梅雨鋒面中尺度結構與中尺度對流系統激發機制之個案分析

魏志憲[1]

1.前言

每年五至六月份，當梅雨鋒面移近台灣地區時，其高度都相當淺薄，並且在衛星雲圖上通常呈現一長條形的層狀雲帶，沿此雲帶可發現許多對流伴隨在上(Chen, 1993; Chen, 1978; Wang et al., 1990)，這些對流系統即所謂之中尺度對流系統 (Mesoscale Convective System, MCS) ，往往造成台灣地區豪大雨之發生。而台灣地區中尺度實驗(Taiwan Area Mesoscale Experiment, TAMEX 1987)密集觀測期間 (Intensive Obserational Period, IOP) 所獲得豐富的資料，可發現梅雨鋒面伴隨許多中尺度的特徵，其具有颮線雨帶之特性，有氣旋式環流，及輻合帶，並且常常可觀測到低層噴流（Low Level Jet, LLJ）存在。此外還有對流上沖流及下沖流等的對流尺度的現象產生。經由更仔細的雷達資料與地面觀測網之分析，以及數值模式的模擬結果，進一步的了解上述現象在鋒面雨帶演變過程所扮演的角色，以及對豪大雨之影響。Chen and Yu(1988)指出在台灣北部豪雨發生前 12 小時，出現低層噴流之機率為 84% ，並且研究 1965-1984 年 5 至 6 月 35 個豪雨個案，亦發現低層噴流在中尺度對流系統發生前即已存在；而 Jou and Deng (1992)利用雙都卜勒雷達之合成風場，分析 IOP13 個案中低層噴流在激發與組織台灣地區濕對流之關係，發現低層噴流在鋒面界面上所產生的強烈輻合是對流的激發機制，而當對流發展至成熟階段時，位於鋒前下沖流有利於將低層噴流偏向鋒面而增加鋒面帶上的輻合；其更進一步提出概念

[1]中華航空公司

模式：在鋒後冷池與鋒前低層垂直風切，構成渦度平衡之所謂“最佳狀態”時，鋒面舉升更有效率；雨帶演變過程中，首先上沖流在垂直風切處產生擾動高壓，下游處有擾動低壓，產生之氣壓梯度力使得中高層對流向鋒前傾斜，讓對流下沖流更加顯著；下沖流之角色如上之研究所述。此外 Meso-β鋒面具有重新修補 Meso-γ鋒面之能力，而風切不穩定可詮釋鋒面-個別對流系統之間交互作用（周等，1995）。而 Lin et al.（1996）也同樣利用 IOP#13 之個案進行雙都卜勒雷達之合成風場分析，指出在前導線上雨胞的對流冷下沖流與鋒前高 e 空氣形成陣風鋒，舉升富含濕氣之空氣送入鋒前區。鋒面海上部份仍持續形成新胞，向東移入老的雨帶中維持長生命期；陣風鋒的移速受密度流機制影響，使雨帶的移速大於鋒面。Li et al.（1997）也同樣對 IOP13 進行個案分析，則發現盛行的西南氣流與台灣島嶼地形交互作用所形成之地形噴流（Barrier jet），與槽後冷空氣產生風移線；沿著風移線有許多新胞形成，而底層輻合區使其增強，而維持雨帶的長生命期。而宋等（1997）更是利用中尺度模式 (Mesoscale Model version 4, MM4)，針對 IOP2 進行數值模擬，指出雨帶（或中尺度對流系統）提供淺熱釋放，加熱大氣，加強低層輻合，和低層噴流形成正反饋作用，使對流雨帶自我加強並維持低層噴流，再透由科氏力或地轉調整使低層噴流加強。Hor et al. (1998) 則發現梅雨鋒面前導線處存在明顯之密度流與中尺度對流系統，其中伴隨明顯的上升與下沉運動，並說明特別在鋒面後緣的冷空氣厚度僅約 1 至 2 公里，其中有一由後向前的強盛氣壓梯度力，在系統的前頭則存在中尺度的對流不穩定。而密度流的傳遞與鋒面及中尺度對流系統的維持機制，乃由於平均流場中動能傳送之緣故。

上述研究均是利用 TAMEX 期間所獲得之資料，對於梅雨鋒面

的中尺度結構，及對流運動之型態有更深入的了解。在 TAMEX 之後，仍陸續舉行之「台灣地區豪雨研究群密集觀測與預報實驗」，累積大量密集觀測資料，對於伴隨鋒面的中尺度環流及對流系統之激發與發展機制研究，均有莫大的助益 (Kuo and Chen, 1990)。這些觀測資料迄今仍具有高度分析研究價值，因此本研究嘗試利用單一都卜勒氣象雷達資料，研究發生在台灣北部伴隨鋒面之中尺度對流系統的激發與發展機制，在 1999 年 5 月 19 日時，梅雨鋒面由大陸東南沿海移入台灣陸地，造成台灣北部地區出現豪大雨之情形。由於此個案在中正機場氣象雷達的觀測涵蓋範圍內，故期望以傳統觀測資料，配合都卜勒雷達分析，探討隨鋒面之中尺度對流系統結構等特徵之初步概念模式。

本文分為五個部份，第一部分為前言，第二部分為資料來源與分析方法，第三部分為綜觀天氣概述，第四部分為雷達資料分析，第五部分為討論，最後為結論與未來展望。

2. 資料來源與分析方法

甲、資料來源

在傳統資料來源方面，本研究利用中央氣象局 1987 年 6 月 8 日地面至高空天氣圖，及 GMS-3 紅外線與可見光衛星雲圖，以及 1997 年 6 月 4 日、1999 年 5 月 19 日日本氣象廳亞洲地面至高空天氣圖與 GMS-5 紅外線衛星雲圖，以瞭解這些個案綜觀天氣的狀況與雲系的變化，此外還包括中央氣象局所屬各地面測站、民航局所屬桃園機場及松山機場地面測站與空軍氣象聯隊北部各基地天氣中心之觀測資料，包含氣壓、溫度、露點溫度、降水、風向與風速等。

在大氣熱力特性分析方面，則採用 1987 年 6 月 7 日 2100 UTC

至 8 日 0600 UTC 板橋（46685）與馬公（46734）兩測站每三小時探空資料，與 1997 年 6 月 4 日 0600 UTC 馬公測站、1200 UTC 和 5 日 0000 UTC 板橋測站，以及 1999 年 5 月 19 日 0000 UTC 馬公測站與板橋測站等探空資料，繪製斜溫圖並計算出各項熱力參數，其中對流可用位能（convective available potential energy；CAPE）的值是以氣塊自地面被舉升時開始估算。

在雷達資料方面，本研究使用桃園機場都卜勒氣象雷達 1987 年6月8日、1997年6月4至5日與1999年5月19日體積掃描(volume scan）資料。在 1987 年時都卜勒觀測時間為每 10 至 15 分鐘一次，而後 1997 與 1999 年之密集觀測均為每 15 分鐘一次。

乙、雷達資料處理方法

桃園機場都卜勒氣象雷達所儲存的雷達觀測資料可分為：徑向風速、波譜寬度以及降水回波強度三種原始觀測資料，此三種原始資料的獲得皆經雷達波束以固定的仰角，由正北為起點以順時針方向，作 360 度圓錐面掃描得來。在 TAMEX IOP8 個案中每個體積掃描包含 12 個掃描仰角，最低為 0.5 度，最高為 11.5 度。然而在 1032 LST 之後最高仰角抬高為 17.0 度，而 1997 年 6 月 4 日與 1999 年 5 月 19 日等個案中每個體積掃描包含 12 個掃描仰角，由 0.5 度至 17.0 度。桃園機場都卜勒氣象雷達的最大掃描半徑在都卜勒模式為 120 公里，非都卜勒模式為 240 公里，在 360 度的掃描範圍內，共有 420 個波束，每個波束約 6/7 度，而波束上約每 83.3 公尺即有一取樣點。如此一來每做一次體積掃描，即會用掉很大的記憶體空間，因此為了節省記憶體空間，透過前置處理器將每 12 個取樣點資料累計，平均後得到每一公里一個距離單元（gate）的資料型式，再將此資料

儲存下來。在電腦儲存上，則是以一個位元組（1byte=8bits）儲存一筆回波或徑向風速資料；由於每個位元組只能儲存 256 個整數，因此使得回波強度的精確度為+0.4dBZ，範圍在-40 dBZ 至 72 dBZ 之間；徑向風速的精確度為+0.375m/s，範圍在-48 至 48m/s 之間。本研究有關桃園機場都卜勒氣象雷達的資料處理過程採用周等（1990）所建議之方法。

丙、速度方位顯示

速度方位顯示（velocity azimuth display, VAD）技術最早由 Lhermitte and Atlas（1961）所提出，其重點為在水平空間上均勻一致的風場和降水條件下，由固定仰角的雷達波束作 360 度全方位角掃描，所得到的平均徑向速度方位角的正弦函數曲線，可以求得相對應掃描高度的水平風向、風速和粒子垂直速度。Browning and Wexler（1968） 進一步將 VAD 方法推廣，當雷達掃描波束侷限於低仰角或粒子垂直速度已知時，藉由傅立葉級數展開，VAD 方法可以得到不同高度的水平風向、風速，輻散場以及變形場。而 Srivastava（1986）等人針對 VAD 加以改良，提出所謂「廣泛式速度方位顯示（extended velocity azimuth display； EVAD）」之技術。但 EVAD 受限於降水系統的水平風場與水滴終端速度須在水平方向為均勻一致之假設，因而常應用於探討層狀降水系統之運動場結構。然而因應本研究中可能發現之對流現象，此處採用針對對流系統而修正後之 EVAD 方法以分析風場之運動結構（鄧與周，1995）。

3. 綜觀天氣概述

甲、一般氣象資料分析

i. 1987 年 6 月 8 日 個案（TAMEX IOP8）

此個案密集觀測的起訖時間為 1987 年 6 月 7 日 0600 UTC 至 6 月 9 日 0000 UTC，本研究則以 6 月 8 日為主。在 6 月 8 日 0000 UTC 地面天氣圖（圖 1a）中，鋒面由日本一帶向南延伸到海南島附近，在經過台灣北部海面時呈現東西走向，並已非常接近台灣北部海岸。另外配合 850 hPa 天氣圖（圖 1b），台灣北部正位於槽前，所以西南氣流主宰了整個台灣地區以及大陸的閩粵沿岸，尤其汕頭與珠江口一帶發現大於 15 m/s 的強風軸；而閩粵沿岸一帶有南北向較強的溫度梯度，其值約為 5 ℃/100 km，且在浙江、貴州一帶存在 9 ℃以下的冷源，足以證明此地面鋒面具有斜壓性。700hPa 天氣圖（圖 1c）中有一短槽由華南延伸到雷州半島，槽前西南風風速均在 10m/s 以上，並且在汕頭與珠江口一帶，以及閩浙外海均有強風軸出現，而後者的風速更可達到 17.5 m/s，因此台灣北部與閩江口一帶存在著強風速帶。此外，從 500、300 與 200hPa 之高空天氣圖（圖未顯示）中可以發現地面鋒前的西南氣流高度可到達 300hPa，西南風引進暖濕的空氣，有利大氣形成不穩定的特性。

到了 1200 UTC 時，地面天氣圖（圖 1d）上發現鋒面已通過本省，因此台灣地區均在北方氣流的籠罩下，而 850hPa（圖 1e）上原本存在閩粵沿岸的溫度梯度強度減弱，冷源與西南強風軸均已消失，槽線則移至石垣島附近。700hPa 天氣圖（圖 1f）上短槽則由東海延伸至台灣東部海上，同樣的強風軸已消失，取而代之的是西北氣流。500hPa（圖未顯示）上由於槽線自渤海灣向南延伸至台灣北部海面，因此北部仍存留微弱的西南氣流，而 300hPa 與 200hPa 的西南氣流仍然存在，由此可得知鋒後冷平流的高度約到達 500hPa，大氣也因此趨於穩定。

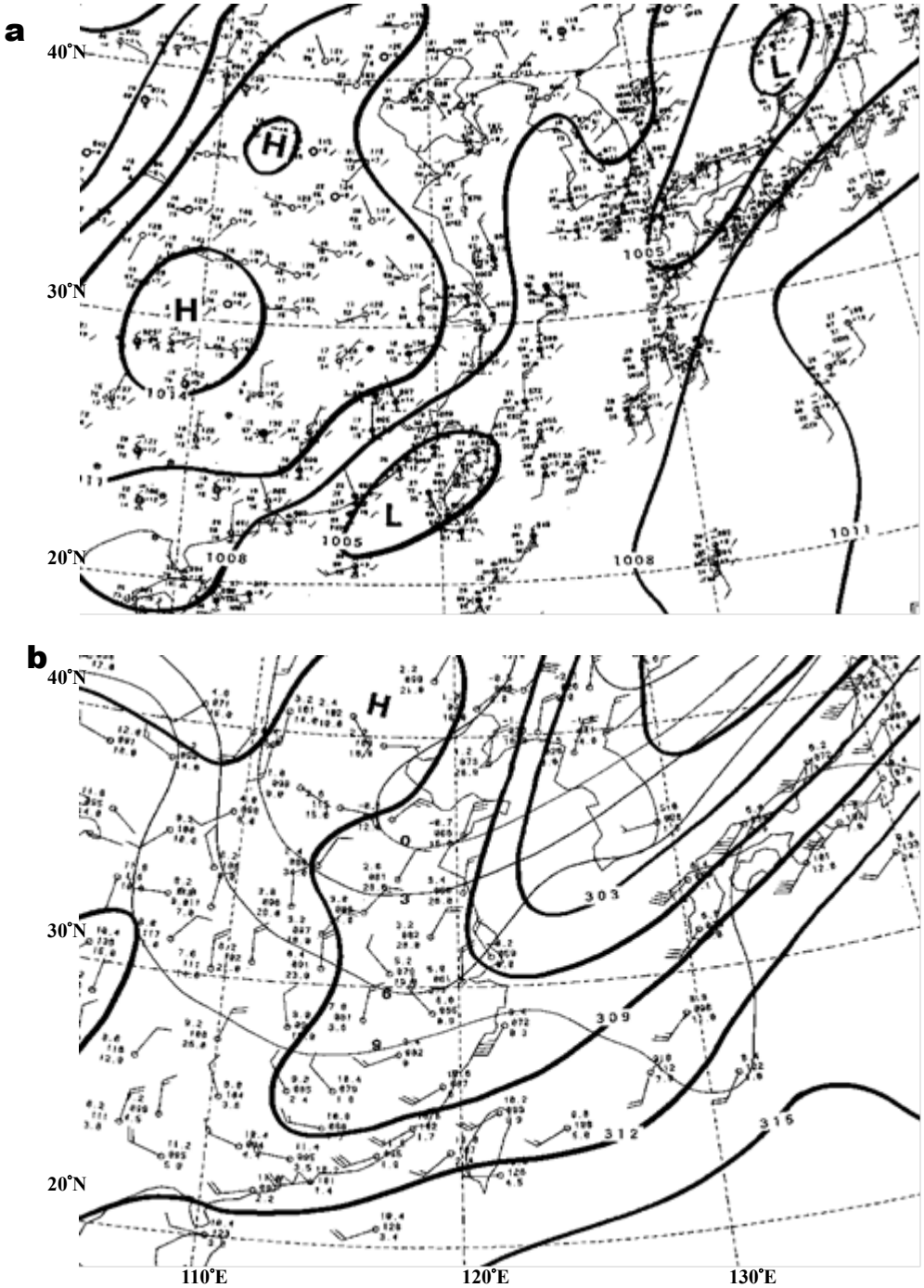
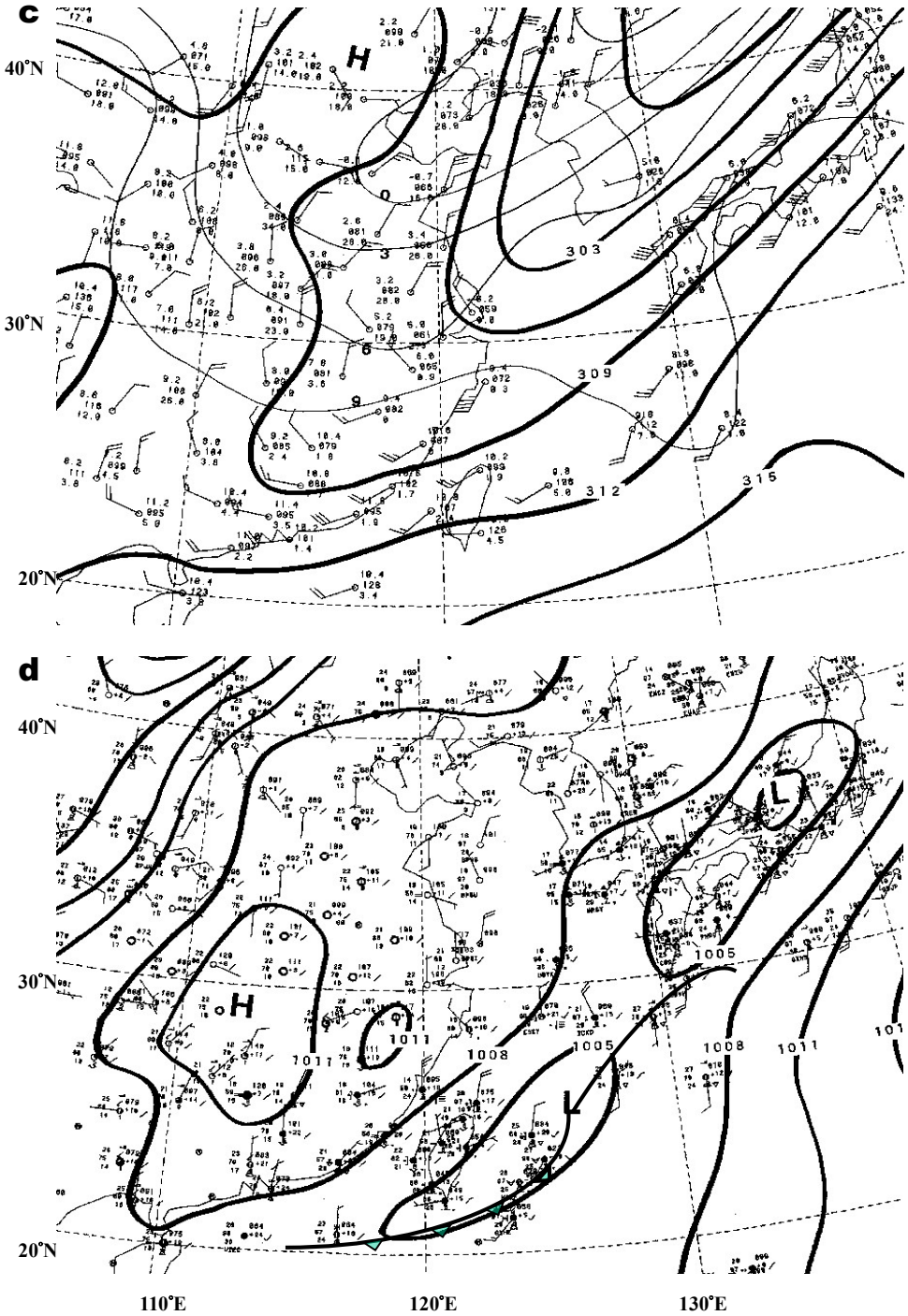
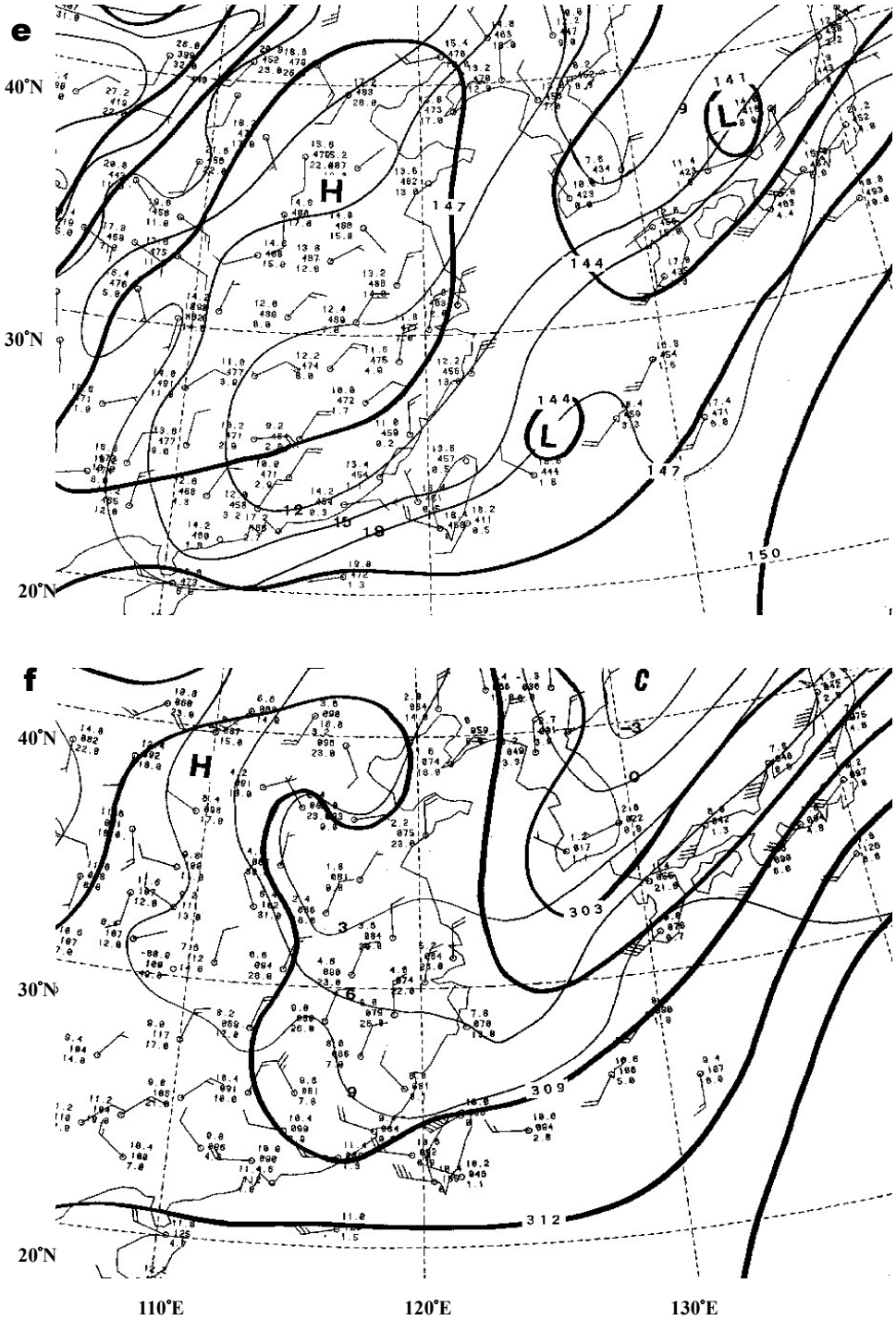


圖 1.1987 年 6 月 8 日個案天氣圖。(a) 0000 UTC 地面；(b) 0000 UTC 850 hPa；(c) 0000 UTC 700 hPa；(d)1200 UTC 地面；(e)1200 UTC 850 hPa；(f))1200 UTC 700 hPa。


c
40°N
30°N
20°N
H
303
309
312
315
d
40°N
30°N
20°N
H
L
1011
1008
1005
110°E
120°E
130°E

續圖1.


e
40°N
30°N
20°N
H
L
147
144
141
150
f
40°N
30°N
20°N
H
C
303
309
312
110°E
120°E
130°E

續圖1.

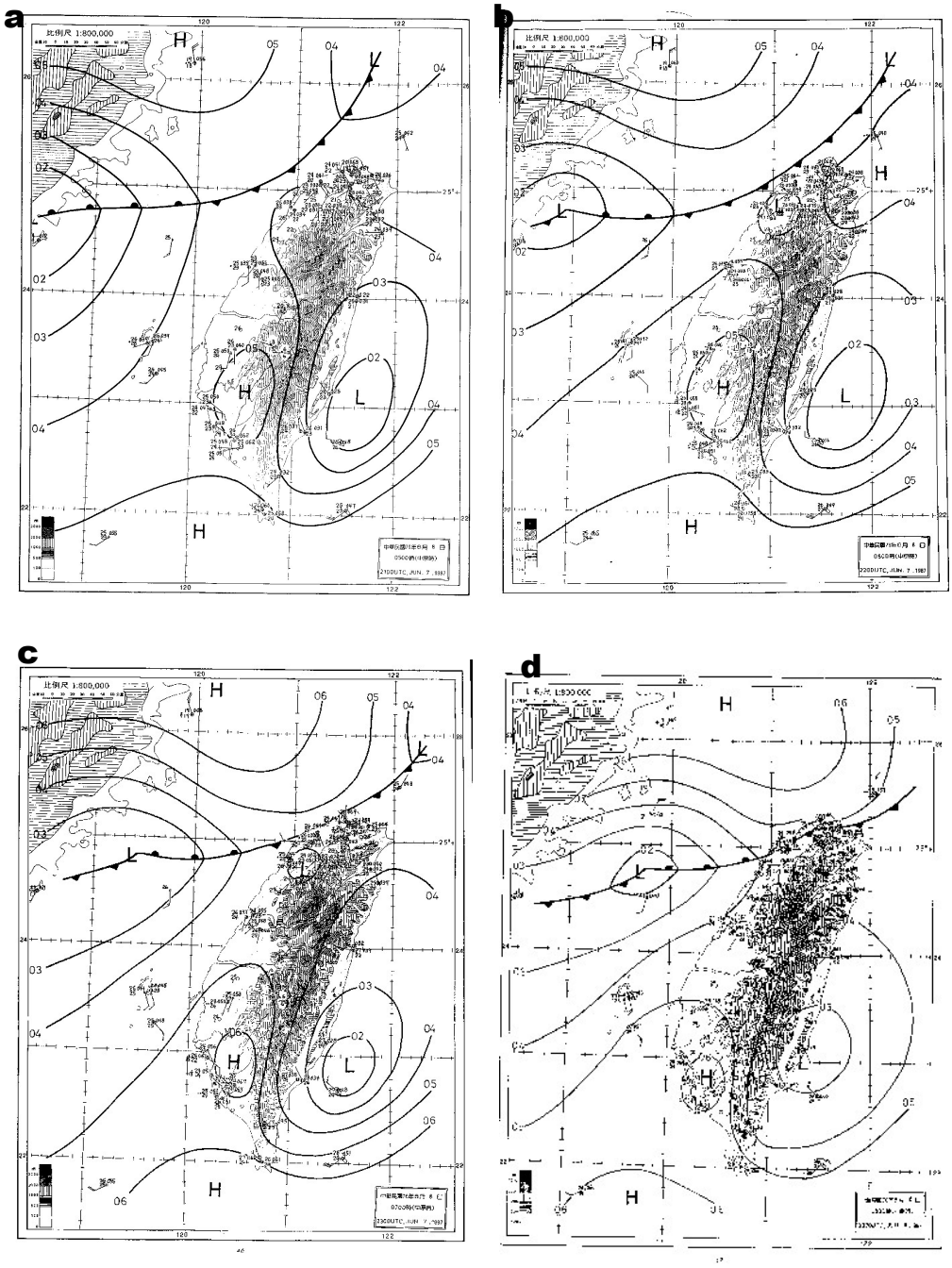


圖 2. 台灣地區中尺度主觀分析地面圖，圖 a-d 分別代表 1987 年 6 月 7 日 2100、2200、2300 與 6 月 8 日 0000 UTC（王，1990）。

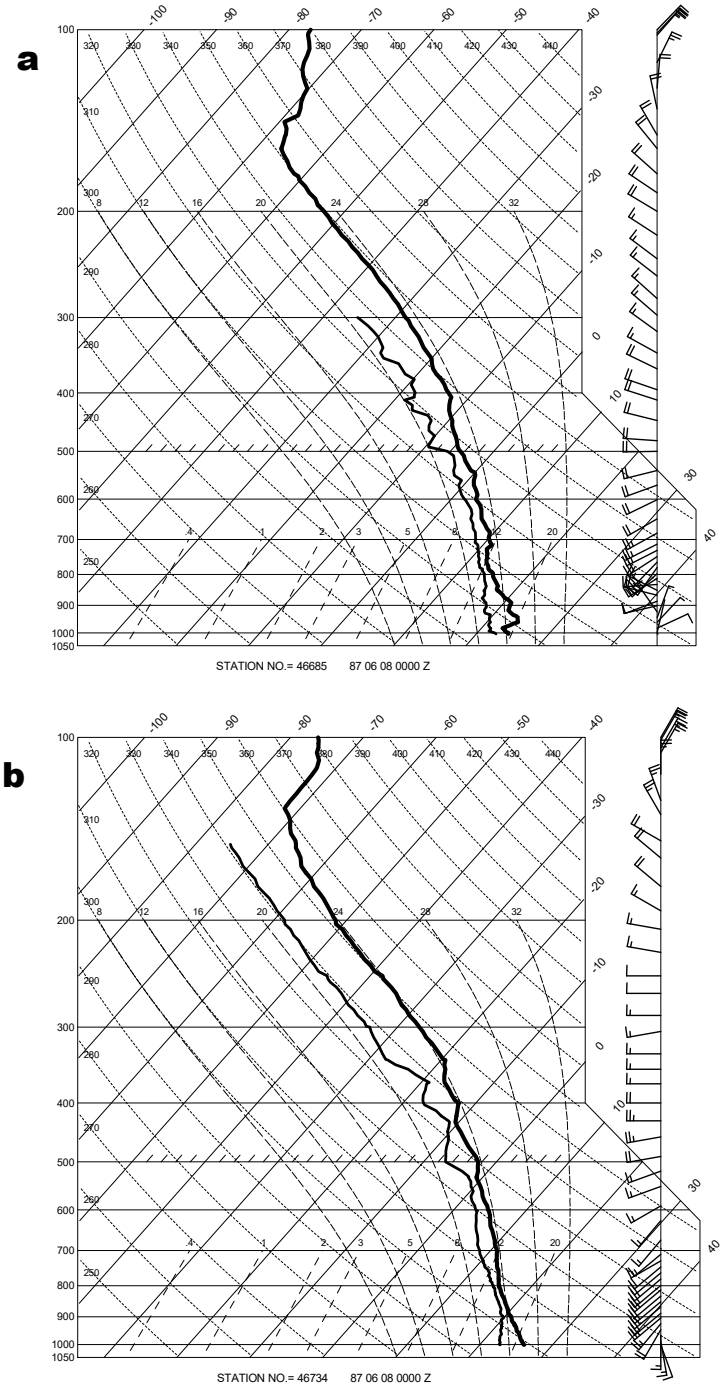
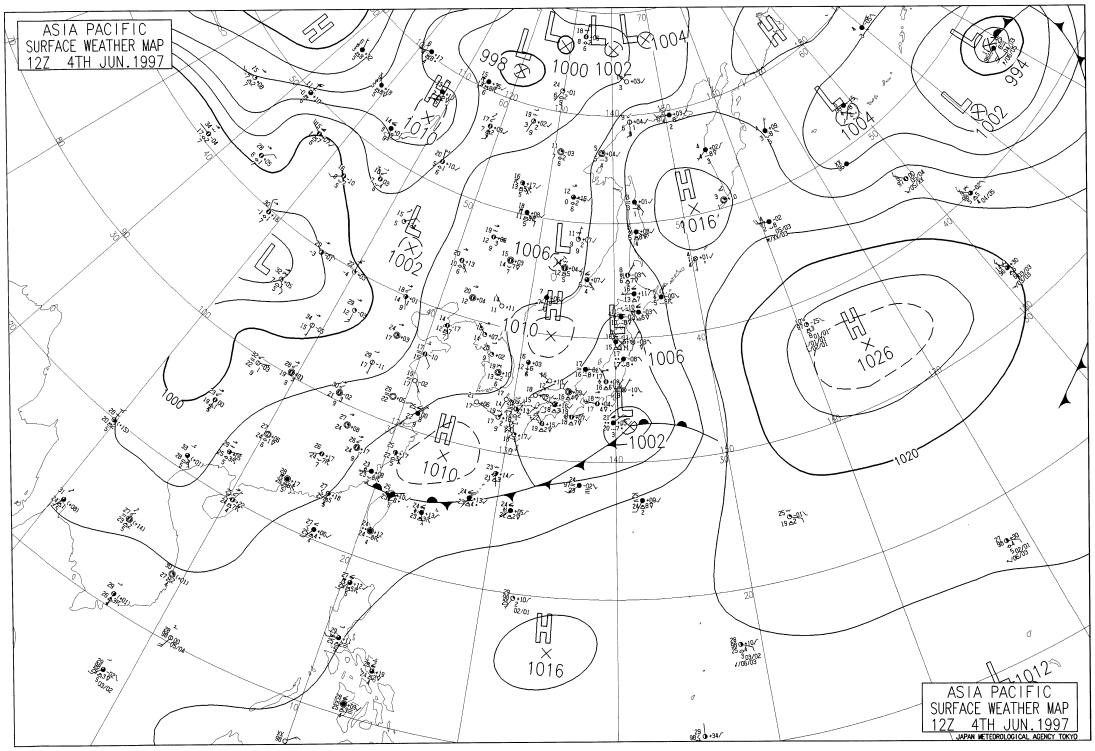


圖 3.1987 年 6 月 8 日 0000 UTC（a）板橋與（b）馬公測站之探空圖。

利用台灣地區中尺度資料主觀分析（王，1990），可以更容易掌握鋒面的位置。6 月 7 日 2100 UTC 時（圖 2a）冷鋒已到達台灣西北海岸約 30 km 處，呈東北-西南走向，到了 2200 UTC（圖 2b）時冷鋒距離台灣西北海岸僅 10 km。冷鋒在到達台灣北部陸地之前，其移速逐漸減慢，2100 UTC 至 2200 UTC 時移速為 30 km/hr，而 2200 LST 至 2300 UTC 時減為 10 km/hr，因此 2300 UTC（圖 2c）時鋒面始接觸到陸地，然而冷鋒的海上部份則仍以 30 km/hr 移速向南前進，使得冷鋒的走向轉變為東北東-西南西。在 6 月 8 日 0000 UTC（圖 2d）時冷鋒受地形影響移速更加減緩，之後的時間鋒面更因中央山脈的影響由一分為二。

在探空資料分析方面，6 月 7 日 2100UTC 板橋測站觀測到 950hPa 至 500hPa 風向為西南偏西風，在 800 至 700hPa 之間所觀測到之最大風速可達到 15 m/s，地面至 700hPa 之間風向隨高度有順時鐘旋轉現象，顯示此時有暖平流，同一時段馬公測站底層至 700hPa 之間風向均為西南風，風速僅維持在 7.5m/s 左右。6 月 8 日 0000UTC，板橋測站（圖 3a）風場資料顯示地面至 950hP 明顯為東北風，而 850 至 700hPa 之間仍然發現 15m/s 之最大風速，此時 800 至 500hPa 之間大氣明顯比前一時間潮濕，然而氣塊由地面舉升所計算的 CAPE 卻只有 15.4 m2/s2。這時在馬公測站（圖 3b）方面，地面至 700hPa 之間風速明顯增大許多，850hPa 風速可達到 12.5m/s，而 900 至 500hPa 的大氣一直維持潮濕的狀態，然而 CAPE 更小，只有 9.6 m2/s2。顯示大氣提供的對流能量相當微弱。

a



b

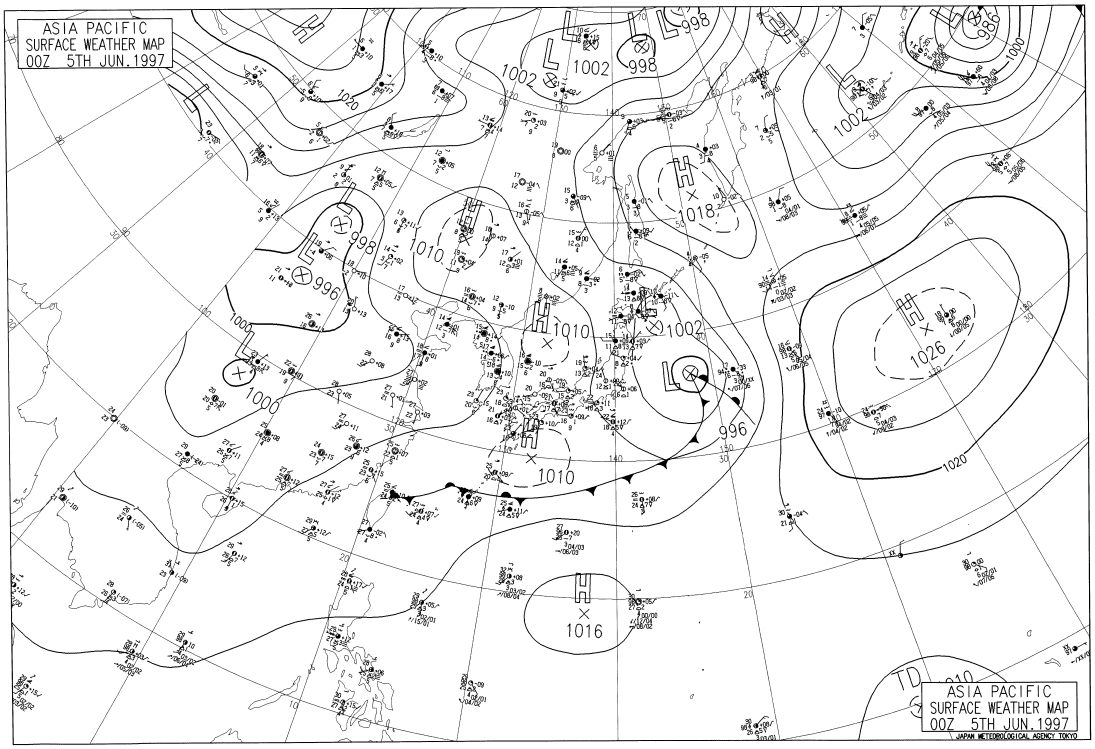


圖 4.1997 年 6 月 4 日個案天氣圖。(a) 6 月 4 日 1200 UTC 地面；(b) 6 月 5 日 0000 UTC 地面；(c) 6 月 4 日 1200 UTC 850 hPa；(d) 6 月 4 日 1200 UTC 700 hPa。

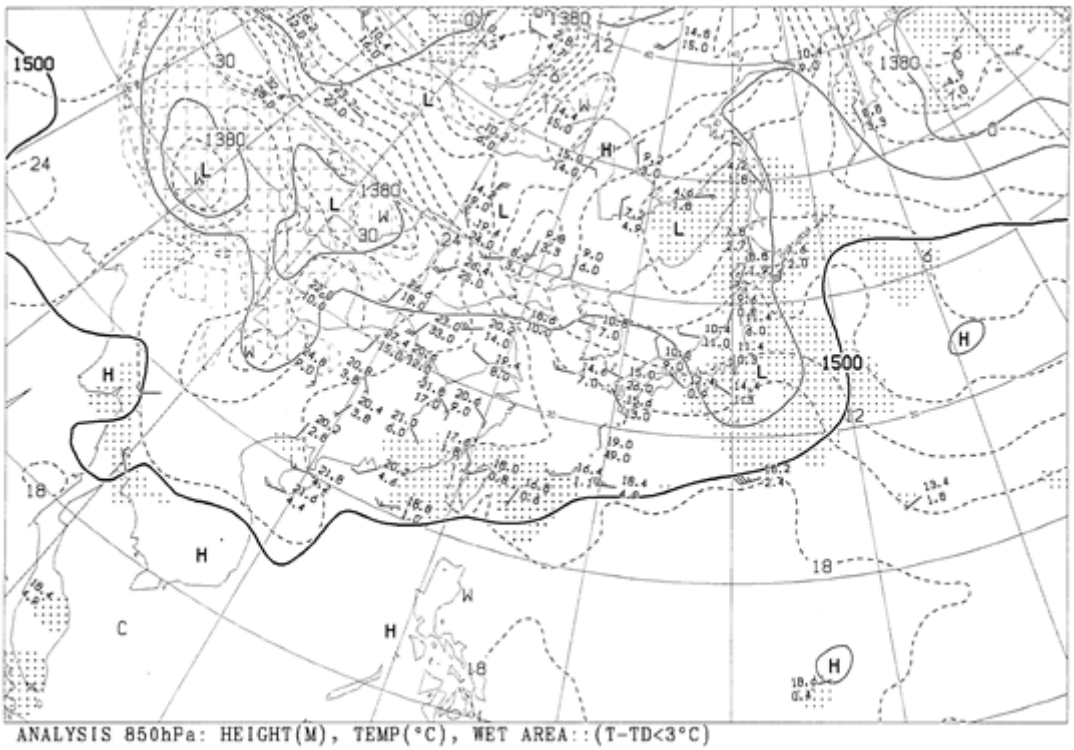
ii. 1997 年 6 月 4 日 個案

鋒面系統於 6 月 1 日 1800 時在華南一帶生成，隨即緩慢向東伸展，並通過台灣北部地區。6 月 3 日 0000 UTC 地面天氣圖顯示，鋒面氣旋波之封閉低壓中心在琉球群島附近形成，伴隨之鋒面系統由低壓中心延伸至華南內陸，由於大陸高壓勢力不甚明顯，低壓中心持續且緩慢向東偏東北方向移動，並且鋒面停留在台灣北部與華南沿海一帶，故可分析為滯留鋒面。值得注意的是，6 月 4 日 1200 UTC 時在東海與台灣北部海面區域存在一小型高壓（圖 4a），向東移動並持續存在，而此時大陸東南沿海地區南北溫度梯度僅 1 °C/100 km。當 6 月 5 日 0000 UTC（圖 4b）鋒面逐漸遠離台灣地區時，小高壓仍持續維持其勢力。

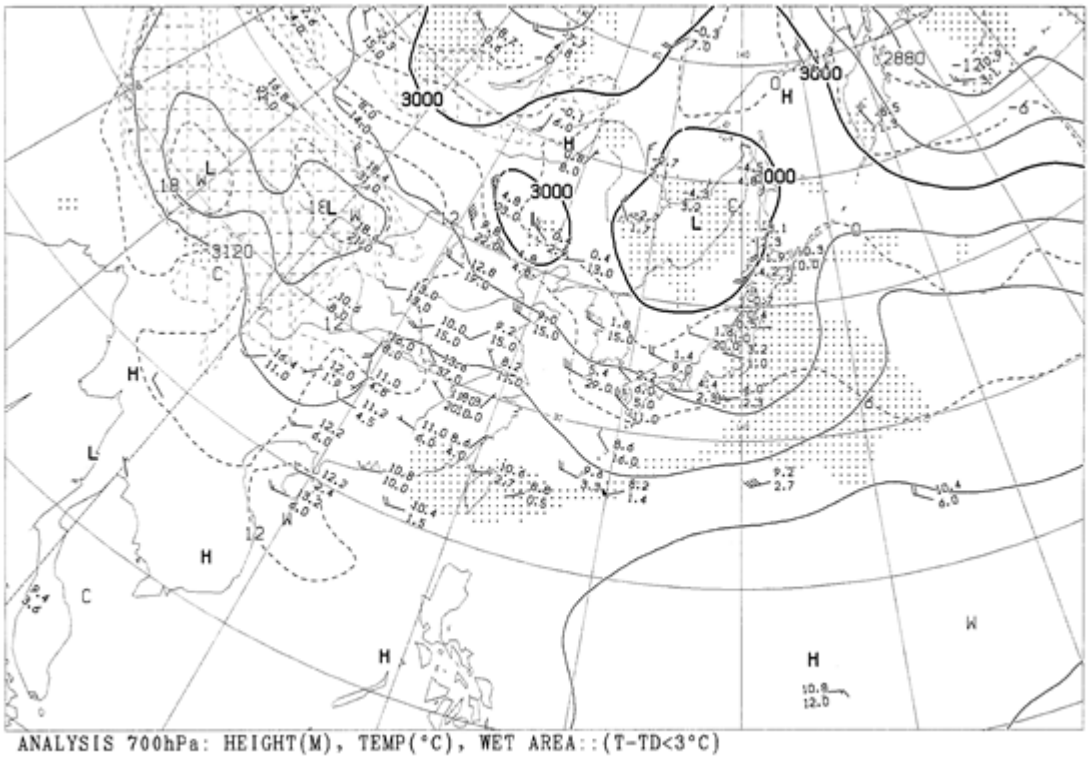
在 6 月 4 日 1200 UTC 850 hP 高空天氣圖（圖 4c）中，可看出台灣地區並無受到明顯的槽線波動影響，台灣北部海域至東海區域氣流場呈現為一鞍形場形勢，南海至華南沿海一帶最大風速僅在 7.5 m/s，且亦難以分析出強風軸的位置。700 hPa （圖 4d）中在台灣北部地區可分析出一微弱的短槽，然而西南盛行氣流風速最大僅維持在 10 m/s。500 hPa 主槽仍侷限在 30° N 以北區域，故當地面鋒面停留在台灣北部區域時，高空相對應的綜觀天氣系統並不明顯。

在每三小時的中尺度主觀地面分析圖中，鋒面呈近乎東—西的走向，並持續在台灣北部至中部地區徘徊（圖 5a），其在陸上移速僅 1.3 m/s。在 6 月 4 日 1200 UTC 時，在台灣東北海域可分析一高壓區域，至 1500 UTC（圖 5b）時高壓勢力更加明顯。此一高壓系統即為綜觀天氣圖中所分析之小型高壓系統，經由中尺度分析可發現其勢力已向南延伸至台灣北部地區。

c

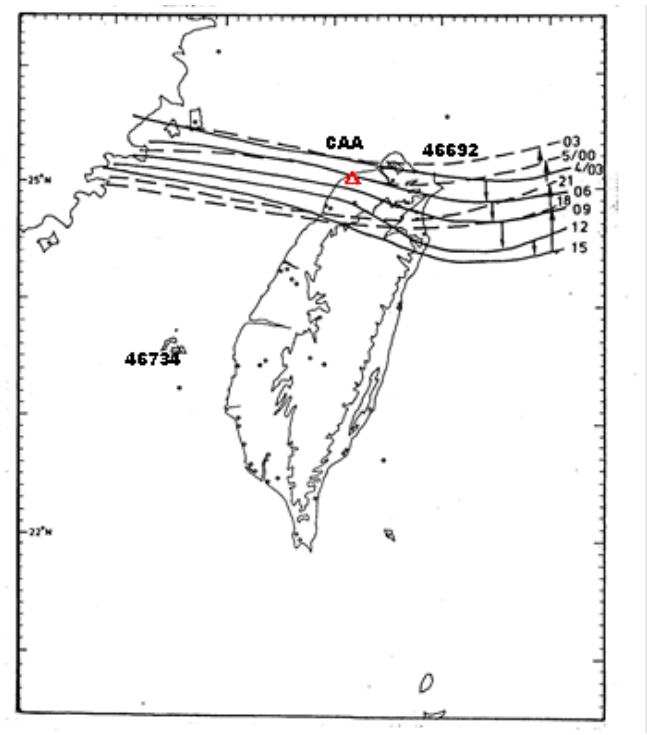

ANALYSIS 850hPa: HEIGHT(M), TEMP(°C), WET AREA::(T-TD<3°C)
041200UTC JUN 1997

d


ANALYSIS 700hPa: HEIGHT(M), TEMP(°C), WET AREA::(T-TD<3°C)
041200UTC JUN 1997

續圖 4.

a



b

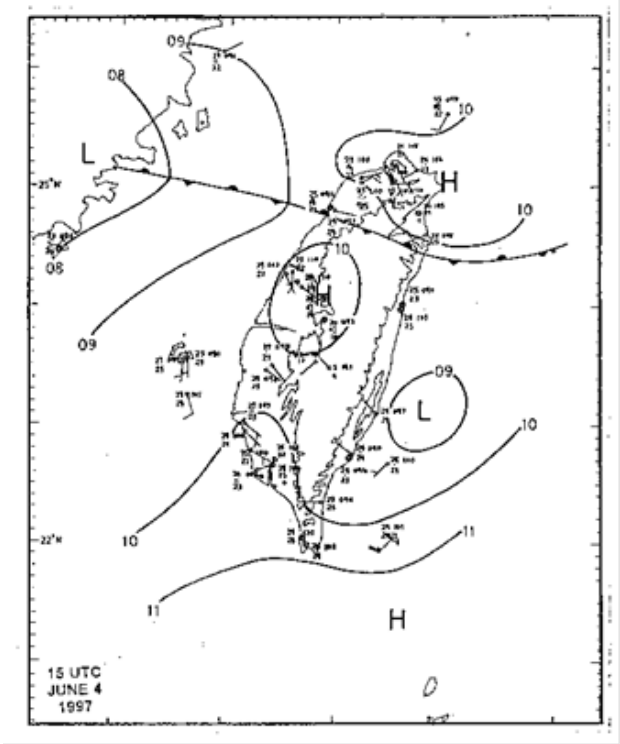
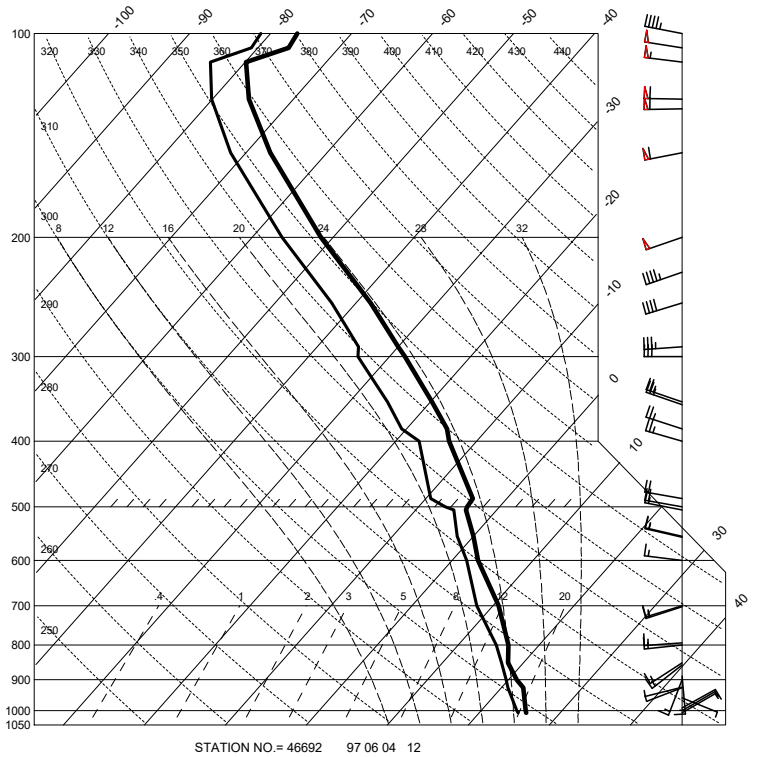


圖 5.1997 年 6 月 4 日台灣地區中尺度主觀分析地面圖。(a) 6 月 4 日 0600 UTC 至 6 月 5 日 0300 UTC 中尺度鋒面位置；(b) 6 月 4 日 1500 UTC 地面圖。

4.



b.

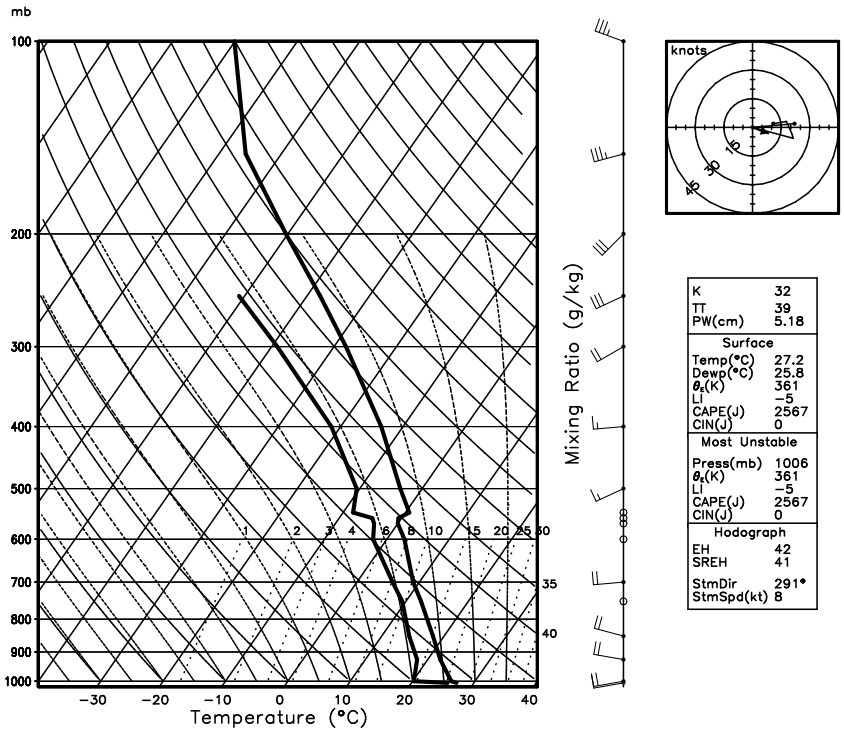
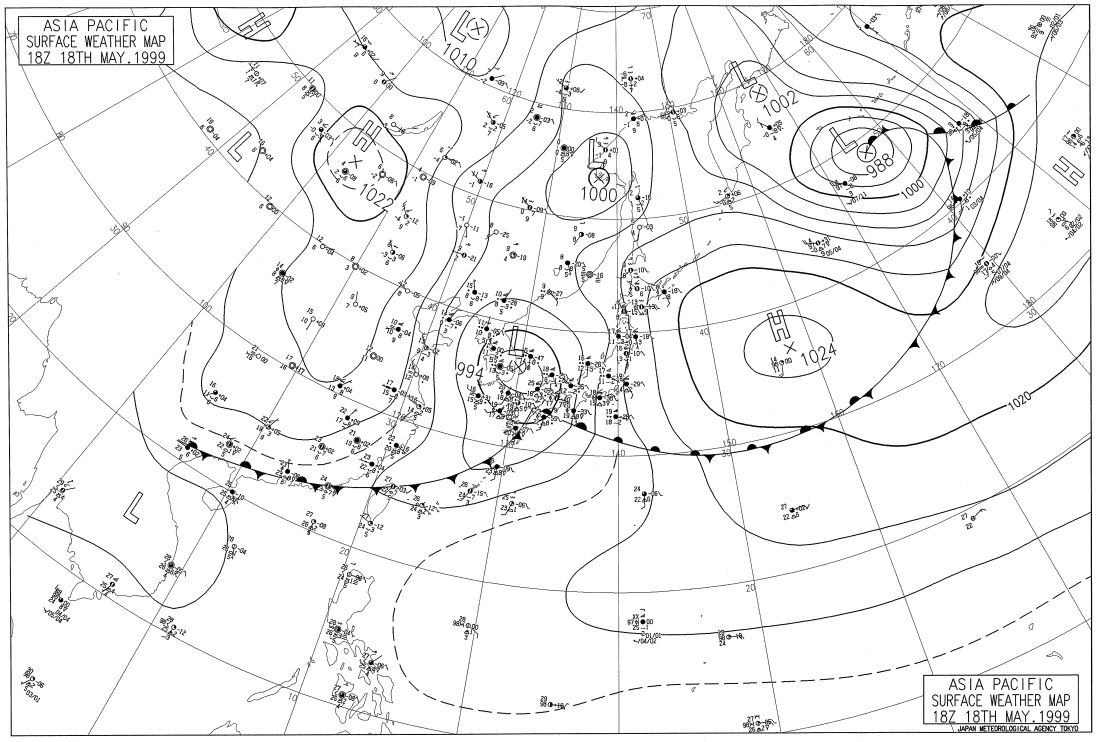


圖 6.1997 年 6 月 4 日（a）1200 UTC 板橋測站探空與（b）0600 UTC 馬公測站探空之斜溫圖。

a



b

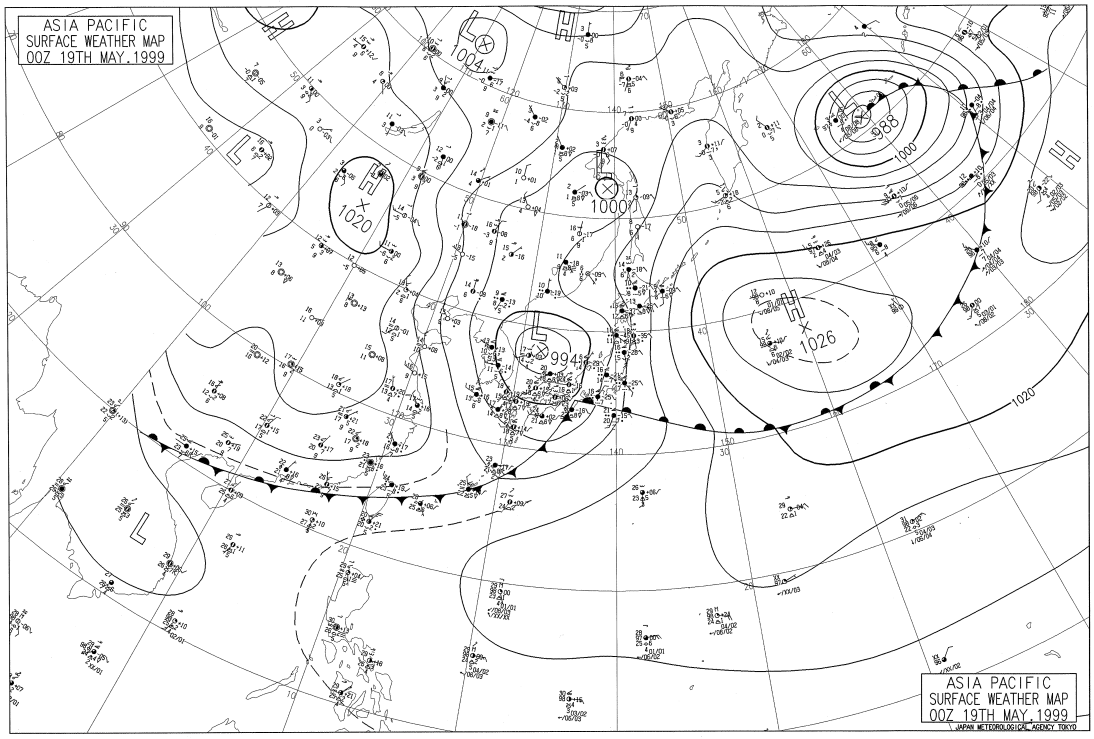
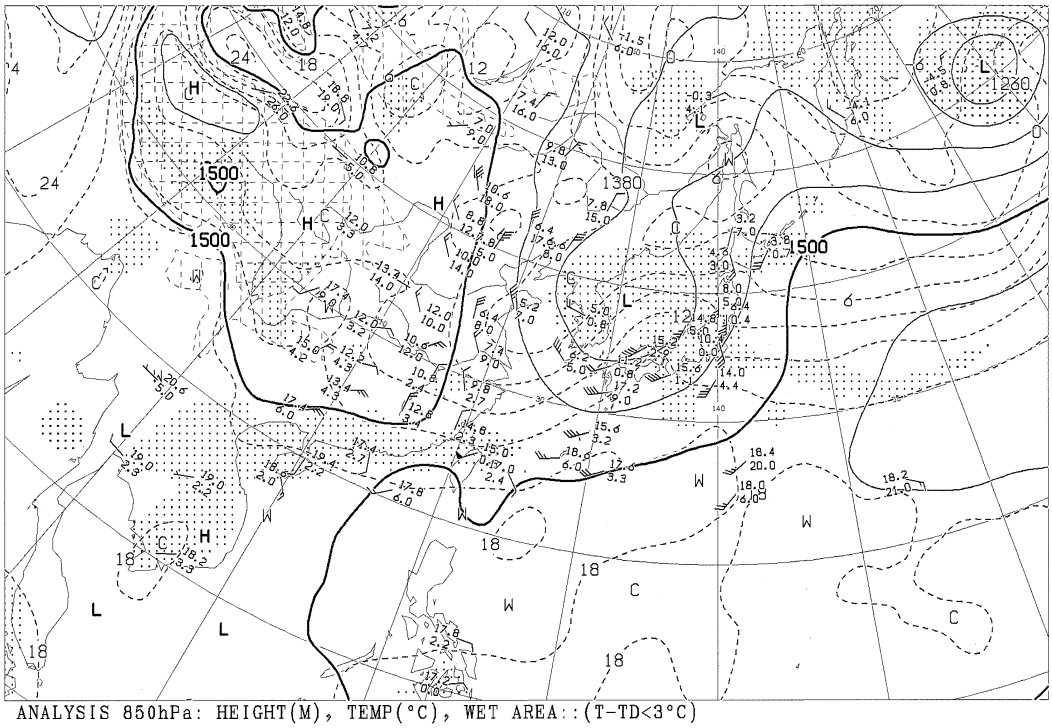
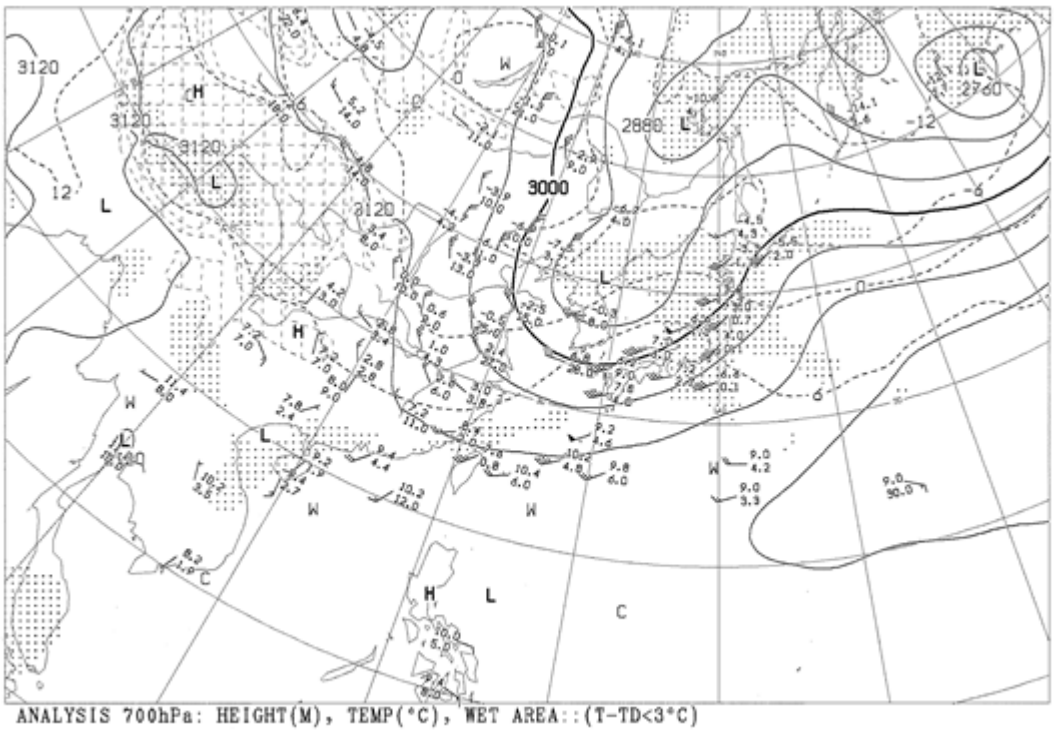


圖 7.1999 年 5 月 19 日個案天氣圖。(a)5 月 18 日 1800 UTC 地面；(b) 5 月 19 日 0000 UTC 地面；(c)5 月 19 日 0000 UTC 850 hPa；(d) 5 月 19 日 1200 UTC 700 hPa。

a.

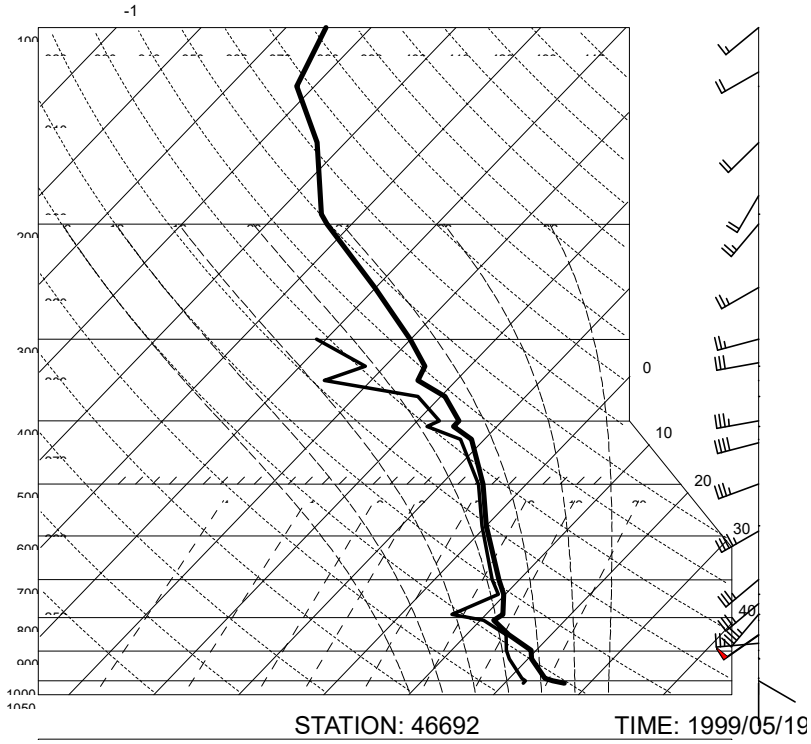

1500
1500
1500
1380
1260
ANALYSIS 850hPa: HEIGHT(M), TEMP(°C), WET AREA::(T-TD<3°C)
AUPQ78 190000UTC MAY 1999
Japan Meteorological Agency

b.


3000
3120
2880
2760
ANALYSIS 700hPa: HEIGHT(M), TEMP(°C), WET AREA::(T-TD<3°C)
AUPQ78 190000UTC MAY 1999
Japan Meteorological Agency

續圖 7.

a



b

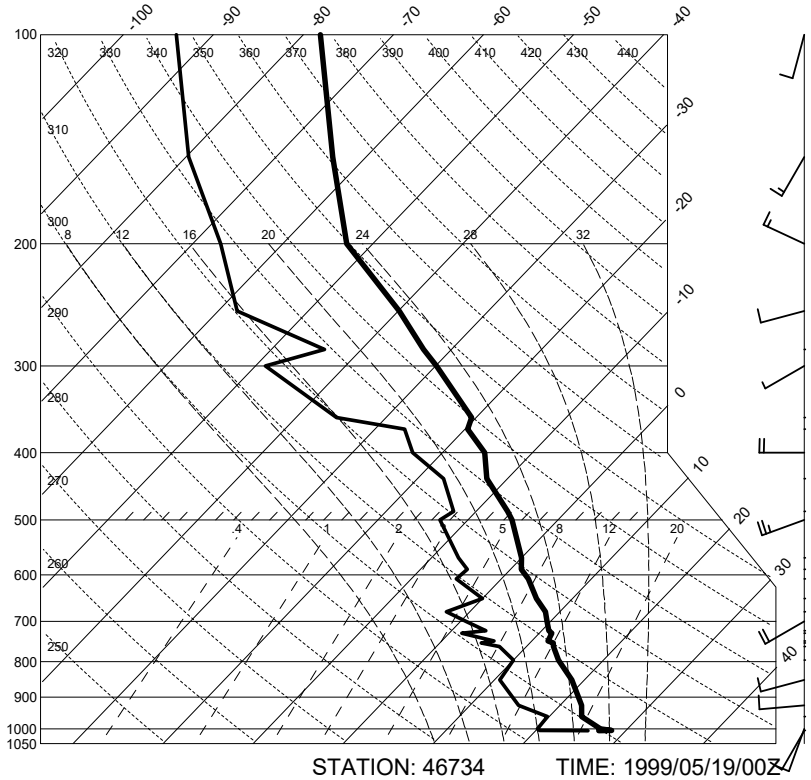


圖 8.1999 年 5 月 19 日(a)0000 UTC 板橋測站探空與(b)0000 UTC 馬公測站探空之斜溫圖。

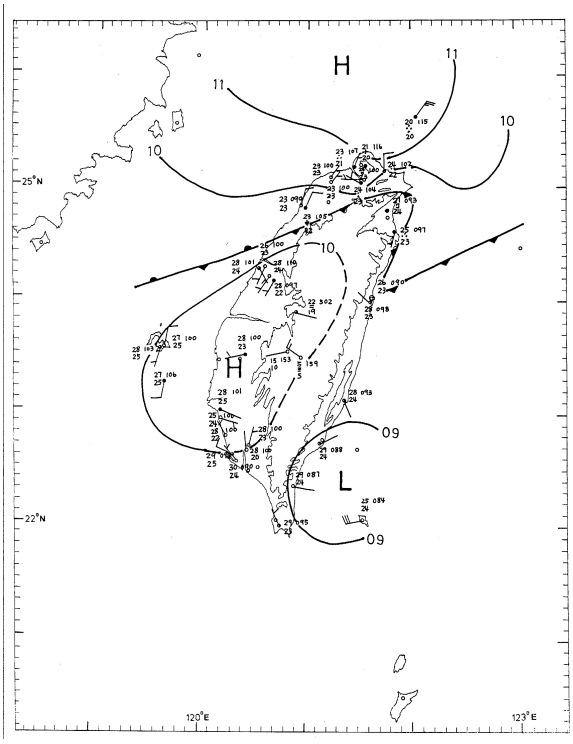


圖 9.1999 年 5 月 19 日 0000 UTC 台灣地區中尺度主觀分析地面圖。

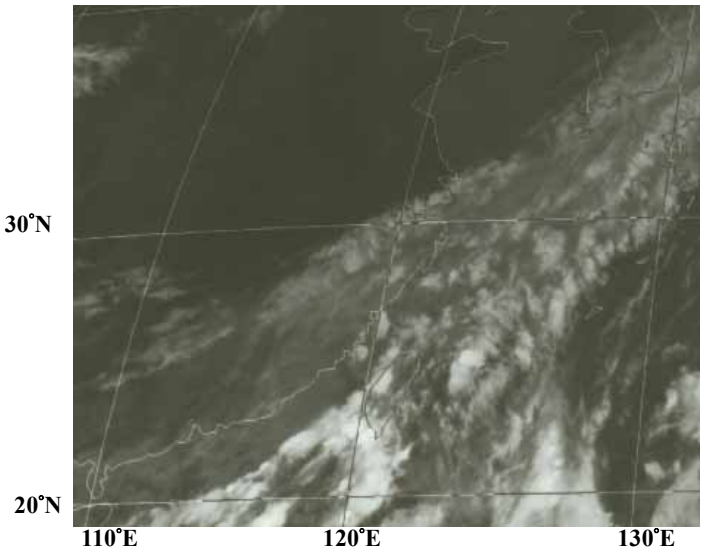
6 月 4 日 1200 UTC 板橋探空(圖 6a)的 CAPE 值為 1347 m^2/s^2，說明大氣環境熱力特性有利對流發展。同樣在 0600 UTC 時馬公探空（圖 6b）CAPE 值則大於 2000 m^2/s^2 ，亦證明當鋒面在台灣北部地區徘徊移動時，大氣熱力環境利於對流系統生成。

i. 1999 年 5 月 19 日 個案

1999 年 5 月 18 日 1800 UTC 與 5 月 19 日 0000 UTC 綜觀地面圖（圖 7a, b）顯示，鋒面持續向南移動，且通過台灣北部。而在 5 月 19 日 0000 UTC 850 與 700hPa 高空圖（圖 7c, d）上，華南沿海與台灣西岸均存在大於 15 m/s 的強風軸，其中板橋測站風場(圖 8a)資料顯示在 850 至 700hPa 之間最大風速達到 15m/s 至 20 m/s。然而計算對流可用位能之值僅 362m^2/s^2。同一時間馬公測站(圖 8b)CAPE 值更僅 64 m^2/s^2，顯示大氣熱力條件並非有利於對流發展。而由 5

月 18 日 2100 UTC（圖未示）至 5 月 19 日 0000 UTC（圖 9）每三小時間隔的中尺度地面分析中，可估算鋒面之移動速度約為 4m/s，並且在鋒面前緣中尺度高低壓配置中，存在明顯之氣壓梯度力，有助於形成地形噴流（barrier jet）。

a.



b

30°N

20°N

圖 10 GMS-3 與 GMS-5 衛星雲圖。(a) 1987 年 6 月 8 日 0000 UTC；(b) 1997 年 6 月 4 日 1300 UTC；(b) 1999 年 5 月 19 日 0100 UTC。

20°N

C

30°N

20°N

110°E 120°E 130°E

乙、衛星雲圖分析

在 TAMEX IOP 8 個案中，1987 年 6 月 8 日 0000 UTC 紅外線衛星雲圖（圖 10a）顯示台灣中部至南部沿海地區均存在旺盛的雲系，並向著東北方向移動，當鋒面移入台灣陸地時，這些雲系與鋒面雲帶產生合併的作用。而在 1997 年 6 月 4 日 1300（圖 10b）至 1500 UTC（圖未示）紅外線衛星雲圖中，鋒面雲系與地面鋒面走向一致，但並無明顯的旺盛雲系出現。此外，1999 年 5 月 19 日 0100 衛星雲圖（圖 10c）則可發現，鋒面雲帶在到達台灣北部後，鋒上主要雲系沿海岸線成東北—西南走向，並且發展成熟，但在移入陸地後受地形影響，雲系呈現較無組織之狀態。

4. 雷達資料分析

4.1. 1987 年 6 月 8 日 個案

當鋒面移入陸地時，鋒面雨帶勢力似乎有減弱之趨勢，但當 6 月 8 日 0200 UTC 之後桃園機場雷達資料顯示，雨帶內部降水系統

在雷達站南側沿海地區重新被激發，在仰角 1.5°的平面位置顯示圖中可發現最大降水回波強度達 40 dBZ 以上，在 0240 至 0300 UTC 為降水回波中心發展之成熟階段（圖 11），之後強回波中心分裂成二部分，其中陸地部分向東北方向移動，勢力維持約 1 小時後逐漸減弱。配合仰角 0.5°徑向風場資料（圖 12）可發現，當降水回波中心被激發、並且發展時，降水回波中心的位置正好對應一都卜勒風場零值線，此零值線位置亦與地面鋒面位置接近。在 Trier et al. (1991) 針對本個案的研究中發現，利用 CP-4 雷達低仰角觀測所得之徑向風場資料，風速零值線兩側存在密集的風速梯度時，可視為鋒面風向轉變的位置。對照數個 CP-4 與桃園機場雷達觀測時間相近的掃描資料，可發現此一零值線位置幾乎一致，並且兩側存在強風速梯度區，故桃園機場雷達所觀測到之徑向風場零值線，可視為鋒面風向轉變的位置，而兩側強風速梯度隱含鋒面前後氣流在此處形成輻合的訊息。

4.2. 1997 年 6 月 4 日 個案

由於自 6 月 4 日 1202 至 1347 UTC 雷達停止觀測，故此個案雷達資料分析時間自 1347 UTC 開始，在此之前鋒面雲帶已徘徊在台灣北部地區，然而雲雨區在台灣北部產生劇烈降水集中在 1300 UTC 至 1600 UTC 時段。在 1347 UTC 時，仰角 2.4°平面位置顯示圖（圖 13a）顯示在雷達站西北側已存在一強度大於 40 dBZ，且正發展中之降水回波中心。而在雷達站西南方約 20 公里處亦持續有初生降水回波生成，隨時間序列則可發現強降水回波區均向東北方移動，發展成為成熟的降水系統，並造成松山機場一小時累積降水達 55mm。降水系統在 1517 UTC 時（圖 13b）勢力稍微減弱，然而次一時間發現降水回波又有增強趨勢，隨後迅速進入成熟與消散階段。

在徑向風場資料中，在 1347 UTC 仰角 0.5°平面位置顯示（圖 13c）雷達站西南側存在一零值線，其線段長雖僅 10 公里，但其形勢仍可辨明為鋒面前導線位置，而雷達站東側向東延伸約 50 公里以內範圍的徑向風場呈現為朝向雷達，以外區域的徑向風場則為離開雷達，此訊息透露其中應存在輻散場。如此風場形勢維持約 1 小時，之後朝向雷達之徑向風場區域逐漸縮小，風速也減弱，代表輻散效應減緩。

4.3. 1999 年 5 月 19 日 個案

由 5 月 18 日 2145 UTC 至 5 月 19 日 0000 UTC 每 15 分鐘的連續雷達降水回波與徑向風場分析，可發現在鋒面雲雨帶尚未移近陸地前，伴隨鋒面之降水系統維持激發與發展階段，且可發現至少有三處強度大於 35 dBZ 以上的降水回波中心，分別存在於台灣西北海岸與海面上，這些降水回波在鋒面雨帶西南側形成後持續朝東北方向移動。徑向風場特徵則說明鋒前存在大於 12m/s 之西南氣流，而鋒後氣流呈現明顯且強勁的西風分量，風速可達 12m/s。5 月 18 日 2300 UTC（圖 14a）之降水回波顯示鋒面雨帶持續移入陸地，並呈現減弱之趨勢。此後一小時內由桃園機場氣象台所測到之累積降雨量達 22mm。當鋒面雨帶整體移入陸地後，0100 UTC（圖 14b）時在雷達站西南方約 30 公里處另有局部之降水系統重新再組織並發展，強度可達 40 dBZ，配合 0115 UTC（圖 14c）徑向風場資料顯示該處存在一水平風切區域相對應。該強降水回波生成後向東北方移動，僅維持一小時後即減弱。

5. 討論

5.1. 低層噴流與地形噴流

本研究所討論的三個案，其中 TAMEX IOP 8 與 1999 年 5 月 19 日等兩個案中，利用板橋與馬公探空資料所估算之 CAPE 值明顯微弱，然而 1997 年 6 月 4 日個案板橋探空的 CAPE 值卻大於 1000 m^2/s^2，顯示大氣環境提供了充沛的對流能量。然而就個案中發展成熟的對流系統，取其垂直剖面分析其發展高度，則可發現三者之間並無太大差異；強 CAPE 的個案中對流發展高度達 7~8 公里，而弱 CAPE 個案中對流發展高度甚至接近 10 公里。當這些個案的降水系統在成熟期階段時，最大降水回波強度均可超過 40 dBZ 以上。此一結果意味著大氣環境的熱力條件，在激發與維持伴隨鋒面雨帶對流系統的貢獻上不甚明確。換言之，大氣環境的熱力條件並非決定鋒面雨帶內部對流發展高度的主要因素，亦非激發對流的主因，故此，本研究將從雷達觀測所得降水系統內部之運動場結構，探討伴隨梅雨鋒面內部對流系統的激發與維持機制，特別是針對當鋒面雲帶移入台灣北部後，在陸上所發生與形成之中尺度對流系統。

在 TAMEX IOP 8 與 1999 年 5 月 19 日個案中，從南海一直到華南地區 700 hPa 與 850 hPa 的高空均存在強風區，而板橋探空資料也觀測到大於 12 m/s 的西南風，顯示在此二個案中不僅存在強勢的東北季風，南來氣流勢力亦相當旺盛，也證明兩個案的大氣環境形勢為綜觀天氣系統所主導。反觀 1997 年 6 月 4 日個案，大陸高壓系統的勢力甚不明顯，700 hPa 與 850 hPa 的高空風場最強僅 10 m/s，因此相較之下鋒面雲雨區是處於綜觀條件微弱的環境之下。故此，在強綜觀條件與弱綜觀條件中，鋒面雨帶內部對流系統之激發與維

持的動力機制，為本章主要探討的主題。

利用廣泛式速度方位顯示法（EVAD），可將雷達掃描資料轉化為台灣北部（以雷達站為中心，30 公里半徑範圍）的水平風場探空時間序列圖。在 1987 年 6 月 8 日個案（圖 15a），可發現西南來的強風軸是位在 2 至 3 公里的高度，最大風速可達 15 m/s，而鋒後風速大於 15 m/s 的東北風將強風軸抬升至 2.6 公里的高度上，並在 1.5 公里高度附近形成強烈的垂直風切。在 1997 年 6 月 4 日的個案（圖 15b）則發現最低層的風場顯示為東風與東南風，0.5 公里以上轉為西南風，最大風速亦可達到 12.5 m/s，位在 1 至 2 公里高度上。此一風場形勢雖與前個案稍有差異，然而在綜觀環境場所觀測到不甚強勁的西南風，經由雷達風場資料的估算，其強風軸亦能達 12.5 m/s。而在 1999 年 5 月 19 日個案（圖 15c），鋒後東北風最大風速亦可達 12.5 m/s，西南強風區存在於 1 至 3 公里的高度，最大風速亦達到 15 m/s。而垂直風切則存在於高度 1 至 1.3 公里之間，並可發現 5 月 18 日 2215 UTC 至 2230 UTC 時，高度 1 公里以下之風向呈現明顯之轉變，原先環境以西南風為主，之後則均呈現西北風之狀態，說明在鋒面通過雷達站時，高度 1 公里以下之風場存在強勁之偏西分量。故此，後兩個案藉由雷達資料所估算之環境平均風場形勢仍頗為相似。故本研究三個案均可觀測到台灣北部地區存在強勁的西南風。另由中尺度地面圖分析鋒前等壓線形勢，明顯指出雷達資料觀測到台灣北部地區的強風區，應為低層噴流與台灣地形交互作用形成之地形噴流。因此地形噴流所帶來暖濕氣流，配合動力的機制激發與維持鋒面中尺度對流系統，則是本研究的重點。

5.2. 鋒面中尺度對流系統之激發與維持機制

5.2.1. 鋒面舉升

本研究著重於分析激發與維持鋒面內部對流系統之動力機制，利用 0.25 公里至 5 公里每 0.25 公里之等高面平面位置顯示圖（constant altitude plan position indicator; CAPPI）中，將降水回波與徑向風場合成分析對流系統運動場特性。在 TAMEX IOP 8 個案中，0220 UTC 在 0.5 至 1.0 公里高度上（圖 16a, b）徑向風場零值線位置與強降水回波中心相吻合，而零值線兩側均存在強勁的風速梯度，藉由垂直剖面可得之該處乃鋒後北來氣流與鋒前南來氣流交會輻合區域，鋒後氣流厚度約 1.5 公里，與 EVAD 分析結果相當，故此鋒面前導線上的輻合作用，得以激發對流系統之發展，然而由垂直剖面（圖 16c）可發現初生對流系統發展高度僅在 5 公里以下，但由衛星雲圖分析可發現鋒前已存在發展達 7-9 公里高度之對流系統，並藉強盛的西南風向東北移動與鋒上初生對流系統合併，經由鋒面舉升的輻合作用更增強合併後的對流系統。

此外 1997 年 6 月 4 日的個案，自 1347 UTC 時起在雷達站南側十餘公里處持續存在一風速零值線，1417 UTC 時於 0.25 公里 CAPPI（圖 17a）圖中可發現一初生降水回波於零值線形成，利用垂直剖面分析（圖 17b）顯示該零值線特性極似鋒面前導線，然而前導線高度在 1.0 公里以下，遠小於前個案所觀測之值。雖然鋒面前導線相當淺薄，但仍可發現降水回波對應於其位置之上，因此前導線所提供的舉升機制亦可激發對流形成。

而在 1999 年 5 月 19 日個案，雖環境場類似 TAMEX IOP 8 個案，但其鋒面雨帶與地面鋒面位置一致，且鋒前並無明顯的降水系

統。因此當雨帶移入陸地後勢力逐漸減弱。當鋒面雨帶接近陸地前，2330 UTC 1.0 公里高度之 CAPPI（圖 18a）顯示偏西北氣流前緣存在一徑向風場風速零值線，與地面鋒面位置吻合，故應為鋒面前導線之位置，然而在其兩側的風速梯度不甚強勁，在其上並無任何強降水回波產生，因此鋒面前導線之輻合帶所激發之對流現象，在此個案中並未發現。然而由 0115 UTC 高度 0.75 公里（圖 18b）CAPPI 中發現在雷達站西南方約 25 公里處有初生降水回波生成，配合垂直剖面（圖 18c）則發現該處正對應一鋒面前導線位置，鋒後氣流約 1 至 1.5 公里高度，此一現象提供鋒面舉升與激發對流系統生成之訊息。

5.2.2. 對流系統維持與發展之機制

當對流系統激發生成後，何種機制使得對流系統發展並且維持，是後續需探討的議題。

在本研究的個案中，對流系統經由鋒面舉升生成後，因著旺盛西南氣流的動量與質量輸送，均朝東北方移動。TAMEX IOP 8 個案裡對流系統被激發後，鋒前原先已存在發展高度較高之對流系統的移入與合併，是該個案中發展與維持鋒面對流系統的主因之一；而當對流系統逐漸向東北移動時，成熟的對流系統發展高度甚至大於 10 公里，由 1987 年 6 月 8 日 0320 UTC 1.25 與 1.5 公里高度的 CAPPI 圖（圖 19）上，可發現強降水回波中心兩側徑向風場呈偶極形狀分布，明顯為一氣旋式風切形勢，此一現象使西南來的低層噴流在鋒面前導線後緣 1 至 1.5 公里高度產生輻合，造成對流系統發展的有利條件。利用 EVAD 方法可估算輻合場的最大值存在於 1.5 公里高度上，約為 4×10^{-5} s^{-1}（圖 20）。

1997 年 6 月 4 日的個案中，在 1402 UTC 垂直剖面（圖 21a）

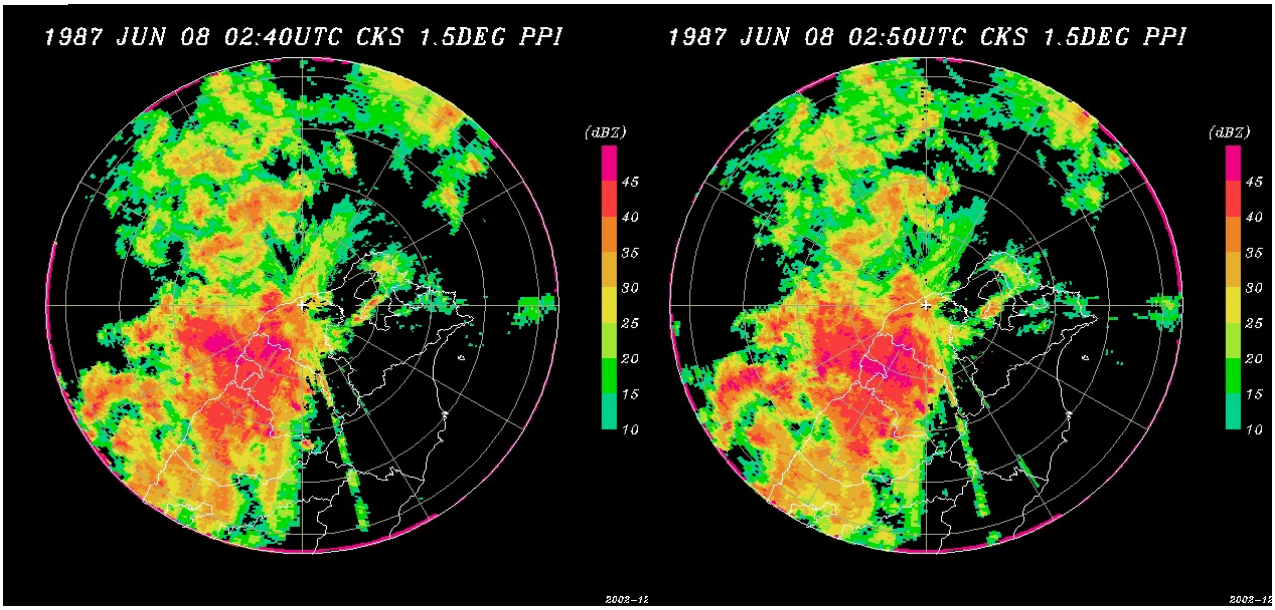
清楚顯示在鋒面前導線後方存在深厚的入流區，由前導線位置可延伸至 4 公里高度，同時亦可發現在強回波區底部朝向雷達的徑向風場速度有增強趨勢。此一深厚的入流區應是綜觀環境的氣流，而強降水回波區所造成之外流加強其向雷達方向之風速。當旺盛的西南氣流與鋒後深厚的氣流接觸，風速減速所產生的輻合使得對流系統發展，藉由 1432 UTC 2 公里高度 CAPPI（圖 21b）可發現強降水回波區的徑向風速呈現明顯的減速狀態，而 EVAD 方法估算輻合場的平均值約為 20×10^{-5} s^{-1}（圖 22），證明徑向風場風速的減速產生輻合。而近地層處則存在微弱的輻散場，亦說明對流底部造成外流現象。

而在 1999 年 5 月 19 日個案中，鋒前並未存在發展良好的對流系統，以致於鋒上對流系統的合併現象並未發生，然而被鋒面舉升激發之初生對流系統，仍持續發展且維持相當完整，移動速度約 10 m/s，生命期約 1 至 1.5 小時，並且台灣西北沿海地區測站可量測到每小時大於 20 mm 的累積雨量。在 0115 UTC 時 1.25 與 1.5 公里高度上（圖 23），亦發現強降水回波區的徑向風場形勢呈現氣旋式環流，同樣利用 EVAD 方法可估算輻合場的平均值大於 5×10^{-5} s^{-1}（圖 24），發生高度亦存在於 1.5 公里之高度。此氣旋式環流形成的輻合使得對流系統發展且持續維持。

6. 結論與未來展望

本研究利用一般氣象資料與單都卜勒氣象雷達資料，分析 TAMEX IOP 8 個案伴隨鋒面之對流系統的激發與維持機制，同時結合近幾年梅雨季豪大雨觀測實驗所獲致之個案，選取 1997 年 6 月 4 日與 1999 年 5 月 19 日等兩個案，綜合這些個案分析結果，期能掌握鋒面在台灣西北部地區激發與維持發展中尺度對流系統之概念模式。

a b



c

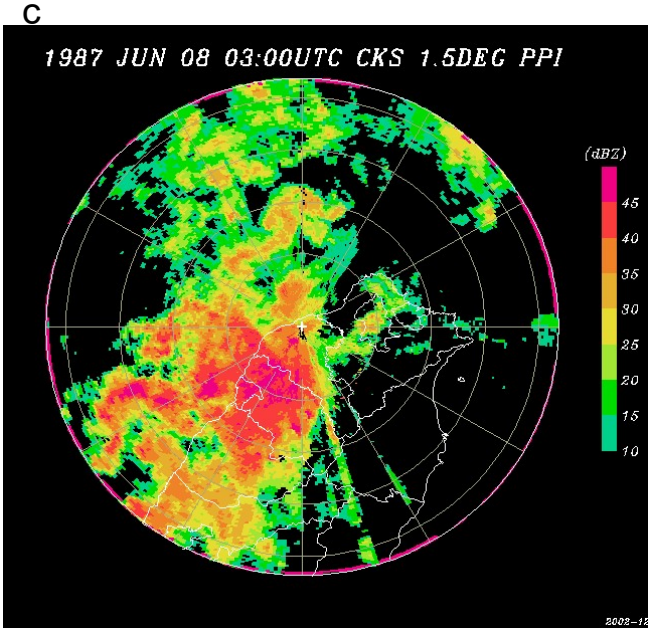
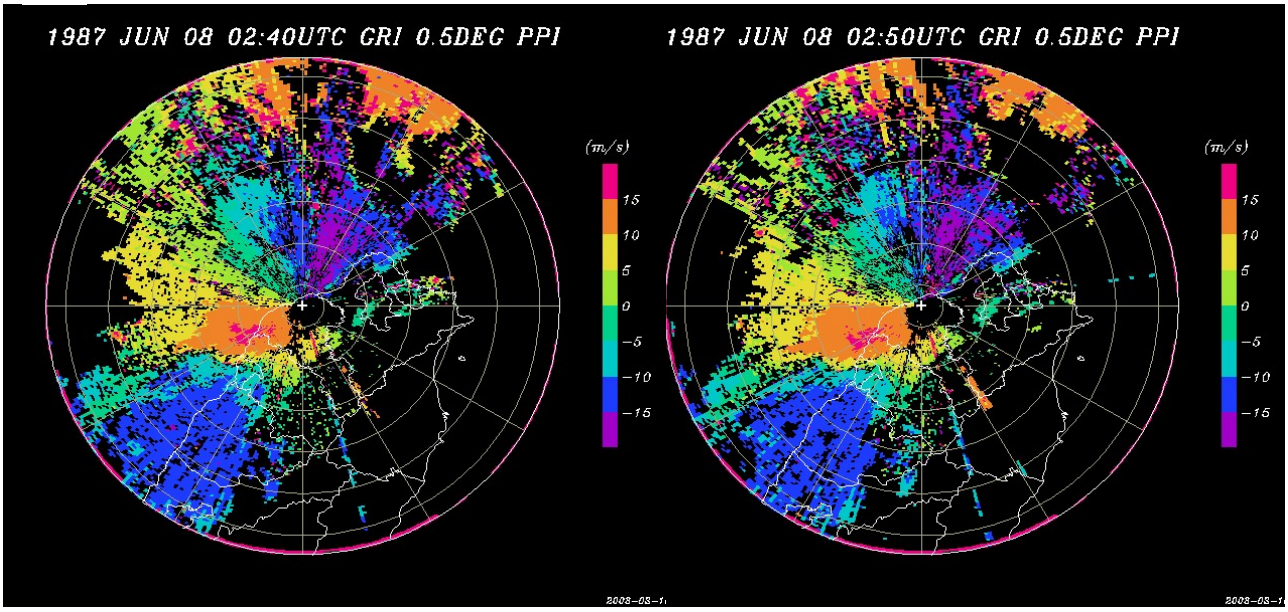


圖 11. 1987 年 6 月 8 日(a) 0240 UTC ；(b) 0250 UTC ；(c)0300 UTC 之仰角 1.5° PPI 降水回波場圖。

a b



c

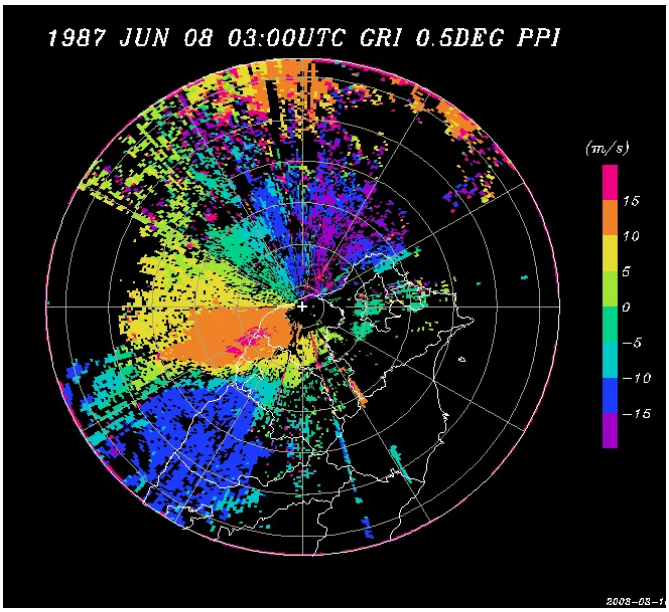
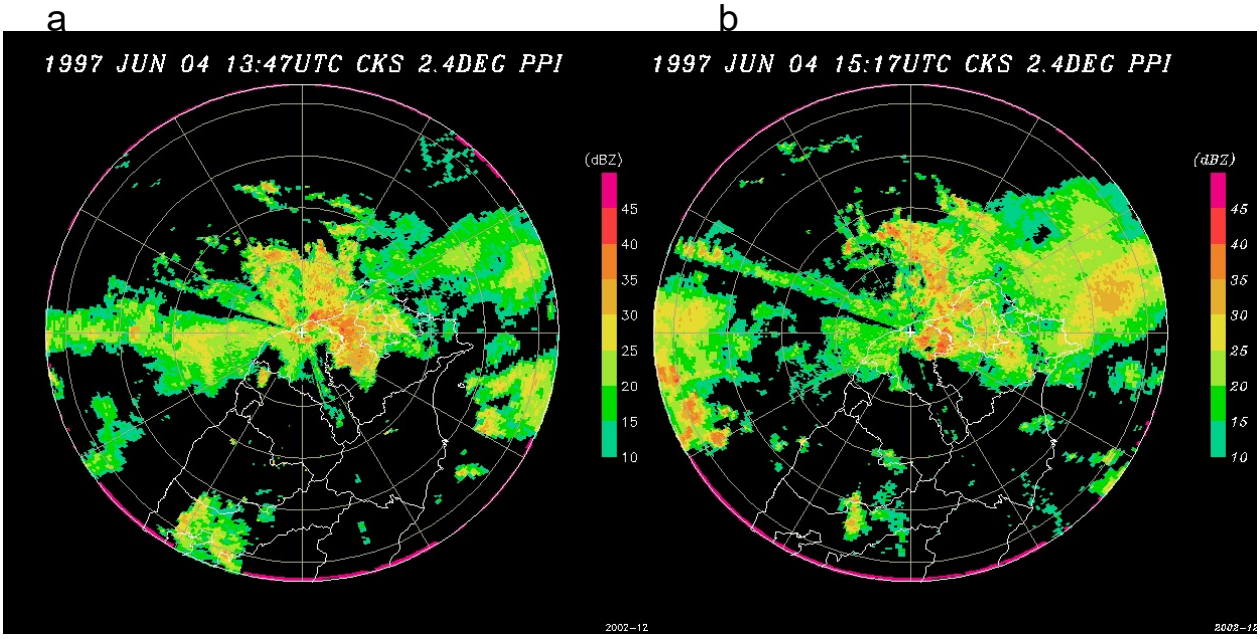


圖 12. 1987 年 6 月 8 日(a) 0240 UTC； (b) 0250 UTC；(c)0300 UTC 之仰角 0.5° PPI 徑向風場圖。

a b



c

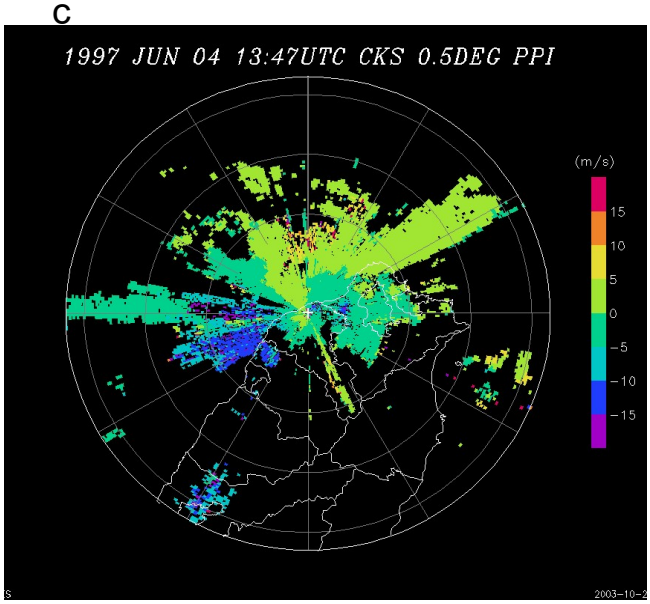
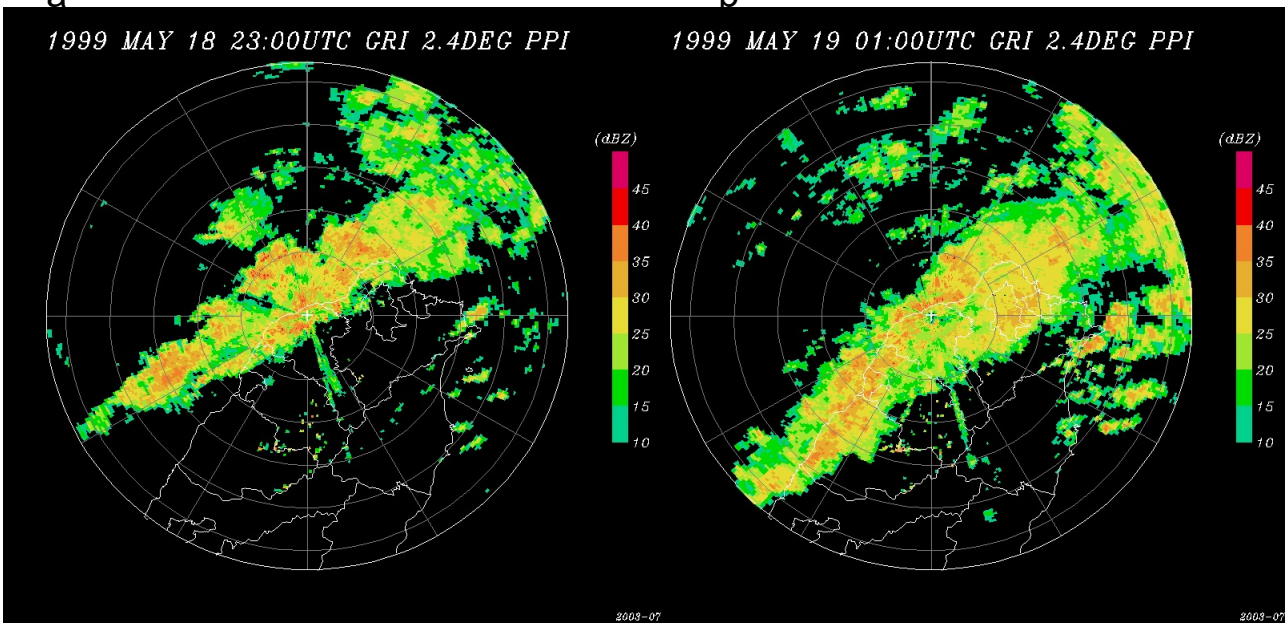


圖 13. 1997 年 6 月 4 日(a) 1347 UTC ；(b) 1517 UTC 之仰角 2.4° PPI 降水回波圖與(c)1347 UTC 0.5° PPI 徑向風場圖。

a b



c

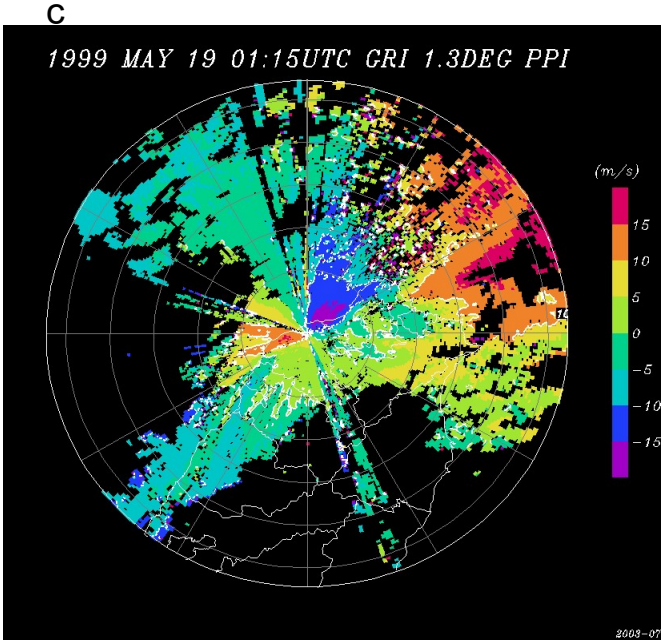
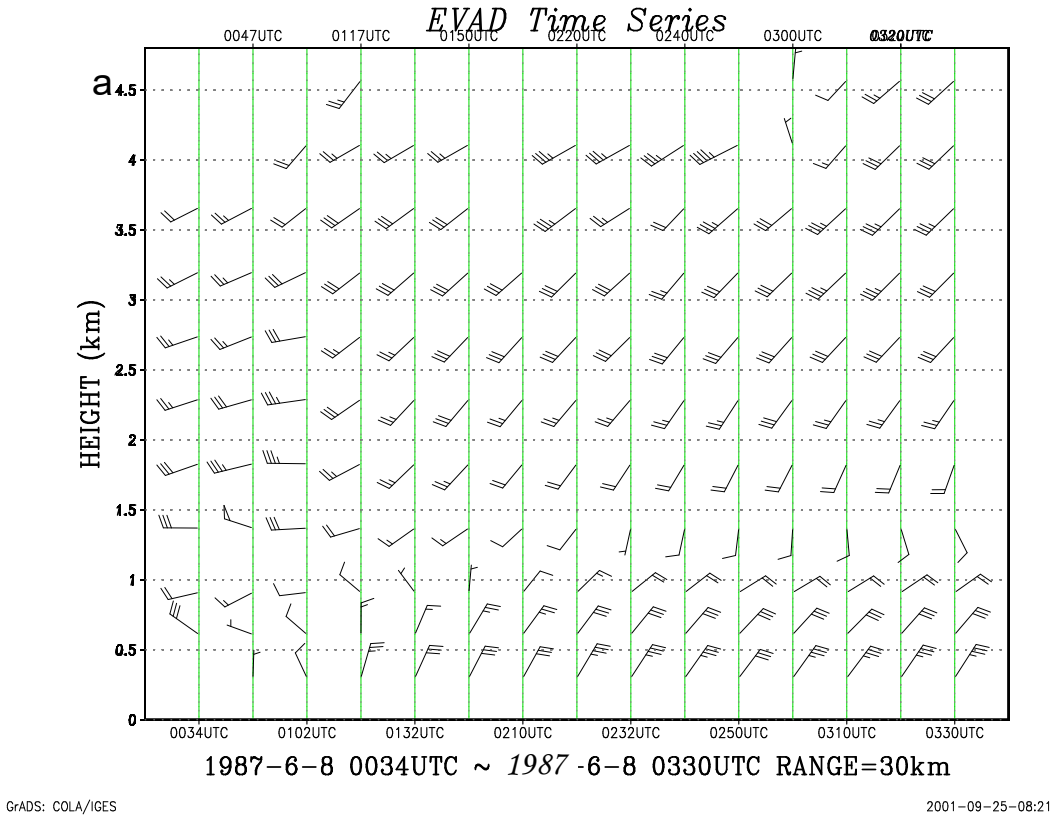


圖 14. 1999 年 (a) 5 月 18 日 2300 UTC ；(b) 5 月 19 日 0100 UTC 之仰角 2.4° PPI 降水回波圖與(c) 5 月 19 日 0115 UTC 1.3° PPI 徑向風場圖。



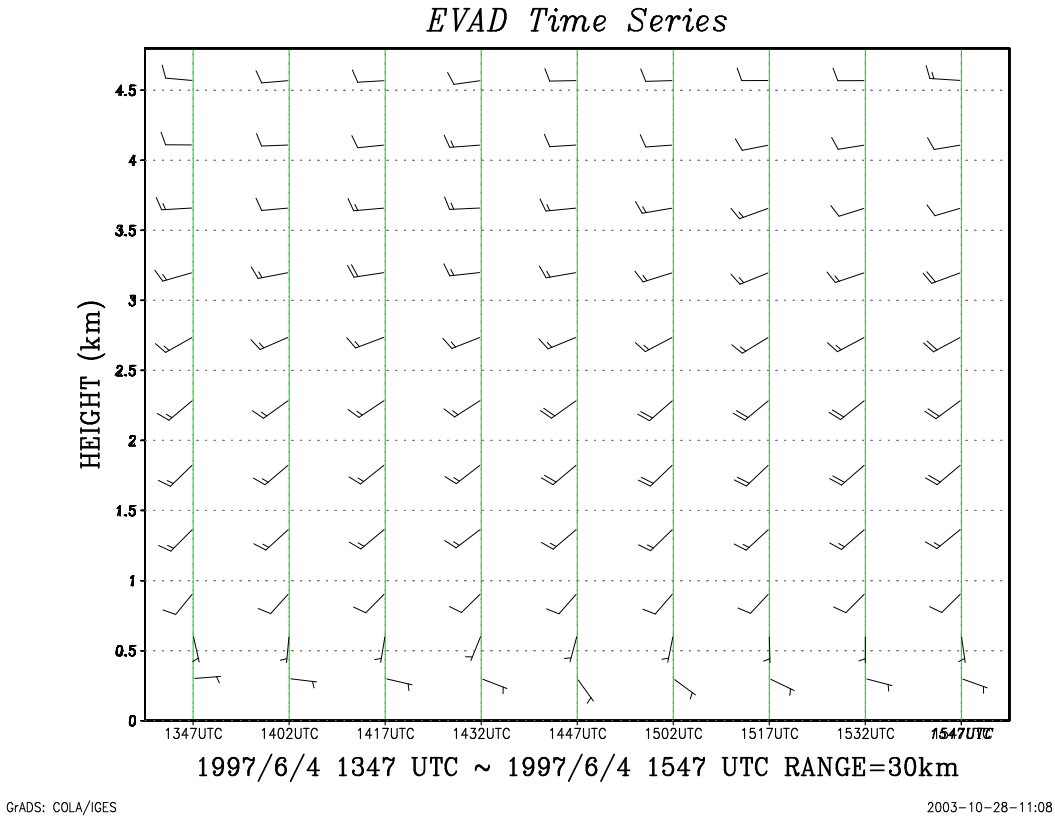
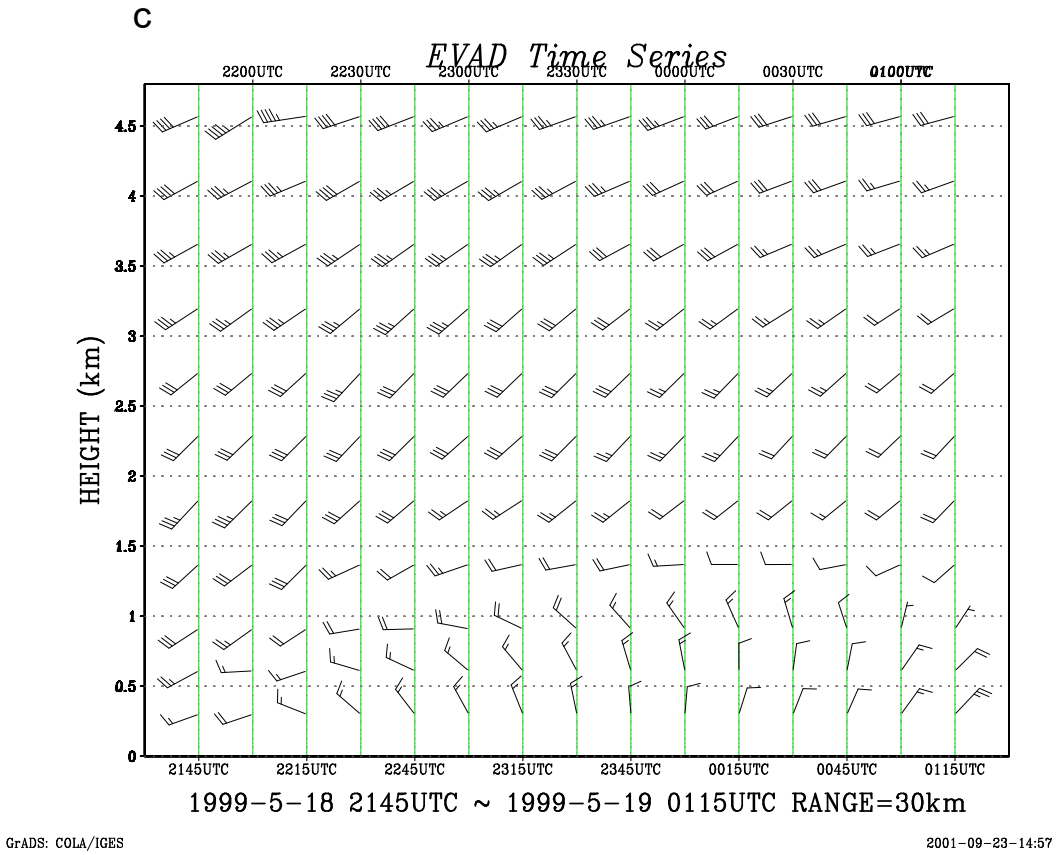
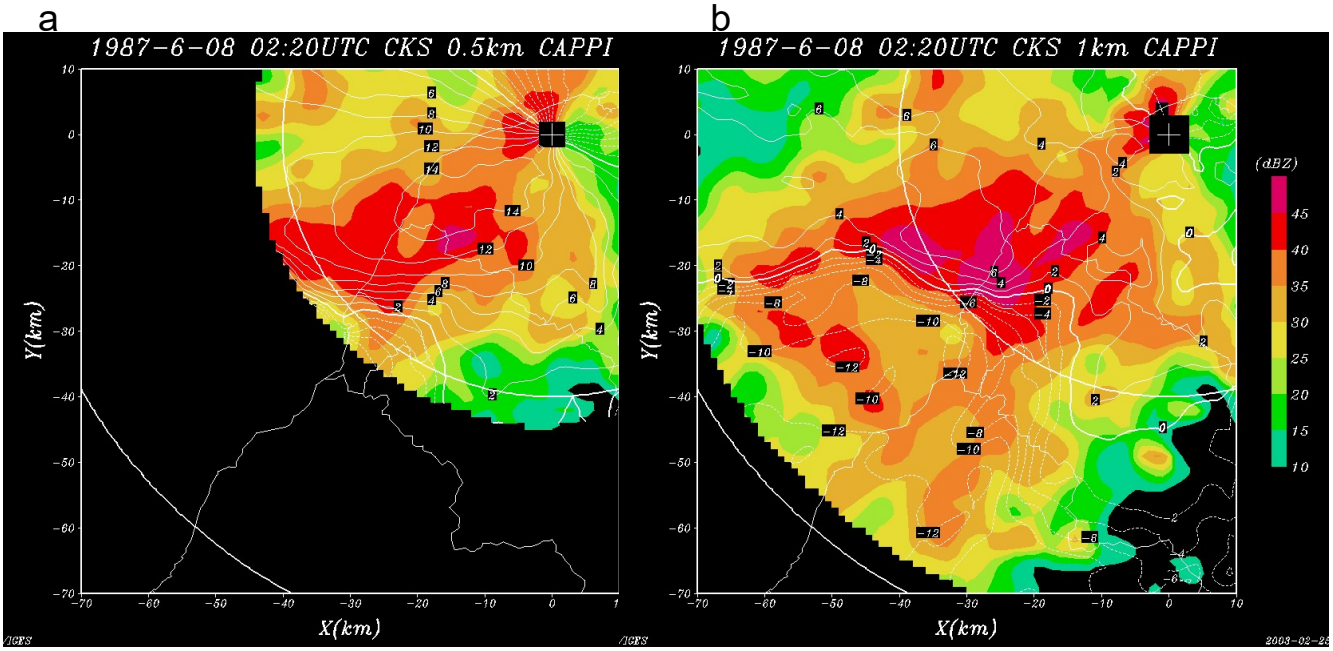


圖 15. EVAD 風場時間序列圖。 (a)1987 年 6 月 8 日 0034 UTC 至 0330 UTC；(b) 1997 年 6 月 4 日 1347 UTC 至 1547 UTC；(c) 1999 年 5 月 19 日 2145 UTC 至 0115 UTC。分析範圍為半徑 30 公里。



續圖 15.。

由綜觀尺度分析結果，顯示 TAMEX IOP 8 與 1999 年 5 月 19 日兩個案的大陸高壓系統與鋒前西南氣流之勢力均強勁，而 1997 年 6 月 4 日個案主宰鋒面前後的綜觀系統並不明顯，因此鋒面呈滯留狀態。然而由板橋測站的探空資料顯示，此三個案的大氣環境在於提供氣塊舉升的能量上有極大的差異，TAMEX IOP 8 個案在 6 月 8 日 0000 UTC 之 CAPE 值僅為 15.4 m^2/s^2，而 1999 年 5 月 19 日個案在 5 月 19 日 0000 UTC 時 CAPE 值也僅 362 m^2/s^2。然而 1997 年 6 月 4 日個案在 6 月 4 日 1200 UTC 時 CAPE 值卻可達到 1347 m^2/s^2。但經由雷達資料分析，三者的對流系統發展高度均相當，甚至在 TAMEX IOP 8 個案可觀測到發展高度大於 10 公里的對流系統。此一結果說明大氣環境的熱力特性並非激發伴隨鋒面對流系統發展之主因。



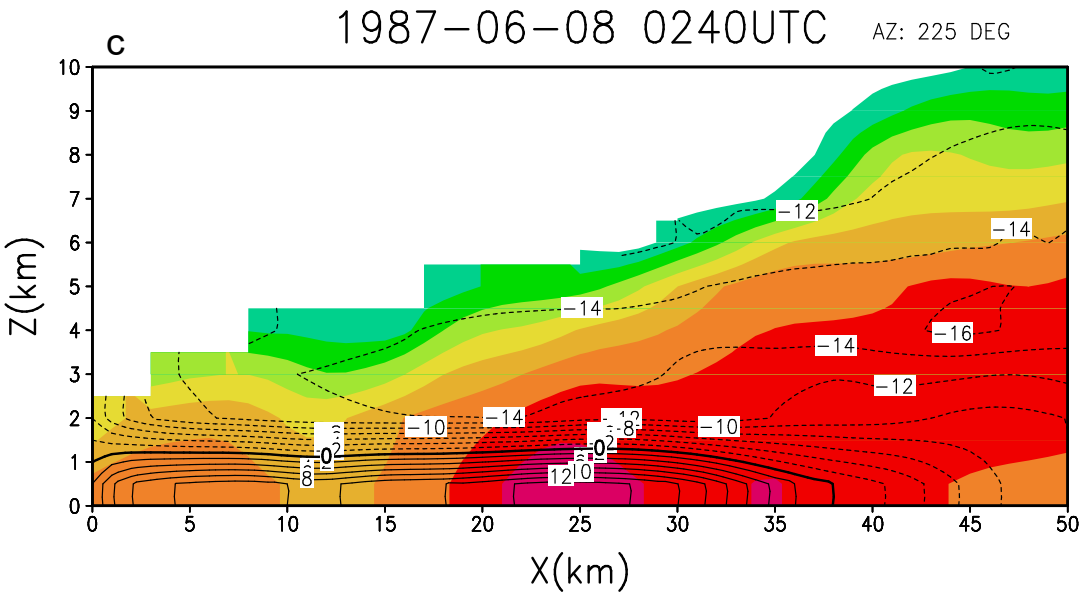
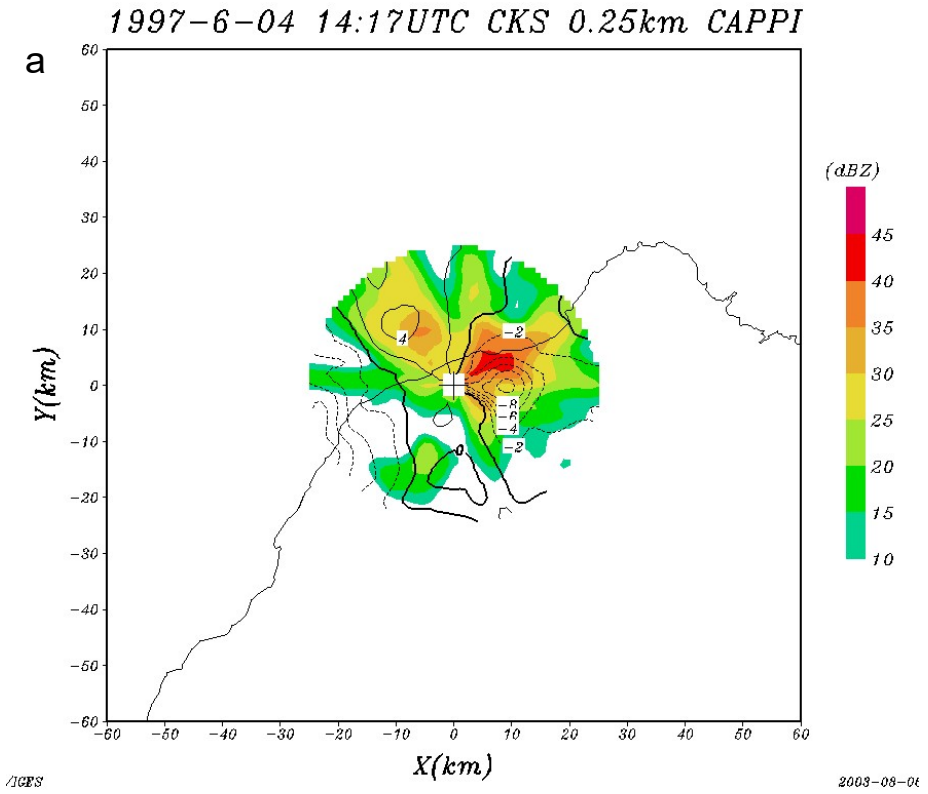


圖 16. 1987 年 6 月 8 日 CKS 雷達 CAPPI 與垂直剖面圖。(a) 0220 UTC 高度 0.5 公里 CAPPI；(b) 0220 UTC 高度 1.0 公里 CAPPI；(c) 0240 UTC 在 225°之垂直剖面。



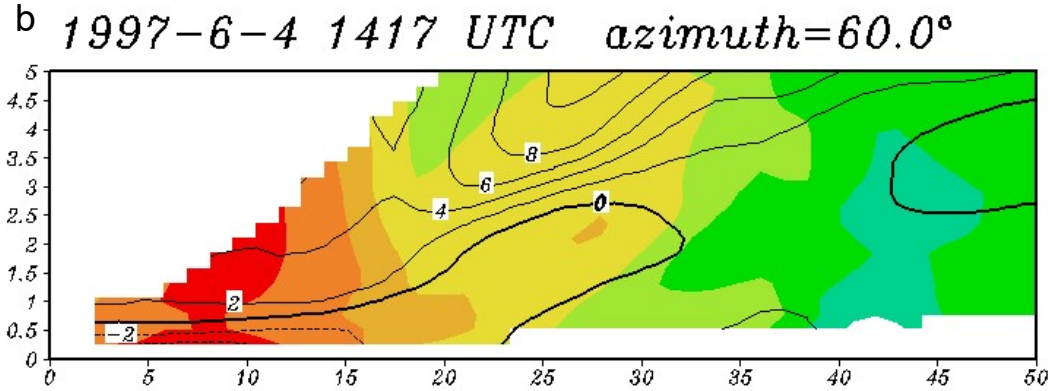
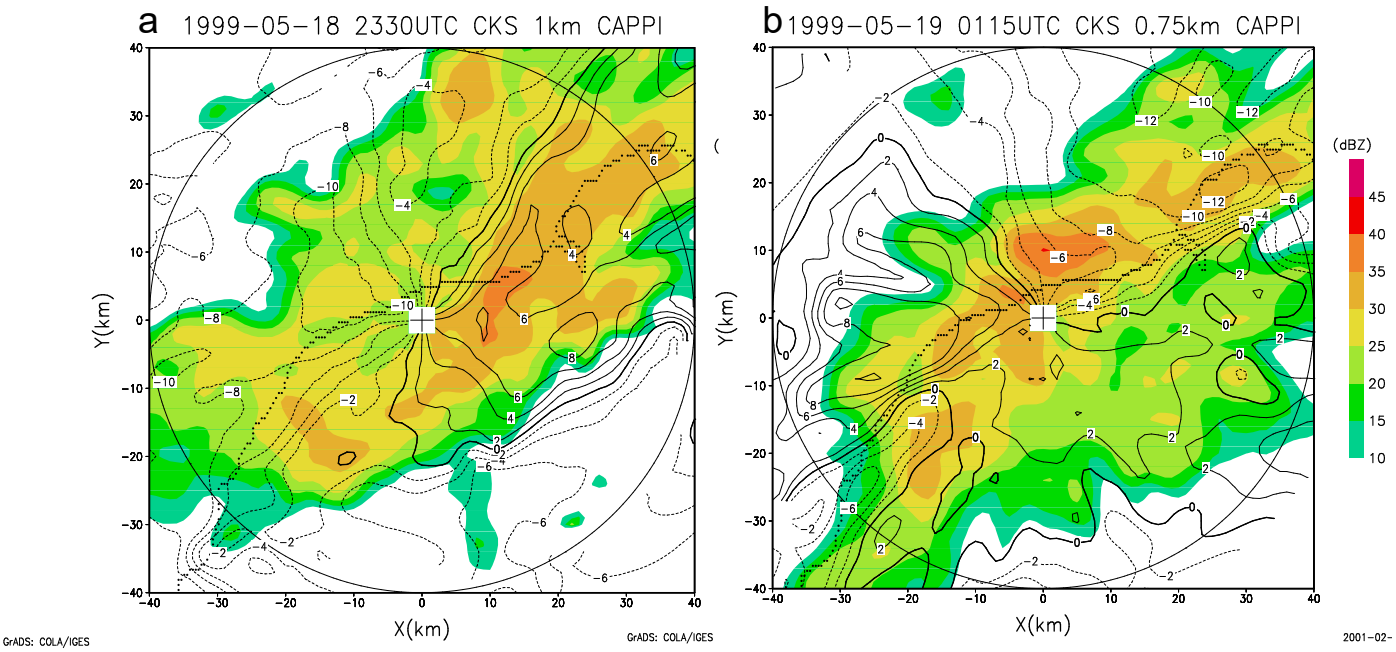


圖 17. 1997 年 6 月 4 日 1417 UTC CKS 雷達(a) 高度 0.25 公里 CAPPI 圖與(b) 60°之垂直剖面圖。



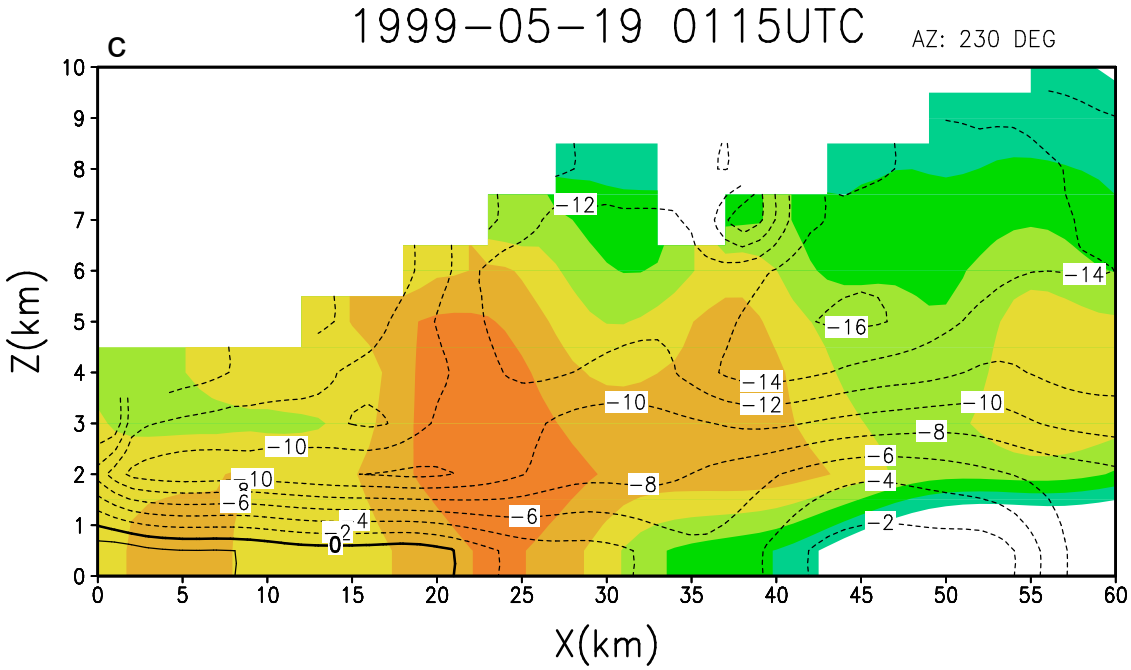


圖 18. 1999 年 5 月 18 日至 19 日 CKS 雷達 CAPPI 與垂直剖面圖。(a) 5 月 18 日 2330 UTC 高度 1 公里;(b) 5 月 19 日 0115 UTC 高度 0.75 公里；(c) 0115 UTC 在 230°之垂直剖面。

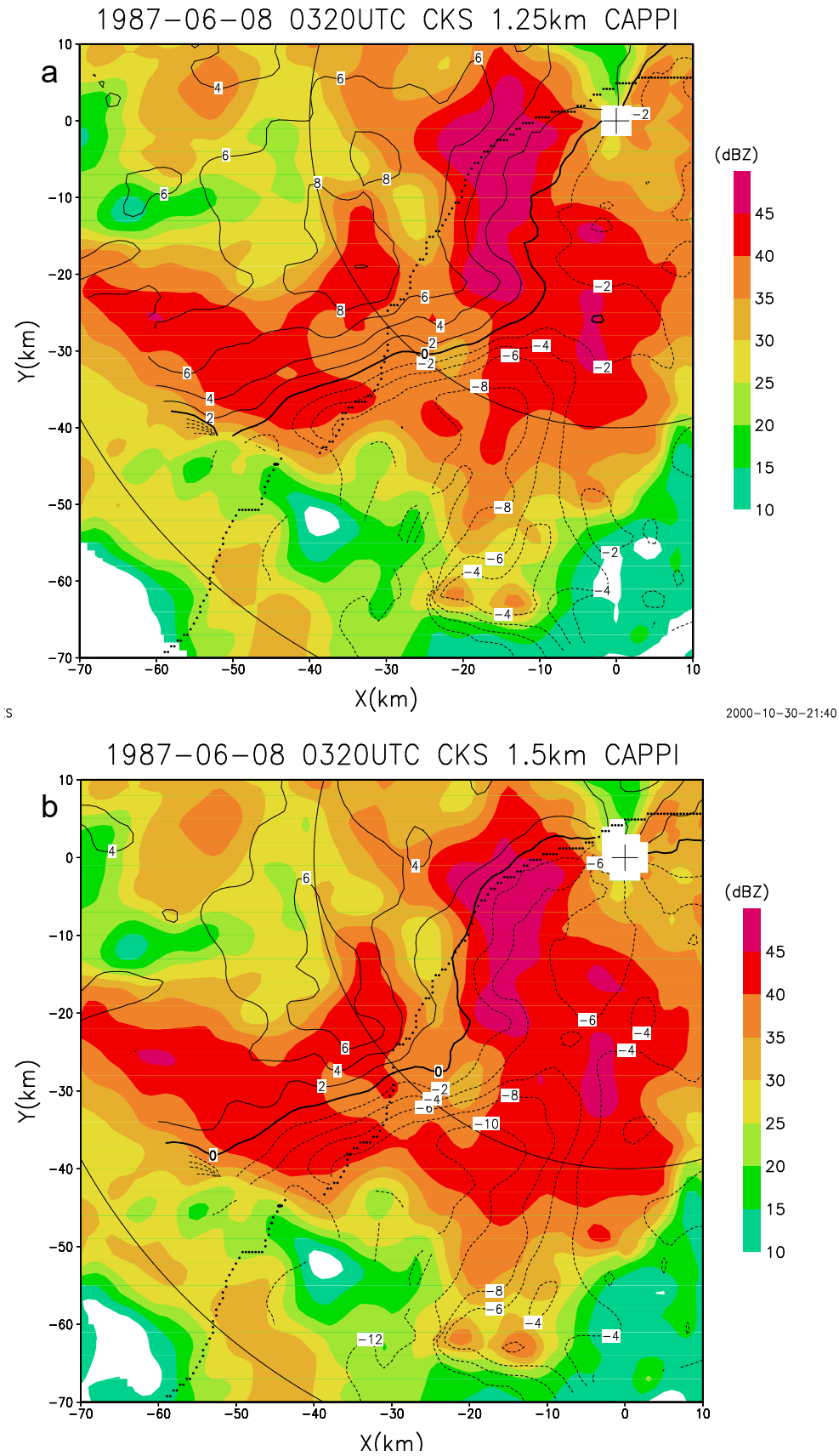


圖 19. 1987 年 6 月 8 日 0320 UTC CKS 雷達 (a) 高度 1.25 公里 與(b) 高度 1.5 公里之 CAPPI 圖。

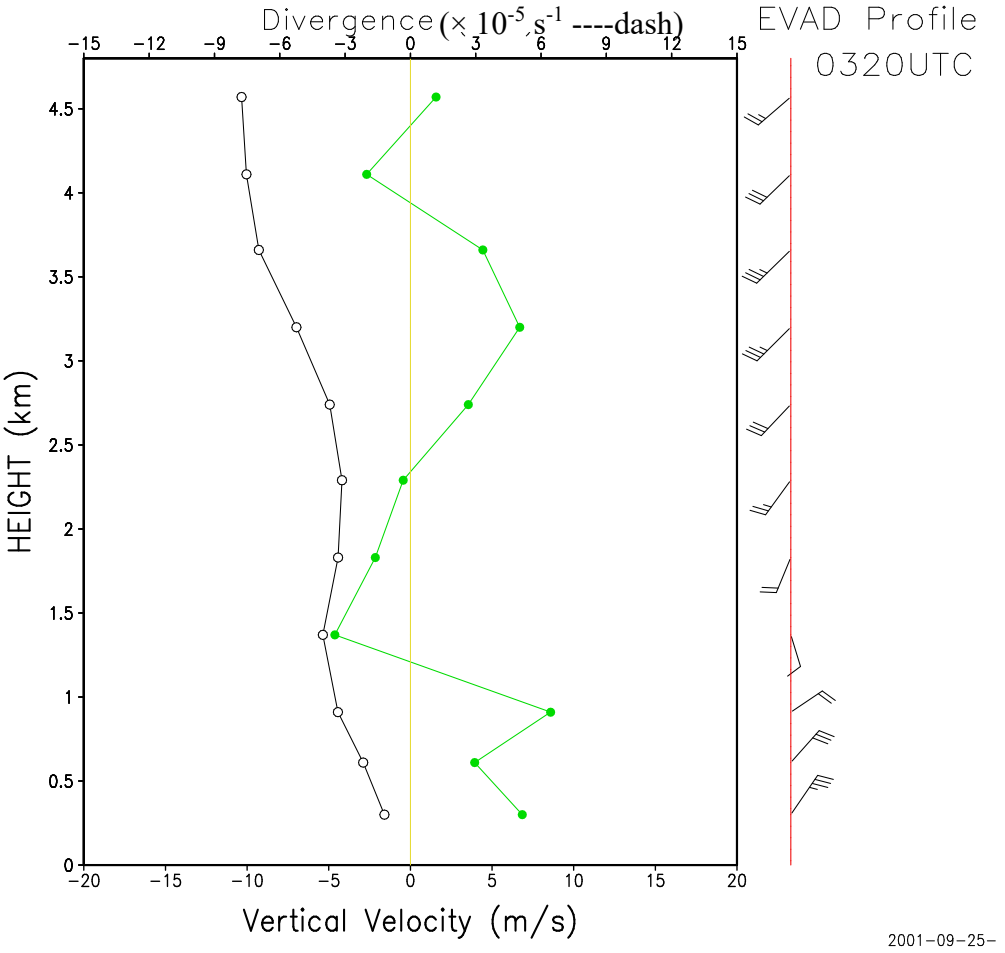


圖 20. 1987 年 6 月 8 日 0320 UTC EVAD 方法估算之輻散場與垂直速度場圖。

藉由雷達資料的分析可以發現當三個案之鋒面移入台灣陸地後，雨帶上均明顯存在著強降水回波區，並伴隨數個降水回波中心在其中生成與發展，生命期均較一般雷雨系統長。綜合雷達資料的分析與討論後，大致可歸納出以下數個重點：

5. 大氣環境的熱力特性並非促成梅雨鋒面對流系統發展之唯一主因，鋒面前導線上的大氣輻合、低層噴流、垂直風切與鋒面舉升都具有舉足輕重的角色。

6. 低層噴流在激發與維持對流系統的作用中，有四種動力機制：

甲、低層噴流在鋒面前導線的輻合可激發淺對流。

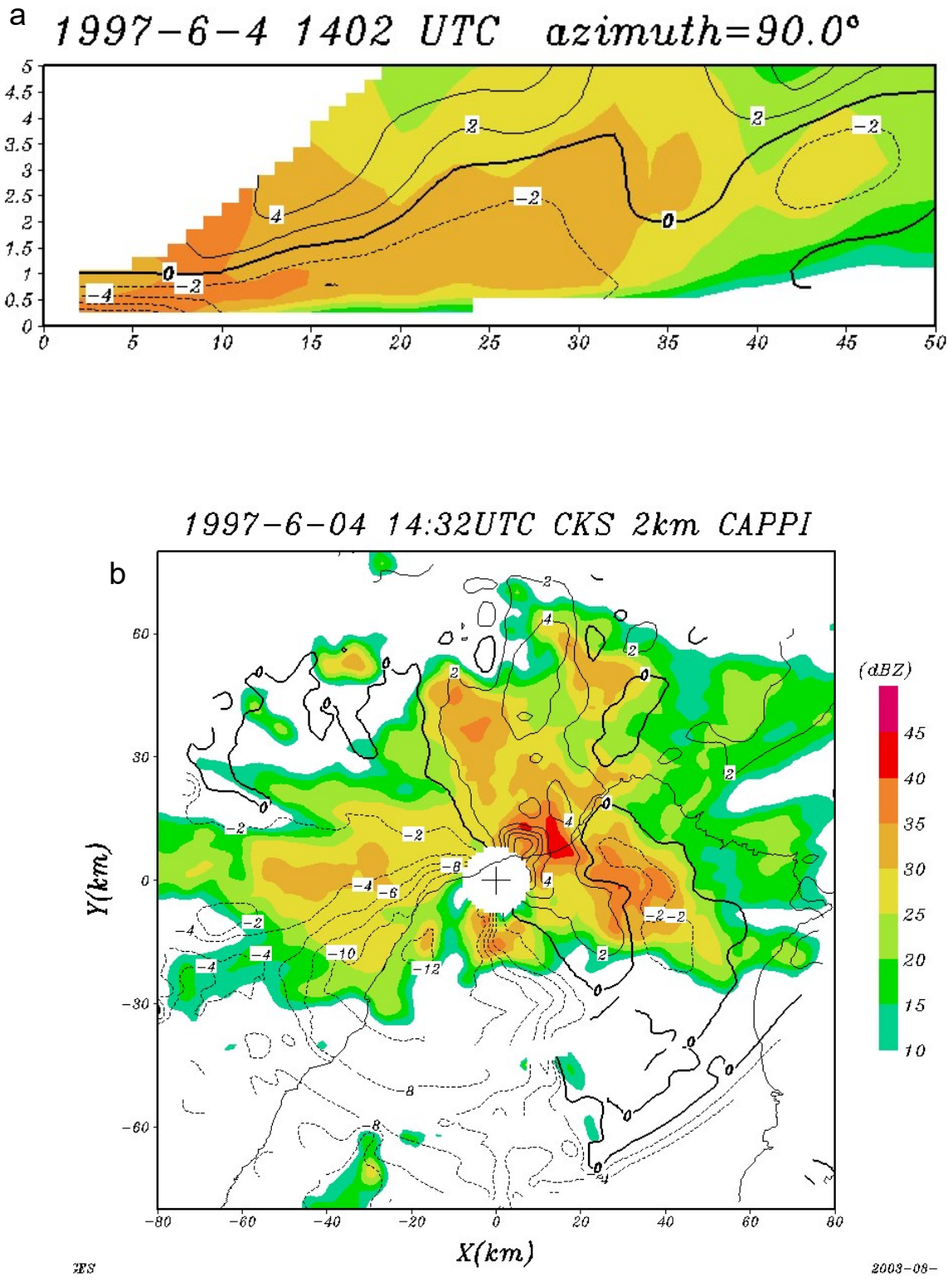


圖 21. 1997 年 6 月 4 日 CKS 雷達 CAPPI 與垂直剖面圖。(a) 1402 UTC 在 90˚之垂直剖面。(b) 1432 UTC 高度 2.0 公里 CAPPI。

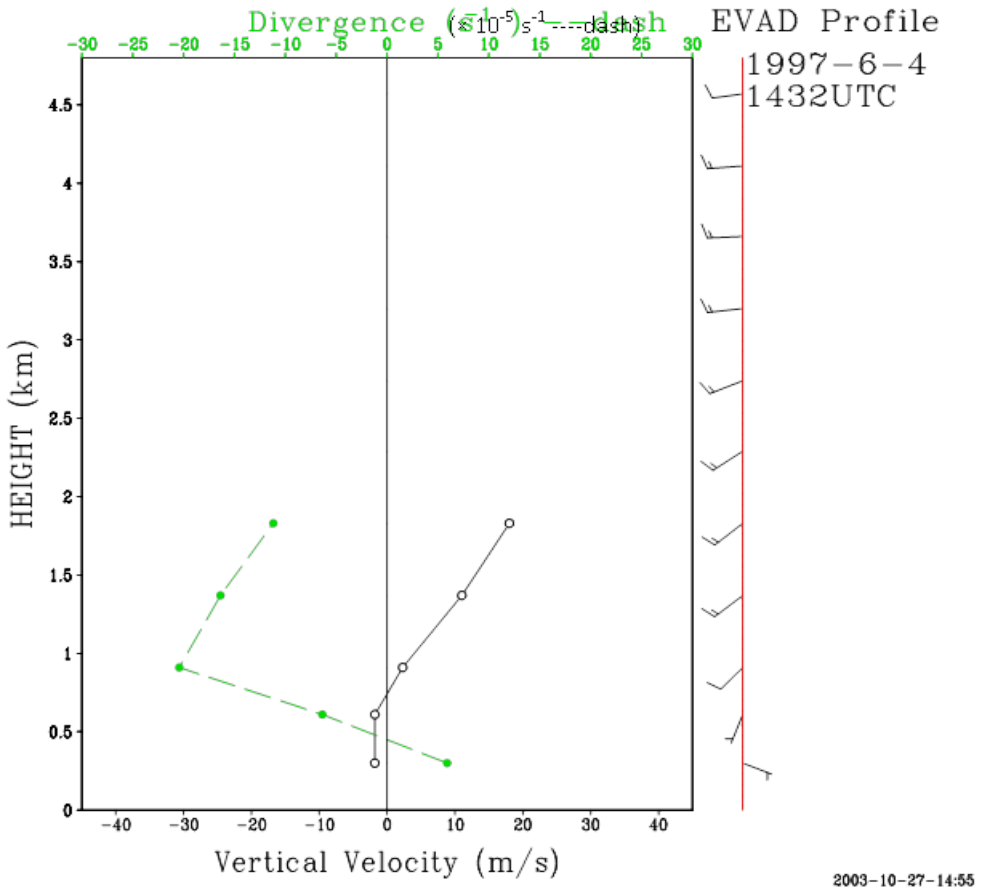


圖 22. 1997 年 6 月 4 日 1432 UTC EVAD 方法估算之輻散場與垂直速度場圖。

乙、低層噴流與西南氣流交互作用，可激發淺與深對流。

丙、低層噴流左側之輻合可維持深對流。

丁、低層噴流與陣風鋒面形成的局部輻合可短暫維持對流系統。

7.VAD 法在鋒面系統成熟和發展良好階段，可估算對流層下部的水平風場隨時間變化的垂直剖面。由於桃園機場都卜勒氣象雷達每 15~30 分鐘做一次體積掃描，因此 VAD 法求得的水平風場垂直剖面可彌補每 12 小時才進行一次探空觀測之不足。

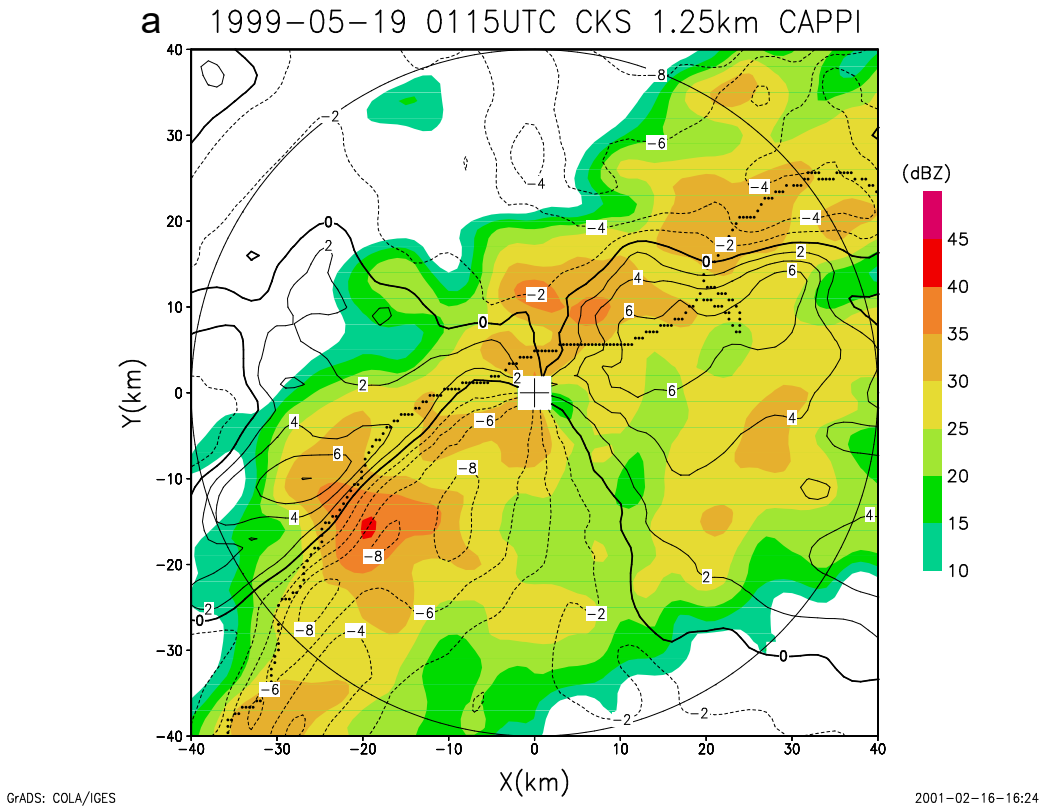
8.低層噴流和梅雨鋒面的同時存在不斷引發鋒面附近對流胞的

產生，而且沿著台灣西北海岸吹拂的西南風和台灣西北部的陸上東風之間交互作用似乎加強已存在鋒面附近的中尺度對流系統，並使其往東北方向移行，此被強化的中尺度對流系統之生命期可達 2-3 小時。此時鋒面系統內部有從 4 公里高的地方移向前方低層的下沖流存在，此下沖流上方則有反方向的暖溼氣流上爬，顯示有強烈的垂直風切存在於對流的上升區，造成鋒面內部的不穩定，並維持對流系統的發展。當水平輻散和垂直風切更強烈時，在高度 1.25 公里至 1.5 公里間的鋒面上方會出現明顯的水平氣旋式環流，更加強化中尺度對流系統，最大回波可達 50dBZ 以上。

9. 梅雨鋒面移入台灣北部近海及陸上地區時，中尺度對流系統激發與維持的概念模式已初步建構完成，可提供鋒上對流系統發展與否及可能降水強度的估計。

總括來說，當鋒面移至陸地時，伴隨鋒面之中尺度對流系統，其最主要的激發機制為鋒面舉升與鋒前輻合。當對流系統被激發之後，在綜觀環境流場相當強勁的條件下，在鋒面前導線後緣 1 至 1.5 公里形成氣旋式環流，提供對流系統維持與發展的良好機制，藉由 VAD 方法進行估算，發現環流可產生輻合的效應，使得新生對流系統維持且發展，對應此現象之概念模式圖顯示在圖 25a。

此外，當鋒面呈現長時間滯流於台灣北部地區時，鋒後局部高壓環流引入深厚的北來氣流，加上對流系統的外流，與西南風形成輻合，增強新生對流系統，其概念模式建構成圖 25b。另一方面，在綜觀環境流場不甚明顯時，局部環流搭配對流尺度的運動場亦可提供適於對流系統維持與發展的機制。



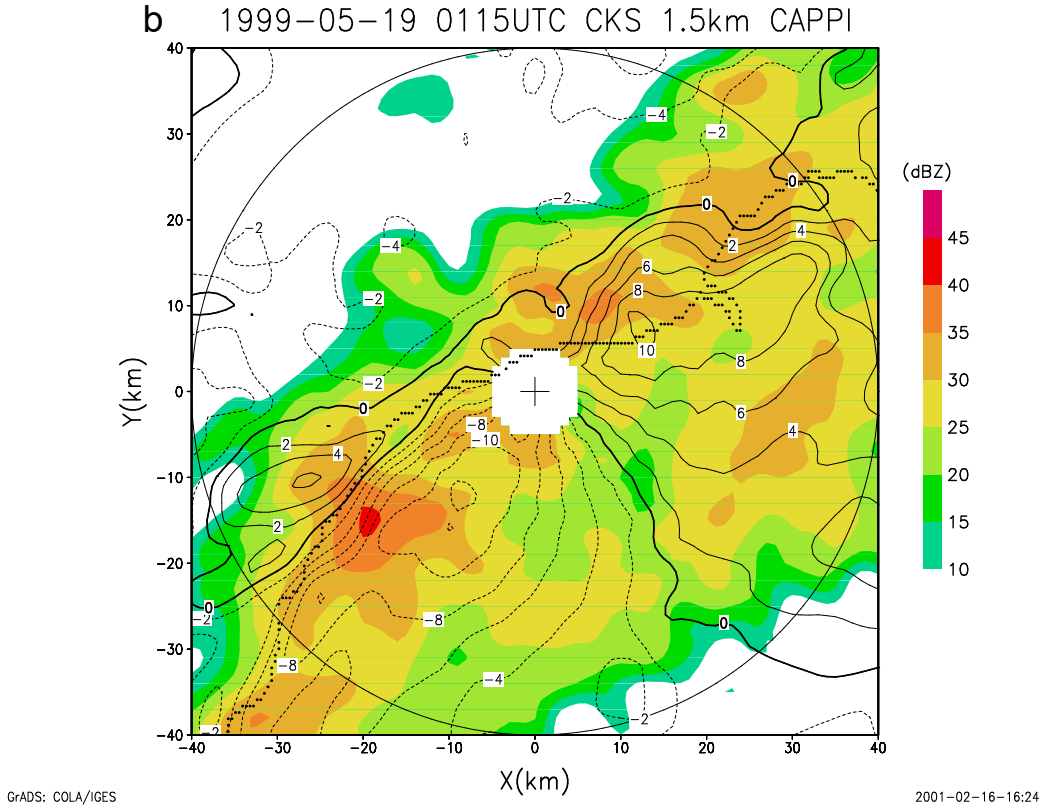


圖 23. 1999 年 5 月 19 日 0115 UTC CKS 雷達 (a) 高度 1.25 公里與(b) 高度 1.5 公里之 CAPPI 圖。

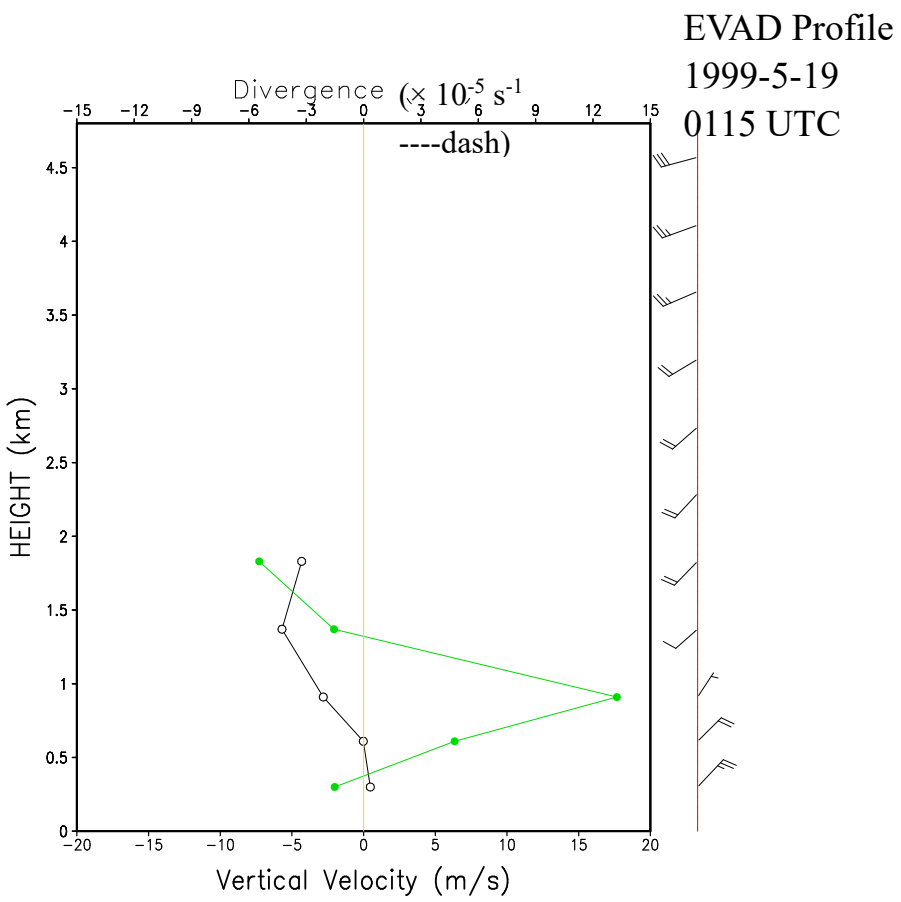
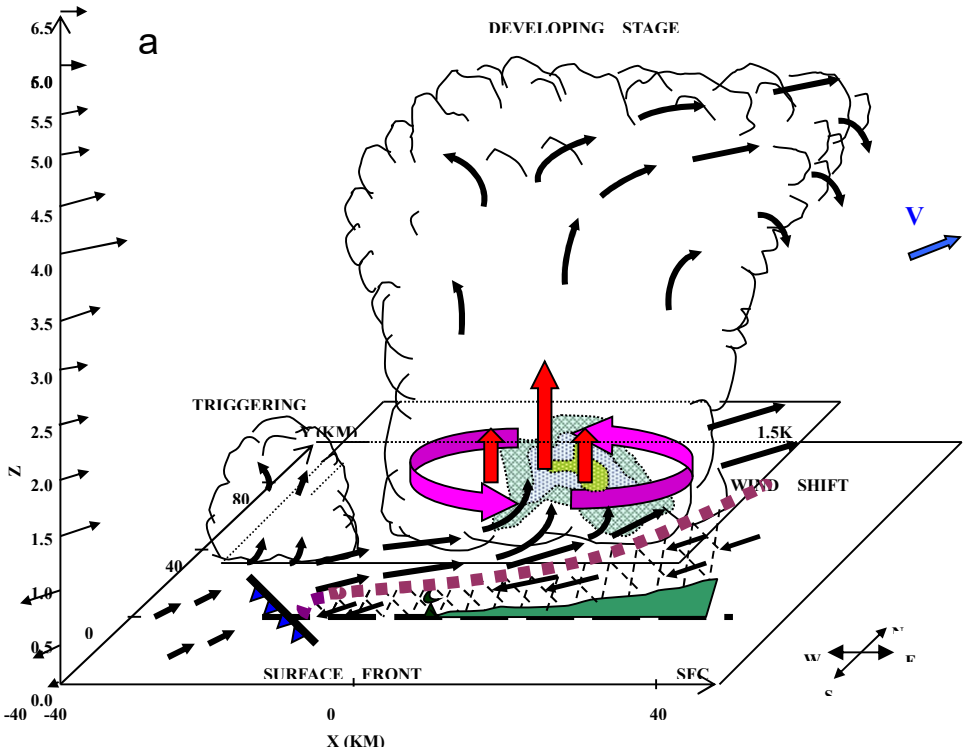


圖 24. 1999 年 5 月 19 日 0115 UTC EVAD 方法估算之輻散場與垂直速度場圖。

本研究藉由雷達與傳統氣象資料之分析，以瞭解有利於激發與維持中尺度對流系統之動力機制，至於對流系統內部更細微之交互作用，則受限於當時資料不足，因而無法深入探討。然而進入到本世紀之後，陸陸續續舉辦了許多更大型的觀測實驗計畫，如 2008 年「西南氣流觀測與豪雨預報實驗」(South-West Monsoon Experiment, SoWMEX)，以及 2022 年執行之「臺灣區域豪雨觀測與預報實驗」(Taiwan-Area Heavy rain Observation and Prediction Experiment, TAHOPE)，再加上先進的觀測設備持續投入日常例行作業中，未來將可以透過這些更密集的觀測資料，選取更多的個案從事深入的研究，並藉由雙都卜勒雷達風場合成語雙偏極化參數分析等技術，針

對更多的個案進行分析，可將台灣西北部地區梅雨鋒面中尺度對流系統激發與維持的概念模式建立的更加完整。除此之外，並利用 NCEP/RSM、MSM、WRF 等數值模式進行數值模擬，以驗證其熱動力激發機制和了解雲物理、積雲參數化的過程。並利用中尺度數值模擬完整的探討熱動力過程，可增進梅雨季豪大雨預報之能力。



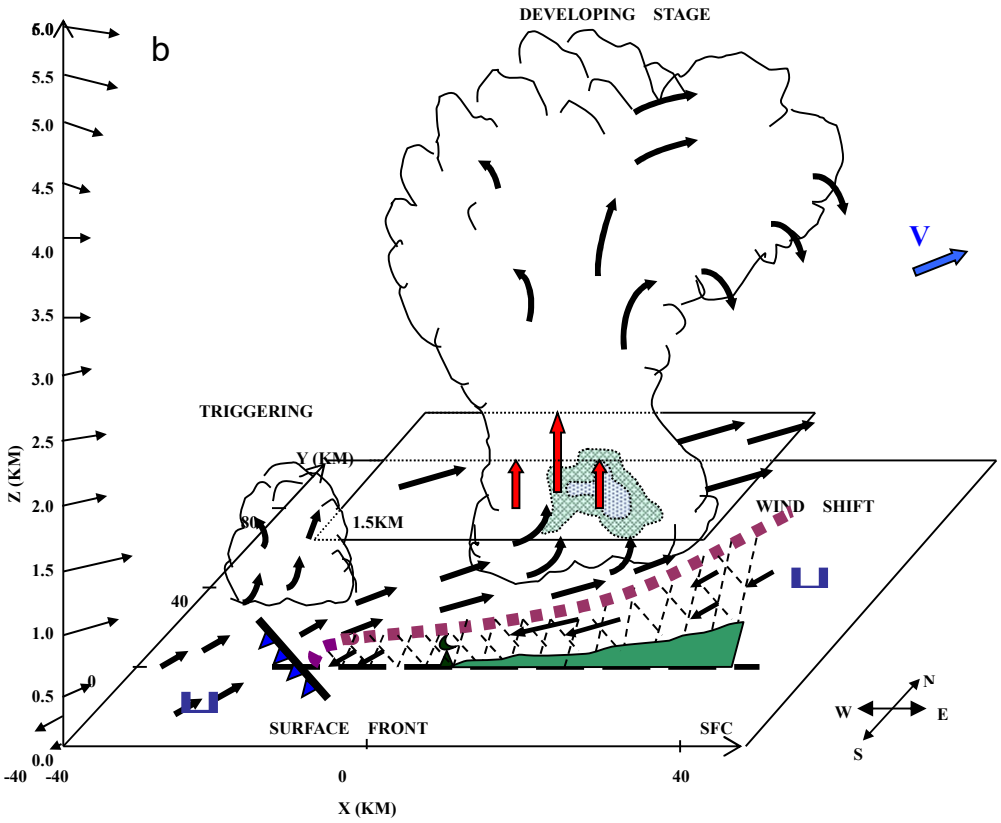


圖 25. 鋒面對流系統激發與維持之中尺度概念模式圖。(a) 1987 年 6 月 8 日與 1999 年 5 月 19 日個案；(b)1997 年 6 月 4 日個案。

參考文獻

王時鼎，1990：台灣區域 TAMEX 期間中尺度資料主觀分析。國科會防災科技研究報告 79-17 號，162 頁。

宋偉國、陳泰然與郭英華，1997：低層噴流和中尺度對流系統間的相關性研究。大氣科學，25，211-234。

周仲島、洪景山與鄧秀明，1995：梅雨鋒面對流雨帶之動力研究 (一)低層噴流和垂直風切在激發、維持與組織對流雨帶的角色。大氣科學，23，179-208。

鄧秀明與周仲島，1995：廣泛式速度方位顯示方法之誤差分析與其在梅雨鋒面的應用。大氣科學，23，123-145。

Browning, K. A., and R. Wexler, 1968: The Determination of Kinematic Properties of a Wind Field Using Doppler Radar. J. Appl. Meteor., 7, 105-113.

Chen G. T.-J., and C.-Y. Tsay, 1978: A synoptic case study of Mei-yu near Taiwan. Pap. Meteor. Res., 1, 25-36.

Chen, G. T. J., and H.-C. Chou, 1993: On the general characteristics of squall lines

observed in TAMEX. Mon. Wea. Rev., 121, 2122-2131.

Chen, G. T.-J., and C.-C. Yu, 1988: Study of low level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-Yu season. Mon. Wea. Rev., 116, 884-889.

Hor, T.-H., M.-H. Chang, and B. J.-D. Jou, 1998: Mesoscale structures of air flow in a Mei-yu front leading edge observed by aircraft off the east coast of Taiwan during TAMEX IOP9. J. Meteor. Soc. Jpn., 76, 473-496.

Jou, B. J. –D., and S. –M. Deng, 1992 : Structure of a low level jet and it's role in triggering and organizing moist convection over Taiwan: a TAMEX case study. T.A.O., 3, 39-58.

Li J., Y.-L. Chen and W.-C. Lee, 1997: Analysis of a heavy rainfall event during TAMEX. Mon. Wea. Rev., 125, 1060-1082

Lin, Y. J., R. W. Pashen, J. G. Zilka and M. R. Martino, 1996: Further studies of a prefrontal convective rainband during TAMEX IOP 13: Part I: Reflectivity history and cell evolution. T.A.O., 7, 61-82

Srivastava, R. C., Matejka, T. J. and Lorello, T. J., 1986: Doppler radar study of the trailing anvil region associated with a squall line. J. Atmos. Sci., 43, 356-377.

Wang, T. C., Y. J. Lin, R. W. Pasken, and H. Shen, 1990: Characteristics of a subtropical squall line determined from TAMEX dual-Doppler data. Part I: Kinematic structure. J. Atmos. Sci., 47, 2357-2381.

2017 年 4 月 13 日德安航空班機降落蘭嶼機場偏出跑道事件之氣壓時間變量與跑道向量風切分析

蒲金標[1]

摘要

本文根據蘭嶼機場氣象自動觀測系統每 5 秒的氣壓和風場資料，計算氣壓時間變量與跑道向量風切，兩者每 5 秒時間序列分布顯示，2017 年 4 月 13 日德安航空班機降落蘭嶼機場偏出跑道事件，經過氣壓時間變量與跑道向量風切分析，認為飛機降落前 7-10 分鐘，天氣不穩定，跑道向量風切達 14-16kt，氣壓時間變量達 0.2hPa。飛機降落時，跑道側風雖然略為減弱，但是跑道向量風切仍然有 6.9kt，遇到順風風切，逆風分量減少，飛機指示空速減少而降低其高度，仍具有危險性。

關鍵詞：低空亂流警告系統、跑道向量風切、氣壓時間變量、氣壓標準差

一、前言

蘭嶼九月至次年六月盛行東北風，飛機在進場區常有亂流，尤以冬春二季亂流最強烈和頻率最多，(蘭，1984)。蘭嶼全年風速甚

[1]財團法人中華氣象環境研究發展中心

強，年平均風速為17.6kt且各月平均風速均在15.0kt 以上，冬季受強勁東北季風的影響，風力最強，平均風速高達20kt以上；夏季6~8月則盛行西南風和西南西風，在可能受颱風侵襲的影響下，也經常出現強風。顯見島嶼地形對於風場及其對風場所引發的擾動，在飛航安全上有著相當的影響，（祝等，1984；蒲(2009)。蘭嶼由於地形環境及腹地的限制，在秋冬季節東北風盛行時，機場因處在背風面，不管氣流是爬升越山，或自島嶼西北角及東南角水平繞流，均容易在機場附近產生低空風切亂流現象，而這往往構成飛航的風險與威脅，（鄧等，2020)。

風切現象是非常複雜且很難預測的小尺度氣象現象，順風和逆風可以瞬間地轉弱或轉強。機場低空風切對飛行構成嚴重的威脅，尤其飛機在離場或進場階段，速度及距地面高度都接近安全的臨界值，若突然遭遇風向量的變化使飛機改變飛行姿態，而飛行員未即時修正，則可能對生命及財產造成嚴重的損失。飛機在起飛或降落過程，要經過頂風(逆風)、順風和下降氣流的風場，目前還沒有一個成熟的科學依據，可提供精確地預報低空風切，因此，即時監測風切現象的發生，須做為飛行員加強注意安全的重要項目。

國際民航組織文件低空風切手冊(Doc9817-AN/449)認為氣壓跳升(Pressure Jump)，可偵測到陣風鋒面的時間（ICAO, 2005)，雖

然這種地面風場和氣壓的組合，尚未應用到LLWAS-III系統，但在過去研究中認為氣壓跳升現象是發生風切時所具備相當重要的特徵，強烈雷暴活動會造成氣壓跳升的現象(Shreffler et al. 1981)，而陣風鋒面經過時，亦常帶來氣壓變動(Pressure fluctuation)，氣溫下降，風向突變以及風速突增的現象，進一步出現低空風切(Wakimoto 1982)。其中氣壓變動在陸地和大氣的相互作用中扮演重要的角色，特別是在行星邊界層中(Katul et al. 1996)，這種小尺度，短週期地面氣壓變動被認為是行星邊界層中的特徵之一(Vianai et al. 2007)，其提供了亂流動能相當的貢獻(Wei et al. 2021)。

松山機場引發低空風切之主因為雷雨陣風、颱風強風、鋒面過境，和強烈東北季風，(蒲，2003)。氣壓變動超過一個標準差(Standard deviation, σ)與低空風切發生與風速、氣壓和氣壓梯度有關連性，諸如低壓鋒面(蒲等2014)、2013年的蘇力(Soulik)颱風(蒲等2015)、和菲特(Fitow)颱風(蒲與徐2016a)、東北季風(蒲與徐2021)等在松山機場進行了氣壓波動的相關分析，認為不同天氣系統下的資料計算皆顯示，低空風切發生與風速、氣壓和氣壓梯度，以及氣壓變動超過一個標準差(Standard deviation, σ)有關連性。儘管地區的不同，在馬祖南竿機場的儀器資料中亦得出相同的

結果(蒲與林 2017a, 2018)。另外，在 2010 至 2014 年較長時間之統計分析中也與過去研究一致(蒲與林 2017b)。兩地間氣壓梯度越大，風速則越大；兩個時間點間氣壓改變，風場也會跟著改變。氣壓波動可反應氣壓梯度和氣壓在時間上的改變。藉著單一測站，前後時間氣壓差，去除多數氣壓差為零，以所剩氣壓值大於零，來計算氣壓差之標準差，再以大於一個標準差與風切加以分析。

二、資料來源與分析方法

本文採用 2017 年 4 月 13 日蘭嶼機場地面自動化天氣測報系統(Automatic Weather Observation AWOS)氣壓及風場資料加以分析。機場跑道向量風切係以跑道兩頭風向風速換算成跑道方向(030°- 310°)的向量風相加。常態曲線理論應用於氣象變化，通常在穩定大氣下，氣象要素如氣壓的變化量，其幅度依常態曲線分配比例，約 68.26%的變化量分布在 1σ內。而當大氣在不穩定時，氣壓的變化量可能超出 1σ。氣壓的變化量之σ計算方式如下：

計算氣壓的變化量絕對值>0：

$$x_i = /y_i - y_{i-1}/$$

y_i表示氣壓在這一秒之觀測值。y_{i-1}表示氣壓在前10秒之觀測值。x_i表示氣壓這一秒與前10秒之波動的絕對變化量。以氣壓的變化量絕對值>0為資料本，計算觀測時間內之平均數與標準差：

$$\mu = \frac{\sum_{i=1}^{N} x_i}{N} \qquad \sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(x_i - \mu)^2}{N}}$$

N表示觀測時間內氣壓變化量絕對值>0 之資料個數。μ 表示觀測時間內氣

壓變化量絕對值>0 資料之平均數。σ 表示觀測時間內氣壓變化量絕對值>0 資料之標準差。

三、 地理位置

蘭嶼位於臺灣的東南方，在綠島的南方，屬熱帶海洋性氣候，年雨量常在 3,000 公釐以上，年降雨日數達 224 天。蘭嶼為火山島地形，最高點紅頭山海拔 548 公尺，中央氣象局氣象站設置於標高 324 公尺的山丘上，蘭嶼機場則侷限在蘭嶼島西南側並緊鄰海邊，跑道呈東南-西北(130 ˚～310 ˚如)走向，如圖 1，在秋冬季節東北風盛行時，機場因處在背風面，不管氣流是爬升越山，或自島嶼西北角及東南角水平繞流，均容易在機場附近產生低空風切亂流現象，而這往往構成飛航的風險與威脅。

摘自 隨意窩https://xuite.net/

圖1 蘭嶼機場跑道鳥瞰圖

四、事件經過

德安航空定期載客公司班機於2017年 4月13日,於0810Z(1610L)自臺東機場起飛，飛往蘭嶼機場，該機於0832Z (1632L)蘭嶼機場13跑道落地，滾行過程，疑似失控衝出跑道，撞上機場跑道左邊護欄。事故原因主要是飛機降落時遇到風切，且駕駛員操作失誤。飛機在蘭嶼機場降落時，衝出跑道並撞擊機場圍籬，飛機嚴重受損。德安飛機在左側風情況下進場落地，著陸時機頭朝左，著陸後可能受跑道風切及飛航操作影響，航機呈現左偏趨勢，正駕駛員曾以右舵修正左偏航向，並將左、右動力手柄拉至反推力範圍。不過，根

據發動機左右扭力及反推力輸出的紀錄判斷，當正駕駛員意圖使用向右轉的差異推力輔助改正左偏時，正駕駛員誤拉左動力手柄將左側反推力加大，造成飛機受左側反推力影響而加劇向左偏轉。調查報告指出，正駕駛員雖曾加大右舵及使用右煞車的操縱量試圖改正，但因正駕駛員在不知誤用情況下繼續加大左側反推力至最大，結果飛機偏出跑道並撞擊機場圍籬受損。 0826Z(1626L)蘭嶼機場管制臺告知飛航組員 13 號跑道風向 100 度，風速 5 浬/時、最大 9 浬/時,風向變化範圍120度至210度,許可該機落地;並於0829Z(1629L)再次告知風向 040 度，風速 5 浬/時、最大 11 浬/時。該機落地使用 20 度襟翼，進場速度（VREF2）設定值為 79 浬/時，0832Z(1632L)於蘭嶼機場 13 跑道落地，航向約為 132 度。減速滾行過程中該機開始左偏，該機曾向右修正，但仍於距離 13 跑道頭約 1,830 呎處向左偏出跑道邊線進入草地，隨後並急劇左轉離開跑道，左翼、左發動機及機首撞擊機場圍籬，鼻輪陷入未加蓋之排水溝渠，最終停止位置距離 13 跑道頭約 2,050 呎處，(飛航安全調查委員會，2017)。

五、天氣概述

1017年4月13日0600Z(1400L)地面天氣分析圖（圖2），高氣壓位於東海，向東移動，蘭嶼受高壓出海影響，中央氣象局蘭嶼氣象站(蘭嶼機場31跑道頭東北方約1.35浬，高度324公尺)，4月13日0800Z

(1600L)至0900Z(1700L)吹北北東風，風速約8至16浬/時，最大陣風為風向030度，風速26浬/時，蘭嶼山上風大。而蘭嶼機場處於山脊的背風區， 2017年4月13日0800-0900Z(1600-1700L)蘭嶼機場跑道R13在0812Z之前，多數吹北風至東北風且強風達11-12kt，隨後至飛機降落時(0832Z)，仍多數吹北風至東北風，但是強度減弱至10kt以下。至於R31在0823Z之前，多數吹北北東風至東風且強風達11-17kt，隨後至飛機降落時(0832Z)，仍多數吹北北東風至東風，但是強度減弱至13kt以下，惟於0627Z出現強風030/15kt，R13和R31風向風速分布圖，如圖3。

事件發生之前半小時，飛機從台東豐年機場於0810Z起飛時，蘭嶼機場R13吹050/11kt，左側風10.8kt；R31吹040/13kt，右側風13.0kt。管制員第一次許可飛機降落時(0826Z)，R13風向風速為020/8kt，左側風7kt；R31風向風速為070/10kt，右側風8kt。管制員第二次許可飛機降落時(0829Z)，R13風向風速為030/8kt，左側風8.0kt；R31風向風速為060/15kt，右側風14kt。隨後，飛機於0832Z降落時，R13風向風速分別為100/8kt，左側風3kt；R31風向風速為040/9kt，右側風7kt，如表1、圖3和圖4。顯示二次許可降落時風速略有增強，飛機降落時風速略有增強，側風從山邊吹向海邊仍甚強。

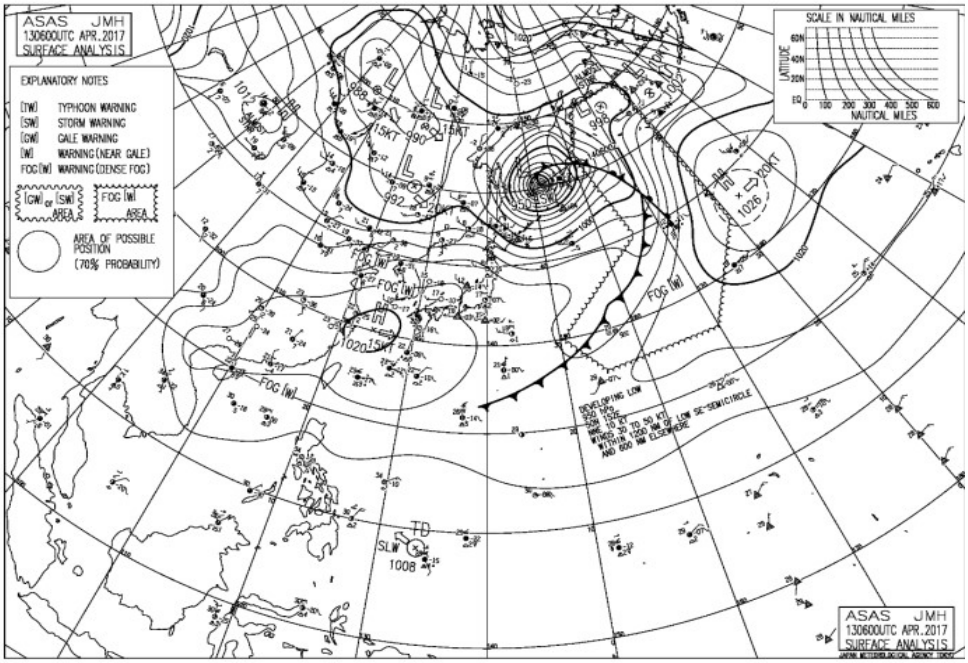
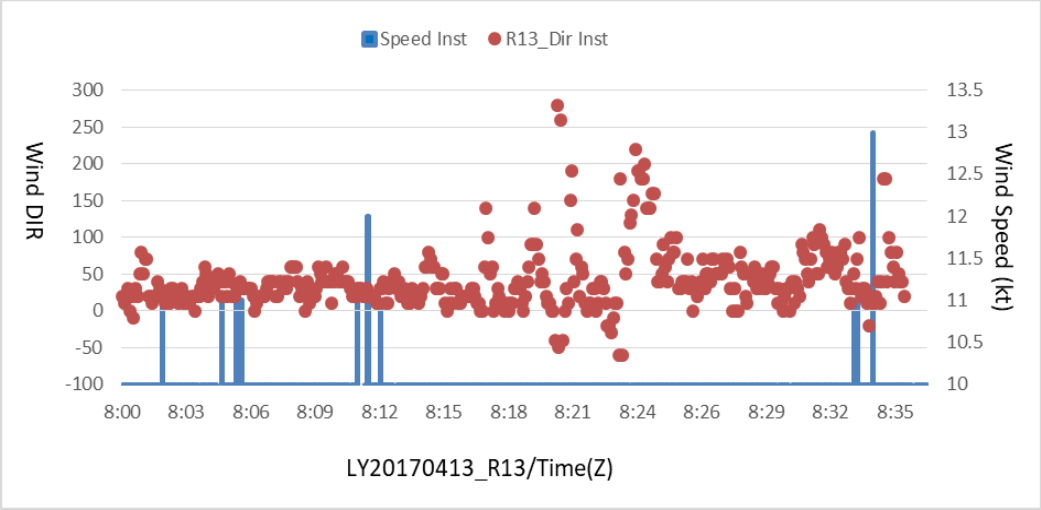


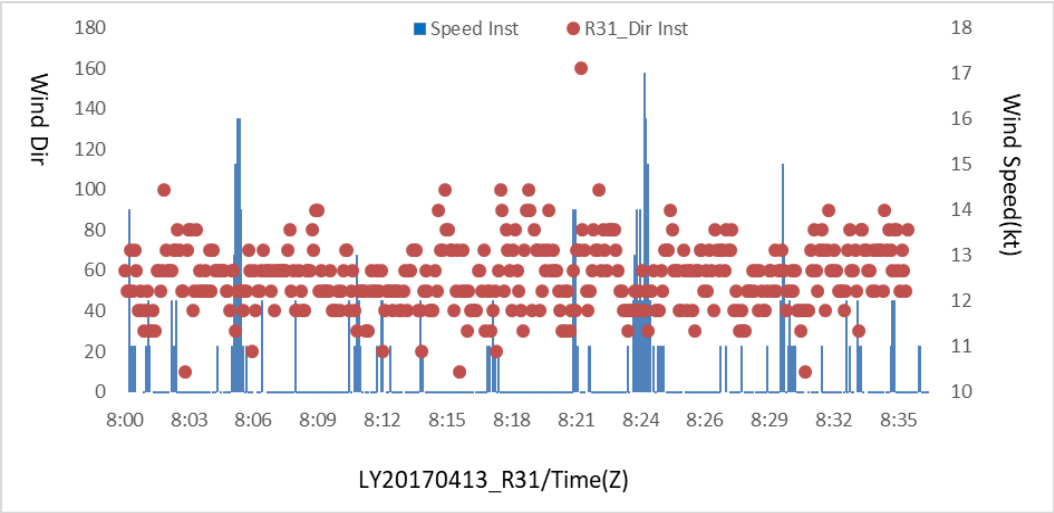
圖2 1017年4月13日0600Z(1400L)地面天氣分析圖

表1 1017年4月13日0800-0835Z蘭嶼機場風向風速、側風、頂風/尾風和跑道向量風切

2017 0413	R13				R31				
Time(Z)	風向/風速(kt)	側風(kt)	頂風/尾風(kt)	向量風(kt)	風向/風速(kt)	側風(kt)	頂風/尾風(kt)	向量風(kt)	向量風切(kt)
0810	050/11	10L	3H	1.9	040/13	13R	0T	0	-2.5
0822	340/10	5L	9T	-8.7	080/14	11R	8T	-9.0	-14.6
0826	020/08	7L	2T	-2.7	070/10	8R	4T	-5.0	-7.7
0829	030/08	8L	1T	-1.4	060/15	14R	6T	-5.1	-6.5
0832	100/08	3L	7H	6.9	040/09	7R	0T	0	6.9



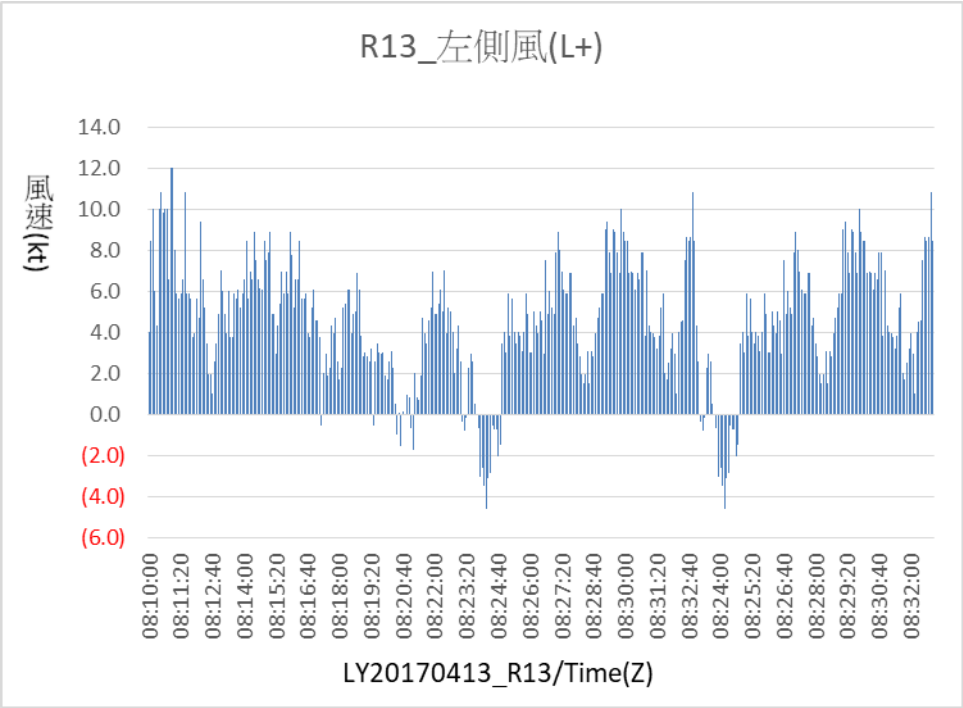
(a)



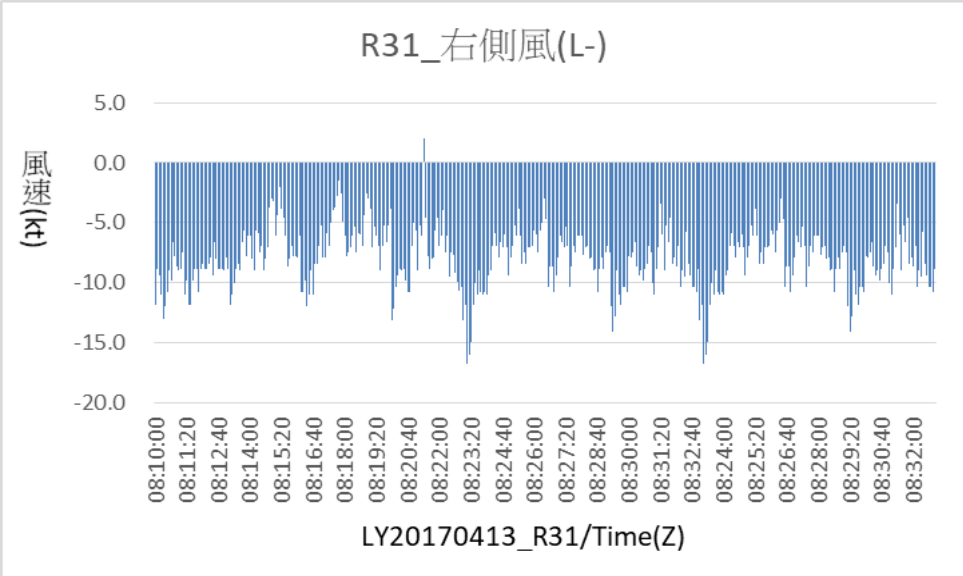
(b)

圖3　1017年4月13日0800-0900Z(1600-1700L) 蘭嶼機場跑道R13(a)和R31(b)風向風速分布圖。

註：風向(-20，-50，-100分別代表340，310°和260°)



(a)



(b)

圖4　1017年4月13日0810-0835Z(1610-1635L) 蘭嶼機場跑道R13(a)和R31(b)側風分布圖。

五、向量風切與氣壓時間變量

（一）跑道向量風切

機場跑道向量風切(Vector Wind Shear of airport runway，

VWS)係跑道兩頭各自風向風速換算成各自跑道方向(130°~310°)的向量風，彼此相加，再採用絕對值，所以不但適用R13跑道之情形，同時也適用R31跑道。跑道向量風切是飛機起降實際面臨的風切。

2017年4月13日蘭嶼機場於0135-1529Z之間，有13.9小時發生跑道向量風切(≧14kt)之多，如圖5和表2。飛機事故之前6.8小時有跑道向量風切(≧14kt)，其中於0135Z、0145Z、0340Z和0822Z有較強跑道向量風切分別達16.5kt、17.3kt、18.2kt和16.4kt，尤其於飛機事故之前10分鐘(0822Z)有跑道向量風切，於0822Z 1分鐘之內發生3次跑道向量風切(>14kt)，當時R13吹340/10kt，風左側5kt，順風9kt，向量風-8.7kt；R31吹080/12kt，右側風9kt,順風7kt，向量風-7.7kt，跑道向量風切16.4kt。對R13跑道而言，是屬逆風風切，首先面對順風，到達R31轉為逆風分量增加，使飛機指示空速增加而提升其高度。管制員第一次許可飛機降落時(0826Z)，R13風向風速為020/8kt，左側風7.5kt，逆風2kt，向量風-2.7kt；R31風向風速為070/10kt，右側風8.0kt，向量風-5.0kt，風切-7.7kt，屬逆風風切。管制員第二次許可飛機降落時(0829Z)，R13風向風速為030/8kt，左側風8kt，向量風-1.4kt；R31風向風速為060/15kt，右側風-14.1kt，向量風-5.1kt，跑道

向量風切6.9kt，屬逆風風切。隨後，飛機於0832Z降落時，R13風向風速分別為080/8kt，左側風3kt，向量風6.9kt；R31風向風速為040/9kt，右側風7kt，向量風0kt，跑道向量風切6.9kt，屬於順風風切，如表1、圖3和圖4。飛機降落時(0832Z)，R13 吹100/8kt，左側風3kt，逆風7kt，向量風6.9kt；R31吹040/9kt，右側風7kt,順風0kt，向量風0kt，跑道向量風切6.9kt，屬於順風風切。跑道向量風切雖然減弱為6.9kt，但是還是面對順風風切，順風風切係逆風分量之減少或順風分量增加，使飛機指示空速減少而降低其高度。如表2、圖5和圖6。

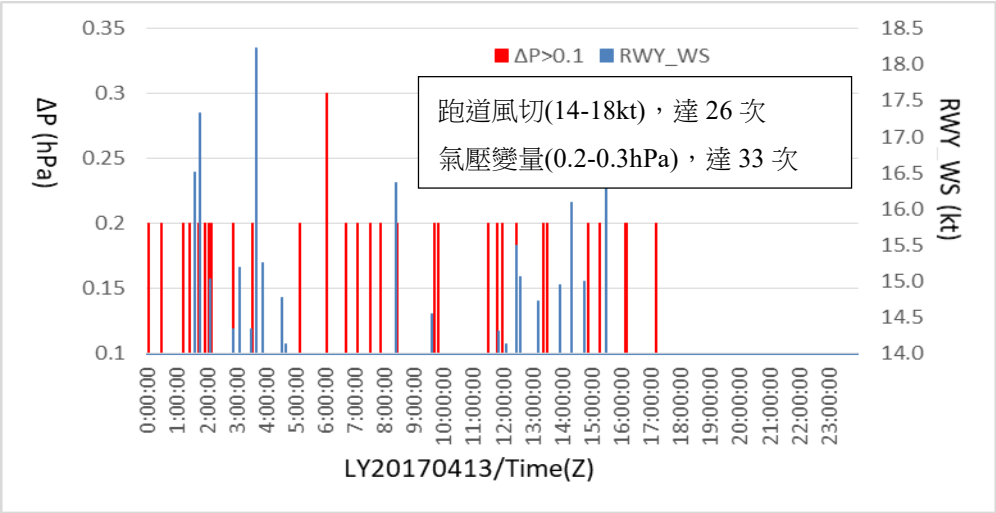


圖5 2017年4月13日0000-2400Z(13日0800L-14日0800L)蘭嶼機場氣壓時間變量(>0.1hPa)和跑道向量風切(≧14.0kt)分布圖

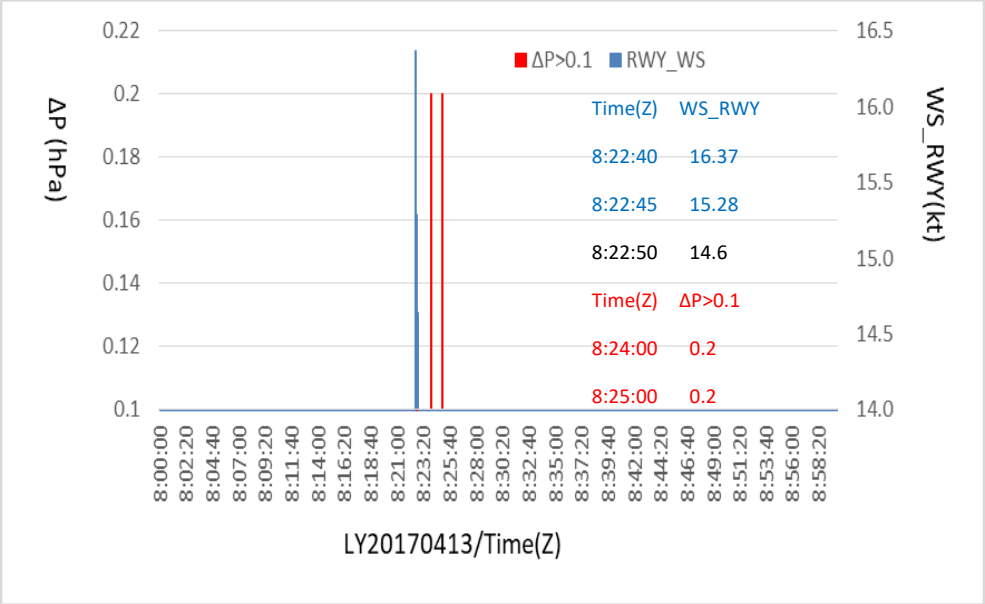


圖6 2017年4月13日0800-0900Z(1600-1700L)蘭嶼機場氣壓時間變量(≧0.2hPa)和跑道向量風切(≧14.0kt)分布圖

(二)氣壓時間變量

2017年4月13日蘭嶼機場於0001-1710Z有17.2小時發生氣壓時間變量(0.2-0.3hPa)，達33次之多，飛機事故之前有氣壓時間變量(0.2-0.3hPa)，其中於0001-0027Z和0113-0208Z有兩個時段有氣壓時間變量(0.2hPa)，分別達2次和7次，隨後於0252Z、0332Z、0508Z和0603Z有零星時段發生(1分鐘只有1次0.2-0.3hPa)，接著又有兩個時段(0642-0751Z和0824-0825Z) 氣壓時間變量(0.2hPa)發生，分別達4次和2次，飛機事故之前0825-0824Z發生2次氣壓時間變量(0.2)，顯示有不穩定天氣，如圖5、圖6和表2。

2017年4月13日0000-2400Z蘭嶼機場跑道向量風切(14-18kt)

達26次，氣壓時間變量(0.2-0.3hPa)達33次，其中在管制員第二次許可飛機降落時(0829Z)之前，跑道向量風切(14-18kt)達15次，氣壓時間變量(0.2-0.3hPa)達17次，而在0830-0832Z跑道向量風切最大值只有7kt，氣壓時間變量也只有0.1hPa。之後，於0941-1710Z跑道向量風切(14-16kt)達11次，氣壓時間變量(0.2hPa)達14次。顯示在管制員給許可之前，以及飛機落地之後，機場有不穩定天氣，惟管制員給許可之後至飛機降落之時，機場天氣穩定。但是在飛機降落之時，跑道側風從山邊吹向海邊，最強時有11kt。跑道向量風切雖然減弱，但是還是面對順風風切，逆風分量減少，使飛機指示空速減少而降低其高度，仍具有危險性。

表2　蘭嶼機場氣壓時間變量和跑道向量風切之延時、強度及次數

DATE Year/ MonthDay	ΔP>0.1hPa			VWS		
	Time (Z)	Duration (hr/min)	Strength (hPa)	Time (Z)	Duration (hr/min)	Strength (kt)
2017 0413	0001-1710	16.2hr/(33)	0.2-0.3	0135-1529	13.9hr/(26)	14-18
	0001-0027	28min/(2)	0.2	0135-0353	2.3hr/(10)	14-18
	0113-0208	56min/(7)	0.2	0432-0439	1min/(2)	14
	0252	1min/(1)	0.2	0822	1min/(3)	14-16
	0332	1min/(1)	0.2	0934	1min/(1)	14
	0508	1min/(1)	0.2	1151-1235	45min/(4)	14-16
	0603	1min/(1)	0.3	1310	1/(1)	14
	0642-0751	1.2hr/(4)	0.2	1355-1445	51min/(4)	14-16
	0824-0825	2min/(2)	0.2	1529	1min/(1)	16
	0941-0949	9min/(2)	0.2			
	1130-1329	1hr/(6)	0.2			
	1452-1517	26min/(3)	0.2			
	1609-1610	2min/(2)	0.2			
	1710	1min/(1)	0.2			

六、討論

本文根據蘭嶼機場氣象自動觀測系統每5秒的氣壓和風場資料，計算飛機事故之前後氣壓時間變量與跑道向量風切，並按機場風向風速(0810-0835Z)、側風(0810-0835Z)、頂風/尾風(0810-0835Z)和跑道向量風切(0000-2400Z、0800-0900Z及0810-0835Z)做每5秒時間序列分布，分析結果顯示，20017年4月13日0810-0811Z機場跑道R13吹北北東至東北風最大值有12kt，雖在飛機降落時最大風速降為11kt，但是側風從山邊吹向海邊仍甚強(11kt)。但是在飛機降落前7-10分

鐘，天氣仍是不穩定，跑道向量風切達14-16kt，氣壓時間變量達0.2hPa。而飛機降落時，跑道側風雖然略為減弱，但是跑道向量風切仍然有6.9kt，遇到順風風切，逆風分量減少，飛機指示空速減少而降低其高度，仍具有危險性。

七、結論

本文根據蘭嶼機場氣象自動觀測系統每5秒的氣壓和風場資料，計算氣壓時間變量與跑道向量風切，兩者每5秒時間序列分布顯示，2017年4月13日德安航空班機降落蘭嶼機場偏出跑道事件，經氣壓時間變量與跑道向量風切分析，認為飛機降落前7-10分鐘，天氣不穩定，跑道向量風切達14-16kt，氣壓時間變量達0.2hPa。飛機降落時，跑道側風雖然略為減弱，但是跑道向量風切仍然有6.9kt，遇到順風風切，逆風分量減少，飛機指示空速減少而降低其高度，仍具有危險性。

八、致謝

感謝民用航空局飛航服務總台台北航空氣象中心提供蘭嶼機場自動觀測資料。

九、參考文獻

祝鴻鵬、任志超、曾憲瑗及蒲金標等,1984：蘭嶼機場低空風切與亂流之研究。交通部民用航空局研究報告, PP.72。

飛航安全調查委員會，2017：航空器飛航事故_2017年4月13日德安航空公司 A7511班機DHC6400型機於蘭嶼機場13跑道落地時偏出

跑道航機遭受實質損害，PP.125
鄧仁星、陳建蒲、曾俊傑、王文清及祝世全，2020：蘭嶼機場風場研究。中華氣象協會，飛航天氣第34期，p.16-25。
蒲金標，2003：臺灣松山機場低空風切系統與低空風切診斷分析，大氣科學，31，181-198。
_____，2009，4：台灣東南海域季風與冬季低空風切之分析研究.。「飛航天氣」第十一期。pp. 1- 9。
_____與林清榮，2017a：馬祖南竿機場誤失進場風切與氣壓大波動分析。航空安全及管理季刊，4，65-78。
_____與林清榮，2017b：2010-2014 年松山機場低空風切與氣壓大波動之日變化分析研究，大氣科學，45, 261-280。
_____與林清榮，2018：2014-2016 年馬祖南竿機場跑道氣壓大變動與逆風(順) 風切分析研究。航空安全及管理季刊，5，42-55。
_____與林清榮，2021：松山機場強勁東北季風跑道向量風切與氣壓時間變量之分析研究。中華氣象協會，飛航天氣期刊，36，19-30。
_____與徐茂林，2016a：菲特(FITOW)颱風影響松山機場低空風切之觀測個案 分析研究，飛航天氣期刊，25，30-50。
_____與徐茂林，2016b：東北季風影響松山機場低空風切之個案觀測分析，氣象學報，53，23-38。
_____、徐茂林及游志遠，2015：2013 年 7 月 12-13 日蘇力颱風侵襲期間松山機場低空風切分析研究，大氣科學，43，27-46。
_____、徐茂林、游志遠及劉珍雲，2014：臺灣低壓鋒面與松山機場低空風切個案研究，航空安全及管理季刊，1，227-243。
蘭澄初，1984：蘭嶼周圍亂流之初步分析。民用航空局”航空氣象與飛航安全研討會”論文彙編，p291-295。
ICAO(International Civil Aviation Organization), 2005: Manual on Low-Level wind-Shear, May 3, 2014—First. Edition — 2005. Doc. 9817 -AN/449, p. 5-8, (https://www.skybrary.aero/bookshelf/books/2194.pdf)
Katul, Gabriel G., J. D. Albertson, M. B. Parlange, Cheng-I. Hsieh, P.S. Conklin, John T. Sigmon, and Ken R. Knoerr, 1996：The “Inactive” Eddy Motion and the Large-Scale Turbulent Pressure Fluctuations in the Dynamic Sublayer. JAS，53, p2512-2524.
Shreffler, Jack H. and Francis S. Binkowski, 1981: Observations of Pressure Jump Lines in the Midwest, 10-12 August 1976. Mon. Wea.Rev., 109,1713-1725.
UCAR(University Corporation for Atmospheric Research), 2021：Low

Level Wind-shear Alert System (LLWAS-III), (https://ral.ucar.edu/solutions/products/low-level-wind-shear-alert-system-LLWAS-III).

Vianai Samul, Carlos Yaguei, Gregorio Maqueda2 and Gema Morales, 2007: Study of the surface pressure fluctuations generated by Waves and turbulence in the nocturnal boundary layer during SABLES2006 field campaign. Fisica de la Tierra , 19, 55-71.

Wakimoto, R. M., 1982: The Life Cycle of Thunderstorm Gust Fronts as Viewed with Doppler Radar and Rawinsonde Data. Mon. Wea. Rev., 110, 1060－1082.

Wei Z. R. et al., 2021: Study on the characteristics of the pressure fluctuations and their contribution to turbulence kinetic energy. Laboratory for Climate and Ocean-Atmosphere Studies, Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871, PR China.

國際民航組織在淨零碳排的努力

ICAO’s effort to Net Zero

楊憶婷[1]

航空業二氧化碳排放

航空業對於二氧化碳排放貢獻，可以從疫情期間觀察及驗證。Le Quéré et al.(2020)以 2020 年 COVID-19 發生後及 2019 年發生前的每日全球碳排放資料進行比較。其中以電力(Power)、工業(Industry)、地面運輸(Surface transport)、公共建築及商業(在圖中以 public 代表)、住宅(Residential)及航空業(Aviation)六種不同的人類活動造成二氧化碳排放量分類比較，結果如圖 1。除了住宅以外，其餘的分類都在 COVID-19 發生後，二氧化碳排放量下降，在地面及空中運輸部分，因疫情大流行影響運輸業，進一步明顯的影響二氧化碳排放量。如以 2020 年 4 月 7 日為例，航空在全球在二氧化碳排放量下降了 60%，不確定範圍在-1.7 至-2.2 MtCO2d-1。可見空中運輸的二氧化碳排放貢獻。

[1]國立科學工藝博物館副研究員

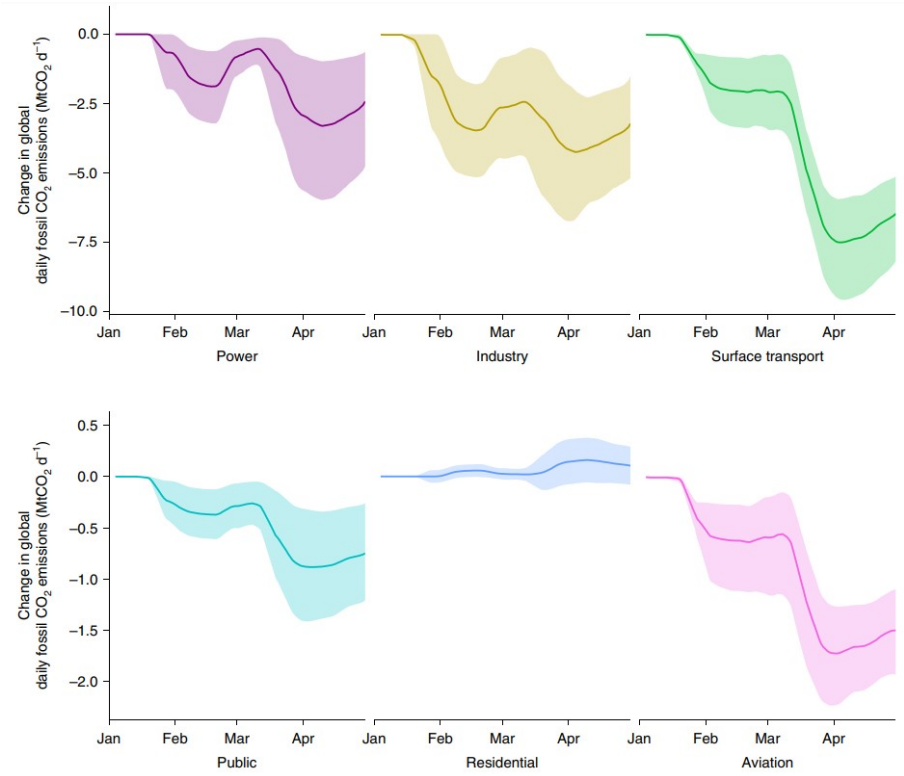


圖 1：2020 年全球每日 CO2 排放量(MtCO2d-1)相較 2019 年的平均日排放量差異。曲線經過平 7 天滑動平均。顏色的範圍量是當日的不確定範圍。(Le Quéré et al. 2020)

國際政策的努力

國際間對人為排放的溫室氣體減量，已有許多政策上的努力，例如：聯合國為達到溫室氣體減量目標，希望制定具有國際約束力的議定書，故於 1997 年通過了「京都議定書」，希望將大氣中的溫室氣體穩定在一個適當的水準，並在 2005 年生效。其中京都議定書第 2 條第 2 項指出，締約國應分別透過國際民航組織(International Civil Aviation Organization, ICAO) 及國際海事組織(International Marine Organization)，限制或減少航空與航海燃料所產出的溫室氣體排放。直到 2015 年聯合國氣候峰會中通過「巴黎協定」，希望能將全球平均氣溫升幅控制在與工業時代相比最多攝

氏 2 度內，但航空業卻沒有出現在約束產業中，而航空業跨越各國領空，排放溫室氣體多發生在國境外，很難歸屬排放責任。2016 年 ICAO 第 39 屆會員大會，同意每年將航空燃油效率提高 2%，從 2020 年起達成民航零碳成長目標(carbon-neutral growth)，亦通過「國際航空業碳抵消與減排計畫」(Carbon Offsetting and Reduction Scheme for Inrternational Aviation, CORSIA)。

從抵銷減排到淨零排放

2019 年第 40 屆會議中，會員國要求 ICAO 理事會須研究及評估國際航空的全球長期理想目標(Long-Term Aspirational Goal, LTAG)可行性、可實現性及影響，例如：航空相關技術和燃料對二氧化碳排放的影響、成本及投資的影響、對發展中國家的響等，並將於 ICAO 的 41 屆大會中討論。在 ICAO 的第 41 屆大會中，各國政府、企業和民間代表共同參與，並通過了 2050 年的淨零排放的長期理想目標(ICAO, 2022b)，各國政府及企業均承諾在 2050 年實現淨零碳排目標，並實施有利的政策，例如：鼓勵可持續航空燃料(sustainable aviation fuels, SAF)產能。該協議類似國際海事組織(International Maritime Organization, IMO)2018 年對溫室氣體排放的策略，而後 IMO 的策略催生了低排放和零排放船舶的政策和投資(Rutherford and Comer, 2018)。ICAO 的長期理想目標也可能成為航空業改革的催化劑，與 2016 年的 CORSIA 相似，但長期理想目標更強化企業和政府對航空業脫碳的承諾，鼓勵各國制定行動計劃(State Action Plans, SAP)，並推廣替代燃料和開發替代技術以實現長期理想目標。從 CORSIA 到 LTAG 的制定，表示 ICAO 對溫室氣體政策從「抵消排放」轉為「採取措施大幅減少飛機和燃料產生的二氧化碳」。但 LTAG 是不具約束力的協議，因此需要進一步轉化

為具有約束力的國家政策或國際政策。

ICAO 通過的長期理想目標確立了 2050 年淨零排放願景，並描述各國用於實施該協議的流程。淨零意味著大幅削減飛機及其燃料的排放，該協議不再採用抵消排放的措施，而是採取直接減少航空二氧化碳排放的措施。會員國應採取具體措施減少排放，並輔助及引導民間企業和投資單位開發新技術(ICAO, 2022a)。ICAO 致力於協調和整理國家最佳做法，並在較貧窮的國家開發航空技術和替代航空燃料。

LTAG 發布賦予會員國實現淨零排放的責任，並 ICAO 理事會扮演協調角色，並具有以下任務(ICAO, 2022a)：

1. 為會員國制定及更新政策和措施的應用指南，並監測各國 SAP 的進展。
2. 建立融資機制以支持發展中國家的脫碳。
3. 開發可量化航空業排放溫室氣體的工具。
4. 確認氣候變遷對國際航空和相關基礎設施的潛在影響，並決定適當的因應措施。

會員國需在製訂國家的航空排放控制措施發揮核心作用，並在 2024 年 6 月前向 ICAO 提交一份 SAP，詳細說明如何控制航空業溫室氣體排放，並每三年更新一次 SAP。請各國針對可再生燃料訂定措施，特別是可持續航空燃料的政策，並鼓勵各國引進更新及更省油的航空飛行器。另外，敦促會員國加快對淨零排放飛行器開發的投資，並與企業合作實施空域及地面營運的環境高效利用，進而減少碳排放。也希望各國將航空因應措施納入國家的氣候風險評估和

重要政策(ICAO, 2022a)。

LTAG 的發布也代表 ICAO 因應氣候變遷政策的重大改變，分析如下：

1. 支持採取行動直接減少飛行器和其燃料產生的溫室氣體，而不再通過購買排放信用額度或從其他部門抵消來減少排放。
2. 已設想到 2050 年將航空業二氧化碳排放量大幅削減至接近零的目標。
3. 請會員國自行監管航空業排放，而不是靠 ICAO 製訂規範，讓所有國家都要達到最低全球標準，將付諸行動的責任從 ICAO 轉移到各會員國。

但 ICAO 的長期理想目標仍缺少重要面向。例如：它沒有為各國分配單獨目標，因此國家和航空公司都沒有直接減排義務；它沒有設定中期目標確保航空公司不會過快消耗全球碳預算中的額度；最後，在筆者 2020 年曾經在飛航天氣發表「航空與氣候變遷」的文章提及(楊，2020)，因航空業排放所造成的有效輻射驅動力，還包含氮氧化物、水蒸氣和凝結尾等(Lee et al., 2021)，這些因航空業產生的排放也影響到氣候變化，尚未包含在 LTAG 中。

低碳航空飛行器及燃油效率

實現 2050 年淨零碳排目標需要迅速採取行動。圖 1 顯示了 ICAO 推測未來的可能溫度，假設從 2022 年開始線性減少，2050 年約下降攝氏 1.6 度，如圖 1 的綠色虛線；假設現在到 2049 年持續增長，2050 年突然下降，曲線如紅色虛線，上升幅度到攝氏 2.3 度。圖 2 彩色細線表示許多單位預計的淨零路徑軌跡，並以 2019 年的排放進行標準化，可以從圖中注意到，大多數淨零路徑軌跡圖設定到 2025 年航空業二氧化碳排放達到峰值，隨後將低於 2019 年的排放量(Air Transport Action Group, 2021; Airlines for Europe, 2021; Graver et al.,

2022; Federal Aviation Administration, 2021; Mission possible partnership, 2022)。航空業實現 2050 目標尚需要積極的政策來推動對低碳航空飛行器和其燃料的投資(Graver et al., 2022)。

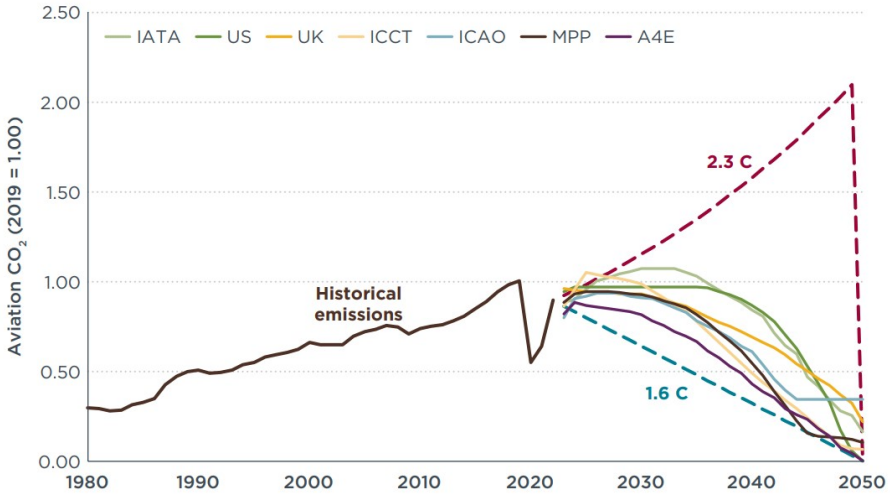


圖 2：1980 年至 2050 年航空業二氧化碳排放量，其中 1980 年至 2022 年為歷史資料，2023 年後為推測路徑軌跡。圖中 IATA 為 International Air Transport Association 國際航空運輸協會、ICCT 為 International Council on Clean Transportation 國際潔淨運輸理事會、MPP 為：Mission possible partnership 可能任務夥伴關係、A4E 為 Airlines for Europe 歐洲航空公司協會。

英國十點計畫

英國是首先制定氣候變遷法的國家，透過有約束力的法律以減少溫室氣體排放，英國在 2021 年 11 月因主辦第 26 屆聯合國氣候變遷大會，希望奠定綠色工業領先全球的基礎，並以身作則領導各會員國儘速採取氣候行動，2020 年 11 月首相 Boris Johnson 在 COP26 前夕發布英國邁向 2050 年的綠色工業革命「十點計畫(10-point plan)」(BEIS, 2020)，希望英國成為全世界潔淨能源技術的先鋒，並於同年 12 月宣布英國將在 2030 年較 1990 年排放減 68%的目標。英國展現對淨零排放的高度企圖心，勢必在航空業碳排放上有所作為，因此在文章的這個段落中，特別介紹英國淨零排放的作為。

在十點計畫中的第 6 點「航空業零排放及綠色船舶」，便是針對航空及海運的淨零排放。英國希望要在未來這一場綠色革命中，讓英國成為空運及海運

技術先鋒且占有領導國際的地位。在航空業的淨零排碳方面主要執行措施包含(Department of Transport, 2022)：

1. 成立 Jet Zero 理事會：Jet Zero 理事會可作為航空業所有相關產業的合作夥伴關係，以加速新航空業淨零排放技術開發和應用，及協助政府制定航空業的淨零策略。

2. 零排放的航空器：包含以下兩項主要的政策方向

(1) 淨零排放航空研發：投入 1,500 萬英鎊於研究，透過航空技術研究院(Aerospace Technology Institute, ATI)進行研究設計與開發零排放飛機相關策略、技術與商業議題，預計淨零排放飛機於 2030 年開始服務。

(2)永續航空燃料：投入 1,500 萬英鎊支持英國生產永續航空燃料；設立 SAF 資訊交流所，使英國能認證新燃料，加速推動 SAF 領域創新，此做法為歐洲首例；在 2025 年前針對 SAF 的規範進行專家諮詢。

(3)支持零排放航空器市場：英國機場的基礎設施升級，以符合淨零排放飛機轉型所需。

英國預估航空及航海業的淨零排放技術可達 120 億英鎊價值，這些措施將使英國能夠生產可持續的航空燃料，鞏固英國航空領域作為世界領導者地位。

結論

在全球國家達成 2050 淨零排放的目標的方向前進時，還是有些問題浮現，例如：發展中國家需要繼續擴大其航空業，而這些國家能獲得低碳技術的機會較少，甚至希望為實現淨零排放預留更多時間，並且認為已開發國家應該首先脫碳，因為它們對歷史上的二氧化碳排放負有更大的責任。另外，ICAO 將輔助發展中國家脫碳的資金，並鼓勵已開發國家和發展中國家合作促進技術和資源的轉讓，而融資來源可能將來自於飛航徵稅(Zheng and Rutherford,

2022)。

ICAO 的提出長期理想目標對航空業來說是一個重大轉變，不過要達成這樣的目標，但仍然需要各國做出承諾，且投資低碳航空器及其燃料技術，刺激航空業解決碳排放量持續增長的問題，而在英國的例子上，可以知道這些措施已經開始發揮作用，並提出實際方法朝向目標前進。

參考資料

楊憶婷，2020，航空與氣候變遷，*飛航天氣*，**34**，1-15。

Airlines for Europe. 2021: Destination 2050: A Route to Net Zero European Aviation. https://www.destination2050.eu/wp-content/uploads/2021/03/Destination2050_Report.pdf

Air Transport Action Group. 2021: Waypoint 2050, https://aviationbenefits.org/media/167417/w2050_v2021_27sept_full.pdf.

BEIS. 2020: The Ten Point Plan for a Green Industrial Revolution-Building Back Better, Supporting Green Jobs, and Accelerating Our Path to Net Zero.

Department for Transport, UK. 2022: Jet Zero Strategy: Delivering Net Zero Aviation by 2050, https://www.gov.uk/government/publications/jet-zero-strategy-delivering-net-zero-aviation-by-2050

Federal Aviation Administration, USA. 2021: Aviation Climate Action Plan, https://www.faa.gov/sites/faa.gov/files/2021-11/Aviation_Climate_Action_Plan.pdf

Graver B., X. S. Zheng, D. Rutherford, Mukhopadhaya Jayant, and Pronk Erik. 2022: Vision 2050- Aligning aviation with the Paris agreement. The International Council on clean transportation, Washington, DC. https://theicct.org/wp-content/uploads/2022/06/Aviation-2050-Report-A4-v6.pdf

ICAO Assembly. 2022a: Consolidated Statement of Continuing ICAO Policies and Practices Related to Environmental Protection-Climate Change. https://www.icao.int/environmental-protection/Documents/Assembly/Resolution_A41-21_Climate_change.pdf

ICAO Assembly. 2022b: Consolidated Statement of Continuing ICAO Policies and Practices Related to Environmental Protection-Carbon Offsetting and Reduction Scheme for International Aviation. https://www.icao.int/environmental-protection/CORSIA/Documents/Resolution_A41-22_CORSIA.pdf.

Le Quéré, C., Jackson, R.B., Jones, M.W. et al. (2020) Temporary reduction in daily global CO_2 emissions during the COVID-19 forced confinement. *Nat. Clim. Chang.* **10**, 647–653. https://doi.org/10.1038/s41558-020-0797-x

Lee, D.S., D. W. Fahey, A. Skowron, M.R. Allen, U. Burkhardt, Q. Chen, S.J. Doherty, S. Freeman, P.M. Forster, J. Fuglestvedt, A. Gettelman, R.R. De León, L.L. Lim, M.T. Lund, R.J. Millar, B. Owen, J.E. Penner, G. Pitari, M.J. Prather, R. Sausen, L.J. Wilcox. 2021: The Contribution of Global Aviation to Anthropogenic Climate Forcing for 2000 to 2018. *Atmospheric Environment*, **244**, 117834. https://reader.elsevier.com/reader/sd/pii/S1352231020305689?token=7688AF011EB68F718CBF265C969C4EC3A081EE08A92DF5D90A1224F9F731FB400ABE4104C10AAA583110F92D22C9F610&originRegion=us-east-1&originCreation=20221028200027.

Mission Possible Partnership. 2022: Making Net-Zero Aviation Possible: An Industry Backed, 1.5C-Aligned Transition Strategy, https://missionpossiblepartnership.org/wp-content/uploads/2022/07/Making-Net-Zero-Aviation-possible.pdf.

Rutherford D. and B. Comer. 2018: The International Maritime Organization’s Initial Greenhouse Gas Strategy. https://theicct.org/publication/the-international-maritime-organizations-initialgreenhouse-gas-strategy/ .

Zheng, S. X. and D. Rutherford. 2022: Aviation Climate Financing Using a Global Frequent Flyer Levy. The International Council on clean transportation, Washington, DC. https://theicct.org/wp-content/uploads/2022/09/global-aviationfrequent-flying-levy-sep22.pdf.

飛航天氣（半年刊）

第四十期

中華民國九十三年四月創刊

本期於中華民國一一二年十月出版

發 行 者：中華航空氣象協會

發 行 人：黃麗君

總 編 輯：于守良

審查委員：王崑洲、蒲金標、李金萬、林博雄、童茂祥

編輯委員：莊清堯、張友忠、藍嘉偉

發行地址：105 臺北市松山區敦化北路三四〇之十號二樓

通訊地址：臺北市郵政四五之七三號信箱

統一編號：15572651

電　　話：(02) 25457107

傳　　真：(03) 3865575

網　　址：www.aeromet.org.tw

E-MAIL ：aeromet100@gmail.com

承　　印：榮星印刷打字文具行

地　　址：臺北市民族東路 701 號

電　　話：(02)27190471

ISSN：2078-9556