)、海面風速(U, m/s)及海面溫度(T<sub>s</sub>, °C)等參數帶入方程式(3)~(8)，即可得到各頻道晴空背景下的 Tb。而 V、U 及 T<sub>s</sub> 等參數則引用 Chiu(2003)的迴歸式而得。其中總

水氣量是利用探空資料與 TMI 觀測之 Tb 得到迴歸方程式(9)，海面風速是利用海上觀測浮標(buoy)與 Tb 得到迴歸方程式(10)，海面溫度則直接使用氣候值。

$$\begin{aligned} V = &128.57 + 33.94\ln(290 - T_{19v}) \quad (9) \\ &- 72.13\ln(290 - T_{21v}) + 10.48\ln(290 - T_{37h}) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} U = &130.908 + 0.170T_{10v} + 0.128T_{10h} \quad (10) \\ &- 0.034T_{19v} - 0.115T_{19h} - 0.079T_{21v} \\ &- 1.121T_{37v} + 0.543T_{37h} \end{aligned}$$

當 TMI 掃描觀測得到各頻道 Tb，將之帶入(9)式及(10)式，得到 V 及 U，再將 V、U 帶入(3)~(8)式得到各頻道晴空背景的 Tb，將各頻道晴空背景的 Tb 與 TMI 觀測各頻道的 Tb 帶入(1)式，即可得到各頻道 P 值。

本研究引用先驗機率分布  $\pi(R)$  及建立條件機率分布  $f(P|R)$ ，利用 TMI 觀測值來得到 P 值，最後利用(2)式就可以得到後驗機率分布。其物理意義為在某 P 值的情況下，RR 的機率分布。為了與 PR-RR 分析比較，需要利用統計方法從 TMI-RR 的機率分布得到單一值的 RR，本研究使用平均估算器(averaged estimator)，也就是以後驗機率分布的平均值當作 TMI-RR。

利用模式建立條件機率分布，加上實際觀測的先驗機率分布，最後後驗機率分布，在估算降水中加入模式的優點有二，第一、模式可以模擬大量且範圍涵蓋各種降雨強度的資料，除了增加其統計上的可信度外，還可以擴大衛星估算降雨的範圍及精確度；第二、先期建立 P 值與 RR 間的機率分布，使衛星通過所得的微波資料，不須經過複雜且冗長的計算，可即時性的估算其降雨強度。

林(2009)利用 WRF 模擬數個颱風的垂直水

象分布，其模擬時間由 60 小時至 162 小時不等，以模擬的垂直水象輸入 RTM，再由 RTM 所計算之 Tb 與 TMI 觀測的 Tb 差異頗大。因為被動式微波對於降雨非常敏感，為求輸入 RTM 的垂直水象可以最接近實際狀況，依據簡等人（2006）於梅雨季的定量降雨預報校驗中，利用公正預兆得分 ETS (Equitable Threat Score) 驗證 WRF 模式模擬降水，在 12 至 24 小時有最佳表現。ETS 主要在計算模式正確預測降水的機率，且當模式與觀測皆無降水並不納入計算，ETS 主要功能是可判斷降水預報的正確性。本研究在與 TMI 觀測 Tb 分析比較方面，輸入 RTM 所需垂直水象的模擬時間皆控制於 12 至 24 小時之間。

本研究針對 2009、2010 年對台灣影響甚鉅的莫拉克颱風及梅姬颱風進行海上降雨估算並驗證。大部分降雨反演研究的驗證都是利用地面的雨量筒所測得之 RR，但是因為本研究利用 TMI 所反演之颱風降雨僅適用於海上，而海上較缺乏實際觀測資料，所以本研究的驗證使用 PR 的近地面 RR。除了對每個刈幅做 RR 驗證外，也利用

PR 所區分的對流性降雨及層狀性降雨分別作驗證，以探討本研究估算降雨的方法在不同型態降雨的表現。

由於本研究使用 TMI 的水平解析度為 10 公里，與 PR 的水平解析度為 5 公里不同，所以需要將 PR 資料重新平均至  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$  的網格點上做分析。研究流程架構參考胡(2009)的貝氏方法進行衛星微波降雨反演，其中本研究對颱風個案採用 WRF 模式建立條件機率分布，驗證資料採用 PR 星下點近地面 RR，示意圖如圖 3，其中點虛線為模式所扮演的角色，長虛線則是衛星觀測資料處理流程。

## 五、結果分析與討論

本研究降雨驗證選擇 2009、2010 年的莫拉克颱風及梅姬颱風所掃描的三個刈幅，而 Tb 及 P 值的分析比較則因為 TMI 掃描到較完整的颱風主體為梅姬颱風，且 TRMM 軌道編號 73670 的觀測時間為 2010 年 10 月 21 日 1401 UTC，與模擬當日 1400 UTC 僅相差 1 分鐘，所以在 Tb 及 P

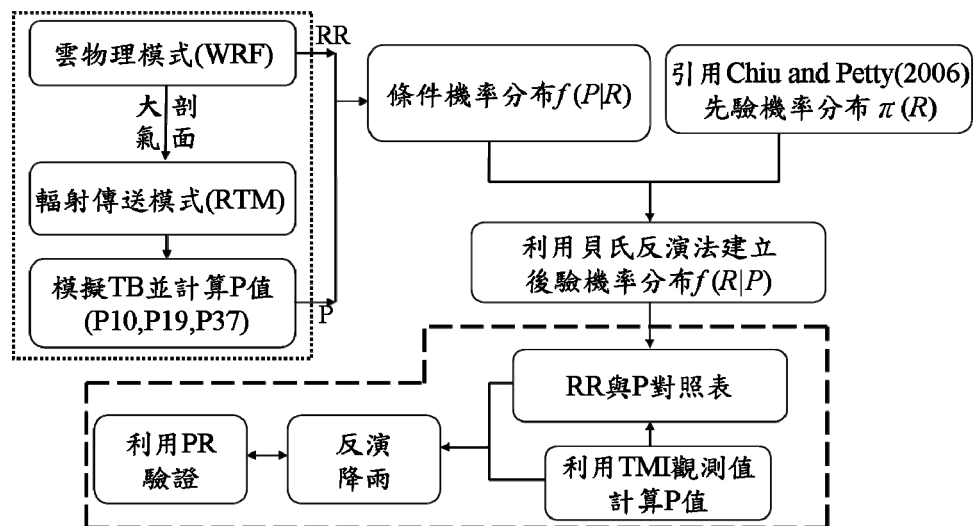


圖 3 研究流程示意圖，點虛線為模擬部分，長虛線為衛星資料處理流程。



值的分析比較部分就以 2010 年 10 月 21 日軌道編號 73670 的梅姬颱風為例。

### (1) Tb 分析與討論

圖 4 至圖 10 的(a)為模擬 TMI 各頻道的 Tb，(b)為 TMI 各頻道實際觀測的 Tb，(c)為涵蓋颱風範圍（北緯 18.5°至 22.5°，東經 116°至 120°），即(a)、(b)的點虛線內，各頻道模擬 Tb（深色）與觀測 Tb（淺色）的直方圖，橫坐標為 Tb，縱坐標為格點數量，樣本數量為 1359。

圖 4 為 10-GHz 水平極化 Tb，由圖 4(a)-(b)可以看出 RTM 所模擬的 10-GHz 的 Tb，在颱風中心位置並沒有與觀測一致，但整個颱風大致型態是類似的，模擬晴空部分的 Tb 與觀測相當一致，模擬颱風雨帶的 Tb 與觀測則有明顯的差異。造成模擬與觀測的差異主要原因有二，第一為 RTM 模擬的 Tb 完全倚賴 WRF 的輸入，當 WRF 模擬的垂直水象與實際有落差，RTM 所模擬的 Tb 就會與實際 Tb 有落差；第二，WRF 模擬的颱風路徑與結構與颱風實際路徑與結構並不可能完全一致。由圖 4(c)比較實際與模擬的差異，在小於 150 K 的晴空部分數量相當，而在 170 K 至 210 K 的雨帶部分，觀測數量大於模擬數量，另外只有模擬的 Tb 達 220 K 以上，觀測最大值並沒有超過 220 K。以上差異的可能原因是 WRF 模擬的液態降雨較實際多，較多雨滴發射較多的輻射能量，導致 RTM 模擬的 Tb 較實際大。圖 5 為 10-GHz 垂直極化 Tb，分析圖 5(a)-(c)，不論是颱風位置或是結構的分布，晴空及雨帶的 Tb 等等，與圖 4(a)-(c)的狀況相當類似。

圖 6 為 19-GHz 水平極化 Tb，由圖 6(a)-(b)可以看出 RTM 所模擬的 19-GHz 的 Tb，不論晴空或雨帶，模擬 Tb 與觀測 Tb 相當一致，惟模擬

颱風雨帶位置與觀測有些微差距，造成此差異應該是 WRF 模擬颱風結構與實際有落差。圖 6(c)比較實際與模擬在數量上的差異，在小於 190 K 的晴空部分數量模擬大於實際，而在 210 K 至 250 K 的颱風外圍部分，觀測數量大於模擬數量。造成此差異的原因是 WRF 模擬的颱風範圍較實際小。另外在大於 260 K 以上的颱風雨帶，模擬與實際的 Tb 就相當一致。圖 7 為 19-GHz 垂直極化 Tb，由圖 7(a)-(c)可以看出 RTM 所模擬的 19 GHz 的 Tb，與圖 6(a)-(c)相當。

圖 8 為 21-GHz 垂直極化 Tb，分析圖 8(a)-(b)，與 19-GHz Tb 類似，除了模擬颱風的大小較實際小一點，餘晴空部分或是颱風雨帶的 Tb 數值，模擬與實際都相當一致。由上述分析可解釋圖 8(c)，在設定範圍內，模擬小於 260 K 的晴空 Tb 數量大於實際，而 270 K 到 280 K 的雨帶 Tb 個數為實際大於模擬。

圖 9 為 37-GHz 水平極化 Tb，分析圖 9(a)-(b)，在晴空及雨帶的 Tb 數值都相當一致，但與 19-GHz 類似，模擬颱風的範圍稍小於實際範圍，導致圖 9(c)顯示設定範圍內，模擬小於 230 K 的晴空 Tb 個數大於實際個數，模擬介於 260 K 至 270 K 的雨帶 Tb 個數小於實際個數，餘各 Tb 的間隔，模擬與實際的數量相當一致。圖 10 為 37-GHz 垂直極化 Tb，在圖 10(a)-(c)的分析與 37-GHz 水平極化類似。

分析各頻道的 Tb 發現，除了 10-GHz Tb 的模擬與實際觀測有較大的差異外，其餘各頻道模擬的 Tb 與實際相差不大。差異來源主要是因為 WRF 模擬垂直水象分布與實際有落差，導致輸入 RTM 計算的結果與 TMI 瞬間觀測的結果很難達到完全一致。差異的另外一個可能來源為模擬與

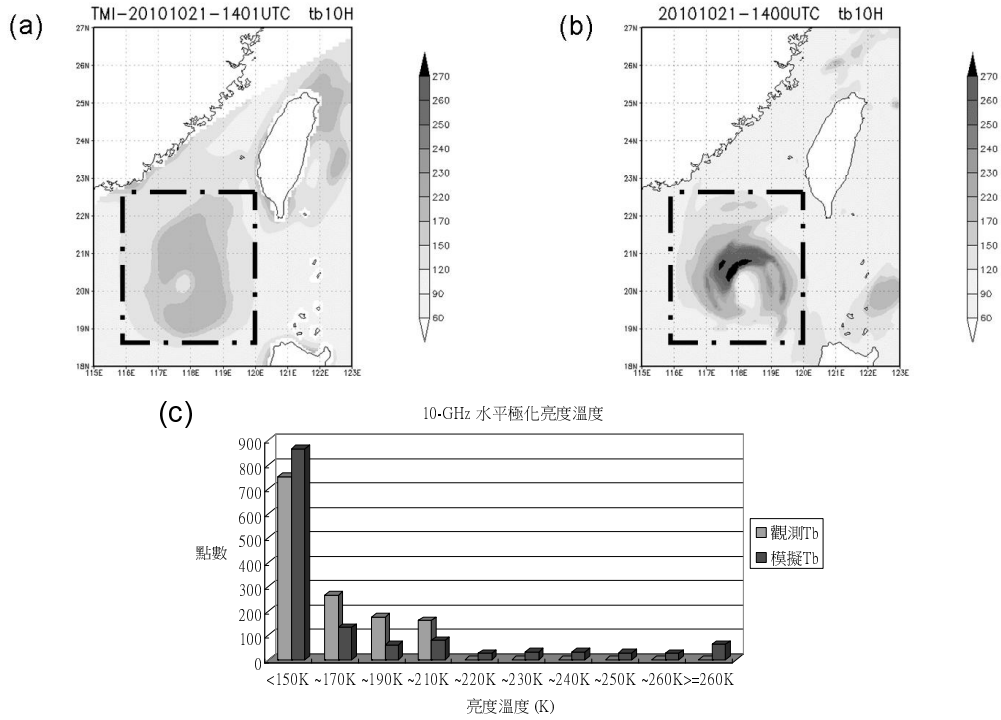


圖 4 (a)觀測 10-GHz 水平極化 Tb，(b)模擬 10-GHz 水平極化 Tb，(c) 10-GHz 水平極化 Tb 直方圖，淺色為觀測值，深色為模擬值。

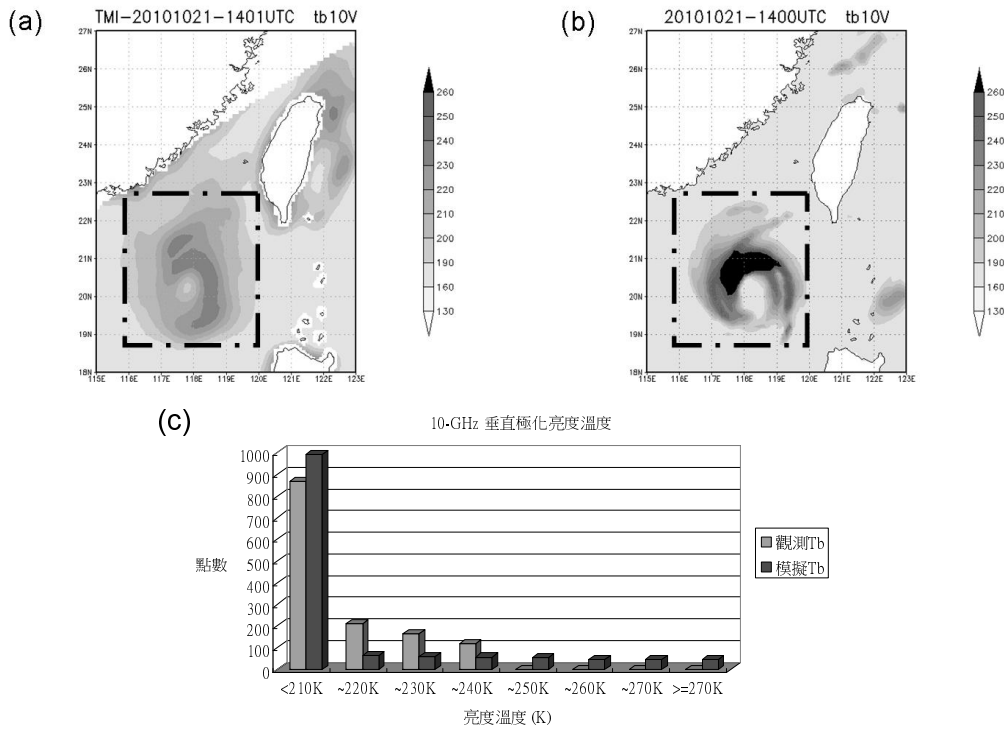


圖 5 同圖 4，更改為 10-GHz 垂直極化 Tb。

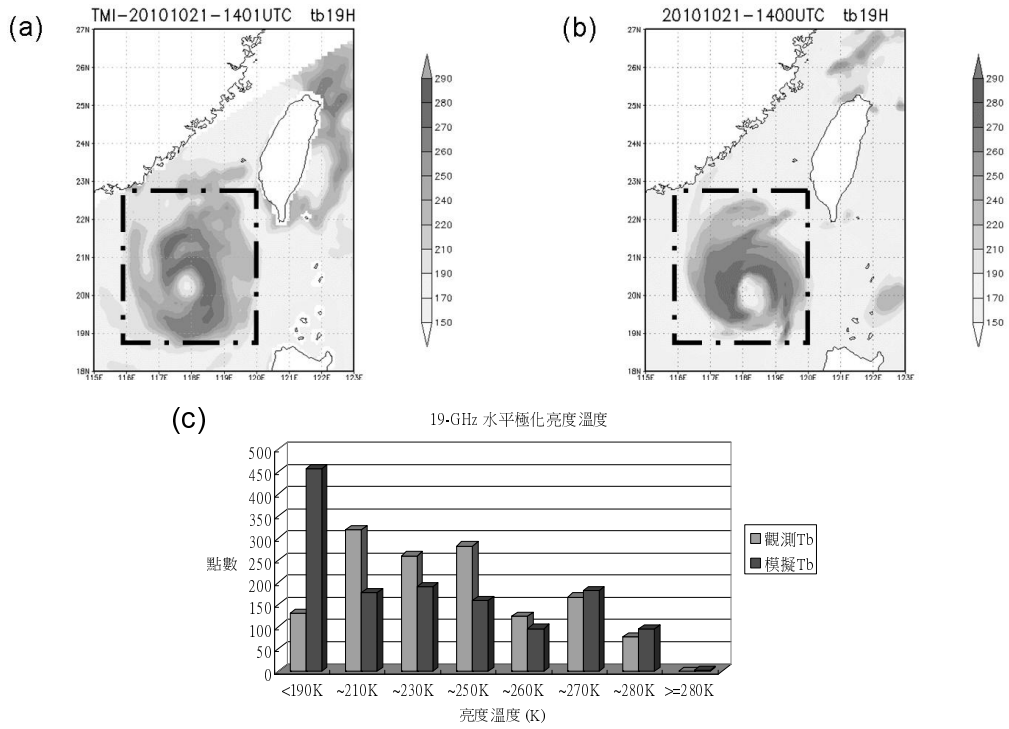


圖 6 同圖 4，更改為 19-GHz 水平極化 Tb。

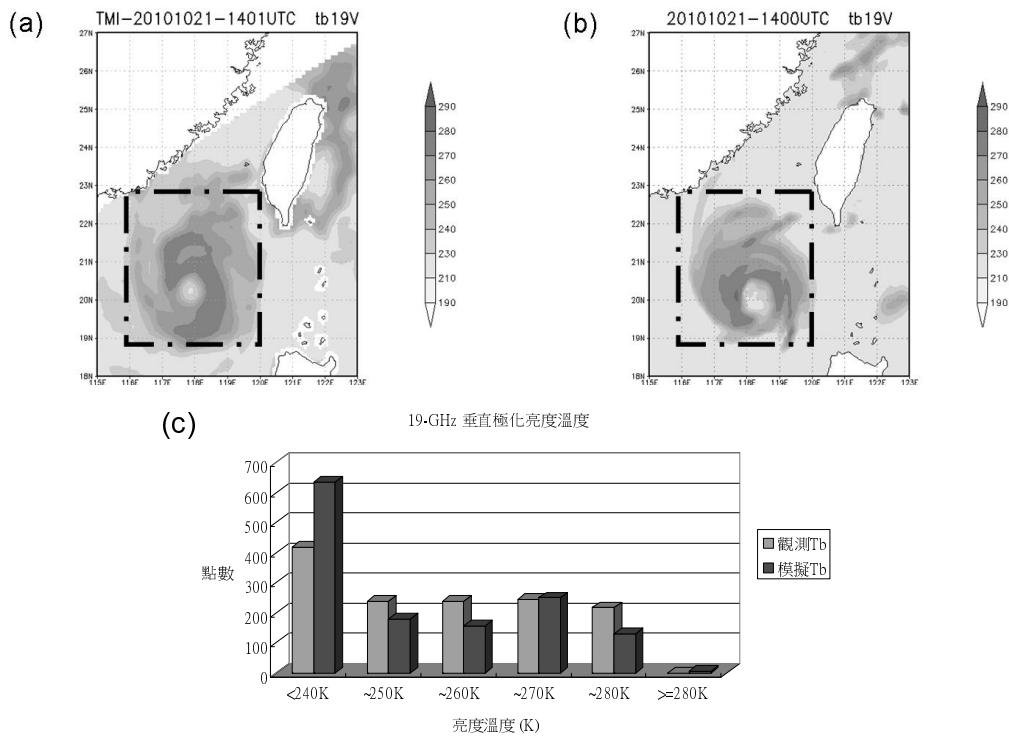


圖 7 同圖 4，更改為 19-GHz 垂直極化 Tb。

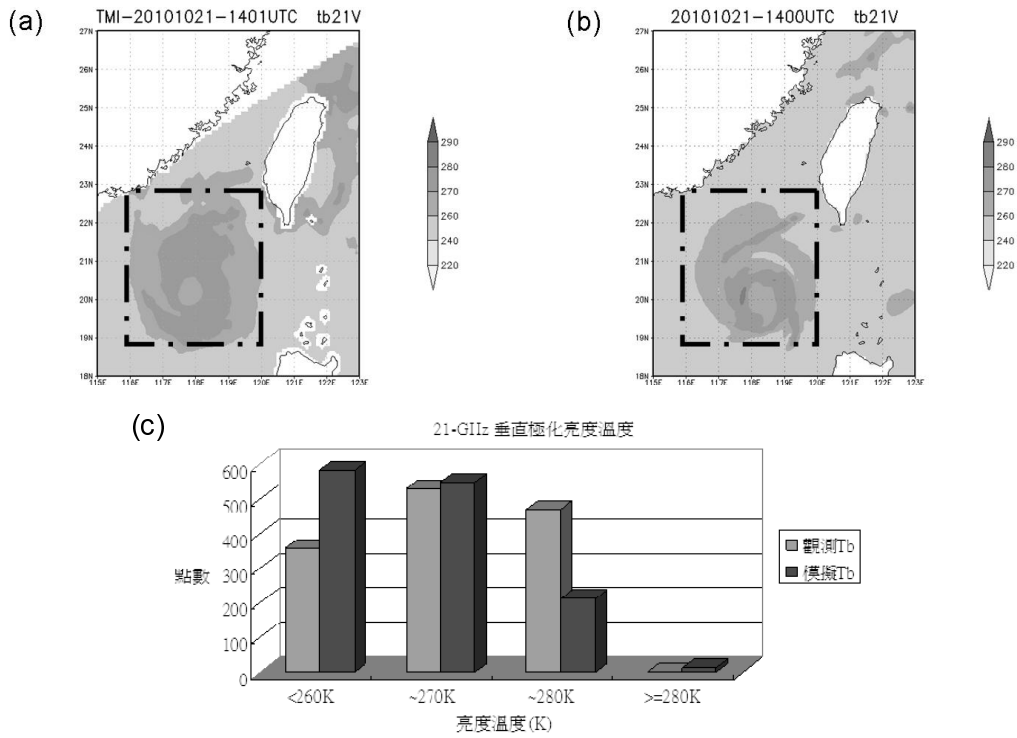


圖 8 同圖 4，更改為 21-GHz 垂直極化 Tb。

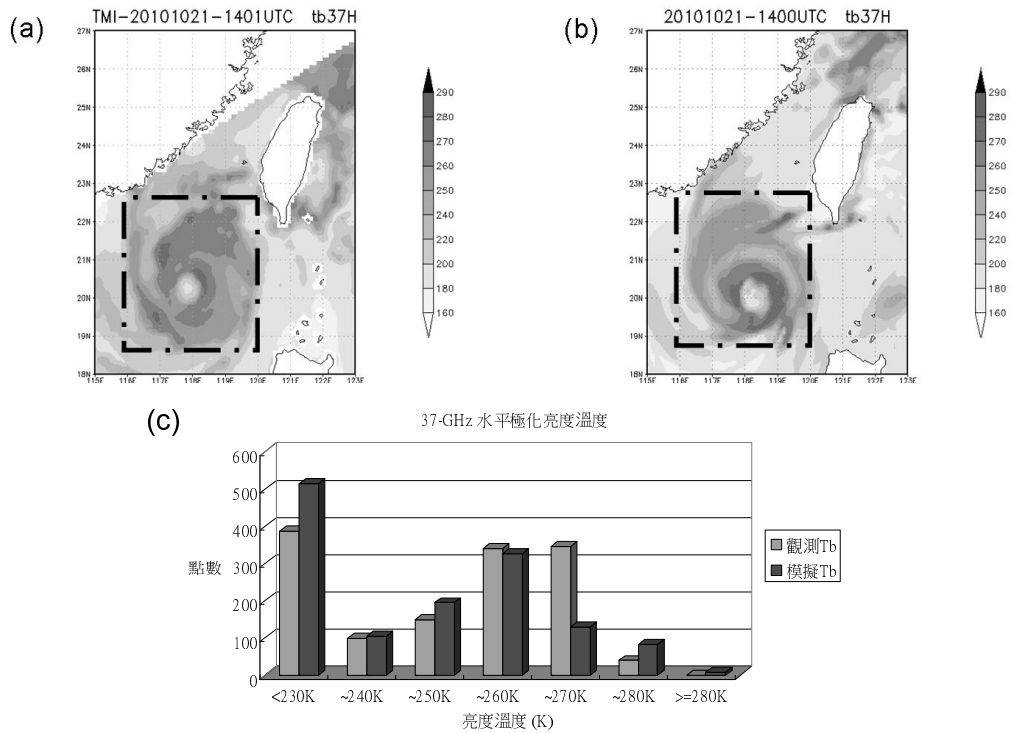


圖 9 同圖 4，更改為 37GHz 水平極化 Tb。

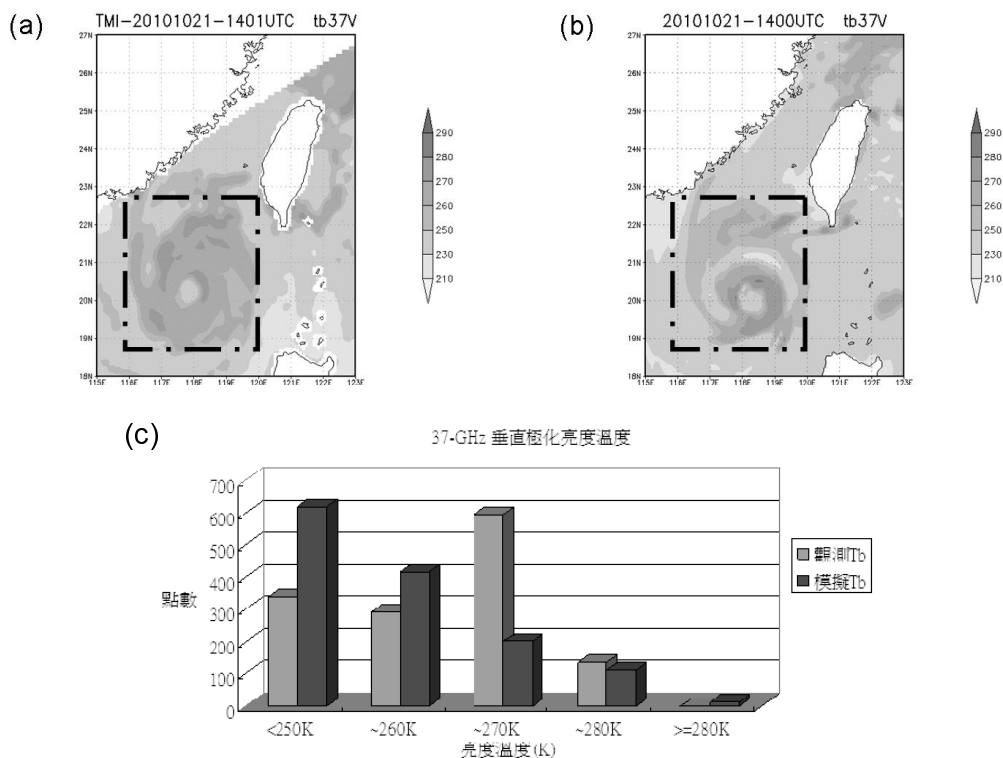


圖 10 同圖 4，更改為 37 GHz 垂直極化 Tb。

實際觀測的時間可能有數十分鐘的落差，而颱風為變化快速的天氣系統，數十分鐘對於颱風的位置、結構、強度等等可能都已經有明顯的變化。此個案模擬與實際僅差 1 分鐘，目的就是要將此因素所造成之差異降至最低。

(2) P 值分析與討論

圖 11 為各頻道 P 值的分布情況，(a)、(b)及(c)分別為利用 TMI 觀測 10-、19-及 37-GHz 的 Tb 所計算的 P 值(以下簡稱觀測 P 值)，圖 11 的(d)、(e)及(f)則為模擬 10-、19-及 37-GHz 的 Tb 所計算的 P 值(以下簡稱模擬 P 值)。圖 12(a)、(b)及(c)分別為涵蓋颱風範圍(北緯 18.5°至 24°，東經 115°至 121°)，即圖 11 的長虛線內，各頻道模擬 P 值(深色)與觀測 P 值(淺色)直方圖，橫坐標為 P 值，縱坐標為格點數量，樣本數量為 1623。

分析圖 11(a)-(c)TMI 觀測各頻道 P 值，在颱風眼牆雨帶的 P 值最低，其次為颱風外圍雨帶，晴空部分的 P 值最高。造成如此結果是因為 P 值與 RR 呈現負相關且跟雨雲之透射率呈指數關係，颱風雨帶的 RR 最強且雨雲最厚實，所以 P 值最小，相反的，晴空的 P 值大約為 1。定性分析比較圖 11(a)-(c)與(d)-(f)，晴空部分，各頻道模擬 P 值與觀測 P 值大致相符。颱風雨帶部分則有兩個較明顯的差異，第一、模擬 P 值明顯大於實際觀測 P 值；第二、模擬的颱風範圍比實際颱風範圍小。造成第一點差異的可能原因有兩個，第一個原因為 WRF 模擬降雨大於實際降雨；第二個原因為 10-GHz 的視場較大，較容易有視場不均勻問題。造成第二點差異則是模擬並非實際狀況，模擬與觀測不可能一致。

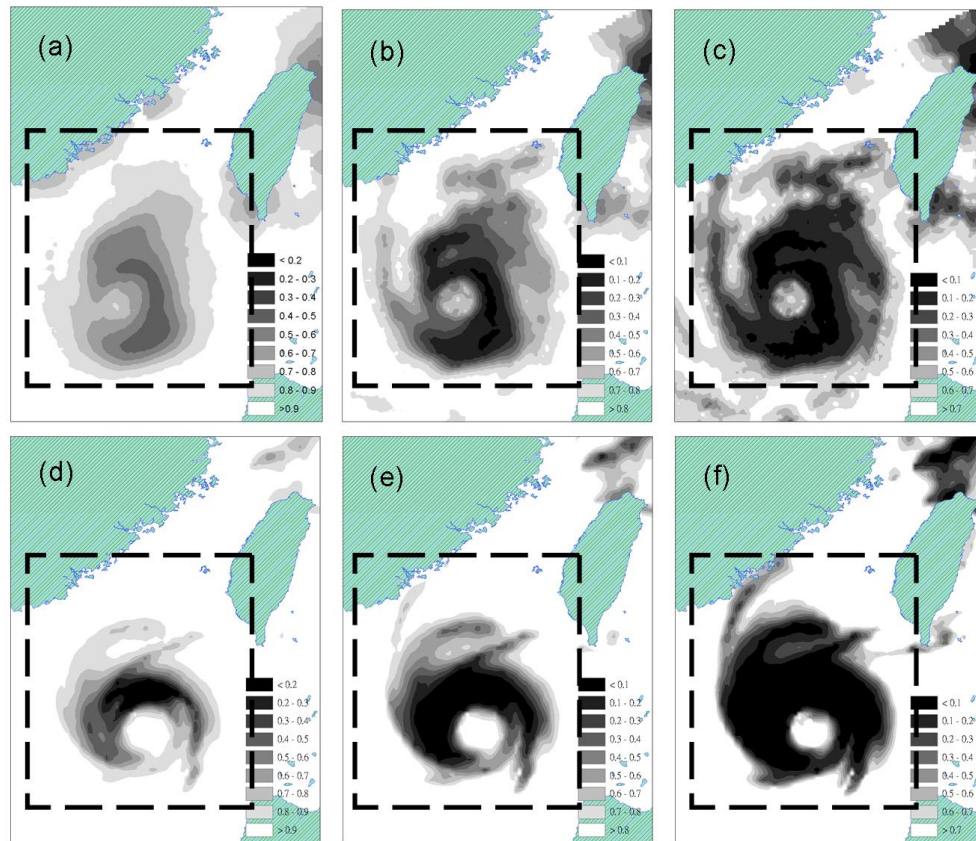


圖 11 梅姬颱風 P 值分布。(a)10 GHz 觀測值，(b)19 GHz 觀測值，(c)37 GHz 觀測值，(d) 10 GHz 模擬值，(e) 19 GHz 模擬值，(f) 37 GHz 模擬值。

圖 12(a)-(c)定量分析各頻道 P 值的分布，橫坐標為 P 值，縱坐標為格點數量，深色為模擬 P 值，淺色為實際 P 值。以下區分三部分來探討，第一、在晴空個數，模擬大於觀測，造成的原因為模擬的颱風範圍小於實際颱風範圍。第二、最強降雨區域的個數，模擬大於觀測，造成原因為模式模擬 RR 大於實際的 RR。第三、P 值介於強降雨及晴空之間的個數，觀測 P 值大於模擬 P 值，造成原因為在設定範圍內，兩極端 P 值(晴空與強降雨)皆為模擬大於觀測，餘非極端 P 值的個數當然就觀測大於模擬。

圖 13 為觀測 P 值與模擬 P 值的散佈圖，圖 13(a)為 P10 與 P19 的散佈圖，圖 13(b)則為 P19

與 P37 的散佈圖，此圖主要是研判模擬 P 值的與實際 P 值分布的相似程度。圖 13(a)顯示在 P10 大於 0.4 的分布相當相似，P10 小於 0.4 則沒有任何觀測值，這是因為 10-GHz 的視場較大，觀測值不容易收集到視場內皆為強降雨的樣本，但模擬卻可以提供這類的資料。圖 13(b)顯示 P19 與 P37 之間有非線性的高度相似的分布。由圖 13 可以判斷本研究所使用的模式確實可以模擬出與實際狀況類似的 RR 與 P 值間的關係。

模式在本研究的角色就是建立條件機率分布，也就是在某 RR 的狀況下，各頻道 P 值的分布。即使模式模擬與實際狀況有差異，因為建立條件機率分布  $f(P|R)$  是利用模擬 P 值，配合模

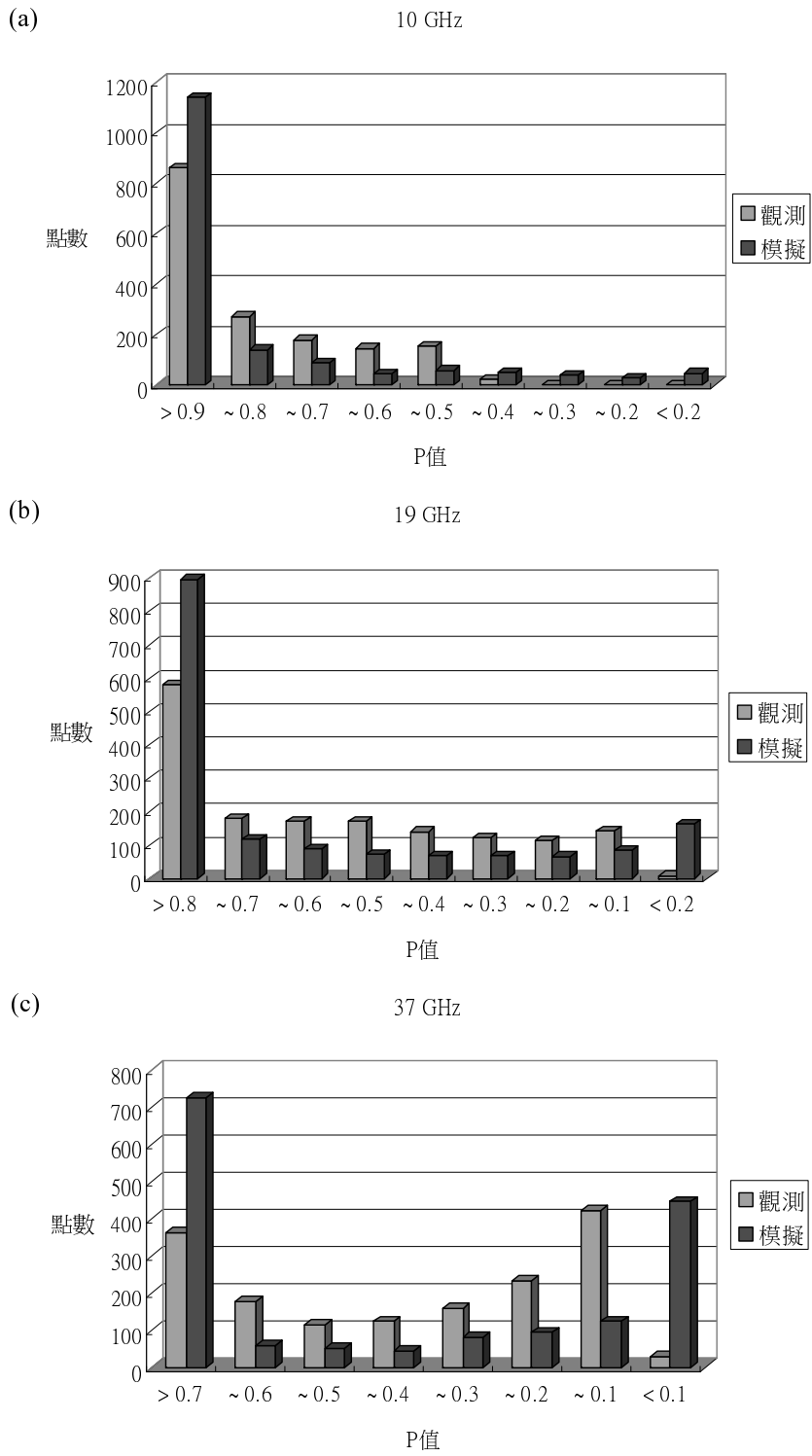


圖 12 各頻道 P 值直方圖，橫坐標為 P 值，縱坐標為個數。(a)10 GHz，(b)19 GHz(c)37 GHz。

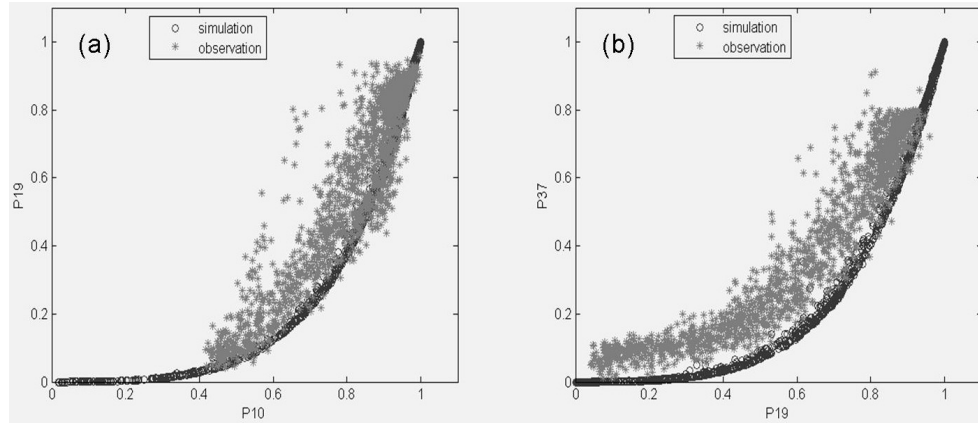


圖 13 (a) P10 與 P19, (b) P19 與 P37 之散佈圖, 星號為 TMI 觀測值, 圓形為 WRF 模擬值。

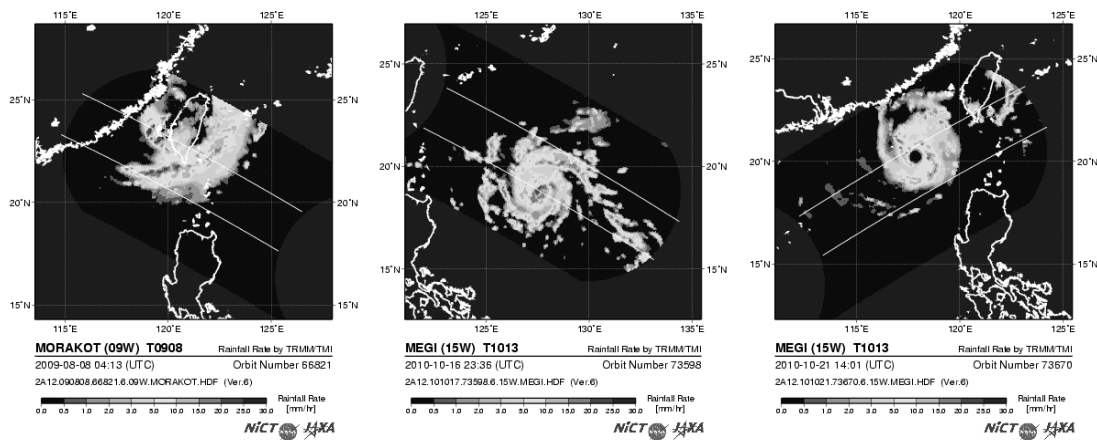


圖 14 TRMM 掃描刈幅示意圖, 兩白色實線間表示 PR 掃描刈幅, 色標為雷達回波反射率。(摘自 JAXA 網站)。

擬的 RR, 所以對於我們建立條件機率分布並不會造成直接的影響, 但其間接影響為當模擬的 RR 與實際的 RR 有落差時, 導致  $f(P|R)$  就會有誤差, 雖有先驗機率分布  $\pi(R)$  來限制  $f(P|R)$  的分布落於合理的範圍內, 但在估算降雨時依然會影響其準確度。重點為建立條件機率分布的資料庫, 盡可能廣泛的涵蓋各種降雨強度, 使條件機率分布適用於各種降雨強度。

### (3) RR 分析與驗證

本研究為估算海上颱風降雨強度, 但海上的

觀測站(島嶼、浮標)並不多, 故 RR 的驗證使用 PR 的近地面 RR 當作真值。本研究估算的 TMI-RR 與 PR-RR 差距較大的大多位於 PR 刈幅的兩側格點, 如資料收集及處理所述, 愈往刈幅兩側受地形雜波的影響愈大。為避免地形雜波影響 PR-RR, 本研究僅利用 PR 星下點附近 10 個掃描格點來做驗證。

本研究使用莫拉克颱風及梅姬颱風期間, TMI 及 PR 掃描颱風雨帶較完整的三個刈幅(圖 14), 詳如表 2。圖 14 中兩白色實線間表示 PR 刈



表 2 降雨驗證之個案

編號	颱風名稱	年份	刈幅時間	軌道編號
1	莫拉克	2009	8月8日 0413 UTC	66821
2	梅姬	2010	10月16日 2336 UTC	73598
3	梅姬	2010	10月21日 1401 UTC	73670

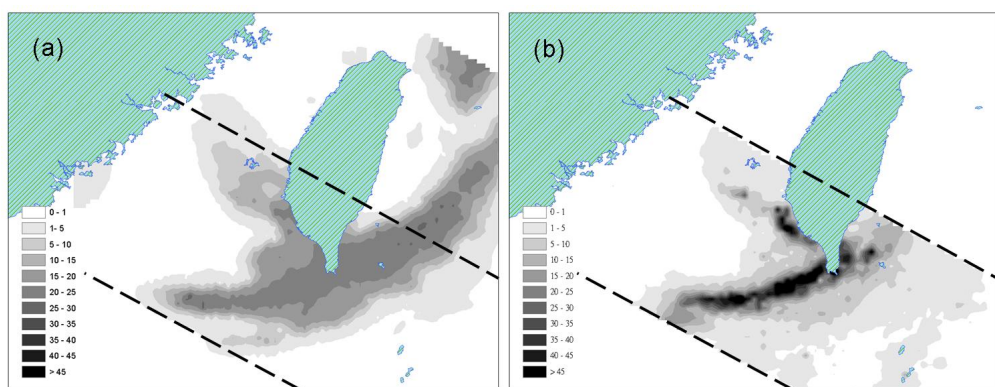


圖 15 2009 年 8 月 8 日 0413 UTC 莫拉克颱風降雨估算，兩平行虛線為 PR 掃描刈幅。(a)本研究利用 TRMM/TMI 反演 RR，(b) TRMM/PR 近地面 RR。

幅，色標為 RR。圖 15 為個案 1 的降雨估算，圖 15(a)為本研究估算之 RR，圖 15(b)為 PR 近地面 RR，色標為 RR，單位為  $\text{mm h}^{-1}$ 。由圖 15(a)可看出較強的降雨區域( $> 20 \text{ mm h}^{-1}$ )有三個區域，第一、位於台灣東南部海面向西南延伸至台灣海峽南部，第二、位於台灣東北部海面，第三、位於高雄台南外海，其中最高 RR 為  $30\text{-}35 \text{ mm h}^{-1}$ 。相較於圖 15(b)，PR 觀測較強的降雨區域( $> 20 \text{ mm h}^{-1}$ )有兩個區域，除了因為 PR 掃描刈幅較窄而沒有涵蓋台灣東北外海的強降雨區外，其他兩個較強降雨區域與本研究反演出較強的降雨區域位置類似，而最大的 RR 大於  $45 \text{ mm h}^{-1}$ 。

從降雨的區域、強度及範圍來比較圖 15(a)-(b)，強度較強的降雨區域的位置相當類似，PR-RR 明顯高於本研究所估算之 RR，本研究估算大於  $20 \text{ mm h}^{-1}$  的降雨範圍大於 PR 所估算

的。造成以上強度與範圍上的差異可能原因有二個，分別為空間解析度及 PR-RR 的準確率。TMI Level-1B11 的水平解析度 (10 公里) 是 PR (5 公里) 的 2 倍，在較大的視場內，或許有局部區域大於此個案的最大 RR ( $35 \text{ mm h}^{-1}$ )，但要在 100 平方公里內的 RR 都大於  $35 \text{ mm h}^{-1}$  機率較小，較可能的情况為視場內有大於  $35 \text{ mm h}^{-1}$  的區域，也有小於  $35 \text{ mm h}^{-1}$  區域，所以 TMI 估算 RR 為視場內較小的 RR 與較大的 RR 平均的結果。另一個造成差異的原因為 PR-RR 並非實際 RR，雷達反射率與 RR 的轉換關係式不同，估算的 RR 也會不同。另外，颱風的強風吹起的浪花、水滴造成 PR 觀測到高反射率，也會造成 RR 的高估。從以上的分析可以合理解釋利用 TMI 估算的最強降雨率小於 PR-RR，且強降雨區域( $> 20 \text{ mm h}^{-1}$ ) 範圍大於 PR-RR 範圍。

圖 16 為個案 1 降雨估算散佈圖，橫坐標為 PR-RR，縱坐標為本研究估算之 RR，單位為  $\text{mm h}^{-1}$ ，兩者相關係數為 0.59，均方根誤差為  $12.7 \text{ mm h}^{-1}$ ，其中黑色實線為  $x = y$ 。從圖 16 分析大多數樣本分布於  $x = y$  的左方，顯示本研究估算之 RR 大多高於 PR-RR。在 PR-RR 較高的部分 ( $> 30 \text{ mm h}^{-1}$ ) 本研究則為低估，其可能原因為 TMI 水平解析度較差。PR-RR 甚至可達  $70 \text{ mm h}^{-1}$  以上，如此大的 RR 是否有誤差還需要進一步驗證，另外，PR-RR 有 7 個達  $40 \text{ mm h}^{-1}$  以上的樣本，而 TMI-RR 因解析度關係不超過  $30 \text{ mm h}^{-1}$ ，這是導致均方根誤差較高的主要原因。

圖 17 為個案 2 之分析，由圖 17(a) 可看出降雨率大於  $20 \text{ mm h}^{-1}$  分別位於圖上 A、B 兩區域。相較於圖 17(b)，PR-RR 大於  $20 \text{ mm h}^{-1}$  的降雨區域，除了與圖 17(a) 相同位置的 A' 及 B' 外，還多了 C' 及 D'。RR 大於  $20 \text{ mm h}^{-1}$  的區域中，範圍 A 大於範圍 A'，範圍 B 的大於範圍 B'，C' 及 D' 的強降雨範圍則較 A' 及 B' 小了許多。造成上述情形的原因與個案 1 相同，因為空間解析度的關係，所以小範圍的強降雨為較大的誤差的來源之一。

圖 18 同圖 16，資料更改為個案 2，兩者相關係數為 0.52，均方根誤差為  $5.4 \text{ mm h}^{-1}$ 。圖 18 定量分析，與圖 16 較不同的是，部分樣本的 PR-RR 介於 0 至  $15 \text{ mm h}^{-1}$ ，TMI-RR 小於  $5 \text{ mm h}^{-1}$ ，此類樣本 TMI-RR 明顯低估。造成原因可由圖 18(a)、(b) 解釋，圖 18(b) 有許多像 C' 及 D' 的小範圍強降雨，但在 TMI 視場平均而得的 RR，並無法表現出此類的強降雨。TMI-RR 與圖 16 一樣皆小於  $30 \text{ mm h}^{-1}$ ，均方根誤差較圖 16 小，主要原因為大於  $40 \text{ mm h}^{-1}$  的個數明顯比圖 16 少。圖 19 同圖 15，資料更改為個案 3 的降雨估算。由圖 19(a)-(b) 之定性分析與圖 17 相似，TMI 估算的最

大 RR 較 PR-RR 小，降雨率介於  $20\text{-}30 \text{ mm h}^{-1}$  的範圍較 PR-RR 大等特性，以上都是 TMI 空間解析度大於 PR 空間解析度的結果。

圖 20 同圖 16，資料更改為個案 3 的降雨估算散佈圖，兩者相關係數為 0.84，均方根誤差為 4.7。與圖 18 類似，有小範圍強降雨造成的誤差，TMI-RR 不超過  $30 \text{ mm h}^{-1}$ 。不一樣的為均方根誤差較圖 16 小，主要原因為 PR-RR 大於  $40 \text{ mm h}^{-1}$  的個數比圖 16 少，大部分 PR-RR 與 TMI-RR 一樣小於  $30 \text{ mm h}^{-1}$ 。

圖 21 為本研究 3 個刈幅內所有對流性降雨及層狀性降雨，分別與 PR-RR 做驗證，而降雨型態的辨識是利用 PR 的標準產品內的演算法進行分類，橫坐標為 PR-RR，縱坐標為 TMI-RR，單位為  $\text{mm h}^{-1}$ ，(a) 為對流性降雨，(b) 為層狀性降雨。分類驗證的目的是探討本研究估算之 RR 在不同型態降雨的表現。

分析圖 21(a)，部分樣本 PR-RR 介於  $5\text{-}25 \text{ mm h}^{-1}$ ，TMI-RR 小於  $5 \text{ mm h}^{-1}$ ，如上述個案分析所述，對流性降雨出現小範圍的強降雨的機率較大，例如圖 17 的 C' 及 D'。TMI-RR 經過視場內各個 RR 的平均後，就會將小範圍的強降雨平均為小降雨，雖然 PR-RR 也是平均到與 TMI 一樣的水平解析度，但如果某視場內只有一點為對流性降雨，平均到  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$  一樣可以將強降雨表現出來。其餘 TMI-RR 大於  $5 \text{ mm h}^{-1}$  的樣本，與 PR-RR 比較並沒有明顯高估或低估的情形，兩者相關係數為 0.68，均方根誤差為  $6.53 \text{ mm h}^{-1}$ 。分析圖 21(b)，相較於圖 21(a)，TMI-RR 小於  $5 \text{ mm h}^{-1}$ ，PR-RR 卻達  $5\text{-}25 \text{ mm h}^{-1}$  以上的樣本明顯減少，主要是因為層狀性降雨較不會像對流性降雨一樣出現小範圍強降雨的樣本。從 TMI-RR 大於  $5 \text{ mm h}^{-1}$

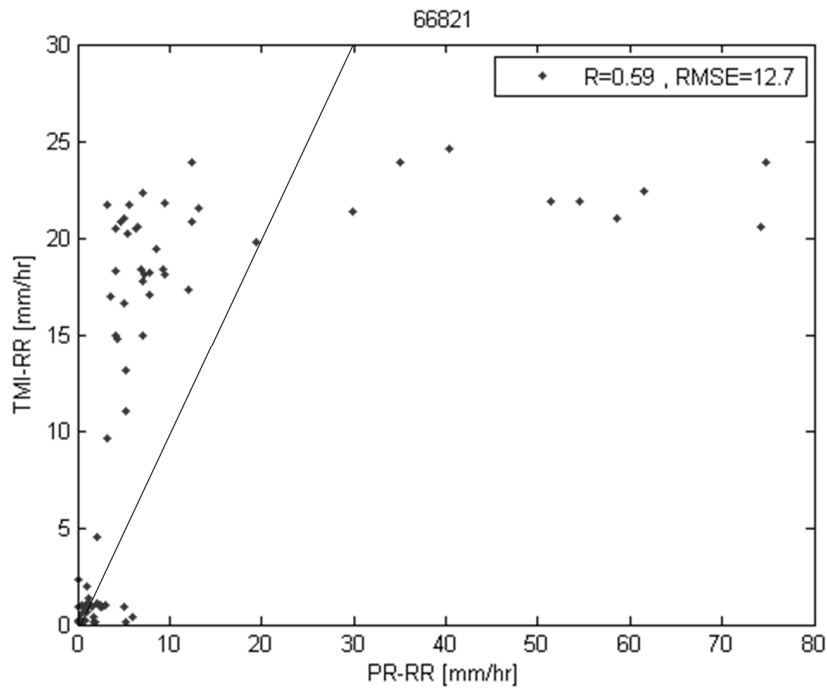


圖 16 2008 年 8 月 8 日 0413 UTC 莫拉克颱風降雨估算散佈圖，樣本為 95。橫軸為 PR 估算降雨率，縱軸為本研究估算之降雨率，實黑線為  $x = y$  直線。

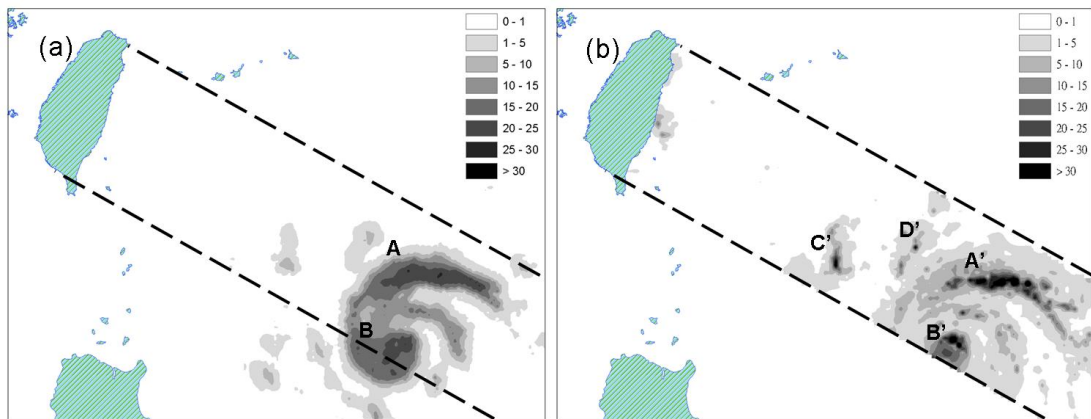


圖 17 同圖 15，時間為 2010 年 10 月 16 日 2336 UTC 梅姬颱風。

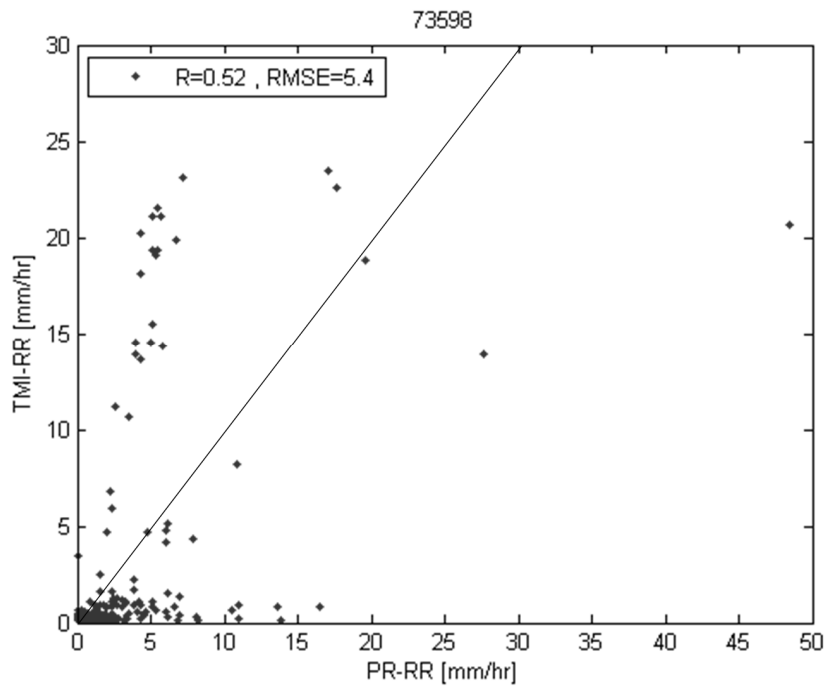


圖 18 同圖 16，時間為 2010 年 10 月 16 日 2336 UTC 梅姬颱風，樣本為 197。

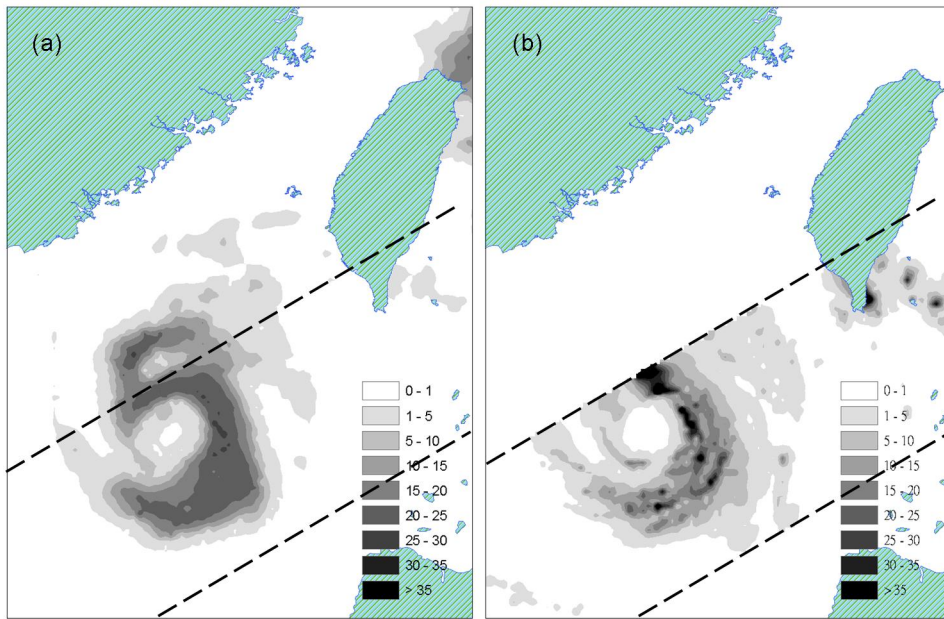


圖 19 同圖 15，時間為 2010 年 10 月 21 日 1401 UTC 梅姬颱風。

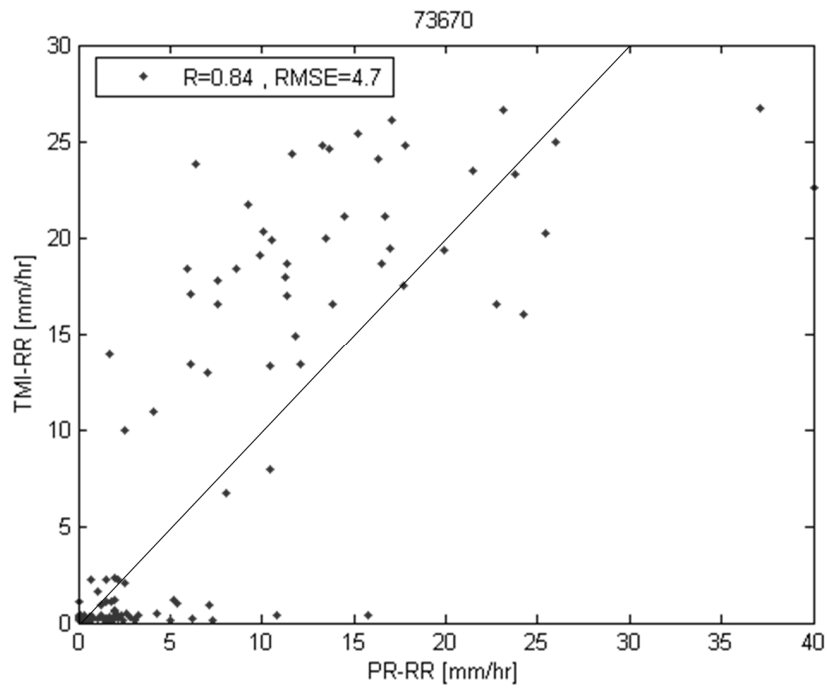


圖20 同圖16，時間為2010年10月21日1401 UTC梅姬颱風，樣本為170。

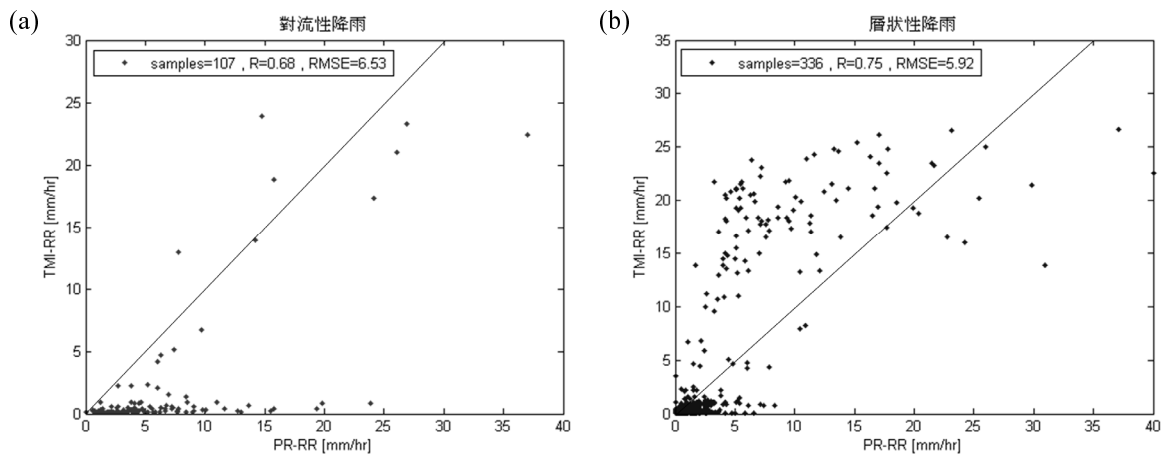


圖21 降雨估算散佈圖，橫坐標為PR估算之RR，縱坐標為本研究估算之RR。(a)對流性降雨，樣本為107，(b)層狀性降雨，樣本為336。

樣本分析，TMI-RR 大多位於  $x = y$  左側，表示本研究估算的 RR，在層狀性降雨的情況下，PR-RR 小於  $20 \text{ mm h}^{-1}$  大多數樣本為高估，PR-RR 小於  $20 \text{ mm h}^{-1}$  大多數樣本為低估。

綜合以上個案，本研究利用 TMI 所估算的最大 RR 約為  $25\text{-}30 \text{ mm h}^{-1}$ ，但是三個 PR 刈幅內最大 RR 皆大於  $40 \text{ mm h}^{-1}$ ，其中莫拉克颱風個案甚至大於  $70 \text{ mm h}^{-1}$ ，造成此結果最主要原因為 TMI 的空間解析度大於 PR，較難將小範圍強降雨顯現出來，也因為如此，TMI 估算 RR 介於  $20\text{-}30 \text{ mm h}^{-1}$  的範圍也較 PR-RR 來的廣。也就是說，因為 PR 的空間解析度較佳，較容易可以反應局部性強降雨，但是降雨的分布就比較沒有像 TMI-RR 有平滑的效果。另外，PR 估算的 RR 可達  $70 \text{ mm h}^{-1}$  以上，其準確性需進一步驗證。

## 六、結論及未來展望

本研究藉由 WRF 及 RTM 模擬各種大氣情況下 Tb 的分布，並與實際 TMI 觀測之 Tb 比較，結果顯示，在 10-GHz 部分，晴空 Tb 模擬與觀測大致相符，但模擬雨帶的 Tb 有明顯高估的情形。此結果或許可提供 WRF 作為日後修正模擬液態降雨的參考依據。模擬其他頻道(19-、21-及 37-GHz)的 Tb，不論在晴空或是雨帶，與觀測 Tb 大致相符。造成些許誤差的原因為模擬時間與 TMI 觀測時間有落差，或是模擬所需的初始場與實際天氣狀況就有差異。但模擬與觀測間的差異對降雨估算並不會造成直接的影響，重點是模擬盡可能廣泛的涵蓋各種降雨強度，使後續衛星估算降水適用於各種降雨強度。

由於削弱指數，P 值，可以減低環境背景所造成的影響，且與 RR 為一對一的函數，有隨著

RR 增加而遞減的優點，非常適合應用於海上降雨的研究。本研究使用 P 值配合貝氏理論，發展出利用 TMI 觀測資料估算海上颱風 RR 的方法，此方法可以減低模式模擬所產生的誤差。

利用貝氏方法估算三個衛星掃瞄刈幅的 RR，並以 PR 的星下點近地面 RR 做驗證。定性分析降雨的型態、強度與位置，除了在小範圍的強降雨，TMI-RR 有明顯低估外，其它降雨位置與範圍大致與 PR-RR 相符。定量分析 TMI-RR 與 PR-RR，在對流性降雨的相關係數為 0.68，均方根誤差為  $6.53 \text{ mm h}^{-1}$ ，層狀性降雨的相關係數為 0.75，均方根誤差為 5.92，兩種型態降雨估算差異是因為對流性降雨較易出現小範圍的強降雨，而 TMI 因空間解析度觀測會將此類降雨低估，其結果也顯示本研究利用貝氏方法可有效的估算海上颱風降雨。

整體而言，本研究提供一個可以定量估算海上颱風降雨的方法，除了可以彌補颱風在海上觀測資料的不足，提供防救災相關單位參考外，未來可進一步將結果同化至數值預報模式，以求增進降雨預報的準確性。

## 參考文獻

- 王光華、劉振榮，1998：應用微波資料估計台灣附近地區降雨之研究。航測及遙測學刊，第三卷，第三期，第 39-66 頁。
- 方錫棋，2005：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，國防大學理工學院，桃園，104 頁。
- 林永慶，2009：結合 WRF 及 RTM 模擬微波資料及其在降水反演之應用。碩士論文，國防大學理工學院，桃園，71 頁。

- 胡仁基, 2009: 衛星微波資料於颱風降雨特徵之研究及其應用。博士論文, 國防大學理工學院, 桃園, 110 頁。
- 簡芳菁、洪景山、張文錦、周仲島、林沛練、林得恩、劉素屏、繆璿如、陳致穎, 2006: WRF 模式之敏感度測試, 第二部份: 定量降水預報校驗。大氣科學, 第 34 期, 第 3 號, 第 261-276 頁。
- Adler, R. F., C. Kidd, G. W. Petty, M. Morrissey, and H. M. Goodman, 2001: Intercomparison of Global Precipitation Products: The Third Precipitation Intercomparison Project (PIP-3). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 1377-1396.
- Bauer, P., P. Amayenc, C. D. Kummerow, and E. A. Smith, 2001: Over-ocean rainfall retrieval from multisensor data of the Tropical Rainfall Measuring Mission. Part II: Algorithm implementation. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 1838-1855.
- 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. *Intl. J. Remote Sens.*, **23**, 2425-2448.
- Chiu, J. C., 2003: Bayesian retrieval of complete posterior PDFs of rain rate from satellite passive microwave observations. Ph.D. Dissertation, Purdue University, 174.
- Chiu, J. C., and G. W. Petty, 2006: Bayesian Retrieval of Complete Posterior PDFs of Oceanic Rain Rate from Microwave Observations. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **45**, 1073-1095.
- Evans, K. F., J. Turk, T. Wong, and G. L. Stephens, 1995: Bayesian Approach to Microwave Precipitation Profile Retrieval. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 260-279.
- Ikai, J., and K. Nakamura, 2003: Comparison of Rain Rates over the Ocean Derived from TMI and PR. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **20**, 1709-1726.
- Joyce, R. J., J. E. Janowiak, P. A. Arkin, and P. Xie, 2004: CMORPH: A Method that Produces Global Precipitation Estimates from Passive Microwave and Infrared Data at High Spatial and Temporal Resolution. *J. Hydrometeor.*, **5**, 487-503.
- Kidd, C., D. R. Kniveton, M. C. Todd, and T. J. Bellerby, 2003: Satellite Rainfall Estimation Using Combined Passive Microwave and Infrared Algorithms. *J. Hydrometeor.*, **4**, 1088-1104.
- Kummerow, C., W. Barnes, T. Kozu, J. Shiue, and J. Simpson, 1998: The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package. *J. of Atmospheric and Oceanic Technology*, **15**, 809-817.
- Kummerow, C., W. S. Olson, and L. Giglio, 1996: A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **34**, 1213-1232.

- Kummerow, C., Y. Hong, W. S. Olson, S. Yang, R. F. Adler, J. McCollum, R. Ferraro, G. Petty, D. B. Shin, and T. T. Wilheit, 2001: The Evolution of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for Rainfall Estimation from Passive Microwave Sensors. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1801-1820.
- Liu, G., 1998: A Fast and Accurate Model for Microwave Radiance Calculations. *J. Meteor. Soc. Jap.*, **76**, 335-343.
- Liu, G. R., C. C. Liu, and T. H. Kuo, 2002: A Satellite-Derived Objective Potential Index for MCS Development during the Mei-Yu Period. *J. Meteor. Soc. Jap.*, **80**, 503-517.
- Liu, G. R., C. C. Liu, and T. H. Kuo, 2001: Rainfall Intensity Estimation by Ground-Based Dual-Frequency Microwave Radiometers. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1035-1041.
- Marzano, F. S., E. Fionda, P. Ciotti, and A. Martellucci, 2002: Ground-based multifrequency microwave radiometry for rainfall remote sensing. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **40**, 742-759.
- Okamoto, K., 2005: Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Precipitation Radar Algorithm Instruction Manual for Version 6. TRMM Precipitation Radar Team, USA.
- Petty G.W., S. A. Boukabara, N. Snell and J. L. Moncet, 2001: Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) for the Conical-Scanning Microwave Imager/Sounder (CMIS) Environmental Data Records (EDRs), Volume 5: Precipitation Type and Rate EDR. pp. 112.
- Petty, G. W., 1994: Physical Retrievals of Over-Ocean Rain Rate from Multichannel Microwave Imagery. Part I: Theoretical Characteristics of Normalized Polarization and Scattering Indices. *Meteor. Atmos. Phys.*, **54**, 79-100.
- Simpson, J., C. Kummerow, W. K. Tao and R. F. Adler, 1996: On the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). *Meteorol. Atmos. Phys.*, **60**, 19-36.
- Wilheit, T. T., 1986: Some Comments on Passive Microwave Measurement of Rain. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **67**, 1226-1232.
- Wilheit, T. T., and A. T. C. Chang, 1980: An Algorithm for Retrieval of Ocean Surface and Atmospheric Parameters from the Observations of the Scanning Multichannel Microwave Radiometer. *Radio Sci.*, **15**, 525-544.



# Precipitation Estimation for Typhoon Using Model and Microwave Over Oceans

Nan-Ching Yeh<sup>1</sup>, Jian-Liang Wang<sup>2</sup>, Wann-Jin Chen<sup>3</sup>,  
Jen-Chi Hu<sup>4</sup>, Yung-Ching Lin<sup>5</sup>

<sup>1</sup>School of defense science, Chung Cheng Institute of Technology, National Defense University

<sup>2</sup>Department of Environmental Information and Engineering, Chung Cheng Institute  
of Technology, National Defense University

<sup>3</sup>Department of Electronic Engineering, Ta Hwa Institute of Technology

<sup>4</sup>Armed Weather Center, Ministry of National Defense

<sup>5</sup>The 6<sup>th</sup> Weather Center, Weather Wing, Republic of China Air Force

(manuscript received 20 May 2011 ; in final form 2 September 2011)

## ABSTRACT

This study is precipitation estimation for typhoons over ocean using Bayesian approach. At first, a prior probability distribution was obtained by observations from PR (Precipitation Radar), then a conditional probability distribution was derived by microwave radiative transfer models (RTM), finally a posterior probability distribution of rainfall was calculated by combining a prior probability distribution and conditional probability distribution.

The required inputs of atmospheric hydrometeors for RTM are from Weather Research and Forecast (WRF) model. In addition, we utilize an attenuation index with a difference of polarization brightness temperatures of between rainy and clear sky to estimate rainfall over ocean. This index has advantages of decreasing with rainfall rate and not being easily saturated by rainfall.

The probability distribution of rainfall derived from Bayesian approach was used to estimate a single rainfall rate by Averaged Estimator (AVE) which was compared with the rainfall rate obtained from the PR. The correlation coefficients are 0.68 and 0.75 under the condition of convective and stratiform rainfall, respectively. The result shows that the model and microwave data can estimate precipitation effectively while the typhoon is over the ocean.

**Key Words:** Bayesian approach, posterior probability distribution, radiative transfer model

