

台灣地區飢線之環境分析

鄧仁星

陳景森

國立中央大學

大氣物理研究所

(中華民國七十九年三月十五日收稿；七十九年六月十四日定稿)

摘 要

本篇選取1973年至1989年在台灣附近，春末夏初間所產生的飢線個案，探討飢線生成的大尺度環境條件。研究結果顯示，有利其生成及發展之大尺度環境條件包括地面鋒前、低層噴流、低層溫度脊、500毫巴短波槽、200毫巴輻散區等的配置。另外，由分析熱力條件可知環境為對流不穩定，其對流可用位能均很大($> 1000\text{m}^2/\text{s}$)，而容積理查遜數(Bulk Richardson number)約在10-40左右，這些結果與Wyss and Emanuel (1988)研究全美國之飢線系統發生的環境非常一致。

關鍵詞： 飢線，環境分析

一、前 言

所謂飢線，根據Glossary of Meteorology (1959)的定義，是指一非鋒面的線狀或窄帶狀的強對流，或稱之為成熟的不穩定線。而近幾年來則將其擴展至任何的線狀強對流，而不管是否與鋒面有何關聯(1986)。由於其持續時間久，形狀特殊，及其對氣象學界之衝擊，故引起一些氣象學者之興趣，自Newton (1950)起便有很多學者研究中緯度及熱帶飢線之結構、移速等。Newton (1963)研究中緯度飢線甚或地區性強對流發生的大尺度環境條件，主要針對大氣穩定度的改變，提到了諸如低層暖平流、高層冷平流、探空曲線中明顯的強逆溫現象、中層乾空氣的逸入對對流維持的幫助。另外，高低層噴流及500毫巴槽脊系統也經常被討論其對對流系統之影響。但這些偏重於定性上之探討，直到Bluestein

and Jain (1985)及Wyss and Emanuel (1988)利用飢線前後之探空資料，計算一些諸如對流可用位能、風切大小、容積理查遜數(Bulk Richardson number)等參數，做較定量上的分析探討。在Bluestein and Jain (1985)中研究Oklahoma春天11年期間NSSL觀測網中所發生之飢線個案環境分析，他們將飢線依生成形式分為四類：(a) broken-line 為原先排列成線狀的不連續雲胞，漸漸的因為新生雲胞的產生而連接在一起。(b) back building 則是原先之對流胞在其旁邊週期的產生新生胞，並漸漸的連接在一起形成線狀。(c) broken-areal 為原先不均勻分佈的散列雲胞漸漸組織成線狀。(d) embedded-areal 則是在一寬廣的層狀雲中形成一帶狀的強對流雲。並分析此四類的環境異同。Wyss and Emanuel (1988)則將其擴展至全美國任何季節內所發生之飢線環境。

在台灣地區，飢線亦經常發生且造成許多之災

害，如1989年5月2日侵襲本省之颶線，各地帶來暴風驟雨，造成程度不等之災害，計有人員一死二重傷二輕傷，並有部分地區電力電訊一度中斷，西部沿海發生海水倒灌，馬公機場被迫暫時關閉40分鐘，澎湖有四艘漁船翻覆，各地災害損失慘重，尤以嘉義地區最為嚴重。

台灣位在副熱帶地區，每年春夏交替時期會有颶線生成，本篇即利用1973至1989年來發生颶線個案日的天氣圖、探空資料做綜觀尺度的環境分析（因每日僅有兩次的資料），從這些有限的資料中，除了對天氣圖做定性上的特性描述外，並對探空資料做較定量上的探討，試圖經由這些分析，了解位副熱帶的台灣附近地區，颶線發生及移動之大氣環境之有利條件。

二、資料來源與分析

我們原先選取1973年至1989年在台灣附近，春末夏初間所產生的10個颶線個案的中央氣象局天氣圖、雷達圖及探空資料及空軍氣象中心探空資料作為分析。但在這10個個案中，1979年3月22日之個案發生時間在21日23Z左右，因距前一時間之探空氣球釋放時間(12Z)較久，故此個案被刪掉，其餘之颶線個案發生均在探空氣球釋放三小時之內或左

右(表一)，除了1987年5月16日之颶線個案的探空資料為每三小時釋放一次外，其餘均為一天兩次(00Z, 12Z)，另外在1984年以前之雷達資料不足(僅有一張)、故其移速無法估計得知。圖1所示為此9個個案的高雄雷達回波圖。因有些部分，年代較久遠，僅有照片或手描圖，很難比較此9個個案的異同或研究其結構上之分類。

a、天氣圖分析

從過去許多個案分析中，我們了解發生颶線的一些綜觀天氣形勢，如高層槽線及噴流、低層噴流以及地面鋒位置、與颶線發生地之關係，(Leary and Rappaport, 1987; Ogura and Liou, 1980; Kessinger, 1986)。在此，我們選取颶線發生前最近時間的綜觀天氣圖，分析高、低層噴流，500毫巴槽線，其中各層噴流之風速在本研究中定義如下：

850毫巴	噴流	風速	> 20kt.
700毫巴	噴流	風速	> 40kt.
500毫巴	噴流	風速	> 50kt.
200毫巴	噴流	風速	> 100kt.

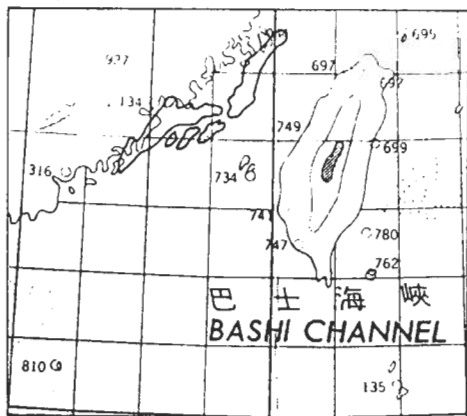
b、探空資料分析

對於探空資料分析項目，大致與Bluestein and Jain (1985) 相似。其中，對流禁制(CIN; Colby,

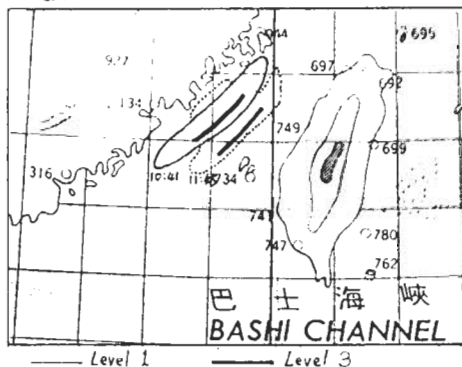
表一 1973年至1989年台灣附近產生之颶系統時間，及探空資料時間地點表。

個案日期	取用探空資料時間	取用探空資料地點
1973.04.11	2000 LST	馬公
1978.03.09	0800 LST	馬公
1982.05.02	0800 LST	馬公
1984.04.05	0800 LST	福州
1985.05.28	2000 LST	東港
1987.05.16	1400 LST	馬公
1988.05.22	0800 LST	台北
1989.04.03	2000 LST	台北
1989.05.02	0800 LST	台北

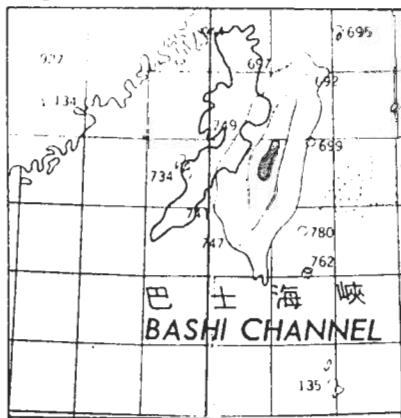
a. 1973 4 11 12Z



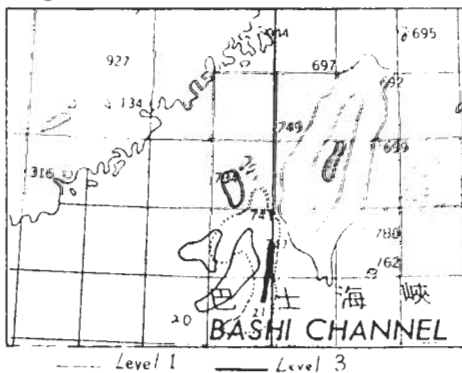
d. 1984 4 5



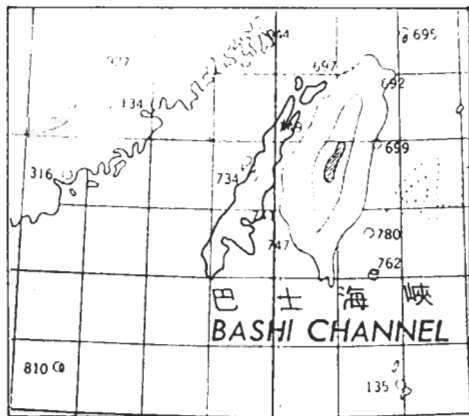
b. 1978 3 9 02Z



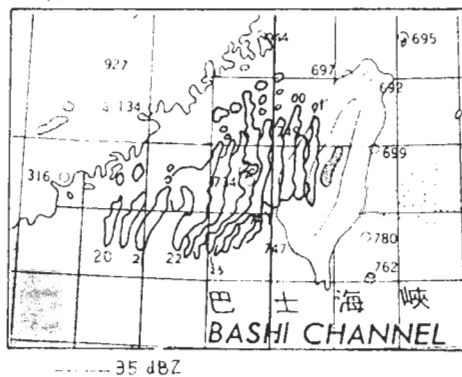
e. 1985 5 28



c. 1982 5 2 12Z



f. 1987 5 16-17



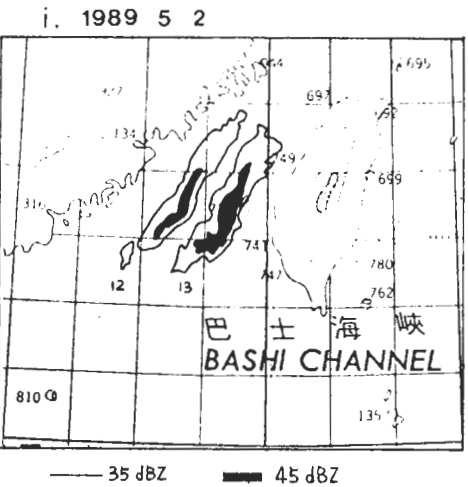
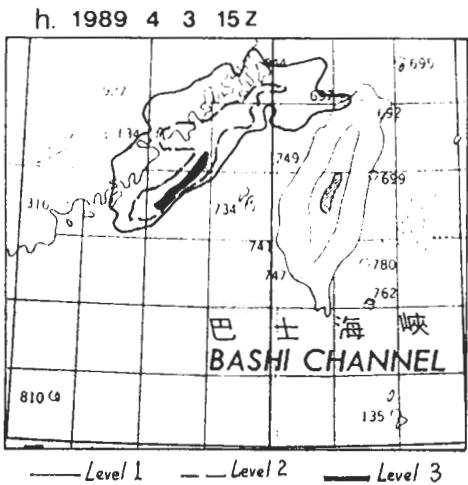
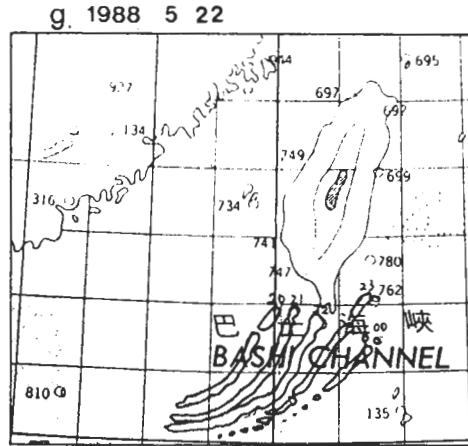


圖1 1973年至1989年台灣地區附近產生之颱風系統高雄雷達圖，其中除(i)，(i)外均從雷達照片所描的回波形狀圖。

1983) 為單位質量氣塊從地面至自由對流高度(LFC) 所需克服之負浮揚力的淨功，即“負面積”，定義為：

$$CIN = - \int_{z_0}^{z_1} g \left(\frac{\theta_c - \theta_{env}}{\theta_{env}} \right) dz$$

其中 θ_c 為地面(Z0) 以上50 毫巴平均之氣塊舉升至LFC 高度(Z1) 之位溫， θ_{env} 為未飽和環境之位溫。

對流可用位能(CAPE ; Moncrieff and Miller , 1976 ; Weisman and Klemp , 1982) 為單位質量氣塊自LFC 至平衡層(ETL) 環境對其所作的淨功，即“正面積”，定義為：

$$CAPE = \int_{z_1}^{z_2} g \left(\frac{\theta_c - \theta_{env}}{\theta_{env}} \right) dz$$

其中Z2 為平衡層(ETL) 之高度。

容積理查遜數(RICH ; Moncrieff and Green , 1972 ; Weisman and Klemp , 1982) 為浮揚力造成之總能量與垂直風切所造成總能之比，定義為：

$$RICH = \frac{CAPE}{\frac{1}{2}[(\bar{U}_6 - \bar{U}_{0.5})^2 + (\bar{V}_6 - \bar{V}_{0.5})^2]}$$

其中 $(\bar{)}_6$, $(\bar{)}_{0.5}$ 為6 KM 內及0.5 KM 內東西方向風場(U) 及南北方向風場(V) 之壓力權重平均。

三、結果與討論

a、天氣圖分析結果

圖 2 為9 個個案的天氣圖中850 毫巴、700 毫巴、500 毫巴、200 毫巴噴流，500 毫巴槽線，地面鋒，颱風線的平均示意圖。其各量位置是利用各個案的各個量中心位置、排列方位及長度之平均值。在求颱風線的位置時，若在所用的資料中有一張以上之雷達圖，則選取最強時之雷達圖為準。分析結果顯示，颱風線的平均位置大概在台灣海峽之鋒前暖區位置。500 毫巴及700 毫巴噴流均通過該區，且850 毫巴噴流有較大的南風分量，使得該處低層有較強之暖濕空氣進入，另外，850 毫巴至700 毫巴風之順轉，可知該層有暖平流之存在。500 毫巴之槽線位置

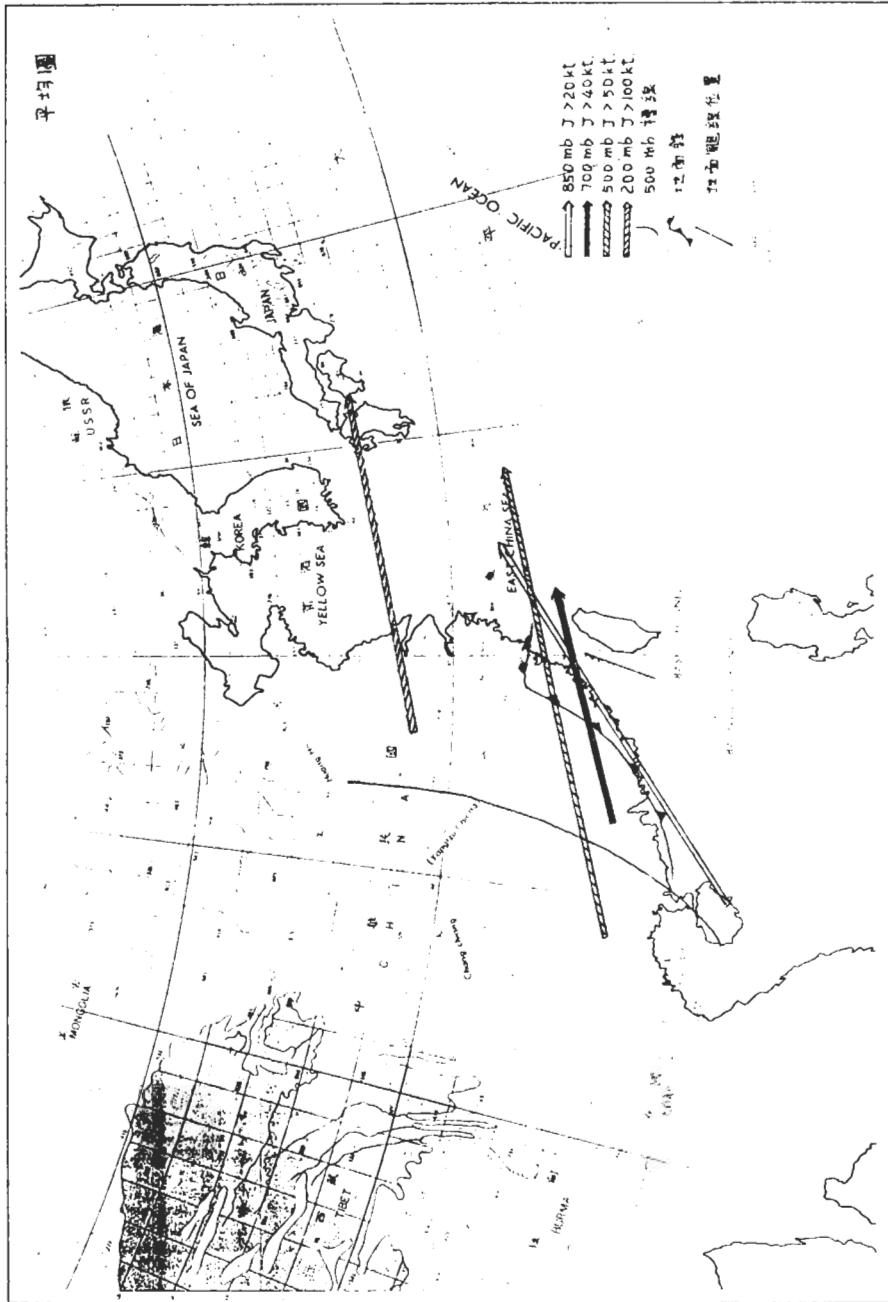


圖 2 9 個個案天氣圖分析平均示意圖。

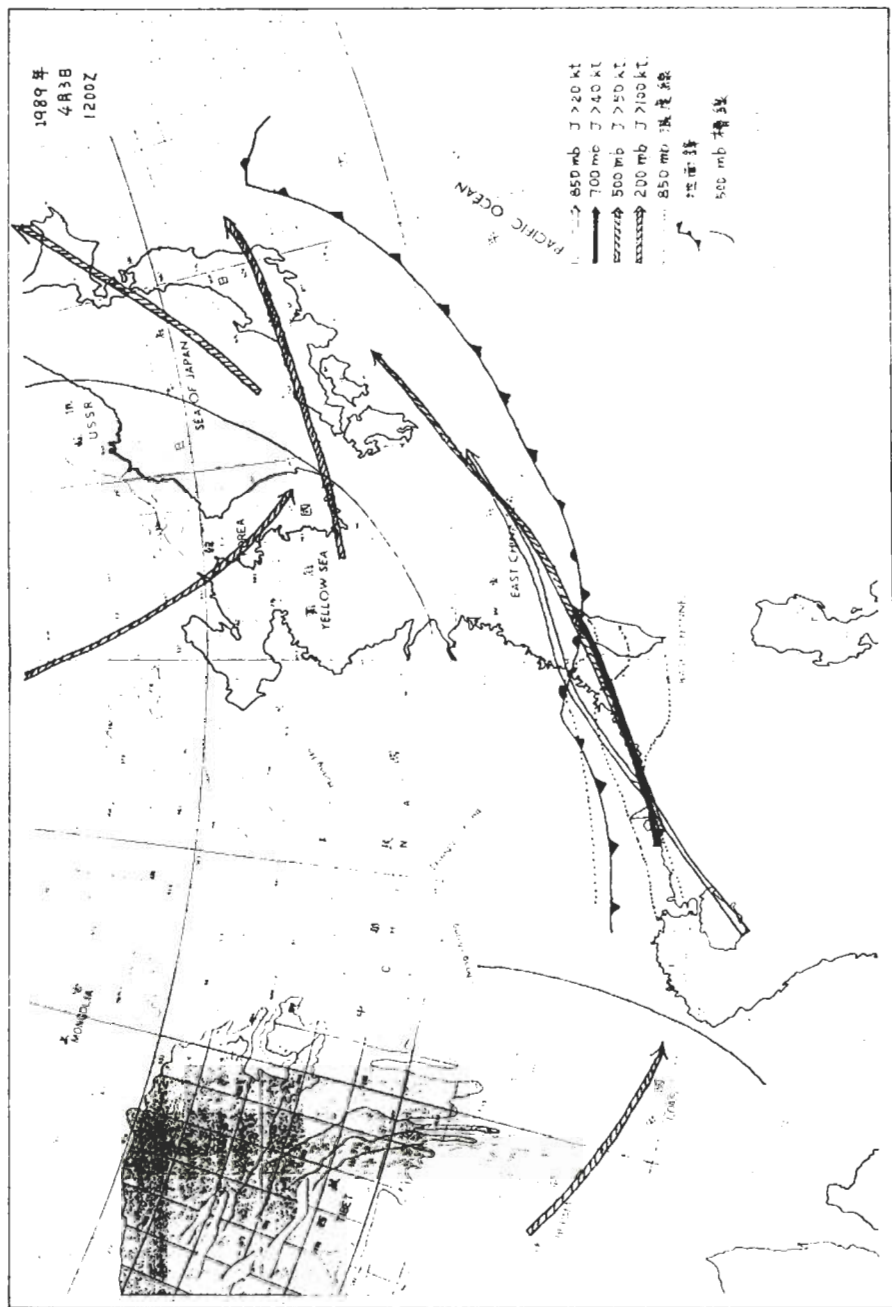


圖3 1989年4月3日12Z天氣圖分析結果。

約距颶線位置700-800 KM 的西方，槽前之上升氣流有利於對流之發生。在200 毫巴高度場及風場分析中(圖未列出)，在台灣海峽附近有風場分流或等高線變寬的現象，此現象說明在此區高層有輻散效應，其上升運動亦有利對流產生。這些特徵與中緯度颶線甚或強烈風暴之大尺度有利條件均非常相似，除了高層噴流，因位置較偏北，對台灣附近的颶線的影響可能未扮演重要角色。

另外，由850 毫巴天氣圖之溫度分析(圖3)，可知在台灣海峽西側有溫度脊的存在，(所選取個案

為1989 年4 月3 日，乃因此個案溫度脊最為明顯，其他個案雖均有，但較弱)，而此區正是颶線生成之區域，溫暖空氣的向北延伸，使得大氣更加不穩定。

b、探空資料特性分析

圖4 為等壓面平均位溫、相當位溫及飽和相當位溫之垂直剖面圖，顯示對於一低於800 毫巴之大氣為對流不穩定($\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$)，在地面附近的空氣塊被抬升至約850 毫巴後，而可繼續上升至250 毫巴以上。相當位溫地面與其上極小值之差距約17.5° K，平均CAPE 及CIN 為1176m²/s 及60m²/s，此與Wyss and

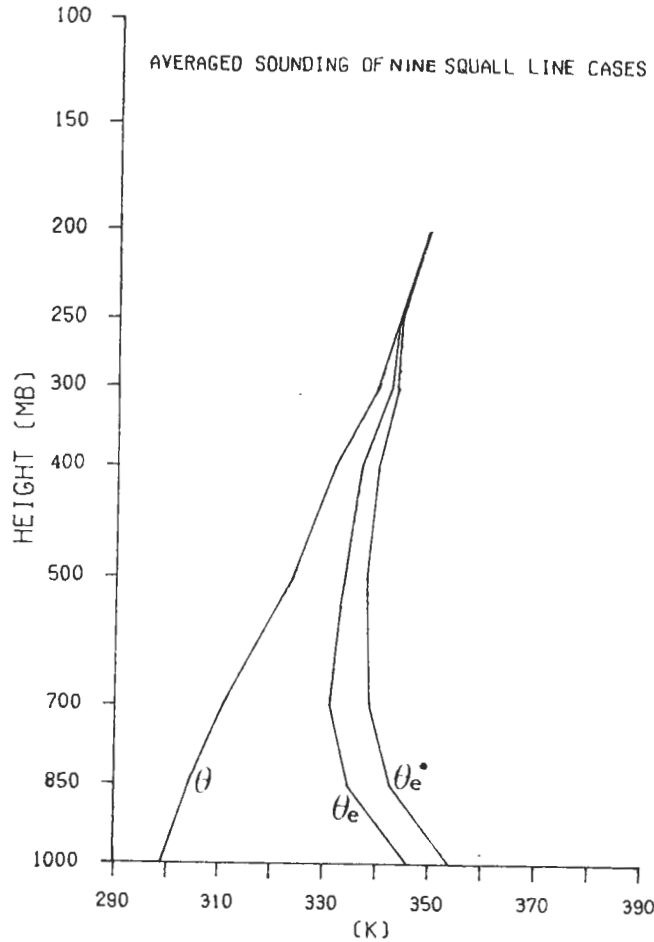


圖4 平均位溫(θ)、相當位溫(θ_e)及飽和相當位溫(θ_e^*)之垂直剖面圖。

Emanuel (1988) 非常一致(在其論文中CAPE與CIN分別為 $1208m^2/s$ 及 $76m^2/s$)。壓力權重垂直風切之大小,大致低層較強(平均而言),其值地面~850毫巴為 $7.8 \times 10^{-3} \times s^{-1}$,地面~500毫巴為 $5.8 \times 10^{-3} \times s^{-1}$,此種低層風切較強之現象亦與Bluestein and Jain (1985)相似,且其大小差不多。平均的RICH為23.27,此值雖較Bluestein and Jain (1985)之值(64)小了許多,但是在Bluestein and Jain (1985)中的環境CAPE平均值約為 $2260m^2/s$,較本篇颶線個案的環境CAPE平均值大了約二倍。值得注意的是,Bluestein and Jain (1985)將颶線依生成形式分為四類(見第2頁),在其中一種叫embedded-areal的分類的CAPE及RICH值各為 $1340m^2/s$ 及26。本篇所得的值與其非常接近,此類颶線之生成是在一層雲區中間(見Bluestein and Jain (1985)的圖1),可見其本身環境便是非常潮濕的。而在台灣地區之颶線,大都發生在3-5月間,且9個個案中有5個發生在梅雨期,而在此時,大氣環境整層均是非常潮濕的,因為水氣的充沛,使得CAPE不需很大,對流仍能發展得很強。

另外,表二中之亦列出各個案之全指數(T.T)及K指數(KI),其值均落在林則銘(1976)先生利用台灣地區在1971-1974年6月至9月雷陣雨日計348天之穩定止數區內。

四、結 論

台灣位於副熱帶地區,在春夏交替之際常遭受颶線的侵襲,造成很大的傷害。本篇利用過去氣象單位所收集的雷達圖、天氣圖及探空資料做颶線生成前環境的定性及定量分析,探討其環境有利條件。

經由以上對台灣地區颶線發生前之環境分析中可得知有利其生成及發展之大尺度條件,這些包括著地面鋒前、低層噴流、低層溫度脊、500毫巴短波槽、200毫巴輻散區;另外,在對探空資料的分析,可知環境為對流不穩定的,其對流可用位能均很大($> 1000m^2/s$)。在這些條件下,原本大氣即為不穩定,再加上低層暖濕空氣平流、槽前上升氣流,使得大氣更加不穩定,而容易產生強對流之發展。

表二 9個個案環境分析之所得一些參數值表。

個案日期	1973年	1978年	1982年	1984年	1985年	1987年	1988年	1989年	1989年	平均	
參數	4月11日	3月9日	5月2日	4月5日	5月28日	5月16日	5月22日	4月4日	5月2日		
LCL (m)	471	677	418	607	163	693	314	436	923	522.5	
LFC (m)	1871	1027	1318	2607	663	1543	2014	1386	1323	1528	
ETL (m)	12521	11127	12918	11407	9713	12843	14764	11486	11523	12033	
CAPE ($m^2 s^{-1}$)	1029	1152	1168	1175	1051	1037	1672	1269	1031	1176	
CIN ($m^2 s^{-1}$)	43	14.4	20	155	11.5	53	136	22	49	60	
RICH	26.88	13	17	10.5	34.1	32	43	22	11	23.27	
T.T.	49	48.6	58.7	54.5	45.6	48.7	45.1	54.3	47.5	49.8	
K.I.	28	30.6	24.4	37.7	38	30.9	37.1	36.4	32.9	32.9	
移速				~17 ms^{-1}	~18 ms^{-1}	~16.5 ms^{-1}	~12 ms^{-1}	~28 ms^{-1}	~20 ms^{-1}	~28 ms^{-1}	
颶線排列	40° -220°	35° -215°	28° -208°	30° -210°	0° -180°	0° -180°	42° -222°	43° -223°	26° -206°	27° -207°	
風切	地-850mb	6.7×10^{-3}	1.0×10^{-2}	3.6×10^{-3}	1.3×10^{-2}	3.8×10^{-3}	4.7×10^{-3}	1.4×10^{-2}	6.7×10^{-3}	3.3×10^{-3}	7.8×10^{-3}
	地-700mb	6.8×10^{-3}	9.6×10^{-3}	3.4×10^{-3}	7.4×10^{-3}	4.0×10^{-3}	3.7×10^{-3}	1.0×10^{-2}	6.7×10^{-3}	4.8×10^{-3}	6.6×10^{-3}
	s ⁻¹ 地-500mb	5.6×10^{-3}	8.6×10^{-3}	3.7×10^{-3}	5.5×10^{-3}	3.7×10^{-3}	3.4×10^{-3}	8.9×10^{-3}	6.2×10^{-3}	5.0×10^{-3}	5.8×10^{-3}
θe(max-min)	14.6°	12.0°	25.0°	15.8°	19.2°	19.8°	13.5°	20.1°	17.2°	17.5°	

對於鬩線而言，風切效應是非常重要的，經分析可知環境風切大，尤以低層最強，此強風切對於鬩線之發展及持續佔非常重要之角色。

另外，令人遺憾的是因雷達資料之不足，無法將鬩線依其結構而分類，然後再探討其環境之差別。

誌 謝

感謝國立中央大學大氣物理所微電腦中心所提供的計算機使用協助，以及洪秀雄老師和林松錦老師提供的使用軟體，使本文得以完成。

參考文獻

- 林則銘，1976：危害飛行氣象因素客觀預報之研究：雷雨部分。氣象預報與分析，第六十六期，1-24。
- Bluestein, H. B. and M. H. Jain, 1985：Formation of mesoscale line of precipitation：severe squall line in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1711-1732.
- Colby, F. P., Jr., 1983：Convective inhibition as a predictor of the outbreak of convection in AVE-SESAME II. 13th Conf. on Severe Local Storms, Tulsa, *Amer. Meteor. Soc.*, 324-327.
- Glossary of Meteorology, 1959：R. E. Huschke (Ed.), *American Meteorological Society*, Boston, 638pp.
- Kessinger, C. J., 1987：The Oklahoma squall line of 19 May 1977. Part I: A multiple doppler analysis of convective and stratiform structure. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2840-2864.
- Leary, C. A. and E. N. Rappaport, 1987：The life cycle and internal structure of a mesoscale convective complex. *Mon. wea. Rev.*, 115, 1503-1527.
- Moncrieff, M. W. and J. S. A. Green, 1972：The propagation and transfer properties of steady convective overturning in shear. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 98, 336-352.
- Moncrieff, M. W. and M. J. Miller, 1976：The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall line. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 102, 373-394.
- Newton, C. W., 1950：Structure and mechanism of the prefrontal squall line. *J. Meteor.*, 7, 210-222.
- Newton, C. W., 1963：Dynamics of severe convective storms. In *Severe Local Storms*, *Meteor. Monogr.*, 5(27), 33-58.
- Ogura, Y. and M. Liou, 1980：The structure of a midlatitude squall line: A case study. *J. Atmos. Sci.*, 37, 553-567.
- Ray, P. S., 1986：Mesoscale Meteorology and Forecasting. *American Meteorology Society*, Boston, 793pp.
- Weisman, M. L. and J. B. Klemp, 1982：The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 504-520.
- Wyss, J. and K. A. Emanuel, 1988：The prestorm environment of midlatitude prefrontal squall lines. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 790-794.

The Environmental Conditions of Squall Lines in Taiwan Area

Zensing Deng and Ching-Sen Chen
Institute of Atmospheric Physics
National Central University

(manuscript received 15 March 1990, in final form 14 June 1990)

ABSTRACT

The purpose of this paper is to investigate the favorable environmental conditions for squall lines development in Taiwan area in spring season. Nine squall line cases from 1971 to 1989 were analyzed.

Our results indicate that the favorable conditions included surface front, low level jet, the temperature ridge at low level, the short wave trough at 500 mb level and divergence pattern at 200 mb level.

From thermodynamic analysis, we found that the environment was convective unstable with large CAPE ($> 1000 \text{ m}^2/\text{s}$). Bulk Richardson number was about 10 to 40. These results are consistent with that in Wyss and Emanuel (1988).

Key words : Squall line, environmental condition