

應用同步衛星資料估算臺灣地區對流降雨

劉振榮

呂貴寶

徐天佑

國立中央大學
太空及遙測研究中心

空軍氣象中心

空軍氣象聯隊

(中華民國八十一年六月二十日收稿；中華民國八十一年八月十日定稿)

摘要

伴隨降雨的潛熱釋放是熱帶地區大氣的主要能量來源之一，因此透過雨量的估算，可以瞭解熱帶地區能量或水汽的變化及傳遞情形。而由於海洋佔了熱帶地區的絕大部分，所以降雨的估算在氣象測站極度缺乏且分布極度不均的熱帶地區，應用具有空間連續且時間解析度非常好的同步衛星資料是極為重要的方法之一。

一九九一年六月底的連續幾天豪雨，造成臺灣地區的大水成災，損失之巨為歷年所罕見。本文即利用該時段時同步衛星 GMS-4 的紅外線與可見光影像資料，配合臺灣地區地面雨量觀測網測得的雨量資料，研究找出衛星影像資料與降雨間的相關性，並建立估算降雨模式以及估算模式的最佳區域面積，同時亦研究驗證對流降雨特性在臺灣地區是否會因地區不同而有所不同。此外，以可見光影像濾除卷雲所造成的誤判結果亦是本文探求的目的之一。

本研究結果顯示，若以五個統計值（平均亮度溫度，標準偏差，最低亮度溫度，溫度小於 230K 的雲面積，以及溫度小於 210K 的雲面積）為參數的迴歸模式，則其與平均降雨率的相關係數為 51.63%，而經以可見光濾除卷雲後的資料計算，則其相關係數升為 56.43%。在以未經可見光濾除卷雲的資料所建立的模式之驗證中，發現估算中雨的準確率為 59.5%，估算大雨的準確率為 53.6%，而若經可見光濾除卷雲後的估算準確率在中雨與大雨的類別上分別增為 59.7% 與 56%，小雨部分由於資料數少而難以以其結果為準確率之代表。研究中亦發現最佳估算面積大小應為 $10^{\circ}10'$ 像元的面積，而由模式的驗證中亦可知臺灣地區的對流降雨特性會因地區的不同而互異。

關鍵詞：衛星遙測、降雨估算

一、前言

熱帶地區由於可用位能低，所以大部分擾動的能量是來自於伴隨降雨系統的潛熱釋放。近年來，相繼發現熱帶海洋的擾動是造成有些地區短期天氣變化的主要原因之一，ENSO（艾尼諾及南方擾動）現象即為最有名的例子。因此，瞭解潛熱的時空分佈，以及潛熱在空間的交換過程是非常重要的問題，而透過雨量的估算乃是達成上述目的的方法之一。熱帶地區多為廣大的海洋，由於氣象測站不多

，測站的分布又極為不平均，所以很難用傳統的方法（如雨量計量測）來估算雲團在某區域內的降雨量，因此應用同步衛星資料來估算降雨乃是極具潛力且有效的方法。

臺灣四面環海，造成大雨的對流性雲團多由四面的海洋移入，而海洋中缺乏氣象測站，氣象資料獲得不易，因此利用數值模式來預報豪雨有很大的困難；雷達由於回波半徑有限，而海洋上亦缺乏雷達測站，所以利用雷達資料來估算降雨也受到相當的限制。無疑地對臺灣地區而言，這種缺乏空間上

資料的問題正是估算預報豪雨的主要困擾；不過應用氣象衛星資料正可解決這種空間上的問題，因為氣象衛星雲圖除了在影像邊緣地帶會有影像扭曲的現象外，幾乎可以涵蓋地球的所有地區。氣象衛星遙測一方面可以反演相關資料予氣象人員從事模式運算與研究，另一方面也可以直接由影像資料透過模式運算做即時降雨估算。

應用衛星資料估算降雨量的方法由1960年代至今已發展出許多種方法，不過大致可區分為雲指數法(Cloud Index Method: Barrett, 1970, 1971; Barrett and Martin, 1981)，雲生命史法(Cloud Life-History Method: Stout et al., 1979)，及型態確認法(Pattern Recognition Method: Wu et al., 1985; O'Sullivan et al., 1990)。雲指數法中的Bristol法(Barrett, 1970)乃假設降雨量為雲面積及雲類雲高的函數，並應用NOAA繞極軌道衛星資料對整個月的大面積作降水估算。而雲指數法中的NESS法(Barrett, 1971)乃是將雲分成三種雲類，並以其權重做降水估算，亦應用NOAA繞極軌道衛星資料做二十四小時大面積的降水估算。雲指數法由於是應用繞極軌道衛星資料，因此較難掌握降雨率非常大的對流性雲系的變化，因此其缺點是顯而易見的。另外在Bristol方法中，假設雲類相同則降雨指數亦相同，這一點明顯有待改進，因為相同的雲類降雨的變化有時很大。在NESS方法中也假設相同雲類有相同的權重，這也是有些時候與事實不盡相符的地方。雖然雲指數法有如上的缺點，但是因為所求為長時間大面積的降水趨勢，所以應用在農業或是防洪上是有所助益的。

雲生命史法乃是利用同步衛星的可見光及紅外線影像資料，並比較雷達資料來估算特定對流雲團的雨量。因為此法只考慮雲面積的變化率，未考慮雲的類別，故Griffith et al., (1978)曾將上述方法改進為加上考慮雲的類別和雲團在生命期中的最大面積值，此法雖然因此得到了改進，但是仍然有如下的缺點：

(a)因為需要有雲面積的改變量，所以必須貯存計算大量的影像資料，因此所需計算機空間太多。

(b)在雲團生命史中，其最大雲面積值尚未出現前，最大雲面積值之推測可能造成相當的誤差。

型態確認法就是在衛星影像中的特定面積內，計算出若干影像資料的統計值，依照這些統計值與

地面實測降雨率間的相關性，將此面積內的影像定義為某種特定的降雨型態；因此，確認特定面積內的衛星影像為某種降雨型態，即是型態確認法。有關型態確認法曾有以下之研究：

(1) Wu et al., (1985)：應用同步衛星GOES的可見光與紅外線影像資料，並以WSR-57雷達資料為地面實測資料，針對熱帶風暴、颱風與雷雨雲團估算降雨，其選定的參數有48個（可見光與紅外線影像各24個），包括亮度之最小、最大、平均值、標準偏差(standard deviation)以及對比值(contrast)...等等，此研究的研究區面積為20*20km。其結果顯示，若只區分有雨和無雨，則以可見光和紅外線二種頻道估算，可得到約85%的正確性；若只以紅外線估算，則正確性約為70-90%。若區分為大、中、無雨，則只使用紅外線頻道的正確性降為65%。

(2) O'Sullivan et al., (1990)：應用GOES衛星可見光與紅外線影像在10*10km的研究區域內，以地面雨量資料為地面實測值，統計參數選定為16個（可見光與紅外線影像各8個），包括區域內的平均溫度(mean temperature)、標準偏差、偏斜度(skewness)、陡峭度(Kurtosis)和四個空間自相關係數(Spatial autocorrelation)。資料以地面報告為裂雲或密雲的條件下始選定。其結果顯示若區分降雨為兩類，則誤差為18%，若區分降雨為三類，則紅外線與可見光影像合用的誤差為35%，僅使用紅外線的誤差為39-42%；O'Sullivan認為同時使用兩個頻道的結果，比只使用一個頻道的結果並沒有多大的改善，而且除了平均亮度溫度與標準偏差外的其它統計值，似乎對降雨的相關性不大。

本研究中使用的地面實測資料(ground truth)是地面雨量站記錄的雨量資料。由於雨量測站所能代表的涵蓋範圍極為有限，這不利於做整塊對流雲系統的分析研究，所以為了配合臺灣的地面雨量資料分佈，遂採用固定地面樣本本研究區域的型態確認法。至於降雨率型態的確認，本研究是以迴歸分析法算出估算降雨率後，再依大、中、無雨的定義(依據Wu et al., 1985)區分出三種降雨型態；而非在型態確認法中，直接算出分類係數後逕行分類。這是因為本研究除了要找出估算的降雨型態外，還要藉此瞭解臺灣的地型特性在對流降雨上的影響。由於估算與實際降雨率間的逐時變化很難僅以降雨率型態比較出來，所以本研究使用迴歸分析法，一方面

求出降雨率的型態，一方面找出估算與實際逐時降雨率間的差異，藉以分析不同地形對對流降雨的影響。

二、資料與處理

2.1 資料時間

地面實測資料係指由中央氣象局地面測站及其自動雨量站，以及水利局各自動雨量站測得之逐

時降雨資料，而本研究中模式討論之樣本資料時間為一九九一年六月二十二日01至24時（地方時），模式建立之樣本資料時間為六月二十一日至二十三日之逐時降雨資料（六月二十一日為09至24時），由於可見光影像資料時間僅為每日09至17時，所以加入可見光影像修正的白晝模式時間為二十一日至二十三日的09至17時；模式驗證時間為六月二十四日01至24時，對白晝模式之驗證時間為二十四日之09至17時，同時六月二十一日至二十三日的樣本資

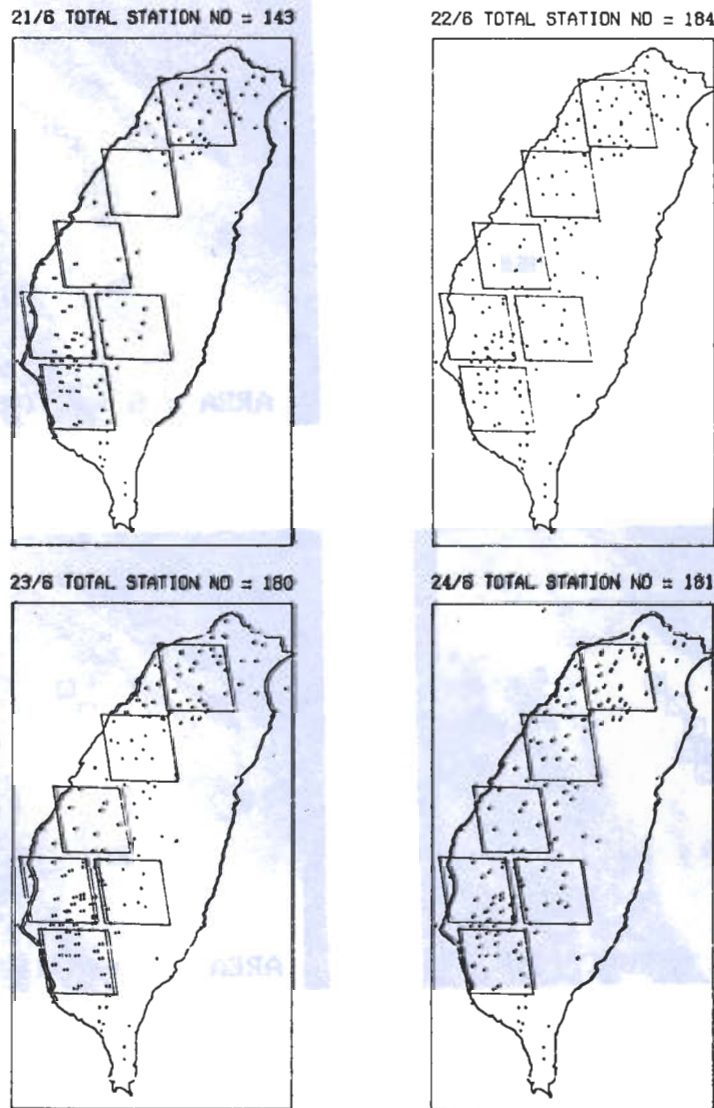


圖1 6月21日至24日臺灣地區雨量測站分布圖，圖中小方塊是本研究中10*10像元的樣本研究區域。

料亦加入作相互驗證。六月二十一日至二十四日之雨量測站總數分別為143、184、180及181站，其分佈狀況如圖1所示。

本文所用的衛星影像資料係指由同步氣象衛星GMS-4接收得到的逐時紅外線影像(10.5 — 12.5 μm)及可見光影像(0.5 — 0.75 μm)。模式討論、模式建立及模式驗證之衛星資料時間與地面資料的時間相同。影像接收的起始時間為每小時的前三十分鐘，由於接收時間大約二十五分鐘，所以對應地面的雨量時間可依此推算(即若接收時間為08:30，則對應地面雨量時間為09:00)。

2.2 資料處理

本研究乃使用簡易定位法(曾, 1988)計算出衛星影像上像元的對應地理經緯度。由於衛星姿態的些微變動，使得計算出來的地理經緯度與實際的地理經緯度會有些偏移；不過在資料報頭(header)上可以獲知 20°N ， 125°E 相對應於某一掃描線及某一像元的確實位置，因此利用此一資訊可將計算得到的位於 20°N ， 125°E 的像元平移至此位置，而其他像元亦做同樣的位移，如此便可以得到準確的影像地理位置。此外由於本研究區位於 20°N ， 125°E 附近，所

以經此一修正結果，影像地理位置誤差不至於太大。另外為配合地面雨量資料的分布，以及找出最佳研究區大小，所以建立三種樣本研究區，如圖2所示，其大小分別為 $10*10$ ， $8*8$ ， $5*5$ 像元區域，而其對應於直角坐標平面的分布如圖3所示。

在紅外線影像上，每一像元的亮度溫度均以灰度值(grey level)表示，其值由0至255共256個數值，數值愈低則愈黑，表示輻射能愈大，數值愈高則愈

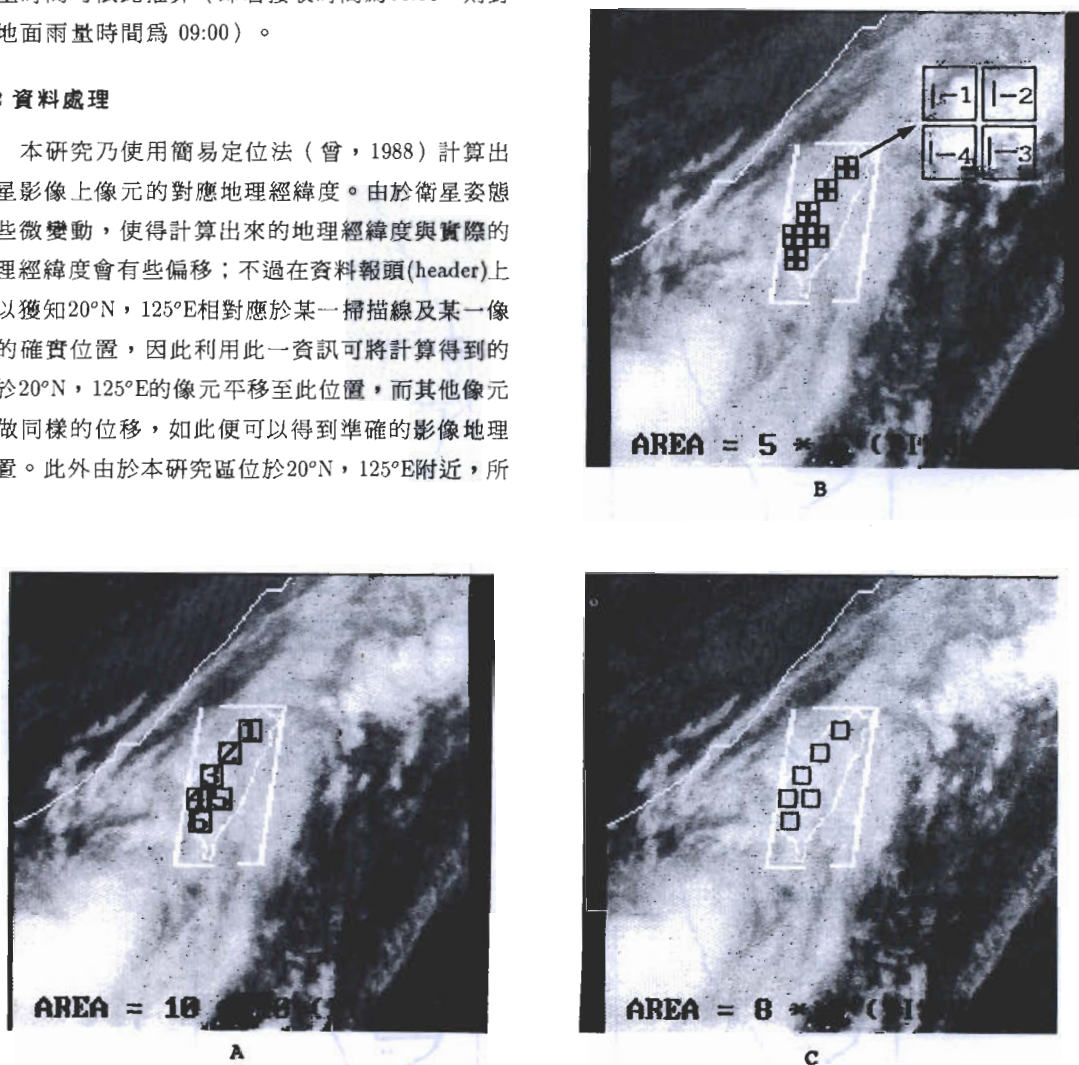


圖2 三種樣本研究區分布圖(10*10; 8*8; 5*5像元)。10*10像元的樣本研究區的編號如圖A所示，8*8像元的樣本研究區(圖C)的編號亦如圖A所示，5*5像元的樣本研究區的編號乃是在如圖A的編號中另各分為-1、-2、-3及-4等四個樣本研究區域，如圖B所示。

白，表示輻射能愈小，其轉換成亮度溫度的等值線分佈如圖4所示。在可見光影像上，灰度值為由0到63共計64個數值，灰度值愈大則影像愈白，表示反照率愈大，灰度值愈小則影像愈黑，表示反照率愈小。本研究所使用的可見光原始影像已將64個灰度值各乘以配合紅外線影像的灰度值範圍，即灰度值為1-4的反照率與原先灰度值為1的反照率相同，其餘可依此類推。此外為配合紅外線影像的像元大小，以方便資料處理，在可見光影像中依序將4*4矩陣內16個像元的灰度值以第1*1像元的灰度值取而代之，亦即將可見光影像的像元大小調整為與紅外線影像具相同之5*5 km之像元大小，故可見光影像的定位方法與紅外線影像的定位方法完全相同。

在可見光影像之接收時間（09 — 17時）內，由於太陽相對每張影像以及對每張影像內的每個像元之天頂角大小皆不相同，因此造成影像間及影像內各像元的亮度沒有一定的比較標準，所以必須在利用影像數值資料前，先對每個像元做亮度修正。本研究依 Tsonis和Isaac (1985)的方法，將每個像元

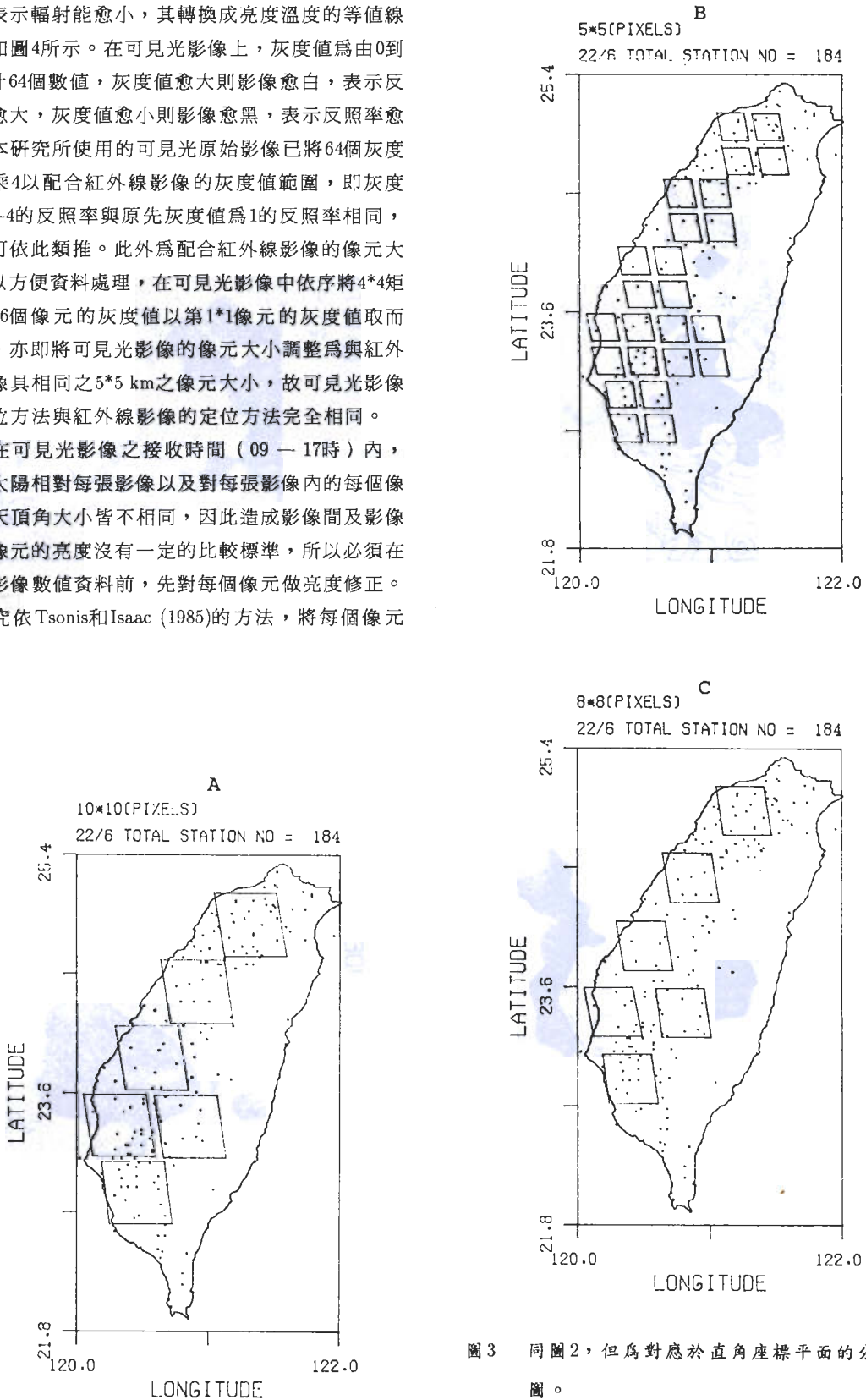


圖3 同圖2，但為對應於直角座標平面的分布圖。

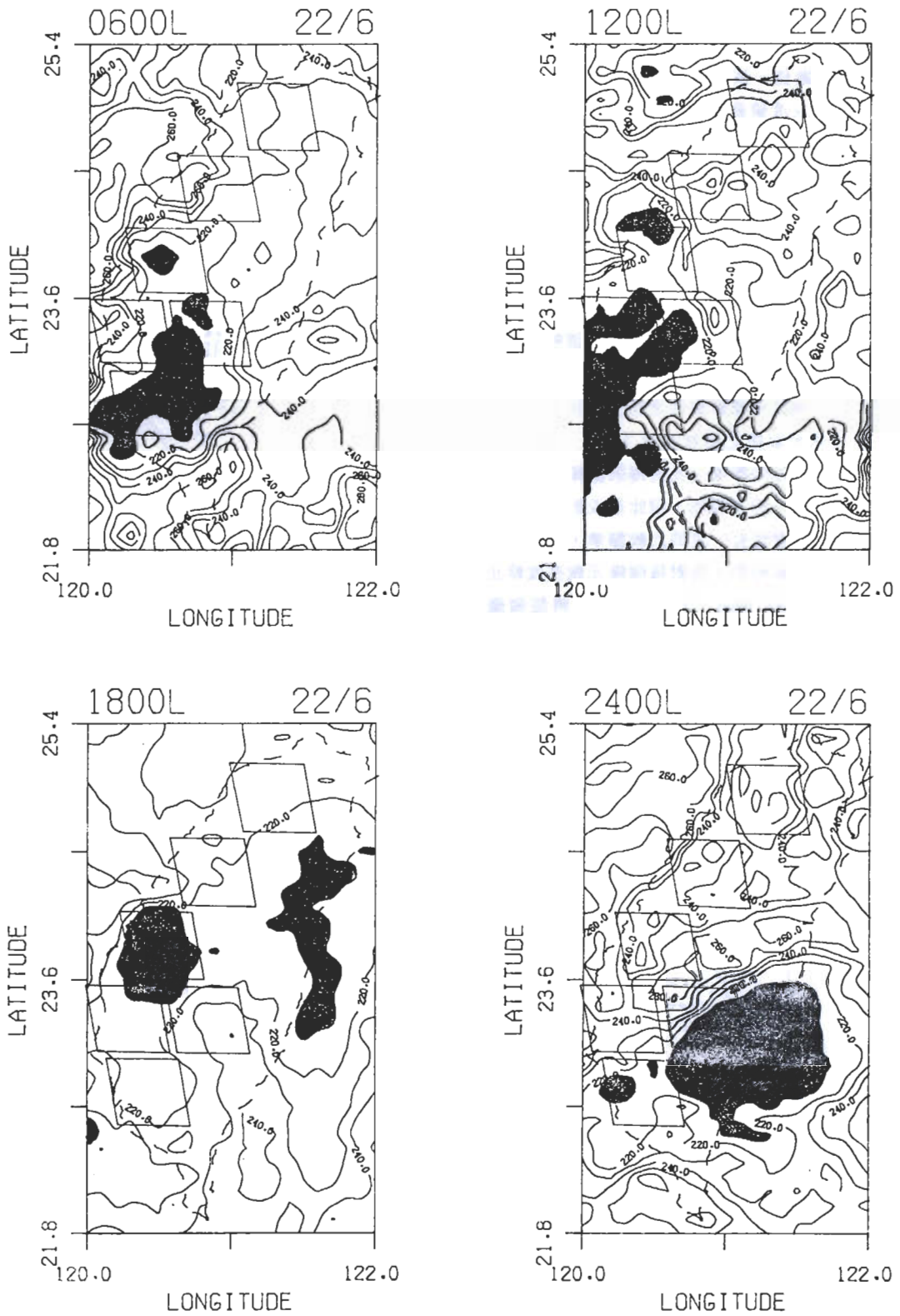


圖4 6月22日之紅外線亮度溫度等值線分佈圖，圖中黑影部分為亮度溫度小於210K的區域。

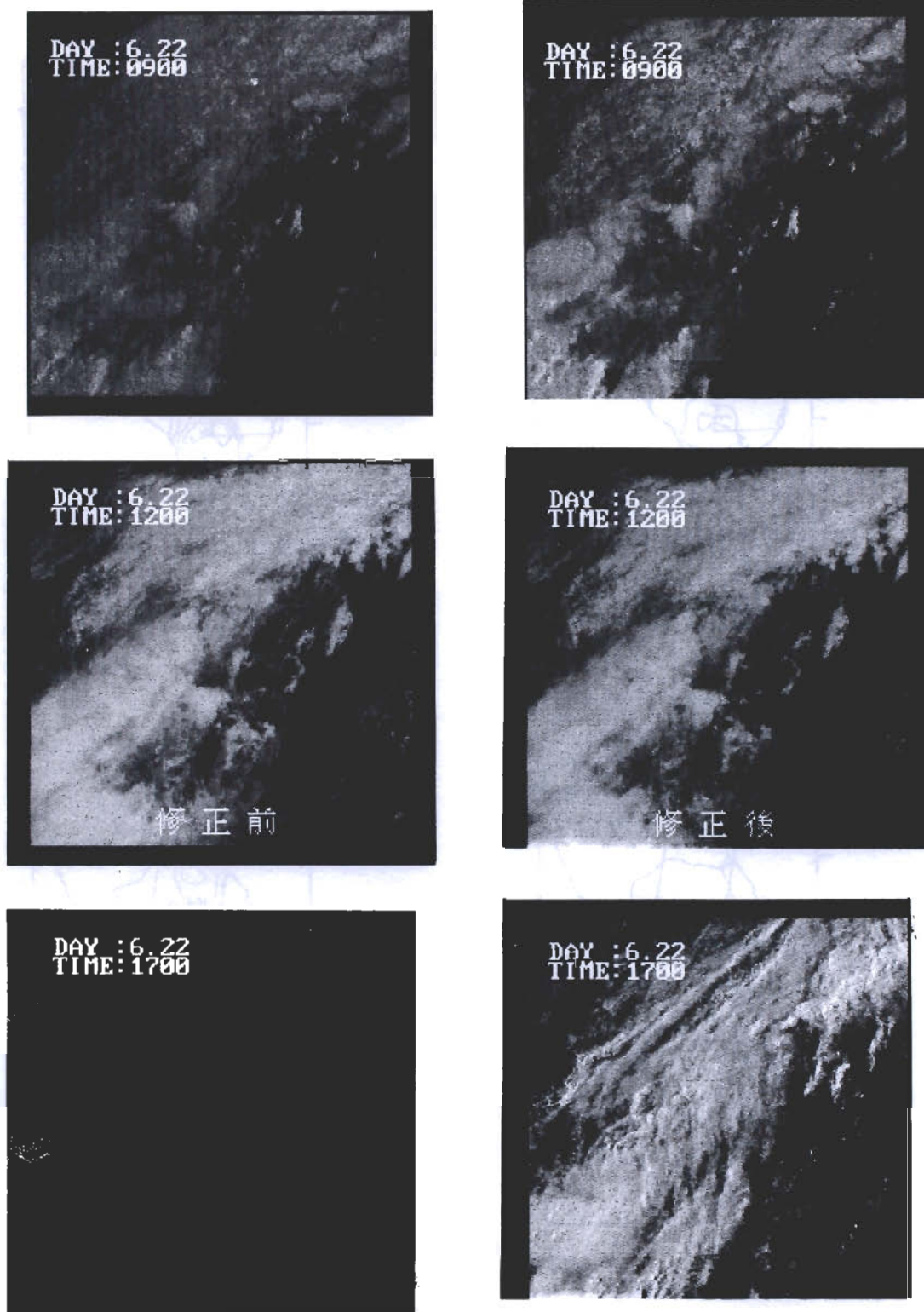


圖5 6月22日0900時、1200時及1700時以太陽天頂角修正前後的可見光影像雲圖，上圖為修正前，下圖為修正後之影像。（原始影像資料由中央氣象局提供）

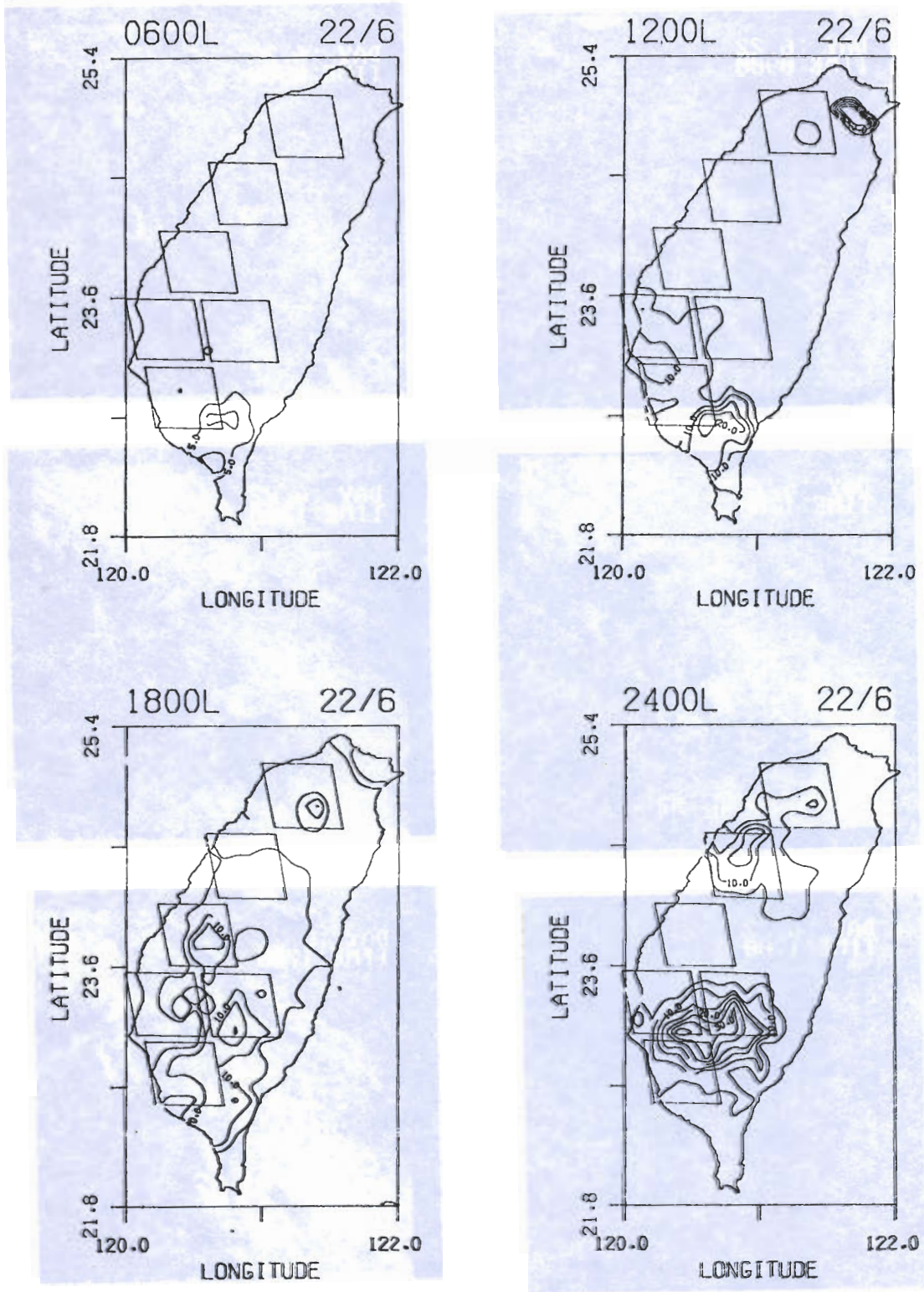


圖6 6月22日臺灣地區地面雨量等值線分布圖。圖中小方塊是本研究中10*10像元的樣本研究區域。

之亮度乘以 $\frac{1}{\cos \theta_0^{1/2}}$ ，如此即完成可見光影像亮度之修正，其中 θ_0 為太陽相對於該像元之天頂角。修正前與修正後的可見光影像(6月22日09至17時)可由圖5比較其差異。

本研究中模式討論及模式建立時，區域地面雨量之大小即以樣本研究區域內的各網格點雨量值的平均值為代表，即

$$R = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n R_i$$

其中

R ：樣本研究區域內的平均降雨率

R_i ：樣本研究區域內，每一網格點上的降雨率

n ：樣本研究區域內的網格點數， $n=100$ 或 64 或

25

網格的大小為 0.05×0.05 經緯度，大約等於紅外線影像的像元大小(5×5 km)，由於對流性降雨具強烈的局地特性，鄰近測站的降雨率觀測值之間可能並不相關，因此本研究應用之降雨率內插法為由每個網格點最近的三個測站觀測的平均值，代表該網格點之降雨率，如此則可以滿足對流性降雨的強烈局地特性，使網格點上的降雨率避免受較遠觀測值的影響。由此內差法所分析得到的6月22日01至

24時的地面降雨率等值線如圖6所示。

本研究中模式討論範圍選擇 21.8°N 到 25.4°N 及 120°E 到 122°E 的理由是如此最能包括臺灣範圍而最少被沒有測站的地區影響。在模式中，本研究依照 Wu et al., (1985)之分類方法將地區降雨率分為三種型式，即大雨(HR)，其即代表雨量大於或等於 5mm/hr ，中雨(MR)，其即代表雨量小於 5mm/hr 但大於或等於 0.5mm/hr 與無雨量(NR)，其即代表雨量小於 0.5mm/hr 。在六月二十一日，由於第二與第三研究區之測站資料稀少，故將此二個研究區資料捨棄不用。而在二十二日，二十三日 5×5 (像元)研究區域中的第2-4樣本研究區域亦因資料缺乏而未予計算。此外，六月二十三日之1800時，六月二十四日之1600時也因資料缺乏而未予計算。六月二十一日至六月二十四日之資料數統計表如表一所示。

三、理論與方法

3.1 本研究之理論基礎

紅外線影像中的樣本研究區域內，平均灰度值愈大則平均亮度溫度(mean brightness temperature)愈低，表示雲愈高，在對流雲系統中雲愈高則對流運

表一 6月21日至24日各樣本研究區域中之資料數統計表。

日期	2 1				2 2			
時間(地方時)	09-24		09-17		01-24		09-17	
樣本研究區(pixel)	10*10 8*8	5*5	10*10 8*8	5*5	10*10 8*8	5*5	10*10 8*8	5*5
資料數	6 4	2 5 6	2 8	1 1 2	1 4 4	5 5 2	5 4	2 0
日期	2 3				2 4			
時間(地方時)	01-24		09-17		01-24		09-17	
樣本研究區(pixel)	10*10 8*8	5*5	10*10 8*8	5*5	10*10 8*8	5*5	10*10 8*8	5*5
資料數	1 3 8	5 2 9	5 4	2 0 7	1 3 8	5 2 9	4 8	1 8

*** 上述資料數為各樣本研究區域內，在所屬時間中的各影像統計值與平均降雨率的匹配樣本個數

動愈盛，平均降雨率亦愈大（或愈易於降雨）；同理，平均灰度值愈小，平均降雨率則愈小（或愈不易於降雨）。

各研究區域中，平均亮度溫度($\overline{T_{B_i}}$)的計算方法為：

$$\overline{T_B} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n T_{B_i} \quad (n = 100 \text{ 或 } 64 \text{ 或 } 25)$$

其中， T_{B_i} 為各研究區域中，各像元內的亮度溫度值， n 為各研究區域中之像元總數。

紅外線影像中的樣本研究區域內，最低亮度溫度(minimum brightness temperature)可以表示對流雲系統的發展情形，其值愈低，表示可能對流雲系統發展愈深厚，則降雨愈大。各研究區域中，最低亮度溫度定義為：各區域內(10*10或8*8或5*5)，所有像元中亮度溫度為最低的像元，其亮度溫度值即為最低亮度溫度。

紅外線影像中的樣本研究區域內的標準偏差表示區域內雲系統的分布情形，標準偏差愈大表示雲的分布愈不均勻，標準偏差愈小表示雲的分布愈均勻。若區域內平均亮度溫度愈低而標準偏差愈小，表示區域內是分布愈均勻且發展愈高的雲，如此則平均降雨率可能愈大，同理若區域內平均亮度溫度愈高而標準偏差愈大，則表示平均降雨率可能愈小或根本不會降雨。

各研究區域中，標準偏差(STD)的計算方法為：

$$STD = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (\overline{T_B} - T_{B_i})^2}{n-1} \right)^{1/2} \quad (n = 100 \text{ 或 } 64 \text{ 或 } 25)$$

紅外線影像中的樣本研究區域內雲面積的大小可以表示平均降雨率的大小，本研究中定義雲面積的閾值(threshold)分為兩部份：

(a)亮度溫度小於253K的雲面積(A253): Griffith et al., (1978), Negri and Adler (1987a, b)等許多的研究中，皆以253K為定義雲面積的閾值，亦即若高於此值的雲面積愈大，則降雨機會亦愈大。

A253的計算方法為：

$$A_{253} = \sum_{i=1}^n A_i \quad (n = 100 \text{ 或 } 64 \text{ 或 } 25)$$

其中， $A_i = 1$ 若亮度溫度小於253K，而 $A_i = 0$ 若亮度溫度大於或等於253K。

(b)亮度溫度小於210K的雲面積(A210): 由於對流雲發展到對流層頂時會沿著對流層頂衍生出砧狀

雲層，所以此層高度的雲層面積可以表示對流雲發展的強度，若面積愈大代表其對流可能較旺盛，則平均降雨可能愈大。本研究所取的個案，以板橋探空站測得的對流層頂溫度平均大約為-70°C，為了研究降雨與位於此高度附近的雲層範圍大小之關係，所以本研究將閾值定為210K，未來若資料充足，應再深入探討相關性最大之最佳閾值。

A210的計算方法為：

$$A_{210} = \sum_{i=1}^n A_i \quad (n = 100 \text{ 或 } 64 \text{ 或 } 25)$$

其中， $A_i = 1$ 若亮度溫度小於210K，而 $A_i = 0$ 若亮度溫度大於或等於210K。

可見光影像中的樣本研究區域內的平均亮度(mean brightness)，可以約略表示雲層的厚度，因此若平均亮度愈大，代表雲層可能愈厚，而其平均降雨率則可能愈大（或愈易於降雨）。

3.2 卷雲的濾除

在紅外線影像中，亮度溫度低的部分同時包括了降雨較大的積雨雲與降雨較小（或不降雨）的卷雲，所以雲的亮度溫度雖然低，但可能是因卷雲的遮蔽而造成，如此將使得衛星估算的降雨率與實際降雨率間之差距非常大，因此卷雲的濾除，在應用衛星資料估算降雨的研究上是必要的。

卷雲是對流雲系統發展至對流層頂時向外延伸出的層狀高薄雲，雖然高但是並不厚，所以可見光可以穿透其中較薄的部分。因此卷雲雖然在紅外線影像上的亮度溫度相當低，但是除非在其下方亦存在較厚之中低雲層，否則在可見光影像上的反照率通常不大，所以只要將亮度溫度定在某個閾值以下（即在紅外線影像中，將雲定在某層高度以上），且反照率亦定在某個閾值以下（即在可見光影像中，將雲層定在某種厚度以下），則可將部分條件內的卷雲濾去，不過為了不漏掉較低的卷雲，所以本研究另定一個亮度溫度的閾值為230K以供研究比較。

比較紅外線影像與可見光影像，可以得到在紅外線影像中是卷雲，而在可見光影像中為低反照率的部分，其反照率的平均值大約是35%。故反照率的閾值在本研究中即定為35%。也就是說當反照率小於35%，且亮度溫度小於210K（或230K）時，此部分的雲即視為卷雲而將其灰度值濾除。而濾除後

的紅外線影像灰度值則以相對於可見光影像灰度值的紅外線影像灰度值取代。其做法為在臺灣地區附近取一個100*90像元大小的影像，此範圍約略可以涵蓋整個臺灣地區，在此區域內讀取其紅外線影像與可見光影像中最大與最小的灰度值，分別記為：MAXIR、MAXVIS、MINIR、MINVIS，另求取紅外線影像中灰度值的範圍：

$$DIR = MAXIR - MINIR$$

和可見光影像中灰度值的範圍：

$$DVIS = MAXVIS - MINVIS$$

並計算其範圍之比值，即

$$FACT = DIR/DVIS$$

若影像上某一座標為(I, J)之像元其紅外線影像灰度值與可見光影像灰度值分別為BUFIR(I, J)與BUFVIS(I, J)，則在合乎卷雲條件下，其紅外線影像灰度值將修正為如下：

$$BUFIR(I, J) = MINIR + FACT(BUFVIS(I, J) - MINVIS)$$

3.3 研究方法

本研究所使用的主要方法為型態確認法，並參酌雲指數法。亦即在臺灣地區內規劃出若干相同大小的區域為樣本研究區（10*10與8*8像元為6個，5*5像元為24個），而在此影像的各樣本研究區域內計算出其相關統計值（共5項統計值，即平均亮度溫度、標準偏差、最低亮度溫度、小於253K的雲面積與小於210K的雲面積），以及區域內的實測平均降雨率，在這些影像統計值與實測平均降雨率間以線性迴歸法建立不同的迴歸模式。由於本研究係針對對流性降雨，故參考Griffith et al., (1978)和Negri and Adler (1987a, b)之研究，在模式建立前以平均亮度溫度253K做為衛星資料估算降雨的閾值，若平均亮度溫度大於253K，則不考慮降雨的存在。利用上述模式對其他影像的統計值估算出對應之平均降雨率，並將此降雨率依定義區分為若干種大小的型態。由於O'Sullivan et al., (1990)的研究結論顯示，除了平均亮度溫度及標準偏差以外，其它的第二階(second order)統計值皆與降雨率的相關甚小，故本

研究中即捨棄這些相關甚小之統計值而改用最低亮度溫度和雲面積(A253和A210)。

由於可見光影像的接收時間僅在每天的09-1700時，故衛星資料估算降雨之基本模式的建立乃以紅外線影像為準，加入可見光影像僅為濾除卷雲之用，所以並沒有設定可見光的統計參數，只是將可見光的反照率加入模式中設定閾值以濾除卷雲，如此相對地可節省許多計算時間，爭取即時預報的時效。

本研究為了要瞭解前述之各統計參數對平均降雨率的相關性，於是分別建立各統計參數（單獨或數個）對於平均降雨率的迴歸模式，而由其相關係數值可瞭解各模式對平均降雨率的相關性，由此即可找出最佳相關係數的模式來做為估算模式。另外為了要找出影像中估算平均降雨率的最佳區域大小，本研究將樣本研究區分為三種，分別為10*10，8*8及5*5像元，在這三種研究區域中均分別計算上述的五種統計值，並配合地面平均降雨率，再以線性迴歸法找出各估算降雨模式，比較上述三種降雨模式的相關係數，即可以研究探討估算平均降雨率的最佳區域大小。此外為了要比較降雨在臺灣不同區域是否具有不同特性，本研究再以10*10像元為例，分別取區域1（北部）、區域4（嘉南平原）與區域5（嘉南山區）做比較，同樣的也分別對其建立降雨估算模式。而在上述部分模式建立的同時，亦分別在每個模式的09-1700時，建立加入可見光濾除卷雲的白晝模式，其目的乃希望由此藉以瞭解加入可見光濾除卷雲對模式的影響。

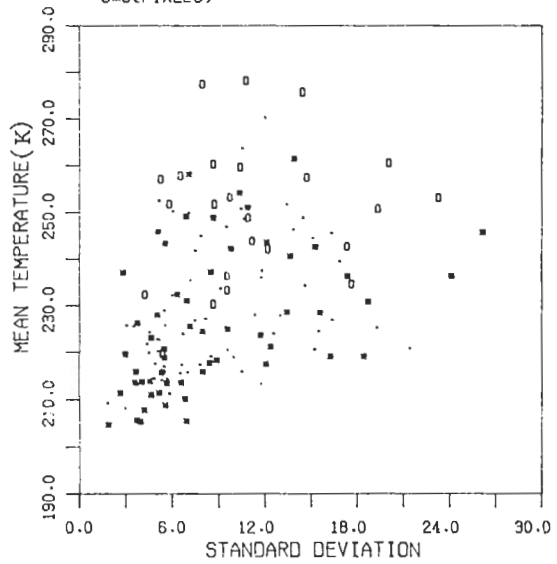
3.4 統計參數與降雨率間的相關性

在模式建立前，有必要先應瞭解所應用的五個統計值與降雨率的相關性；首先若比較圖4與圖6，可發現逐時的亮度溫度分布與降雨率的等值線分布約略相似，尤其是210K的亮度溫度線分布與地面降雨率5mm/hr等值線的分布大致符合，而深入觀察亦可發現溫度愈低的區域趨於降雨率愈大的區域，這點與前面的理論基礎是相吻合的。

圖7a是六月二十二日24小時三種不同區域大小之樣本研究區中三類降雨型態的平均溫度和標準偏差合成圖。由圖中可知，亦正如前述的推論，若平均溫度愈小，且標準偏差愈小，則降雨愈大，反之則降雨愈小。但是這種關係並非絕對的，不合乎此種推論的情形仍然存在，這可能的原因有：(i)描述降

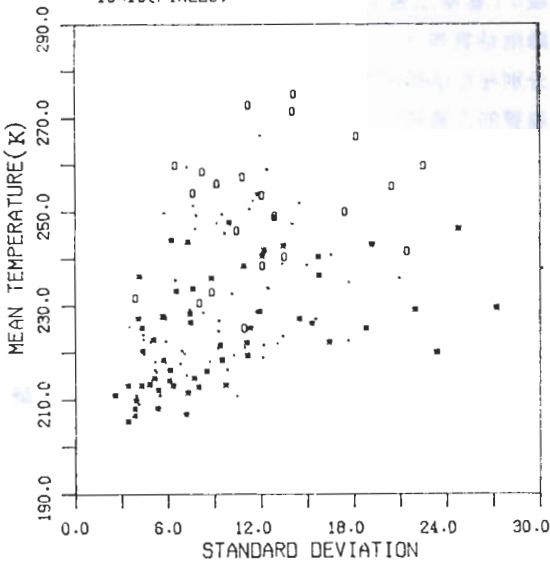
雨型態的參數不夠（在此僅以平均亮度溫度與標準偏差為參數），(ii)由於卷雲的存在，使得實際降雨率應為小雨或無雨的樣本，被誤估成降雨率為大雨，(iii)在由測站雨量換算為區域平均雨量時所造成的誤差，此點乃源於因對流降雨區域性很強，若雨量測站分布不均勻會使得換算之平均降雨量難以準確，如此很容易造成估算與實際降雨間的誤差。雖然本研究中已將測站的降雨率內插到網格點上，但是若測站間距離太遠，則網格點上的降雨率內插值仍然會受到遠處測站的影響，因此減低局地的特性而造成誤差。圖7b為與7a相同但資料僅限於22日09-1700時的分佈圖，此圖代表仍未經可見光濾除卷雲，而圖7c和圖7d為與圖7b相同但已經可見光濾除卷雲後的分布圖，其濾除卷雲的閾值各為反照率 < 35% 和亮度溫度 < 230K，與反照率 < 35% 和亮度溫度 < 210K。由圖7b至7d中可知，應用可見光濾除卷雲之修正前與修正後的降雨型態關係改變並不多，

HR : * (RAIN ≥ 5.0 MM/HR)
 MR : . (5.0 < RAIN ≥ 0.5 MM/HR)
 NR : O (RAIN < 0.5 MM/HR)
 8*8(PIXELS)



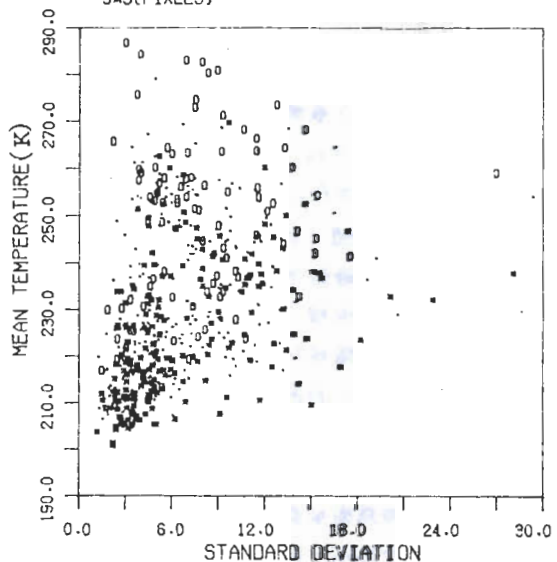
(ii)

HR : * (RAIN ≥ 5.0 MM/HR)
 MR : . (5.0 < RAIN ≥ 0.5 MM/HR)
 NR : O (RAIN < 0.5 MM/HR)
 10*10(PIXELS)



(i)

HR : * (RAIN ≥ 5.0 MM/HR)
 MR : . (5.0 < RAIN ≥ 0.5 MM/HR)
 NR : O (RAIN < 0.5 MM/HR)
 5*5(PIXELS)



(iii)

圖7a 6月22日24小時的平均亮度溫度和標準偏差對三種降雨型態的合成圖。(i)為在10*10像元之樣本研究區域中之結果。(ii)為在8*8像元之樣本研究區域中之結果。(iii)為在5*5像元之樣本研究區域中之結果。其中*表示大雨，·表示中雨，o表示無雨。

這可能是大部分卷雲之下仍有其他中低高度的厚實雲層，使得可見光雖然能穿透卷雲，但仍會受到卷雲下的雲層反射影響，使得反照率均大於35%，因此這些卷雲濾除不去，所以應用此濾卷雲法時僅能將卷雲下方沒有雲塊的部分濾除。由於本研究選取的樣本盡為降大雨時的資料，所以這些卷雲之下沒有雲塊的部分應僅為雲塊間的漏縫處，而雲塊漏縫處所佔的像素在研究區域中應不大，因此經濾卷雲修正後整個區域之平均亮度溫度的改變應該不大，如此自然使得修正前與修正後的情況改變不多，這可以由表二a和二b中看出來，表二a為10*10像元的各樣本研究區域在濾除卷雲之修正前和修正後的各項統計值，由表上可知以可見光濾除卷雲後，除了少數幾個區域的統計值有少許改變外，大部分研究區域均無改變。而由代表研究區域為5*5像元之各項統計值的表二b中可看出，統計值有改變的區域增多了一些，而改變的幅度亦有所增加，此乃因

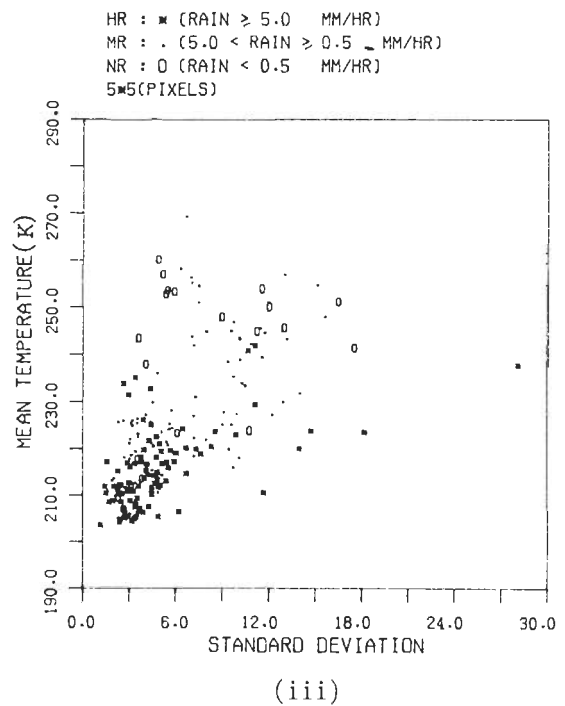
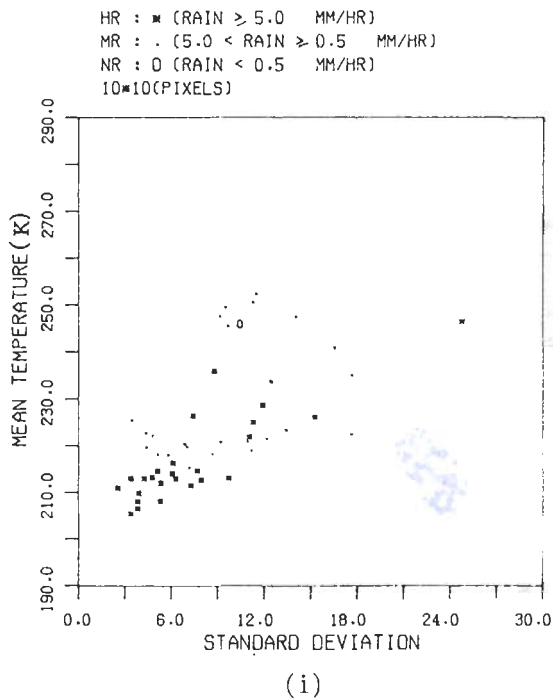
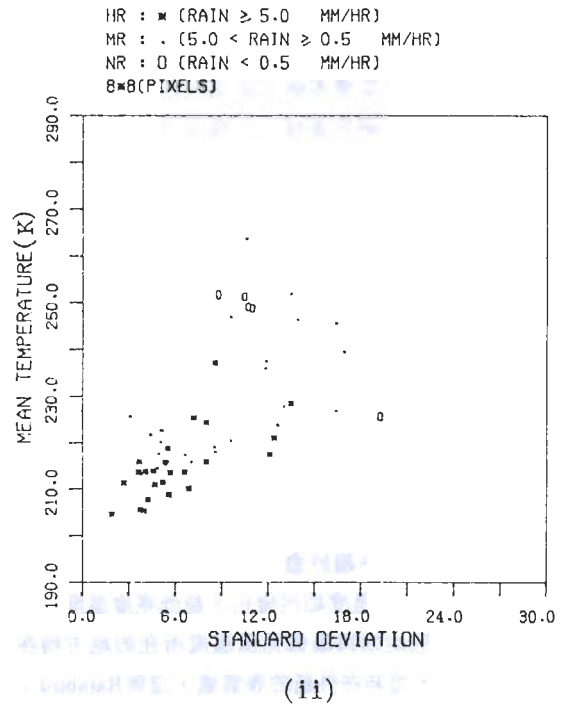


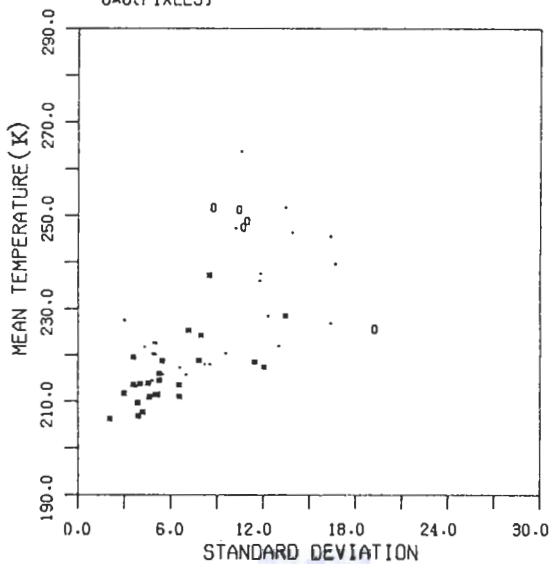
圖7b 同圖7a，但為09至1700時未經可見光濾卷雲的結果。

上述之漏縫面積在5*5 像元之研究區域中所佔的比率增加之故。

如上所述，當樣本研究區域內的少數像元中的卷雲經濾除後，研究區域內的雲頂溫度分布應變得較為不均勻，亦即標準偏差在經可見光濾除卷雲後應變得較大，這種情形可以由表二a與二b中絕大部分的標準偏差在濾除卷雲後均有所增加而得到證明。由於本研究的樣本是降大雨（對流旺盛）的影像，故卷雲下仍有許多厚實雲塊的情形是必然的，因此以可見光在本研究中所定的閾值下濾除卷雲的效果不顯著是可以預見的，此結果與O'Sullivan (1990) 的結論是一致的。

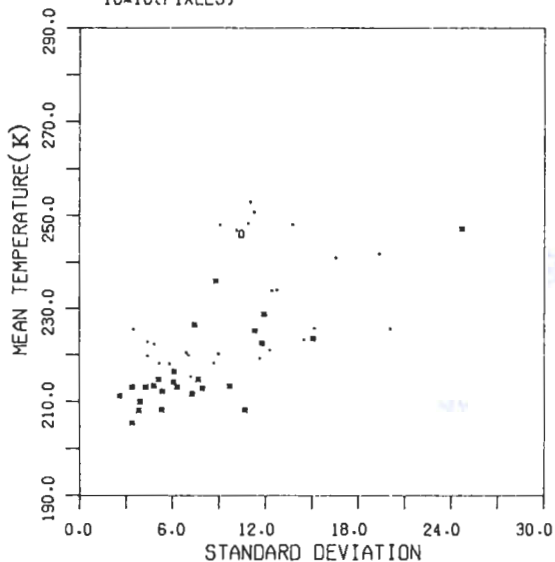
由表二a，二b中亦可以看出最低亮度溫度與平均降雨率間亦有良好的相關性，即最低亮度溫度愈低，則平均降雨率趨於愈大。此外，另可以由表二a中看出無論平均溫度如何變化，最低亮度溫度始終不變，這可能是因為最低亮度溫度所在的地方均在對流雲之頂，而非在外延的卷雲處，這與Rainbird (

HR : ■ (RAIN ≥ 5.0 MM/HR)
MR : ○ (5.0 < RAIN < 0.5 MM/HR)
NR : □ (RAIN < 0.5 MM/HR)
8*8(PIXELS)



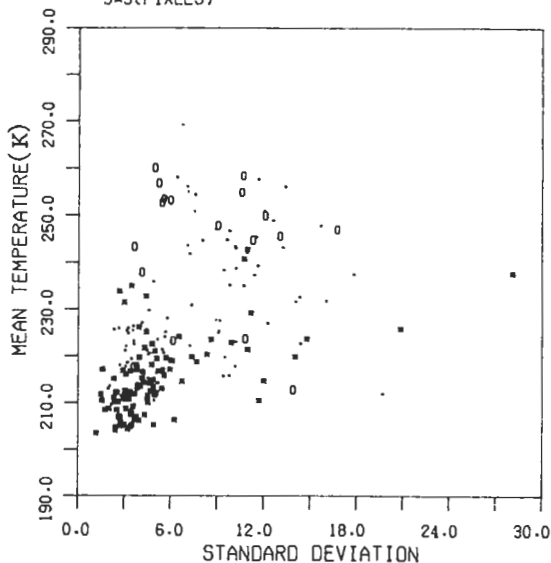
(ii)

HR : ■ (RAIN ≥ 5.0 MM/HR)
MR : ○ (5.0 < RAIN < 0.5 MM/HR)
NR : □ (RAIN < 0.5 MM/HR)
10*10(PIXELS)



(i)

HR : ■ (RAIN ≥ 5.0 MM/HR)
MR : ○ (5.0 < RAIN < 0.5 MM/HR)
NR : □ (RAIN < 0.5 MM/HR)
5*5(PIXELS)



(iii)

圖7c 同圖7b，但為經可見光濾卷雲之結果，其應用之閾值為反照率 < 35%，亮度溫度 < 230K。

1969) 的結論不太相同 (其謂最低亮度溫度在卷雲頂處), 推測可能因為本研究之樣本皆為對流旺盛時期的資料, 因此最高雲頂仍在對流雲系之上, 而若在雲系發展成熟後之衰老期內, 則Rainbird之結論應可預期, 此時本研究中以最低亮度溫度來代表對流雲發展的強度所估算得到的降雨準確率可能要大打折扣。而表二b中由於區域面積較小所以最低亮度溫度因濾除卷雲而增溫的效果即告增加。此外雲面積大小與降雨率的相關性由表二a和二b中亦可看出還算不錯, 其中又以A210較A253對降雨的相關性為好, 這與本節前述的理論也是相吻合的。

圖8a和8b, 8c為六月二十二日10*10像元的樣本研究區中的各統計值在未以可見光濾除卷雲前相對於降雨率的逐時變化情形, 圖8d和8e, 8f為以ALB (反照率) < 35%、TEMP (亮度溫度) < 210K為閾值濾除卷雲後的逐時變化情形, 圖中09-1700時乃是以可見光濾除卷雲的時間範圍。由圖8a-8f中也可以看出: (i)以可見光濾除卷雲的前後, 各項統計值的

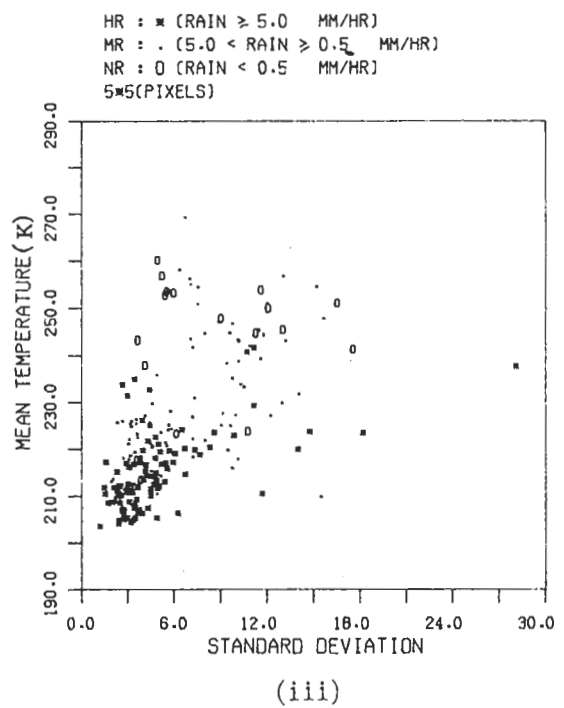
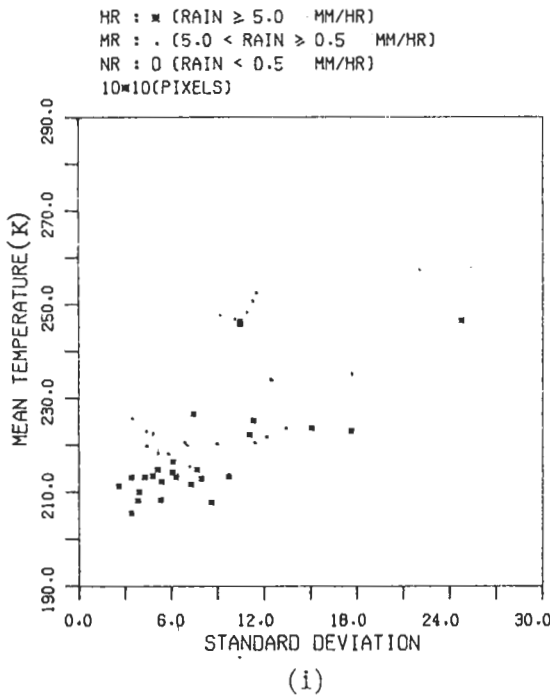
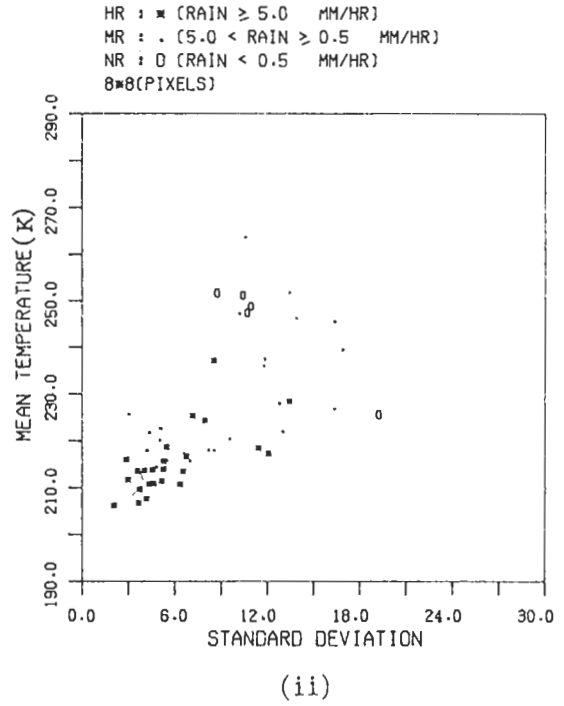


圖7d 同圖7c, 但其應用之閾值為反照率 < 35%, 亮度溫度 < 210k。

表二(a) 6月22日09至1700時，在10*10像元樣本研究區中以可見光瀉卷雲之修正前後，各有改變的統計值與逐時雨量的對照表。

時間 (地方時)	修正前					修正後					逐時雨量 (mm)	
	區域	平溫度 (K)	標偏差 (K)	最溫 低度 (≤ 253) (K)	面積 (≤ 210) (像元)	平溫度 (K)	標偏差 (K)	最溫 低度 (≤ 253) (K)	面積 (≤ 210) (像元)			
09	1:	246.24	8.69	227.9	71	0	246.53	8.58	227.9	70	0	.5
	2:	232.25	12.01	213.0	91	0	232.54	12.25	213.0	90	0	1.5
	3:	233.68	17.20	209.3	81	2	240.36	18.86	209.3	66	2	1.1
	4:	244.73	24.31	202.3	51	18	245.33	24.26	202.3	49	18	5.7
	5:	222.09	12.93	208.0	100	23	224.25	14.66	208.0	99	23	3.7
	6:	204.83	3.40	200.8	100	92	206.38	10.25	200.8	97	90	6.5
10	3:	250.96	11.01	215.4	49	0	251.35	10.55	215.4	48	0	1.8
	4:	220.14	11.72	205.2	99	19	221.86	14.01	205.2	95	19	3.4
	6:	221.14	17.19	205.2	96	45	224.14	19.59	205.2	90	45	.7
11	2:	246.13	13.55	216.6	67	0	246.64	13.25	216.6	67	0	2.4
	4:	217.61	10.73	202.3	100	33	217.82	11.17	202.3	100	33	2.8
12	1:	244.22	9.18	225.0	80	0	245.35	9.65	225.0	80	0	2.1
	4:	209.28	2.12	205.2	100	60	209.42	2.17	205.2	100	60	7.5
17	4:	220.30	10.64	196.0	100	19	220.65	11.37	196.0	99	19	8.2

表二(b) 同表二(a)，但為5*5像元樣本研究區之結果。

時間 (地方時)	修正前					修正後					逐時雨量 (mm)		
	區域	平溫度 (K)	標偏差 (K)	最溫 低度 (≤ 253) (K)	面積 (≤ 210) (像元)	平溫度 (K)	標偏差 (K)	最溫 低度 (≤ 253) (K)	面積 (≤ 210) (像元)				
09	1- 1	251.93	11.13	228.8	8	0	253.05	10.06	229.7	7	0	.1	
	2- 3	223.68	5.13	213.0	25	0	223.94	8.60	213.0	25	0	2.0	
	3- 1	249.17	16.05	222.0	12	0	256.60	10.15	230.7	7	0	.5	
	3- 2	216.80	6.73	209.3	25	2	221.24	13.87	209.3	23	2	1.0	
	3- 3	225.80	9.49	226.9	25	0	236.10	17.29	229.7	20	0	2.4	
	3- 4	242.95	11.28	218.8	19	0	247.48	12.08	218.8	16	0	.6	
	4- 3	221.59	17.71	203.8	24	11	223.99	20.36	203.8	22	11	8.4	
	5- 2	212.72	3.82	208.0	25	7	214.28	8.92	208.0	25	7	3.7	
	5- 3	209.99	1.61	218.8	25	16	213.03	11.50	218.8	25	16	2.6	
	5- 4	231.90	10.02	208.0	25	0	235.93	10.86	208.0	24	0	5.6	
	6- 4	204.41	2.58	203.8	25	24	210.59	19.18	203.8	22	22	2.3	
	10	2- 3	219.09	4.09	220.9	25	0	236.91	8.90	220.9	25	0	2.0
		3- 1	253.12	14.66	215.4	8	0	254.70	12.82	215.4	7	0	1.1
		4- 4	223.54	9.15	205.2	25	0	230.45	15.53	205.2	21	0	2.1
		6- 1	239.46	17.08	209.3	21	1	245.19	16.26	209.3	18	1	.3
6- 2		207.51	1.86	205.2	25	22	210.99	13.40	205.2	23	22	.3	
6- 4		228.48	12.45	205.2	25	2	231.28	13.77	205.2	24	2	.9	
11	2- 1	255.34	12.55	220.9	7	0	256.33	11.10	220.9	7	0	1.9	
	2- 2	239.95	10.67	218.8	23	0	241.02	10.44	218.8	23	0	5.6	
	4- 2	225.40	6.70	215.4	25	0	226.25	8.41	215.4	25	0	1.1	
	5- 2	232.46	9.81	217.7	25	0	233.66	10.18	217.7	25	0	.6	
	5- 3	220.38	7.50	206.6	25	2	221.67	9.67	206.6	25	2	.5	
17	4- 2	218.25	6.25	209.3	25	3	219.64	10.47	209.3	24	3	13.2	

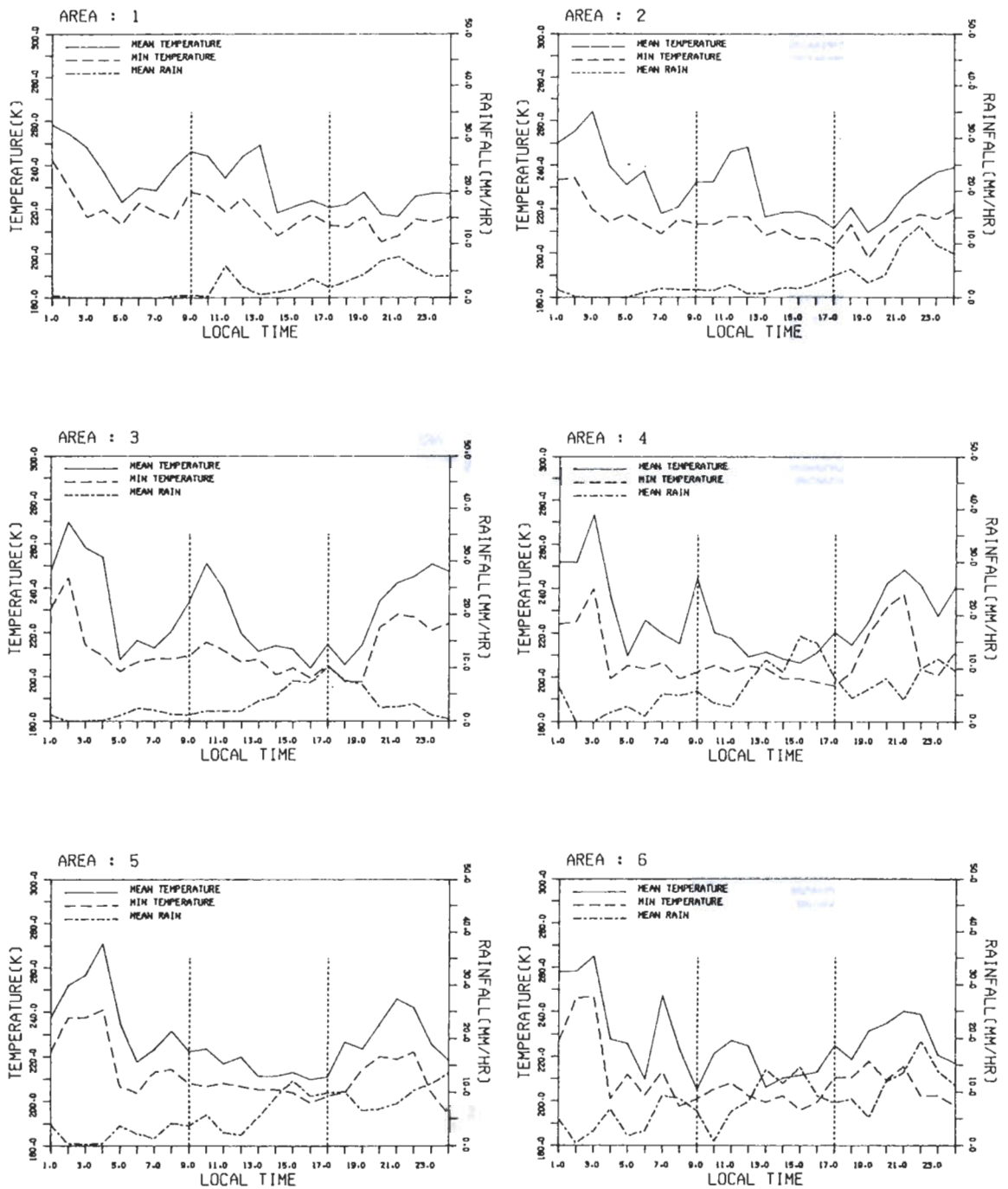


圖8a 6月22日10*10像元之各樣本研究區域中，平均亮度溫度與最低亮度溫度對降雨率的逐時變化比較圖（未經可見光濾卷雲），其中‘——’表示平均亮度溫度(K)，‘-----’表示最低亮度溫度(K)，‘-·-·-’表示平均降雨率(mm/hr)，直立虛線中間代表具有可見光資料之範圍。

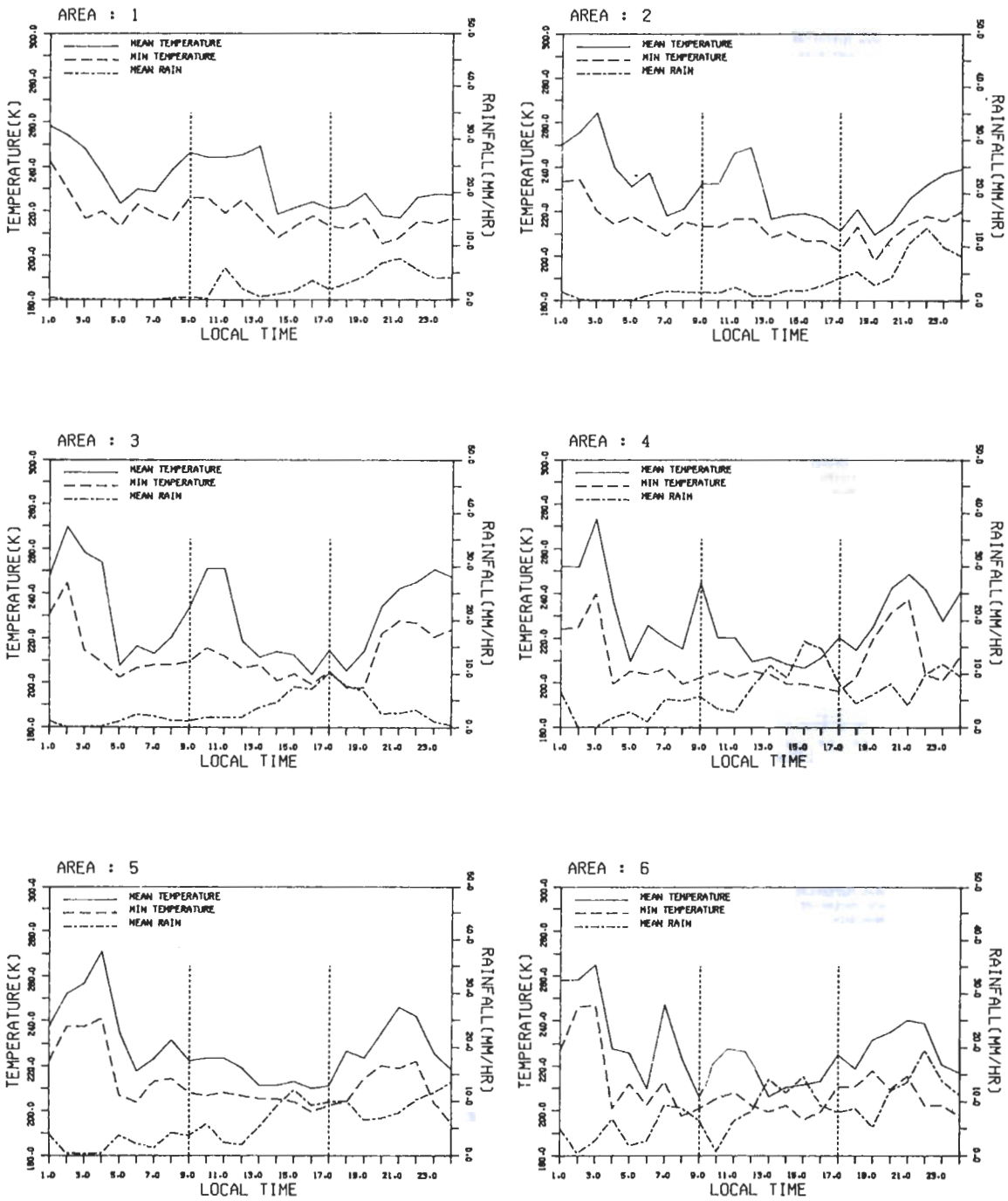


圖 8b 6月22日 10*10 像元之各樣本研究區域中，平均亮度溫度與最低亮度溫度對降雨率的逐時變化比較圖（經可見光濾卷雲，閾值為 ALB < 35%，TEMP < 210K），其中‘—’表示平均亮度溫度(K)，‘- - - -’表示最低亮度溫度(K)，‘- · - · -’表示平均降雨率(mm/hr)。

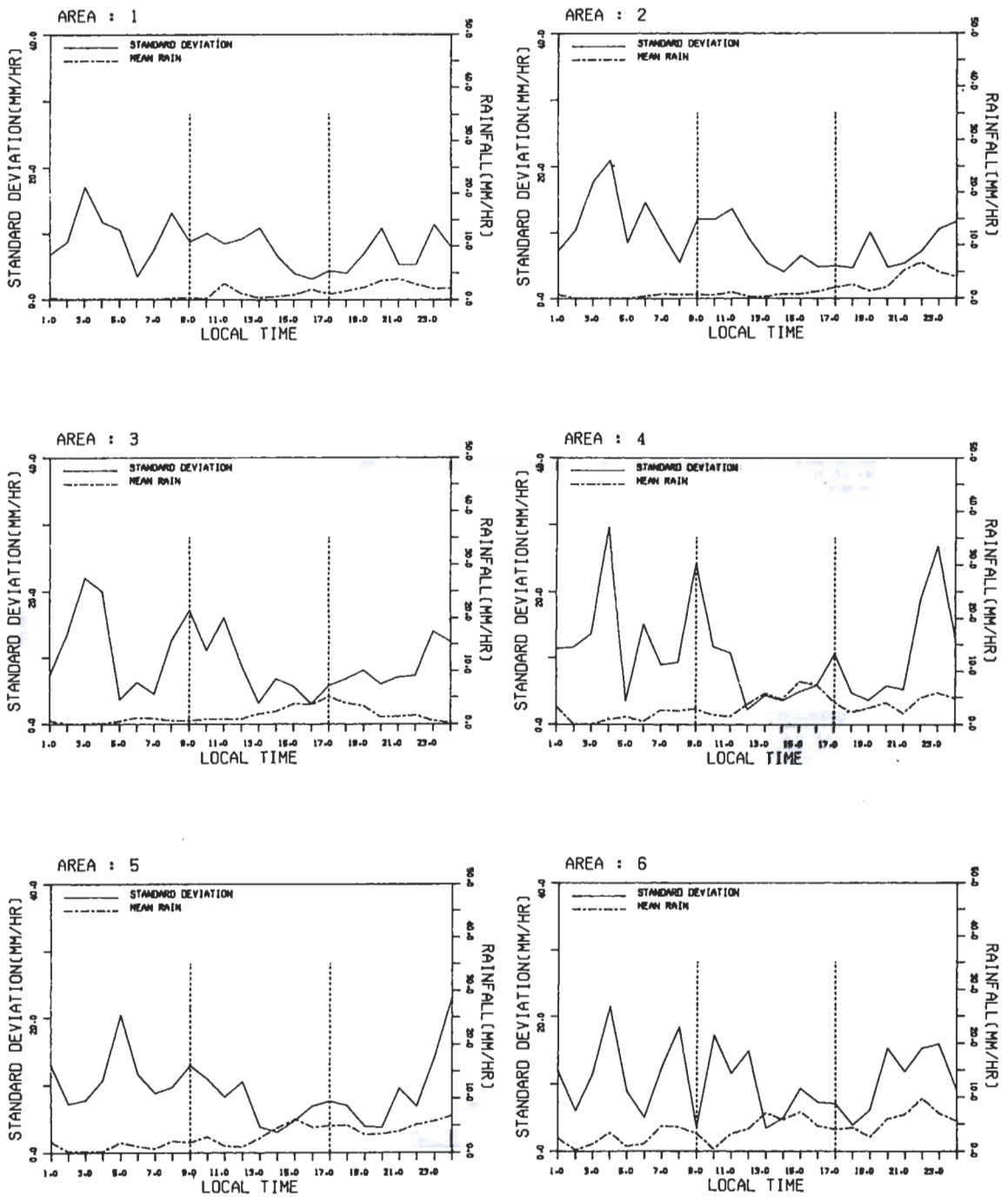


圖 8c 6月22日 10*10 像元之各樣本研究區域中，標準偏差對降雨率的逐時變化比較圖（未經可見光濾卷雲），其中‘——’表示標準偏差(mm/hr)，‘-----’表示平均降雨率(mm/hr)。

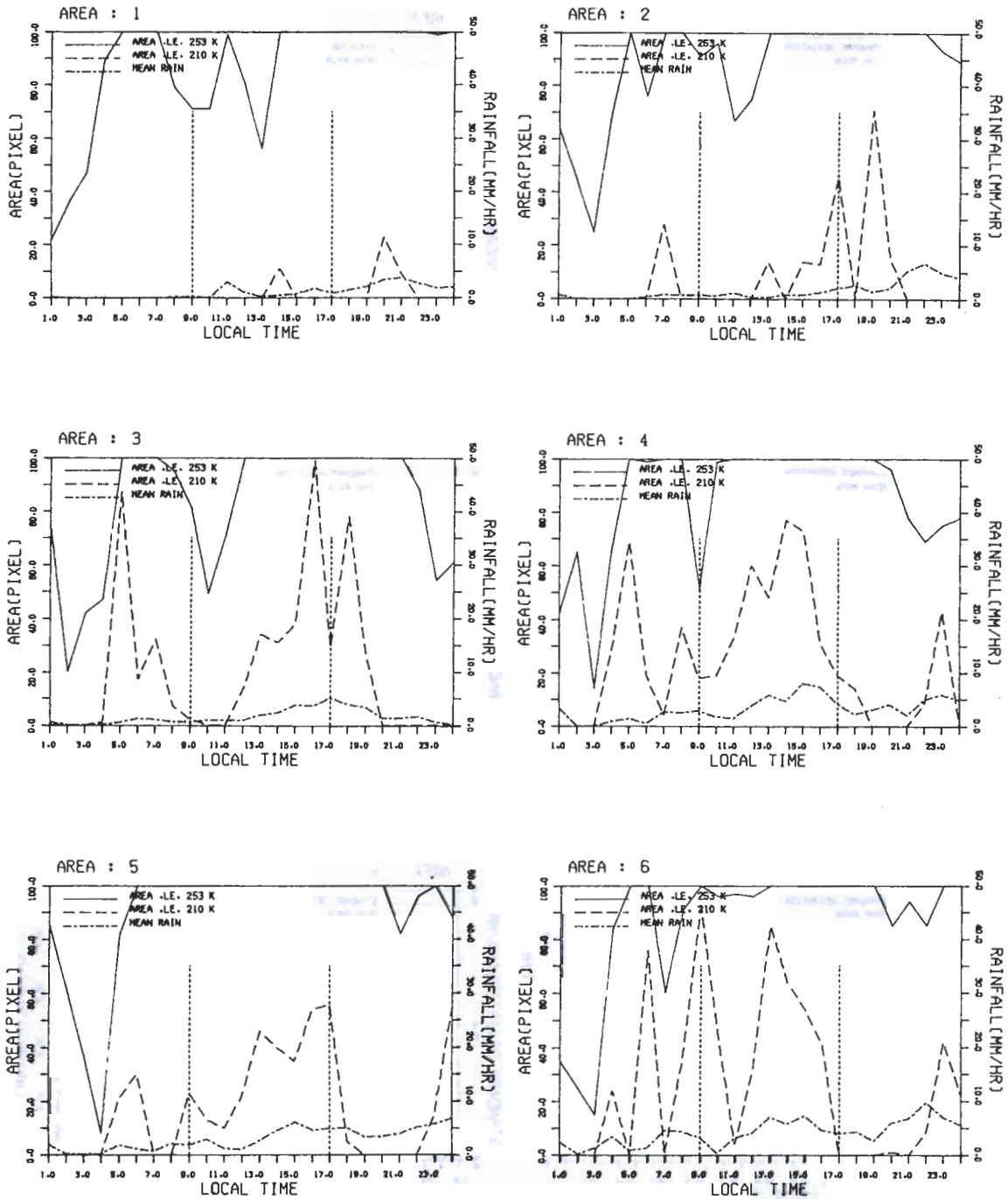


圖8d 6月22日10*10像元之各樣本研究區域中，雲面積對降雨率的逐時變化比較圖（未經可見光濾卷雲），其中‘——’表示亮度溫度小於235K的雲面積（單位為像元），‘-----’表示亮度溫度小於210K的雲面積（單位為像元），‘.....’表示平均降雨率（mm/hr）。

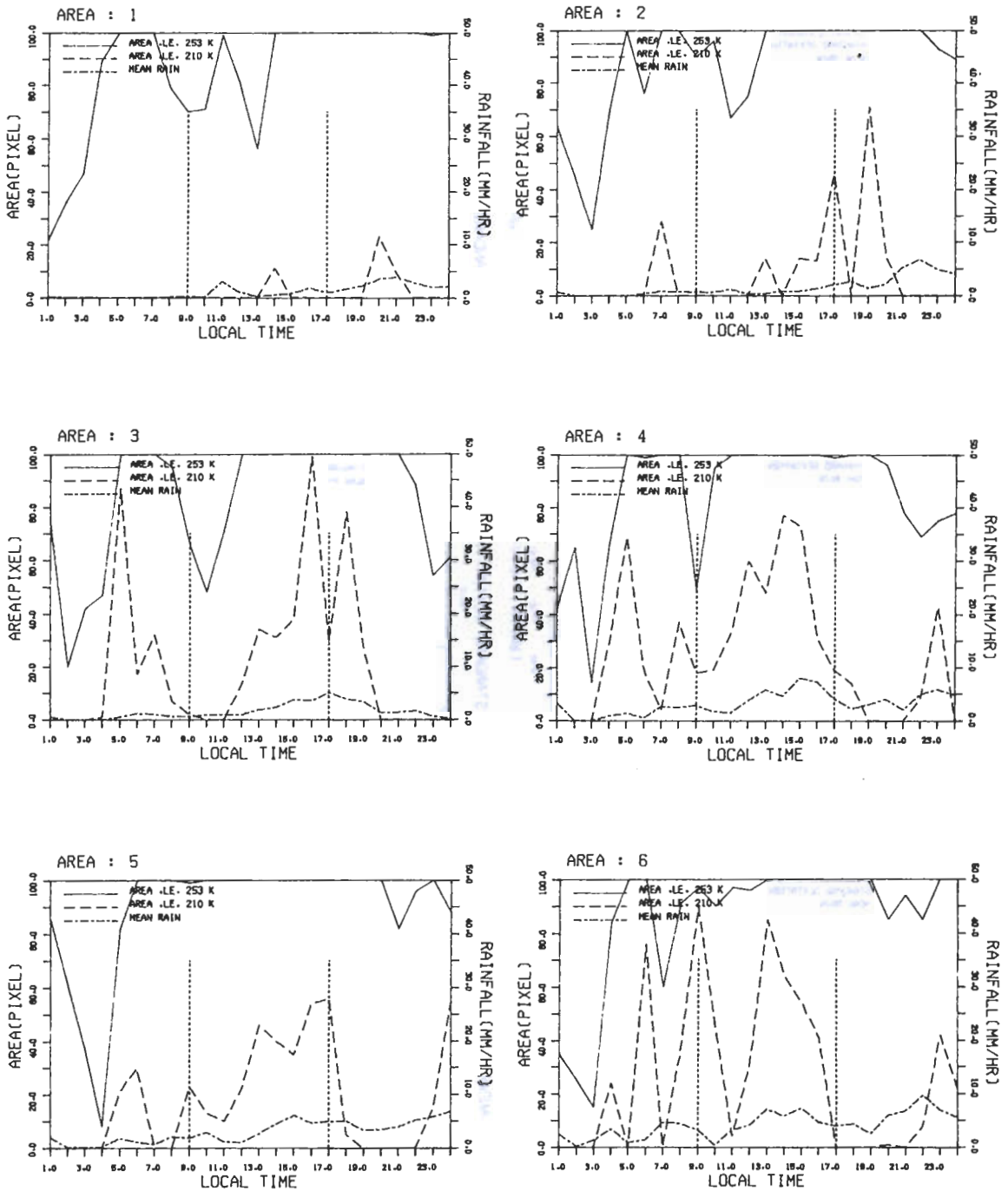


圖8c 6月22日10*10像元之各樣本研究區域中，雲面積對降雨率的逐時變化比較圖（經可見光濾卷雲，閾值為ALB<35%，TEMP<210K），其中“——”表示亮度溫度小於235K的雲面積(單位為像元)，‘-----’表示亮度溫度小於210K的雲面積(單位為像元)”，‘-----’表示平均降雨率(mm/hr)。

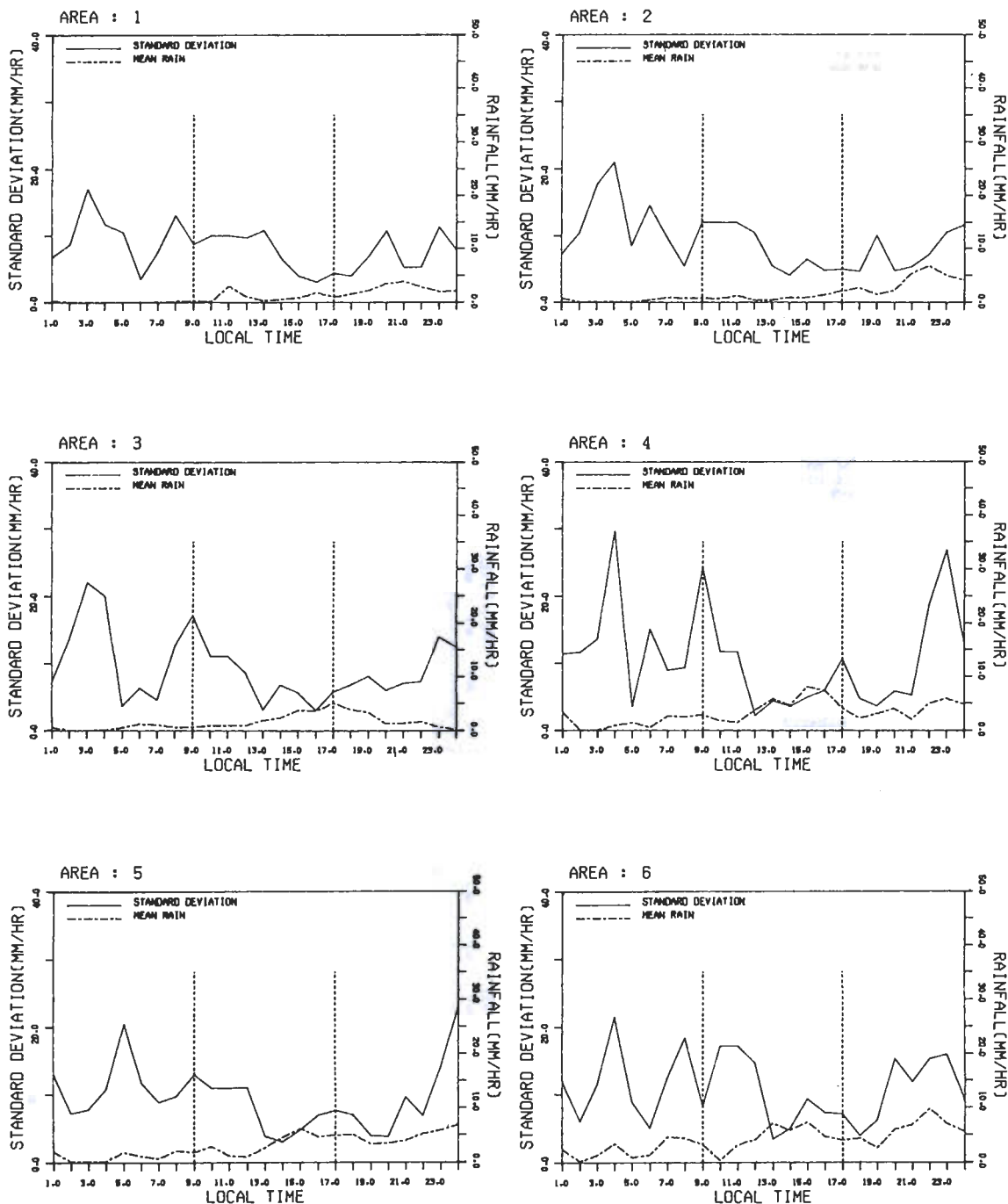


圖 8f 6月22日10*10像元之各樣本研究區域中，標準偏差對降雨率的逐時變化比較圖（經可見光濾卷雲，閾值為ALB<35%，TEMP<210K），其中‘——’表示標準偏差(mm/hr)，‘- - - -’表示平均降雨率(mm/hr)。

變化不大，(ii) 所有5項統計值中，除了標準偏差外皆大致與平均降雨率有良好的相關性，尤其是平均亮度溫度和最低亮度溫度與平均降雨率的相關性最好，而在雲面積與降雨率的相關性中，則A210要比A253對平均降雨率的相關性還要好，(iii)各統計值與平均降雨率間的相關性亦有與前述推論相違背之處，例如研究區域4中，0500時的平均亮度溫度與最

低亮度溫度以及標準偏差皆較0900時的值為低，且雲面積亦較0900時的值為大，但是其平均降雨率卻遠不如0900時的大小，而造成此種現象的原因，可能均有賴於未來更進一步的研究探討。

四、降雨估算模式的建立與驗證

表三 各統計參數在降雨估算模式之線性迴歸方程中的各參數係數值與其相關係數值。

編號	迴歸變數	係數	值	相關係數
1	A0,A1	28.645,-0.103		43.91 %
2	A0,A2	3.983,0.0358		4.46 %
3	A0,A3	32.996,-0.131		48.05 %
4	A0,A4	0.623,0.047		36.01 %
5	A0,A5	3.574,0.080		40.14 %
6	A0,A1,A2	28.764,-0.107,0.093		45.36 %
7	A0,A1,A4	31.534,-0.113,0.007		43.99 %
8	A0,A3,A5	26.296,-0.102,0.036		50.21 %
9	A0,A1,A2,A4	30.857,-0.114,0.092,-0.005		45.40 %
10	A0,A1,A2,A5	21.781,-0.078,0.077,0.037		47.46 %
11	A0,A1,A3,A5	26.855,-0.009,-0.095,0.034		50.24 %
12	A0,A1,A2,A3,A5	29.37,0.041,-0.126,-0.155,0.036		51.10 %
13	A0,A1,A3,A4,A5	14.783,0.034,-0.094,0.022,0.047		50.76 %
14	A0,A1-A5	17.105,0.086,-0.127,-0.156,0.023,0.049		51.63 %
15	A0,A6-A10	-1.297,0.122,-0.130,-0.117,0.037,0.091		56.43 %
16	A0,A11-A15	-6.442,0.118,-0.060,-0.095,0.044,0.096		56.30 %
17	A0,A16-A20	13.298,-0.058,-0.033,0.014,-0.002,0.059		47.44 %
18	A0,A21-A25	35.298,0.122,-0.213,-0.262,-0.015,0.057		60.18 %
19	A0,A26-A30	12.438,0.110,-0.212,-0.167,0.053,0.086		63.51 %
20	A0,A31-A35	23.147,0.095,-0.172,-0.185,0.016,0.051		49.38 %
21	A0,A36-A40	17.694,-0.023,0.068,-0.041,0.028,0.182		41.54 %
22	A0,A41-A45	7.843,0.024,0.063,-0.035,0.041,0.115		52.77 %
23	A0,A46-A50	15.741,0.023,-0.155,-0.073,0.004,0.212		44.70 %
A0:常數項 A1:平均溫度 A2:標準偏差 A3:最低亮度溫度 A4:雲面積 (<253K) A5:雲面積 (<210K) A6-A10:同A1-A5,但經可見光影像修正 (ALB<35% TB<230K) A11-A15:同A1-A5,但經可見光影像修正 (ALB<35% TB<210K) A16-A20,A21-A25,A26-A30:同A1-A5,但為樣本區 1, 4, 5, A31-A35,A36-A40:同A1-A5,但為 (8*8)及 (5*5) 樣本區,A41-A45,A46-A50:同A31-A40,但經可見光影像修正 (ALB<35% TB<230K)				

4.1 各估算模式的建立

為了比較各統計參數對平均降雨率的相關性，以做為建立衛星資料估算降雨模式取捨的參考，本研究遂依各參數順序，以線性迴歸法計算出二十三項迴歸方程式，其中每個參數的係數值與各方程式的相關係數如表三所示。其中第1個到第14個方程式是為比較5個統計參數其個別或合成組合對平均降雨率的相關性，第15個和第16個方程式基本上與第14個方程式相同，但分別為經不同方法之可見光濾除卷雲後的模式，第17個到第19個方程式是10*10像元之研究區域中第1, 4, 5樣本研究區之降雨估算模式，第20和第21個方程式亦與第14個方程式相同，不過其分別為8*8和5*5像元的樣本區域之模式，而第22個和第23個方程式則是為了比較8*8, 5*5像元之研究區域其經可見光濾除卷雲的前後模式變化情形，亦即其與第20個和第21個方程式相同，不過分別已經經過閾值為ALB < 35%和TEMP < 230K之卷雲濾除法之修正。

4.2 模式之討論及驗證

表三中由第1到第5項之相關係數顯示在單一參數的模式中，最低亮度溫度與平均降雨率的相關性最佳（相關係數=48.05%），而標準偏差與平均降雨率的相關性最差（相關係數=4.46%）。此外由第4和第5項之相關係數的比較顯示A210較A253對平均降雨率的相關性為好。而比較表3中第6到第14項之相關係數值則顯示，在多重參數的模式中以第14個方程式（即五個參數合用的模式）對平均降雨率的相關性最好（相關係數=51.63%），而此模式若經不同閾值的可見光影像濾除卷雲後（本研究應用二種閾值）得到的模式相關係數分別為56.43%及56.30%。由此可知，經可見光修正後的模式確有改善，但並不明顯。由其相關係數值亦表明若只改變閾值中的平均亮度溫度值（即將 < 230K改為 < 210K），則加入此二閾值的模式對降雨的相關性幾乎不相上下。表中第17到第19項為分別以三個10*10像元研究區域（區域1、4與5）中的統計資

表四 由所有5個統計參數建立的模式所估算的降雨量，與相同時間之逐時地面雨量觀測資料比較所得之分布百分比（%）。（上表為未經可見光濾除卷雲之結果，下表為經可見光濾除卷雲之結果）

日期	觀測												
	NR				MR				HR				
	21	22	23	24	21	22	23	24	21	22	23	24	
估算	NR	91.7	45.5	0	2.2	21.8	4.7	22.3	20	20	0	0	1.6
	MR	8.3	54.5	100	97.8	53.2	49.3	71.3	64	40	35.4	52.6	36.2
	HR	0	0	0	0	25	46	6.4	16	40	64.6	47.4	62.2
資料數	12	22	6	22	32	63	94	50	20	59	38	66	

日期	觀測												
	NR				MR				HR				
	21	22	23	24	21	22	23	24	21	22	23	24	
估算	NR	100	0			42.9	0	0	0	50	0	0	0
	MR	0	100			35.7	50	90.6	62.5	25	8	63.6	30
	HR	0	0			21.4	50	9.4	37.5	25	92	36.4	70
資料數	6	1	0	0	14	28	32	8	8	25	22	40	

HR : RAIN ≥ 5 mm/hr MR : 0.5 mm/hr ≤ RAIN < 5 mm/hr
 NR : RAIN < 0.5 mm/hr

料所建立的模式，結果顯示嘉南山地地區（樣本區域5）的模式對降雨率的相關性最佳，而北部地區（樣本區域1）相關性最差其相關性分別為63.51%和47.44%。8*8像元與5*5像元樣本研究區域的模式在未經可見光修正時的相關係數分別為49.38%和41.54%，顯然都未較10*10像元樣本研究區的模式佳；而經可見光修正後的相關係數分別增為52.77%和44.70%，此雖表示模式獲得改善，但因增加的幅度不大，因此代表改善的情形有限。

總括上述，雖然可能因為統計參數仍不夠多，以致於模式的相關係數最高僅為63.51%，不過在所有的模式中依然能夠比較出較佳的模式以及探討模

式間的變化。本研究乃據此選擇表中第十四個方程式及其以可見光濾卷雲模式（第十五項）做為衛星資料估算降雨之驗證模式，此外亦選擇表中第十九項模式分別以第1、4、5樣本區域的資料檢驗之，以探討平均降雨率的區域特性。

本研究之衛星降雨估算值與地面雨量觀測值之比較結果如表四、表五與表六所示，而逐時衛星資料估算與地面觀測降雨率的比較則如圖9a、9b與9c所示。表四、表五與表六所示的為估算之降雨型態在實測降雨型態中所佔的比例，表四中的上表是以所有六個樣本研究區域中的5個衛星資料統計值為參數但未經可見光影像濾卷雲的模式所估算得

表五 1991年6月21日至24日由區域5的5個統計參數建立的迴歸模式，分別應用於區域1、4、5中所估算得之降雨量，與相同時間之逐時地面雨量觀測資料比較所得之分布百分比（%）。（上表，中表，下表分別為區域1、4、5之結果）

日期	NR				觀				測			
	21	22	23	24	21	22	23	24	21	22	23	24
估算	NR	87.5	12.5	0	0	28.5	8.2	31.7	28.6	0	0	0
	MR	12.5	75	100	75	42.9	41.7	63.6	28.6	0	0	0
	HR	0	12.5	0	25	28.6	50.1	4.7	42.8	100	100	100
資料數	8	8	1	4	7	12	22	14	1	4	0	5

日期	NR				觀				測				
	21	22	23	24	21	22	23	24	21	22	23	24	
估算	NR	100	50	0	0	11.1	0	12.4	0	33.4	0	0	7.7
	MR	0	50	0	60	33.4	25	56.3	40	16.6	28.6	16.7	0
	HR	0	0	100	40	55.5	75	31.3	60	50	71.4	83.3	92.3
資料數	1	2	1	5	9	8	16	5	6	14	6	13	

日期	NR				觀				測			
	21	22	23	24	21	22	23	24	21	22	23	24
估算	NR	100	75	0	25	0	7.7	12.5	20	0	0	0
	MR	0	25	50	37.5	25	69.2	62.5	20	0	20	7.7
	HR	0	0	50	37.5	75	23.1	25	60	100	80	92.3
資料數	3	3	0	2	8	8	13	8	5	13	10	13

HR : RAIN ≥ 5 mm/hr MR : 0.5 mm/hr ≤ RAIN < 5 mm/hr
 NR : RAIN < 0.5 mm/hr

到的降雨率，並以與其同時間之1991年6月21日至24日的地面觀測資料比較的結果。下表則為經可見光濾卷雲後的結果。由表中可看出本模式以估算中雨(MR)的結果最好也最穩定，其平均估算準確度為59.5%，估算無雨(NR)的結果變化較大，可由0至91.7%，而大雨(HR)的平均估算準確度則為53.6%。若由下表之結果則可知經可見光影像濾卷雲後，中雨平均估算準確度提高為59.7%，大雨的平均估算準確度為56%，至於小雨的平均估算準確度則由於資料數太少，所以很難在此下評斷。雖然以可見光濾除卷雲後的估算準確度略有提高但是改變的並不

多。此外由表中另可看出本模式對降雨的估算普遍有高估的現象，例如觀測為中雨而估算為大雨的比率較估算為無雨的比率大，此點可能是卷雲沒有濾盡的緣故。

表五是以研究區域5的5個統計資料做迴歸分析所得到的模式，分別應用在研究區域1(上表)、4(中表)、與5(下表)中的估算與觀測之比較結果，由表中依然可見無雨的準確度變化仍大，而降雨率高估的情形仍普遍存在，而與前述不同的是大雨的估算在此的準確度非常高，尤其在研究區域5中的平均估算準確度高達83%，而在研究區域1中，

表六 同表五，但為應用所有研究區域的5個統計參數建立的模式為降雨量估算模式。

日期	觀 測												
	NR				MR				HR				
	21	22	23	24	21	22	23	24	21	22	23	24	
估 算	NR	87.5	12.5	0	0	28.5	8.3	31.8	28.6	0	0		0
	MR	12.5	87.5	100	100	42.9	83.4	68.2	64.3	0	50		100
	HR	0	0	0	0	28.6	8.3	0	7.1	100	50		0
資料數	8	8	1	4	7	12	22	14	1	4	0	5	

日期	觀 測												
	NR				MR				HR				
	21	22	23	24	21	22	23	24	21	22	23	24	
估 算	NR	100	50	0	0	11.1	0	11.8	0	33.3	0	0	7.7
	MR	0	50	100	100	55.6	12.5	82.4	60	0	28.6	40	15.4
	HR	0	0	0	0	33.3	87.5	5.8	40	66.7	71.4	60	76.9
資料數	1	2	1	5	9	8	16	5	6	14	6	13	

日期	觀 測												
	NR				MR				HR				
	21	22	23	24	21	22	23	24	21	22	23	24	
估 算	NR	100	66.7		0	25	0	7.1	12.5	20	0	0	0
	MR	0	33.3		100	37.5	37.5	85.5	75	80	30.8	44.4	23.1
	HR	0	0		0	37.5	62.5	7.4	12.5	0	69.2	55.6	76.9
資料數	3	3	0	2	8	8	13	8	5	13	10	13	

HR : RAIN ≥ 5 mm/hr MR : 0.5 mm/hr ≤ RAIN < 5 mm/hr
NR : RAIN < 0.5 mm/hr

因在資料數不多的情況下，平均估算準確度更高達100%，不過中雨的平均估算準確度卻較前述為低。大抵說來在嘉南地區，尤其是嘉南的山區，具有較高的高估降雨率的傾向，這種現象在表六中亦可發現，表六是以同表四中所用的模式分別應用在研究區域1、4、5中的結果。比較表五和表六可以發現嘉南山區的模式在估算大雨的準確度較高，而區域平均的模式（表三的第14項模式）則在中雨的估算上準確度較高。總括上述可知降雨的確會因區域的

不同而有所差異，亦即降雨是具有區域性特徵的。

圖9a是以同表五的估算與觀測結果繪製的實測與估算雨量比較圖。上，中，下圖分別為在研究區域1，4與5中的結果，圖9b是以同表四中上表所用的模式分別應用在區域1（上圖），區域4（中圖）與區域5（下圖）中的估算與實測降雨結果，圖9c則同圖9b但為經可見光修正後的結果。圖9a,b,c中的橫座標為六月二十一日0900時至六月二十四日2400時的時間序列，其中二十三日1800時與二十四日1600時

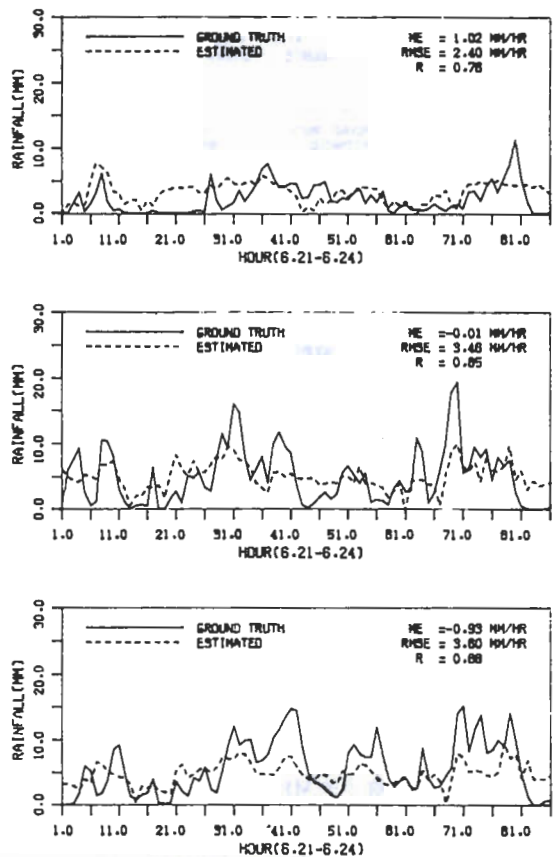
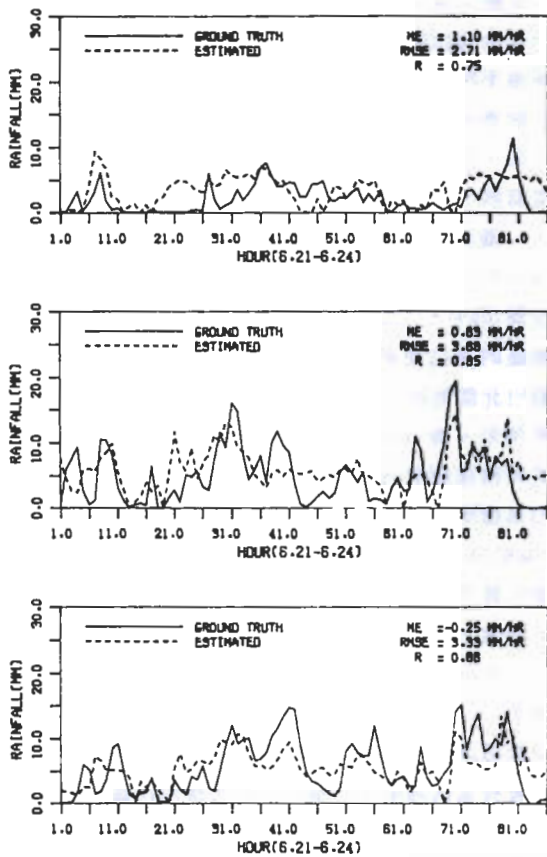


圖9a 以區域5的5個統計值資料迴歸所得的模式，分別應用在區域1、4、5中的估算降雨率與實測降雨率之比較圖，圖上為區域1，圖中為區域4，圖下為區域5之結果。其中實線表示實測降雨率，虛線表示估算降雨率。

圖9b 以所有六個研究區域的5個統計值迴歸但未經可見光修正的模式，應用在區域1、4、5中的估算降雨率與實測降雨率之比較圖，圖上為區域1，圖中為區域4，圖下為區域5之結果。其中實線表示實測降雨率，虛線表示估算降雨率。

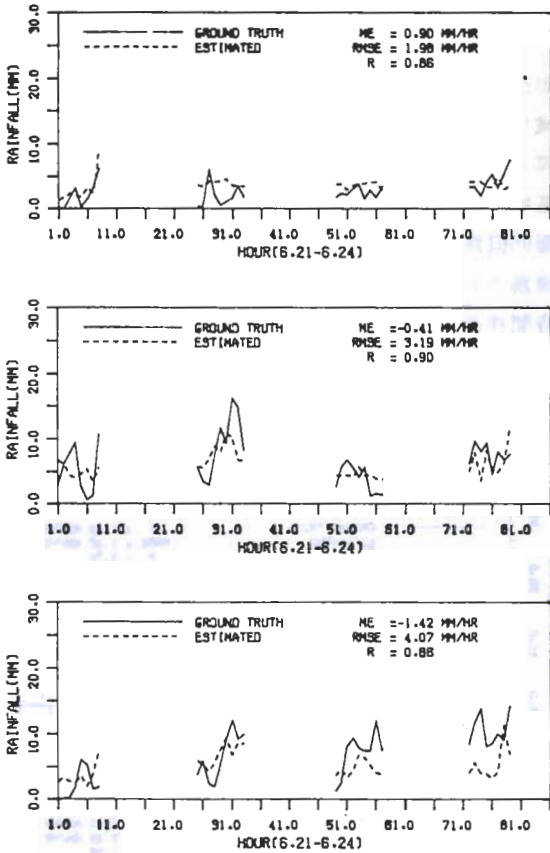


圖 9c 同圖 9b，但為經可見光濾卷雲後之結果。

的資料欠缺，故總共有 86 筆資料。由於可見光影像接收的時間為每日 0900 時至 1700 時，所以用可見光修正後的結果（圖 9c），僅能夠在上述的時間內比較出估算與實測降雨率間的關係。

圖 9a 至 9c 中標示的 ME 代表估算與實測降雨率間的平均誤差，若 ME 為正，則表示有平均高估降雨率的情形，其值愈大則高估的現象愈明顯；反之若為負，則表示有平均低估降雨率的情形。而圖中標示的 RMSE 代表估算與實測降雨率間的均方根誤差，此值可以將整個時間序列中的估算與實測降雨率間之差異表示出來。另外圖中標示的 R 值是估算與實測降雨率間的相關係數。

再深入分析，由圖 9a 中可以看出，以嘉南山區的統計資料迴歸得到模式若應用在北部地區時，估

算與實測降雨率間的平均誤差為 1.10mm/hr，這比嘉南平原的 0.83mm/hr 及嘉南山區的 -0.25mm/hr 都高，這顯示出以此模式應用在北部地區時會造成比應用在南部地區較為高估降雨率的情形。而嘉南地區（研究區域 4）的均方根誤差達 3.68mm/hr，此點卻顯示此模式應用在此地區的估算值與觀測值差異較大。但由相關係數 R 值之大小又可以看出此模式較不適用於北部地區 (R=0.75)。若以表三的第 14 項模式分別應用在北部地區及嘉南平原和嘉南山區，其結果如圖 9b 所示，則會發現應用在北部地區有較為高估降雨率的情形，因區域 1、4、5 的 ME 值分別為 1.02mm/hr，-0.01mm/hr 與 -0.93mm/hr。此值亦代表若此模式應用在嘉南平原，尤其是嘉南山區，則平均有稍為低估的結果。而由相關係數值上仍可以發現應用在北部地區時，所獲得的結果較不理想。若比較圖 9b 與圖 9c，可以發現以可見光影像濾卷雲的結果，會使得降雨率估算值皆下降，不過下降的幅度有限。

圖 10a 與圖 10b 分別同圖 9a 與圖 9b，但其橫座標為以 6 小時為單位，而縱軸為六小時的累積雨量。在圖 10a 中，若與嘉南山區比較，則亦可以看出北部地區的高估降雨率情形，而由圖 10b 中也可以明顯看出北部地區的高估降雨率與嘉南地區的低估降雨率情形。圖 11a 與圖 11b 亦分別同圖 10a 與圖 10b，但其時橫座標改為以 12 小時為單位，而縱軸為 12 小時的累積雨量。由圖 11a 和 11b 中所顯示的結果亦與圖 10a 和 10b 的結果類似，由圖中的相關係數值可以判斷估算與實測降雨率間較短時間之累積雨量為吻合的結果，其中嘉南山區的 R 值甚至高達 97%。

由以上的結果可知，若以嘉南山區的迴歸模式應用在北部地區，則會有高估降雨率的情形；若以全部統計資料迴歸得到的模式應用在北部地區，則亦會有高估降雨率的情形，但若應用在嘉南山區，則會有低估降雨率的結果。因此可證明臺灣地區的不同區域確實會有不同的降雨特性，即在相同的統計迴歸條件下，嘉南山區會平均降下較北部地區為大的降雨率。這使得在嘉南山區建立的降雨估算模式若應用在北部地區時會造成高估，而在北部地區建立的降雨估算模式若應用在嘉南地區時會造成低估的結果。因此，在臺灣地區應用同步衛星資料估算對流降雨時，應同時建立不同區域的估算降雨模式，如此才能較準確地於臺灣各地區應用衛星資料

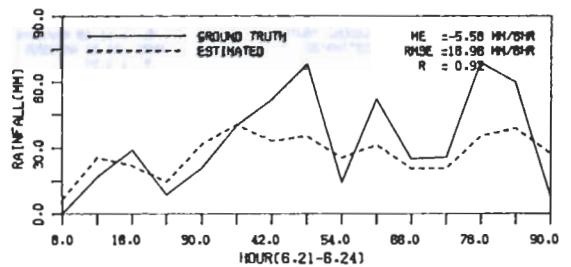
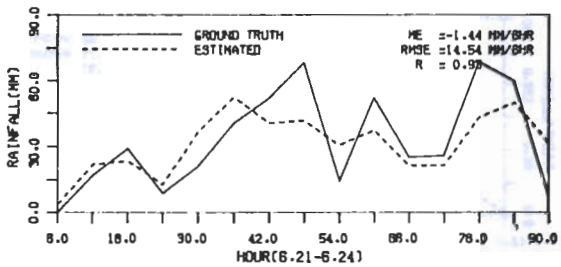
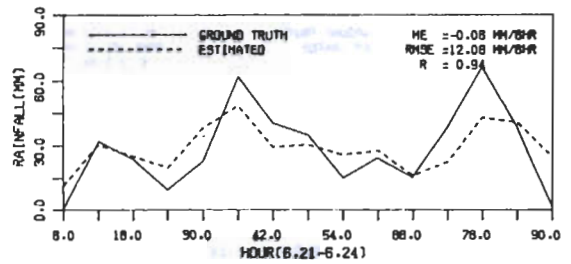
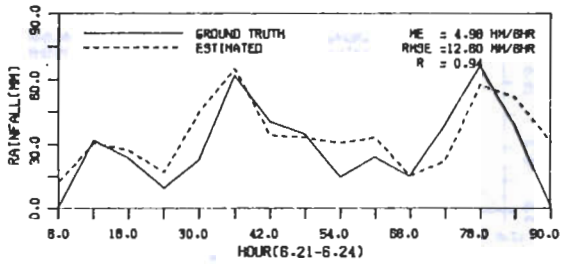
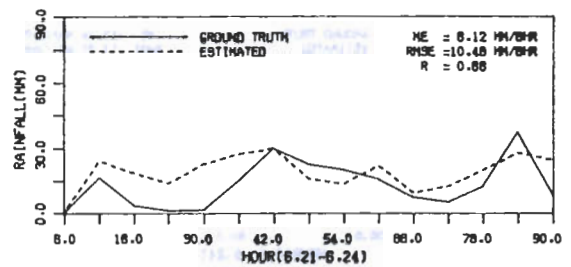
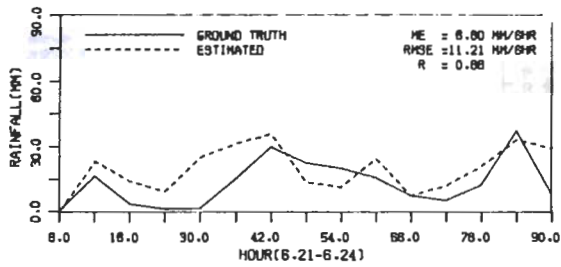


圖 10a 同圖 9a, 但為六小時累積雨量比較圖。

圖 10b 同圖 9b, 但為六小時累積雨量比較圖。

估算降雨。

由以上的結果亦可知本研究所使用的模式，在12小時的累積雨量估算上，具有還不錯的結果。這可以由其RMSE與R值顯示出來，圖11a與11b中的RMSE值平均大約為18mm/12hr，也就是平均每小時大約為1.5mm，反觀圖9a、9b與9c之RMSE值則大約為3.5mm/hr。圖9中的R值平均大約為0.83，但圖11中的R值平均大約可達0.94，由此可知在12小時的累積雨量估算上，確實具有較良好的結果。同時在圖9中亦可發現24日後6小時的降雨率估算與實際間誤差頗大；由於上述時間為此波豪雨期的尾聲，所以亦符合本研究在前述的推論，亦即若於對流雲發展的衰老期時，由於雲頂最低亮度溫度並非位於對流雲塊的正上方，因此此時應用本研究方法時，

即可能造成相當大的估算誤差。由此可知不同的雲團生命期亦具有不同的降雨特性，因此，以衛星資料估算降雨時，為了考慮不同的雲團生命期，不但要建立不同季節的估算降雨模式，在模式建立的時候，更要包括雲團生命期中其發展期與消散期之長時期的各種統計資料，這樣才能使估算模式更具包容性與實用性。

雖然降雨之估算與實測值之間仍在部分時間出現較大的差距，但大體而言，模式已能掌握降雨的趨勢，至於誤差的原因，可能是受卷雲影響，亦可能是受設定閾值不恰當所造成的影響，而地面雨量測站的分布不均也可能是造成誤差的重要原因之一，因為對流降雨是非常區域性的，若分佈不均，則極易造成地面觀測平均降雨率的誤判，如此則難以

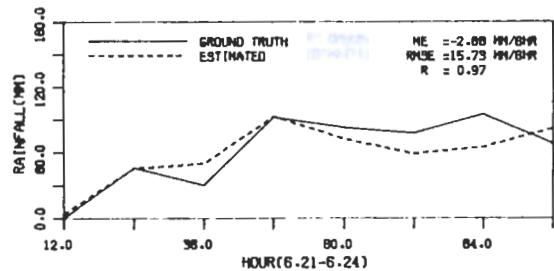
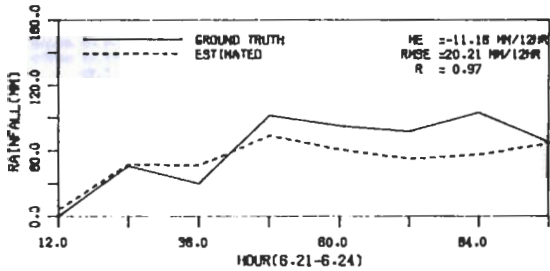
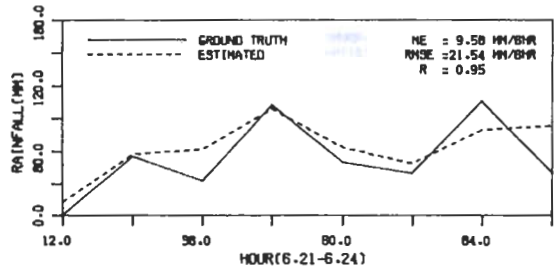
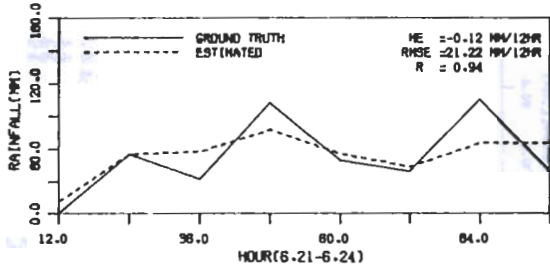
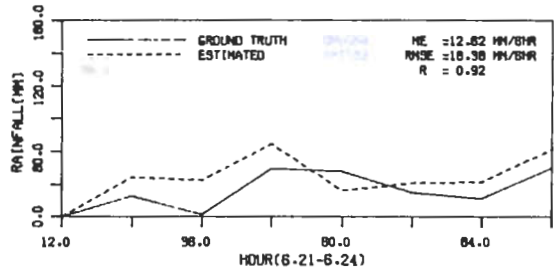
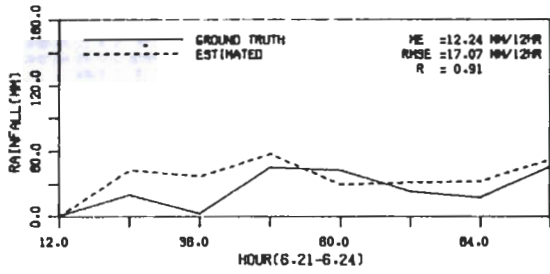


圖 11a 同圖 9a, 但為十二小時累積雨量比較圖。

圖 11b 同圖 9b, 但為十二小時累積雨量比較圖。

分辨衛星估算值的準確與否, 此外由於降雨的變化相當大, 故參數的選取對降雨的影響是必然的, 所以參數選擇若不夠廣泛地具代表性則亦是造成誤差的原因之一。

五、結論與展望

臺灣地區雖然狹小, 但本研究發現降雨仍然會因地區的不同而展現不同的降雨特性, 在統計迴歸條件相近的情形下, 在嘉南地區, 尤其是嘉南山區可能會出現比北部地區較大的降雨率。由此可見降雨確實有其地方特性, 因此以衛星估算臺灣地區降雨時, 建立各區域的地區性降雨估算模式是必需的。

應用見光濾除卷雲的效果在本研究中可以窺見, 但是並不明顯, 這可能是因為反照率的閾值(35%)並不恰當所致, 不過最可能的原因仍是因本研究所採用的資料均為發展旺盛的對流雲系, 所以大部分卷雲底下仍存在較厚實的中低層雲團, 因此使得卷雲的濾除功能難以發揮。此外濾卷雲的效果不明顯另可能的原因為如圖 5 所示, 由於太陽斜視在影像上會造成陰影, 此陰影的部分可能亦是雲厚多雨的地區, 如此也會造成模式降雨的誤估而造成誤差。

本研究亦發現 10*10 像元的大區域內, 最低亮度溫度的所在地為對流雲區的頂, 而非 Rainbird (1969) 所謂的在卷雲層上, 形成此點的原因與可能結果的推測, 亦均與本研究的結果相當一致。研究結果也顯示降雨率與本研究所採用的五項統計

值中，以最低亮度溫度的相關性最佳（相關係數為48.05%），而以標準偏差的相關性最差（相關係數為4.46%）。

應用五項統計參數且以全部統計資料為樣本的模式發現無雨、中雨與大雨的平均準確率分別為34.9%，59.5%及53.6%。若以可見光濾卷雲，則中雨、大雨的準確率增為59.7%及56%。由此結果可知本模式對中雨與大雨的估算準確度較好，對無雨的估算準確度最低。本研究的驗證結果顯示部分的估算準確度很低，原因之一是用線性迴歸法將降雨率依5mm/hr及0.5mm/hr區分為大，中與無雨的三種型態，這會造成在5或0.5mm/hr附近的降雨率雖大小相近，但卻被分為不同的二類。由6或12小時的累積雨量的驗證上可以獲得較為理想的估算結果，尤其是在嘉南地區，可以得到較逐時雨量驗證時（圖9a,9b,9c）為低的RMSE值與比較高的R值，由此可見此模式較適合於在嘉南地區做較長時間的降雨估算。

應用衛星資料估算臺灣地區的對流降雨，由研究結果來看是很可行的，雖然部分結果不如預期中的理想，但這些誤差推測可以經模式的改良而得到改善。若能針對本研究的結果而做以下的改良，應該會得到更好結果：

- (1) 慎選更多更具相關性的統計參數。
- (2) 由於降雨的變化非常大，各雲類對降雨的貢獻差距甚大，因此在做降雨估算前將雲團依降雨類型分類，並且分出對流雲團生命期間的各個階段，如此將能提高降雨估算的準確度。
- (3) 加強應用見光濾除卷雲的能力，一方面由慎選閾值著手，一方面由解決可見光之陰影部分著手。
- (4) 由驗證結果可知，臺灣地區的降雨率亦具有地方的特性，因此臺灣地區的降雨模式亦應區分為各地方的區域模式（至少應分區為北、南與東等區的模式），這樣才有助於估算準確度的提升。
- (5) 應建立各季節的各別模式，這樣才有助於瞭解各季節間的降雨變化情形，也才能夠由此進而分析大氣能量及水汽交替的變化。
- (6) 區域內地面平均降雨率的計算結果關係到模式準確度的正確性，因此在做迴歸模式之前必需

得到最少誤差的地面平均降雨率。由此可知，尋求一個具代表性的平均降雨率計算方法，亦是未來極為迫切的工作之一。

參考文獻

- 曾忠一，1988：大氣衛星遙測學。國立編譯館，臺灣臺北，630頁。
- Barrett, E.C., 1970: The estimation of monthly rainfall from satellite data. *Mon. Wea. Rev.*, 98, 322-327.
- Barrett, E.C., 1971: The tropical Far East: ESSA satellite evaluations of high season climatic patterns. *Geog. J.* 137, 535-555.
- Barrett, E.C., and D.W. Martin, 1981: *The Use of satellite data in rainfall monitoring*. Academic Press, 340pp.
- Griffith, C.G., W. L. Woodley, P. G. Grube, D. W. Martin, J. Stout, and D. N. Sikdar, 1978: Rain estimation from geosynchronous satellite imagery — visible and infrared studies. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1153-1171.
- Negri, A. J., AND R. F. Adler, 1987a: Infrared and visible satellite rain estimation. part I: A grid cell approach. *J. Climate appl. Meteor.*, 26, 1553-1564.
- Negri, A. J., AND R. F. Adler, 1987b: Infrared and visible satellite rain estimation. part II: A cloud definition approach. *J. Climate appl. Meteor.*, 26, 1565-1576.
- O'Sullivan, F., C. H. Wash, M. Stewart, and C. E. Motell, 1990: Rain estimation from infrared and visible satellite GOES data. *J. Appl. Meteor.*, 29, 209-223.
- Rainbird, A. F., 1969: Some potential applications of meteorological satellites in flood forecasting. In *Hydrological forecasting*, Proceedings of the WMO-UNESCO Symposium on Hydrological Forecastings, Australia. World Meteorological Organization,

Technical Note No. 92, WMO No. 228, TP. 122, 73-80.

Stout, J. E., D.W. Martin and D. N. Sikdar, 1979: Estimating GATE rainfall with Geosynchronous satellite image. *Mon. Wea. Rev.* 107, 585-598.

Tsonis, A. A., and G. A. Isaac, 1985: On a new ap-

proach for instantaneous rain area delineation in the midlatitudes using GOES data. *J. Climate Appl. Meteor.*, 24, 1208-1218.

Wu, R., J. A. Weinman, and R. T. Chin, 1985: Determination of rainfall rates from GOES satellite images by a pattern recognition technique, *J. Atmos. Oceanic technol.*, 2, 314-330.

Applying Satellite Data to Estimate Convective Rainfall

Gin-Rong Liu Kuei-Pao Lu Tian-Yow Shyu

Center for Space and Remote Sensing Research, National Central University
Weather Central, Weather Wing, Chinese Air Force
Weather Wing, Chinese Air Force

(manuscript received 20 June 1992; in final form 10 August 1992)

ABSTRACT

Precipitation is a very important factor in energy transport in tropical area. The change and transport of energy or water vapor can be understood through the estimation of precipitation. Because water surface is the most part of tropical area, the weather station is very scarce in this region. Therefore, one of the best methods used to measure the rainfall is applying the geostationary satellite data. It is not only good in spacial coverage, but also good in temporal continuity.

The heavy rainfall that occurred in June 21-24, 1991 made Taiwan area in flood and caused a very huge damage. This study applied the infrared and visible data observed in the same time period by the geostationary satellite, GMS-4, and combined with surface rain gauge data to find out the optimal model of rainfall estimation. The optimal area size of rainfall estimate for satellite data application and the precipitation characteristic of different region for convective rainfall were diagnosed in this study. Using visible data to filter out cirrus influence was also discussed.

The research results showed that the correlation coefficient between the average rainfall rate and the regression parameters is 51.63% if the mean brightness temperature, standard deviation, minimum brightness temperature, cloud area where the temperature is colder than 230K, and cloud area where the temperature is colder than 210K are used as regression parameters. The correlation coefficient will increase to 56.43% if visible data is applied to filter out cirrus cloud. The percentage of correct estimation is 59.5% for middle rainfall rate, and is 53.6% for heavy rainfall rate. If visible data are applied to filter out cirrus cloud, the percentage of correct estimation will increase to 59.7% and 56%, respectively. Because the samples are scarce, it hasn't the verification for light precipitation in this research. The results also showed that the optimal area size for rainfall estimation is 10x10 pixel size and there existed local characteristics in convective precipitation in Taiwan area.

Key Words: Satellite Remote Sensing, Rainfall estimation.