

# 利用微波資料定量估算海上颱風降水

胡仁基<sup>1</sup> 陳萬金<sup>1</sup> 劉振榮<sup>2</sup> 張茂興<sup>1</sup> 簡宏彬<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 國防大學中正理工學院應用物理系

<sup>2</sup> 國立中央大學太空暨遙測中心

## 摘要

颱風是影響台灣最重要的災變天氣，本研究使用 1998 至 2004 年 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) 衛星上的 TMI (TRMM Microwave Imager) 微波資料及日本宮古島附近十一個島嶼測站之地面觀測降雨量資料，以統計法建立多頻道線性迴歸方程式，並估算海上颱風之定量降水。首先在颱風期間運用 Ferraro (1994) 所發展之 SI (Scattering Index) 法及 Chen and Li (2000) 之 TC (Threshold Check) 法結合而成的 CC (Combination Check) 法，進行降雨區辨識，區分衛星觀測值為有雨及無雨區，進而將有雨區的資料分別估算出對流及層狀的降雨強度。並蒐集 2002 至 2004 年在宮古島附近海面上無雨時之微波資料，判斷其整體成功辨識率(含有雨及無雨事件)，分別為 99.4%、100%、100%。在定量驗證結果顯示，反演之降雨強度與島嶼測站降雨觀測值之間相關係數約為 0.74，均方根誤差為 3.75 mm/hr；此外對弱降水天氣系統而言，衛星反演值有高估的現象，反之，對強降水系統，衛星反演值則有普遍低估的現象，其主要原因為視場 (field of view) 內降雨分布不均所造成。因此本研究採用 TRMM 衛星上之 VIRS (Visible Infrared Scanner) 高解析度紅外線頻道，以監督式分類 (Supervised Classification) 方法去除降雨分佈不均勻的匹配資料，以降低反演誤差。

本研究結果亦與 GPROF (Goddard Profiling Algorithm) 2A12 物理法近地面降雨反演值以及 Chen and Li (2000) 於梅雨期中尺度對流系統降雨強度迴歸式反演值比較，結果顯示本研究皆優於以上兩種方法；顯見 GPROF 近地面降雨反演值目前僅適合於全球尺度，對於區域性之降水估算仍有不足之處，此外發現不同季節時期所建立的反演迴歸式，僅適用於該季節的天氣系統使用，因此對於颱風及梅雨鋒面等不同之天氣系統必須各自建立其關係式。為了增加衛星降水反演的時間及空間解析度，本研究未來將增加 AQUA 衛星的 AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer - EOS) 及 NOAA 衛星的 AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit) 微波資料，以便提升衛星降水反演的實用性。

關鍵詞：定量降水、降雨強度、微波頻道、線性迴歸、TMI、VIRS、AMSR-E

## 一、前言

台灣地區每年七至十月期間常受到颱風的影響而產生大量降水，目前比較理想的方法是利用微波頻道進行降雨估計，因為微波頻道具備良好的穿透雲層能力，可直接偵測雲下降雨情形，所以較不受雲的影響，並能

獲得雲下完整的資訊，因此目前微波資料是最理想的工具。隨著衛星科技的進步及新式降雨觀測儀器的發明，衛星微波遙測降雨技術的開發較二十多年前有長足的進展。一般利用衛星微波亮度溫度來估算海上降雨強度之方法 (Wilheit and Chang, 1991)，其目的均在找出亮度溫度與海上降雨強度之關係式。

本研究利用微波頻道亮度溫度與海上颱風降雨強度之間的關係，建立兩者之線性關係式，以多頻道之微波輻射資料來反演海上颱風降雨強度。

## 二、基礎理論

衛星上的微波輻射儀之可以用來偵測海上降雨，主要是由於降雨雲中雨滴及冰晶與微波在傳送過程中發生放射、吸收、與散射的交互作用。在假設微波視場(FOV, Field of View)內的降雨分佈是均勻的前提下，當雨勢不大時，因雨滴的吸收及再放射(Reemission)效應使其亮度溫度(Tb, Brightness Temperature)隨著表面降雨強度(RR, Rain Rate)的增強而增加，且兩者之間的變化呈線性的關係。但在強降雨時，因大粒徑雨滴及冰晶產生的散射效應，反而使Tb變化隨著RR的增強而有飽和(Saturation)後降低的現象。這些頻道都是在達到飽和點前，利用因海面呈現冷背景情況下，非常容易因降雨所導致的暖輻射的特性，而清楚地標示出降雨區域，這種方法稱為放射法(Emission Rainfall Algorithm)。

在強降雨時對散射微波頻道而言，因降雨的雨滴與冰晶粒徑改變，散射效應會比一般降雨時顯著。所以假設在強降雨時，某一降雨區間的RR-Tb關係為線性關係之後並建立關係式，輸入所觀測頻道Tb就可以求得RR，稱之為散射法(Scattering Rainfall Algorithm)。但散射法是建立在較強降雨時冰晶層一定較厚的論點上，故散射頻道亮度溫度的變化，並不是像放射法直接感應到雨滴的變化，而是間接藉由強烈散射作用所導致的RR-Tb負迴歸線性關係來估測RR。

## 三、資料介紹

### (一) TRMM/TMI 微波資料

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。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。

### (二) TRMM/VIRS 紅外線影像資料

在 TRMM 衛星的觀測資料中，蒐集 TMI 微波頻道的亮度溫度資料與 VIRS 的波長 10.8  $\mu\text{m}$  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。本研究所使用的是 VIRS Level-1B01 IRTb11 輻射資料，解析度為 2.2km (Kummerow 等人, 1998)。其刈幅為 720 km，具有與 TMI 同時的優點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。

### (三) 島嶼測站雨量資料

本降雨資料來自於日本氣象廳(JMA)所提供，由於海面上降雨觀測不易獲得，研究中假設島嶼地面降雨強度能夠代表其周邊海上平均降雨強度。所使用的資料為 1998 年至 2004 年七至十月颱風期間的日本南方附近海域 TARAMA (93011; 測站編號)、IRABU (93041) 附近十一個島嶼測站雨量計所提供每十分鐘一筆降雨觀測資料。

## 四、研究方法

### (一) 雨區辨識

Ferraro 等人 (1994) 利用 SSM/I 微波資料發展出一套對全球降雨區域辨識的計

算方式，以研究降雨區的表面效應(surface effects)對 SSM/I 各頻道的影響，再分別定義海上及陸上適用的 SI (Scattering Index) 及辨識降雨區的內容(表 1.)。TC (Threshold Check) 法為 Chen and Li (2000) 利用台灣周邊七個島嶼測站雨量記錄，與其相對應之 TMI 微波頻道的亮度溫度的匹配樣本中，取無降雨資料進行統計所發展出來的。當任一 TMI 微波頻道其觀測視場的 Tb10V、Tb10H、Tb19V、Tb19H、Tb21V 亮度溫度均較其無雨統計均值高時，則將此 FOV 歸類為降雨區域。同時，若這個 TMI 觀測點的 Tb85V 與 Tb85H 均低於其無雨統計均值時，則此 TMI 觀測值再被歸類到與冰晶散射效應有關的散射機制型降雨，反之則歸類為發射機制型降雨。

由於本研究利用海上 SI 指數對於本實驗區域作颱風雨區辨識成效不錯，雖然 SI 指數在有雨事件中成功的辨識率較 TC 法來的差，但在無雨事件的成功辨識率則高達 99%，也就是說在有雨事件中 SI 法誤判為無雨區的筆數高於 TC 法，就整體看來在 2002~2004 年颱風期間，這兩種方法對降雨區辨識的結果，其整體成功辨識率以 SI 法表現較 TC 法要好，但由於以上兩種雨區辨識法各有優點，故本研究採用 TC 法與 SI 法同時進行降雨區之辨識，為了將這兩種雨區辨識法能互補，作了一些調整，也就是利用兩者的優點，經由 TC 法對真實降雨事件有較高的辨識率的特性，先將所有資料以 TC 法先進行辨識，判定出降雨的資料後，再利用 SI 法將這些已判定為降雨事件再進行辨識，基於 SI 法對無雨事件辨識率較高，故可將真實無雨事件過濾出來後移除，進而得到更準確的降雨事件，以提高整體降雨的辨識率，此種方法吾人稱之為組合辨識法，簡稱為 CC 法(Combination Check)。經調整之後 2002

~2004 年的雨區辨識整體成功辨識率有明顯的提高，分別為 99.4%、100%、100%(表 2、3、4)。

### (二) 以統計法定量估算降雨強度

研究中蒐集 1998 至 2003 年經過宮古島附近島嶼測站約有 14 個颱風，僅 1999 年無颱風經過此區域，可供利用計有 64 個軌道資料，另分別建立對流及層狀之多頻道線性迴歸方程式(表 5)，經過分類後其對流降雨型態之 TMI 曾多頻道亮度溫度與島嶼測站相匹配的樣本有 103 筆，Tb 與 RR 的判定係數(Coefficient of Determination; 簡稱  $R^2$ )約為 0.52，而層狀降雨型態之相匹配資料有 157 筆，Tb 與 RR 的判定係數卻只有 0.25，這表示利用 TMI 微波資料反演颱風降雨強度，在對流降雨型態估算結果較層狀要好，又因颱風降雨多屬強對流降雨型態，故整體反演海上颱風降雨強度與實際降雨觀測值，其結果有不錯的表現。

在實際操作過程中，本研究採用監督式分類法來檢驗資料，當颱風外圍雨帶靠近島嶼測站時，也就是測站位於颱風雨帶的邊緣(Edged)時，測站所測得的降雨強度並不是衛星視場內真正所估算的平均降雨強度，這也就是所謂降雨分佈不均勻現象(Kummerow, 1998)。經由監督式分類法的檢驗，本研究將原先蒐集到總數 268 個匹配資料，變為總數 260 個。同時，建立多頻迴歸式反演海上颱風降雨強度的策略流程圖(圖 1.)，獲得海上颱風所有可能的降雨強度。

## 五、反演結果分析與討論

研究中以日本南方宮古島(IRABU)附近共十一個島嶼測站於 2004 年六至十月間以五個颱風每十分鐘降雨記錄，作為驗證 TMI 微波資料所反演降雨強度的地面真值。

在此期間島嶼測站有偵測到降雨的匹配資料樣本數目共計是 66 個，在這 66 個樣本中有 59 個降雨強度低於 10 mm/h，另有 4 個則介於 10 mm/hr 到 20 mm/hr 之間，其餘 3 個則介於 20 mm/hr 到 30 mm/hr 之間。利用 TC 法將 66 個驗證樣本分為放射型與散射型降雨，其中放射型降雨型態有 41 個，而散射型降雨則有 25 個。在放射型降雨型態 41 個樣本中，其  $R^2$  為 0.25，線性相關性達 50%，而在散射型降雨型態 25 個樣本中，其  $R^2$  為 0.52，線性相關性達 72.1%，最後將兩者降雨型態樣本全部集中，再經由衛星遙測反演所得到之降雨強度與地表真值相互比較，結果發現以 TMI 微波資料所反演的降雨強度及地表真值，以通過原點的線性迴歸的計算方式擬合結果，其  $R^2$  為 0.55，線性相關性達 74.1% (圖 2)。

本研究也利用 Kummerow et al. (2001) GPROF (Goddard Profiling Algorithm) 的 2A12 近地表降雨強度產品與本成果相互比較，由圖 3. 馬莎颱風 2005/08/02 0345 UTC 中可看出圖中在降雨強度大於 1 mm/hr 降雨強度時，其所估算出的降雨分佈的面積大約一致，由於 2A12 的解析度原本為 5 公里，但是為了與 TMI 解析度 10 公里相互比較，故先期必須將 2A12 解析度調整至 10 公里，再相互比較，結果顯示，在圖 3. 16°~17°N, 126°~127°E 的區域中 TMI 所反演出的 RR 值比圖 4. 中相同位置的 2A12 的 RR 值要來得大，另外，在 13.5°~14.5°N, 127°~128°E 的區域中可看出情況剛好與前述相反，也就是說在颱風弱降雨強度區域中，則 TMI 所估算的 RR 就顯得比 2A12 的 RR 值為小。由於本研究 TMI 所估算的 RR 已與地面降雨資料進行定量驗證，且兩者相關係數達 0.74，而研究中亦將 2A12 的 RR 與地面降雨資料 RR 做驗證，結果發現兩者的相關係數僅有 0.46，可見 GPROF 的 2A12 近地面 RR 對於局部地區的降雨反演之正確性還有改進的空間。

同時，研究中亦與 Chen and Li (2000) 於梅雨期利用 TMI 資料所建立的中尺度對流系統降雨強度迴歸式進行驗證比較，結果發現在圖 3. 中 21°~22°N, 122°~123°E 的區域中 TMI 所反演出的 RR 值比圖 5. 中相同位置的梅雨迴歸式所得到的 RR 值要來得大，但在圖 5. 中 13°~15°N, 125°~130°E 的範圍內，圖 5. 的 RR 大部分均介於 2~5 mm/hr 之間，但圖 3. 相同區域內 RR 則大部分均小於 1 mm/hr。由此可見，利用 TMI 微波資料在不同季節時期所建立的降雨強度反演迴歸式，僅適用於該季節的天氣系統。

## 六、結論與展望

本研究採用 CC 法 (Ferraro) 進行降雨區辨識，蒐集研究期間內 2002~2004 年七至十月 TMI 資料與島嶼測站相匹配的事件中，其整體成功辨識率(含有雨與無雨的辨識)介於 99%~100% 之間。本研究經多頻道線性迴歸式估算的結果，在定量上強降雨部分有低估其地面降雨強度，而地面降雨強度小於 12 mm/hr 的部分則有高估的情形，但兩者整體相關係數 0.74 則表現不錯。另在定性上由衛星資料分析中，可以看出海上颱風降雨強度最大的區域分佈與 TMI/VIRS 紅外線雲圖低亮溫分佈較為一致(圖 6.)，但是需注意 IR 的亮溫最低處並非絕對是地表 RR 最強之處。

本研究中利用 TMI 微波資料估算出海上颱風降雨強度，由於時間解析度不足，未來需搭配更多衛星微波資料 (AMSR-E、SSM/I、AMSU) 才能對海上生成的颱風有連續性的觀測。同時，增加地球同步衛星紅外線資料估算降雨強度的方法，可用微波所估算出的 RR 作為調整 IR 估算降雨所需閾值的參考。

如今為了使研究成果更接近實際的狀態，有效結合以雷達資料作為地面降雨真值的方法 (Seo, 1998)，及利用物理法的原理對於水汽的含量及雨滴粒徑的大小分布的研究

是未來的趨勢 (Kummerow, 2001)。因此，未來研究方向必須針對其成雲致雨之物理與微物理過程，探討降雨機制的基本原理，如此獲得更確實的研究成果，對利用氣象衛星遙測研究而言有莫大的幫助。

## 參考文獻

- 曾忠一，1988，大氣衛星遙測學，渤海堂文化事業公司，630 頁。
- Wilheit, T. T., A. T. C. Chang, and L. S. Chiu, 1991: "Retrieval of Monthly Rainfall Indices from Microwave Radiometric Measurements Using Probability Distribution Functions," *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol. 8, pp. 118-136.
- Chen, W. J. and C.-C. Li, 2000: "Oceanic Rain Rate Retrievals Using TRMM Microwave Imager Multi-Channel Brightness Temperatures During the 1998 SCSMEX," *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, Vol. 11, pp. 765-788.
- 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., 1998: "Beamfilling Errors in Passive Microwave Rainfall Retrievals," *J. Appl. Meteor.*, Vol. 37, pp. 356-370.
- Seo, D.-J. 1998: "Real-Time Estimation of Rainfall Fields Using Radar Rainfall and Rain Gage Data," *J. Hydrology.*, 208, pp. 37-52.
- 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.
- Kummerow, C., Hong, Y., Olson, W. S., Yang, S., Adler, R. F., McCollum, J., Ferraro, R., Petty, G., Shin, D. B., and Wilheit, T. T., 2001: "The evaluation of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors," *J. Appl. Meteor.*, Vol. 40, pp. 1801-1820.

表 1. Scattering Index (SI) 定義及使用地點限制。

$SI = [A_1 + A_2(Tb19V) + A_3(Tb22V) + A_4(Tb22V)^2] - Tb85V$				
發表作者與適用地點	$A_1$	$A_2$	$A_3$	$A_4$
Grody (1991)	450.20	-0.5060	-1.8740	0.00637
Ferraro et al. (1994) (over oceans)	-174.38	0.7152	2.4387	-0.00504
Ferraro et al. (1994) (over land)	451.88	-0.4400	-1.7750	0.00574

表 2. 利用 2002 年 7~10 月日本宮古島附近十一個島嶼測站降雨記錄為地表真值，將 TMI 微波輻射資料以不同降雨區辨識方法驗證所獲得降雨區辨識之結果。

整體成功		67 降雨事件			112 無雨事件		
	辨識率	有雨	無雨	成功辨識率	有雨	無雨	成功辨識率
Scattering Index (SI)	94.9%	59	8	88%	1	111	99.1%
Threshold Checks (TC)	54.7%	67	0	100%	81	31	27.7%
Combination Check (CC)	99.4%	67	0	100%	1	111	99.1%

•地面降雨真值= 67 筆降雨事件。  
•蒐集海上島嶼測站晴空無雨時 112 筆無雨事件。

表 3. 內容與表 2. 同。但為 2003 年 7-10 月驗證結果。

整體成功		66 降雨事件			165 無雨事件		
	辨識率	有雨	無雨	成功辨識率	有雨	無雨	成功辨識率
Scattering Index (SI)	95.2%	60	6	90.9%	5	160	96.9%
Threshold Checks (TC)	67.1%	66	0	100%	76	89	53.9%
Combination Check (CC)	100%	66	0	100%	0	165	100%

•地面降雨真值= 66 筆降雨事件。  
•蒐集海上島嶼測站晴空無雨時 165 筆無雨事件

表 4. 內容與表 2. 同。但為 2004 年 7-10 月驗證結果。

整體成功		77 降雨事件			98 無雨事件		
	辨識率	有雨	無雨	成功辨識率	有雨	無雨	成功辨識率
Scattering Index (SI)	92.0%	64	13	83.1%	1	97	98.9%
Threshold Checks (TC)	68.6%	76	1	98.7%	54	44	44.9%
Combination Check (CC)	100%	77	0	100%	0	98	100%

•地面降雨真值= 77 筆降雨事件。  
•蒐集海上島嶼測站晴空無雨時 98 筆無雨事件

表 5. 利用統計法分別對海上颱風建立對流及層狀降水估算迴歸式。

降雨型態	估算降雨統計迴歸式	相關係數(R)
對流降雨	$RR=152.65-0.77 \times Tb1+0.47 \times Tb2-0.147 \times Tb3+0.537 \times Tb4-0.508 \times Tb5+0.818 \times Tb6-0.773 \times Tb7-0.91 \times Tb8+0.803 \times Tb9$	0.85
層狀降雨	$RR=-44.28-0.107 \times Tb1+0.06 \times Tb2+0.7 \times Tb3-0.15 \times Tb4-0.308 \times Tb5+0.148 \times Tb6-0.15 \times Tb7-0.17 \times Tb8+0.18 \times Tb9$	0.5

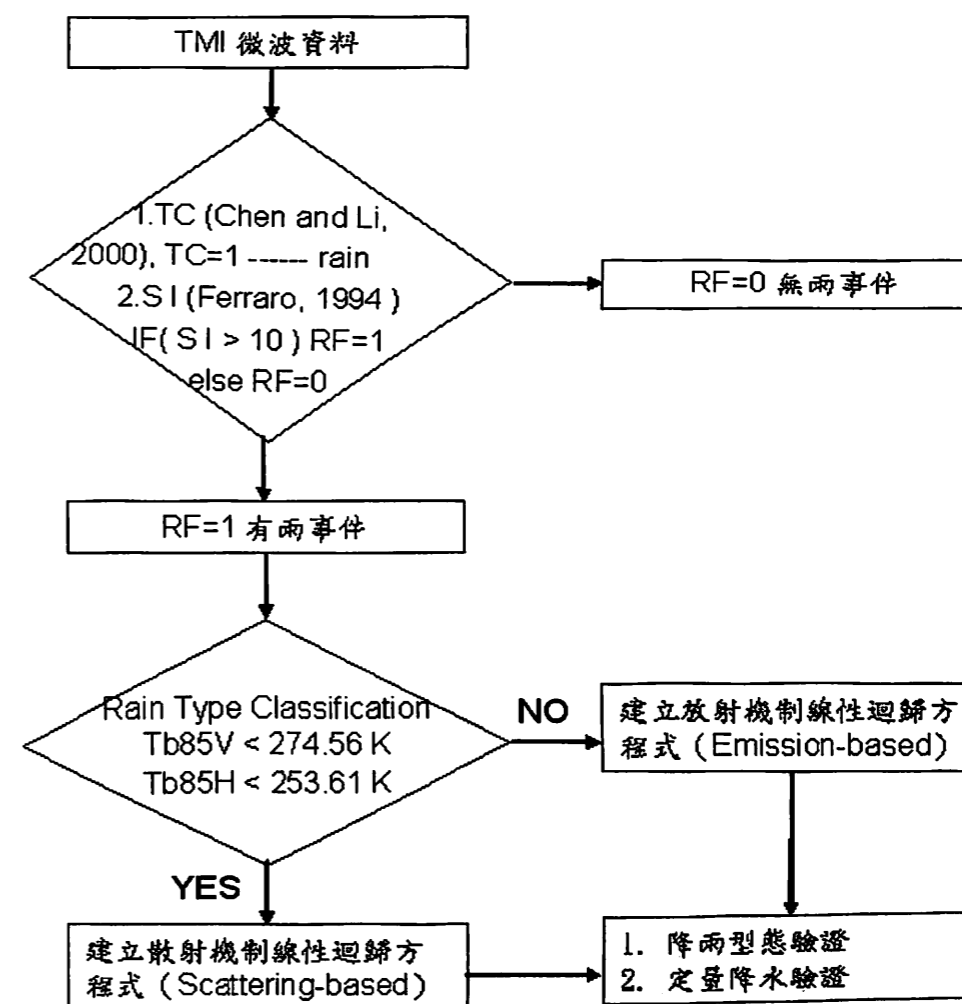


圖 1. 利用 TMI 微波資料反演海上颱風降水強度流程圖。

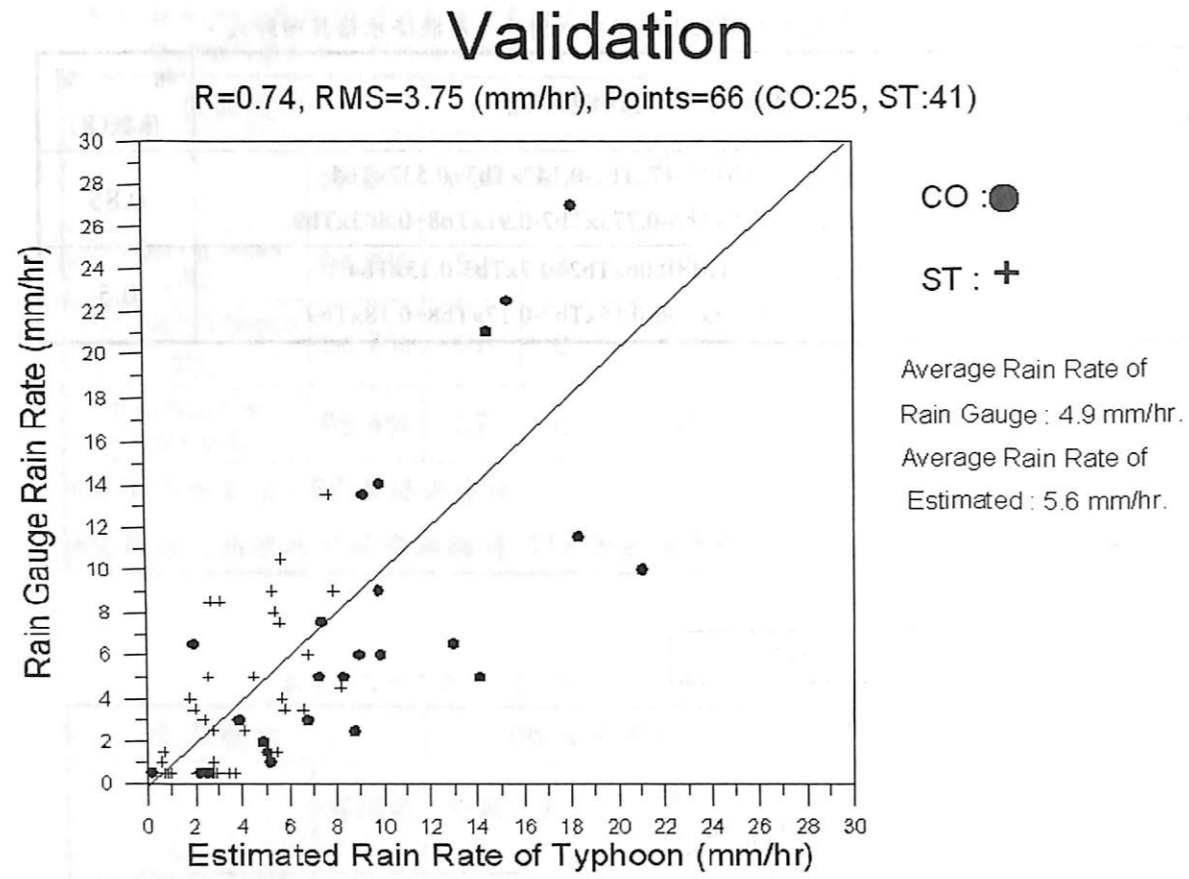


圖 2. 利用 2004 年於颱風期間 TMI 共計 66 筆資料對海上颱風降水強度迴歸式，進行與地面測站降雨真值做驗證，其兩者相關性達 0.74，均方根誤差為 3.75 mm/hr (CO 代表對流降水, ST 代表層狀降水)

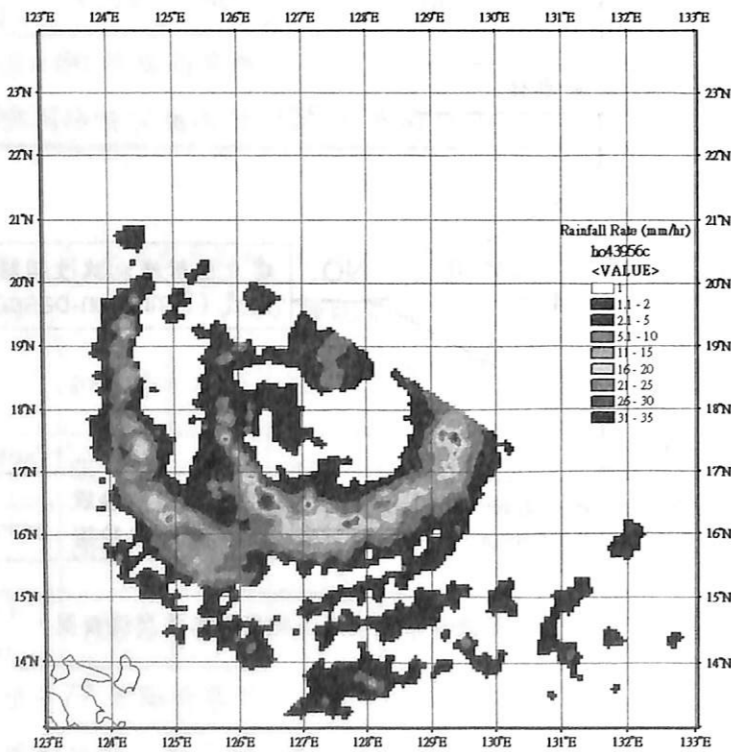


圖 3. 為 2005/08/02 0345 UTC 瑪莎颱風在接近本島利用 TMI 所估算出海上降水強度雨勢圖。

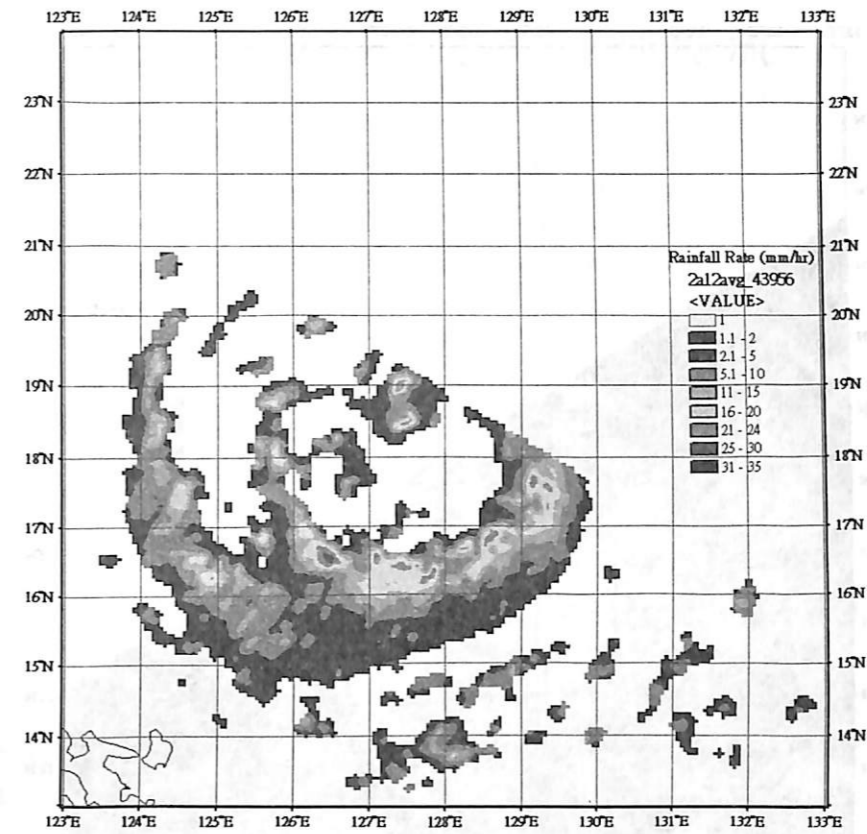


圖 4. 為 2005/08/02 0345 UTC 瑪莎颱風在接近本島利用 GPROF 物理法求出海上降水強度分佈情形。

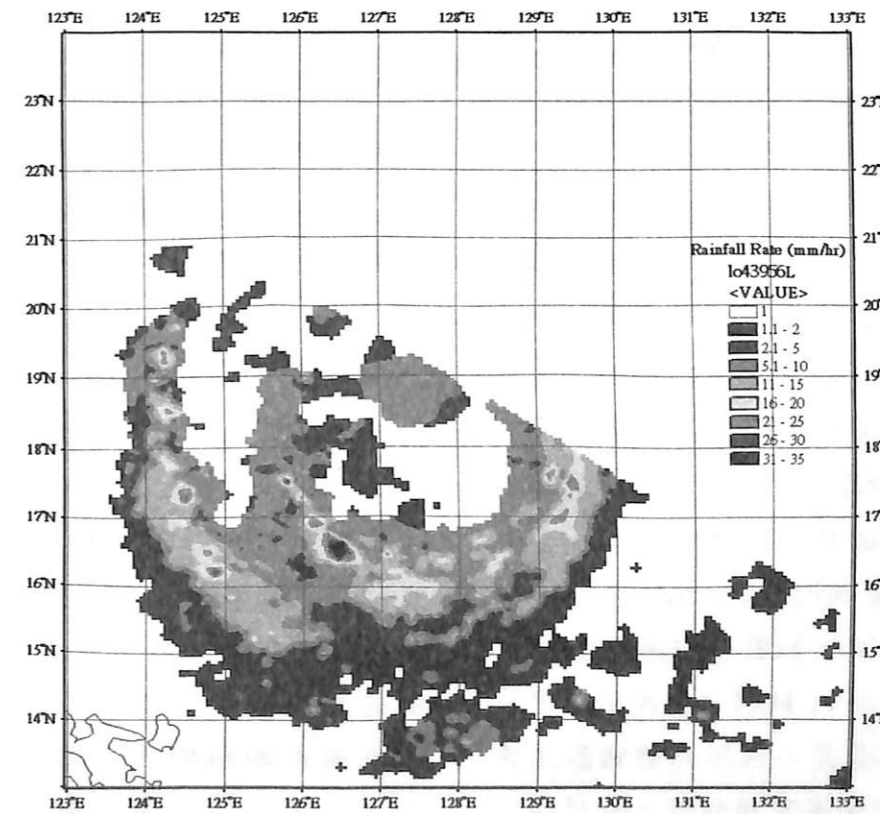


圖 5. 為 2005/08/02 0345 UTC 瑪莎颱風在接近本島利用 Chen and Li (2000)於梅雨期所建立之迴歸式求出海上降水強度分佈情形。

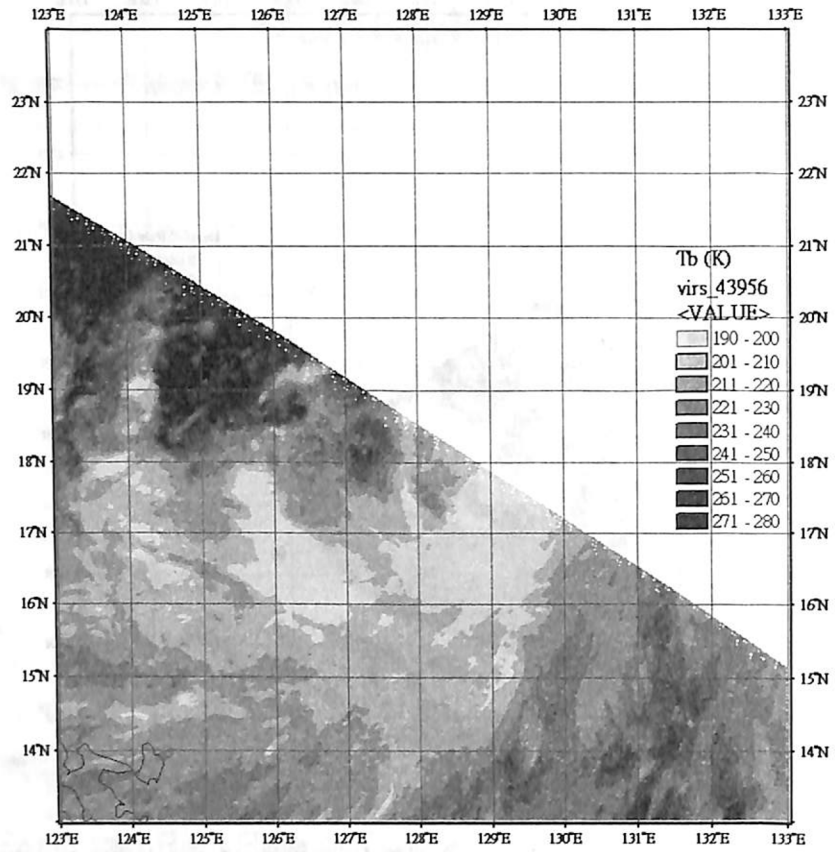


圖 6. 為 2005/08/02 0345 UTC 瑪莎颱風在接近本島 TRMM/VIRS11 $\mu$ m 紅外線雲圖。