

# 利用 TMI 微波資料結合紅外線資料反演海上颱風降水之研究

胡仁基<sup>1</sup>陳萬金<sup>1</sup>汪建良<sup>1</sup>劉振榮<sup>2</sup>李慶忠<sup>3</sup>

<sup>1</sup>國防大學中正理工學院應用物理系 <sup>2</sup>國立中央大學太空遙測中心 <sup>3</sup>清雲科技大學資訊工程系

## 摘要

本研究之目的是利用微波資料對颱風所反演的定量降水強度結合地球同步衛星之紅外線資料，建立準即時颱風觀測降雨技術的反演計算方程式，可有效預防並降低颱風降水所導致的災害。目前使用 1998~2004 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，估算海上颱風之定量降水。在定量驗證方面，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。由於微波資料時間解析度不足，故需搭配地球同步衛星紅外線遙測技術，建立台灣附近地區海上準即時颱風降水反演方程式。本研究採用 TRMM 衛星上之 VIRS (Visible Infrared Scanner) 高解析度紅外線頻道資料，藉由 GPI (GOES Precipitation Index) 技術對海上生成的颱風進行降雨強度持續性的估算。首先以微波資料反演的颱風降雨強度值當作地面降水的真值 (ground truth)，與相同時間的紅外線資料求出冷雲覆蓋面積率 (fractional coverage)，利用統計線性迴歸方法建立兩者的相關性，當獲得最佳相關係數時的紅外線亮溫，就以此亮溫值作為紅外線降雨估算之閾值。研究中針對 2004 年艾利 (AERE) 及 2005 年卡努 (KHANUN) 颱風求得紅外線降雨閾值在  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  解析度分別為 210、223K，微波降水強度與紅外線冷雲覆蓋面積率，兩者相關係數分別為 0.88、0.8，另 GPI 之斜率也分別為 10.2、4.2 mm/hr，在定量驗證方面，使用島嶼測站雨量值與 GOES-9、MTSAT-1R 紅外線 GPI 估算值，兩者相關係數分別為 0.48、0.42。應用每小時 GPI 總和隨時間的變化可以看出颱風其強度是否增強或減弱，這對觀測颱風的強度變化非常適用。如此可見，利用微波頻道結合紅外線資料發展局部地區的 GPI 反演估算颱風降雨方法，對判斷颱風降雨強弱變化的趨勢有不錯的成果。同時，此估算可彌補微波資料時間解析度不足的缺點，及提升監測颱風強度變化的能力。

關鍵字：定量降水、降雨強度、微波頻道、TMI、VIRS、GPI、GOES-9、MTSAT-1R。

## 一、前言

台灣地區每年 7~11 月期間常受到颱風環流的影響而產生大量降水，造成重大災害，例如 2001 年 9 月納莉 (NARI) 颱風、2004 年 8 月艾利 (AERE) 颱風，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，我們必須針對台灣地區颱風降水特徵有進一步的瞭解，進而精進降水預報之研究，以降低豪大雨所造成的損失。如今針對颱風降水估算的方法很多，本研究利用 TMI 微波資料以統計法線性迴歸反演颱風降雨強度，經地面島嶼雨量站資料驗證後，其相關性可達 0.74 (陳等人，2006)。但因時間解析度不足，故需搭配地球同步衛星紅外線資料，因時間解析度較高，可以獲得準即時的颱風降水強度，這對傳統颱風預報作業是相當有利的。

## 二、研究動機與目的

目前氣象衛星是很好的觀測降雨工具之一，因其觀測行為不受晝夜差異與地形影響。

衛星上的微波頻道雖然具透雲性，可直接量測雲下降雨情形及直接反應降雨 (曾，1988)，此方法與利用雲頂紅外輻射資料間接估算降雨強度的作法有所不同。但是，微波遙測降雨技術目前受限於時間解析度不足，無法持續長時間持續觀測作業。故在颱風觀測上需搭配地球同步衛星紅外線資料 (MTSAT-1R 衛星)，每天提供每小時一至兩次之高時間解析度的紅外輻射密集觀測資料，如此可以彌補 TRMM 衛星微波輻射資料在相同地點每天僅約一至兩筆的長觀測間隔之缺點。同時，若能結合其他衛星紅外與微波等不同輻射資料的特性，就可發展出最佳衛星遙測降雨的技術流程。

Arkin 與 Meisner 於 1987 年所發表的相關研究中將 GPI (GOES Precipitation Index) 法正式定名，其在  $30^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{S}$  區域內降雨閾值可定為 235 K，而且計算平均的空間範圍為  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  時，其方程式定為  $\text{GPI}(\text{mm}) = 3(\text{mm/h}) \times \text{FC} \times t$  (h)。FC (Fractional Coverage) 就是冷雲頂覆蓋率；t 就是計算平均的時距；GPI 就是這時距內的累積雨量。雖然斜率 (slope) 於其研究中在 2.9~3.7 mm/h 之間變動，但是 3 mm/h 為建議使用的固定斜率 (Arkin, P. A., and Meisner, B., 1987)。Kummerow 等人於 1995 年發表的 GPI 相

關研究則是結合GMS-5衛星的紅外輻射資料與DMSP衛星SSM/I的微波輻射資料，在澳洲Darwin以1988年的衛星輻射資料及相對應雨量計與雷達資料所做的研究結果，依據以變動閾值(variable threshold)計算方式操作GPI計算結果，表示以紅外輻射亮度溫度235K當降雨閾值似乎太高，而將所有的最佳閾值平均後得到平均閾值為210K，對當地的降雨則有較好的相關性。所以地域差異的不同可能會影響GPI估算降雨的結果。(Kummerow, C., and Giglio, L., 1995)

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強度(以下用TMI\_RR表示)的技術，對於應用GPI方法而反演海面降雨強度的研究相當重要。TMI\_RR可調整GPI方程式中的斜率及適合本研究區域於颱風期間使用的最佳降雨閾值。同時，因應颱風的特性及GPI法相關研究提出之使用限制(Wilheit et al., 1991)，研究的目標在反演每一小時或半小時之 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 內平均颱風降雨強度。因此，研究目的是希望結合TMI\_RR的資料以GPI方法對海上颱風強度的變化做持續性的降雨觀測。

### 三、資料處理

針對反演海上颱風降雨強度之分析，本文所用到的衛星資料包括 TRMM/TMI、TRMM/VIRS、MTSAT-1R 及 GOES-9 四種衛星資料，另外還有島嶼地面觀測資料，而主要估算颱風定量降水之區域在北緯 10-30 度，東經 110-150 度之間。下面簡單介紹各裝備之特性。

#### (一) TRMM/TMI 微波資料

TMI 資料為 Level-1B11 資料，經過輻射校正與幾何定位，資料解析度為 10 km，其九個微波頻道分別為 10.65V (Vertical polarization)、10.65H (Horizontal polarization)、19.4V、19.4H、21.3V、37V、37H、85.5V、85.5H GHz。

#### (二) TRMM/VIRS 紅外線影像資料

在 TRMM 衛星的觀測資料中，VIRS 共有五個頻道，兩個可見光及三個紅外線頻道，本研究採用第 4 頻道其波長為 10.8  $\mu\text{m}$  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)及計算 GPI 降雨強度其冷雲覆蓋面積與雲下降雨強度相關性的研究。VIRS 是 VIRS Level-1B01 IRTb11 輻射資料，解析度為 2.2 km，其刈幅為 720 km，具有與 TMI 相同時間的優點。

#### (三) MTSAT-1R 紅外線影像資料

Multi-functional Transport Satellite (MTSAT) 是日本於 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 年七月開始使用，其頻道

區分為五個頻道分別為 VIS (0.55-0.9 $\mu\text{m}$ )、IR1 (10.3-11.3 $\mu\text{m}$ )、IR2 (11.5-12.5 $\mu\text{m}$ )、IR3 (6.5-7.0 $\mu\text{m}$ )、IR4 (3.5-4.0 $\mu\text{m}$ )，其資料空間解析度可見光為 1.25 km、紅外線為 5 km。

#### (四) GOES-9 紅外線影像資料

GOES-9 衛星於 1995 年發射，位置於 155°E 赤道上空，可對西太平洋、亞洲與澳洲進行監控觀測，其中共有五個頻道，一個可見光頻道、一個近紅外線頻道、三個紅外線頻道，其資料空間解析度可見光為 1 km、紅外線為 4 km。本研究利用 11 $\mu\text{m}$  紅外線頻道估算 GPI 降雨強度。

#### (五) 島嶼測站雨量資料

本研究之降雨資料來自日本氣象廳(JMA, Japanese Meteorological Agency)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 1998~2004 年期間，每年 7~10 月颱風盛行期間日本南方附近海域 TARAMA (測站編號 93011)、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。本研究利用島嶼測站雨量資料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 之線性統計迴歸方程式。另外，藉由島嶼測站每小時平均降雨資料驗證 GPI 估算雨量的情形。

### 四、研究方法

本研究利用依據 1979 年 Arkin 發表 GPI 法分析 GRAP Atlantic Tropical Experiment (簡稱 GATE) 實驗觀測資料的方法 (Arkin, P. A., 1979)。首先在本研究區域中 ( $10^{\circ}$ - $30^{\circ}$ N,  $110^{\circ}$ - $150^{\circ}$ E) 設定  $1^{\circ}\times 1^{\circ}$  的網格成為計算平均降雨強度的空間尺度，由於考慮陸地效應會影響 TMI\_RR 估算的結果，故必須去除掉網格點中的島嶼及陸地面積，進而求出每一個網格內其面積平均降雨強度 (mm/hr)，同時，利用與 TMI 無時間差的 VIRS\_IRTb11 紅外線資料，從 190-250K 每 1K 為一個區間，計算每個區間內逐步累積後共有 61 個不同的 FC，並且利用 INOUE (1987) 的方法將判定為卷雲不會降雨條件的冷雲 pixel 去除掉，其 FC 值介於 0 至 1 之間。利用最小平方線性迴歸法，將海上網格內的 FC 與面積平均降雨強度，計算得到兩者最佳相關性(最大 R 值)的降雨閾值 (K)，而其相對應的迴歸係數成為 GPI 方程式中的斜率。在決定最佳降雨閾值之後，爾後至少每個小時或半個小時都可藉由 GOES-9 或 MTSAT-1R 紅外線影像，求出整個研究區域  $1^{\circ}\times 1^{\circ}$  網格內的 GPI 降雨值。同理，將空間尺度設定為  $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ 、 $0.25^{\circ}\times 0.25^{\circ}$  觀察 GPI 降雨值在颱風期間分佈的情形。研究方法流程圖如圖 1 所示。

## 五、分析與驗證

在估算颱風GPI的過程中，以TRMM衛星軌道#38598、#38609、#38613三筆資料對2004年8月23日艾利颱風進行觀測，進而利用GOES-9紅外線輻射資料反演估算GPI降雨值，經TMI\_RR調整GPI方程式其結果顯示#38598、#38609、#38613，在 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 空間解析度中其最佳降雨閾值分別為216、213、213K，相關係數(R)分別為0.88、0.72、0.71(表1)，因此，GOES-9在8月23日0922UTC以後可以216K作為降雨閾值。同理，#38609在8月24日0151UTC以後則以213K當作降雨閾值、#38613在8月24日0826UTC以後則以213K當作降雨閾值。另以2005年9月10日卡努颱風(KHANUN) TMI#44562、#44566對估算GPI的結果作分析，其間利用MTSAT-1R的紅外線輻射資料反演GPI降雨強度，TMI#44562於2005/09/10 0027UTC通過颱風，而下一次TMI#44566通過時間為2005/09/10 0701UTC，其最佳降雨閾值分別為223、224K，相關係數(R)分別為0.8、0.68，但TMI#44566最佳降雨閾值並不是出現在相關係數最大值處，這是因為在選取最佳降雨閾值時必須考慮上筆微波資料(TMI#44562)所定的最佳降雨閾值，通常以 $\pm 5K$ 為範圍，故選定與223K最接近之第二個相關係數最大值224K當作最佳降雨閾值(圖2)。

在降雨驗證方面結果顯示，艾利與卡努颱風GPI降雨斜率分別為10.2、4.2 mm/h，此因不同的颱風降雨強度不同，故斜率也有所不同。經利用日本宮古島附近十一個島嶼降雨測站每小時平均降雨強度，在 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 空間解析度中驗證GPI每小時的降雨強度值，兩者相關係數分別為0.48、0.42(圖3、4)，但是在 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 及 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 中驗證結果則不理想，這是由於空間解析度愈小則冷雲的覆蓋面積與TMI\_RR建立的相關性(R)就愈差，故GPI估算之降雨值與島嶼測站之觀測值彼此相關性就愈差。可見，目前估算最佳GPI降雨值較適用於 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 空間解析度。同時，本研究針對海上艾利颱風估算其GPI總和隨時間變化的情形，依#38598、#38609、#38613三筆微波資料可估算紅外線資料的最佳閾值，於是發現GPI總和由強變弱後又轉強的過程中，其海上颱風的強度因冷雲覆蓋面積之分佈呈現不穩定，致使GPI總和會有較大的變化，而在下一筆TMI\_RR出現後其最佳降雨閾值之冷雲覆蓋面積隨時間持續的增加，於是GPI總和亦隨時間而增強(圖5)。另外，針對2005年卡努颱風其#44562、#44566兩筆微波資料經GPI總和計算，發現GPI總和先增加後隨即減少，再持續緩慢增加，這顯示颱風的冷雲雲系覆蓋面積愈來愈完整並持續的增加，於是可由GPI總和間接推估颱風強度也是持續的增強，同時經由颱風中心最低氣

壓也可看出當時颱風正處於強度最強的階段。(圖6)

本研究利用地球同步衛星紅外線輻射資料(MTSAT-1R)對2005年8月2日瑪莎(MATSA)颱風進行GPI總和降雨分佈之估算，自0333Z至0900Z冷雲的發展均由南方向北北西移動，颱風降雨觀察GPI降雨值連續影像變化的情形(圖7)。

## 六、結論

利用TMI\_RR調整紅外線輻射資料建立GPI方程式的方法，其主要的目的是解決微波資料在時間解析度不足的缺點，雖然國際上使用GPI估算降雨值是應用在氣候降雨方面(Chiu et al., 1992)，但是GPI方法也應用在對中尺度天氣系統(MCS)估算其降雨強度的變化情形(Chen, W.-J. and C.-C. Li, 2002)，由於本研究是針對颱風強降水的天氣系統作分析，驗證的結果發現利用GPI估算颱風降雨強度是會受到一些限制(圖4)，畢竟紅外線估算降雨屬間接性，所以在島嶼測站降雨強度超過GPI方程式的斜率後，就無法估算較準確的降雨值，但是如今本研究利用GPI方法是在缺乏微波資料時，藉由紅外線資料估算其颱風強度隨時間變化的情形為主，若未來持續增加其他衛星的微波資料(AMSR-E、SSMI、AMSU)，將可提高微波資料的時間解析度，及獲得紅外線最佳降雨閾值與地表降雨強度的相關性，進而獲得更準確的紅外線降水估算。

## 參考文獻

- 陳萬金等，2006：“利用微波資料反演海上颱風定量降水之研究”，大氣科學，第34期，第1號，67-86頁。
- 曾忠一，1988，大氣衛星遙測學，渤海堂文化事業公司，630頁。
- Arkin, P. A., 1979: “The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-array”, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 107, pp. 1382-1387.
- Arkin, P. A., and Meisner, B., 1987: “The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982 – 1984”, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 115, pp. 51-74.
- 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,” *International Journal of Remote Sensing.*

Chiu et al., 1992: "Comparison of monthly rain rates derived from GPI and SSM/I using probability distribution functions", *J. Applied Meteorology*, Vol. 32, pp. 323-334.

Inoue, T., 1987: "A cloud type classification with NOAA-7 split-window measurements", *J. Geophys. Res.*, Vol. 92, pp. 3991-4000.

Kummerow, C., and Giglio, L., 1995: "A method combining passive microwave and infrared rainfall observations", *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol. 12, pp. 33-45.

Wilheit, T. T., Chang, A. T. C., and Chiu, L. S., 1991: "Retrieval of monthly rainfall indices from microwave radiometric measurements using probability distribution functions", *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol. 8, pp. 118-136.

表 1. 對艾利 (AERE) 及卡努 (KHANUN) 颱風建立 1°X 1°、0.5°X 0.5°、0.25°X 0.25°之 GPI 方程式、最佳降雨閾值及相關係數。

Item	Resolution	Linear Regression Equation	Rain Threshold (K)	Correlation coefficient (R)	NO.
38598	1° X 1°	GPI=10.23*FC+0.34	216	0.88	71
	0.5°X0.5°	GPI=9.75*FC+0.4	216	0.81	290
	0.25°X0.25°	GPI=9.22*FC+0.45	217	0.76	1200
38609	1° X 1°	GPI=9.63*FC+0.17	213	0.72	66
	0.5°X0.5°	GPI=8.91*FC+0.39	212	0.66	284
	0.25°X0.25°	GPI=7.61*FC+0.56	212	0.52	1153
38613	1° X 1°	GPI=8.98*FC+0.62	213	0.71	64
	0.5°X0.5°	GPI=7.36*FC+0.65	214	0.64	274
	0.25°X0.25°	GPI=6.86*FC+0.72	214	0.58	1170
44562	1° X 1°	GPI=4.21*FC-0.004	223	0.8	68
	0.5°X0.5°	GPI=3.22*FC+0.16	223	0.62	294
	0.25°X0.25°	GPI=2.91*FC+0.21	223	0.55	1194
44566	1° X 1°	GPI=4.13*FC+0.03	224	0.69	71
	0.5°X0.5°	GPI=3.89*FC+0.14	223	0.67	288
	0.25°X0.25°	GPI=3.55*FC+0.2	223	0.61	1186

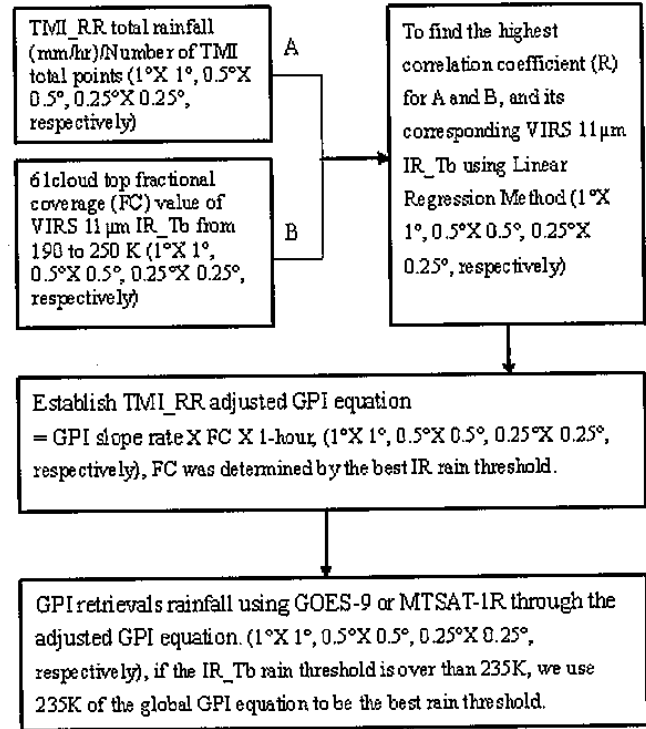


圖 1. 結合 TMI 微波資料與 VIRS\_11µm 紅外線資料建立 GPI 計算方程式的流程圖。

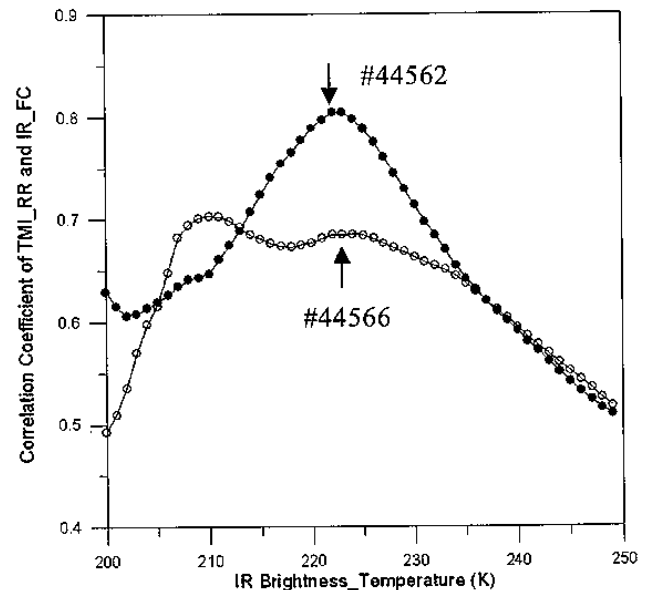


圖 2. 計算 TRMM # 44562、# 44566 其 TMI\_RR 與 FC 最佳變動閾值(variable threshold)分別為 223、224K，另其相關係數分別為 0.8、0.68。

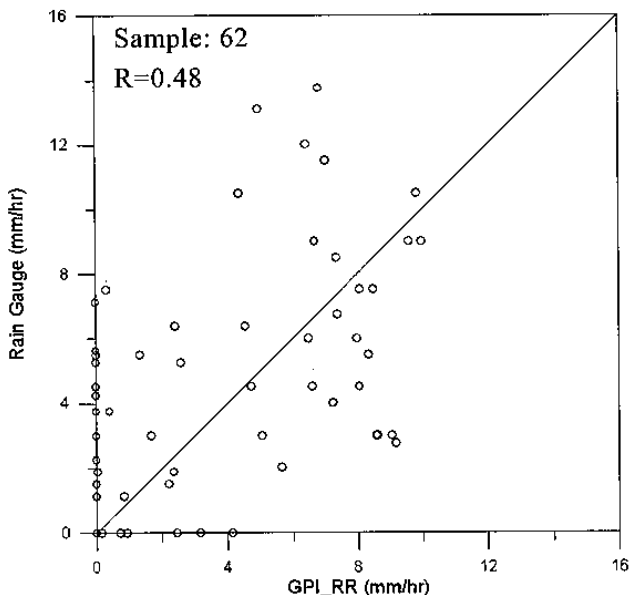


圖 3. 針對艾利(AERE)颱風驗證 GPI 降雨值與島嶼測站平均降雨強度在  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  空間解析度中，其相關係數為 0.48。

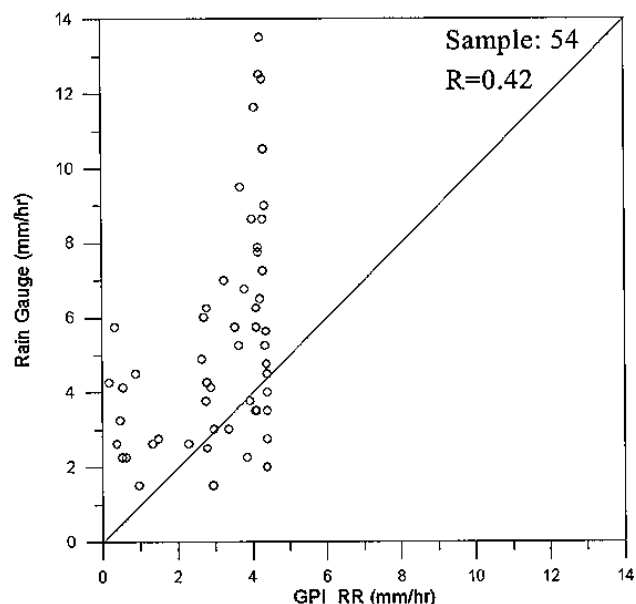


圖 4. 針對卡努(KHANUN)颱風驗證 GPI 降雨值與島嶼測站平均降雨強度在  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  空間解析度中，其相關係數為 0.42。

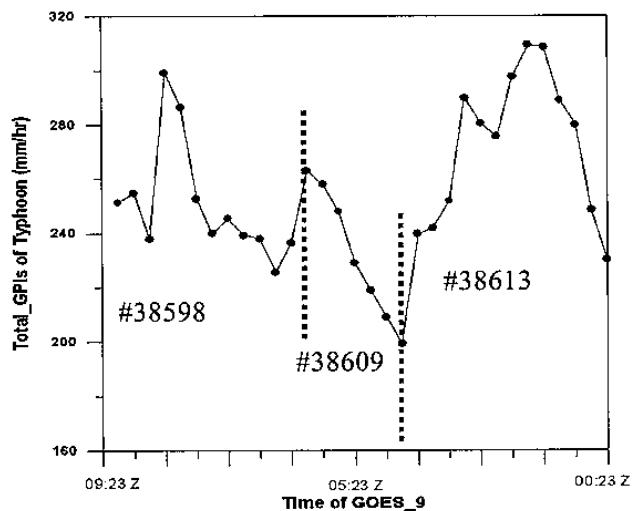


圖 5. 2004 年 8 月 23 日艾利颱風 (AERE) 在海上期間 GPI 總和隨時間變化的情形。

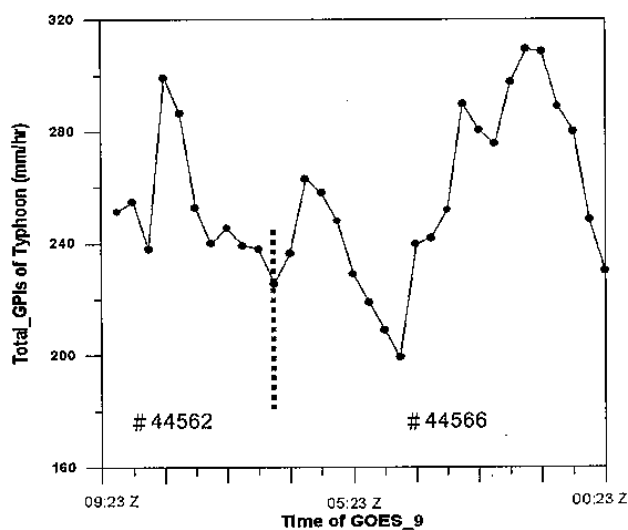


圖 6. 2005 年 9 月 10 日卡努颱風 (KHANUN) 在海上期間 GPI 總和隨時間變化的情形。

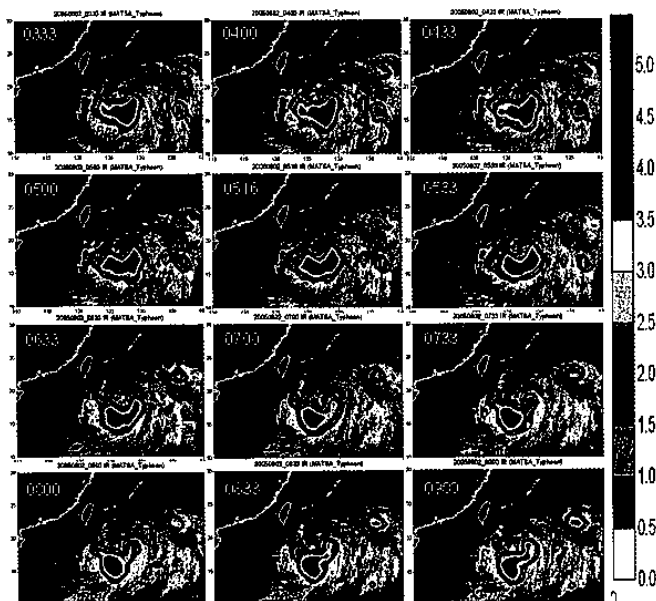


圖 7. 2005 年 8 月 2 日馬莎 (MATSA) 颱風其 GPI 降雨值連續影像的變化情形 (0333 至 0900Z)。