

台灣地區初春雷雨系統的形成條件 及動力發展研究

梁瑞禎 謝維權 易安成

(中華民國七十四年十一月五日收件，十一月廿五日修正)

摘 要

每年入春以後台灣地區容易產生雷雨及低能見度現象，使民航飛安及國計民生遭到影響，目前國內外雖然對雷雨方面的研究已有相當的成就，然對春雷方面之探討則尚嫌不足，加之各地區在不同季節及不同天氣型態下，其預報作業上亦會產生不同的結果，故本研究擬專就台灣地區春雷方面作一番詳盡的分析與探討。

本研究共有以下五個重點：

1. 春雷的特徵分析包括它的活動週期，動力條件。
2. 嚐試以數值化的衛星觀測資料分析春雷及其預報之可行性；目前雖可用資料不多，然對新技術的引進與紮根工作仍具貢獻。
3. 逆溫層的存在，對春雷發生與否的影響。
4. 溫度場，風場在水平、垂直方向的變化及其與春天雷雨之相關。
5. 利用統計迴歸方法完成預測春雷之客觀預報迴歸方程，從而提高春雷預報的準確率。

因此本研究採用近20年（民53～72）之各種資料選案，配合衛星雲圖，予以分析，希能藉其結果對春天雷雨的一般特性有所瞭解以提供較為有利之預報。

一、前 言

每年入春以後台灣地區極易產生雷雨，由於春天雷雨的出現及其所伴隨之天氣系統會突如其來的發生，以致造成數起意外災害。因此為增進瞭解台灣地區春雷系統之特性及其形成條件，除將對春雷分類整理外，並藉衛星雲圖及數值化資料，探空圖分析、運動方程式及迴歸統計法等方式探討系統之形成條件及動力發展過程，希能藉此增強春雷之認識及提高預報準確率，以供實作單位參考。

本研究首先將民國54～73共20年二月至五月發生雷雨的時間予以統計分類，其次透過天氣圖與衛星雲圖之分析選出數組個案研究其產生雷雨原因，同時利用衛星數值化資料加以追蹤與處理，比較各

氣象因子之相關，從而建立迴歸方程並進行校驗，經分析後，我們得到（一）雲頂亮度之值、雲塊面積變化所對應之輻散值，大風出現及濕球溫度隨高度之變化，所構成的四項因子對初春雷雨預報有很重要之相關。（二）衛星數值化資料之有效利用對天氣預報有莫大幫助。（三）透過輻散場之計算，可估計雷雨胞之垂直速度與發展情況。（四）將計算所得結果納入實作單位之例行工作以進行校驗。

本研究有些資料屬首次嚐試，雖未必甚具代表性，但確可作為今後研究之參考，對提高初春雷雨預報甚有助益。

二、前人研究結果

早在三十多年前，Byers 及 Battan (1949)

※本文為國科會專題研究計劃 NSC 74-0202-M072-03 之部份成果。

便對雷雨結構中的風場作了詳細探討，結果發現當垂直風場愈大時，愈易限制雷雨之發展，後來Asai (1964)，Browning及Ludlam (1962)，Pastushkov和Shmeter (1972)，Pastushkov (1975)……等多人亦先後證明：一個發展中的積雲對流系統，必須有充足的能量來源才能加以維持，而垂直風場如果太強，則會破壞其能量的補充並使之衰減。由此可見，不論雷雨的生成條件為何？在它早期的生命過程中，環境風場所扮演的角色，不容忽視。此外，台灣地區屬於亞熱帶氣候，初春期間，北邊鋒面系統仍然週期性的影響本省天氣，且往往伴有颱風雷雨的產生，因此陳 (1984) 對此種現象加以探討的結果，認為它是西風帶的「斜壓不穩定」所引起，其能量來源則為大尺度系統間的溫度差所致，其值愈大，積雲對流旺盛。所以溫帶氣旋的形成與發展在季節交替之際，遂構成本省初春期間，雷雨演變過程的主要原因之一，其中，潛熱的釋放 (LHR) 及水汽的傳送則佔有相當份量，所以，如何對雲塊及水汽加以有效的估計，更形迫切。Adler及Rogers (1977) 便曾利用微波輻射儀 (Electrically Scanning Microwave Radiometer) 系統來分析潛熱釋放以找尋其與風暴或降水之關係；另外Chang及Wilheit (1979) 也曾將微波探測儀與微波輻射儀的資料合併，採用一種統計迴歸方法，算出局部地區的總降水量，其結果與實際資料相差無幾。

近幾年來，國內氣象界隨著科技的進步與經常性的學術探討，有多數人已曾經運用色調強化雲圖 (enhancement cloud chart)，分析大氣各種現象，如鋒面、雷雨或颱風，獲得了進一步的證實。吳、王、謝及洪 (1983) 亦曾對台灣附近中小尺度的雲系加以追蹤，洪、朱、及張 (1982) 則利用衛星資料對西南氣流予以分析；另外，易 (1984) 嘗試以數值化衛星資料來估計降水量，洪等人 (1984) 曾運用氣象衛星資料對雨量的估計進行探討，及邱 (1984) 對衛星數據資料的應用等都作過通盤的介紹，提供了他人在實際作業時應考慮的因素。

三、資料來源與處理

(一) 引用資料與分析

1 使用資料時間：

從過去二十年 (54年至73年的2~5月份) 逐時的天氣資料中，首先將初春期間發生雷雨之時刻列出，並加以整理，結果發現三月份的雷雨多不規則，且發生時沒有徵兆，故往往不易預測，直到發生過後，才予人們一種「春天快要來臨」的感覺，所以它發生次數較少，日期亦不集中，四月以後，則因天氣型態逐漸變更，溫度開始回升，使得大氣中條件性不穩定度增加，從而雷雨日數增多。表一即說明了近二十年初春雷雨發生次數的頻率及其變化趨勢，其中以四月份平均2.4次為最高，二月份0.4次為最低。

表一 歷年 (54~73) 初春期間 (2~5月) 雷雨發生次數統計表

日雨發生次數統計表					
次數 月份 年份		2	3	4	5
54		0	1	1	0
55		0	1	3	1
56		0	0	1	1
57		0	4	0	2
58		1	1	0	1
59		0	1	2	2
60		0	0	1	1
61		0	0	2	4
62		0	1	7	1
63		1	0	2	3
64		0	0	3	1
65		0	0	1	2
66		0	1	2	1
67		0	4	6	2
68		0	3	2	0
69		2	4	3	2
70		0	3	0	2
71		0	2	0	3
72		4	4	6	2
73		0	2	6	3
合計		8	32	48	34
平均		0.4	1.6	2.4	1.75

2 個案選取：

為找出初春期間雷雨之特性，以方便日後預報作業之進行，我們決定選取二十次個案 (A組)，分別 (individual) 或合成 (composite) 來探討其「天氣型態」與「影響因子」，相信對於此種複雜多變之初春雷雨能有一初步瞭解，所以我們個案選取的標準為：(1) 造成本省局部地區產生雷雨達

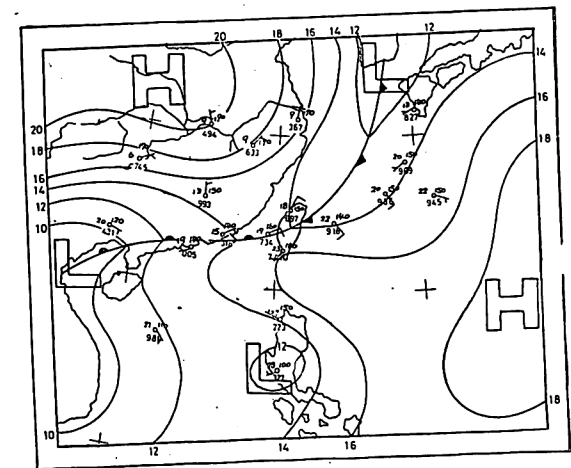
1小時以上者；(2) 產生降雨量平均達20mm/日以上者。(3) 資料記錄較完備者。如此，我們可得到結果如表二，其中降雨量有8次超過30mm/日，6次超過20mm/日，僅6次是在15mm/日左右。

表二 20次雷雨個案之發生地區分布及所出現之平均雨量，其中雨量資料分別是由松山、清泉崗、台南、花蓮及馬公等測站之觀測值為主要依據。

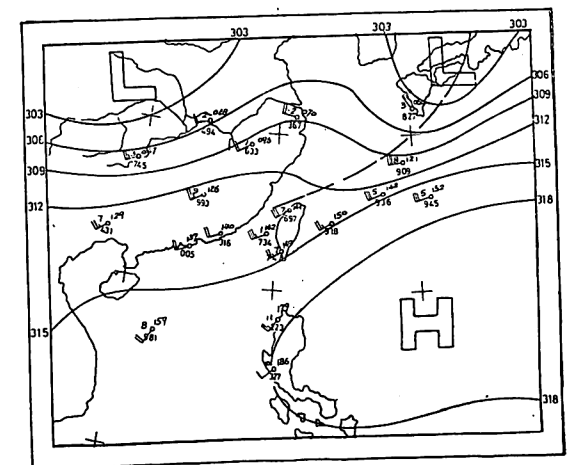
次數	個案日期	雷雨地區					平均雨量 (mm/日)
		北	中	南	東	海峽	
1	59.4.11	√					24
2	60.4.9	√				√	13
3	61.4.18	√					10
4	62.3.31	√	√		√		26
5	63.2.21	√					18
6	64.4.6	√	√				38
7	65.3.30	√	√		√		11
8	65.4.14	√					27
9	67.3.4	√					36
10	67.3.21	√	√	√			63
11	68.3.20	√					37
12	68.3.26	√					40
13	69.3.1	√	√		√		17
14	69.3.6	√	√				21
15	70.3.18	√	√	√	√		20
16	71.3.9	√					24
17	71.5.2	√					36
18	72.2.10	√	√				54
19	72.3.11	√	√	√	√		64
20	72.3.19	√	√	√	√		28

3 合成天氣圖：

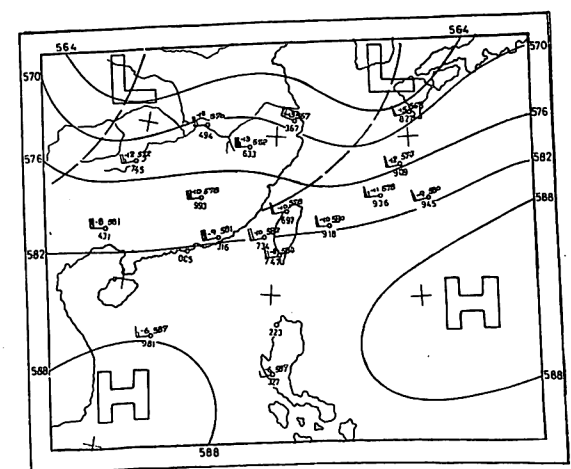
吾人使用天氣圖合成法，在 $10^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{N}$ 及 $95^{\circ} \sim 130^{\circ} \text{E}$ 之間，作出發生雷雨時各定壓面層上的氣壓、溫度及風場之平均圖，發現初春雷雨的發生多半與鋒面相配合，從地面圖中 (圖一) 的鋒面位置，可以知道鋒面附近溫度的不連續，會造成斜壓不穩定，另外700MB及500MB (圖二及圖三)，亦分別有一短槽位於日本及東海一帶，超前於底層鋒面，造成鋒面附近空氣更加不穩定，此時華南地區又出現有較強的西南氣流，帶有豐沛水汽輸入，配合高層噴射氣流與副熱帶高壓之輻散作用 (圖四)，更加速了空氣塊之垂直發展。因此，吾人為找出發生雷雨前的端倪，即期望從現有天氣



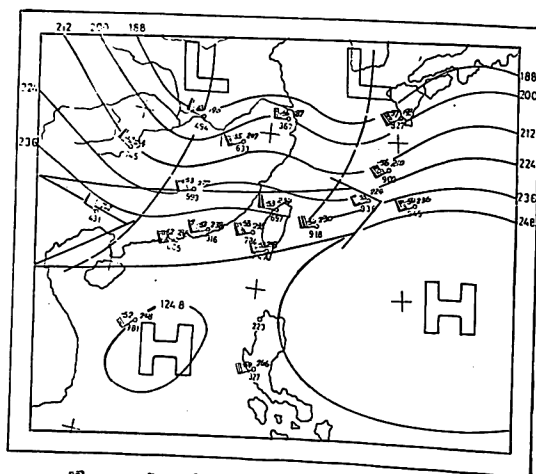
圖一 發生雷雨時之sfc平均圖



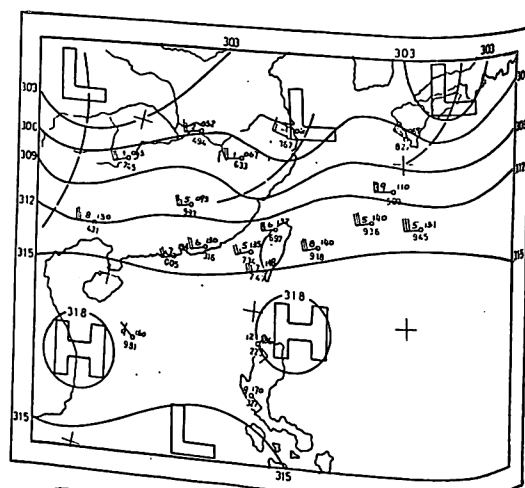
圖二 發生雷雨時之700MB平均圖



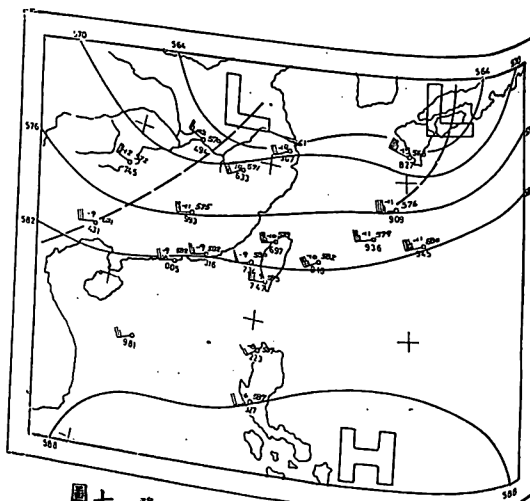
圖三 發生雷雨時之500MB平均圖



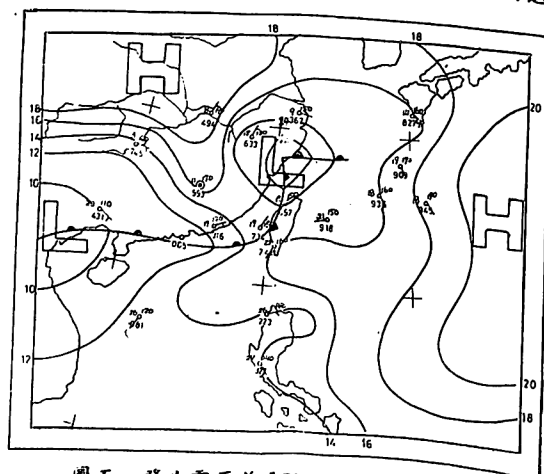
圖四 發生雷雨時之 200 MB 平均圖



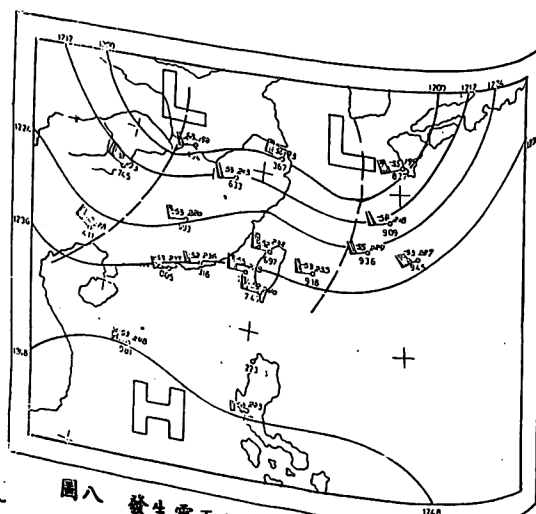
圖六 發生雷雨前 12hr 700 MB 平均圖



圖七 發生雷雨前 12hr 500 MB 平均圖



圖五 發生雷雨前 12hr sfc 平均圖



圖八 發生雷雨前 12hr 200 MB 平均圖

圖中，以同樣的合成方法比較雷雨發生前十二小時之天氣圖（圖五～圖八）。結果發現若地面鋒面系統移至馬祖附近及高層出現輻合帶時，吾人即應守視鋒面之發展，而注意雷雨之發生。從個別案例與合成圖的比較中，發現大部份地面圖均有此類似鋒面存在，然而高空圖中槽線的配置却較不規則，使得合成圖中僅有較平淺的槽脊線存在；因此吾人從地面圖中，如果發現鋒面南移至華南地區並造成惡劣天氣時，即應提高注意。

4. 探空曲線圖：

由於 A 組二十次的個案中，有少部份的降雨量偏低，且實際降雨時間與施放探空時間相隔已久，降雨地區與探空地點距離亦較遠，是以我們另外選

取十次個案（稱為 B 組），加以垂直剖面上的分析與討論（如表三所示），發現個案中有 60 % 以上的雷雨在發生之前會有微弱逆溫在大氣底層出現，由於逆溫層的存在，大氣中的能量得以往上傳遞（Riehl, 1981），使空氣塊可即時獲取能量而迅

速發展，所以逆溫層的作用雖非為雷雨產生之必要條件，但它却有利於促進雷雨的發展。另外從風向隨高度的變化來看，大部份的個案，均呈順轉現象，顯示底層有暖平流產生，此時若再配合有逆溫層的存在與醞釀，則促使雷雨發展之可能性更為增加

表三 B 組（10 次）個案的相關探空資料

個案（日期）	700MB 以下 平均 R.H.(%)	逆 溫 層			溫度遞減率 (°C/km)			風向隨高度轉向		
		有	無	厚 度 (MB)	850MB	700MB	500MB	順轉	逆轉	無
59.4.11	87	√		960 - 890	3.7	6.2	4.8		√	
64.4.6	78		√		4.1	7.5	7.7	√		
65.3.30	95	√		870 - 840	5.3	6.2	7.2		√	
67.3.4	85	√		940 - 900	5.4	6.4	5.9			√
67.3.21	76	√		960 - 910	5.3	5.4	3.0			√
68.3.26	82	√		910 - 880	7.3	3.5	6.6	√		
69.3.6	84		√		4.8	5.5	6.2			√
71.3.9	91	√		870 - 755	8.1	5.9	5.0	√		
72.2.10	93		√		3.6	4.8	6.1	√		
72.3.11	87		√		4.2	4.1	6.3	√		

表四 不穩定度 ($\partial\theta_w/\partial z$) 與發生雷雨之關係，(a) 為發生雷雨當時之情況，(b) 為發生雷雨前 12 小時之情況。（單位：°K）

編號	日期	1000MB	850MB	700MB	500MB	400MB
1	59.4.11	288	290	291	292	292
2	64.4.6	287	290	292	292	292
3	65.3.30	292	288	291	292	293
4	67.3.4	290	290	286	288	290
5	67.3.20	292	290	291	290	293
6	68.3.26	290	239	288	291	292
7	69.3.6	288	291	291	291	292
8	71.3.9	286	288	291	291	292
9	72.2.10	284	289	287	289	291
10	72.3.11	287	290	287	290	292
平均		288.4	289.5	289.5	290.5	291.9

(a)

編號	日期	1000MB	850MB	700MB	500MB	400MB
1	59.4.11	290	292	293	293	293
2	64.4.6	293	294	292	292	293
3	65.3.30	290	291	293	295	295
4	67.3.4	292	290	291	292	292
5	67.3.20	292	292	291	291	293
6	68.3.26	288	290	291	292	292
7	69.3.6	290	292	292	294	293
8	71.3.9	286	290	292	290	293
9	72.2.10	286	289	290	290	290
10	72.3.11	290	291	290	291	292
平均		289.7	291.1	291.5	292.0	292.6

(b)

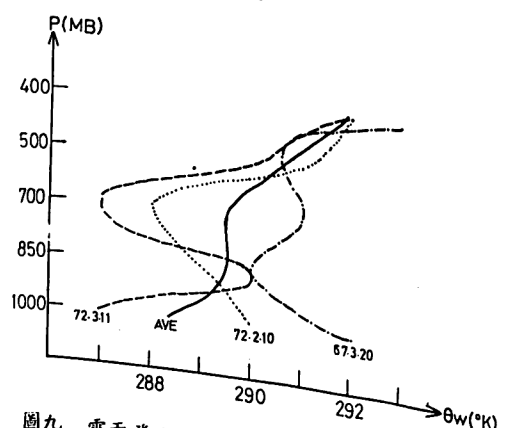
~ 23 ~

~ 22 ~

再者我們亦可藉濕球位溫 (θ_w) 之計算去瞭解大氣之對流不穩定度 (Convective instability) (Doswell III, 1982):

$$\begin{aligned} &> 0 \text{ (stable)} \\ \frac{\partial \theta_w}{\partial z} &= 0 \text{ (neutral)} \\ &< 0 \text{ (unstable)} \end{aligned} \quad (1)$$

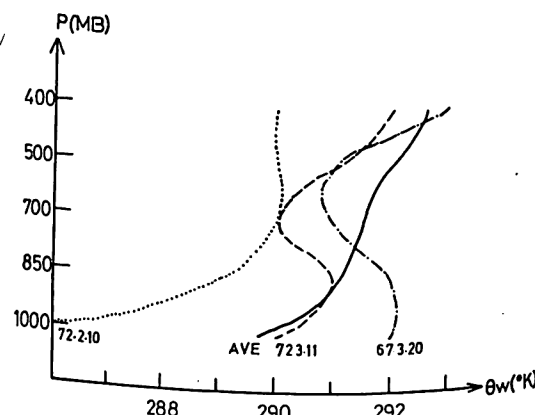
因為濕絕熱與乾絕熱過程都有守恒性，故 θ_w 值隨著高度的變化與 θ 之變化是具有相同意義的，且本文在計算時發現：探空圖中的 θ_w 值比較容易分析且無需考慮沿乾絕熱線外推時的誤差，所以本文用 θ_w 為探討主要對象，使用的目的即在比較不穩定度與發生雷雨之關係，所以表四所列即為雷雨發生時間及發生前 12 小時利用探空資料所求得各高度層之 θ_w 值，其中 B 組個案之案例編號為 2 3 4 5 6 9 10 者均發現在 500MB 以下有不穩定度的出現 (亦即 θ_w 隨高度增加而減小)，遂容易造成雷雨。此外，圖九與十亦分別說明了 θ_w 隨高度變化的情形，當曲線變化的斜率為負值時，即表示該高度層屬不穩定狀態。



圖九 雷雨發生前濕球溫度隨高度變化 ($\frac{\partial \theta_w}{\partial z}$) 之曲線，其中實線為平均值，餘為典型的雷雨例子。

5 衛星雲圖：

自從 GMS 同步衛星發射成功後，即可定時 (每隔 3 小時) 的獲知大氣結構，對於時間尺度較大的系統，有莫大的幫助，尤其當綜觀尺度之天氣圖無法解釋或預測某些特殊天氣現象時，衛星雲圖不



圖十 雷雨發生後之不穩定度已顯然降低

但可事先觀測其徵兆，更可掌握其動態，同時配合天氣圖，預測其天氣變化，所以雲圖的使用，除可按傳統方法予以判斷外，更應充份利用其特殊功能，使其發揮更大功效。

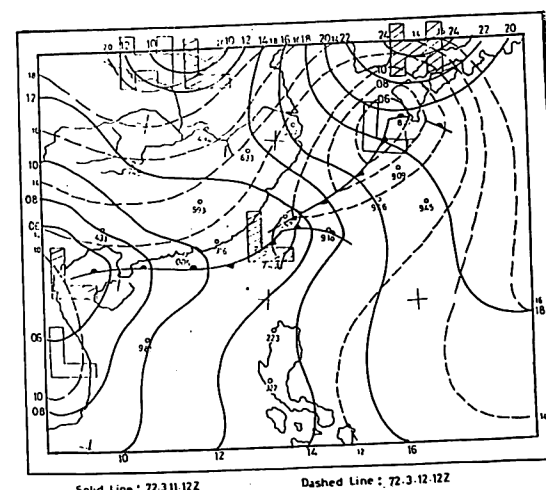
國內同步衛星資料的使用，為近五、六年的歷史，所以在此以前的天氣變化，比較缺少衛星雲圖連續性的資料加以佐證，因此對春天雷雨的預測，若以傳統的方式探討，則不外乎以下幾種方法：

- (1) 在地面圖中是否出現大尺度鋒面系統、高空槽、斜壓不穩定等現象 (劉、陶 1980, 徐、李 1981)。
- (2) 探空圖中之各種指數值，如 Kindex, Tindex (林 1976) 及不穩定度 (Holton, 1979) 是否偏高。
- (3) 從衛星雲圖中，分析雲的稟性、形狀及範圍 (王 1971, 俞 1974……) 是否有發生雷雨之徵兆。
- (4) 出達對積雨雲的觀測、追蹤是否有嚴重之影響 (曲 1979, 曲 1981)。

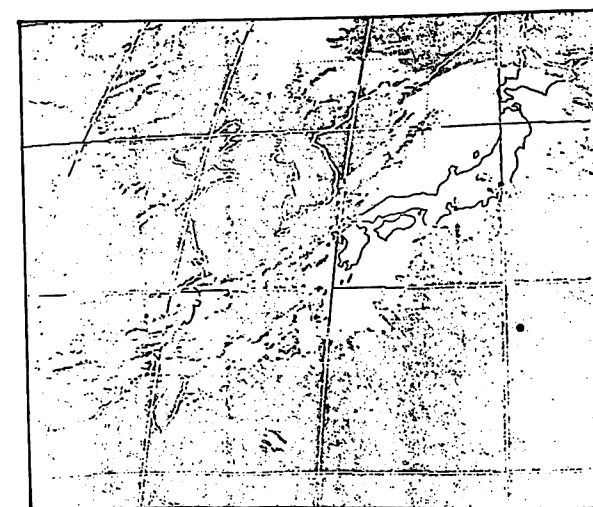
所以在前節所得之個案中，吾人亦按傳統方式，分析當時之天氣圖，同時配合雲圖比較彼此間之異同，結果發現：

- (1) 屬於移動性者：此類多屬大尺度的鋒面系統 (圖十一) 平均一天移動四~八個經度，所以當鋒面或飆線通過本省時，局部地區會產生大雷雨，且降雨時間長，降雨量大，平均二、三小時的雨量即可達 20mm (吳、陳，1977)，此時雷雨產生原

因多半屬於斜壓性不穩定，雲系多呈逗點狀，範圍則約有十五個經度左右 (圖十二)。



圖十一 移動鋒面性雷雨示意圖



圖十二 74 年 3 月 27 日 O0Z IR 衛星雲圖，其雲系橫跨約十五個經度屬於綜觀尺度系統

- (2) 近似滯留者：系統移動緩慢或 MCC (Mesoscale convective Complex) 稟性者，它們多半在局部地區產生，且探空圖中底層部分伴有逆溫層出現可使其迅速獲得能量補充，而發展成雷雨，此一現象與 Riehl (1982) 所述極為相似。

- (3) 時間尺度較小者：往往在局部地區造成雷雨現象，却不易由綜觀天氣圖或雲圖加以追蹤，因此

需藉助於雷達的幫助，才能守視其動態。此種現象則以夏季期間冷心低壓較為明顯 (羅、梁、謝 1983)。

(二) 個案資料輻散量之求取

由於我國使用 GMS 同步衛星資料時間較短，因此僅就近幾年中選出四個案例 (C 組)，進行雲塊面積的計算及輻散量估計方法的討論與比較。

1 個案選定：

在春天雷雨發生時雲系的移動多呈不規則，且衛星雲圖的時間間距較久，無法準確的追蹤，僅取對雲系移動較為緩慢且易於分析者為主要對象，因此本節中共選取 71 及 72 兩年的 4 次個案分析。日期分別為 71.3.9, 71.5.2, 72.2.10 及 72.3.11，因它們均曾為本省地區帶來大雷雨 (如前表二)。

2 輻散量之計算方法：

雲塊面積隨時間的變化量 ($\frac{DA}{Dt}$) 是使用前後兩張雲圖對同一雲系之面積差作比較後，再除以時間間距及雲塊總面積，即可得到此雲塊的輻散量，其表示法可寫成如下的形式：

$$\nabla \cdot \vec{V} = \frac{1}{Ac} \cdot \frac{dAc}{dt} \quad (2)$$

其中 Ac 為雲塊面積， $\nabla \cdot \vec{V}$ 值為正時表示輻散，為負時表示輻合。

3 輻散結果在定性與定量上之探討：

在求得輻散量後，即可與天氣圖定性的相比較，以決定何種高度最具代表性，同時它亦可以定量的分析，以決定降雨量的多寡，所以它的功用不可輕忽，茲簡述如下：

(1) 與天氣圖相比較：

通常雲圖中的雲塊只能從其溫度值，加以概估出其所在高度，從而分析其成因，預測其動向。所以單獨利用雲圖的分析結果，並非客觀的方法，因此本文期望找出其與天氣圖之相關。

(A) 大氣中的各種系統，通常會隨著高度的不同，呈現出不同的型態；以輻散場來說，底層的低壓

輻合現象，到高層轉為輻散，顯示此系統的結構完整，有機會繼續發展 (Holton, 1972a) 反之則不然；所以從天氣圖中分析各但高度層之輻散場 (徐、易、呂, 1984)，即可追蹤其變化，進而與雲圖結果相較，因此可靠性自然提高甚多。

(B) 將各層天氣圖中的目標區，用已知測站的風場向量，以連續方程式中的水平分量部份計算其輻散值 (其中 u , v 的分量是來自觀測資料的風場，例：30020 的分量為 $u = 17$, $v = -10$) (Holton, 1972b)。

$$\nabla \cdot \vec{V}_h = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (3)$$

(C) 將兩連續時間計算所得的結果加以平均後，與前小節利用雲圖所得之值相較，其結果如表五所示，我們發現 C 組個案：(1) II III IV 的日期中，均以 500 MB 所得之值與雲圖較為接近，顯示在此三種高度下，500 MB 槽脊線的移動，對於雲塊有較大的影響。(2) II III IV 中，300 MB 均呈現輻散現象，表示天氣系統在高層產生輻散，相對地底層便有上升運動發生，而上升運動也正是造成天氣現象的主要因素。(3) II III 中，由輻散值隨高度的增高而增加，表示雲塊的流出量 (Detrainment) 很大，亦即上升運動在 700 MB 以下非常旺盛。(4) 雲圖所得之值均為輻散現象，表示雲塊很明顯的是由小變大 (即雲塊附近的空氣受到旺盛對流及不穩定度的影響，得以迅速發展)，而其值愈大，則影響的範圍也愈大。

表五 C 組個案中各種資料計算所得輻散值之比較 (單位：S⁻¹)

輻散值	雲圖	700MB	500MB	300MB
個案日期	(1/s)	(1/s)	(1/s)	(1/s)
I	71.3.9	3.11×10^{-6}	7.19×10^{-6}	7.19×10^{-6}
II	71.5.2	8.22×10^{-6}	1.94×10^{-6}	7.45×10^{-6}
III	72.2.10	1.6×10^{-5}	8.21×10^{-6}	1.76×10^{-5}
IV	72.3.11	1.2×10^{-6}	8.55×10^{-6}	-2.41×10^{-6}
				1.90×10^{-6}

(2) 直接估計雨量：

當雲圖中有同樣亮度的兩個雲塊分別在兩地出現時，它們並不一定會產生相同的降雨量，或相同的降雨時間，因為它們在地理位置上 (①經緯度不同，②離正投影點之半徑不等，③海陸分佈不同，④地形構造不一樣……等)，與氣候資料上 (①乾濕性質，②季節變換……等) 並不全然相同，所以統計當地雲塊與降雨量之相關，與找出迴歸方程，則是定量預估降雨量的方式之一。另外根據 Mack 和 Wylie 法 (1982)：可由砧狀積雲的變化開始，首先分析輻散量，再計算攝入率 (Entrainment) 及特定層之質量傳送 (Mass transport) 關係，進而考慮雲塊本身與週圍空氣的混合比 (Mixing ratio)，即可求得雲塊之平均凝結率 (Condensation rate) 及與當地降雨量之相關。因此比較上述兩法，我們發現：①後者有理論根據，唯大氣中雲塊附近的探空資料不易觀測，造成計算不便。②前者雖缺乏較完整的物理機制，但方法簡單，確實可行，並且統計資料愈豐富，預測效果愈佳，所以此法較適宜實作單位之參考。

(三) 個案分析雷雨能量與垂直速度之計算結果

每當局部地區發生雷雨時，通常會伴有強風出現，顯示它有很強的氣壓梯度及旺盛的垂直運動存在，因此能量的消耗，必定有其來源，使之繼續加以補充。所以潛熱的釋放與斜壓性不穩定，乃構成其主要機制，故探空圖的使用實有其必要，茲簡單以動力原理的觀點及其範例來加以討論之。

1 動力原理方面：

由於雷雨產生到消失的過程，能量的交換 (Energy exchange) 變化不定，且觀測雷雨儀器之不足，以及許多截至目前尚無法瞭解之微物理過程 (micro-physical process)，所以在過去許多先進氣象學者的研究中，均無法完整地計算出其能量收支狀況，僅能針對動量方程式 (momentum equation) 作定性的推導及模式的測試；近年來，國內鮮少有人嘗試此種作法，雖然如此，我們仍然願意參照前人的研究方式，找出

適合我們的步調來探討其動力關係。

(1) 在 (x, y, z, t) 的直角坐標中，三個運動動量方程可分別寫成如下的式子：

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f_v - 2wr \cos \phi + f_{C_x} + F_x \quad (4)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - f_u - f_{C_y} + F_y \quad (5)$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + F_o - g + F_z \quad (6)$$

其中 u , v 是水平方向的分量， w 是垂直速度。 C_x , C_y 是雷雨胞中，向內旋轉運動的分量，分別指向東方及北方。

F_o 是降雨的黏滯係數。

F_x, F_y, F_z 則是 x, y, z 方向之摩擦力。

為了讓方程式能夠計算，我們首先需利用擾動法 (perturbation method) 加以線性化，使之轉換成如下的形式，方能求其解。

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x} + f_v + f_{C_x} - 2\Omega \cos \phi \cdot w \quad (7)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial y} + f_u - f_{C_y} + F_y \quad (8)$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} + g \left(\frac{T'}{T} - \frac{p'}{p} \right) + F_o + F_z \quad (9)$$

其中：

A 項為所希望計算之加速度 (即動量或能量，因為 (能量 = 動量 × 速度))。

B 項為擾動氣壓梯度力 (PPGF)，通常為影響等號左邊 A 項之最大因子。

C 項為科氏力，是種因地球自轉而產生的假力，它會隨著緯度的變化而變化。

D 項是一種上下運動，其值在緯度較大時，可以省略。反之若在赤道附近，則因 $\cos \phi = 1$ ，使得該項不能忽略。

E 項為熱浮力作用，當其為正值時，能使空氣上升速度加快。

F 項為雷雨區內出現降雨時，所產生之拖力 (precipitation drag force)。

G 項則是摩擦力，通常因為 order 較小，而予以省略。

其次需再作尺度分析 (scale analysis) 以決定何項具有較明顯的作用，進而作適當的取捨。上述方程式中 B、C、E 三項可由觀測值加以計算而求得，D 項中的 w 值，則必須透過運動方程式加以推算 (它亦可以視緯度高低而決定其取捨)，剩下的 F、G 項則因為某些技術的無法突破，使得其值不易加以估計，而造成此方程式的缺憾。所以本文僅以現有知識對垂直速度作簡單的分析。

(2) 垂直速度 w 的計算：

通常，在計算垂直速度時，我們並未考慮密度的變化，原因即在於密度隨高度的變化不易觀測，但是如果考慮大氣中某一層次 (layer) 的平均密度為其代表時，則前述之方程式將可由下列非彈性質量連續方程 (anelastic mass continuity equation) 取代之。

$$\frac{\partial [\rho(z)w]}{\partial z} = -\rho(z) \nabla_h \cdot \vec{V} \quad (10)$$

式中 $\rho(z)$ 是隨著高度變化的環境密度，可由多次個案的合成圖中獲得， $\nabla_h \cdot \vec{V}$ 則是水平輻散場。

因此，我們若想計算垂直速度 w ，則需將上式積分使之從大氣頂部 ($\approx 14 \text{ Km}$) 往下積分至地面，然後再以定差法的型式逐次處理，即可得到各個層次之 w (Lin 及 Wang, 1982)。

$$W_{K-1} = \frac{\rho}{2\rho_{K-1}} \{ (\nabla_h \cdot \vec{V})_{K+1} + (\nabla_h \cdot \vec{V})_{K-1} \} 2\Delta Z + \frac{\rho_{K+1}}{\rho_{K-1}} W_{K+1} \quad (11)$$

(3) 個例計算與計算結果：

從前段的介紹，我們瞭解雷雨胞中之垂直速度是可計算的，今以 72 年 2 月 10 日及 71 年 5 月 2 日為例，計算其垂直速度 (表六 A)，結果發現我

表七 利用迴歸方程對春天雷雨之發生機率的效驗結果

資 料	時 間							
		73.3.19	73.4.16	73.4.21	74.3.28	74.4.10	74.4.11	74.5.28
雷 雨 發 生 區	北	√	—	√	√	√	—	—
	中	√	—	√	√	√	—	√
	南	√	—	√	√	—	—	√
檢 驗 值 (Y) (%)		87	23	86	47	88	57	78

$$Y = 0.16 + 1.23 \times 10^{-3}x_1 + 6.4 \times 10^3x_2 + 4.16 \times 10^{-3}x_3 - 0.26x_4$$

表八 對捨去“人為主觀”判斷變數 x_2 之迴歸方程效驗之結果。

資 料	時 間							
		73.3.19	73.4.16	73.4.21	74.3.28	74.4.10	74.4.11	74.5.28
雷 雨 發 生 區	北	√	—	√	√	√	—	—
	中	√	—	√	√	√	—	—
	南	√	—	√	√	—	—	√
檢 驗 值 (Y) (%)		85	24	89	51	86	55	75

$$Y = 0.16 + 1.65 \times 10^{-3}x_1 + 4.16 \times 10^{-3}x_3 - 0.26x_4$$

其中 x_1 仍為雲頂亮度， x_2 是大風值， x_3 為不穩定度。此時再以同樣日期予以效驗，如表八所示，結果發現與原組迴歸方程所得之結果有近似之答案，因此證明了吾人對初春雷雨發生機率之預因的選取，有較為客觀的分析。

四、結 論

引用衛星數值化資料來探討本省地區初春雷雨

的形成條件，尚屬首次，所以遇到的困難（包括資料與技術）亦多，不過雷雨本身的變化本來就不易掌握，因此本研究在有限的資料與環境下，仍可得到以下初步結果：

(1)由個案之地面平均圖中顯示，發生春雷之綜觀天氣型態以東海地區有冷鋒向西南西方延伸至海南島一帶時，極易發生雷雨。

(2)深空曲線圖中若低層有不穩定現象 ($\frac{\partial \theta}{\partial z}$

< 0) 及逆溫層存在時，顯示氣塊在大氣底部有先行激發之作用，然後再迅速向上發展，終至釀成雷雨。

(3)台灣附近地區 500 MB 等壓面層出現輻散現象達 $27 \times 10^{-6} s^{-1}$ 以上及雲頂溫度低於 $-50^\circ C$ 時，雲塊極容易垂直向上發展而產生雷雨。

(4)當大氣垂直運動迅速增加時（較平常大 100 倍或更高），雷雨胞之上升速度加快（即所謂旺盛對流）便容易產生雷雨（唯此時垂直速度之計算需有賴於及時之探空資料）。

(5)本研究之迴歸方程之建立可供實作單位於初春期間對雷雨預報之參用，從而提高其預報準確率。

(6)雷雨迴歸方程式中，各因子之乘算仍不易求出，需有待進一步的努力。

五、致 謝

研究過程中在衛星數值化資料之轉錄過程曾遭到極大之困難，但承蒙中央氣象局衛星站洪主任及顏課長的大力幫助得以解決，謹此致十二萬分謝意。陳明煒、邱炳樞、鄧資嘉、王觀智、沈振雄及李雲龍等同志協助整理資料及繪製圖表在此一併致謝。

六、參考文獻

- 王時鼎，1971：利用衛星雲圖法定颱風運動與強度。氣象預報與分析，48，5～21。
曲克恭，1979：氣象雷達 WRS-74 C 測定台灣地區暴雨量之研究。氣象預報與分析，78，1～18。
曲克恭，1981：應用氣象雷達 DVI P 測定台灣地區豪雨量。氣象預報與分析，87，1～11。
吳宗堯、王時鼎、謝信良、洪理強，1982：GMS 混合切力與重力波雲系分析。大氣科學，9 期，169～182。
吳宗堯、陳正改，1977：台灣北部地區豪雨特性之分析，氣象預報與分析，77，15～30。
沈椿年，1976：P 個獨立變數迴歸分析法。統計學，第十三章，329～331。

林則銘，1976：危害飛行氣象因素客觀預報之研究——熱力及地形雷雨。全國大氣科學學術研討會論文彙編，國科會研究報告 223～234。

易安成，1984：同步衛星數值化資料基本應用之探討與分析：(2)雲系發展與降雨關係。氣象預報與分析，100，102～106。

邱爾文，1984：氣象衛星數據資料應用成效之評介。天氣分析與預報研討會論文彙編，179～197。

俞家忠，1974：利用衛星資料預測台灣低壓及台灣天氣之研究。氣象預報與分析，60，1～11。

洪理強、朱曙光、張修武，1982：利用衛星資料對西南氣流及其雲系特徵分析。中範圍天氣系統研討會論文彙編，489～504。

洪理強、紀水上、姜煌熙、吳倩文、劉復誠，1984：建立氣象衛星資料估計降雨量之技術。防災科技研究報告 72-35 號，9930。

徐天佑、李紀恩，1981：大氣現象及大尺度間的物理機制之個案研究分析。氣象預報與分析，78，1～18。

徐天佑、易安成、呂芳川，1984：台灣北部冬末春初低層強風與劇烈天氣之關係。航空氣象與飛航安全研討會論文彙編，37～44。

陳泰然，1984：颱風與伴隨之中尺度系統。中尺度氣象學，第七章，80～91。

劉廣英、陶家瑞，1980：鋒面雷雨之個案分析，氣象預報與分析，84，21～29。

羅季康、梁瑞禎、謝維權，1983：夏季高空冷心低壓與颱風之關係，氣象預報與分析，94，1～20。

Adler, R. F., and E. S. Rodgers, 1977: Satellite-observed latent heat release in tropical cyclone. Mon. Wea. Rev., 105, 956-963.

Asai, T., 1964: Cumulus convection in the atmosphere with vertical wind shear: numerical experiment, J. Met. Soc. Japan, 42, 245-259.

民國 74 年 11 月

梁瑞禎 謝維權 易安成

- Byers, H. R., and L. J. Battan, 1949: Some effect of vertical wind shear on thunderstorm structure. *BAMS.*, 30, 168-175.
- Doswell III, C. A., 1982: Sounding thermodynamics, *The operational Meteorology of convective weather*. Vol. I, II-20-25.
- Holton, J. R., 1972a: A two-parameter baroclinic model, An introduction to dynamic meteorology. § 8.5, 133-140
- Lin, Y. J., and T. C. Wang, 1982: A three-dimensional study of air-particle trajectories within a supercell rotating thunderstorm. *Pap. Meteor. Res.*, 5, 151-181.
- Mack, R. A., and D. P. Wylie, 1982: An estimation of condensation rates in three severe storm systems from satellite observation of the condensation mass flux. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 725-743.
- Pastushkov, R. S., and S. M. Shmeter., 1972: The effects of vertical structure of wind on the evolution of cumulus and cumulonimbus clouds. *Trudy 5 vsesouznogo meteorologicheskogo sezda*, 4, 178-192, Gidromet, Leningrad.
- Riehl, H., 1979: The trade wind inversion, *Climate and weather in the Tropics*. Ch. 5, 202-249.

Study on the Formation and Development of
a Thunderstorm in Taiwan Area
at the Beginning of the Spring

Jui-Cheng Liang

Wei-Chyuan Shieh

An-Cherng Yih

Abstract

In Taiwan area, it is easily to cause the lower visibility and the thunderstorm at the beginning of each Spring. This phenomenon usually will produce some bad influences on the safety of the flight and the training program of our Air Force. Thus, to decrease the damage, we want to study the formation, development, kinematic and dynamic mechanism of a Spring thunderstorm in a quantitative way. In addition, we will utilize and analyze the digitized satellite data to collate the preceding results and find an objective method to forecast a Spring thunderstorm.