

一九八三年夏季對流性降水之初步研究：

(II) 綜合討論

陳景森

國立中央大學大氣物理研究所

摘要

參考雷達回波資料與降水資料，對於 1983 年夏季發生在台灣本島及台灣海峽的對流性降水，依照高空風向主觀地分成 6 類。

在這 6 類內對於桃園、馬公、東港早上的探空資料加以分析，發現這個夏季對流性降水具有下列性質：

(1) 午後從濁水溪出海口到曾文溪出海口沿岸，當馬公或東港的 850mb 與 1000mb 之東西風速差大於 4.4 m s^{-1} 時，雷達回波很少或沒有在當地發生。在 8 月 19 日馬公 915mb 到 755mb 露點溫度差小於 2° C ，則沿海岸有回波。

(2) 很多有回波之個案，常有較大風速在 850mb，若高層風速也是很大時，則回波更常出現。

(3) 有回波的日子，各項指數：① 舉升指數 (Lifted-index)，② K 指數 (K-index)，③ 全指數 (Total-index) 及 ④ 蕭氏指數 (Showalter-index) 的變化範圍很廣。

(4) 一般回波的移動大致與雲層內環境風場的平均值一致。

(5) 同一類內回波的多少，約可從低層濕度飽和或未飽和的理查遜數值 (Richardson No.) 的垂直分佈看出一些徵狀。

一、前言

在第一部份我們對發生在夏季雷達回波的性質，作一些個案研究。接着在這一部份 (第二部份) 我們對發生在夏季有雷達回波的日子，作一些簡單地分類性研究。這種分類主要是依照高層風 (300, 250, 200mb) 的平均風向 (以密度作為加權因子)，主觀地把發生對流性降水且有雷達回波的日子分成六類。在這六類內，我們分析早上 (0800: 當地時間。以後所提到的時間亦是當地時間) 桃園、馬公、東港的探空資料，配合雷達回波資料，檢討回波發生的地區與綜觀天氣之關係。特別是和

高層平均風及和低層 (850mb 及 700mb) 平均風的關係。我們希望經由這種研究，能夠對預報夏季對流性降水回波的地方有所幫助。

二、分類

(A) 高層為東北風

這一類別內計有 6 天，其午後皆有對流性降水發生。表一列有探空資料分析的結果。

(A1) 1983 年 7 月 13 日、7 月 14 日、
7 月 15 日

在這三天，太平洋高壓在台灣東方，勢力逐漸西伸，到了 15 日範圍達到本島西方。大陸高壓中

表一

1983年 7月13日	L I	K	T T	I S	Mean θ_0 ($^{\circ}$ K)	Mean W_0 (g/Kg)	$W_{850-700}$ (g/Kg)	U L (Km)	$V_{850-700}$ (o/ms $^{-1}$)	$V_{300-200}$ (o/ms $^{-1}$)
桃園	-2.4	16	40	3.0	355	19.9	8.1	3.1	230 / 5.8	80 / 15.5
馬公	-3.6	37	44	-0.6	358	21.0	10.6	3.1	202 / 3.4	48 / 3.8
東港	0.4	28	38	3.6	353	19.0	10.5	1.8	210 / 2.8	43 / 14.4

1983年 7月14日	L I	K	T T	I S	Mean θ_0 ($^{\circ}$ K)	Mean W_0 (g/Kg)	$W_{850-700}$ (g/Kg)	UL (Km)	$V_{850-700}$ (o/ms $^{-1}$)	$V_{300-200}$ (o/ms $^{-1}$)
桃園	1.6	16	34	7.0	350	17.7	7.4	3.1	236 / 5.2	26 / 16.0
馬公	-3.6	33	41	2.6	361	21.6	10.7	2.6	229 / 4.4	60 / 6.4
東港	-2.6	30	42	3.0	353	19.0	9.4	2.0	246 / 1.2	42 / 15.0

1983年 7月15日	L I	K	T T	I S	Mean θ_0 ($^{\circ}$ K)	Mean W_0 (g/Kg)	$W_{850-700}$ (g/Kg)	U L (Km)	$V_{850-700}$ (o/ms $^{-1}$)	$V_{300-200}$ (o/ms $^{-1}$)
桃園	-1.0	27	40	3.2	353	19.0	9.5	3.1	220 / 2.5	56 / 5.4
馬公	-4.8	35	43	1.4	362	21.7	11.2	1.8	178 / 1.7	56 / 11.5
東港	4.8	17	29	10.0	348	16.9	7.0	3.1	113 / 7.5	62 / 10.3

1983年 8月12日	L I	K	T T	I S	Mean θ_0 ($^{\circ}$ K)	Mean W_0 (g/Kg)	$W_{850-700}$ (g/Kg)	U L (Km)	$V_{850-700}$ (o/ms $^{-1}$)	$V_{300-200}$ (o/ms $^{-1}$)
桃園	-0.8	25	37	4.4	354	19.7	6.9	3.1	77 / 4.3	19 / 8.2
馬公	-2.4	35	43	0.0	359	20.9	12.8	2.2	56 / 2.7	48 / 6.8
東港	0.8	29	39	3.2	351	18.4	10.6	2.4	27 / 6.1	46 / 5.4

1983年 9月2日	L I	K	T T	I S	Mean θ_0 ($^{\circ}$ K)	Mean W_0 (g/Kg)	$W_{850-700}$ (g/Kg)	U L (Km)	$V_{850-700}$ (o/ms $^{-1}$)	$V_{300-200}$ (o/ms $^{-1}$)
桃園	-1.2	22	38	6.0	349	18.4	6.1	3.2	224 / 4.4	43 / 6.0
馬公	-3.8	28	43	2.8	352	19.4	8.4	2.0	190 / 2.0	47 / 6.0
東港	-0.6	25	43	2.0	345	17.1	8.8	2.3	94 / 3.0	49 / 3.0

1983年 9月3日	L I	K	T T	I S	Mean θ_0 ($^{\circ}$ K)	Mean W_0 (g/Kg)	$W_{850-700}$ (g/Kg)	U L (Km)	$V_{850-700}$ (o/ms $^{-1}$)	$V_{300-200}$ (o/ms $^{-1}$)
桃園	-0.8	30	43	2.8	345	16.7	8.7	5.0	176 / 1.8	338 / 5.6
馬公	-2.2	27	40	4.0	353	19.7	9.0	1.0	187 / 5.0	16 / 1.3
東港	0.8	25	38	5.4	344	16.5	8.2	1.5	120 / 7.6	56 / 3.4

表例說明：

- LI：舉升指數 K：K指數 TT：全指數 IS：蕭氏指數
Mean θ_0 ：地面起50mb之平均相當位溫。 UL：地面起之不穩定層厚度
Mean W_0 ：地面起50mb之混合比的平均值。 $V_{300-200}$ ：300mb~200mb之平均風
 $W_{850-700}$ ：850mb~700mb之平均混合比。 $V_{850-700}$ ：850mb~700mb之平均風

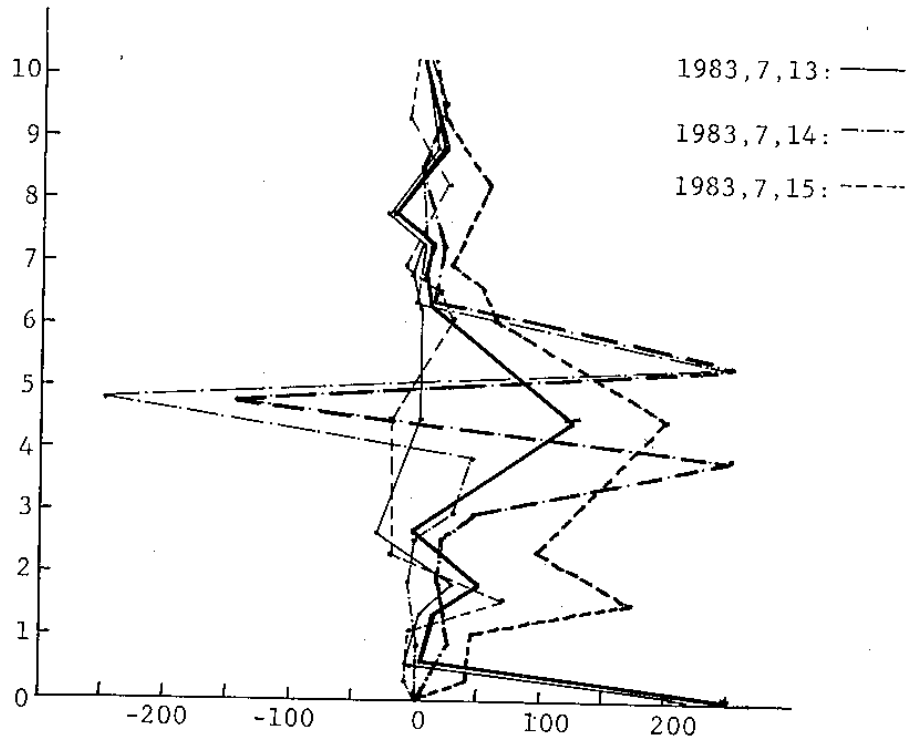


圖1 1983年7月13日、7月14日、7月15日桃園(697)探空理察遜數值隨高度之變化。(細線代表飽和空氣塊，粗線代表未飽和空氣塊)

中心則在湖南、湖北地區(29°N, 110°E)。

表一列有分析桃園、馬公、東港早晨探空資料的一些結果。在高層的平均風及低層的平均風顯示在13日及14日桃園高層及低層之風速均大;東港高層風大但低層風速小;馬公高層風小,低層14日風速大。低層風速大,可以把水汽往東北方向傳,使對流較易發生。13、14兩天的低層風向約從西南方來,但15日低層風從台灣的東南風變成在北部的西南風。

高層強風軸及低層強風軸對於對流的發展,在McNulty (1978)、Uaellini 和 Johnson (1979)有詳細的檢討。他們所提到的高層輻散及垂直方向的環流對台灣對流性降水的關係,需要更進一步的研究。因為在13日安坑1630到1700大雷陣雨有45mm,14日安坑降水量(1405~1700)有93.3mm。15日桃園強風消失,但安坑降雨17.8mm(1536~1700),及牛鬥降水89mm(1350~1716)。

表一除了風速之參考值外,還有四個指數:K-指數(K-index)、全指數(Total index)

、蕭氏指數(Showalter index)、舉升指數(Lifted index),地面50mb厚度的相當位溫 θ_0 及混合比 W_0 的平均值, $W_{650-700}$ (850及700的平均混合比),以及低層對流不穩定值的厚度(從地面算起)。從表一14日桃園的各種參數來看,看不出在當天的對流程度會比13及15日強,反而水汽及位溫皆較低。但經過14日的午後降水,台北市的水荒得以解決。由圖1的飽和及未飽和空氣塊的理察遜數目在14及15日負值較多,或許這種資料可以幫助吾人在判斷對流強度的一種指針。

理察遜數公式(Durran和Klemp,1982)

$$Rid = \frac{g}{T} \left(\frac{dT}{dz} + \Gamma d \right) / \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right]$$

(Rid:未飽和空氣的理察遜數值)

$$Ris = \left\{ \frac{g}{T} \left(\frac{dT}{dz} + \Gamma m \right) \left(1 + \frac{L q_0}{RT} \right) - \frac{g}{1 + q_w} \frac{dq_w}{dz} \right\} / \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right]$$

(Ris:飽和空氣的理察遜數值)

T:溫度

u: x軸上水平風速

V : y 軸上水平風速

Γ_d : 乾絕熱遞減率

Γ_m : 飽和絕熱遞減率

g : 重力加速度

L : 水汽之潛熱

R : 乾空氣之理想氣體常數

q_s : 飽和混合比

q_w : 水汽混合比

中部地區三天中大部份雷達回波散佈於大肚溪、濁水溪、北港溪、八掌溪、曾文溪沿岸及出海口，台中、嘉義以東山區，白河、曾文水庫附近。13日雷達回波較多（馬公850mb的露點溫度差：0.9度）。14日沿海回波較少，其原因可能和這一天馬公探空資料中東西方向850mb的風速與1000mb的風速差為 3.2ms^{-1} ，比13日的 2.3ms^{-1} 及15日的 0.8ms^{-1} 大有關。

南部地區在三天中雷達回波大部份分散在高雄、台南沿海，岡山東方山區，高屏溪沿岸及上游河谷區。但14日高雄、台南之間沿海沒有回波，雖然這一天的水汽混合比較15日多，判斷指數亦較15日適合對流發生。檢查東港14日850mb的東西風速和1000mb相差僅為 1ms^{-1} 。但未飽和之理察遜數目在1.2Km以下大於200。比13、15日大很多。

(A2) 1983年8月12日

由天氣圖可看出颱風在台灣東方海上（ 22°N ， 130°E ），熱帶低壓在南海，大陸高壓在湖南省。從低層到高層風向為東北方向。低層風雖從東北方來，但指數與(A1)相去不遠，且低層對流不穩定的厚度也深厚。馬公的水汽較豐富，850mb的露點溫度差值為 1.6°C 。回波的分佈如下：
北部：台北地區下雨，新竹、苗栗外海淺狀回波平行風向。

中部：回波散佈於台中海邊及東方山區，員林、西螺地區，北港溪、曾文溪沿岸及出海口，嘉義東方及曾文水庫。中部地區回波多和馬公的水汽量多及露點溫度差為 1.6°C 有關係。

南部：高雄市有回波。回波亦在岡山東方山區，高

屏溪沿岸發現。

雖然這個個案低層風向為東向東北方向，但中南部回波之分佈與個案(A1)的13日、15日回波地區大致相同。

(A3) 1983年9月2日、9月3日

9月2日的綜觀天氣

從高層到低層有高壓中心在日本南方海域（ 29°N ， 138°E ），同時廣西亦有高壓中心。中國大陸在850mb面以上從東北到湖南的槽線，尚未影響到台灣高層風向，故高層大多為東北風。低層從台灣南部到北部風向從東風轉西南風。

台北地區下雨，而桃園、新竹、苗栗東方山區有回波。中部地區在這一天回波很多，散佈在八掌溪、濁水溪、朴子溪、曾文溪沿岸及其上游山區。南部地區在高雄、岡山沿海及岡山東方山區，高屏溪河谷都有回波。雖然低層風為東風。

發生在中部及南部地區的一些詳細回波的性質，可參考第一部份（陳，許，蕭，1984）。

9月3日的綜觀天氣與2日相差不多，但在台灣北部高層開始受到大陸槽線的影響，風向為西北風。

9月3日的水汽除北部外，一般和2日相差不多。

北部在850、700mb水汽增多，不穩定層亦增厚，風向偏南，可能和日本南方高壓東移有關。

3日的回波分佈情形與2日相差不多。但在9月3日澎湖群島附近也有回波產生。雖然在3日馬公探空的資料顯示不穩定層比2日淺，但3日低層風速較大，所以對流也更容易產生。

發生在中南部的一些回波詳細情形，請參考第一部份。

在這一類內，雖然低層風向的變化很多，有西南向、東北向、東南到西南向。但雷達回波分佈的地區似乎與低層風向沒有太大的關係。但850mb與1000mb東西向風切的大小及理察遜數目的大小與回波的多寡有些關係。

有些回波的移動受到平均風場的影響，有些則否。有些回波“駐留”在發生地不移動。我們需要

表二

1983年 7月17日	L I	K	T T	I S	Mean θ_0 ($^{\circ}$ K)	Mean W_0 (g/Kg)	$W_{850-700}$ (g/Kg)	U L (Km)	$V_{850-700}$ (o/ms $^{-1}$)	$V_{300-200}$ (o/ms $^{-1}$)
桃園	0.4	31	40	2.8	354	19.2	10.7	0.9	167/1.1	91/8.9
馬公	-3.6	36	43	1.0	358	20.5	11.6	1.2	160/15.0	93/14.8
東港	-0.2	30	41	3.2	347	16.5	9.3	1.5	160/6.8	77/13.6

1983年 8月6日	L I	K	T T	I S	Mean θ_0 ($^{\circ}$ K)	Mean W_0 (g/Kg)	$W_{850-700}$ (g/Kg)	U L (Km)	$V_{850-700}$ (o/ms $^{-1}$)	$V_{300-200}$ (o/ms $^{-1}$)
桃園	0.0	23	35	6.8	352	19.1	8.5	1.5	245/2.6	80/16.7
馬公	-3.6	36	43	1.8	351	18.9	10.6	1.0	227/1.6	70/13.6
東港	-2.0	29	45	0.4	346	17.6	9.9	2.5	37/2.2	57/17.7

1983年 8月7日	L I	K	T T	I S	Mean θ_0 ($^{\circ}$ K)	Mean W_0 (g/Kg)	$W_{850-700}$ (g/Kg)	U L (Km)	$V_{850-700}$ (o/ms $^{-1}$)	$V_{300-200}$ (o/ms $^{-1}$)
桃園	-2.8	20	39	4.8	352	19.1	7.5	1.0	215/2.8	151/5.4
馬公	-4.0	35	45	-0.6	353	19.6	11.4	0.8	209/1.6	71/15.2
東港	0.2	26	44	2.0	340	15.2	8.3	*	105/3.3	80/11.1

* 地面到 0.5 公里有穩定層，0.5 公里到 4.4 公里為不穩定層

1983年 8月8日	L I	K	T T	I S	Mean θ_0 ($^{\circ}$ K)	Mean W_0 (g/Kg)	$W_{850-700}$ (g/Kg)	U L (Km)	$V_{850-700}$ (o/ms $^{-1}$)	$V_{300-200}$ (o/ms $^{-1}$)
桃園	1.8	23	40	4.4	339	14.2	7.8	*	142/0.8	86/8.2
馬公	-4.0	30	42	3.4	347	17.8	8.5	1.5	130/0.8	108/5.9
東港	0.8	30	42	2.2	344	16.2	9.8	1.0	82/2.8	150/7.6

* 0.3 公里到 1.5 公里為中性大氣，1.5 公里到 5.9 公里為不穩定層

1983年 8月22日	L I	K	T T	I S	Mean θ_0 ($^{\circ}$ K)	Mean W_0 (g/Kg)	$W_{850-700}$ (g/Kg)	U L (Km)	$V_{850-700}$ (o/ms $^{-1}$)	$V_{300-200}$ (o/ms $^{-1}$)
桃園	0.0	33	40	2.6	350	18.6	11.6	3.8	234/10.3	95/3.8
馬公	-3.0	32	40	3.2	355	20.3	11.4	1.3	265/4.9	107/3.3
東港	1.4	34	42	0.8	347	17.4	12.4	*	330/7.4	22/6.4

* 從地面到 1 公里為穩定層，1 公里到 2 公里為不穩定層

對回波的移動與風場或地形或其他的關係加以深入研究。

回波群的結合與中尺度輻合的關係；中尺度輻合場的產生與地形、風場的關係，也要作更進一步的探討。

(B) 高層為東風

這一類別內計有 5 天。表二列有探空資料分析的結果。

(B1) 1983 年 7 月 17 日

太平洋高壓西邊勢力剛到達台灣，故低層風向為南南東風。高層受日本南方的高壓影響，風向偏東風。中南部高層風速大，低層風速也大。

與個案 A 比較，北部空氣潮濕，雖然不穩定層只有 0.9 公里厚，回波分佈在台北山區，桃園、新竹東方山區。中部不穩定層亦比個案 A 低，回波分佈在嘉義東方山區，台中附近有大的回波區，嘉南沿海回波則少。17 日馬公探空 850mb 之東西方向風速與 1000mb 相差 5.6 ms^{-1} 。南部則沒有

回波發發現，可能和 LCL 的高度為 1 公里，且低層乾燥（表二）有關。又在 LCL 以下理察遜數目可達到 30~50 之間。

台中附近大回波區的發展可由圖 2 可看出，回波的生命期約有 5 小時。回波能夠發展成大回波可能和低層輻合有關。此輻合區的產生可能為南來的風與繞過台灣北部山區風場產生的。（Liao 和 Chen, 1984）

(B2) 1983 年 8 月 6 日、8 月 7 日、8 月 8 日

從日本到中國大陸在 32°N 有高壓帶。高層一般偏東風，台灣中部、北部低層偏西南風而南部則偏東南風。但是到了 8 日太平洋高壓轉強時，全省風向則偏東南到東風（表二）。

在 6 日，雷達站只觀測早上的時間。表二中所列桃園測站的各種指數並未指出較好的對流環流。新竹、苗栗海邊有回波。中部地區似乎比北部有較好的對流環境，但比個案 A 及 B1 乾燥。濁水溪到八掌溪沿海岸、曾文溪沿岸有回波。南部地區則沒

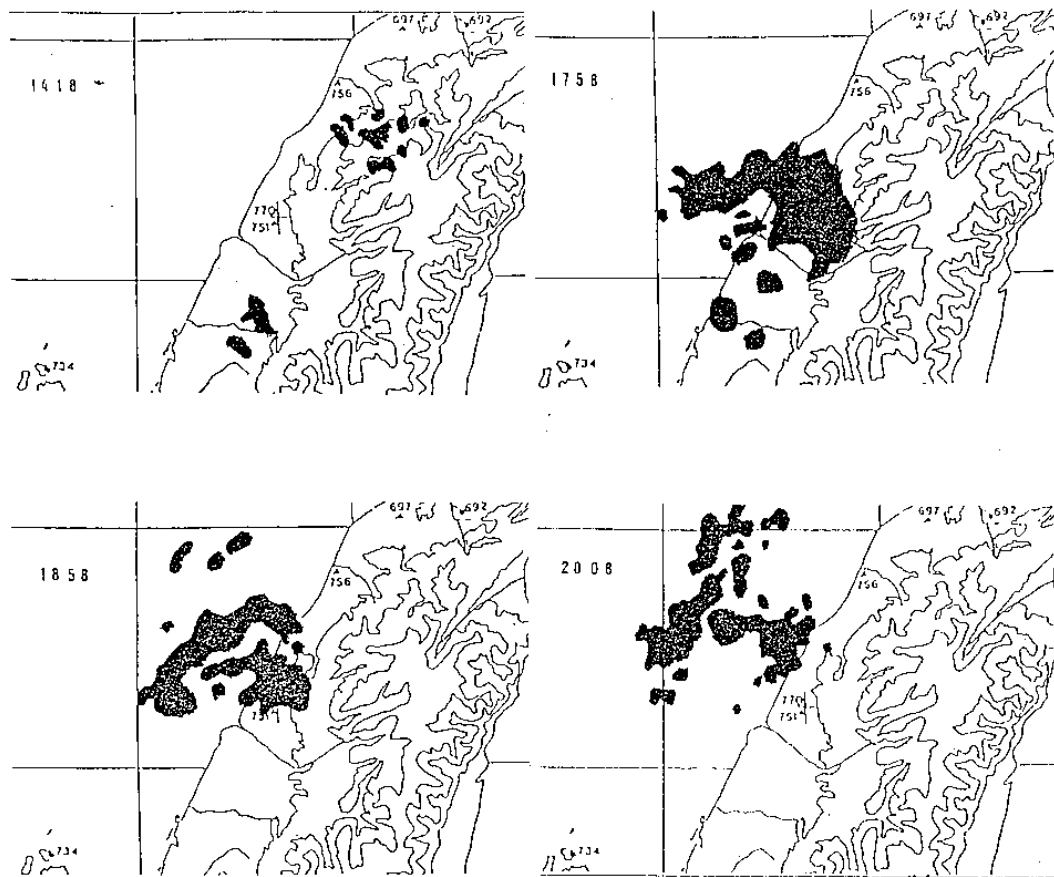


圖 2 1983 年 7 月 17 日 CCK 雷達回波圖（仰角 0° ，衰減強度 6db，左上方為當地時間）。

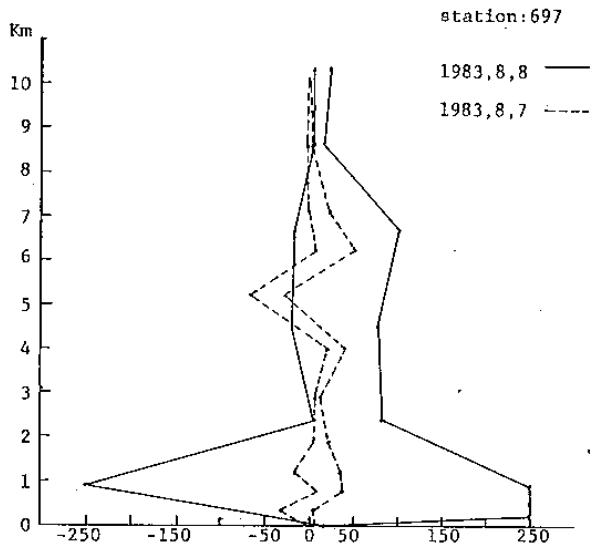


圖3 1983年8月7日及8日桃園探空站所探測到之理察遜數值隨高度變化值。(同一左右邊曲線代表飽和空氣塊數值)。

有回波觀測到。但根據高雄雷達資料，8月6日午後回波分佈於台中東方山區、曾文溪中、上游區，高屏溪中、上游及其出海口與高雄市之間。

在7日桃園山區及外海午後有很多回波，台北地區亦有回波。但在8日的濕度比7日小很多，且8日之LCL桃園為1.1Km，而7日為0.58Km，同時由未飽和理察遜數值(圖3)在低層大氣分佈來看，其數值在8日比7日大很多。8日無回波且台北地區降水很少。7日的馬公低層大氣雖然較濕，但從780mb到750mb濕度則降低很多，而8日亦很乾燥。故這二天中部的回波除了在台中東方山區、嘉義山區、曾文溪山區發生外，海邊則無回波。南部地區在7日、8日雖很乾燥，但回波很多。在山區、河谷、海邊都有。此原因很難解釋。在7日東港資料指出未飽和的理察遜數值在LCL(880公尺)下有一部份是負的，易使對流發展。雖然8日的探空顯示在LCL(850公尺)下未飽和理察遜數值為200，可是飽和的理察遜數目在LCL上下地區有大的負值區(圖4)。飽和及未飽和理察遜數值在LCL附近隨高度的分佈與回波的關係需要加強研究。

(B3) 1983年8月22日

高層有大陸高壓在湖南(26°N, 110°E)

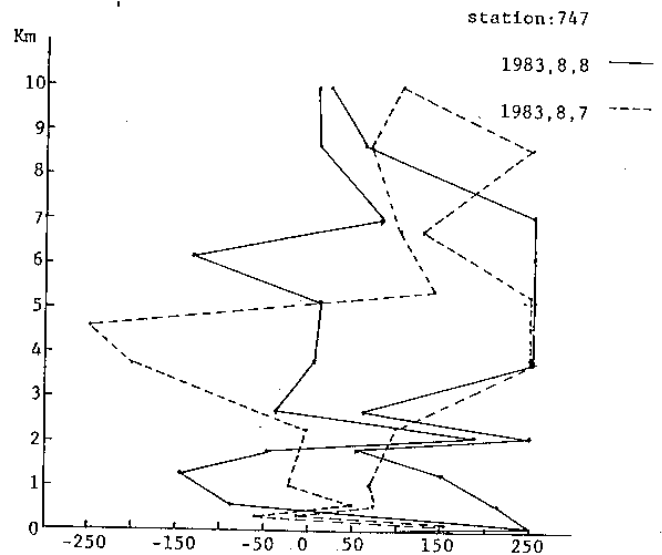


圖4 1983年8月7日及8日東港探空站所探測到之理察遜數值隨高度變化值。(同一左右邊曲線代表飽和空氣塊數值)。

而日本地區有一槽線。此槽線伸展到低層，使得低層風向偏西風，南部為西北風，而且風速大。北部的不穩定層很厚，台北地區下雨，新竹、苗栗東方山區有回波。中部大肚溪、員林、澎湖、珊瑚潭地區及台南市東方區域有回波，但嘉義地區沿海則無回波。此時馬公探空850mb與1000mb東西方向風速差為 6.9ms^{-1} 。南部岡山及阿公店水庫有回波，高屏溪亦有回波，但海邊無回波。而東港探空此時之850mb與1000mb東西方向風速則相差 7.5ms^{-1} 。

綜合以上結果，我們發現：

(1)當嘉南及高雄沿海區沒有觀測到回波時，850mb與1000mb的東西方向風切大的個案有好幾個。

(2)海邊無回波的原因亦可能和低層較低水汽有關。比較低的水汽可能與從中央山脈東方來有關。

(3)由地形所引起的低層輻合區需要更進一步的研究。它能使不太容易產生回波的大氣產生大的回波區。

(4)低層理察遜數值在LCL附近隨高度的分佈與回波的多寡之關係需要加強研究。

(5)這幾個個案指出當高層風從中央山脈東方吹來時，而低層風不是吹西北風時，嘉南平原及海邊

的回波較少或無。

的結果。

(C) 高層為東風到東南風

(C1) 1983年7月26日、7月27日

這一類別內計有4天。表三列有探空資料分析

表三

1983年 7月26日	L I	K	T T	I S	Mean θ_0 ($^{\circ}$ K)	Mean W_0 (g/Kg)	$W_{850-700}$ (g/Kg)	U L (Km)	$V_{850-700}$ (o/ms $^{-1}$)	$V_{300-200}$ (o/ms $^{-1}$)
桃園	-1.6	25	40	4.2	352	18.7	8.5	2.6	164/3.0	124/12.9
馬公	-1.0	34	39	4.4	254	19.5	10.4	1.5	170/11.0	117/12.0
東港	-0.2	32	42	2.2	348	17.1	10.1	1.0	150/10.2	120/12.6

1983年 7月27日	L I	K	T T	I S	Mean θ_0 ($^{\circ}$ K)	Mean W_0 (g/Kg)	$W_{850-700}$ (g/Kg)	U L (Km)	$V_{850-700}$ (o/ms $^{-1}$)	$V_{300-200}$ (o/ms $^{-1}$)
桃園	1.2	30	41	3.8	340.6	15.3	8.8	2.5	215/3.8	120/9.0
馬公	-2.0	35	40	3.0	353.4	20.1	11.1	1.3	207/10.5	111/5.1
東港	-1.6	27	39	4.4	352.6	18.6	8.8	1.3	176/10.4	125/10.6

1983年 7月21日	L I	K	T T	I S	Mean θ_0 ($^{\circ}$ K)	Mean W_0 (g/Kg)	$W_{850-700}$ (g/Kg)	U L (Km)	$V_{850-700}$ (o/ms $^{-1}$)	$V_{300-200}$ (o/ms $^{-1}$)
桃園	1.0	16	34	7.4	349	17.4	7.0	2.1	233/5.2	128/12.8
馬公	-3.0	29	40	3.4	360	21.5	9.8	2.0	183/8	96/21.0
東港	-1.2	28	38	4.4	354	19.1	10.0	1.5	163/6.7	120/18.0

1983年 8月23日	L I	K	T T	I S	Mean θ_0 ($^{\circ}$ K)	Mean W_0 (g/Kg)	$W_{850-700}$ (g/Kg)	U L (Km)	$V_{850-700}$ (o/ms $^{-1}$)	$V_{300-200}$ (o/ms $^{-1}$)
桃園	2.6	25.5	36.4	5.8	345	16.7	9.0	3.0	222/11.2	192/3.8
馬公	-1.4	34	39	2.8	356	20.4	11.8	1.4	240/8.4	135/4.4
東港	1.2	31.4	37.7	4.0	350	18.8	11.3	2.5	305/5.1	80/5.4

太平洋高壓西邊勢力到達台灣。低層為南南東風（在7月26日）到了27日風轉偏南南西風。在高層26日風速較大。在850mb到700mb之間26日台灣南北部較27日有較多的水汽。各種指數均指出對流在26日較易發展。

在26日回波分佈於台北地區的山區，桃園、新竹東方山區。中部地區的回波分佈在嘉義東方山區，台中附近有大的回波區，嘉南沿海的回波則少。檢查馬公的探空在850mb與1000mb的東西風速相差4ms $^{-1}$ 。這些則和個案B1（7月17日

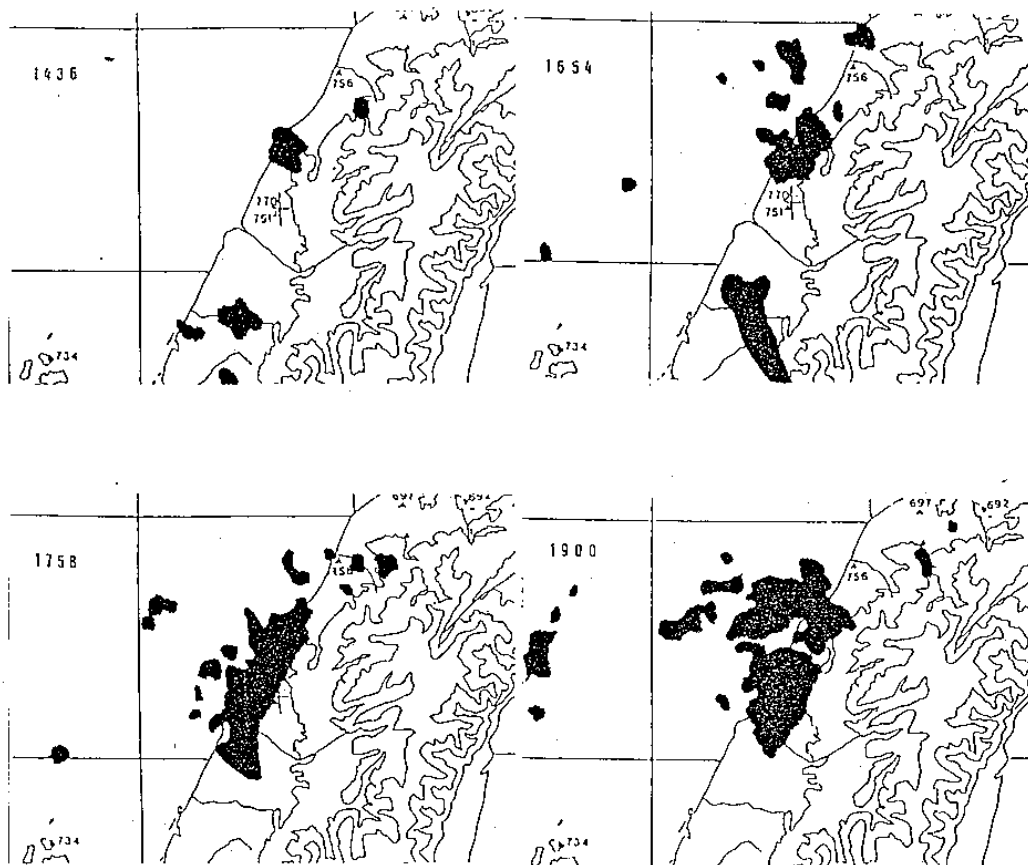


圖5 1983年7月26日CCK雷達回波圖(仰角 0° , 衰減強度6db)。

)相似。

台中大回波區的雷達圖(圖5)顯示發生回波區與發生在7月17日的台中附近回波區相類似(圖2)。雖然位置不盡相同,但發生大回波區的原因可能是受到輻合區的影響。(Liao和Chen, 1984)

南部地區沒有回波發現,檢查東港風速,發現850mb與1000mb的相差為 4.6ms^{-1} 。但被高雄雷達站發現的午後大範圍的回波,則是從巴士海峽移入南部地區再發展的。

在27日除中部外,南北兩地區在850mb到700mb處較乾燥。桃園、新竹地區有回波,台中海岸、外海有回波,濁水溪口、澎湖地區有回波,但嘉義、台南之間海邊無回波,只有山區有。此時馬公探空850mb與1000mb的東西風速相差 4.6ms^{-1} 。在南部高雄地區,山區河谷有回波,但海邊則無回波。850mb與700mb之南北風速則相差 7.6ms^{-1} ,南北方向風切大,但在東西方

向則幾乎無風切。因為風向皆為南風。

(C2) 1983年7月21日

在這一天雷達沒有觀測。但是台北地區午後雷雨強,且高低層風速大(表三)值得吾人探討。

高壓從琉球(28°N , 126°E)伸展到中國大陸的湖南(27°N , 110°E)。所以高層風偏東,而低層風偏南到西南。桃園的各種指數及濕度未指出強烈對流之存在性,但對流不穩定厚度有2.1公里。低層未飽和理察遜數目很小,再加上由於高低層強風軸所造成的輻合、輻散場的分佈。可能為造成台北市在這一天午後降大雨的原因。

(C3) 1983年8月23日

雖然把8月23日歸類於高層東風到東南風的分類內,但高層風在台灣南北部份變化很大(表三)。主要是在台灣高層上空有輻散區存在。低層風向中部及北部為西南風,因為受到大陸華中的槽線影響。在南部吹東北風,是西南風受到中央山脈及受到強烈對流的影響。

這一天北部地區水汽不多，但不穩定層厚，低層風速大。午後台北地區和桃園、新竹東方山區都有回波。中部地區水汽量大，低層風速大，台中外海回波很多，但沒有移入台灣。而在雲林、嘉義、台南地區，在平原、海邊及山區都有回波分佈。根據高雄雷達南部地區在清晨就有很大雷雨出現在高雄外海，流後移入台灣本島。午後雷雨強度減低，但仍有回波。

綜合以上結果，我們發現：

(1) 在 7 月 26 日低層輻合區對大回波區域的產生可能是很重要的因素。

(2) 海邊回波沒有產生時，不論低層風從南南西或西南方來，有三個個案發生。其中有二個個案 850 mb 與 1000 mb 在東西方向風速相差 4.5ms^{-1} ，另外一個個案是 850 mb 與 700 mb 在南北方向風速相差 7.6ms^{-1} ，但東西方向相差為零，因風速皆從南方來。

(3) 若回波從外海移向台灣時，雷達追蹤回波的移動是有效的預報方法。

(D) 高層為北風

這一類別內計有 2 天。表四列有探空資料分析的結果。

表四

1982 年 9 月 7 日	L	I	K	T	T	I	S	Mean θ . ($^{\circ}\text{K}$)	Mean W. (g/Kg)	$W_{850-700}$ (g/Kg)	U L (Km)	$V_{850-700}$ (o/ms^{-1})	$V_{300-200}$ (o/ms^{-1})
桃園	0.4		27	44		1.0		343	15.4	9.3	1.5	205 / 2.0	358 / 9.0
馬公	-4.0		28	46		1.2		352	19.0	8.1	1.4	201 / 3.2	352 / 6.7
東港	-4.2		26	44		2.2		351	19.2	7.8	1.3	120 / 4	24 / 8.0

1983 年 8 月 20 日	L	I	K	T	T	I	S	Mean θ . ($^{\circ}\text{K}$)	Mean W. (g/Kg)	$W_{850-700}$ (g/Kg)	U L (Km)	$V_{850-700}$ (o/ms^{-1})	$V_{300-200}$ (o/ms^{-1})
桃園	-1.2		20	42		2.0		348	17.7	8.2	3.1	257 / 7.0	6 / 11.6
馬公	-3.6		32	45		0.6		353	19.9	10.3	2.5	218 / 6.3	7 / 7.4
東港	-1.2		31	42		1.2		355	19.8	11.3	1.7	265 / 3.0	337 / 4.7

(D1) 1982 年 9 月 7 日

這一天早上 8 點的低層風向 (700 mb 以下) 在台灣東方是吹向西方。因此東來的風向在中央山脈產生過山槽線的等壓線。850 mb 及 700 mb 的平均風向從台灣南部的東南風變成到北部的西南風，是由於日本南方的高壓影響使東來的風向在台灣海峽轉成北向。在高層由於大陸西南高壓的影響，全省的風向偏北。

水汽量在這一天較少，北部地區更是乾燥。所以地面 50 mb 的 θ 。平均值為 343。全省西部海邊的回波僅台南市一個短暫的回波被發現而已。幾乎

所有的回波在西部山坡帶，從西螺南部經嘉義到台南縣出現。回波出現後大約停留在山後槽線區；當回波往西部海邊移動時，回波逐漸消失。而台灣東部沒有雲系的分佈。

(D2) 1983 年 8 月 20 日

由於高空有個短槽位於朝鮮半島南方東海上，使得台灣高空吹北風，而南部吹西北風。低層的風向由於受到海南島附近低壓的形成，風向吹南南西~西風。中部、北部低層強風出現，水汽比 (D1) 個案多，不穩定層在 8 月 21 日亦較厚。這一天早上在台北、桃園、新竹、嘉義都下雨，所以桃園 θ 。

爲 348°。下午回波出現在新店山區、新竹、苗栗東方山區，台中、澎湖、珊瑚潭、曾文溪中游。除八掌溪及大肚溪出海口有少量回波外，西部嘉南沿海無回波出現。馬公 850mb 東西方向的風速與 1000 mb 相差 4.4 ms^{-1} 。南部地區在高雄、岡山、屏東地區以及高屏溪中游午後都有回波。沿海無回波可能與雲底（610公尺）以下的未飽和理察遜數值大有關（在 40~55 之間）。

綜合以上結果，我們發現：

表五

1983年 8月19日	L I	K	T T	I S	Mean θ . ($^{\circ}\text{K}$)	Mean W . (g/Kg)	$W_{850-700}$ (g/Kg)	U L (Km)	$V_{850-700}$ (o/ ms^{-1})	$V_{300-200}$ (o/ ms^{-1})
桃園	-1.8	21	40	3.6	352	19.1	8.1	2.5	209 / 3.3	288 / 15.7
馬公	-2.6	39	45	-0.6	354	19.6	12.9	2.8	184 / 7.5	332 / 7.4
東港	-0.2	35	42	1.4	349	18	11.6	3.1	170 / 6.4	318 / 4.7

位於大陸東岸外東海上的槽線使得台灣高層吹西北風。位於台灣東方太平洋的高壓（ 22°N ， 128°E ）及南海之低壓使低層風向吹南~南南西風。

全省水汽量在這一天較豐富，不穩定層厚，各種指數亦指向有利於對流發展的趨勢。北部地區的台北地區下雨，桃園、苗栗東西山區有回波。中部地區和南部地區低層風速大，回波分佈在朴子溪、八掌溪、雲林、嘉義之間平原，曾文水庫一帶、高雄地區、岡山東方山區、高屏溪沿岸。

詳細雨胞回波圖的分析請參考第一部份。

綜合以上結果，我們發現對於以下兩點，我們仍需做更進一步之討論：

(1)對於雨胞外流區，是否是傳遞雨胞與雨胞間互相作用的媒介？

(2)平均風與地形的配合，是否是造成雨胞駐留的原因？

(F)高層爲西南風

這一類別計有 4 天。表六列有探空資料分析的

(1)當低層風向從東到西時，在中央山脈西面產生槽線。回波在槽區產生後，大約駐留在槽區，而台灣東方沒有雲系產生。

(2)若海邊回波少或沒有，則 850mb 與 1000 mb 東西風速相差 4.4 ms^{-1} ，或在雲底之下未飽和理察遜數值很大（40~50 之間）。

(E)高層爲西北風

這一類別內計有 1 天。1983 年 8 月 19 日。表五列有探空資料分析的結果。

結果。

(F1) 1983 年 8 月 24 日

由於位在中國大陸從蒙古到華南的槽線使台灣高層及低層風向皆來自西南方。但由於中央山脈的影響，台灣南部低層風向有偏向西北的趨勢。低層風速在全省都很大。

除了馬公地區的水汽較少外，其他都較多，不穩定的厚度在南部較小。但南部海邊及平原區回波多，山區較少，主要原因是南部回波由海面移入。中部回波主要也是從海上移入，所以海邊及平地回波較多，而山區沒有被發現。北部雖然對流不穩定層較厚，但沒有回波出現。回波在海上的移動速度大約與雲層內環境風場一致。

(F2) 1983 年 8 月 25 日

綜觀天氣與 8 月 24 日相似，但槽線稍向東移，高低層風向皆從西南來。8 月 25 日的水汽量比前一日減少，對流不穩定層之厚度除北部外亦比前一日淺。

北部回波觀測到的是在桃園台地及海邊。中部

表六

1983年 8月24日	L I	K	T T	I S	Mean θ . ($^{\circ}$ K)	Mean W_e (g/Kg)	$W_{850-700}$ (g/Kg)	U L (Km)	$V_{850-700}$ (o/ms $^{-1}$)	$V_{300-200}$ (o/ms $^{-1}$)
桃園	1.8	35	38	3.2	351	19.2	12.6	2.9	230/12.8	192/5.9
馬公	1.4	32	38	3.6	350	18.8	11.4	2.5	223/7.9	210/12.6
東港	6.6	37	35	4.0	343	17.2	14.7	1.0	289/7.7	323/5.5

1983年 8月25日	L I	K	T T	I S	Mean θ . ($^{\circ}$ K)	Mean W_e (g/Kg)	$W_{850-700}$ (g/Kg)	U L (Km)	$V_{850-700}$ (o/ms $^{-1}$)	$V_{300-200}$ (o/ms $^{-1}$)
桃園	0.8	31	39	3.8	350	17.5	10.5	3.0	220/15.3	245/3.7
馬公	5.6	32	29	10.0	339	14.8	8.1	0.4	234/13.9	258/4.6
東港	0.8	33	40	2.8	350	18.1	11.4	1.1	230/10.3	306/6.0

1983年 8月30日	L I	K	T T	I S	Mean θ . ($^{\circ}$ K)	Mean W_e (g/Kg)	$W_{850-700}$ (g/Kg)	U L (Km)	$V_{850-700}$ (o/ms $^{-1}$)	$V_{300-200}$ (o/ms $^{-1}$)
桃園	0.6	25	37	5.8	343	17.3	8.3	1.6	132/3.9	234/4.2
馬公	2.4	34	38	4.6	343	15.9	10.5	1.5	195/3.8	215/9.2
東港	2.0	29	38	5.6	340	14.9	8.7	1.5	171/2.2	206/4.2

1983年 8月17日	L I	K	T T	I S	Mean θ . ($^{\circ}$ K)	Mean W_e (g/Kg)	$W_{850-700}$ (g/Kg)	U L (Km)	$V_{850-700}$ (o/ms $^{-1}$)	$V_{300-200}$ (o/ms $^{-1}$)
桃園	-2.8	30	43	2.6	352	18.9	9.0	3.1	250/5.3	244/16
馬公	-2.4	41	45	-0.4	356	19.9	13.6	*	225/3	273/12.5
東港	-0.8	30	40	4.6	349	17.9	9.0	1.5	268/1.3	245/10.5

* 從地面到 0.5 公里為穩定層，0.5 公里~2 公里為不穩定層

及南部的回波從海上移入，所以沿海及平原區回波多，而山區有少量回波。這一天中南部的回波的面積較 23 日少，主要是太乾燥。

(F3) 1983年8月30日

槽線從中國大陸東北到華南，同時從低層到高層，太平洋高壓在日本南方 (30° N, 140° E) 此時太平洋高壓之西緣則在台灣，造成低層有南風。同時低層有個低壓在南海 (20° N, 115° E)。

從表六看出全省的水汽較少，地面 50mb 平均 θ 較低。但台北下雨，新竹海邊，東方山區及苗栗東方山區有回波。在中部地區，從澎湖群島西南有帶狀回波向東北移動，其速度與雲層內環境平均風場一致，到了台灣後慢慢消失，同時嘉南平原及山區亦有回波產生。南部地區，岡山東方山區，屏東地區、高屏溪都有回波。

(F4) 1983年8月17日

在8月17日高層有個槽線位於大陸沿岸與東海交接處。所以台灣高空風向在17日是西風偏南(表六)。而低層的風向偏西。

在8月17日由於槽線的影響，北部地區的天氣較不穩定(表六)，台北地區下雨，桃園地區有回波。中部地區雖然馬公的空氣在850mb的露點溫度差為 2.3°C ，且各指數皆指出適合於對流的發展，但嘉義、台南海邊沒有回波發現。850mb風速和1000mb之風速在東西方向的差為 5.7ms^{-1} 。但回波仍在台中外海、澎湖海面、嘉義、台南山區發現。至於馬公探空資料在低層的穩定層大氣對於對流的影響，仍需要作更進一步的研究。南部地區的回波在高雄、岡山地區有回波，山區、河谷亦出現雷達回波。

綜合以上結果，我們發現：

(1)當低層吹西南風時，海邊及平原回波較多，因為回波從台灣海峽移入，但移入的回波未移到山區，這是山區回波少的原因。同時在這二天水汽量很多，但舉升指數(LI)全是正值，是否與山區回波少原因亦有關，仍需作較多個案研究。

(2)雖然在8月30日全省地面50mb的 θ 。在343以下，比其他個案少，但午後仍有回波產生。

(3)如果850mb與1000mb之東西方向風速相差大時，雖然在850mb的空氣相當潮濕，但海邊仍無回波產生。

三、結論與建議

從以上的分析，我們對發生於夏季午後對流性降水回波的性質所做初步結論及建議如下：

(1)台灣中部及南部沿海地區回波少或沒有時，有些個案的850mb與1000mb的東西風速差在 4.4ms^{-1} 以上。

(2)若高層為東風時，中部沿海區回波少或沒有。

(3)一般回波的移動與雲層內環境風場的平均風一致，地形因素會影響回波的移動。至於其他因素如回波的強度、大小是否會影響回波的移動，則需要再加研究。

(4)低層輻合區對於大回波區，或回波區及回波區的結合的影響需要加強研究。在較潮濕的佛羅里達州(Florida)Ulanski and Garstang(1978)曾研究地面輻合散場與對流性降水系統的關係。同時Watson等人(1981)也指出地面輻合場與對流系統的發展關係很大。在較乾燥的蒙他那州(Montana)，Doneaud等人(1983)亦指出類似的情形。所以我們希望在台灣地區對於較低層輻合區的對流的影響以及輻合區的來源要詳加研究。

(5)飽和與未飽和的理察遜數值，在LCL附近區域的分佈與回波的關係也需做進一步研究。

誌謝

本研究在國家科學委員會NSC72-0202-M008-05 專題研究資助下得以完成。並蒙中央氣象局提供資料，空軍氣象聯隊CCK雷達站協助雷達回波之取得。並承許皓淳先生在圖表之繪製上予以幫忙，謹表謝忱。

參考文獻

- 陳景森、許皓淳、蕭志惠 1984：一九八三年夏季對流性降水之初步研究(I)雷達回波的個案研究。天氣分析與預報研討會，台北。
- Doneaud, A.A; J.R. Millet; D.L. Prie-gnitz and L. Viswanath, 1983: Surface mesoscale features as potential storm predictors in the northern great plains—two cases studies. *Mon. Wea. Rev.* 111, 273-292.
- Durrant, R. D. and J. B. Klemp, 1982: On the effects of moisture on the Brunt-Vaisala frequency. *J. Atmos. Sci.* 39, 2152~2158.
- Liao, S.Y. and C.S.Chen, 1984: The primitive study of organized radar echo of front systems and of summertime convective systems. CCNAA-AIT

- joint seminar on multiple hazards mitigation. Tainan.
- McNulty, R.P. 1978 : On upper tropospheric kinematics and severe weather occurrence. Mon. Wea. Rev. 106, 662~672.
- Simpson, J. 1980: Downdrafts as linkages in dynamic cumulus seeding effects, J. Appl. Meteor, 19, 477~487.
- Uccellini, L.W. and D.R. Jonson, 1979 : The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. Mon. Wea. Rev., 107, 682-703.
- Ulanski, S. and M. Garstang, 1978 : The role of surface divergence and vorticity in the life cycle of convective rainfall. Part I : observation and analysis. J. Atmos. Sci., 35, 1047-1062.
- Watson, A.I ; R.L.Holle ; J.B.Cunning ; P.T.Gannon and D.O.Blanchard, 1981: Low level convergence and the prediction of convective precipitation in south Florida. NOAA Tech. Rep. No.4 228 PP.

The Preliminary of Summertime Convective Radar Echo Part II : Overall Review

Ching-Sen Chen

Department of Atmospheric Physics

National Central University

ABSTRACT

From radar images and precipitation data we classified the type of radar echoes occurred in the westside of Taiwan island and Taiwan Channel into six categories according to upper level wind. In each category we analysed morning sounding taken from Tao-Yuan, Ma-kang, and Tung-Kang. Several characteristics of radar echoes were listed below:

- (1) When the difference of east-west wind speed between 850 mb and 1000 mb was larger than 4.4ms^{-1} we found few echoes or no echo along coast in central and southern Taiwan.
- (2) Several cases with a large number of echoes accompanied by high wind speed at 850mb. If upper level flow was also fast the chance of the occurrence of radar echo was large.
- (3) The range of lifted-index, K-index, Total-index and Showalter-index was large on the " echo days "
- (4) The movement of radar echo was in general followed the mean wind in the cloud layer.
- (5) The distribution of saturated and unsaturated number with height might be able to help us to identify whether it was easy for the echo to take place or not.