

結合 TMI 微波資料及 MTSAT 紅外線資料 反演海上颱風降水

胡仁基¹ 陳萬金² 汪建良² 劉振榮³

¹國防大學理工學院國防科學研究所

²國防大學理工學院環境資訊及工程學系

³國立中央大學太空暨遙測中心

(中華民國九十七年三月三十日收稿；中華民國九十七年十二月七日定稿)

摘 要

本研究之目的是結合微波資料可穿透雲的特性以及紅外線資料高時間解析度的優點，建立準即時估算颱風降雨的技術。目前使用 1998~2004 年 Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) 衛星上的 TRMM Microwave Imager (TMI) 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，以統計法建立多頻道線性迴歸方程式，估算海上颱風定量降水。本研究首先以 TRMM 衛星上的 Visible Infrared Scanner (VIRS) 11 μ m 高解析度紅外線頻道資料，求出颱風降雨冷雲覆蓋面積率(fractional coverage; FC)；然後，使用紅外線降雨估算遙測技術 (GOES Precipitation Index; GPI)，以 TMI 微波資料所反演的颱風降雨率當作降水真值，並與同時間及地點的紅外線資料建立線性迴歸關係式；最後，採用最佳相關係數所對應的紅外線亮度溫度作為降雨閾值 (threshold)，並使用地球同步衛星紅外線資料 (MTSAT-1R) 估算海上颱風降雨率。

本文針對 2005 年瑪莎 (MATSA)、卡努 (KHANUN)、2007 年柯羅莎 (KROSA) 颱風、聖帕 (SEPAT) 及 2008 年薔蜜 (JANGMI)，利用微波降雨率求得紅外線降雨閾值在三種不同解析度(1°×1°, 0.5°×0.5°, 0.25°×0.25°) 下變化的情形。結果顯示，結合微波及紅外線資料所發展的 GPI 技術在 1°×1°解析度下表現最好，並對判斷颱風降雨強弱持續性變化的趨勢有良好的成果。同時，相對於全球紅外線固定之降雨閾值 235 K，本研究之動態降雨閾值較能掌握住颱風降雨強度之變化。由此顯示，本研究不僅可結合微波及紅外線資料的優點，亦可有效提升監測颱風強度變化之能力。

關鍵詞：微波頻道、降雨率、颱風、TMI、GPI、MTSAT-1R。

一、前言

近二十年來，利用衛星資料反演全球降雨的技術非常多，其中以衛星微波資料反演的結果較以紅外線及可見光頻道間接估算的結果為準確，因為微波頻道具透雲性，可直接量測雲下降雨的情形，而紅外線資料容易受卷雲的影響，所得到的結果往往高估了實際降雨量，這是因為可見光與紅外線只能提供雲表面的資訊，對於雲下的降雨情形卻毫無所知。另外，可見光雲圖雖可避免卷雲之影響，但白天才有資料，並且觀測到的是雲的反照率，而不是實際的降雨資訊，故均屬於間接性的降水估計（曾，1988）。微波遙測降雨技術目前受限於時間解析度不足，無法長時間持續對某地區進行觀測。另一方面地球同步衛星紅外線頻道雖不能透雲，但卻有相當高時間解析度，因此結合兩者的優點發展出一套準即時降雨估算系統，可針對海上颱風其生成、發展及消散等生命過程中，連續地估算其降雨率的變化。如今，台灣地區每年 7~10 月期間常受到颱風環流的影響而產生大量降水，造成重大的災害與傷亡，例如 2004 年 8 月艾利 (AERE) 颱風和 2007 年 10 月柯羅莎 (KROSA) 颱風，均造成台灣北部地區嚴重之水災及土石流。為了避免這些災害再度發生，我們必須針對颱風降水估算技術有更進一步的瞭解，進而精進降水預報之研究，以降低豪大雨所造成的損失。

在微波降雨技術方面，一般為建立衛星微波亮度溫度(brightness temperature; T_b)與測站降雨率 (rainfall rate; RR) 之關係式 (Liu et al., 2001; Chen and Li, 2002; Kidd et al., 2003)。另外，也有利用海上繫留系統 (Buoy) 上的雨量計，以 2~10 小時累積降雨量對應 $1^\circ \times 1^\circ$ 網格點上的微波資

料建立兩者之關係，而其相關係數大約為 0.6~0.7 (Bowman, 2005)。陳等人 (2006) 利用高解析度的 TMI 微波資料將颱風降雨區分為放射型機制與散射型機制兩個部分，針對不同的機制分別建立多頻道反演方程式。由於颱風降雨型態多為對流雨帶雲系，且在凝結層以上具有大量冰晶粒子，故在散射機制下其統計迴歸方程式相關係數較高（約 0.85）；反之，在放射機制下其主要能量來自於雨滴放射的貢獻，但因受限於頻道飽和效應，故對於強降雨發生時其相關係數較低（約 0.5），其他關於細部微波降雨技術的作法，可參考該文中詳細的說明。

在紅外線遙測技術方面，Arkin and Meisner (1987) 以 GPI (GOES Precipitation Index) 法估算降雨，其在 $30^\circ\text{N} \sim 30^\circ\text{S}$ 區域內降雨閾值 (threshold) 定為 235 K，空間解析度為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 時，其方程式定為 $\text{GPI (mm)} = 3 \text{ (mm/h)} \times \text{FC} \times t \text{ (h)}$ ；其中 FC (fractional coverage) 是冷雲頂覆蓋面積率（即亮度溫度 < 235 K 所涵蓋面積的比率），其值介於 0~1 之間； t 是時間間距；GPI 是這時距內的累積降雨量。Kummerow and Giglio (1995) 結合 GMS-5 衛星的紅外輻射資料與 DMSP 衛星 SSM/I 的微波輻射資料，並以澳洲 Darwin 相對應的雨量計與雷達資料進行比較。該文中使用動態閾值 (dynamic threshold) 計算 GPI 的變化，結果發現以紅外輻射亮度溫度 235 K 當降雨閾值似乎太高，因此便將所有的最佳閾值取平均得到 210 K 的新閾值，此閾值對 Darwin 的降雨有較好的相關性。由此可見最佳降雨閾值會隨著地域的不同與空間尺度大小的不同而有所改變。Huffman et al. (2001) 也曾利用 GPI 方法分析 $1^\circ \times 1^\circ$ 空間尺度紅外線資料，並建立全球日降雨量的分布。

在結合微波與紅外線遙測技術方面，雖然紅外線與降雨關係非直接性，但其時間及空間解析度皆較微波資料為佳，所以結合微波及紅外線資料個別優點的策略，在衛星降雨反演應用上可獲得最大的效果，這也是目前國際上發展的趨勢，國際間有許多著作應用微波降雨估算的準確性進而校正紅外線降雨閾值 (Xu et al., 1999; Adler et al., 2000, Todd et al., 2001, Ba and Gruber, 2001; Kuligowski, 2002; Joyce et al., 2004; Feidas et al., 2006) 可獲得高時間解析度的降雨結果。Todd et al. (2001) 特別指出在全球熱帶及副熱帶地區紅外線最佳降雨閾值與估算紅外線降雨強度彼此的關係具有高度的變動性，充分反應出其間雲物理過程顯著的複雜性，這也足以說明現階段紅外線遙測技術的困難度。同時，目前在應用上有一個正在作業的產品 (TRMM 3B42RT)，是結合多顆微波資料與紅外線資料的產物，以多顆衛星微波資料 (TMI, SSM/I) 校正全球多顆同步衛星 (MTSAT-1R、GOES、EUMETSAT) 紅外資料，但 TRMM 3B42RT 資料的時間解析度為 3 小時一筆，每一天共計 8 筆資料，空間解析度為 $25\text{ km} \times 25\text{ km}$ ，由於現階段該資料無法快速獲得，需要經過 14 至 18 小時才可藉由網路下載使用，雖然 TRMM 3B42RT 空間解析度不錯，可是在時間解析度上無法應用於即時觀測海上颱風強度的變化。然而我們現在使用 MTSAT 紅外線資料每隔 30 分鐘就有一筆，當獲得微波資料後即可校正紅外線降雨閾值，獲得海上颱風降雨分佈情形。如今，本研究在海上缺乏完整降雨實測資料的情況下，利用 TMI 微波輻射資料以統計法反演降雨率（以下用 TMI_RR 表示）的技術，彈性調整 GPI 方程式中的斜率 (GPI_Adjust) 及適合本研究區域於颱風期間使用的最佳降雨閾值。因此，

結合 TMI_RR 的資料以 GPI_Adjust 方法對海上颱風強度的變化做持續性的降雨觀測。

本文整個架構包含第二段說明資料處理的過程，第三段為敘述研究方法的步驟，第四段為反演結果個案分析，第五段為結論。

二、資料與處理

本研究所使用的衛星資料包括 TRMM / TMI、TRMM / VIRS 及 MTSAT-1R 三種衛星資料，另外還有島嶼地面觀測資料。下面簡單介紹各裝備之特性。

(一) TRMM/TMI 微波資料

TRMM 衛星是由美、日合作於 1997 年 11 月 27 日發射，其任務為對地球南北緯 40 度間的熱帶區域作降雨觀測。觀測資料可應用在研究異常氣候的原因（例如：聖嬰現象），以及改進全球環境變遷模式的降雨物理機制，並瞭解熱帶降雨系統動力與熱力變化的過程。該衛星原本預計進行為期三年的熱帶地區降雨觀測，但因研究需要在 2001 年 8 月之後為延長其任務壽命，衛星高度已由原本 350 km 提高到 402 km，以 35 度傾角、周期約 92 分鐘繞地球運轉。其所搭載的 TMI 屬被動式微波輻射儀正是用來觀測熱帶地區降雨分佈的最佳工具。TMI 資料為 Level-1B11 (Version 6) 資料，經由美國 TRMM Data Access 網頁中 (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov>) 下載，該資料已經過輻射校正與幾何定位處理，其內容包括衛星掃描起迄時間、掃描總時間及軌道編號以及每個像元 (pixel) 之經緯度、地表識別碼（含陸地、海洋、海岸）、九個微波頻道亮度溫度。由於資料解析度依不同頻道有所不同，但經重新取樣 (resampling) 將九個頻道亮溫內插至同一個網格點上，每個頻

道解析度為 10 km，其九個微波頻道分別為 10.65V (V 表示為垂直極化亮度溫度)、10.65H (H 表示為水平極化亮度溫度)、19.4V、19.4H、21.3V、37V、37H、85.5V、85.5H GHz。

(二) TRMM/VIRS 紅外線影像資料

TRMM 衛星的觀測資料中，VIRS 共有 5 個頻道，兩個可見光(visible)及 3 個紅外線(infrared)頻道，本研究採用第 4 頻道其波長為 11 μm 之紅外輻射亮度溫度資料，進行分辨在 TMI 視場內降雨分佈不均勻(Kummerow et al., 1998)的研究。由於可見光頻道受限於白天才能使用，本研究僅以紅外線資料第 4 頻道(11 μm)及第 5 頻道(12 μm)之差值濾除卷雲的方法敘述如後。VIRS 是 VIRS Level-1B01 IRTb11 輻射資料，解析度約為 2.2 km，其掃描帶(swath)為 720 km，具有與 TMI 同時觀測的優點，故可作為檢驗 TMI 資料品質的參考依據及估算 GPI 降雨率的分佈。

(三) MTSAT-1R 紅外線影像資料

Multi-functional Transport Satellite-1R (MTSAT-1R) 全名為多用途運輸衛星，日本於 2005 年三月發射升空，位於 140°E 赤道上空，取代原先 GMS-5 地球同步衛星，其資料已於 2005 年 7 月開始使用，頻道區分為 5 個頻道分別為 VIS (0.55~0.9 μm)、IR1 (10.3~11.3 μm)、IR2 (11.5~12.5 μm)、IR3 (6.5~7.0 μm)、IR4 (3.5~4.0 μm)，資料空間解析度可見光為 1.25 km、紅外線為 5 km。MTSAT-1R 資料是由中央氣象局接收提供，每隔 30 分鐘接收一次，依紅外線頻道之亮度溫度與輻射強度對照表解出 IR1、IR2 頻道紅外線亮度溫度。由於資料時間解析度高，故本研究將 GPI 方法應用於地球同步衛星，該資料 IR1、IR2 與 TRMM / VIRS 第 4 及第 5 頻道相同，可以濾除卷雲。

(四) 島嶼測站雨量資料

本研究之降雨資料來自日本氣象廳 (Japan Meteorological Agency; JMA)，由於海面上降雨觀測不易獲得，研究中假設島嶼地面降雨率能夠代表其周邊海上平均降雨率。所使用的資料為 1998~2004 年期間，每年 7~10 月颱風盛行期間日本南方附近海域 IBARU (測站編號 93011) 附近 11 個島嶼測站 (表一) 所提供每 10 分鐘一筆地面觀測資料，整個內容包括風向、風速、溫度、濕度、雨量、日照量、雪量等 7 項。本研究利用島嶼測站雨量資料累積一個小時作為地面降雨資料之標準值，同時與衛星獲得之輻射能量 (亮度溫度)，彼此建立 RR-Tbs 之多頻道線性統計迴歸方程式。另外，藉由島嶼測站每小時降雨資料驗證微波估算颱風定量降雨率的情形。

三、研究方法

本研究主要利用微波頻道建立反演海上颱風降雨率的方法，結合紅外線降雨遙測技術，以冷雲雲頂亮度溫度所覆蓋的面積與微波所反演之降雨率建立一線性方程式，進而應用至高時間解析度的地球同步衛星上的紅外線資料，即可持續觀測海上颱風在降雨率上的變化情形。圖 1 為研究方法之流程圖，研究方法區分為兩個步驟，分述如下：

(一) 首先以陳等人(2006)所建立反演海上颱風定量降雨率的方法，依多頻道微波輻射亮度溫度對降雨變化的特徵，降雨型態可區分為因雨滴本身放射率與海面放射率之差異，使得雨滴吸收與放射效應造成微波輻射量改變之放射機制型降雨，另因雲層冰晶散射效應導致高頻亮度溫度降低的散射機制型降雨

表一 本研究所使用島嶼測站之名稱、編號、位置及高度

No.	測 站 名 稱	編號	位置 (經緯度)	高度(m)
1.	伊良部 (IRABU)	93011	24.82°N, 125.17°E	10
2.	宮古島 (MIYAKOJIMA)	93041	24.79°N, 125.27°E	40
3.	城邊 (GUSUKUBE)	93051	24.74°N, 125.41°E	55
4.	多良間 (TARAMA)	93061	24.66°N, 124.69°E	16
5.	伊原間 (IBARUMA)	94001	24.50°N, 124.28°E	15
6.	川平 (KABIRA)	94036	24.46°N, 124.14°E	7
7.	與那國島 (YONAGUNIJIMA)	94017	24.46°N, 123.01°E	30
8.	西表島 (IRIOMOTEJIMA)	94061	24.38°N, 123.74°E	9
9.	石垣島 (ISHIGAKIJIMA)	94081	24.33°N, 124.16°E	6
10.	大原 (OOHARA)	94101	24.26°N, 123.87°E	28
11.	波照間 (HATERUMA)	94116	24.05°N, 123.76°E	38

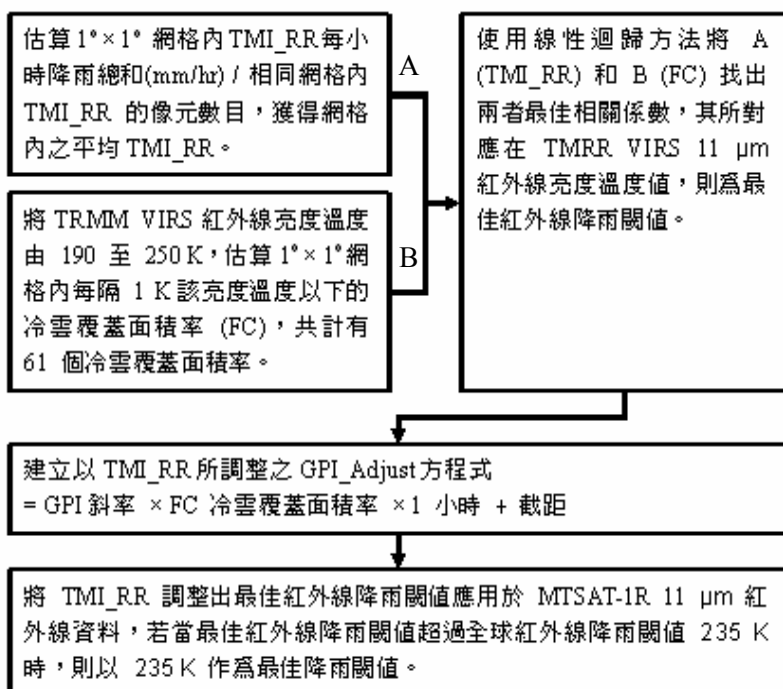


圖 1 結合 TRMM / TMI 微波資料與 TRMM/VIRS 11 μm 紅外線資料建立 GPI_Adjust 方程式，並應用於 MTSAT-1R 11 μm 紅外線資料的流程圖，(分別建立三種網格 1°×1°，0.5°×0.5°，0.25°×0.25°之方程式)。

(Wilheit et al., 1991)。在降雨辨識方面，結合 Chen and Li (2002) 所提出閾值辨識法 (Threshold Check; TC) 以及 Ferraro et al. (1994) 的散射指數法 (Scattering Index; SI)，產生一個對降雨組合辨識法 (Combination Check; CC)，經由 TC 法所得 TMI 頻道中 Tb10V、Tb10H、Tb19V、Tb19H、Tb21V、Tb37V、Tb37H、Tb85.5V、Tb85.5H 平均亮度溫度為降雨閾值，這些降雨閾值分別為 174.83、91.54、213.77、153.46、241.54、224.45、167.21、274.56、253.61 (K)。之後再將判斷為降雨的像元，以散射指數 (SI>10) 篩選出真正符合降雨條件的像元。另外，針對降雨型態的分辨，則以 Tb85.5V 及 Tb85.5H 分別為 274.56 K、253.61 K 當作散射型降雨閾值，當 Tb85.5V 及 Tb85.5H 同時低於以上兩閾值時為散射機制型降雨型態，反之則為放射機制型降雨型態。本研究引用陳等人 (2006) 蒐集 1998~2003 年 14 個颱風其衛星資料與地面測站降雨量之匹配資料，分別建立散射及放射之多頻道線性迴歸方程式：

$$RR_S = 152.65 - 0.77TB_{10V} + 0.47TB_{10H} - 0.147TB_{19V} + 0.537TB_{19H} - 0.508TB_{21V} + 0.818TB_{37V} - 0.773TB_{37H} - 0.91TB_{85V} + 0.803TB_{85H} \quad (1)$$

$$RR_E = -44.28 - 0.107TB_{10V} + 0.06TB_{10H} + 0.7TB_{19V} - 0.15TB_{19H} - 0.308TB_{21V} + 0.148TB_{37V} - 0.15TB_{37H} - 0.17TB_{85V} + 0.18TB_{85H} \quad (2)$$

以上方程式中，RRs 為散射機制型降雨率，RRE 為放射機制型降雨率。反演的結果經由 2004 年 5 個颱風個案與其所對應之島嶼觀測資料驗證後，總結其成果為衛星反演

之降雨率與地面雨量筒觀測之降雨率的相關係數為 0.74，反演降雨率平均值為 5.6 mm/hr，均方根誤差為 3.75 mm/hr，在總數 66 筆資料中雖然均方根誤差已經超過平均降雨量的一半，但若將整個降雨三個區段 0.2~5, 5~10, 10~22 mm/hr，平均值及均方根誤差分別為 (2.45, 2.3), (7.2, 3.48), (16.4, 8.1)，可見在弱降水時，反演的結果誤差很明顯，但在 5 mm/hr 以上則還算不錯。整體而言，由於利用微波多頻道線性迴歸方程式所反演的降雨率與地面觀測降雨率相關係數還不錯，所以我們將經由驗證後的微波降雨反演值當作地面降雨的真值，反推紅外線資料之最佳降雨閾值。本研究使用 Arkin (1979) 及 Arkin and Meisner (1987) 的 GPI 法，在本研究區域中 (10°~30°N, 110°~140°E) 為考量不同空間解析度對平均降雨率變化的問題，特意設定三種不同大小的網格 (1°×1°, 0.5°×0.5°, 0.25°×0.25°)。此外，考慮陸地效應會影響微波降雨估算的結果，因此去除網格點中的島嶼及陸地面積。接著利用與 TMI 相同觀測時間的 VIRS_IR Tb₁₁ 紅外線資料，在亮度溫度 190~250 K 之間以每 1 K 為一個間距，分別在這三種網格中計算每個亮度溫度值以下範圍內的 FC (例如：亮度溫度在 200 K 以下的冷雲覆蓋面積／網格所佔面積，就是該亮度溫度的冷雲覆蓋面積率)。由於卷雲溫度低但卻不下雨，因此會影響降雨冷雲面積的估算，所以必須將之去除。Inoue (1987) 利用波長 11 μm 紅外線雲頂亮度溫度 (Tb₁₁) 與 12 μm 紅外線雲頂亮度溫度 (Tb₁₂) 的差值 (Tb₁₁₋₁₂) 作為濾除卷雲的方法，若 Tb₁₁₋₁₂ > 2.5 K 則判定為受卷雲影

響；另外，Kurino (1997) 認為 $Tb_{11-12} > 3.0\text{ K}$ 且 $Tb_{11} < 218\text{ K}$ 的區域，其降雨的機率很低（約 30%）。基於這個概念，我們以統計法將 TRMM/VIRS 的 Tb_{11-12} 與微波所反演海上降雨率為 0 mm/hr 的區域進行分析，結果顯示 $Tb_{11-12} > 4.5\text{ K}$ 且 $Tb_{11} < 218\text{ K}$ 則該區域判定為受卷雲影響。

- (二) 當判定為受卷雲影響的像元濾除後，以最小平方線性迴歸法，將海上三種不同網格內的 FC 與微波估算之平均降雨率 (TMI_RR)，計算得到兩者最佳相關性（最大 R 值）的紅外線降雨閾值，與經微波降雨強度調整過之 GPI 線性方程式(GPI_Adjust)，但若最佳相關係數所對應的紅外線降雨閾值超過全球紅外線降雨閾值 235 K ，則以 235 K 作為該筆資料之降雨閾值。當 GPI_Adjust 線性方程式建立後，我們可以將此技術應用於高時間解析度衛星資料上（例如：MTSAT-1R），同樣地分別設定三種不同解析度的網格，求出每個小時或半個小時內整個研究區域三種不同解析度網格內 GPI_Adjust 降雨值的分佈。同時，我們將研究區域中以颱風中心向外延伸 5 個經緯度（500 公里），統計此固定範圍內 GPI_Adjust 的總和，經由每一個時間其 GPI_Adjust 總和的變化，可對海上颱風降雨率變化成為一個間接性的觀測指標。

四、反演結果分析

本研究針對 2005 年瑪莎(MATSA)、卡努(KHANUN)、2007 年柯羅莎(KROSA)颱風、聖帕(SEPAT)及 2008 年薔蜜(JANGMI)以統計法估算海上定量降雨，另結合 TRMM/VIRS 紅外線資料

建立 GPI_Adjust 線性迴歸方程式。表二顯示這 5 個颱風分別在三種不同大小網格點上的 GPI_Adjust 方程式、相關係數、所對應的紅外線降雨閾值及所使用的樣本數(samples)。在相關係數方面，似乎每一個颱風在 $1^\circ \times 1^\circ$ 網格中，絕大部分其相關係數最高，也就是說在 $1^\circ \times 1^\circ$ 網格中，其 TMI_RR 與 FC 有比較高的相關性，並且代表 FC 可以應用在估算海上颱風 GPI_Adjust 的降雨率。以 2005 年瑪莎颱風為例，其衛星觀測共有 6 個時間，分別對這 6 個時間建立三種不同大小網格的 GPI_Adjust 線性方程式，其最大的相關性在 $1^\circ \times 1^\circ$ 約為 $0.51\sim 0.75$ ，而 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 約為 $0.29\sim 0.67$ ，另 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 約為 $0.23\sim 0.53$ 。同理，2005 年卡努颱風有四次觀測時間，在 $1^\circ \times 1^\circ$ 相關性介於 $0.71\sim 0.86$ ，在 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 約為 $0.59\sim 0.84$ ，另 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 約為 $0.42\sim 0.68$ ，另 2007 年柯羅莎颱風有 3 次觀測時間，在 $1^\circ \times 1^\circ$ 其相關性也是介於 $0.54\sim 0.75$ 之間，在 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 約為 $0.52\sim 0.63$ ，另 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 約為 $0.41\sim 0.52$ 。同時，2007 年聖帕颱風也有三次觀測時間，在 $1^\circ \times 1^\circ$ 其相關性也是介於 $0.6\sim 0.78$ 之間，在 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 約為 $0.38\sim 0.67$ ，另 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 約為 $0.25\sim 0.53$ 。再者 2008 年薔蜜強烈颱風在 $1^\circ \times 1^\circ$ 其相關性也是介於 $0.71\sim 0.88$ 之間，在 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 約為 $0.63\sim 0.77$ ，另 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 約為 $0.46\sim 0.64$ 。若我們以 TMI_RR 為橫軸，FC 當作縱軸，分別取瑪莎 (#43997) 及卡努颱風 (#44546) 各一筆軌道微波資料 (path) 為例，將三種解析度其 TMI_RR 與 FC 兩者分佈的關係繪製成散佈圖（圖 2），由於原本 TMI_RR 在橫座標上受到匹配資料分配不均勻的影響，造成兩者相關性雖高，但散佈圖顯示的結果似乎不好，尤其在 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$

表二 瑪莎 (MATSA)、卡努 (KHANUN)、柯羅莎 (KROSA) 聖帕 (SEPAT) 及薈蜜 (JANGMI) 颱風建立 $1^\circ \times 1^\circ$ 、 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 、 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 三種解析度取樣之 GPI 方程式、最佳降雨閾值、相關係數及樣本數。(GPI=GPI_Adjust)

Item Name	Resolution	Linear Regression Equation	Rain Threshold (K)	Correlation Coefficient (R)	Samples
43956 (MATSA)	$1^\circ \times 1^\circ$	$GPI=9.84*FC+0.25$	205	0.75	58
	$0.5^\circ \times 0.5^\circ$	$GPI=7.11*FC+0.34$	206	0.54	143
	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$	$GPI=6.36*FC+0.41$	206	0.37	427
43966 (MATSA)	$1^\circ \times 1^\circ$	$GPI=6.22*FC+0.29$	211	0.51	90
	$0.5^\circ \times 0.5^\circ$	$GPI=5.15*FC+0.24$	211	0.36	222
	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$	$GPI=4.95*FC+0.13$	211	0.25	708
43971 (MATSA)	$1^\circ \times 1^\circ$	$GPI=4.8*FC+0.32$	217	0.71	99
	$0.5^\circ \times 0.5^\circ$	$GPI=5.34*FC+0.29$	216	0.6	237
	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$	$GPI=4.84*FC+0.33$	217	0.5	698
43982 (MATSA)	$1^\circ \times 1^\circ$	$GPI=5.61*FC+0.07$	217	0.64	43
	$0.5^\circ \times 0.5^\circ$	$GPI=4.36*FC+0.01$	215	0.29	89
	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$	$GPI=3.98*FC+0.04$	216	0.23	269
43986 (MATSA)	$1^\circ \times 1^\circ$	$GPI=7.57*FC+0.37$	211	0.75	111
	$0.5^\circ \times 0.5^\circ$	$GPI=6.62*FC+0.59$	213	0.59	243
	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$	$GPI=6.1*FC+0.72$	213	0.46	777
43997 (MATSA)	$1^\circ \times 1^\circ$	$GPI=12.46*FC+0.04$	210	0.75	41
	$0.5^\circ \times 0.5^\circ$	$GPI=9.32*FC+0.04$	208	0.67	52
	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$	$GPI=9.07*FC+0.07$	208	0.53	156
44546 (KHANUN)	$1^\circ \times 1^\circ$	$GPI=4.67*FC+0.11$	213	0.8	81
	$0.5^\circ \times 0.5^\circ$	$GPI=7.89*FC+0.31$	209	0.67	151
	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$	$GPI=7.7*FC+0.31$	210	0.6	404
44551 (KHANUN)	$1^\circ \times 1^\circ$	$GPI=7.96*FC+0.15$	206	0.86	75
	$0.5^\circ \times 0.5^\circ$	$GPI=10.9*FC+0.17$	202	0.84	146
	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$	$GPI=11.1*FC+0.17$	211	0.68	341
44562 (KHANUN)	$1^\circ \times 1^\circ$	$GPI=4.72*FC+0.02$	222	0.81	53
	$0.5^\circ \times 0.5^\circ$	$GPI=3.71*FC+0.02$	227	0.59	96
	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$	$GPI=3.36*FC+0.05$	227	0.47	279

44566 (KHANUN)	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$	$GPI=5.12*FC+0.04$	222	0.71	54
	$0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$	$GPI=6.53*FC+0.24$	226	0.59	102
	$0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$	$GPI=6.29*FC+0.28$	227	0.42	269
56299 (KROSA)	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$	$GPI=8.8*FC+0.42$	207	0.75	77
	$0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$	$GPI=7.12*FC+0.66$	208	0.63	176
	$0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$	$GPI=6.38*FC+0.89$	209	0.52	581
56304 (KROSA)	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$	$GPI=4.8*FC+0.43$	215	0.54	87
	$0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$	$GPI=3.48*FC+0.22$	224	0.52	228
	$0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$	$GPI=3.25*FC+0.39$	222	0.42	722
56330 (KROSA)	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$	$GPI=8.45*FC+0.45$	210	0.64	87
	$0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$	$GPI=6.6*FC+0.14$	224	0.57	197
	$0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$	$GPI=6.31*FC+0.22$	224	0.41	635
55536 (SEPAT)	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$	$GPI=8.6*FC+0.14$	204	0.78	76
	$0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$	$GPI=7.1*FC+0.18$	204	0.67	140
	$0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$	$GPI=6.9*FC+0.25$	203	0.53	390
55541 (SEPAT)	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$	$GPI=6.85*FC+0.46$	224	0.6	108
	$0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$	$GPI=6.3*FC+0.46$	216	0.55	224
	$0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$	$GPI=3.78*FC+0.31$	211	0.5	568
55567 (SEPAT)	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$	$GPI=5.37*FC+0.01$	218	0.61	83
	$0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$	$GPI=3.97*FC+0.08$	219	0.38	164
	$0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$	$GPI=3.6*FC+0.14$	220	0.25	491
61891 (JANGMI)	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$	$GPI=15.6*FC+0.44$	196	0.75	85
	$0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$	$GPI=18.7*FC+0.7$	194	0.63	172
	$0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$	$GPI=12.7*FC+0.83$	195	0.46	504
61906 (JANGMI)	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$	$GPI=6.61*FC+0.27$	204	0.71	82
	$0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$	$GPI=6.65*FC+0.42$	203	0.63	183
	$0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$	$GPI=6.23*FC+0.43$	204	0.51	571
61917 (JANGMI)	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$	$GPI=7.12*FC+0.06$	216	0.76	82
	$0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$	$GPI=4.48*FC-0.02$	225	0.66	150
	$0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$	$GPI=4.38*FC+0.08$	223	0.54	403
61921 (JANGMI)	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$	$GPI=8.88*FC+0.09$	212	0.88	62
	$0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$	$GPI=9.49*FC+0.19$	211	0.77	104
	$0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$	$GPI=8.56*FC+0.23$	212	0.64	331

及 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 尺度下最為明顯。換句話說，我們必須重新處理橫座標權重的問題。本文先就橫座標 TMI_RR 的分佈作初步的分析，發現 $\text{TMI_RR} \leq 0.5 \text{ mm/hr}$ 的資料數共有 25 筆，其餘 16 筆則介於 $0.6 \sim 14.1 \text{ mm/hr}$ 之間，而這 16 筆的分佈比較不理想，也就是說在整個計算相關係數時，這 16 筆所佔的權重比較小，反之 $\text{TMI_RR} \leq 0.5 \text{ mm/hr}$ 的 25 筆資料所佔的權重就相當大，然而在這 25 筆的關係表現不錯，於是影響整體相關係數的結果。同理，圖 2c 及 2f 其散佈圖也是這種原因所造成。鑑於這個資料樣本數分佈不均勻的問題，我們採用 TMI_RR 在固定降雨強度區間(interval)內只取一個平均值代表，如此可解決這個問題，我們取 $\text{TMI_RR} = 0.1 \text{ mm/hr}$ 當作固定的區間，處理後樣本數由 41 筆變成 19 筆，進而計算相關係數由 0.75 降為 0.69。同理，圖 2b 處理後樣本數由 52 筆變成 32 筆，相關係數由 0.67 降為 0.54。圖 2c 處理後樣本數由 156 筆變成 90 筆，相關係數由 0.53 降為 0.49。另圖 2d, 2e, 2f 其散圖分佈經由前述方式處理後，因卡努颱風匹配資料數較多且密，其散圖分佈的結果與相關係數均會改變，由圖 2f 可以看出其分佈相較之前有較好的表現。所以當資料樣本數由 405 筆變成 77 筆後，相關係數則由 0.6 上升為 0.75。如此，圖 2f 的散佈圖分佈結果與其相關係數就顯得較為一致。無論如何，在此我們想強調圖 2a 與 2d 其散圖的相關係數均比其他尺度要高，所以藉由 $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ 尺度中 TMI_RR 與 FC 的相關性找出最佳紅外線降雨閾值，進而估算 GPI_Adjust 總和作為觀測海上颱風強度變化的一種指標。同時，表二內所有 TMI_RR 與 FC 之間的相關係數(R)在三種不同尺度下，均顯示在 $1^\circ \times 1^\circ$ 的尺度中其相關係數是

最高。所以本研究僅針對此網格中估算 GPI_Adjust 降雨分佈作分析。

在降雨閾值方面，由於每個颱風其強度會隨時間而改變，故降雨閾值會隨微波資料在不同時間及尺度網格中有不同的結果，由瑪莎六個連續不同的觀測時間分析 $1^\circ \times 1^\circ$ 網格中紅外線降雨閾值介於 $205 \sim 217 \text{ K}$ 之間，由於颱風雲頂發展的高度與其生命期有相對應的關係，也就是颱風初生期雲頂的高度要比成熟期來得高（李等人，2005），雖然冷雲雲頂的高度會隨著颱風發展過程中而改變，但經微波估算降雨校正後的紅外線降雨閾值，在相鄰的時間裡其閾值的變動通常在一個平均的範圍內。本研究針對 2005~2007 發生於西太平洋上強烈及中度颱風共計 10 個個案中，統計分析經微波降雨校正過的紅外線最佳降雨閾值，發現 66 % 個案中相鄰時間所對應的降雨閾值變動量皆 $< 8 \text{ K}$ ，所以本研究將動態閾值的變動量範圍設定在 8 K 之內。圖 3 顯示在 $1^\circ \times 1^\circ$ 網格點中，TMI_RR 與 61 個 FC 建立個別的相關係數，其中圖 3a 瑪莎颱風（軌道號碼: # 43956）在相關係數分佈上有兩個高點，一個在 198 K ，另一個在 205 K ，雖然 198 K 所對應的相關係數最大，但是與相鄰其他時間的降雨閾值比較下，並不是最佳的降雨閾值，因此研究中發現並非所有最大相關係數所對應的降雨閾值就是最佳的降雨閾值。同理，圖 3b 卡努 (#44566) 及圖 3c 柯羅莎 (#56330) 颱風亦是有相同的情形發生。

利用 GPI_Adjust 方法應用在估算海上颱風降雨強度隨時間變化的情形，也就是說當颱風生成發展的過程中，計算整個颱風在侵襲陸地之前 GPI_Adjust 降雨量的總和，藉由微波資料所校正紅外線降雨閾值，以 GPI_Adjust 方程式估算，以颱風中心為中心點向外擴張 500 公里 ，並用移動

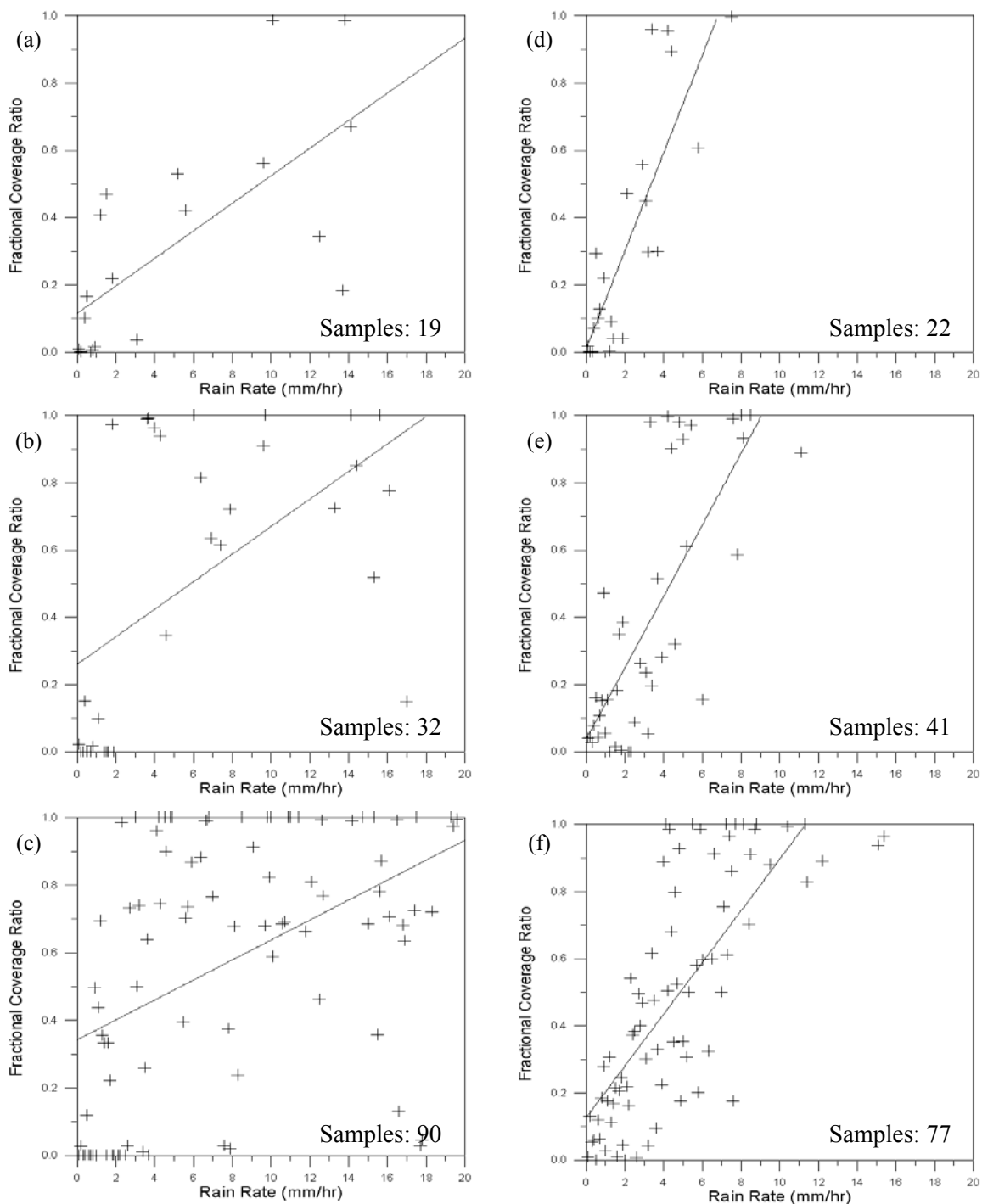
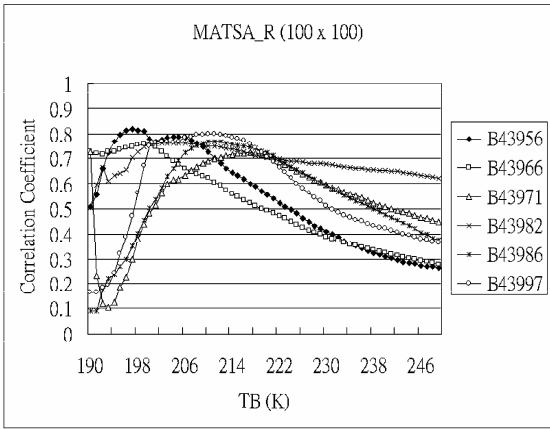
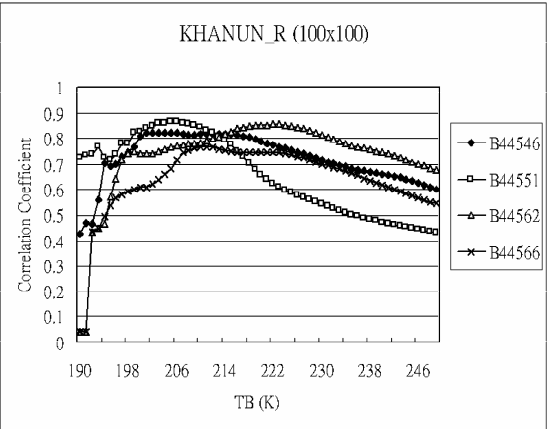


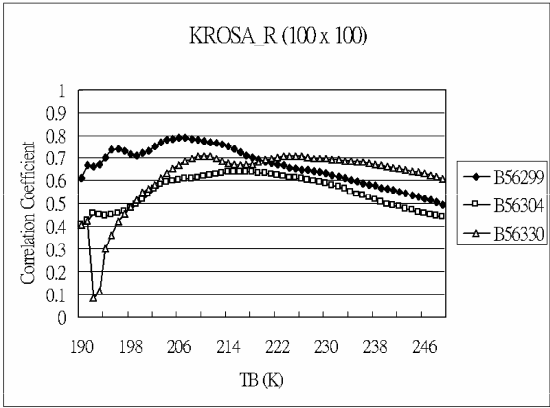
圖 2 分析瑪莎颱風(#43997) TMI_RR (mm/hr)與紅外線冷雲覆蓋面積率(ratio)在三種不同解析度 (a) $1^\circ \times 1^\circ$, (b) $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, (c) $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 兩者的相關性經固定降雨強度區間 0.1 mm/hr 取樣後,其值分別為 0.69, 0.54, 0.49, 另卡努颱風(#44546)其(d), (e), (f)同(a), (b), (c)三種解析度下,其相關性分別為 0.83, 0.76, 0.75 (Samples 代表經區間取樣後使用的資料筆數)。



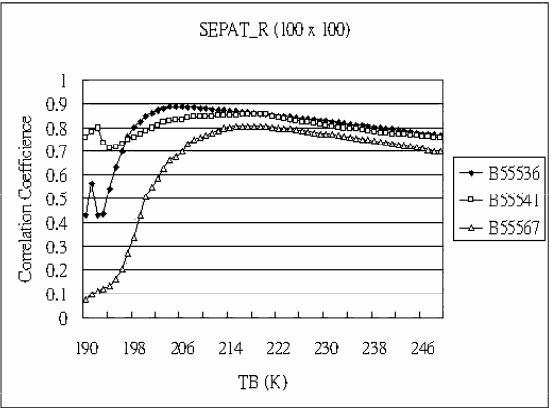
(a)



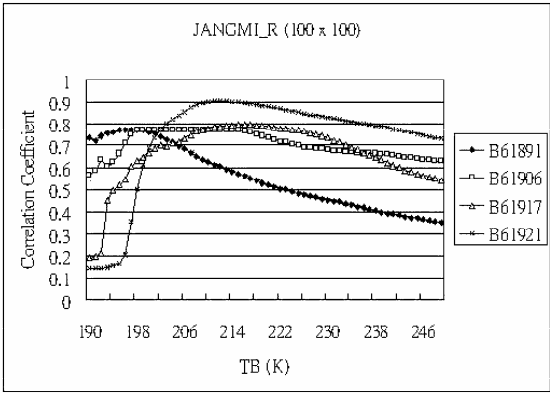
(b)



(c)



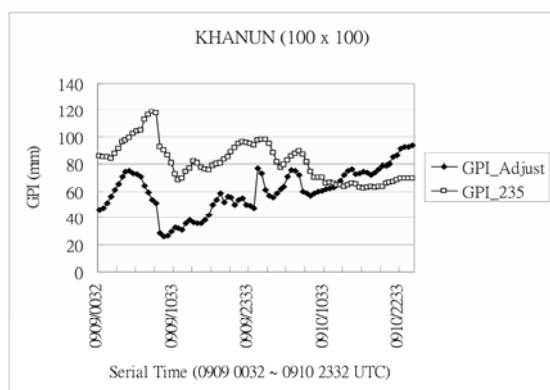
(d)



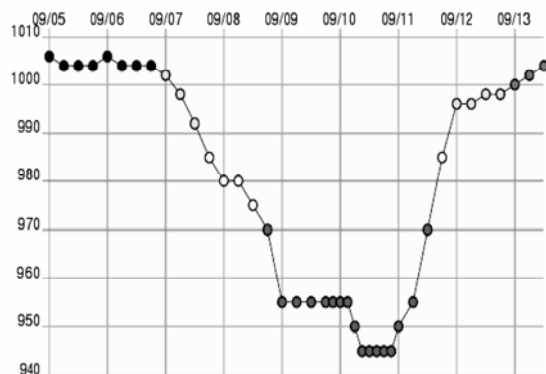
(e)

圖 3 計算(a)瑪莎、(b)卡努、(c)柯羅莎、(d)聖帕及(e)薈蜜颱風其 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ($100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$) 解析度下 TMI_RR 與 FC 最佳動態閾值 (dynamic threshold) 與其相關係數分別列於表二。

視窗(moving window)連續監測整個颱風在 GPI_Adjust 總和數值上的變化情形。圖 4a 是 2005 年卡努颱風經過四個時間的微波資料校正後連續 GPI_Adjust 總和的強度變化，其曲線的分佈似乎可以看出 GPI_Adjust 總和隨時間的增加有持續增強的情形。同時，為要證明 GPI_Adjust 比全球通用的紅外線降雨閾值 (GPI_235) 更能



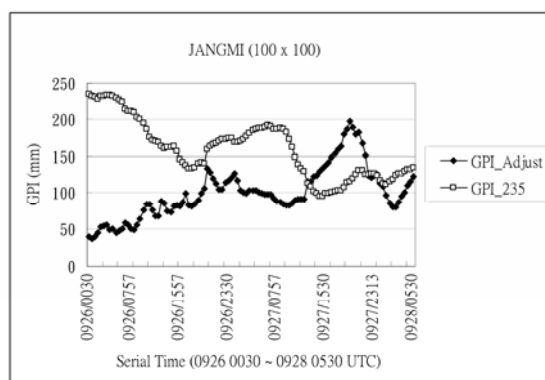
(a)



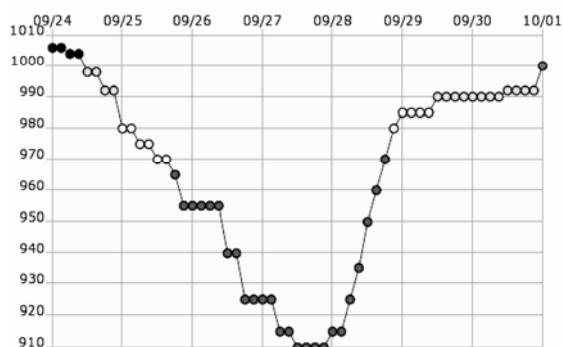
(b)

圖 4 (a) 2005 年 9 月 9 日至 9 月 10 日卡努颱風 (KHANUN) 在海上期間 GPI 總和隨時間變化的情形，GPI_Adjust 代表局部地區建立之線性方程式所估算整個颱風 GPI 總和，而 GPI_235 代表全球固定 GPI 斜率 3 mm/hr 所估算整個颱風 GPI 總和。(b) 2005 年 9 月 5 日至 9 月 13 日颱風中心氣壓隨時間變化的情形，2005 年 9 月 10 日為颱風強度發展為最強的時段（取自日本網站 <http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon>）。

顯示出颱風在降雨率上的變化，本研究以颱風中心氣壓隨著時間變化的曲線（圖 4b），自 2005/09/10 0032 ~ 2332 UTC 其颱風中心最低氣壓值出現 945 hPa，也就是颱風此時強度最強，其 GPI_Adjust 總和也可以清楚看出颱風強度持續增強。同時，我們對 2008 年 9 月生成的強烈颱風薔蜜 (JANGMI) 估算 GPI_Adjust 總和隨時間變化的情形，由圖 5a 明顯看出 GPI_Adjust 總和與 GPI_235 自 2008/09/26 0030 ~ 2008/09/28 0530 UTC 之間有很大的不同，GPI_Adjust 總和是隨時



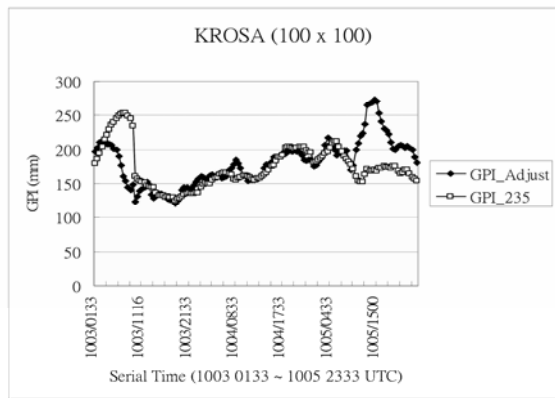
(a)



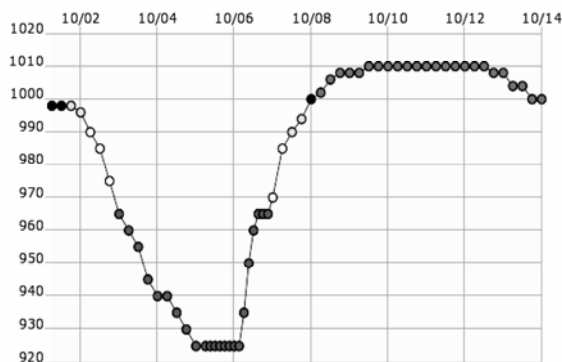
(b)

圖 5 同圖 4，(a) 為 2008 年 9 月 26 日至 2008 年 9 月 28 日薔蜜颱風 (JANGMI) 在海上期間 GPI_Adjust 與 GPI_235 總和與 (b) 2008 年 9 月 24 日至 2008 年 10 月 1 日颱風中心氣壓隨時間變化的情形，2008 年 9 月 27 日為颱風強度最強的時段（取自日本網站 <http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon>）。

間持續的增加，當 2008/09/27 1530 ~ 1957 UTC 時 GPI_Adjust 總和出現最大值；另當 2008/09/27 2030 ~ 2313 UTC 時 GPI_Adjust 總和則出現持續減小，此時搭配颱風中心氣壓變化情形（圖 5b）可見 2008/09/27 1200 UTC 之後出現最低中心氣壓值 910 hPa，因此，GPI_Adjust 總和的確可以成為監測颱風強度變化的一個指標。另外，以 2007 年柯羅莎颱風三個微波資料校正後的 GPI_Adjust 與 GPI_235 相互比較，圖 6a 可以看



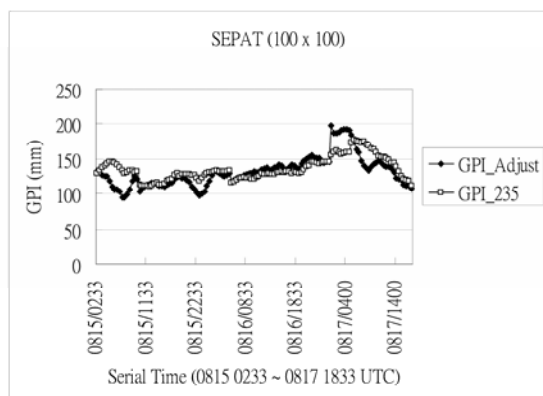
(a)



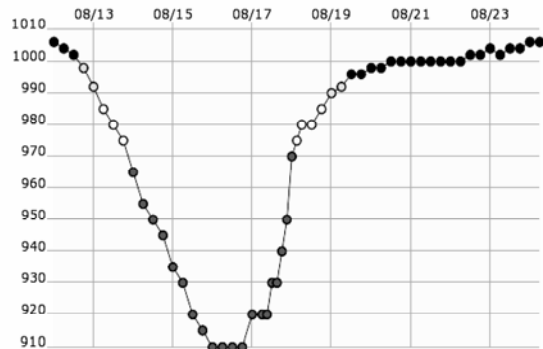
(b)

圖 6 同圖 4，(a) 為 2007 年 10 月 3 日至 2007 年 10 月 5 日柯羅莎颱風(KROSA)在海上期間 GPI_Adjust 與 GPI_235 總和與 (b) 2007 年 10 月 2 日至 2007 年 10 月 14 日颱風中心氣壓隨時間變化的情形，2007 年 10 月 5 日為颱風強度最強的時段（取自日本網站 <http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon>）。

出兩者在 GPI 總和大致相同，但在 2007/10/03 0133~0933 UTC GPI_235 總和的變化較 GPI_Adjust 要大，而另在 2007/10/05 0432~1232 UTC 其 GPI_Adjust 會隨著時間有快速增加的情形，然後又隨時間減弱，反之 GPI_235 則看不出明顯的增強，而圖 6b 則發現這段時間颱風中心最低氣壓一直維持在 925 hPa，只有等到 2007/10/06 0100 UTC 才開始持續減弱，由於紅外線偵測雲頂高度若是在強對流時，雲下的降雨率大部分都符合冷雲覆蓋的面積率，但有時候強降雨發生時，冷雲雲頂高度尚未發展到最高，也就是說冷雲雲頂發展到最高的高度，會與微波估算強降雨率產生時間上的延遲。這一點與 Rajendran and Nakazawa (2005) 分析 TRMM 3G68 資料時，有一致的現象。同時，2007 年 8 月聖帕颱風（2007/08/17 0233 UTC）呈現 GPI 總和變化不連續的情形（圖 7a），由於這段時間（2007/08/15 0233 ~ 2007/08/17 1833 UTC）僅有三筆微波資料可校正紅外線降雨閾值，這是因為 TRMM/TMI 衛星通過時並未掃描到颱風降雨的雨帶區域，而 2007/08/15 1033 UTC 至 2007/08/17 0200 UTC 僅有一筆微波資料可使用，因此當颱風隨時間持續增強時，紅外線閾值卻無法經後續微波資料校正而獲得正確降水估算，直到 2007/08/17 0233 UTC 微波資料出現校正後，GPI_Adjust 總和則出現明顯不連續的變化情形，這也就是為何 2007/08/17 0233 UTC 時 GPI_Adjust 總和出現 198 mm 的結果，圖 7b 顯示颱風中心氣壓最低發生於 2007/08/16 全天，但圖 7a 中 GPI 總和最大值出現在 2007/08/17 0233 UTC，故 GPI_Adjust 總和似乎反應颱風強度變化在時間上會有一些延遲，但整體變化仍然可當作一種颱風強度趨勢參考指標。再者，我們以 2005 年瑪莎颱風六個微波資料

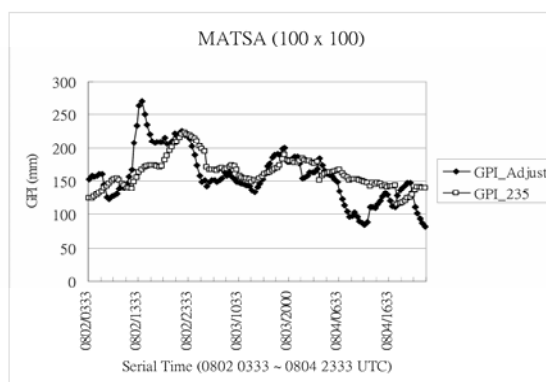


(a)

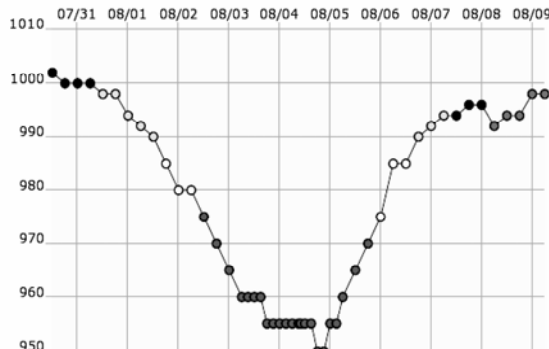


(b)

圖 7 同圖 4，(a) 為 2007 年 8 月 15 日至 2007 年 8 月 17 日聖帕颱風(SEPAT)在海上期間 GPI_Adjust 與 GPI_235 總和與 (b) 2007 年 8 月 13 日至 2007 年 8 月 23 日颱風中心氣壓隨時間變化的情形，2007 年 8 月 16 日為颱風強度最強的時段（取自日本網站 <http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon>）。



(a)

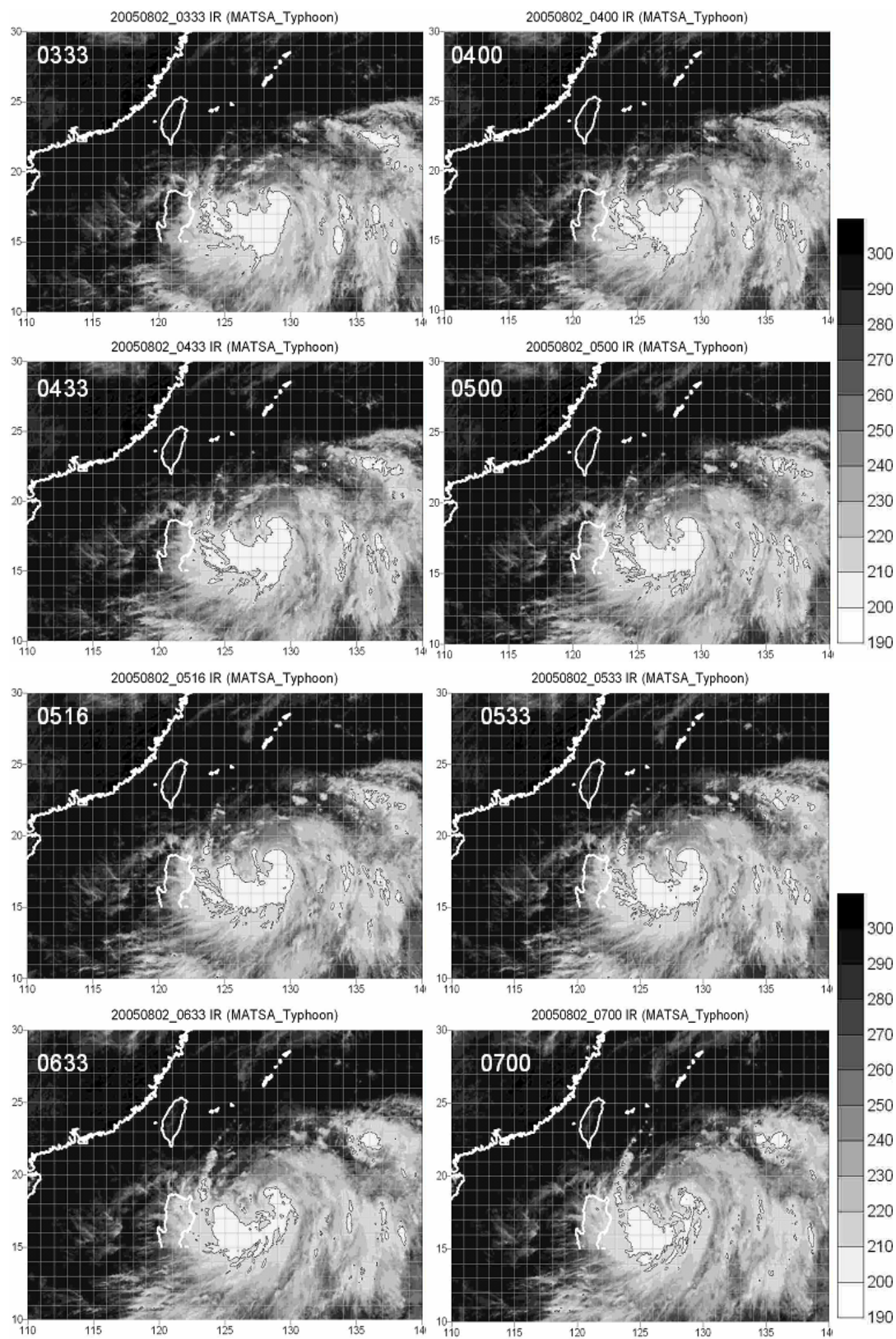


(b)

圖 8 同圖 4，(a) 為 2005 年 8 月 2 日至 2005 年 8 月 4 日瑪莎颱風(MATSA)在海上期間 GPI_Adjust 與 GPI_235 總和與 (b) 2005 年 7 月 31 日至 2005 年 8 月 9 日颱風中心氣壓隨時間變化的情形，2005 年 8 月 4 日為颱風強度最強的時段（取自日本網站 <http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon>）。

校正紅外線降雨閾值，估算 GPI_Adjust 與 GPI_235 總和隨著時間的變化，由圖 8a 中似乎兩者有很大的差別，尤其在 2005/08/02 0332~0932 UTC，GPI_Adjust 總和一直隨時間減弱，而此時颱風中心最低氣壓卻是處在 950 hPa 低點（圖 8b），這現象似乎有很大的不一致。由此可見，利用 GPI_Adjust 總和可以當作觀測颱風強度變化的一種指標，但是少部分的結果因冷雲結構不完整，故產生估算上的錯誤。

圖 9 顯示瑪莎颱風在海上 $1^\circ \times 1^\circ$ 網格點，其紅外線亮度溫度 (MTSAT-1R) 隨時間變化分佈的情形。雲系中黑色實線所包含的面積為微波校正紅外線降雨閾值 (211 K) 所代表之降雨範圍，也就是要估算 GPI_Adjust 降雨率的範圍。圖 10 顯示瑪莎颱風在 $1^\circ \times 1^\circ$ 網格點中，以微波資料校正紅外線降雨閾值，應用在地球同步衛星上，估算海上 GPI_Adjust 總和隨時間變化的情形，其 GPI_Adjust 的強度均大於 0.5 mm/hr。



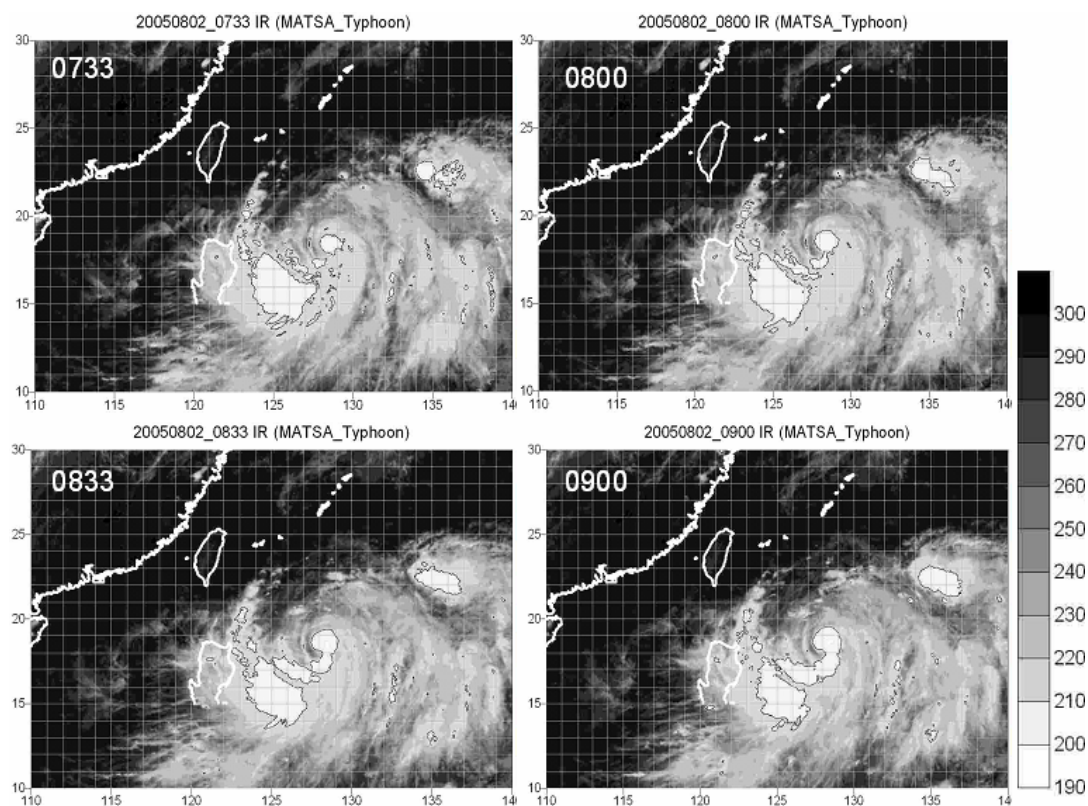


圖 9 瑪莎颱風在海上 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 網格點其紅外線亮度溫度 (MTSAT-1R $11 \mu\text{m}$) 隨時間變化(0333 ~ 0900 UTC)分佈的情形。雲系中黑色實線所包含的面積為微波校正紅外線降雨閾值 (211 K) 所代表之降雨範圍。

在定量驗證方面，我們以日本宮古島附近 11 個降雨測站觀測值對 GPI_Adjust 和 3B42RT 產品進行相互比較。由於空間解析度的因素，島嶼測站僅代表一個點的降雨資料，若將其與 $25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$ 或 $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ 解析度的範圍進行驗證，除非整個範圍內降雨是均勻的，否則會出現降雨分佈不均勻的誤差，因此我們引用陳等人 (2006) 驗證的方法，應用於 MTSAT 的紅外線 ($11 \mu\text{m}$) 資料的亮溫，分別計算 $25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$ 與 $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ 解析度中符合均勻降雨的條件，我們取符合亮溫標準差 $\leq 8 \text{ K}$ 的資料進行驗證。圖 11a 為 GPI_Adjust 及 3B42RT 分別與島嶼

降雨測站在 $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ 驗證的結果，符合條件的資料數共有 29 筆。GPI_adjust 與島嶼測站相關係數為 0.81，均方根誤差 1.81 mm/hr ；3B42RT 與島嶼測站相關係數為 0.77，均方根誤差 2.43 mm/hr 。另圖 11b 顯示兩者在 $25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$ 驗證的結果，符合條件的資料數共有 104 筆。GPI_adjust 與島嶼測站相關係數為 0.42，均方根誤差 4.12 mm/hr ；3B42RT 與島嶼測站相關係數為 0.64，均方根誤差 2.92 mm/hr 。由圖 11b 的結果，我們發現 GPI_Adjust 表現較 3B42RT 不理想，其可能原因有二，分述如下：

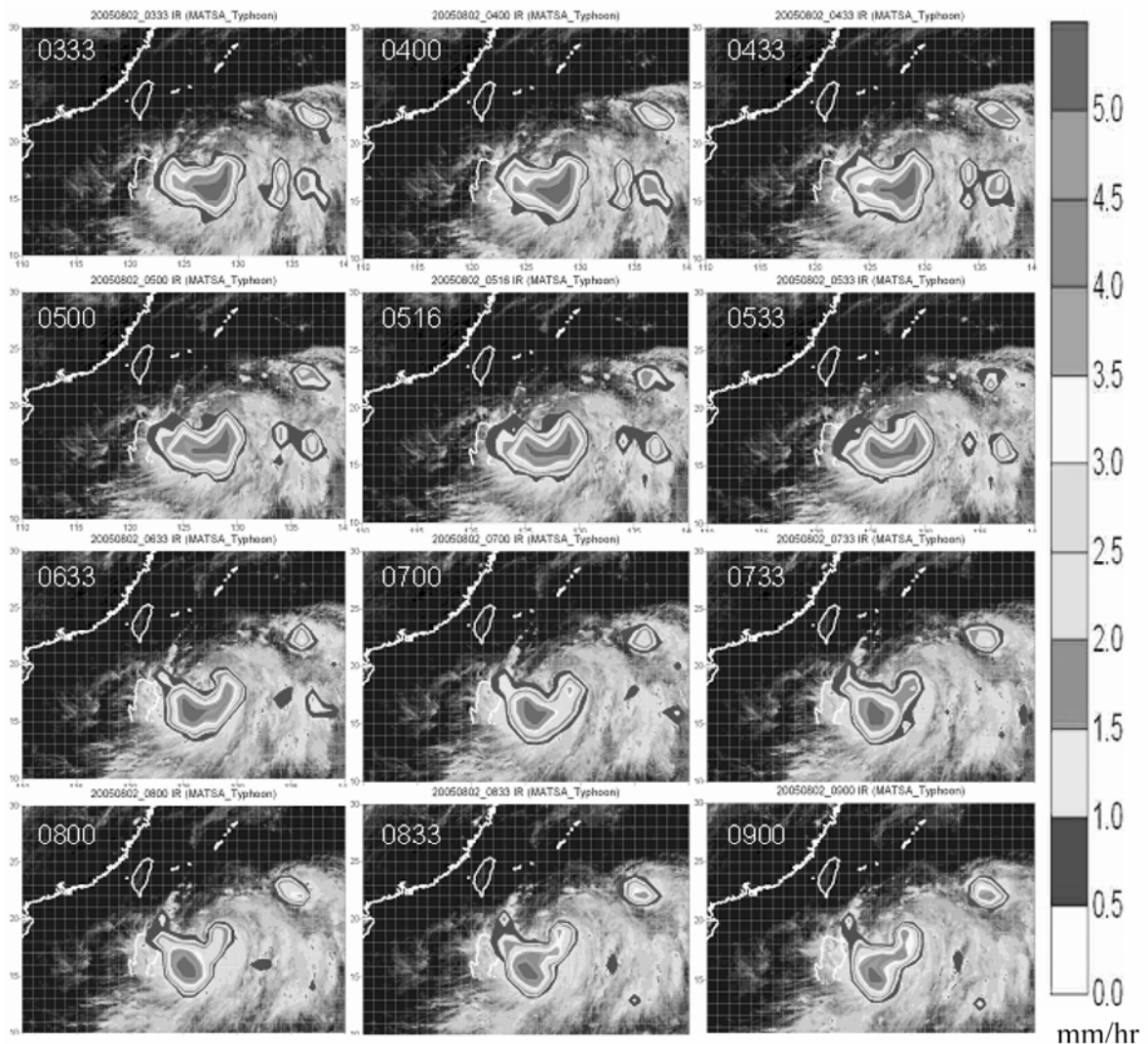


圖 10 同圖 9，瑪莎颱風 $1^\circ \times 1^\circ$ 網格點以微波資料定出紅外線降雨閾值，應用在地球同步衛星上，估算海上 GPI 降雨分佈隨時間變化的情形 (GPI > 0.5 mm/hr)。

第一、3B42RT 是利用多顆衛星的微波資料校正紅外線的降雨閾值，其校正的次數明顯較本研究僅使用 TMI 資料要多，也就是說，經由微波多次校正後的定量降水，可隨時改變紅外線的降雨閾值。第二、3B42RT 的產品其微波資料估算地面降雨強度是利用 GPROF 的方法，該方法屬物理法，而本研究利用 TMI 資料反演地表的降雨

強度則是統計法。目前，我們曾於 2008 年利用 TMI 資料經由物理法反演的結果與統計法相互比較，發現物理法反演的結果較統計法要好，因此 3B42RT 具有較優於統計法的結果。

由於現階段我們利用統計法分析三種不同尺度下，建立 TMI_RR 與 FC 之間的關係，以 $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ 是最好，經由島嶼測站資料驗證的結果

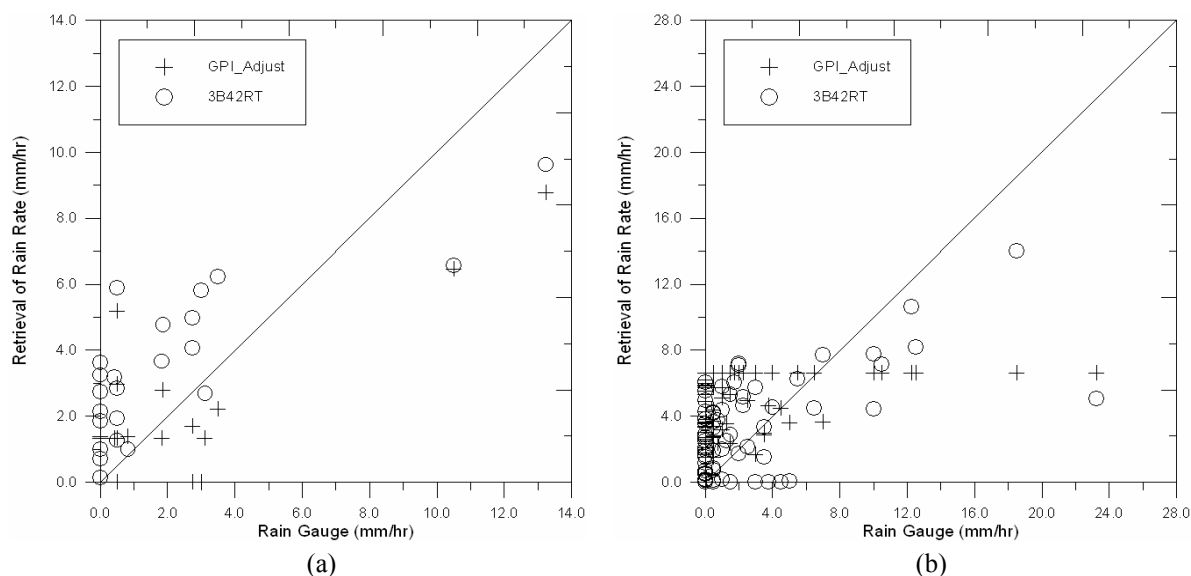


圖 11 (a)顯示在 $100\text{ km} \times 100\text{ km}$ 解析度 GPI_Adjust 與 3B42RT 經由島嶼測站降雨資料驗證的結果，其相關係數分別為 0.81 與 0.77；(b)為 $25\text{ km} \times 25\text{ km}$ 解析度 GPI_Adjust 與 3B42RT 經由島嶼測站降雨資料驗證的結果，其相關係數分別為 0.42 與 0.64。

也顯示在此解析度下，我們的表現較 3B42RT 要好，同時當 TMI 資料獲得後，即可快速修正 MTSAT 紅外線降雨閾值，進而反演每隔 30 分鐘一筆降雨分佈。如今 3B42RT 卻無法快速獲得，並且每 3 小時才一筆資料，在資料時間解析度而言並不理想。雖然如此，但畢竟本研究在 $100\text{ km} \times 100\text{ km}$ 的尺度稍嫌不夠，未來計劃將採用物理法反演地表降雨的成果，修正 MTSAT 紅外線降雨閾值，同時增加 AMSR-E 微波資料進行 GPI_Adjust 的估算，期望提昇在 $25\text{ km} \times 25\text{ km}$ 解析度的驗證結果。

五、結論

利用 TMI_RR 調整紅外線降雨閾值並建立 GPI_Adjust 方程式的方法，其主要的目的是結合微波資料可穿透雲的特性以及紅外線資料高時間解析度的優點，建立準即時估算颱風降雨的技

術。結果顯示，結合微波及紅外線資料所發展的 GPI_Adjust 技術在 $1^\circ \times 1^\circ$ 解析度下表現最好，並對判斷颱風降雨強弱持續性變化的趨勢有良好的成果。同時，相對於全球紅外線固定之降雨閾值 235 K，本研究之動態降雨閾值較能掌握住颱風降雨強度之變化。此外，利用 GPI_Adjust 總和持續對颱風強度變化作分析，經由颱風中心最低氣壓隨時間變化的情形，間接驗證颱風強度會隨著 GPI_Adjust 總和持續的增加而增加。因此，應用這種技術可以在缺乏微波資料時，提供一個較實用估算颱風強度的方法。同時，在颱風侵襲陸地前，防災單位可以藉此預先做好防颱準備工作，防止颱風造成重大的災害。

目前中央氣象局有即時接收 Advanced Microwave Scanning Radiometer - EOS (AMSR-E) 微波資料，所以結合 AMSR-E 與 MTSAT-1R 紅外線資料可即時獲得海上颱風即時降水反演值，

對防災、救災有相當大的助益。現今我們的團隊已經發展出一套利用 AMSR-E 微波資料估算海上颱風降雨率的線性迴歸反演方程式（吳，2008），希望未來與中央氣象局合作，將此颱風反演降雨率技術轉移至中央氣象局作為防颱作業之一環，雖然目前中央氣象局即時接收 AMSR-E 資料在幾何定位上有些許誤差（約 10 ~ 15 公里），但是經修正後將增加即時微波觀測資料，可獲得較準確的颱風反演降雨率，進而提供高時間解析度之 GPI_Adjust 降雨總和。

致 謝

本研究感謝美國航空暨太空總署 NASA GSFC DAAC 資料庫免費提供 TMI 微波資料及 VIRS 紅外線資料。同時，感謝中央氣象局提供 MTSAT-1R 地球同步衛星紅外線資料。另外，本研究是在國科會編號 NSC 95-2625-Z-014-002-計畫經費補助下完成，在此一併感謝。

參考文獻

- 李慶忠、鳳錦暉、劉崇治、石大明，2005：TRMM 衛星 PR 資料於海上颱風降雨特徵之研究，大氣科學，第 33 期，第 2 號，161-188 頁。
- 吳東洲，2008：利用 AMSR-E 衛星微波頻道進行海上颱風定量降雨之研究，國防大學中正理工學院碩士論文。
- 陳萬金、胡仁基、劉振榮、張茂興，2006：利用 TMI 微波頻道反演海上颱風定量降水之研究，大氣科學，第 34 期，第 1 號，67-88 頁。
- 曾忠一，1988，大氣衛星遙測學，渤海堂文化事業公司，630 頁。
- Adler, R. F., G. J. Huffman, D. T. Bolvin, S. Curtis, and R. J. Nelkin, 2000: Tropical rainfall distributions determined using TRMM combined with other satellite and rain gauge information, *J. Appl. Meteor.*, 39, 2007-2023.
- Arkin, P. A., 1979: The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array, *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1382-1387.
- Arkin, P. A., and B. Meisner, 1987: The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982 – 1984, *Mon. Wea. Rev.*, 115, 51-74.
- Ba, M. B. and Arnold Gruber, 2001: GOES Multispectral Rainfall Algorithm (GMSRA), *J. Appl. Meteor.*, 40, 1500-1514.
- Bowman, K. P., 2005: Comparison of TRMM precipitation retrievals with rain gauge data from ocean buoys, *J. Climate*, 18, 178-190.
- 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, *Int. J. Remote Sens.*, 23, 2425-2448.
- Feidas, H., G. Kokolatos, A. Negri, M. Manyin, and N. Chrysoulakis, 2006: A TRMM-Calibrated infrared technique for rainfall estimation: application on rain events over eastern Mediterranean, *Adv. Geosciences*, 7, 181-188.
- Ferraro, R. R., N. Grody, and G. F. Marks, 1994: Effects of surface conditions on rain identification using the DMSP-SSM/I, *Remote Sens. Rev.*, 11, 195-209.
- Huffman, G. J., R. F. Adler, M. M. Morrissey, D. T. Bolvin, S. Curtis, R. Joyce, B. McGavock, and J. Susskind, 2001: Global precipitation at

- one-degree daily resolution from multisatellite observations. *J. Hydrometeor.*, 2, 36-50.
- Inoue, T., 1987: A cloud type classification with NOAA-7 split-window measurements, *J. Geophys. Res.*, 92, 3991-4000.
- Joyce, R. J., Janowiak, J. E., Arkin, P. A., 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.
- Kuligowski, R. J., 2002: A self-calibrating real-time GOES rainfall algorithm for short-term rainfall estimates, *J. Hydrometeor.*, 3, 112-130.
- Kummerow, C., and Giglio, L., 1995: A method for combining passive microwave and infrared rainfall observations, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 12, 33-45.
- Kummerow C., 1998: Beamfilling errors in passive microwave rainfall retrievals, *J. Appl. Meteor.*, 37, 356-370.
- Kurino, T., 1997: A satellite infrared technique for estimating "deep / shallow" precipitation, *Adv. Space Res.*, 19, 511-514.
- 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.
- Rajendran, K. and T. Nakazawa, 2005: Systematic differences between TRMM 3G68 PR and TMI rainfall estimates and the possible association with life cycle of convection, *Scientific Online Letters on the Atmosphere (SOLA)*, 1, 165-168, doi:10.2151/sola.2005-043.
- Todd, M. C., C. Kidd, D. Kniveton, and T. J. Bellerby, 2001: A combined satellite infrared and passive microwave technique for estimation of small-scale rainfall, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 18, 742-755.
- 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.*, 8, 118-136.
- Xu, L., X. Gao, S. Sorooshian, P. A. Arkin, and B. Imam, 1999: A microwave infrared threshold technique to improve the GOES precipitation index. *J. Appl. Meteor.*, 38, 569-579.

Rainfall Estimation over Ocean by Combining TMI Microwave and MTSAT Infrared Observations

Jen-Chi Hu¹ Wann-Jin Chen² Jiang-Liang Wang² Gin-Rong Liu³

**¹School of Defense Science, Institute of Technology,
National Defense University**

**²Dept. of Environmental Information and Engineering, Institute
of Technology, National Defense University**

³Center for Space and Remote Sensing Research, National Central University

(Manuscript received 30 March 2008; in final form 7 December 2008)

ABSTRACT

This study is to develop a new method for estimating near real-time rain rate of typhoon by combining the advantages of microwave data which can penetrate through clouds and interact with the underlying rain particles and the high temporal resolutions from infrared observations. The TMI (Tropical Rainfall Measuring Mission Microwave Imager) microwave data on board TRMM satellite and a total of 11 rain gauges on small islands spreading in the south of Japan from 1998 to 2004 are used to establish a multi-channel linear regression equation by statistical method for retrieving the rain rate of typhoon. There are three major procedures in this study. Firstly the high resolution Visible and Infrared Scanner (VIRS) data of 11 μm on board TRMM is employed to calculate the fractional coverage (FC) of cold cloud. The GPI (GOES Precipitation Index) technique is then utilized to set up the best relationship among the FCs and rain rates, which are retrieved from TMI data. Finally, the satellite Typhoon rain rate over ocean is estimated by the MTSAT-1R geostationary satellite. The investigations of variations of infrared rainfall threshold are carried out by using a total of five cases (MATSA, KHANUN, 2005; KROSA, SEPAT, 2007; JANGMI, 2008) under three domains of different resolutions ($1^\circ \times 1^\circ$, $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, $0.25^\circ \times 0.25^\circ$). Results show that for this algorithm, combining microwave and infrared data, the correlation between rain rate and FC for the 10×10 domain is the best than those for the other domains. From the regularly continuous rain rate products, it is capable of catching the tendency of rainfall intensity. In addition, the flexible infrared threshold calibrated by microwave data is more practically useful than the fixed global threshold of 235 K. Overall, this algorithm not only successfully utilizes the advantage of combining microwave and infrared data, but also has the ability of monitoring the changes of typhoon rainfall intensity.

Key words: Microwave data, Rain rate, Typhoon, TMI, GPI, MTSAT-1R