

應用同步衛星資料對臺灣地區對流降雨的研究

呂 貴 寶

空軍氣象中心

摘 要

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。本文即利用該時段的同步衛星GMS-4中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，以期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面積，同時亦驗證對流降雨在臺灣地區是否因地區不同而有不同的特性，以可見光影像濾除卷雲的遮蔽效果亦是本研究的目地之一。

研究結果顯示，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253K的雲面積，以及溫度小於210K的雲面積）為參數的回歸模式與平均降雨率的相關係數為51.63%，經可見光濾除卷雲後的相關係數升為56.43%。以未經可見光濾除卷雲的模式做驗證，可發現估算中雨的準確率為59.5%，估算大雨的準確率為53.6%，經可見光濾除卷雲後的估算準確率在中雨與大雨分別為59.7%與56%，小雨部分由於資料數少而難以比較。最佳估算面積經模式證明為 10×10 像元的面積。由模式的驗證中可知臺灣地區的對流降雨特性會因地區的不同而互異。

一、前 言

熱帶地區由於可用位能低，所以大部分擾動的能源是來自於伴隨降雨系統而來的潛熱釋放。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，透過雨量的估算乃是達成上述目的的方法之一。

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，因此利用數值方法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直接由影像資料透過模式運算做即時降雨估算，另一方面也可以提供相關資料予地面氣象站做其他方面的模式運算與研究。

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 E.C. 1970, 1971; Barrett and Martin, 1981），雲生命史法（Cloud Life-History Method: Stout, Martin and Sikdar, 1979），及型態確認法（Pattern Recognition Method: Wu R., J.A. Weinman and R.T. Chin, 1985; O'Sullivan et al, 1990）。雲指數法中的Bristol法（Barrett E.C., 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 E.C., 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, 這也是在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:

1. 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。
2. 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 R., J.A. Weinman and R.T. Chin, (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 $20 \times 20 \text{ km}$ 。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 $10 \times 10 \text{ km}$ 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%, 僅使用紅線線的誤差為39—42%; O'Sullivan認為同時使用兩個頻道的結果, 而比只使用一個頻道的結果並沒有多大的改善, 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, 這不利於做整體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進行分類。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

1. 資料時間

地面資料係指由中央氣象局測站及其轄有自動測站, 以及水利局各縣市自動測站測得之逐時降雨資料, 本研究中模式討論之樣本資料時間為六月二十二日01至24時, 模式建立之樣本資料時間為六月二十一日至二十四日之逐時降雨資料 (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二十四日的09至17時; 模式驗證時間為六月二十四日之09至17時, 白晝模式驗證時間為二十四日之09至17時, 同時六月二十一日至二十四日之樣本資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, 其分佈如圖1所示。

2. 地面雨量資料

在模式討論及模式建立時, 地面雨量資料的選取為樣本研究區域內的雨量網格值的平均值, 網格的大小為 0.05×0.05 (經緯度), 大約等於紅外線影像的元大小 ($5 \times 5 \text{ km}$), 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, 因此降雨率內插法為由每個網格點附近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。在模式中, 地區降雨率被分為三種型式, 即大雨 (HR), 其代表雨量等於或大於5 mm/hr, 中雨 (MR), 其代表雨量小於5 mm/hr但大於或等於0.5 mm/hr與無雨 (NR), 其代表雨量小於0.5 mm/hr。

為配合地面雨量資料的分佈, 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。

在六月二十一日, 由於第二與第三研究區之測站稀少, 故將此二個研究區資料捨棄不用。而

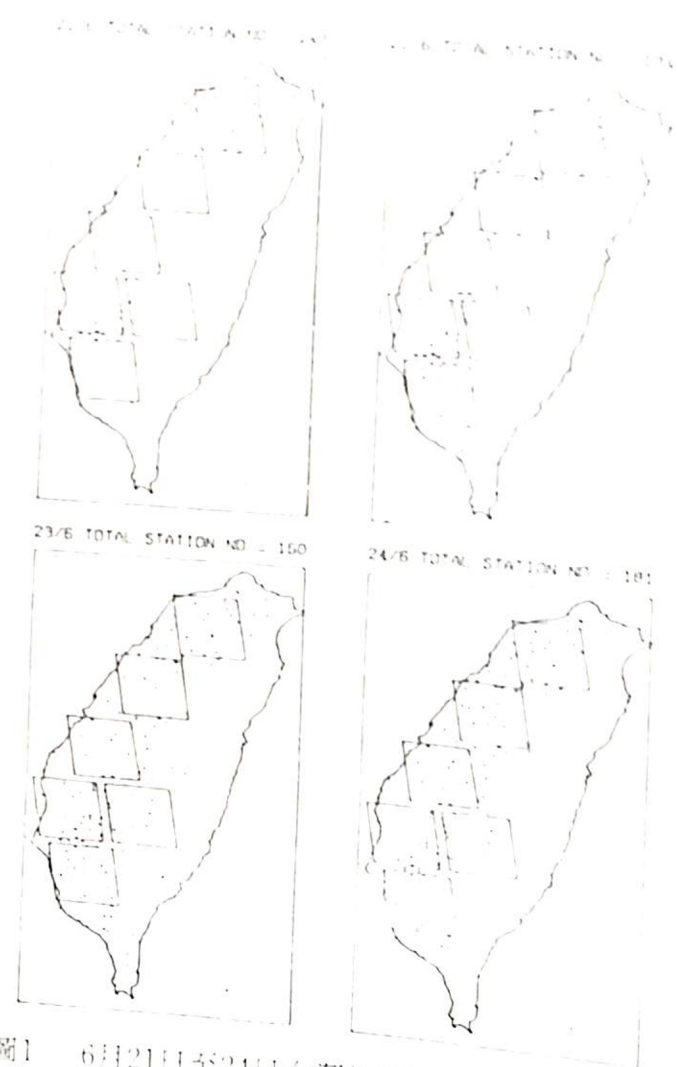


圖1 6月21日至24日台灣地區雨量測站分佈圖, 圖中小方塊是本研究中 10×10 像元的樣本研究區域

在 5×5 (像元) 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1所示。

3. 衛星影像資料

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 ($10.5 - 12.5 \mu \text{m}$) 以及可見光影像 ($0.5 - 0.75 \mu \text{m}$) 而模式討論、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約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。(若接收時間為08:30, 則對應地面雨量時間為09:00)

三、研究方法

1.本研究中的理論基礎

本研究的理論基礎以及在方法上的假設條件
如后所述：

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

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，表示對流雲系統發展愈深厚，則降雨愈大。

紅外線影像中的樣本研究區域內的標準偏差 (Standard Deviation) 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，表示區域內是愈均勻且發展愈高的雲，則平均降雨率愈大，若區域內平均亮度溫度愈高而標準偏差愈大，同理，則表示平均降雨率愈小或不會降雨。

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，其中定義雲面積的閾值 (threshold) 分為兩部份：

- (1) 亮度溫度小於253K的雲面積(A253): Griffiths, et al (1978)、Negri, et al (1987), 高於此值的雲面積愈大, 則降雨機會亦愈大。
- (2) 亮度溫度小於210K的雲面積(A210): 210K所在的高度約為對流層頂的高度, 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, 所以大於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, 則平均降雨愈大。

可見光影像中的樣本研究區域內的平均亮度 (Bean Brightness)，可以表示雲層的厚度，平均亮度愈大，表示平均降雨率愈大（或愈

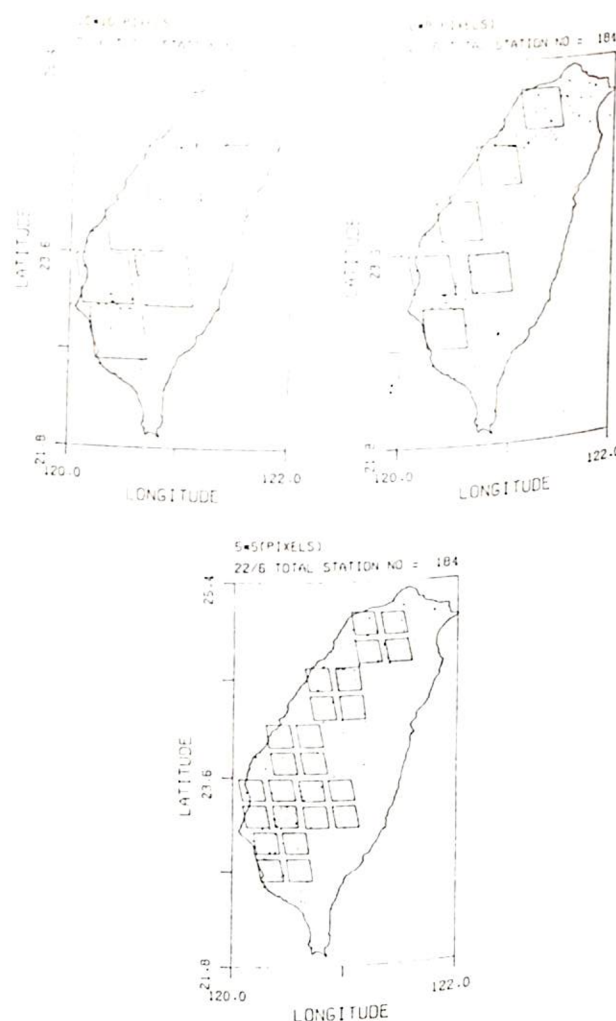


圖2 三種樣本究區分布圖 ($10 \cdot 10; 8 \cdot 8; 5 \cdot 5$ PIXEL)
易於降雨)。

2. 卷雲的濾除

亮度溫度低的部分可以同時包括了降雨較小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，使得衛星估算的降雨率與實際降雨率差距非常大，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展出的層狀薄雲，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。

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%。故在此反照率的閾值即定為35%。也就是說當反照率小於35%，且亮度溫度小於210K時，此部分的雲即視為卷雲而予濾除。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。其做法為在台灣地區附近取一個 100×90 (像元) 大小的影像，(此範圍可以涵蓋整個臺灣地區的雲圖)，讀取在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，另求紅外線影像中，灰度值的範圍： $DIR = MAXIR - MINIR$ ，見光影像中，灰度值的範圍： $DVIS = MAXVIS - MINVIS$ ，計算其範圍比值，即 $FACT = DIR / DVIS$ 若讀取的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，紅外線影像灰度值則修正為如下：

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

3.修正可見光影像亮度

在可見光影像之接收時間(09-17 時)內，因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，以致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，依Tsonis and Isaac (1985)的方法，將每個像元之亮度乘以 $\frac{1}{\sqrt{\cos \theta_0}}^{1.2}$ (θ_0 為太陽天頂角)即完成可見光影像亮度的修正。

4. 研究方法

本研究所以使用的主要方法為型態確認法，並參酌雲指數法。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；即在臺灣地區內規劃出若干相同大小的網格為樣本

研究區 (10×10 與 8×8 像元為 6 個, 5×5 像元為 24 個), 在影像的樣本研究區域內計算出若干統計值 (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。依 Griffith, et al (1978) 和 Negri, et al (1987a,b) 之研究, 在模式建立前以平均亮度溫度 253K 做為實測降雨率的閾值, 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) 及 Tai et al (1991) 等的研究結論顯示，除了平均亮度溫度及標準偏差以外的Second order統計值，皆與降雨率的相關甚小，故本研究中捨棄這些變數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在每天的09-1700時，故基本模式的建立是以紅外線影像為準，加入可見光影像僅為濾除卷雲，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（35%）而已。如此必可節省許多計算時間，爭取即時預報的時效。本研究爲了要瞭解各統計參數對平均降雨率的相關性，遂建立各統計參數分別對平均降雨率的回歸模式，由相關係數值可瞭解各模式對平均降雨率的相關性。由此可找出最佳相關係數的模式來做為估算模式。

爲了要找出影像中估算平均降雨率的最佳面積，本研究將樣本研究區分爲三種，分別爲 10×10 、 8×8 及 5×5 （像元），在這三種研究區域中分別計算上述的五種統計值，並配合地面平均降雨率，以線性回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，即可以求出估算平均降雨率的最佳面積。爲了要比較降雨在台灣不同區域的不同特性，遂再以 10×10 (pixel) 爲例分別取區域 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

別建立降雨估算模式。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，藉以瞭解加入可見光濾除卷雲對模式的影响。

5. 各統計參數間的探討

在模式建立前，首先應瞭解所有的五個統計值對降雨率的相關性。

圖3a是六月二十二日24小時的平均溫度、標準偏差對三種降雨型態的合成圖。由圖中可知，正如3.1的推論，平均溫度愈小，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，不合乎假設的情形仍然非常多，這可能的原因有(1)表示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)。(2)卷雲的存在，使得實際降雨率為小雨或無雨的樣本，被誤認為雨率為大雨。(3)由測站雨量換算為平均雨量的誤差。由於對流降雨區域性很強，若雨量測站分布不均勻，則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，因此減退局地的特性而造成誤差。圖3b為同圖3a但資料僅限於22日09-1700時的分布圖(未經可見光修正)，圖3c和圖3d為同圖3b但經可見光修正後的分布圖，修正的閾值各為反照率 $<35\%$ 和亮度溫度 $<230\text{K}$ ，與反照率 $<35\%$ 和亮度溫度 $<210\text{K}$ ，由圖3b-3d中可知，可見光修正前與修正後的降雨型態關係改變不多，這可能是反照率的閾值定的太低(太嚴苛)以致於若卷雲下有其他較高雲層時，可見光雖然能穿透卷雲，但仍會受到卷雲下的雲層影響，使得反照率大於 35% ，所以這些卷雲濾除不去，這時僅能將卷雲下方沒有雲塊的部分濾除。由於本文所選取的樣本盡為降大雨的期間，所以這些沒有雲塊的部分應僅為雲塊間的漏縫處，因為漏縫處所佔的像元在研究區域中不大，因此整個區域平均後所改變的亮度溫度自然就不大了，這可以由表2a、2b中看出來，表2a為 10×10 像元的樣本研究區域，以可見光濾

除卷雲後，除了少數幾個區域有少許改變外，大部分研究區域均無改變。而由研究區域為 5×5 像元的表2b中可看出，有改變的區域增加了一些而改變的幅度亦有增加，此乃因上述之漏縫面積在 5×5 像元之研究區域中所佔的比率增加之故。

如上所述，樣本研究區域內的少數像元中的卷雲經濾除後，研究區域內的雲團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2a與2b中，絕大部分的標準偏差在濾除卷雲後皆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想見的。這與O'sullivan (1990)的發現是相同的。由表2a、2b中亦可以得知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2a中看出無論平均溫度如何變化，最低溫度始終不變，這可能是因為最低溫度所在的地方為對流雲的頂，而非卷雲處；這與Rainbird (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，雲面積與降雨率的相關性由表2a、2b中亦可看出尚不錯，其中A210要比A253對降雨的相關性好，這與本節前述的理論是相吻合的。

圖4a為六月二十二日 10×10 像元中的各統計值在未以可見光濾除卷雲前對降雨率的逐時變化情形，圖4b乃為以閾值：ALB(反照率) $<35\%$ 和TEMP(亮度溫度) $<210\text{K}$ 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4a-4b中可以看出：(1)以可見光濾除卷雲的前後，各項統計值的變化不大。(2)所

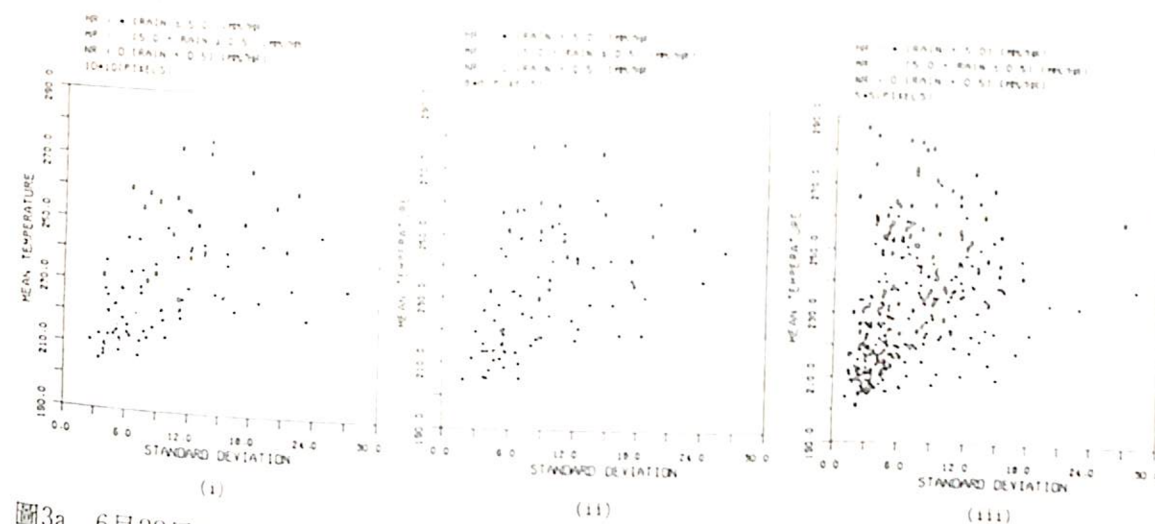


圖3a 6月22日24小時的平均溫度、標準偏差對三種降雨型態合成圖。

- (1)為在 10×10 (pixel)之樣本研究區域中之結果。
- (2)為在 8×8 (pixel)之樣本研究區域中之結果。
- (3)為在 5×5 (pixel)之樣本研究區域中之結果。其中●表示大雨，○表示小雨，○表示無雨。

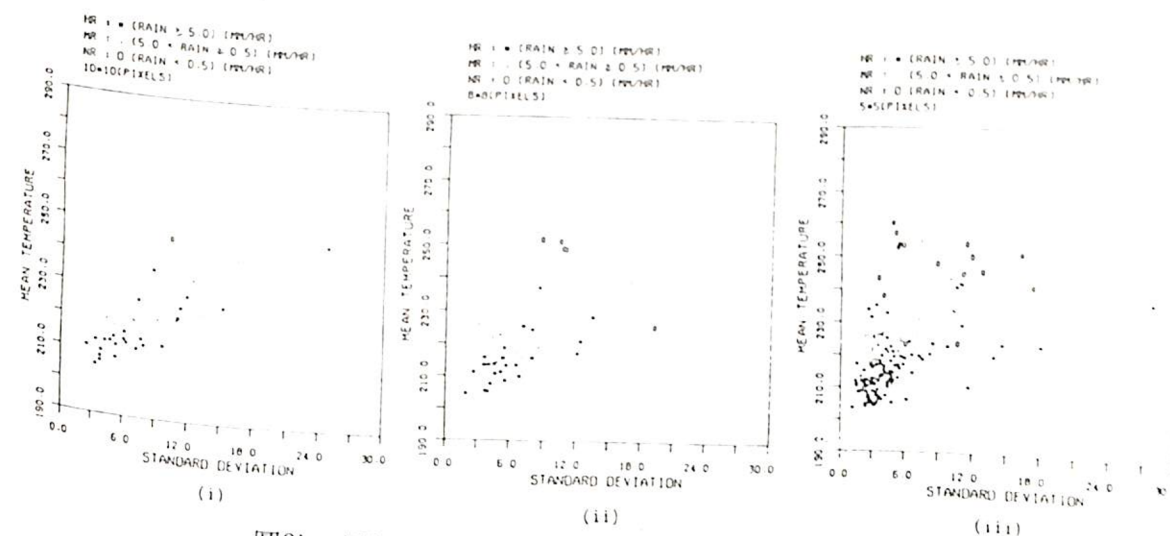


圖3b 同圖3a,但為09-1700時未經可見光濾除卷雲的資料。

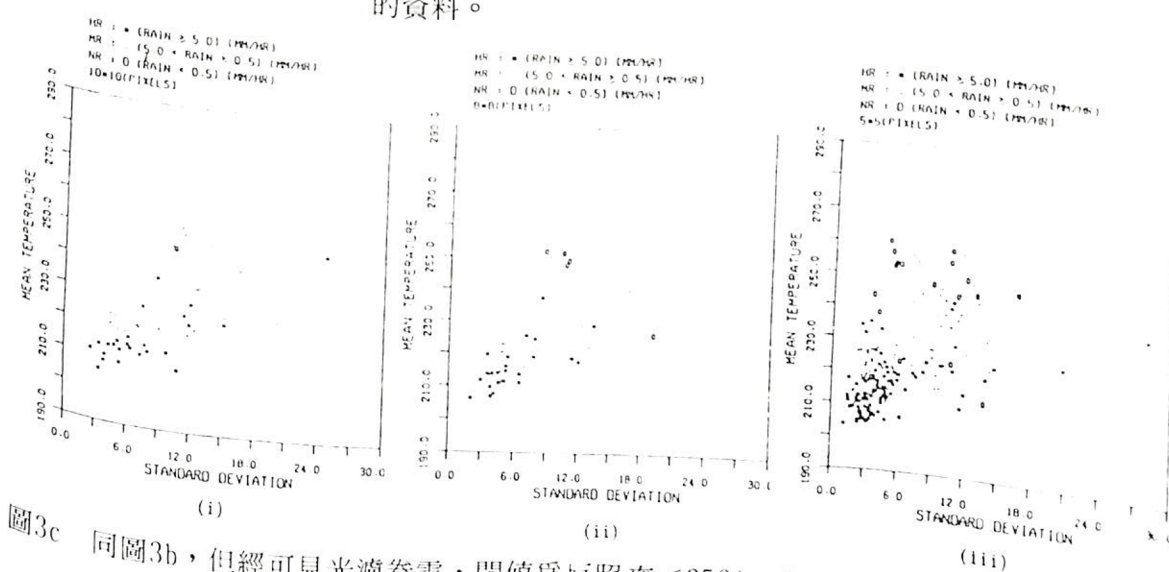


圖3c 同圖3b,但經可見光濾除卷雲,閾值為反照率 $<35\%$,亮度溫度 $<230\text{K}$ 。

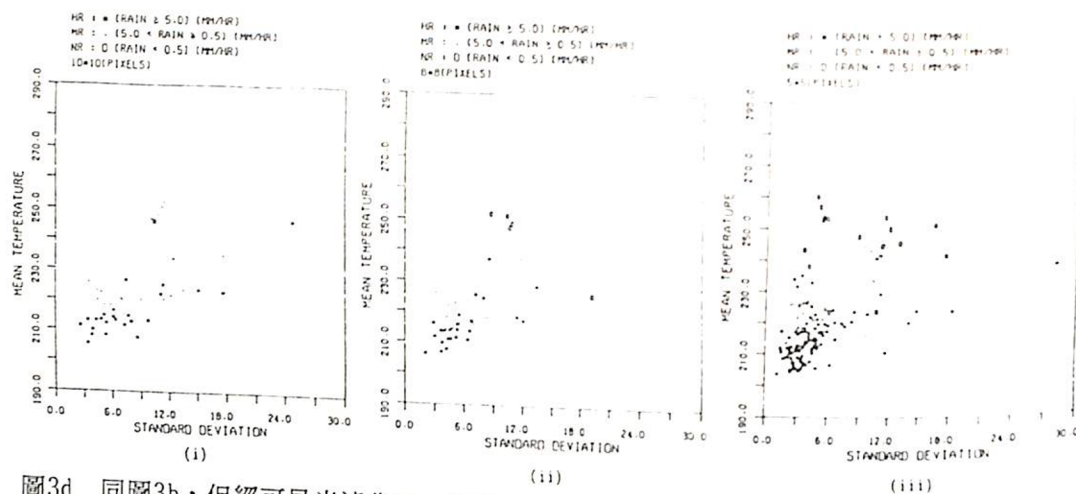


圖3d 同圖3b，但經可見光濾卷雲，閾值為反照率 $<35\%$ ，亮度溫度 $<210\text{K}$ 。

表1 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	2.56	2.8	1.12	1.44	5.52	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	1.38	5.29	5.4	2.07	1.38	5.29	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個數

表2a 6月22日09-1700時，以可見光濾卷雲前後，各有變化的統計值與雨量的統計表。
(10*10 pixel)

時間	區域	修正 平溫 均度	標準 偏差	正 最溫 低度(≤253)	前 面積 (≤210)	修正 平溫 均度	標準 偏差	正 最溫 低度(≤253)	後 面積 (≤210)	雨量
09	1	246.24	8.69	227.9	71	246.53	8.58	227.9	70	0.5
	2	232.25	12.01	213.0	91	232.54	12.25	213.0	90	1.5
	3	233.68	17.20	209.3	81	240.36	18.86	209.3	66	1.1
	4	244.73	24.31	202.3	51	245.33	24.26	202.3	49	5.7
	5	222.09	12.93	208.0	100	224.25	14.66	208.0	99	3.7
	6	204.83	3.40	200.8	100	206.38	10.25	200.8	97	6.5
10	3	250.96	11.01	215.4	49	251.35	10.55	215.4	48	1.8
	4	220.14	11.72	205.2	99	221.86	14.01	205.2	95	3.4
	6	221.14	17.19	205.2	96	224.14	19.59	205.2	90	7
11	2	246.13	13.55	216.6	67	246.64	13.25	216.6	67	2.4
	4	217.61	10.73	202.3	100	217.82	11.17	202.3	100	2.8
12	1	244.22	9.18	225.0	80	245.35	9.65	225.0	80	2.1
	4	209.28	2.12	205.2	100	209.42	2.17	205.2	100	7.5
17	4	220.30	10.64	196.0	100	220.65	11.37	196.0	99	8.2

表2b 6月22日09-1700時，以可見光濾卷雲前後，各有變化的統計值與雨量的統計表。
(5*5 pixel)

時間	區域	修正 平溫 均度	標準 偏差	正 最溫 低度(≤253)	前 面積 (≤210)	修正 平溫 均度	標準 偏差	正 最溫 低度(≤253)	後 面積 (≤210)	雨量
09	1	251.93	11.13	228.8	8	253.05	10.06	229.7	7	0.1
	2	223.68	5.13	213.0	25	223.94	8.60	213.0	25	2.0
	3	249.17	16.05	222.0	12	256.60	10.15	230.7	7	0.5
	3-1	216.80	6.73	209.3	25	221.24	13.87	209.3	23	1.0
	3-2	225.80	9.49	226.9	25	236.10	17.29	229.7	20	2.4
	3-3	242.95	11.28	218.8	19	247.48	12.08	218.8	16	0.6
	4	221.59	17.71	203.8	24	223.99	20.36	203.8	22	11.8
	5	212.72	3.82	208.0	25	214.28	8.92	208.0	25	7.3
	5-2	209.99	1.61	218.8	25	213.03	11.50	218.8	25	16.6
	5-3	231.90	10.02	208.0	25	235.93	10.86	208.0	24	0.5
	6	204.41	2.58	203.8	25	210.59	19.18	203.8	22	2.3
10	3	219.09	4.09	220.9	25	236.91	8.90	220.9	25	0.2
	3-1	253.12	14.66	215.4	8	254.70	12.82	215.4	7	1.1
	4	223.54	9.15	205.2	25	230.45	15.53	205.2	21	0.2
	6	239.46	17.08	209.3	21	245.19	16.26	209.3	18	1.3
	6-1	207.51	1.86	205.2	25	210.99	13.40	205.2	23	2.9
	6-2	228.48	12.45	205.2	25	231.28	13.77	205.2	24	1.9
11	1	255.34	12.55	220.9	7	256.33	11.10	220.9	7	5.6
	2	239.95	10.67	218.8	23	241.02	10.44	218.8	23	1.1
	4	225.40	6.70	215.4	25	226.25	8.41	215.4	25	0.6
	5	232.46	9.81	217.7	25	233.66	10.18	217.7	25	0.5
	5-3	220.38	7.50	206.6	25	221.67	9.67	206.6	25	3
17	2	218.25	6.25	209.3	25	219.64	10.47	209.3	24	13.2

亮度溫度與平均降雨率的相關性最好，在雲面積與降雨率的相關性中，A210要比A253對平均降雨率的相關性好。(3)各統計值與平均降雨率間的相關性亦有與前述假設相違背處，例如研究區域4中，0500時的平均亮度溫度與最低亮度溫度及標準偏差皆較0900時的值低，且雲面積亦較0900時的大小值大，但是平均降雨率卻遠不如0900時的大小。

四、降雨估算模式的建立與驗證

4.1 各估算模式的建立

為了比較各統計參數平均降雨率的相關性，以做為模式取舍的參考，遂依各參數順序，以線性迴歸法計算出二十三項回歸方程式，其中每個參數的係數值與各方程式的相關係數如表3所示。其中第1個到第14個方程式是為比較5個統計參數間對平均降雨率的相關性，第14個到第16個方程式是為比較經可見光濾除卷雲前後的模式變化情形，第17個到第19個方程式是為比較10×10像元中第1、4、5樣本研究區域中的模式變化情形，第14個

和第20、21個方程式是為比較10×10、8×8、5×5(像元)的三個樣本區域中的模式優劣，第20個到第23個方程式是為比較8×8、5×5(像元)經可見光濾除卷雲的前後模式變化情形。

4.2 模式驗證及討論

表3中第1到第5項顯示在單一參數的模式中，最低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%)，第4和第5項顯示A210較A253對平均降雨率的相關性好，第6到第14項顯示在多重參數的模式中第14項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%)，而此模式若經可見光影像濾除卷雲後(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。若只改變閾值中的平均亮度溫度值($<230\text{K}$ 改為 $<210\text{K}$)則加入此二閾值的模式幾乎不變。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)中的統計資料所建立的模型，結果顯示嘉南山地地區的模式對降雨率的相關性最佳，而北部地區的相關性最差，其相關性分別為63.51%

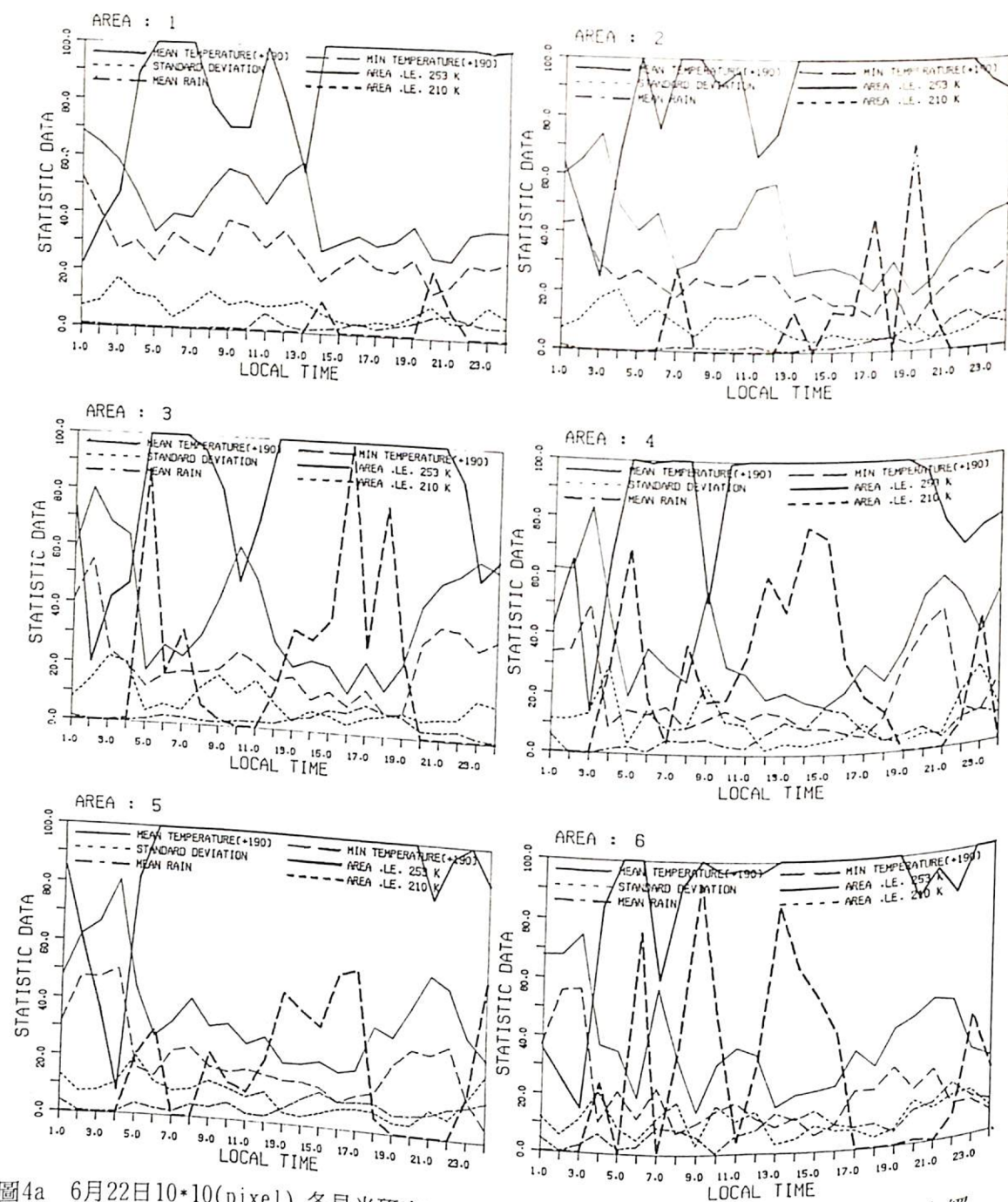


圖4a 6月22日10*10(pixel) 各見光研究區域中，各統計值對降雨率的逐時變化情形（未經可見光濾卷雲）。其中，——表示平均亮度溫度(K)，其值必需加上190k。-----表示最低亮度溫度(k)，其必需加上190k。.....表示標準偏差。- - - -表示平均降雨率(mm./hr)。——表示亮度小於253k的雲面積(單位為像元)。——表示亮度溫度小於210k的雲面積(單位為像元)。

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%、41.54%，顯然都未較10×10像元的模式佳；而經可見光修正後的相關係數分別為52.77%、44.70%，模式雖然獲得改善，但修正的幅度都不大。

總括上述，雖然可能因為統計參數不夠多，以

致模式的相關係數最高僅有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模式間的變化。因此選擇第十四項及其以可見光濾卷雲項模式（第十五項）做為驗證模式，另外選擇第十九項模式分別以第1、4、5樣本區域的資料檢驗之，以驗證平均降雨率的區域特性。

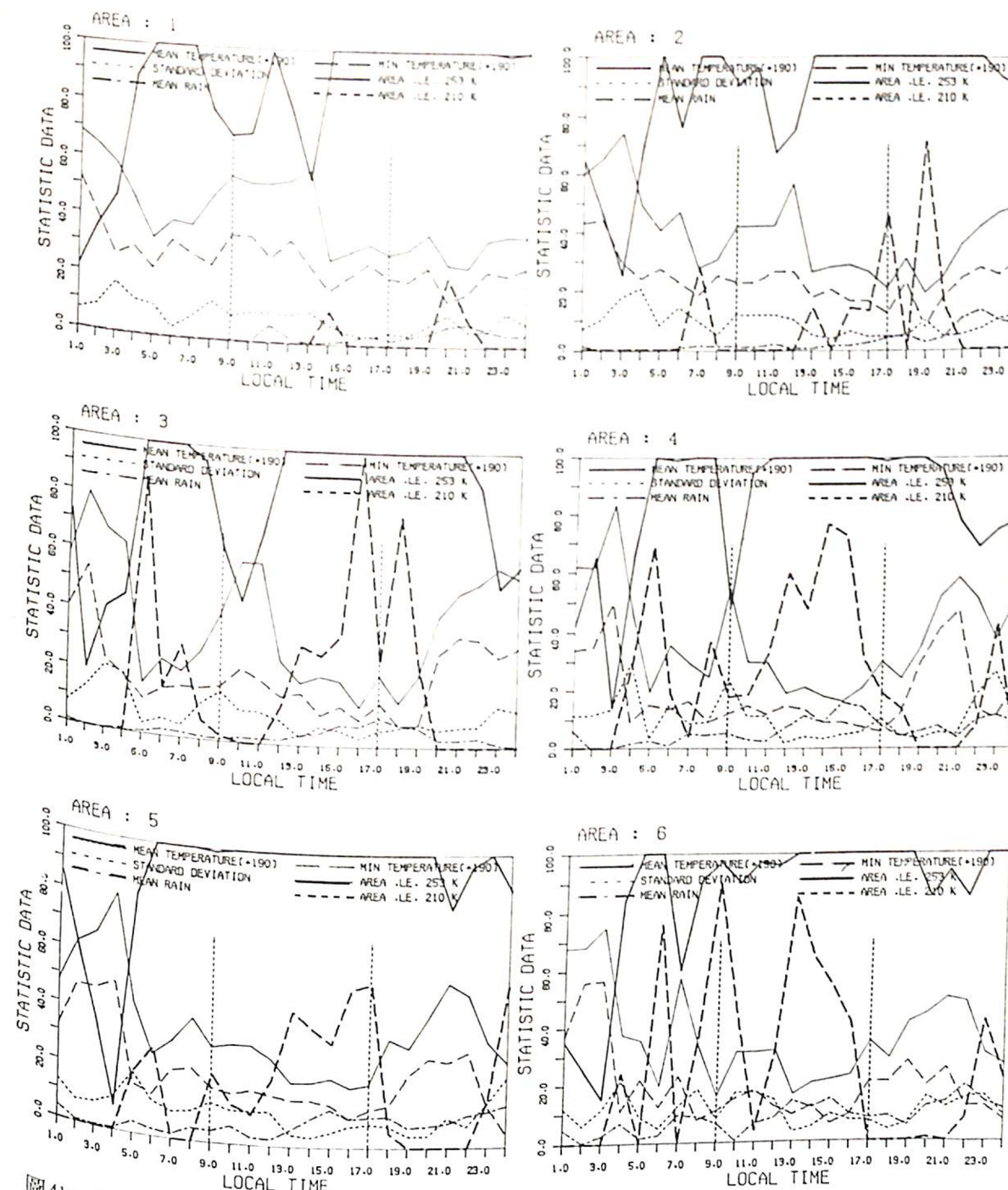


圖4b 同圖4a，但經可見光濾卷雲（閾值為：ALB<35%，TEMP<210k）。

驗證結果如表4、表5與表6，逐時估算與觀測降雨率的比較如圖5a、5b與5c所示。表4、表5與表6所示的為估算降雨型態在實測降雨型態中所佔的比例，表4中的上表是以所有六個區域中的5個統計值為參數但未經可見光影像濾卷雲的模式，以二十一日至二十四日的觀測資料檢驗的結果。下表為經可見光濾卷雲後的結果。由表中可知本模式以估算中雨(MR)的結果最好也最穩定，平均估算準確度為59.5%，無雨(NR)估算的結果變化較大

，可由0-91.7%，而大雨(HR)的平均估算準確度為53.6%。由下表中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由於資料數太少，所以很難評斷。雖然以可見光濾除卷雲的前後準確度略有提高，但是改變的不多。由表中另可看出本模式對降雨的估算普遍有高估的現象，例如觀測為中雨而誤判為大雨的比率較誤判為無雨的比率大，這可能是卷雲沒有濾盡的緣故。

表3 各統計參數之線性迴歸方程中的各參數係數值與各相關係數一覽表。

編號	回歸變數	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)

表5是以研究區域5的5個統計資料做回歸分析得到的模式,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,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達83%,在研究區域1中,在資料數不多的前提

下,平均估算準確度更高達100%,而中雨的平均估算準確度卻較前述低。大抵嘉南地區,尤其是嘉南的山區,具有更高的高估降雨率的傾向。這種現象在表6中亦可發現,表6是以同表4的模式分別應用在研究區域1、4、5中的結果。比較表4、5、6可以發現嘉南山區的模式在大雨估算的準確度較高,而區域平均的模式(表3的第14項模式),

表4 所有5個統計參數建立的模型,以6月21日至24日的觀測資料的驗證結果。(上表為經可見光濾卷雲,下表為經可見光濾卷雲)

		表 1 降雨量 (mm/hr) 之觀測結果											
		NR				MR				HR			
		21	22	23	24	21	22	23	24	21	22	23	24
估 算 資料數	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

		表 2 降雨量 (mm/hr) 之觀測結果											
		NR				MR				HR			
		21	22	23	24	21	22	23	24	21	22	23	24
估 算 資料數	NR	100	0	0	0	42.9	0	0	0	50	0	0	0
	MR	0	100	0	0	35.7	50	90.6	62.5	25.5	8	63.6	30
	HR	0	0	0	0	21.4	50	9.4	37.5	25.5	92	36.4	70
	資料數	6	1	0	0	14	28	32	8	8	25	22	40

HR : $RAIN \geq 5(\text{mm/hr})$
 NR : $RAIN < 0.5(\text{mm/hr})$

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

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,亦即降雨是有區域性特徵的。

圖5a是以表5的結果繪製的實測與估算雨量比較圖。上表、中表、下表分別為研究區域1、4與5中的比較圖,圖5b是以表7中上表的模式分別應用在區域1(上表),區域4(中表)與區域5(下表)中的估算與實測降雨比較圖,圖5c同圖5b但為可見光修正後的結果。圖5a,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圖5C中,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5a-5c中的ME代表估算與實測降雨率間的平均誤差,其計算方法為

$$ME = \frac{\sum_{i=1}^n (RE_i - RF_i)}{n}$$

其中

n = 時間序列中的總時數

RE_i = 單位時間內的估算降雨率

RF_i = 單位時間內的實測降雨率

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。

圖中的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變化表示出來,其計算方法為

$$RMSE = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (RF_i - RE_i)^2}{n} \right)^{1/2}$$

其中

n, RE_i, RF_i 皆與上述相同

表5 以區域5的個統計資料建立的回歸模式，分別應用在區域1、4、5中，以6月21日至24日的觀測資料驗證的結果。(上表、中表、下表各為區域1、4、5)

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

		觀測											
		NR				MR				HR			
		21	22	23	24	21	22	23	24	21	22	23	24
估計	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

		觀測											
		NR				MR				HR			
		21	22	23	24	21	22	23	24	21	22	23	24
估計	NR	100	75	0	0	25	0	7.7	12.5	20	0	0	0
	MR	0	25	0	100	37.5	25	69.2	62.5	20	0	20	7.7
	HR	0	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	16	13

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

圖中的R值是估算與實測降雨率間的相關係數，其計算的方法為：

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (RE_i - RF_i)}{(\sum_{i=1}^n RE_i^2 \cdot \sum_{i=1}^n RF_i^2)^{1/2}}$$

其中

n , RE_i , RF_i 皆與上述相同

由圖5a中可以看出，以嘉南山區的統計資料迴歸得到的模式應用在北部地區時，估算與實測降雨率間的平均誤差為1.10，這比嘉南平原的0.83及嘉南山區的-0.25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(研究區域四)的均方根誤差達3.68顯示此模式應用在此地區的變化較大。由相關係數R可以看出此模式較不適用於北部地區(R=0.75)。若以表3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，如圖5b所示，區域現應用在北部地區有較為高估降雨率的結果，區域1、4、5的ME值分別為1.02-0.01與-0.93。同時亦可發現若此模式應用在嘉南平原尤其是嘉南山區，則平均有較為低估的結果。在相關係數上仍可發現應用在北部地區時，獲得的結果較不理想。比較圖5b與圖5c，可以發現以可見光影像濾卷的結

表6 同表5，但為應用所有區域的5個統計參數建立的模式為驗證模式。

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

		觀測											
		NR				MR				HR			
		21	22	23	24	21	22	23	24	21	22	23	24
估計	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	17	5	6	14	5	13

		觀測											
		NR				MR				HR			
		21	22	23	24	21	22	23	24	21	22	23	24
估計	NR	100	66.7	0	0	25	0	7.1	12.5	20	0	0	0
	MR	0	33.3	0	100	37.5	37.5	85.5	75	80	30.8	44.4	23.1
	HR	0	0	0	0	37.5	62.5	7.2	12.5	0	69.2	55.6	76.9
資料數		3	3	0	2	8	8	14	8	5	13	9	13

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

果，會使得降雨率估算值皆下降，不過下降的值有限。

圖6a與圖6b同圖5a與圖5b，但其時間序列為以6小時為單位，而縱軸為六小時的累積雨量。由圖6a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，由圖6b中也可以明顯看出北部地區的高估降雨率，而嘉南地區的低估降雨率情形。

圖7a與圖7b同圖6a與圖6b，但其時間序列為以12小時為單位，而縱軸為12小時的累積雨量。由圖7a、7b中顯示的結果與圖6a、6b的結果類似，由圖中的相關係數值可以得到估算與實測降雨率間較為吻合的結果，其中嘉南山區的R值可達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情形。這可證明臺灣地區的不同區域確實會有不同的降雨特性，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大的降雨率。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，如此才能準確的對臺灣各地區做降雨估算。

由以上的結果亦可知本研究所使用的模式，在半日(12小時)的累積雨量估算上，具有很好的結

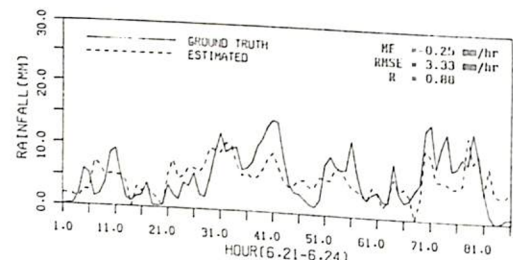
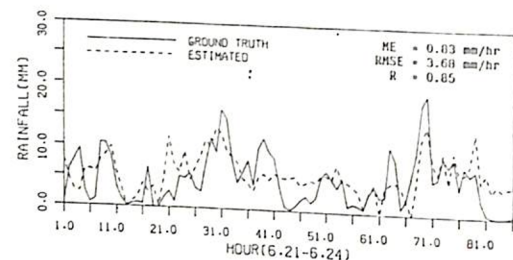
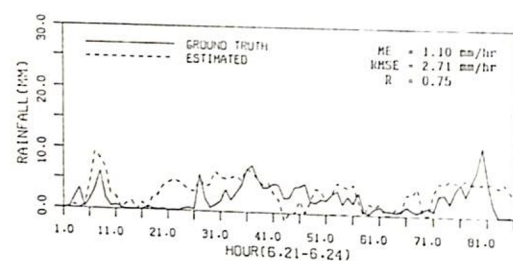


圖5a 以區域5的5個統計值資料回歸得到的模式，分別應用在區域1、4、5中的估算雨率與實測雨率比較圖，圖上為區域1，圖中為區域4，圖下為區域5。其中實線表示實測雨率，虛線表示估算雨率。

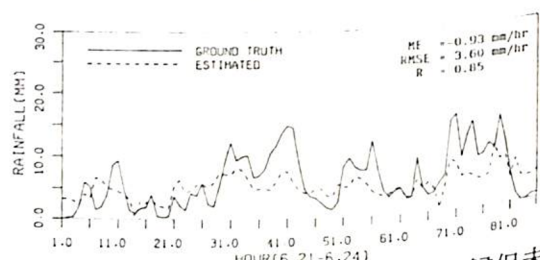
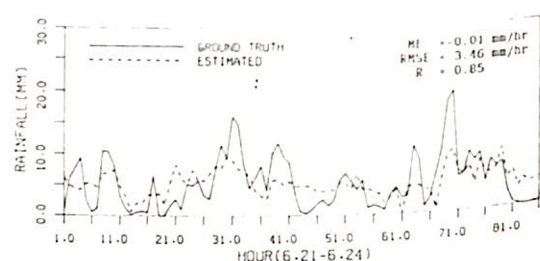
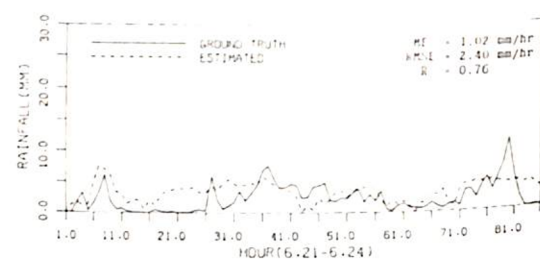


圖5b 以所有六個區域的5個統計值回歸但未經可見光修正的模式，應用在區域1、4、5中的估算雨率與實測雨率比較圖，圖上為區域1，圖中為區域4，圖下為區域5。其中實線表示實測雨率，虛線表示估算雨率。

果。這可以由 RMSE 與 R 值看出端倪，圖7a與7b的 RMSE 平均大約為18，也就是平均每小時大約為1.5，反觀圖5a、5b與5c之RMSE 則大約為3.5。圖5的 R 值平均大約為0.83，但圖7的 R 值平均大約可達0.94，由此可知在平日（12小時）的累積雨量估算上，確實具有良好的結果。同時在圖5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，所以可能是雲團型態的改變而造成上述誤差的結果。由此可知不同的雲團型態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型態，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，使得估算大雨延後；或是受設定閾值（253K）的影響，使得暖雲降雨估算不到，地面雨量測站的分布也是重要的原因之一，因為對流降雨是非常區域性的，因降若分布不均，則極易造成平均降雨率的誤判，因降雨的局地特性，使得測站分布不均的地區會有較大的誤差。降雨的變化相當大，故參數的選取對降雨的影響是必然的，所以參數選擇的不夠廣泛亦是誤差的原因之一。

五、結 論

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，嘉南地區，尤其是嘉南山區可會出現比北部較大的降雨率。由此可見降雨確實



圖5c 同圖5b，但經可見光濾卷雲。

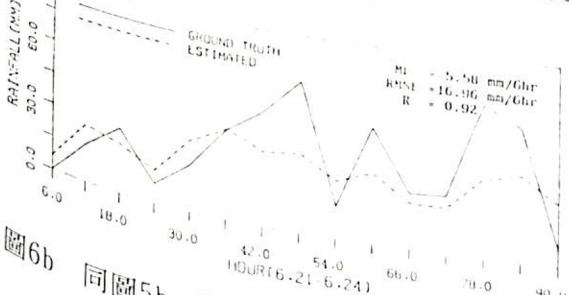
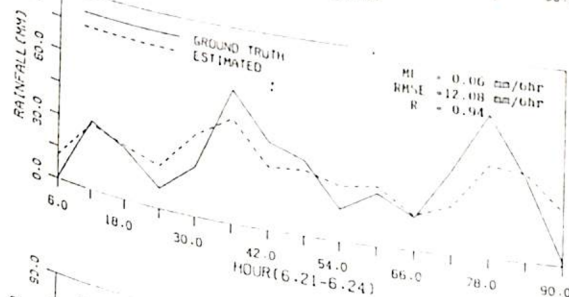
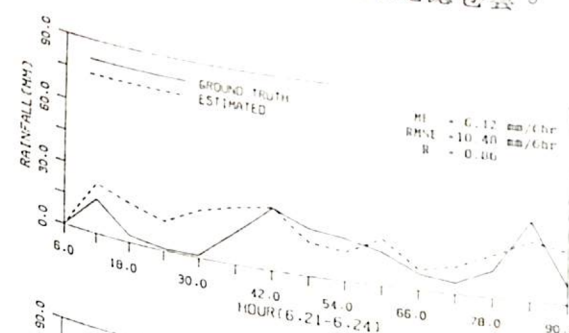


圖6b 同圖5b，但為六小時累積雨量比較圖。



圖6a 同圖5a，但為六小時累積雨量比較圖。

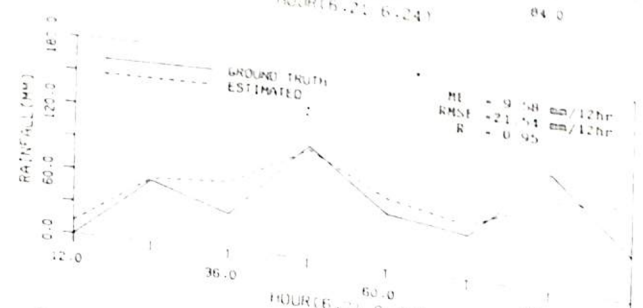
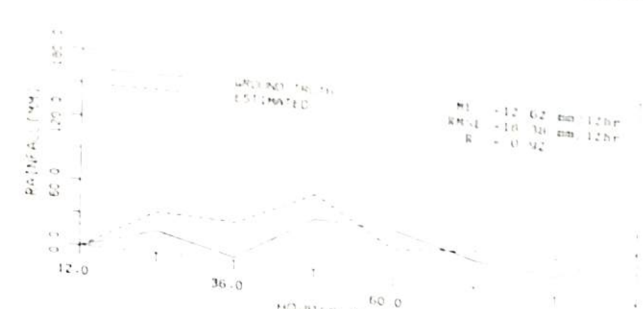


圖7a 同圖5a，但為十二小時累積雨量比較圖。

有其地方特性，因此以衛星估算臺灣地區降雨時，推求各區域的地區性估算模式是必需的。

由可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%）定不恰當所致。濾卷雲的效果不明顯另可能的原因為，由於太陽斜視在影像上會造成陰影的情形，此陰影的部分可能亦是厚雲多雨的地區，也因此會造成模式的誤判而造成誤差。

本研究發現在本研究案例中 10×10 像元的大區域內，最低溫度的所在地為對流雲區的頂，而並非Rainbird (1969) 所謂的在卷雲層上。

降雨率與本研究的5項統計值中，以最低溫度的相關性最佳（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5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、大雨的準確率變為59.7%及56%。由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5 mm/hr 及0.5 mm/hr 區分為大、中與無雨的三種型態，這會造成在5或0.5 mm/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，可以得到較低的RMSE與較高的R值，由此可見此模式適合於在嘉南地區做長期的降雨估算。

六 誌 謝

本文承指導教授劉振榮博士之悉心指導始得以順利完成，在此特予衷心致謝，並對中央大學太遙中心、中央氣象局、空軍氣象中心及水利局之軟體和資料的提供支持亦一併表示感謝。

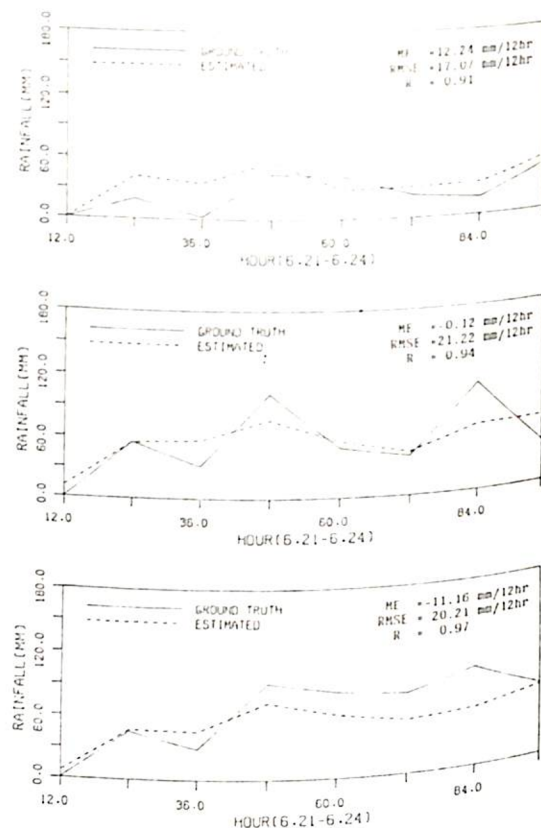


圖7b 同圖5b，但為十二小時累積雨量比較圖。

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。
- 曾忠一，1988：大氣輻射。聯經出版事業公司，臺灣臺北，360頁。
- Adler, R.F., and A.J. Negri, 1987: A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. *J. of Appl. Meteor.*, 27, 30-51.
- Barrett, E.C., and D.W. Martin, 1981: The use of Satellite Data in Rainfall Monitoring. Academic Press, 340pp.
- Barrett, E.C., 1970: The estimation of monthly rainfall from satellite data. *Mon. Wea. Rev.*, 98, 322-327.
- Griffith, C.G., W.L. Woodley, P.G. Grube, D.W. Martin, J. Stout, and D.N. Sikdar, 1978: Rain estimation from geostationary 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 II: A cloud definition approach. *J. Climate appl. Meteor.*, 26, 1565-1575.
- Negri, A.J., AND R.F. Adler, 1987b: Infrared and visible satellite rain estimation part I: A grid cell approach. *J. Climate appl. Meteor.*, 26, 1553-1564.
- 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.
- Scofield, R.A., and V.J. Oliver, 1977a: A Scheme for Estimation Convective Rainfall from Satellite Imagery. NOAA Tech. Memo. NESS 86, Washington, D.C., 47pp.
- Tai, K.S., and S.S. Lo, 1991: Rainfall classification in a mesoscale storm cloud by a pattern recognition method. TAO. (in printed).
- Tsonis, A.A., and G.A. Isaac, 1985: On a new approach for instantaneous rain area delineation in the midlatitudes using GOES data. *J. Climate Appl. Meteor.*, 24, 1208-1218.
- Whitney, L.F., 1982: A Statistical Approach to Rainfall Estimation Using Satellite and Conventional Data. NOAA Tech. Report NESS 89, National Earth Satellite Service, Washington, D.C., 50pp.

W.L. F., 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 Geostationary Satellite Data to Estimate Convective Rainfall Around Taiwan Area

Kuei-Pao Leu

Weather Central, Weather Wing,
Chinese Air Force

Abstract

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 253K, 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 10×10 pixel size and there existed local characteristics in convective precipitation in Taiwan area.