

利用衛星資料估計降水量 (II)

1 2 3 2 2 2

陳泰然 紀水上 林銘作 溫嘉玉 何景輝 林清財

摘 要

本研究目的在利用衛星資料，以建立梅雨期臺灣地區對流雲所造成降雨量之估計技術，以1992年5~6月POST-TAMEX預報實驗期間，移入臺灣地區之MCSs個案進行時雨量估計及三小時雨量預估，並與地面觀測值比較，以探討此技術的可用性。結果顯示，不論時雨量或三小時雨量之估計誤差，在中央山脈以西均以北部為最小，南部次之，中部最大；顯見誤差之地域特性。

對流活躍區與非活躍區之估計結果顯示，以對流雲中最活躍部分正下方區，估計值雖略大於實際觀測值，但兩者最接近；若不在對流雲最活躍區正下方時，則實際降水量與估計值可有甚大相差，常為估計值遠較實際降水量為多之高估情形。若不分對流活躍區與否，除東部及東南外，不論任何地區均低估，尤其是中央山脈以西更甚，其低估與高估之比：北部為3.3倍、中部為4.3倍、南部為3.5倍。導致此種現象，可能因所採用之NESDIS技術之降雨率太小，及/或未考慮臺灣地形效應的結果，因此，此等因素均須做修正。

一、前言

由於對流系統在衛星雲圖上經常顯現獨特的雲型（如圓形、橢圓形、三角形、胡蘿蔔形）和雲頂溫度特徵（如迎風面溫度梯度大、下風區溫度梯度小及等溫線均勻分布等），這些特徵可作為降雨量之多寡及降雨型的指標，例如：在可見光雲圖中，雲圖的亮度與降水量之多寡成正比，即雲之亮度越大降水量越多，反之亮度越小則降水量越少或無雨；在紅外線雲圖中，雲頂溫度之高低與降水量亦有密切的關係，即雲頂溫度越低雨量越多，反之則越少；降水量之多寡亦與對流雲簇（Convective cloud cluster）之迎風或背風面有關；此外，降水量之多寡與雲系演變過程亦有密切關連，成長中的對流雲可造成大量的降水，減弱中者則少雨或無雨，而雲系合併可導致較多降雨量。

利用衛星資料估計MCSs引發之豪雨量，為當今氣象專家最具挑戰性課題之一。國外（例如美國）在利用衛星資料估計降雨量之研究不遺餘力，Barrett and Martin (1981)曾就衛星降水估計技術作完整性之評介。之後，降水估計技術不斷改進（例如：Xie and Scofield, 1987）並已進入實際預報作業（參閱Scofield, 1987）。美國國家環境衛星資訊局（National Environmental satellite, Data, and Information Service；簡稱NESDIS）為增進降水預報作業能力，引用CST (convective - stratiform

technique)法（參閱Adler and Negri, 1988）做為降水估計之“初步猜測（first guess）”，提醒氣象人員那些MCS可導致劇烈降水（Lyles and Scofield, 1989）。CST法係利用衛星紅外線資料估計對流及層狀降水之技術，該法分四個步驟進行。首先確定雲系之對流中心；其次利用斜率參數（對流中心溫度與其周圍最近六點雲頂溫度平均值之差）去除卷雲；再次，根據IR亮度溫度及一維雲模式估算降雨率及雨區；最後為估計層狀雲區之降水量。Delbeato and Barrell (1985)利用日本地球同步氣象衛—GMS之每三小時紅外線數據資料及90分鐘累積雨量，針對發生於澳洲南部五個溫帶氣旋進行衛星資料與降水量關係之研究，建立估計此種天氣系統所導致降雨量之技術。

日本氣象廳氣象衛星中心已自1989年3月起，利用以衛星資料建立之降水強度指數（Index of Precipitation Intensity；簡稱SI）法估計雨量（參閱Abe et al., 1990）。該技術經測試結果顯示，用雙頻道（可見光及紅外線）估計較僅用紅外線者為佳，對溫帶氣旋較對颱風之估計為佳，該法在發展中的對流雲亦可得到合理的結果。類似的研究在台灣則剛起步，此主要乃因國內以前接收及處理之衛星資料為三小時一次，致使降雨估計技術之發展受到限制。中央氣象局為因應GMS-4廣播型態之改變而更新其接收及處理系統。該局自1989年9月起開始接收由原三小時廣播一次類比式信號傳真改為每

1. 國立臺灣大學大氣科學研究所
2. 中央氣象局氣象衛星中心
3. 交通部航政司

小時一次直接傳送的數據信號，雲頂溫度範圍由 31.3~-81.2°C 擴為 76~-135°C)。因此，利用衛星資料發展降水估計技術已屬可行。

自中央氣象局之 GMS 接收及處理系統更新後，可直接接收 GMS 之每小時衛星資料，以提供即時/短時預報及中尺度研究所需，使這些方面問題獲得相當程度的紓解。而此種資料在降水估計方面亦頗具潛力，尤其現在的預報已逐漸由定性趨向定量，因此建立本土性衛星雨量估計技術誠屬刻不容緩要的。本研究即是建立此項技術的開端，先引進較適合於臺灣地區之衛星降水估計技術，並以 1992 年 5 - 6 月 POST-TAMEX 預報實驗期間之一些個案進行測試。

二、資料與研究方法

本文目的在建立/引進較適合於臺灣地區之衛星資料降水量估計技術。經評估結果以 NESDIS 之交替法 (Scofield, 1987) 較為適合；因該法除應用對流雲系結構外，也考慮高低層風場、大氣水汽含量及不穩定度。該法所利用之衛星雲圖為經由 MB 曲線色調強化處理，然該強化曲線係根據美國的地域和氣候特性設計而成，不適用於華南及臺灣地，因此在本計畫第一年已以華南及臺灣地區之探空資料完成 MY (Mei-Yu) 曲線 (參見陳等, 1992)，以資使用。本文利用 1992 年 5 ~ 6 月間接近臺灣，並導致臺灣地區發生對流性降雨個案，利用該法進行測試。引用資料包括個案期間經由 MY 色調曲線強化處理之紅外線衛星雲圖、中央氣象局所屬各測站的逐時雨量，以及地面與高空觀測資料。

(一) 方法

1. 時雨量估計技術

NESDIS 之衛星時雨量估計方法，係以決定樹方式分三個步驟進行如下：

(1) 步驟 1 — 定出 MCS 之對流部分 (對流區之辨認)：

- 在強垂直風切下，靠近 IR 溫度梯度最大值上風區域。
- 在無垂直風切下，均勻地分布在整個砧雲區。
- 在上沖雲頂下及附近區域。
- 在比較亮及/或較有結構的砧雲區。
- 從兩張雲圖的比較，移動最少的部份。
- 在 500-200 hPa 砧雲迎風面附近。
- 近低層內流區。
- 在雷達回波區。

(2) 步驟 2 — 辨認是否為下列現象，以計算每小時雨量：

- 雲頂溫度和雲的成長或高空輻散及低層內流。
- 上射雲頂。
- 合併。
- 滯留性系統。
- 系統的移速。

(3) 步驟 3 — 依可用濕度調整降雨估計值。

濕度校正因子 (moisture correction; 簡稱 MC) 係用於估算在乾或濕環境雷雨系統所造成的雨量，該因子乘以由其它因子的估算值，即為最後的估計雨量。濕度校正因子在作業上可定為 1 或以下式計算：

$$MC = PW \times RH$$

式中之 MC 為濕度校正因子，PW 及 RH 分別為地面至 500 hPa 之可降水量 (mm) 及相對濕度 (%)。

圖 1 為根據 MY 色調強化曲線修改 NESDIS 法並簡化之決定樹，表一為其估計表及範例。

2. 三小時降水估計展望

三小時降雨量展望與 MCS 之雲頂發展、移動特性、雲系間之合併及環境水汽場等因子有密切關係，可由下式表示之，其估計方法之決定樹如圖 2 所示。

$$R3 = (G * D + M) * E$$

式中：

- R3：三小時降水估計量 (單位：厘米)。
 G：雲頂溫度/雲發展因子 (單位：厘米)。
 D：降水持續時間因子 (單位：小時)。
 M：合併因子 (單位：厘米)。
 E：環境水汽因子

(二) 個案

1. 時雨量估計

本研究以上述方法，任選 1992 年 5~6 月 IOP (Intensive Operational Period) 期間，七個移入臺灣地區之 MCS 個案，進行雨量估計並與地面觀測值比較。這些個案為：

- (1) 5月7日 0300 UTC ~ 9日 1100 UTC;
- (2) 5月15日 0500 UTC ~ 1600 UTC;
- (3) 5月17日 0300 UTC ~ 18日 0800 UTC;
- (4) 5月21日 1000 UTC ~ 22日 0800 UTC;

- (5) 5月30日1200 UTC~31日0300UTC;
- (6) 6月 7日0100~2400 UTC;
- (7) 6月8日0300 UTC~ 9日1600 UTC。

上述七個對流系統中，其影響臺灣地區之雲系特徵可分為：

- (1) 整個對流系統移入陸地；
- (2) 對流雲之對流活躍區在海上，陸地僅被其外圍雲系所覆蓋；

(3) 主對流在外海，而部分小對流雲進入陸地。

(4) 其他特殊雲系。

值得注意的是上述之主對流在外海，部分小尺度對流雲進入陸地的情形，在估計雨量時要以進入陸地的小對流雲之生命階段為準，而不考慮位於外海的主對流系統；因主對流雲系與移至台灣區之小尺度對流雲系消長周期並不一致。

表一 中尺度對流系統之時雨量估計表及範例。

時間：81年 5月 8日

時間 UTC	地點 經緯度	因子1 (F1) 冷雲頂成長率(緯度)					F2 雲頂上射 因子	F3 合併 因子	S 系統 移速	F4 飽和 環境 因子	R1 估計 雨量 (mm)	備 註	簽 名
		>2/3	>1/3 <2/3	≤ 1/3	面積 減少	增暖							
05	24/120			16					1	10	26	強對流在臺灣外海	
06	"					10			1	10	20	系統減弱	
07	"			10					1	10	20	系統有增強之趨勢	
08	"					8			1/2	4	4	系統逐漸減弱中	
09	"					4			3/4	3	3	"	
10	"			8					1		8	"	
11	"				4				1/2		2	"	
12	"			8					1/2		4	系統在海上增強	
13	"			8					3/4		6	"	
14	"					4			1/4		1	系統減弱	

$$R1 = (F1 + F2 + F3 + F4) * S * M$$

2. 三小時雨量預估

本研究以前述方法，亦任意選取1992年5~6月IOP期間五個移入臺灣地區之MCSS個案，進行雨量估計並與地面觀測值比較，所選五個個案為：

- (1) 5月 8日0500 ~1600 UTC;
- (2) 5月15日0300 ~1000 UTC;
- (3) 5月17日1200 UTC~18日0900UTC;
- (4) 5月26日0300 UTC~27日0000UTC;
- (5) 6月 7日0000 UTC~10日0000 UTC。

為了解本文所述時雨量估計和三小時雨量預估技術之有效性，將臺灣分成北、中、南、東北、東及東南等六區(參閱謝等，1992)，並以(E-O)/(E+O)做為誤差分析，其中E和O分別為估計及觀測值；誤差在50%以下視為具有估計能力。本校驗所採用之雨量資料為中央氣象局所屬氣象站及自動雨量

站，各分區之雨量站計有：北部84個、中部36個、南部68個、東北部6個、東部1個及東南部3個。校驗方式以估計值與估計期間內各區出現的最大雨量做為比較之標準。

三、結果

1. 時雨量估計

就上述影響臺灣各對流雲之雨量估計與地面觀測值(中央氣象局所屬測站)之比較(表未示)，結果如下：

- (1) 對流雲之對流活躍部分在測站上空，例如：
 - a. 5月9日0100 UTC估計為12.0 mm，高雄站實際為36.8 mm，誤差為-50.8%。
 - b. 5月9日0600 UTC估計為10.0 mm，

臺南站實際為8.8 mm，誤差為6.4%。

- c. 5月15日0500 UTC估計為7.0 mm，宜蘭站實際為4.7 mm、誤差為19.7%。
- d. 5月17日0800 UTC估計為23.0 mm，臺中站測得19.0mm，誤差為10.0%。
- e. 5月17日1500 UTC時估計20.0 mm，澎湖站測得13.4 mm，誤差為19.2%。
- f. 在5月17日1700 UTC時，由一對流雲估計4.0 mm，日月潭站測得4.2 mm，誤差為2.4%；另一對流雲估計11.5 mm，嘉義站測得14.8mm，誤差為-12.5%。
- g. 6月7日2000 UTC，估計10.0 mm，台中站測得7.2 mm，誤差為16.3%；另一對流雲在澎湖附近，估計22.5 mm，澎湖站測得23.5 mm，誤差為-2.2%。
- h. 6月7日2100 UTC，由梧棲一帶的對流雲估計為12.0mm，梧棲站實際雨量為13.5mm，誤差為-5.9%。
- i. 6月8日0500 UTC，對流雲系在台南高雄一帶，估計23.0mm，台南站測得17.5mm，誤差為13.6%。
- j. 6月8日0600 UTC，估計23.0 mm，高雄站測得19 mm，誤差為9.5%。
- k. 6月8日0700 UTC，對流雲在嘉義發展，估計為20.0 mm，嘉義站測得20.0 mm，誤差為0.0%。

(2) 對流雲之對流活躍的部分在海上，陸地被其外圍雲系所覆蓋，例如：

- a. 5月8日0400 UTC估計為12.0 mm，臺中及梧棲站均為1.0mm，誤差為84.6%。
- b. 5月8日0700 UTC估計為20.0 mm，臺中站僅4.3 mm，誤差為64.6%。
- c. 5月8日2200 UTC估計為20.0 mm，臺中站僅0.7 mm，誤差為93.2%。
- d. 5月8日2300 UTC估計為13.0 mm，臺中站4.0 mm，誤差為52.9%。
- e. 5月17日0300 UTC，對流雲中發展最活躍部份在海峽中部，估計值為15.5 mm，但梧棲站只有0.5 mm，誤差為93.8%。
- f. 5月17日0400 UTC，估計值為12.0 mm，台中站為0.6 mm，誤差為90.5%。
- g. 5月17日0500 UTC，估計值為17.0 mm，台中站為0.9mm，誤差為89.9%。
- h. 在5月17日2100 UTC~18日0200 UTC期間，強對流均在海上，其外

圍對流較弱之雲係覆蓋在22~24°N，其估計值約7.5 mm，實際觀測高雄為5.0 mm，誤差為20.0%。

- i. 5月18日0500 UTC，估計22.5 mm，但實際觀測阿里山站為0.5 mm，誤差為95.7%。
- j. 5月21日1100 UTC，估計8.0 mm，花蓮站測得雨跡（下小時為0.2 mm），誤差為100.0%。
- k. 5月21日2100 UTC，估計值為40.0 mm，但台南站僅有3.0 mm，誤差為86.0%。
- l. 5月21日2200 UTC，估計39.0 mm，台南站為2.0 mm，誤差為90.2%。
- m. 5月22日0200~0300 UTC，預估18.0 mm，但實際觀測恆春為6.1 mm，誤差為49.4%。
- n. 6月8日1600 UTC，估計20.0 mm，實際觀測恆春為1.0 mm，誤差為90.5%。
- o. 6月9日1200~1600 UTC，強對流均在22~24°N；118°E附近，估計23.0 mm，而實際在1500 UTC高雄站測得5.2 mm為最多降水，誤差為63.1%。

(3) 雖有範圍相當大的對流雲系在台灣附近，但僅部分小對流雲進入臺灣陸地，此時可能因雲系範圍太小且測站位置又不在雲系發展最活躍的部分，例如：

- a. 5月17日0600 UTC，對流雲系之對流活躍區雖在陸地上，但估計值11.5 mm，實測值梧棲為1.0 mm，誤差為84.0%。
- b. 5月30日1700 UTC亦和上述情形類似，估計5.0 mm但各測站無則無降雨記錄，誤差為100.0%。

(4) 在同一對流雲系下，但測站位於雲系之對流活躍區之不同部位，如6月7日0600 UTC，對流雲系移入宜蘭一帶，宜蘭和蘇澳均在雲系下方，估計4.0 mm，但宜蘭測得0.0 mm，誤差為100%；而蘇澳則為2.7mm，誤差為19.4%。

在上述四種影響臺灣地區之對流系統中：(1) 13次對流雲之對流活躍部分在測站上空之估計，其中低估者有4次，高估者9次，平均誤差為13.0%，顯見雨量估計值與實際觀測值相近；(2) 對流雲之對流活躍部分在海上，陸地被其外圍雲系所覆蓋時，23次之估計均屬高估，平均誤差為63.2%，顯見雨量估計值與實際觀測值相差甚大；(3) 當有範圍相當大的對流雲系在台灣附近，但僅部分小對流雲進入臺灣陸地，僅有2次估計，且均為高估，平均誤差為92.0%

，此可能因雲系範圍太小且測站位置又不在雲系發展最活躍的部分，因而導致估計值與實際觀測值相差甚大；（4）在同一對流雲系下，但測站位於雲系之對流活躍區之不同部位，亦即測站可能位在發展高度不同之對流雲處。在上述之42次估計中，平均誤差為49.0%。

由上所述，利用NESDIS法估計1992年發生於（或移進）臺灣並影響臺灣地區之七個MCS個案之每小時的降水量顯示：以對流雲中最活躍部分正下方區，估計值雖略大於實際觀測值，但效果最佳；若不在對流雲最活躍區下方時，則實際降水量與估計值相差甚大，估計值較實際降水量多許多（即高估）。因此對流雲區的辨認在降雨估計方面非常重要。

以下以6月7~9日連續的時雨量估計，分別就不同地區進行衛星雨量估計和地面觀

測進行評估。此項評估係將本估計技術交由值班作業人員使用，此有別於上述之估計係由計畫參予人員為之。表二為6月7日0000 UTC至9日1000 UTC之49次估計（7日24次，8日21次，9日4次）各地區之各日平均及三日總平均之估計誤差。就全區平均而言，最大為55.6%，最小為46.6%，三日平均為50.4%；就分區而言，除東及東南部外（因該兩區均位於MCS之下風區，降雨機率小），三日之平均誤差以北部35.5%最小，南部之50.3%次之，而東北部之73.6%，中部72.6%次多，顯見該技術在MCS導致北部和南部之雨量具有估計能力，而中部和東北部則否。就不同時間而言，誤差變化大，其原因可能為MCS處於不同生命階段，亦可能因值班人員估計經驗不同所導致的差異，因此加強人員的訓練及建立客觀的估計技術是必要的。

表二 1992年6月7日0000 UTC至9日1000 UTC之各區逐日及總平均誤差（單位：%）。

區 域	北	中	南	東北	東	東南	平均
7日 0000-2400UTC	24.0	77.6	59.2	58.7	42.2	17.9	46.6
8日 0300-2400UTC	43.6	70.4	36.3	95.2	42.6	33.3	53.6
9日 0000-1000UTC	62.3	53.4	69.5	48.3	75.0	25.0	55.6
平 均	35.5	72.6	50.3	73.5	41.2	25.1	50.4

表三為6月7日0000 UTC至9日1000 UTC之每小時衛星雨量估計總平均、觀測或估計 $\geq 5.0\text{mm}$ 、 $\geq 10.0\text{mm}$ 及誤差 $\geq 5.0\text{mm}$ 以及觀測或估計 $\geq 10.0\text{mm}$ 及誤差 $\geq 10.0\text{mm}$ 之平均誤差。表中顯示中央山脈以東資料數不多，不據代表性。就北、中和南三區而言，在觀測或估計 $\geq 5.0\text{mm}$ 及 $\geq 10.0\text{mm}$ 之所有估計誤差，以北部最小，分別為34.7%及30.1%，南部次之為49.0%和40.7%，而中部最差，分別為67.3%及65.7%；然而有一共同特性為降雨量/估計量 $\geq 10.0\text{mm}$ 之誤差較 $\geq 5.0\text{mm}$ 為小，尤其南部地區誤差小8.3%。觀測或估計 $\geq 10.0\text{mm}$ ，估計誤差在 $\geq 5.0\text{mm}$ 者，誤差最小在北部，南部次之，中部最大，誤差 $\geq 10.0\text{mm}$ 亦然，唯遠較前者（及 $\geq 5.0\text{mm}$ ）為大。

為了解雨量估計之高或低估情況，本文又以誤差間距10%，分別就6月7日0000 UTC~9日1000 UTC各區進行分析（見表四），除東部及東南部外，不論任何地區均低估；

尤其是中央山脈以西更甚，其低估與高估之比：北部為3.3倍、中部為4.3倍、南部為3.5倍。導致此種現象，可能因所採用之NESDIS技術之降雨率太小，及/或未考慮臺灣地形效應的結果，因此，此等因素均須做修正。

2. 三小時降水估計展望

表五與表六為研究個案期間，輪值人員針對各對流雲之特徵及雨量估計與地面觀測值之比較分析如下：

（1）就不同個案之各區總平均（見表五）而言，除個案三（5月17日1200 UTC~18日0900 UTC之誤差為67.6%外，其餘者均在50%以下，尤以個案二（5月15日0300~1000 UTC）及個案五（6月7日0000 UTC~10日0000 UTC），分別達35.6%及39.3%。

（2）就五個個案總平均（見表六）而言，各分區之誤差以東南部之34.7%最低，北

部之43.4%次之，東部為49.0%，其餘者均甚高。若由觀測或估計 ≥ 10 mm及誤差 ≥ 5.0 mm，則誤差以東部之11.3%最小，北部38.7%次之，但東部僅有三個資料，不可靠；其餘各區之誤差均相當大。若由觀測或估計 ≥ 10 mm及誤差 ≥ 5.0 mm，則除北部之37.6%外，其餘各區之誤差均相當大。

(3) 由表六顯示，東及東南部在分析期間內出現豪(大)雨機率不大(僅3次)；其他地區則較多，尤以北部最多，但三小時雨量預估僅北部誤差較小外，其餘各區均大

。顯見，具有地域特性而須做進一步探討。
(4) 就個別個案之估計結果(見表五)比較，亦有很大的出入。以北部為例，其誤差由23.4%至73.2%，顯然個案間的差異性甚大，應做進一步的探討，以改進估計的技術。

由上分析顯示，以衛星資料預估未來三小時之降雨總量深具能力，唯須就個案間預估的差異做進一步之詳細分析，以謀改進此估計技術，如此即可提高即時定量預報之能力。

表三 1992年6月7日0000 UTC至9日1000 UTC之每小時衛星雨量估計總平均、觀測或估計 ≥ 5.0 mm、 ≥ 10.0 mm、 ≥ 10.0 mm及誤差 ≥ 5.0 mm以及觀測或估計 ≥ 10.0 mm及誤差 ≥ 10.0 mm之平均誤差(%)，括號內之數字為資料數。

區 域	北	中	南	東北	東	東南	總平均
總平均誤差(%) (資料數:49)	35.5	72.6	50.3	73.5	41.2	25.1	50.4 (294)
觀測或估計 ≥ 5.0 mm	34.7 (41)	67.3 (38)	49.0 (21)	90.2 (6)	60.1 (1)	— (0)	52.4 (107)
觀測或估計 ≥ 10.0 mm	30.1 (30)	65.7 (32)	40.7 (13)	100.0 (1)	— (0)	— (0)	47.8 (76)
觀測或估計 ≥ 10.0 mm及 $\epsilon \geq 5.0$ mm	35.1 (24)	65.7 (32)	40.7 (13)	100.0 (1)	— (0)	— (0)	51.0 (70)
觀測或估計 ≥ 10.0 mm及 $\epsilon \geq 10.0$ mm	48.9 (8)	81.5 (20)	54.3 (7)	100.0 (1)	— (0)	— (0)	67.3 (36)

表五 1992年各個案各區之三小時衛星雨量估計誤差(%)之逐日及總平均誤差(%)。

個 案	誤 差 日 期	地 區 (%)	北 部	中 部	南 部	東 北 部	東 部	東 南 部	平 均
一	5/ 8/05 -5/ 8/24		72.4	78.8	40.0	80.0	0.0	0.0	45.2
二	5/15/03 -5/15/10		23.4	94.6	31.4	64.7	0.0	0.0	35.6
三	5/17/12 -5/18/09		73.2	60.6	59.4	100.	42.9	69.4	67.6
四	5/26/03 -5/27/00		48.2	68.2	36.5	91.7	0.0	33.3	46.3
五	6/ 7/00 -6/10/00		25.3	51.4	43.1	52.5	31.9	21.3	39.3
平 均			43.4	73.6	56.7	79.6	49.0	34.7	55.3

最冷雲頂成長率
(F1)

直徑大小 (緯度)		>2/3	>1/3 但 ≤2/3	≤1/3	面積減 小或 增暖	最冷雲頂 1或更多 色調增暖
溫度值°C	色 調					
-32~-41	中 灰	12	8	4	2	T
-41~-52	輕 灰	26	16	8	4	
-52~-58	暗 灰	38	20	10	8	
-58~-71	黑	50	30	16	10	
-71~-81	反覆灰	50-100	30-50	16-30	16	
-81~-96	黑	100	50	30	20	4
<-96	白	100	50	30	20	4

上射雲頂因子
(F2)

上射雲頂 (OVERSHOOTING TOP) 的冷雲頂區域 + 8 mm
(高解析度可見光雲圖是最好的參考資料)

合併因子
(F3)

雷雨或對流雲線與對流胞的合併現象
+ 13 mm

系統移速 =
(S)

雷雨系統迎風緣雲頂溫度低於-32°C (MG) 之移速

1. 若迎風緣 1 小時移動 1 ° lat , 則 S = 1/4 °
2. 若迎風緣 1 小時移動 1/2 ° lat , 則 S = 1/2 °
3. 若迎風緣 1 小時移動 1/4 ° lat , 則 S = 3/4 °
4. 若迎風緣滯留或向上游發展 , 則 S = 1 °

飽和環境因子:
(F4)

若迎風緣滯留超過 1 小時, 則 s = 1 且須應用以下飽和環境因子之降水估計量 :

滯留時間	-32~-41	-41~-52	-52~-58	-58~-62	<-62
1 - 2 hr	10	10	10	10	16
2hrs以上	20	20	20	26	26

每小時降水估計
(R1)

$$R1 = (F1 + F2 + F3 + F4) * M * S$$

(濕度校正 - M 可設定為 1)

結 束

圖 1 根據MY色調強化曲線修改之NESDIS衛星降水估計決定樹。

中尺度對流系統三小時降水量估計方法之決定樹

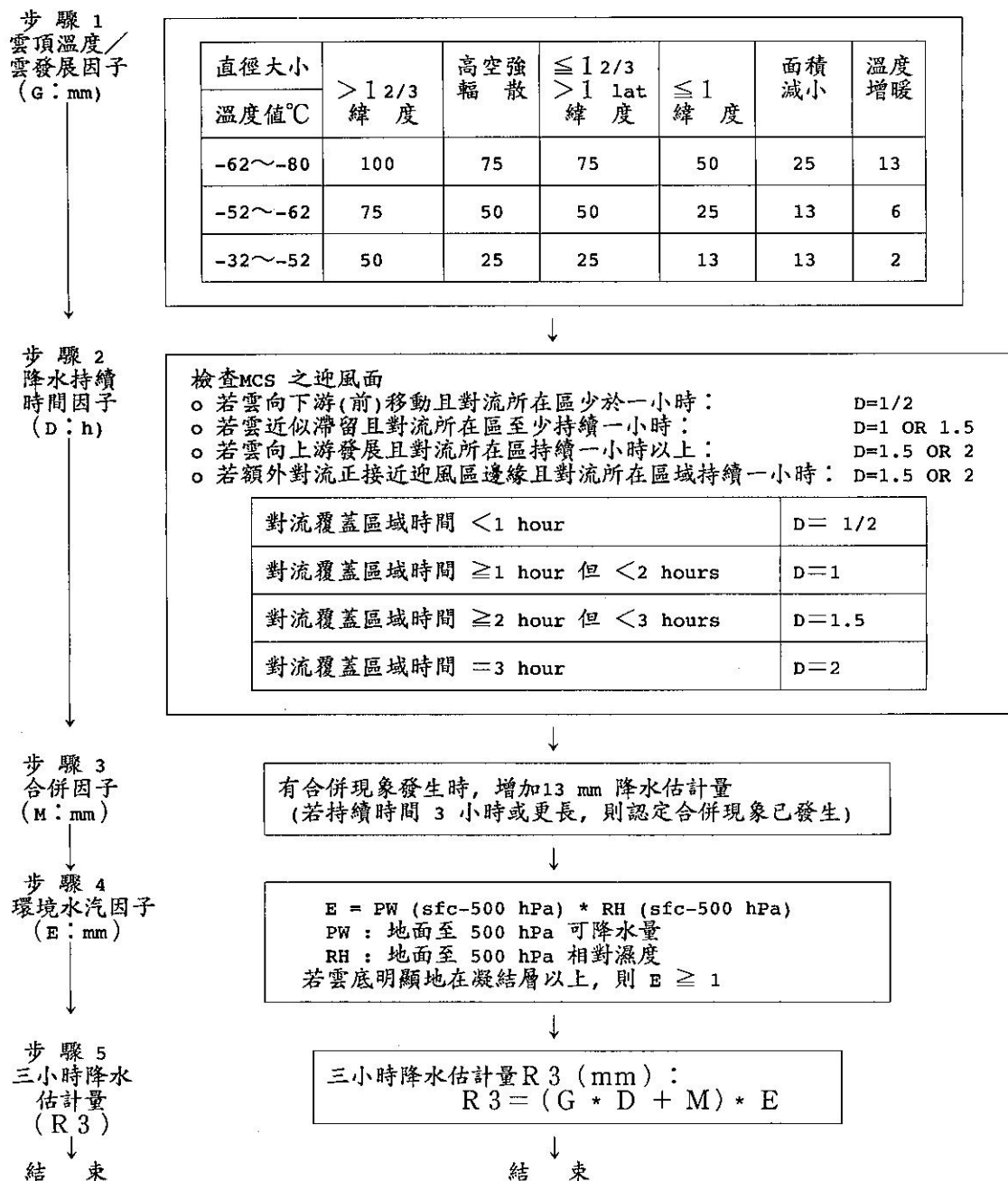


圖 2 中尺度對流系統三小時降水量估計方法之決定樹。

表四 1992年6月7日0000 UTC至9日1000 UTC之每小時衛星雨量估計與觀測之比較，E=0 代表估計與觀測相符，
在其左邊為低估；在右邊則為高估(%)，括號內之數字為觀測資料數。

地 區	低 估										E=0 0	高 估									
	-91 -100	-81 -90	-71 -80	-61 -70	-51 -60	-41 -50	-31 -40	-21 -30	-11 -20	-1 -10		1 10	11 20	21 30	31 40	41 50	51 60	61 70	71 80	81 90	91 100
北 部	0.0 (0)	0.0 (0)	4.1 (2)	4.1 (2)	14.2 (7)	10.2 (5)	8.2 (4)	10.2 (5)	18.4 (9)	4.1 (2)	4.1 (2)	0.0 (0)	12.3 (6)	0.0 (0)	0.0 (0)	2.0 (1)	0.0 (0)	2.0 (1)	4.1 (2)	0.0 (0)	2.0 (1)
	73.5 (38)										同上	22.4 (11)									
中 部	46.9 (23)	2.0 (1)	2.0 (1)	2.0 (1)	6.1 (3)	8.2 (4)	2.0 (1)	10.2 (5)	0.0 (0)	0.0 (0)	2.0 (1)	2.0 (1)	2.0 (1)	0.0 (0)	2.0 (1)	2.0 (1)	4.1 (2)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	6.1 (3)
	79.0 (39)										同上	18.4 (9)									
南 部	32.7 (16)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	10.2 (5)	2.0 (1)	2.0 (1)	2.0 (1)	8.2 (4)	26.5 (13)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	2.0 (1)	4.1 (2)	2.0 (1)	0.0 (0)	2.0 (1)	2.0 (1)	4.1 (2)
	57.1 (28)										同上	16.3 (8)									
東 北 部	57.1 (28)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	2.0 (1)	0.0 (0)	4.1 (2)	2.0 (1)	10.2 (5)	0.0 (0)	0.0 (0)	2.0 (1)	6.1 (3)	4.2 (2)	4.2 (2)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	8.2 (4)
	65.3 (32)										同上	24.4 (12)									
東 部	22.4 (11)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	53.1 (26)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	2.0 (1)	0.0 (0)	6.1 (3)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	16.3 (8)
	22.4 (11)										同上	24.5 (12)									
東 南 部	18.4 (9)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	2.0 (1)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	71.4 (35)	0.0 (0)	0.0 (0)	0.0 (0)	2.0 (1)	0.0 (0)	0.0 (0)	2.0 (1)	0.0 (0)	0.0 (0)	4.1 (2)
	18.4 (9)										同上	8.2 (4)									
全 區	29.6 (87)	0.3 (3)	1.0 (1)	1.0 (3)	3.4 (10)	4.8 (14)	2.7 (8)	3.7 (11)	4.1 (12)	2.4 (7)	27.9 (82)	0.3 (1)	2.4 (7)	0.3 (1)	2.4 (7)	2.0 (6)	2.7 (8)	0.7 (2)	1.0 (3)	0.3 (1)	6.8 (20)
	53.1 (156)										同上	19.0 (56)									

表六 個案一至個案五之每三小時衛星雨量估計總平均、觀測或估計 ≥ 10.0 mm及誤差 ≥ 5.0 mm以及觀測或估計 ≥ 10.0 mm及誤差 ≥ 10.0 mm之平均誤差(%)，括號內之數字為資料數。

區 域	北	中	南	東北	東	東南	總平均
總 平 均 (資料數: 68)	43.4	73.6	56.7	79.6	49.0	34.7	55.3 (408)
觀測或估計 ≥ 10 mm 及 $\epsilon \geq 5.0$ mm	38.7 (54)	71.1 (51)	64.5 (32)	93.8 (13)	11.3 (3)	93.0 (2)	61.0 (155)
觀測或估計 ≥ 10 mm 及 $\epsilon \geq 10.0$ mm	37.6 (53)	72.1 (50)	65.4 (31)	95.3 (13)	100.0 (1)	93.0 (2)	61.0 (150)

四、總結與建議

本研究目的在建立以衛星資料，估計梅雨期臺灣地區對流雲所造成降雨量之技術，並以1992年5~6月POST-TAMEX預報實驗期間，移入臺灣地區之MCSs個案進行時雨量估計及三小時雨量預估，並與地面觀測值比較，以探討此技術的可用性，其初步結果如下：

1. 導致臺灣地區降雨之雲系特徵有：
 - (1) 整個對流系統移入陸地；
 - (2) 對流雲之對流活躍區在海上，陸地僅被其外圍雲系所覆蓋；
 - (3) 主對流在外海，而部分小對流雲進入陸地。

2. 由不同人員估計則獲得相近的結果，例如：由參予計畫人員估計(較具經驗)，在42次之時雨量估計中，全省之平均誤差為49.0%；值班人員在49次估計中，全省平均誤差為50.4%，兩者相差不大。然而就不同時間而言，誤差變化大，其原因可能為MCS處於不同生命階段，亦可能為值班人員估計經驗不同所導致的差異。

3. 不論時雨量或三小時雨量之估計誤差，在中央山脈以西均以北部為最小，南部次之，中部最大；顯見誤差具有地域特性。

4. 衛星雨量之估計結果，以對流雲中最活躍部分正下方區，估計值雖略大於實際觀測值，但兩者最接近；若不在對流雲最活躍區正下方時，則實際降水量與估計值相差甚大，估計值較實際降水量多許多之高估情形。

5. 若不分對流活躍區與否，除東部及東南外，不論任何地區均低估，尤其是中央山脈以西更甚，其低估與高估之比：北部為3.3倍、中部為4.3倍、南部為3.5倍。導致此種現象，可能因所採用NESDIS技術之降雨

率太小，及/或未考慮臺灣地形效應的結果，因此，此等因素均須做修正。由本研究結果顯示，以衛星資料做時雨量預估未來三小時之降雨總量深具能力，但為謀改進此估計技術以達更好結果，必須進行對流雲區的辨認、增加個案數研究雲系不同部位之降雨率及考慮地形對降雨率之效益等，如此應可提高即時定量預報之能力。

五、致謝

本文承中央氣象局提供資料及使用設備之方便，在此敬表謝忱。本文在中央氣象局八十一年委託計畫CWB-81-2M-08支援下完成。

六、參考文獻

- 陳泰然、紀水上、林銘作、何景輝、陳志鵬和吳天瑞，1992：利用衛星資料估計降水量(I)，交通部中央氣象局研究報告第438號，65-75。
- 謝信良、陳來發和林雨我，1992：臺灣地區中尺度預報實驗設計研究，國科會防災科技研究報告80-30號，73頁。
- Abe, Y., I. Nishimori, H. Senda., and T. Imaizumi, 1990: Accuracy of the satellite-derived index of precipitation intensity and its representative characteristics. 日本氣象廳，氣象衛星中心技術報告，第20期，39-60。(日文版，英文摘要)。
- Adler, R.F., and A. Negri, 1988: A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. J. Appl. Meteor., 27, 31-51.

- Barrett, E. C., and D. W. Martin, 1981: The use of satellite data in rainfall monitoring. Academic Press, New York, 340pp.
- DelBeato, R., and S. L. Barrell, 1985: Rain estimation in extratropical cyclones using GMS imagery. Mon. Wea. Rev., 113, 747-755.
- Lyles, N. L., and R.A. Scofield, 1989: Rainfall estimates using the convective-stratiform technique. 12th Weather Analysis and forecasting. Oct. 2-6, 524-530.
- Scofield R.A., 1987: The NESDIS operational convective precipitation estimation technique. Mon. Wea. Rev., 115, 1773-1792.
- Xie, J., and R.A. Scofield, 1989: Satellite-derived rainfall estimates and propagation characteristics associated with mesoscale convective systems (MCS). NOAA / NESDIS Tech. Memo. NESDIS 25, Washington, DC, 49pp.

Study on the Rainfall Estimation Method Using Satellite Data (II)

George Tai-Jen Chen¹, Shui-Shang Chi², Ming-Tsao Lin³

Chia-Yu Wen², Gin-Hui Ho², Chin-Tsai Lin²

ABSTRACT

The purpose of the present study is to establish a technique to estimate rainfall by using satellite data for Taiwan area during the Mei-Yu period. Several cases of mesoscale convective systems (MCSs) which moved into Taiwan area during the Post-TAMEX Forecasting Exercise period in May-June, 1992 were used for 1-h and 3-h rainfall estimation. The estimated rainfalls and surface observations were compared to explore the availability of the technique. Results show that, no matter 1-h or 3-h estimation, the difference over the area to the west of the Central Mountain Range (CMR) was a minimum in northern, and a maximum in central Taiwan. In the other words, the difference between the estimated and the observed rainfalls showed a strong region dependence.

Over the most active convection area, the estimation technique was most suitable with the estimated rainfall only slightly greater than the observed. However, the technique greatly overestimated the rainfall outside the most active area. On the other hand, the technique underestimated the rainfall for all cases selected to the west of the CMR. It was perhaps due to the small rainfall rate used in the original NESDIS technique and/or the topographic effect of Taiwan. These factors should be taken into account in the future revision.

1. Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University
 2. Meteorological Satellite Center, Central Weather Bureau
 3. Ministry of Transportation and Communications