

一九八三年夏季對流性降水之初步研究

(III) 雷達回波從臺灣西南海面移向臺灣之初步探討

陳景森 許皓淳

國立中央大學 大氣物理系

摘要

在夏季當雷達回波從台灣西方或南方海面移向台灣時，大的對流性降水有可能從海上移向陸地。當這些對流性雷達回波移到台灣附近時，雷達回波移動常受到地形的影響。我們利用 C C K 雷達及高雄雷達回波之資料，舉些例子，指出這些影響之存在。

從這些例子我們發現：當回波系統從西南海面移向台中附近或高雄、台南時，由於山脈的影響，使得回波移動速度減慢或是回波停留在台中附近或高雄、台南附近而不繼續向前移動。此時若大氣條件適合，有降大水的可能性。海上回波系統之移動大部份和平均風場之方向及速率一致。但有一個個案，其移動之方向和平均風場之方向有很大之夾角，並且移向平均風場的右方。

一、前言

在氣象界，了解及預測風暴（或雷雨）的產生及移動是一門有趣且困難的學問之一。一般而言，風暴的移動大約和雲層內的環境風場的平均風一致（Byers and Braham, 1949），但是強烈風暴的移動方向有偏向平均風場的右方且移動較慢的趨勢（Browning, 1964）；偏向平均風場左方移動的風暴亦曾出現過（Hammond, 1967）。有時風暴成對發展，分別偏向平均風場的右方及左方（Fujita and Grandoso, 1968；Charba and Sasaki, 1971）。另外多雨胞風暴的移動，深受雨胞形成的快慢及位置的影響（Browning and Ludlam, 1960；Marwitz, 1972；Miller and Fankhause, 1983）。

除了環境風場與風暴的移動有密切的關係外，其他許多因素亦能影響風暴的移動。例如由 Fritsch and Rodgers (1981) 列出的因素：地形、陣風鋒面（gust front）、濕舌的分佈，對流雨胞之間的相互作用。而 Weaver (1979) 強調邊界層輻合區會影響風暴的移動。

台灣地形變化複雜（圖 1）再加上由環境風場及地形所產生的低層輻合區對於風暴的演化過程具有相當重要的因素。本文的目的在舉一些發生於夏季海上的對流回波系統，當移向台灣受到地形因素的影響，移動速度減緩，因而在某些地區降下大水引起災害的例子。

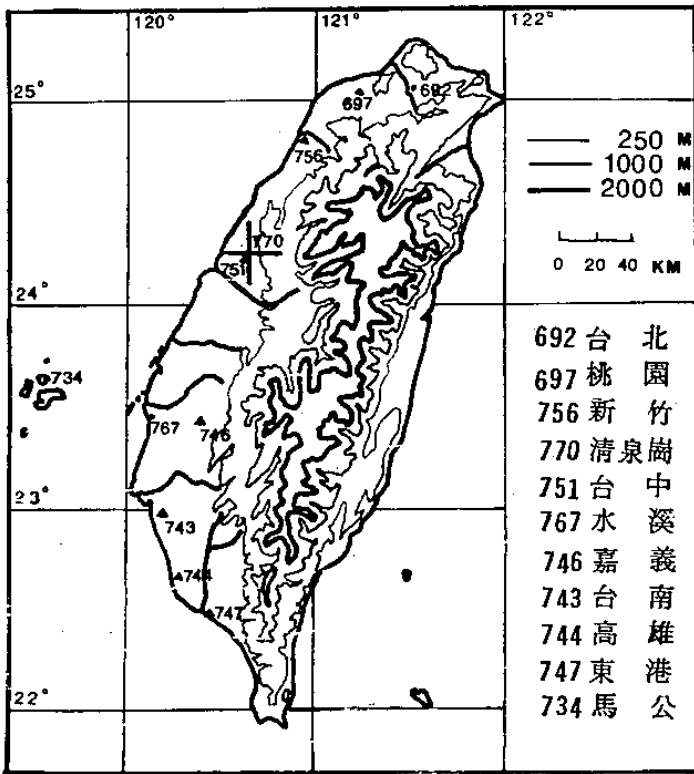


圖 1：台灣地形圖。

二、個案分析

(一) 1983年 8月 23日

在 8 月 23 日 清晨 (0400 , 當地時間 (LST) , 以後亦為 LST) 高雄、台南外海回波已被雷達發現 (圖 2) 。回波東西方向的大小約有 90 公里長, 而南北方向亦有 30 公里寬, 回波最大高度可達 15 公里以上。當這個系統移向東方時, 回波區迅速擴大, 涵蓋範圍

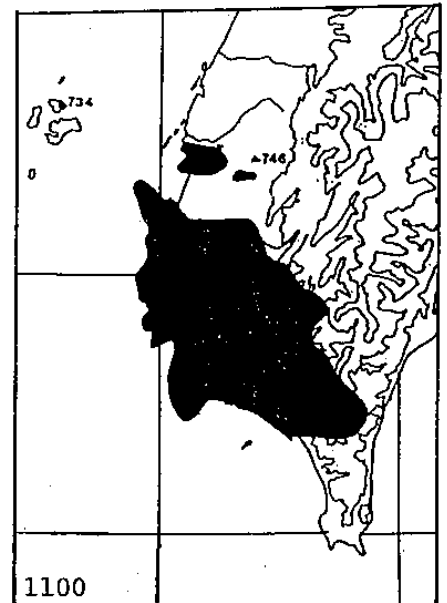
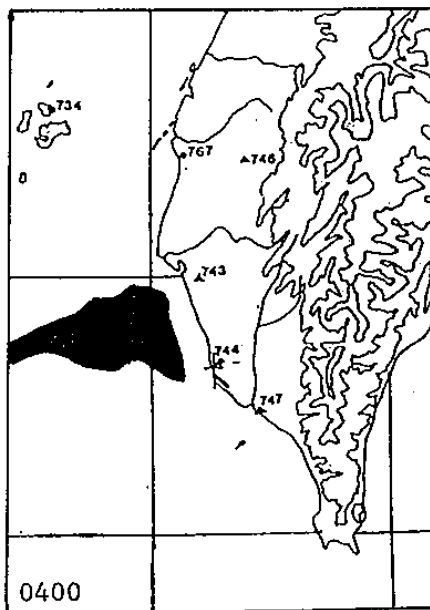
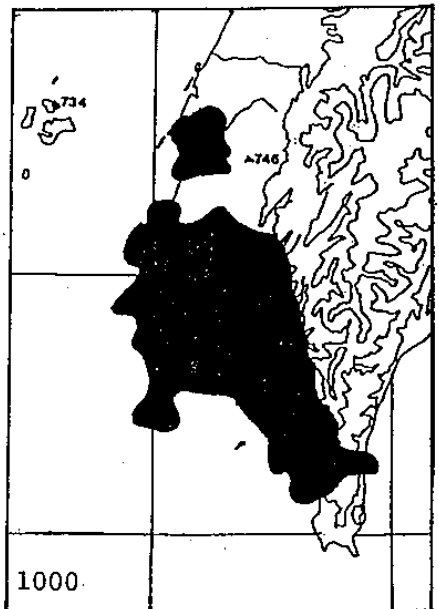
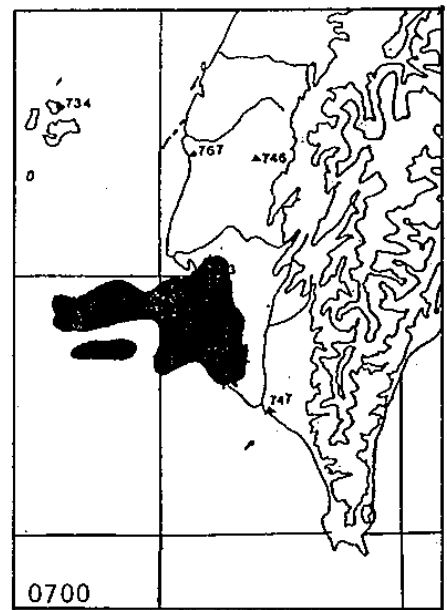


圖 2：1983年 8月 23日 高雄雷達站所發現之回波圖。

(左下方數字代表的是當地時間)

可從嘉南平原到恒春半島，且從 0400 到 1100 回波最大高度皆在 12 公里以上。又從雨量的分佈顯示出降水強度與降水量皆很大（圖 3）。

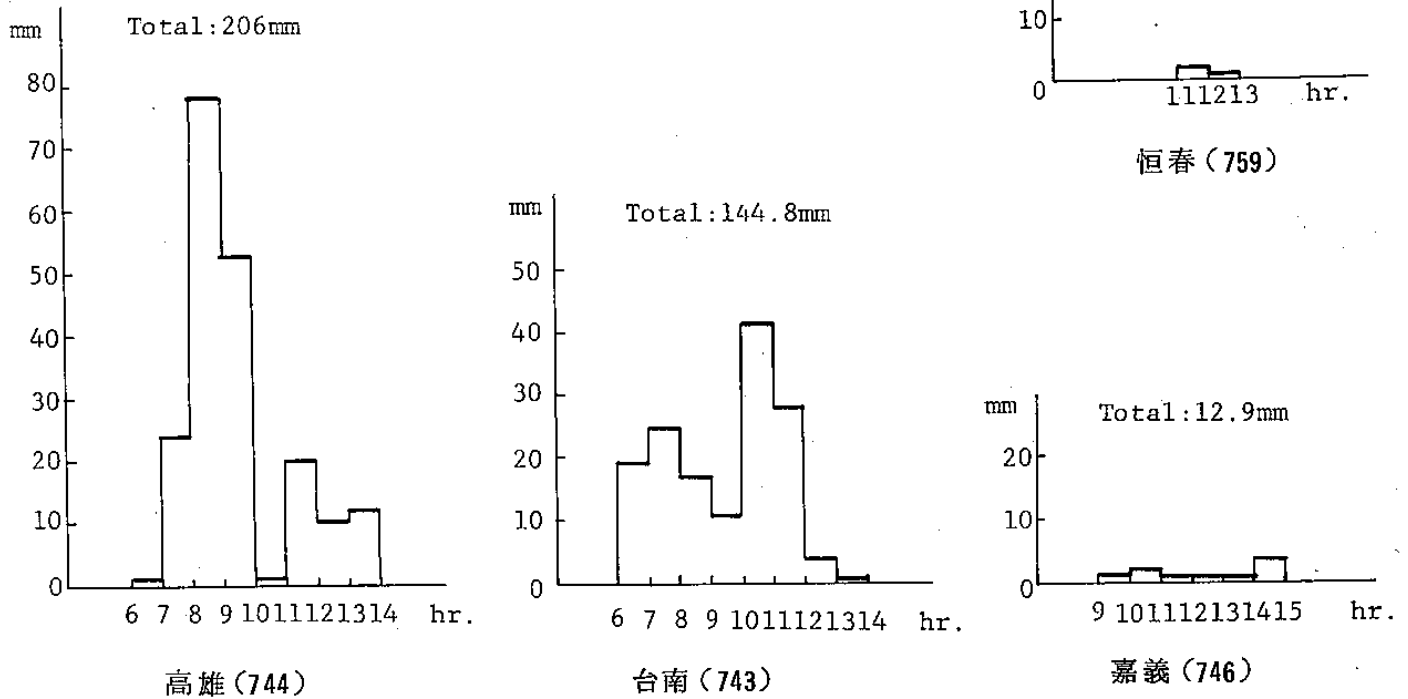


圖 3：1988 年 8 月 23 日高雄、台南、嘉義、恒春測站雨量隨時間變化圖。

從 22 日 2000 及 23 日 2300 的綜觀天氣圖可以看到從低層到高層的槽線由山東半島伸展到中國大陸西南。於是潮濕的水汽可以輸送到台灣。由東港探空資料顯示（圖 4 a）大氣的水汽量很豐富。2.5 公里以下大氣是對流不穩定，適合於對流的發展。另外由飽和及未飽和的理查遜數值隨高度的分佈（圖 4 b）（Liao and Chen, 1984），我們知道飽和的數值在 3.5 公里以下很小，但在 4 公里左右有個極大值。未飽和的數值亦有同樣性質。這個極大值似乎有抑制對流的提早發生。在 8 月 23 日早上此極大值消失。有充分的水汽，厚的對流不穩定層，抑制了對流的提早發生，再加上由馬公、嘉義及東港的風速資料所計算出的低層輻合區（圖 4 c），使得 23 日清晨廣大的回波系統並持續。

在回波形成後向東緩慢移動。這個方向與雲層內平均風的方向大約一致。圖 4 d 是 8 月 22 日 2000 及 23 日 0800 的風速隨高度變化圖。22 日 850 mb 的風向來自西北方向，是受到山脈的影響。23 日 850 mb 及 700 mb 的風向偏西北，除了受到山脈的影響外，可能還受到對流的影響。

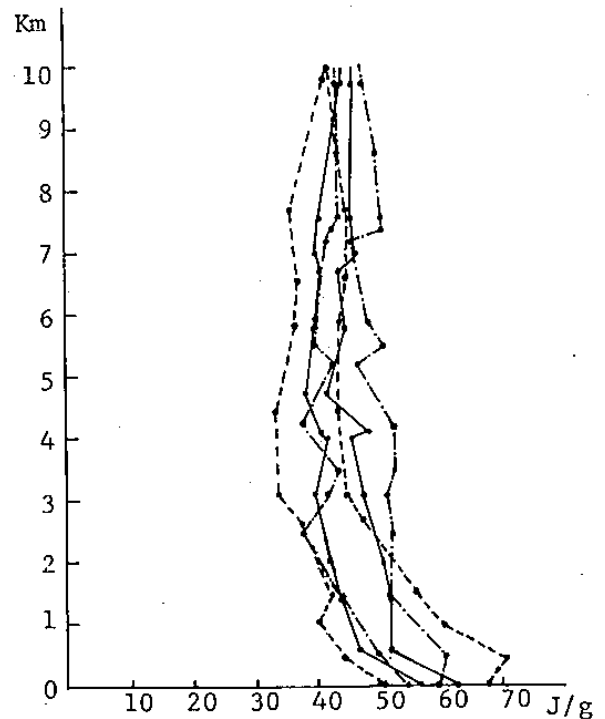


圖 4a：東港 (747) 飽和 (右邊曲線) 及未飽和靜位能隨高度變化圖。

8 月 22 日 2000 LST (——)
 8 月 23 日 0800 LST (-----)
 7 月 26 日 0800 LST (-----)

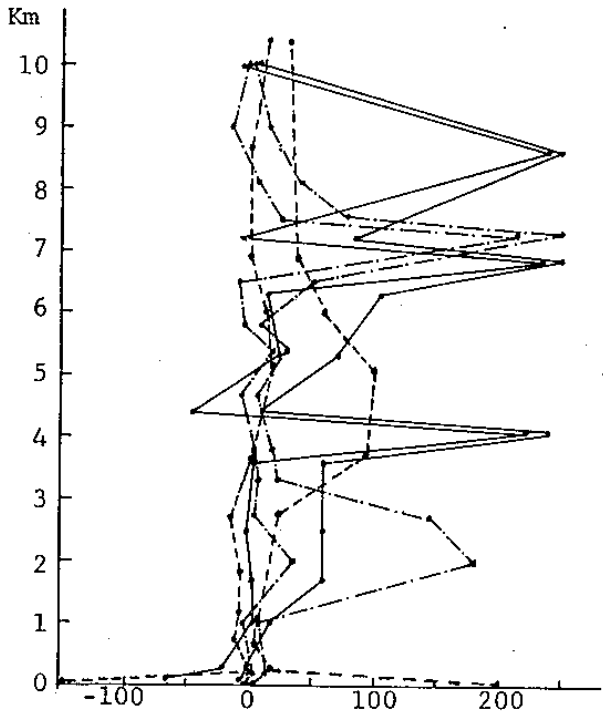


圖 4b: 東港(747) 飽和(右邊曲線)及未飽和
理察遜數值隨高度變化圖。

8月22日 2000 LST(——)
8月23日 0800 LST(-----)
7月26日 0800 LST(-·-·-·-)

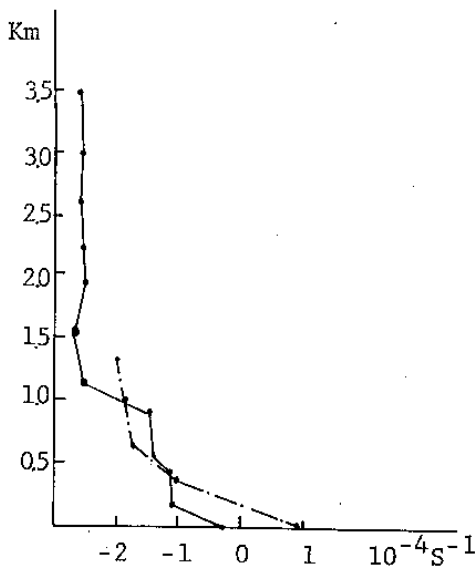


圖 4c: 1983年7月26日(——)及8月23日
(-----)馬公(734)、嘉義(746)、東港
(747) 低層輻合區隨高度變化圖。

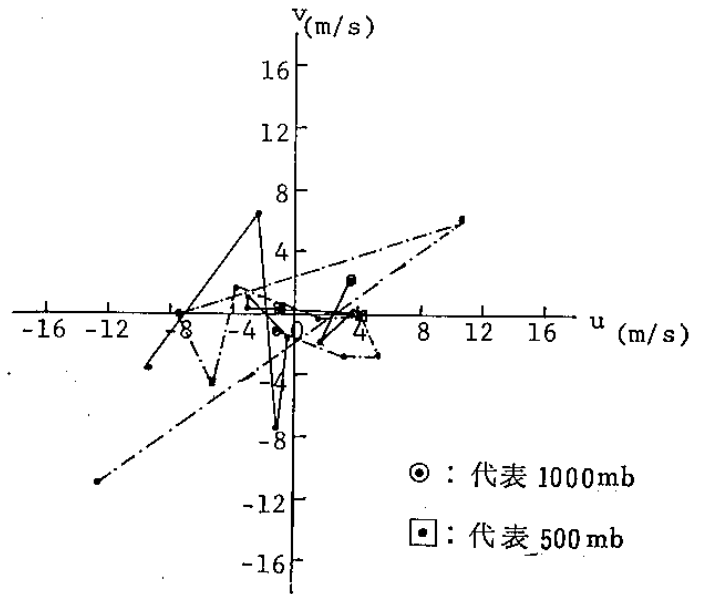


圖 4d: 東港(747) 8月22日 2000 LST (——)
及8月23日 0800 LST (-----) 風速隨高度
變化圖。

由於中央山脈的影響使得回波無法移到台灣東南，也由於山脈的影響使得回波“駐留”在山脈的迎風面，因而降下較多的雨量。像這種有充分的水汽，適當的不穩定層厚度，再加上山脈阻擋作用所產生的大回波區，亦是造成大湯姆遜峽谷 (Big Thompson Canyon) 水災的原因 (Caracena, et al, 1979)。

若在海上產生的大回波區沒有到達台灣陸地，當然無法在本島降下大的雨量。例如在8月23日早上發生在台灣海峽中部由圖5所示的回波區即為這種現象。回波A產生於台灣海峽西邊福建外海(0100)，在1010 移到台中外海區。A的最大高度在12公里以上，且保持這種高度達4小時。當這個呈東北—西南走向的回波由西南方向往台中移動時，另外有B及C回波區產生，且與A合併。合併後的系統仍舊以 5 ms^{-1} 向東北方向移動。此速度大致與雲層內平均風場一致。由於移動的方向與海岸線的走向大致一樣，所以回波沒有登陸。

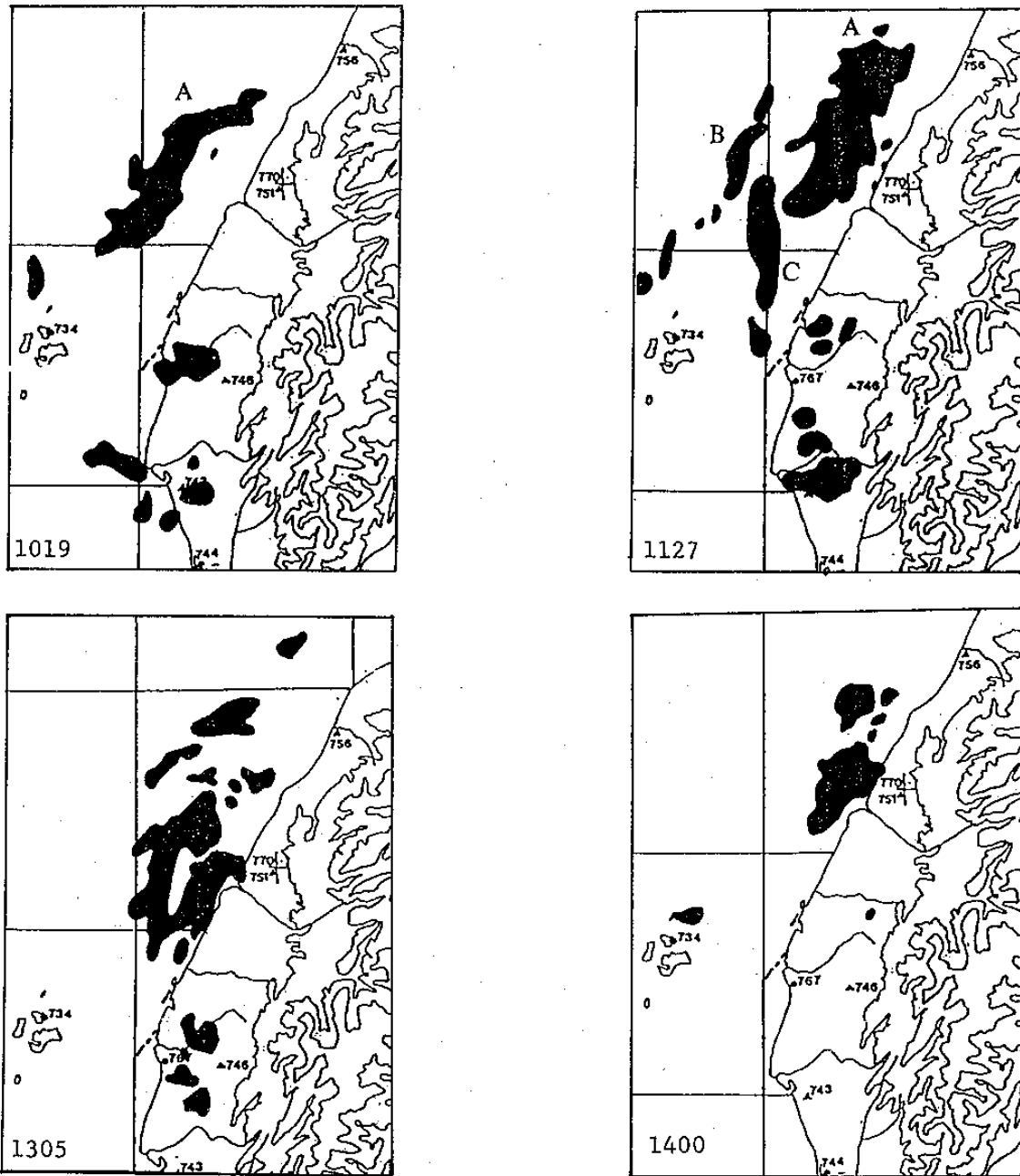


圖 5：1983 年 8 月 23 日清泉崗雷達站所觀測到之雷達回波圖（仰角 0 度，衰減強度 6 db）。

由 8 月 22 日 2000 及 8 月 23 日 0800 的馬公探空資料分析的靜位能（圖 6 a）及理察遜數值（圖 6 b）與東港的相對資料比較。我們可知馬公的水汽也豐富，對流不穩定層也深厚，22 日理察遜數值在 4 公里附近亦有極大值，但到了 23 日極大值消失。馬公 23 日早上在 850 及 700 mb 的風速分別為 $240^{\circ} / 10 \text{ ms}^{-1}$ 及 $240^{\circ} / 6.5 \text{ ms}^{-1}$ ，這種低層大的風速能帶來豐富

的水汽，有助於對流的發展（Bonner，1966）。

由以上的討論，雖然海上大回波區能夠發生在適當的環境內，但由於回波的移動方向與海岸線走向平行，所以沒有登陸台灣中部。能夠登陸台灣本島的對流回波區，如果水汽不夠多，亦不能產生大的降水。例如 1983 年 7 月 26 日的個案。

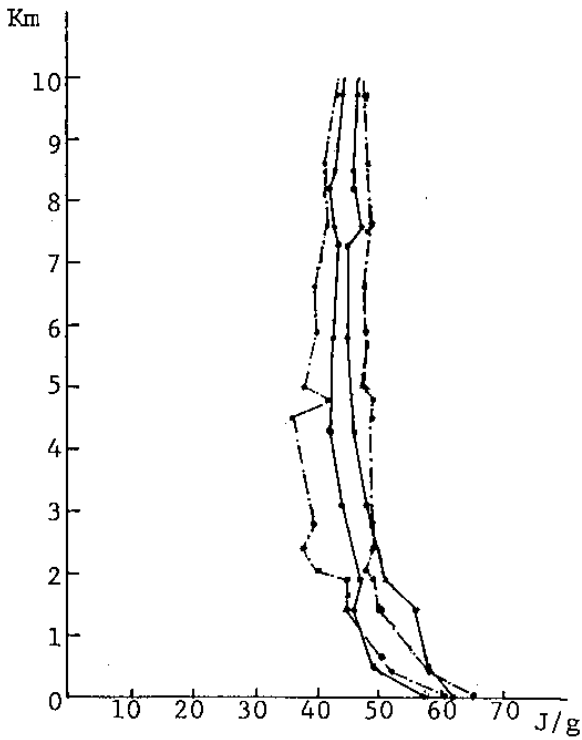


圖 6a: 馬公 (734) 8 月 22 日 2000 LST (——) 及 8 月 23 日 0800 LST (-----) 之靜位能隨高度變化圖。

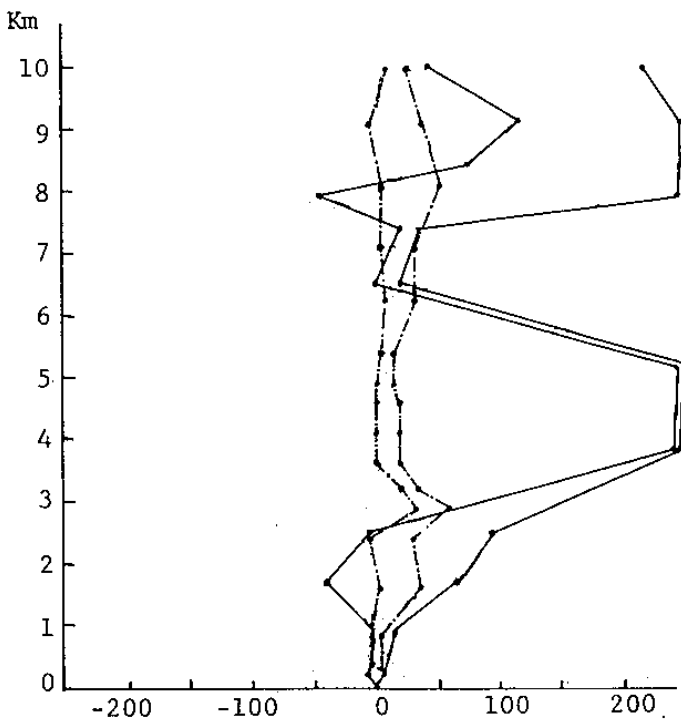


圖 6b: 馬公 (734) 8 月 22 日 2000 LST (——) 及 8 月 23 日 0800 LST (-----) 理察遜數值隨高度變化圖。

(二) 1983 年 7 月 26 日

在 7 月 26 日的綜觀天氣顯示台灣位在太平洋高壓的西側邊緣，風向大都是東偏南 (圖 7) 東港的風速在雲層內的平均值為 $145^\circ / 12 \text{ ms}^{-1}$ 。圖 8 是高雄雷達所拍攝的當天 26 日下午部份回波區 (只討論移到台灣的回波區)。回波在 1300 已在高雄西南方 90 公里處被發現，然後回波一面擴大，一面向北北東方向朝台灣南部移來，最高回波的高度可達 12 公里以上。雖然回波移動的方向與雨層內平均風不太一致，但回波的走向呈西北—東南走向與平均風大致相同。這個回波在高雄、台南降了一些雨量 (圖 9)，造成微小的降水量的原因之一是水汽量沒有像 8 月 23 日那麼多 (圖 4 a)，但是 7 月 26 日的理察遜數值在 3 公里 (圖 4 b) 以下皆很小。再加上由嘉義、馬公及東港在 7 月 26 日早上的風速所計算的低層輻合的作用 (圖 4 c)，對流仍發生。

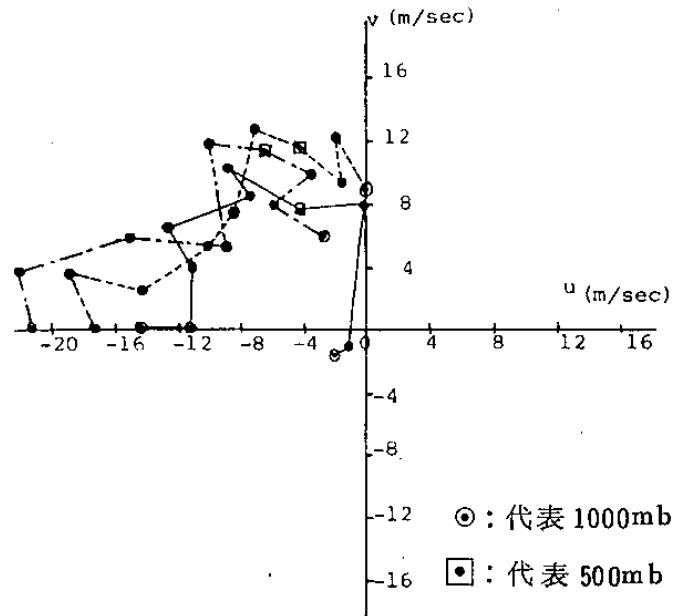


圖 7: 1983 年 7 月 26 日 0800 LST 桃園 (——)、馬公 (-----)、東港 (— · — ·) 風速隨高度變化圖。

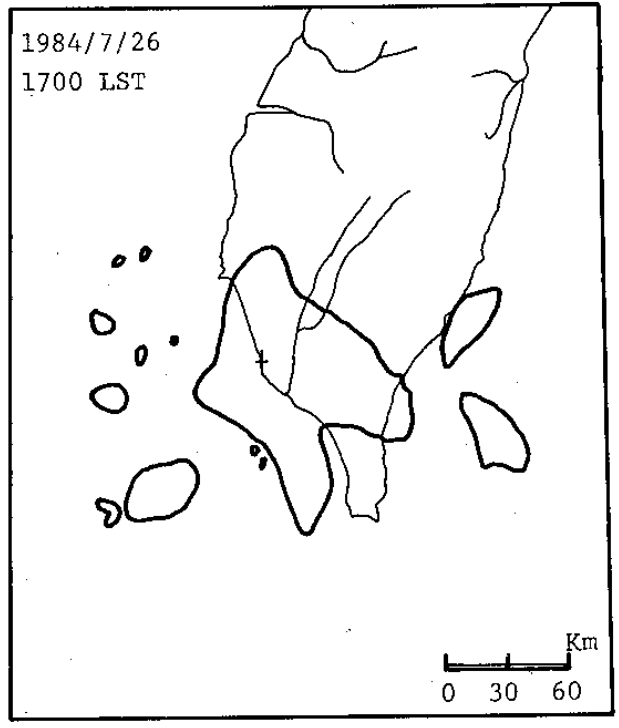
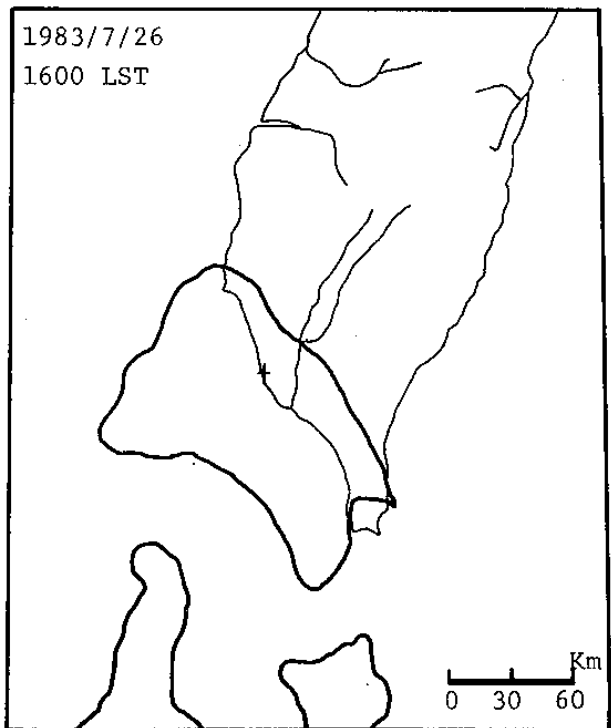
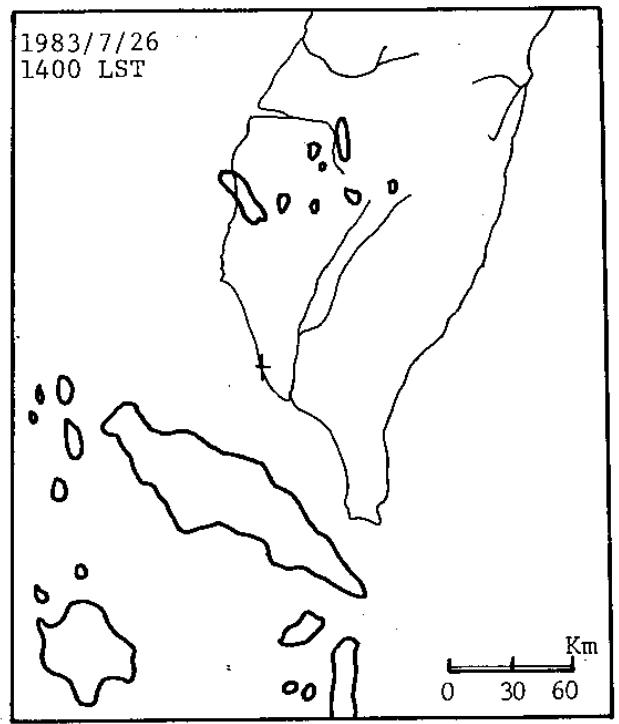
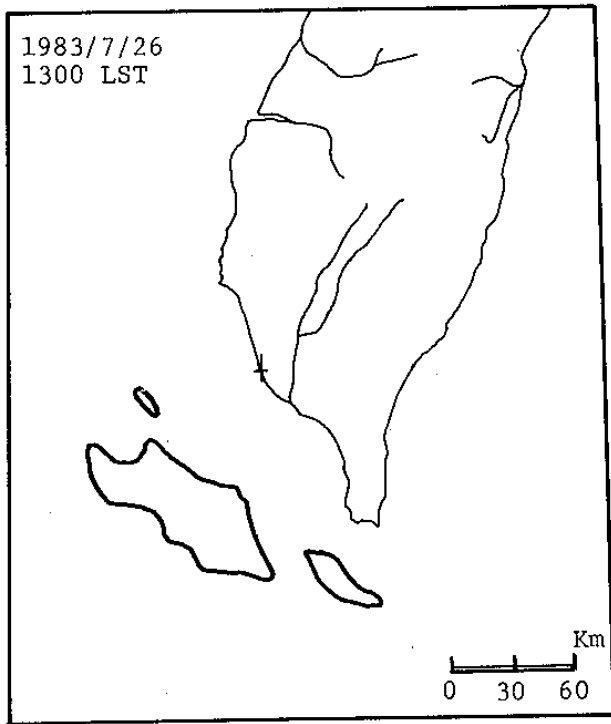


圖 8：1983年7月26日高雄雷達站所觀測到之雷達回波圖。

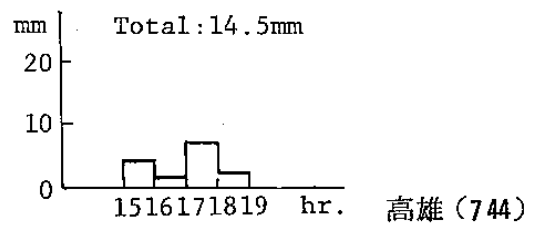
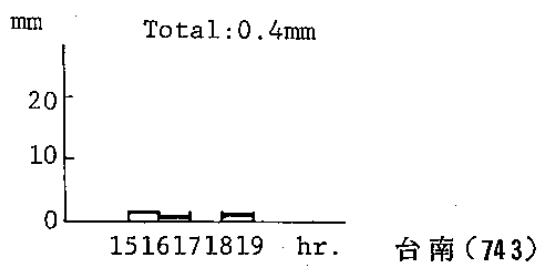


圖 9：1983年7月26日台南及高雄測站雨量隨時間變化圖。

(三) 1983年8月24日

在前面我們已提到回波駐留在台南、高雄地區是使南部地區降大水的原因。這種駐留性質在台中地區亦會發生。圖10是取自CCK雷達觀測的回波圖，我們可以發現回波由西南方向以 6.6 ms^{-1} 移向台中地區，移動速度與雲層內平均風大致一樣。但是到了8月24日0202以後，回波則駐留在台中地區降下不少的雨量，降雨率超過 25 mmhr^{-1} 者亦有出現(圖11)。在這一天豐原高中大禮堂倒塌，有人歸咎於屋頂的積水未能排除。雖然由這個個案的降水並未打破紀錄，但生命財產的損失却很大。

回波能夠駐留在台中地區附近，我們認為其主要原因是台中地區以北地勢突起(圖1)，高度可達500公尺以上，雖然並不是太高的地形，却有效阻止了回波的移動。

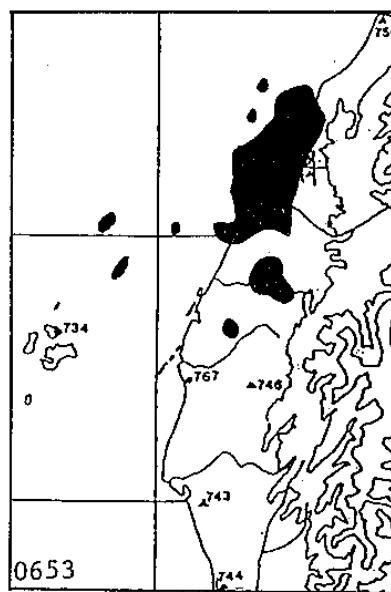
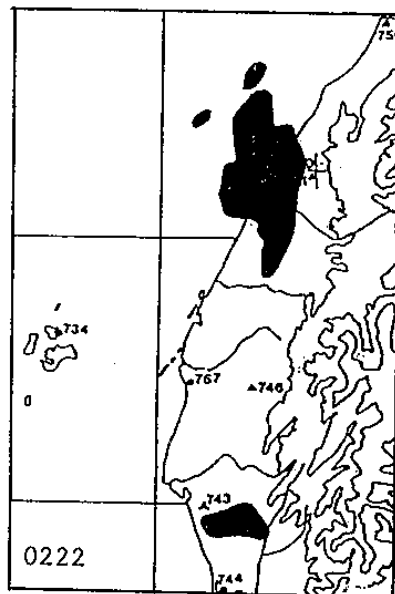


圖10：1983年8月23日2352 LST至8月24日0653 LST 清泉崗雷達站所觀測到之雷達回波圖。

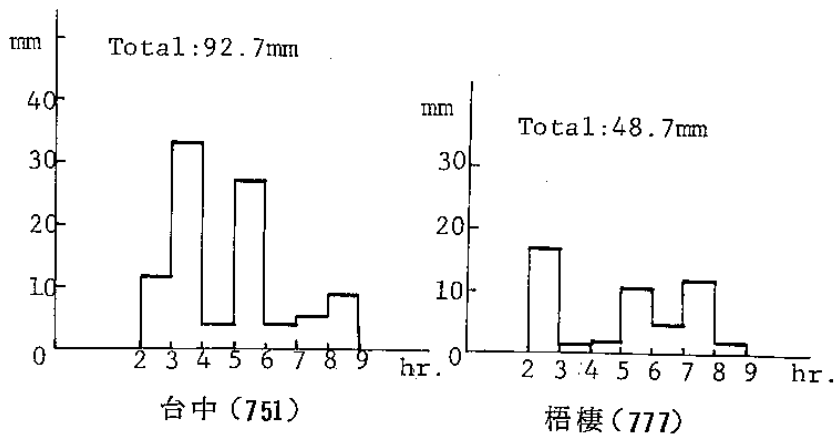
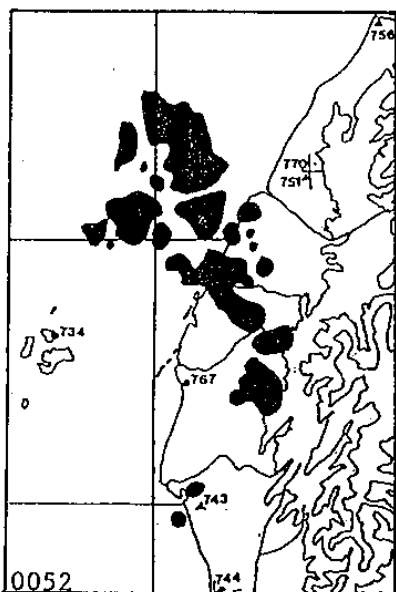
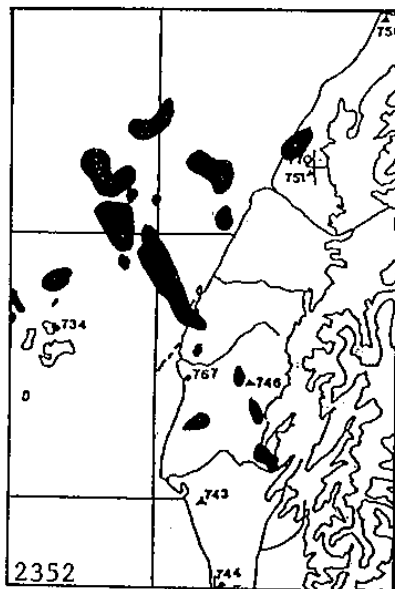


圖11：1983年8月24日台中及梧棲測站雨量隨時間變化圖。

三、結論

影響風暴移動的因素很多，如環境風場、地形、陣風鋒面、濕舌的分佈，對流雨胞之間的相互作用、邊界層輻合區及其他原因。夏季在台灣附近海面產生的回波移動的方向大都與雲層內環境風場平行。當回波移到陸地時，如果有豐富的水汽、深厚的對流不穩定層，以及地形的阻擋作用，則有降大水的機會。如1983年8月23日在高雄、台南的個案及8月24日在台中個案。假如回波移動的方向與海岸線平行，則回波不會登陸，僅在海岸邊掠過。如1983年8月23日在梧棲外海的個案。

誌謝

本研究在國科會 NSC 72-0202-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 雷達站及氣象局高雄雷達站協助雷達回波之取得，謹表謝忱。

參考文獻

- Bonner, W.D., 1966: Case study of thunderstorm activity in relation to the low-level jet. Mon. Wea. Rev., 94, 167-178.
- Browning, D.A., 1964: Air flow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds. J. Atmos. Sci., 21, 634-639.
- _____, and F.H. Ludlam, 1960: Radar analysis of a hail storm. Tech. Note. No. 5, Dept. of Meteorology, Imperial College, London, 106pp.
- Byers, H. R., and R. Braham, 1949: The Thunderstorm. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 287 pp.
- Caracena, F., R.A. Maddox, L.R. Hoxit, and C.F. Chappell, 1979: Mesoanalysis of the Big Thompson Storm. Mon. Wea. Rev., 107, 1-17.
- Charba, J., and Y. Sa-saki, 1971: Structure and movement of the severe thunderstorms of 3 April 1964 as revealed from radar and surface mesonet data analysis. J. Meteor. Soc. Japan, 49, 191-213.
- Fritsch, J.M., and D.M. Rodgers, 1981: The Ft. Collins Hailstorm—An example of the short-term forecast enigma. Bull. Amer. Meteor. Soc., 62, 1560-1569.
- Fujita, T., and H. Grandoso, 1968: Split of a thunderstorm into anticyclonic and cyclonic storms and their motion as determined from numerical model experiments. J. Atmos. Sci., 25, 416-439.
- Hammond, G.R., 1967: Study of a left moving thunderstorm of 23 April 1964. Tech. Memo. IERTM-NSSL 31, ESSA, Norman, Ok. 47 pp.
- 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, Taiana, 1984.
- Marwitz, J.D., 1972: The structure and motion of severe hailstorms. Part II: Multi-cell storm. J. Appl. Meteor., 11, 180-188.
- Miller, L.J. and J.C. Fankhauser, 1983: Radar echo structure, air motion and hail formation in a large stationary multicellular thunderstorm. J. Atmos. Sci., 40, 2399-2418.
- Weaver, J. F., 1979: Storm motion as related to boundary-layer convergence. Mon. Wea. Rev., 107, 612-619.

**On the Movement of Rader Echo from Sea Area
toward West Side of Taiwan Island**

Ching-Sen Chen

Haw-Chwen Sheu

**Depentment of Atmospheric Physics
National Central University**

ABSTRACT

In summertime when echoes moved from sea area toward west side of Taiwan island, they were influenced by terrain structure. Occasionally they could dump fair amount of rain. We presented some case studies about this feature by using radar images from station CCK and Kao-Hsiung along with other conventional meteorology data.

The analysis showed that the movement of echo systems over sea area followed the mean wind in the cloud layer in general. After echo systems reached island their movement might be slowed down by the blocking effect of terrain structure. Therefore large rainfall could be generated from those echo systems if the atmosphere had enough moisture and had suitable unstable layer.