

□ 伴隨冬季寒潮爆發之冷鋒過境前後 松山機場氣象條件與天氣現象之合成研究

陳泰然

林銘作

國立台灣大學大氣科學系

民航局氣象中心

(中華民國六十九年十一月四日收件，七十年三月六日修正)

摘 要

本文以最低溫度之變化定義寒潮爆發及寒潮種類。針對 1967 ~ 1977 年間 12 月 ~ 2 月之 22 個伴隨冷鋒過境之寒潮個案，利用台北松山機場地面觀測，板橋或桃園探空資料及中央氣象局、民航局、日本氣象廳之天氣圖，以分析冷鋒過境前後 22 個個案之空間合成結構。並依綜觀天氣形勢將 22 個寒潮分為三類，以分析各類之時間合成結構。發現除溫度外，其餘各項氣象因子或天氣要素包括風、氣壓、露點、相當位溫、霧、霾、能見度、雲幕、降水、垂直風切等在鋒面過境前後均有顯著改變，各類寒潮間亦存在顯著之差異。

一、前 言

有關台灣地區寒潮方面之研究甚多，唯大多數偏重於氣候統計或個案天氣描述，例如王（1970）與鄭（1971）等曾做氣候分類，描述各類型天氣，並統計各類模型與台灣天氣之相關性，徐（1970）、王（1975）、戚（1975）、吳與鄭（1975）、俞（1975, 1976）等亦曾研究有關之統計預報。有關國內寒潮研究可在俞（1978）評介論文得一梗概，而國外方面可由謝與劉（1978）與陳（1979）之評介論文獲得概念。

本文目的在於分析台灣地區寒潮爆發所伴隨冷鋒之中幅度氣象結構與天氣變化，故採用以移動鋒面為準之準拉格藍基座標系統，求取鋒面前後之空間合成結構。並以鋒面通過松山機場之時間為準求取時間合成結構。

二、資料及寒潮定義和分類

為了分析松山機場伴隨寒潮之冷鋒過境前後之氣象條件及所發生天氣之合成結構，故在合成過程所使用之地面資料均以民航局台北氣象台之觀測為主，而高空資料則採用板橋或桃園之探空站觀測。在分析過程所使用的天氣圖則同時參用民航局氣象

中心、中央氣象局及日本氣象廳三單位所繪製者。

高緯冷空氣向低緯地區潰流導致溫度驟降或溫度極低之寒潮爆發的概念雖然由來已久，然而因各地區所在緯度有異及考慮之氣象要素有別，故至今尚未有一致的定義，唯大部份定義都以溫度變化為主。王氏（1978）以台北最高溫度 24 小時下降達 8°C 或最低溫度 $\leq 10^{\circ}\text{C}$ 二個標準為寒潮之定義及強弱分類之依據，任與蔡（1980）以台北最低溫度連續下降兩天（即前後三天）達 4°C 或以上者定義為寒潮。考慮最高溫度或最低溫度之變率為定義寒潮之依據，基本上十分合理，唯因雲量差異影響太陽輻射與晚間地面長波輻射至鉅，故有時不免使定義遭遇困難。

本文目的在於求取寒潮所伴隨冷鋒前後之合成結構，故以冷鋒過境當日（地方時；LST）之最低溫與次日或前一日最低溫之差達 3°C 以上者定義為寒潮。

所分析之時間範圍包括 1967 年 12 月至 1977 年 2 月之 10 個隆冬（12 月 ~ 2 月），選取 22 個伴隨鋒面過境之寒潮個案。分析這 22 個寒潮之最低溫度變化特徵，發現以前後 2 天差異 7°C ， 5°C ， 3°C 做為分類標準似甚合理。快速寒潮為兩日差達 7.1°C 或以上者，中速寒潮為兩日差在 7.0°C

與 5.1°C 之間者，慢速寒潮為兩日差在 5.0°C 與 3.1°C 之間者。

如此，10個隆冬之快速寒潮共計6個，中速寒潮共計10個，慢速寒潮共計6個。

表一為所選22個寒潮個案之鋒面過境時刻與分類。任與蔡(1980)以氣象局所測得台北站最低溫度連續下降48小時，即前後3天，達 4°C 或以上者稱為寒潮， $4^{\circ}\text{C}\sim 5.9^{\circ}\text{C}$ 者為中寒潮， $6^{\circ}\text{C}\sim 7.9^{\circ}\text{C}$ 者為強寒潮， 8°C 或以上者為極強寒潮。由表一可見，所選22個個案中，有20個屬於強或極強寒潮，且快速寒潮均為(或接近)極強寒潮。比較個別快速寒潮之2天與3天之最低溫度差，發現平均差僅約 0.2°C ，亦即強寒潮最低溫度下降主要在鋒面過境前後2天內發生。慢速寒潮則不然，2天與3天之最低溫度差平均為 2.2°C 。此外，有5個個案3天之最低溫度差小於2天之差。此主要乃因松山機場與公園路(台北站)之最低溫度差異視天氣情況而異。

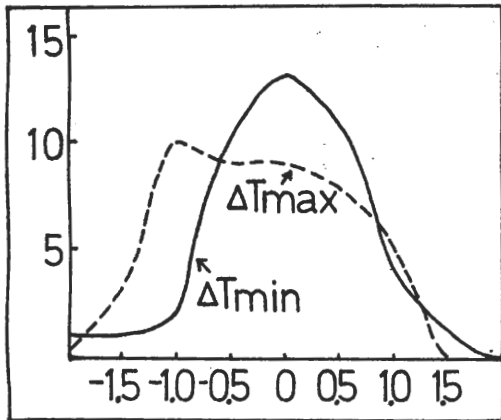


圖1 1967~1977年12月~2月之22個寒潮，松山機場與氣象局(公園路)之最高溫度差(ΔT_{\max})與最低溫度差(ΔT_{\min})之頻率分佈。x軸為溫度差($^{\circ}\text{C}$)，y軸為發生次數。

圖1所示為此22個寒潮最高溫與最低溫兩地彼此差異值之頻率分佈，顯見其間並無系統性差異，最

低溫差異值分佈較近似常態分配。兩者標準差均為 0.7°C ，而最高溫個別差異可達 $\sim 1.5^{\circ}\text{C}$ ，最低溫差異可達 $\sim 2.5^{\circ}\text{C}$ 。

圖2為此三類寒潮冷鋒過境前後各12小時內之氣壓，溫度與露點之合成分佈。鋒面過境後氣壓上升速率以快速寒潮最大，中速寒潮次之，慢速寒潮最小，恰如預期。且快速與中速寒潮之鋒面過境時之氣壓亦如預期，均為相對最低，慢速寒潮氣壓最低則發生於鋒面過境前3~4小時。此外，快速寒潮鋒前氣壓較其他兩類均低，此顯示鋒面前後氣壓梯度力最大，因而風速大，冷空氣平流快，此點亦與快速寒潮之最低溫下降最多一致。鋒前溫度即已下降，此與雲量分布及鋒面過境時刻有關，容後再述，唯鋒後溫度下降速率較鋒前為大，恰如預期。此三類寒潮鋒前溫度下降速率均相近，鋒後則快速與中速寒潮下降速率相近，慢速寒潮較緩。不論鋒前鋒後，露點均以慢速寒潮最高，中速寒潮最低。鋒後以中速寒潮下降最快，慢速寒潮下降最慢。

分析所選22個寒潮個案之地面綜觀天氣形勢，發現它們可歸成I，II，III三類(表二)。圖3

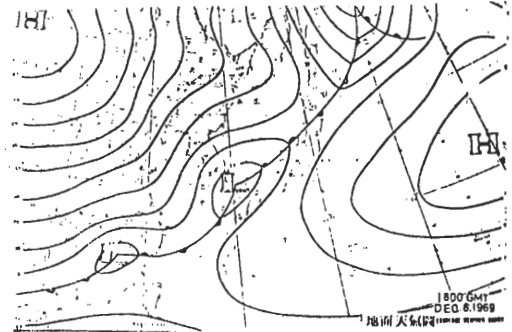


圖3 A. 第I類寒潮爆發範例(1970年12月2日0000 GMT)。

A為第I類範例，其特徵為鄂霍次克海有一非常深澹囚錮氣旋，中心氣壓低於1000 MB甚多，日本海有一發展中之氣旋，冷鋒自此中心向西南延伸至華南。分裂高壓中心位於華北，主中心位於蒙古，高壓前緣等壓線幾乎平行經度線呈南北走向。當冷鋒過境時寒潮爆發。圖3 B為第II類範例，鄂霍次

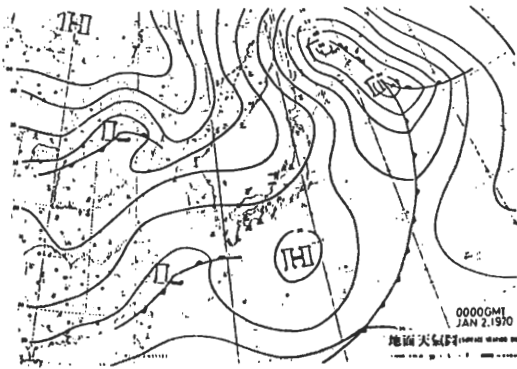


圖 3 B. 第 I 類寒潮爆發範例 (1969 年 12 月 6 日 1800 GMT)。

克海有一中度深槽囚錮氣旋，其中心氣壓接近 1000 MB，發展中之氣旋位於對馬海峽與華南，高壓中心位於西伯利亞與外蒙古之間。其高壓前緣等壓線在高緯度呈南北走向，較低緯度呈東北東—西南西走向，當冷鋒過境時寒潮爆發。圖 3 C 為第 II 類範

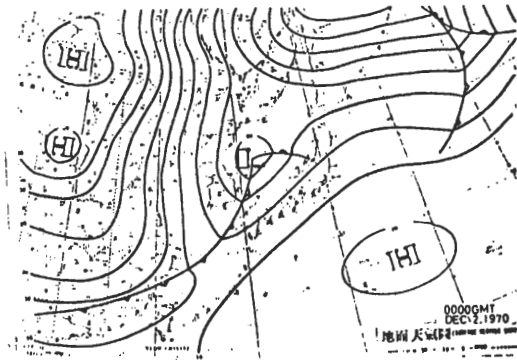


圖 3 C. 第 II 類寒潮爆發範例 (1970 年 1 月 2 日 0000 GMT)。

例，鄂霍次克海有一不甚深澹的囚錮氣旋，其中心氣壓高於 1000MB。初生氣旋位於台灣附近或 30°N 以南之東海及華北。高壓中心遠在西伯利亞。第一道冷鋒過境之後溫度下降但不夠快速，真正寒潮爆發則在第二道鋒面過境後發生。圖 4 為上述三

類寒潮之範例在鋒面過境前後台北松山機場之溫度、氣壓、風及天氣之逐時變化。圖 4 A 為第 I 類寒

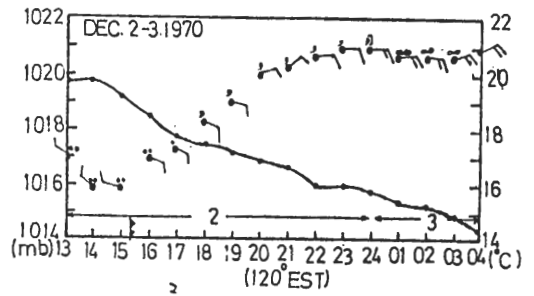


圖 4 A. 伴隨圖 3 A 所示之第 I 類寒潮爆發冷鋒經過松山機場前後之風、氣壓、天氣及溫度逐時 (地方時) 變化。實線表溫度，風所填位置表氣壓數值 (1970 年 12 月 2 ~ 3 日)。

潮個案，鋒面過境時風向從偏西風迅轉為偏東風且逐漸加強。氣壓迅速上升，氣溫持續下降且皆不受日夜變化影響。鋒面過境前後雨勢較大，之後雨勢漸小。圖 4 B 為第 II 類寒潮個案，鋒前處於暖區先

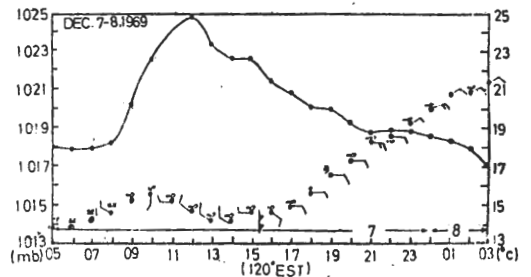


圖 4 B. 同圖 4 A，但為伴隨圖 3 B 之第 II 類寒潮 (1969 年 12 月 7 ~ 8 日)。

是靜風伴隨大霧再發生偏西風伴隨霾，冷鋒過境即刻轉為偏東風並逐漸加強。氣壓迅速上升，並有短暫小雨。另一顯著特徵為冷鋒前太平洋高壓脊控制下之暖區內白天高溫，冷鋒一過氣溫就持續下降。

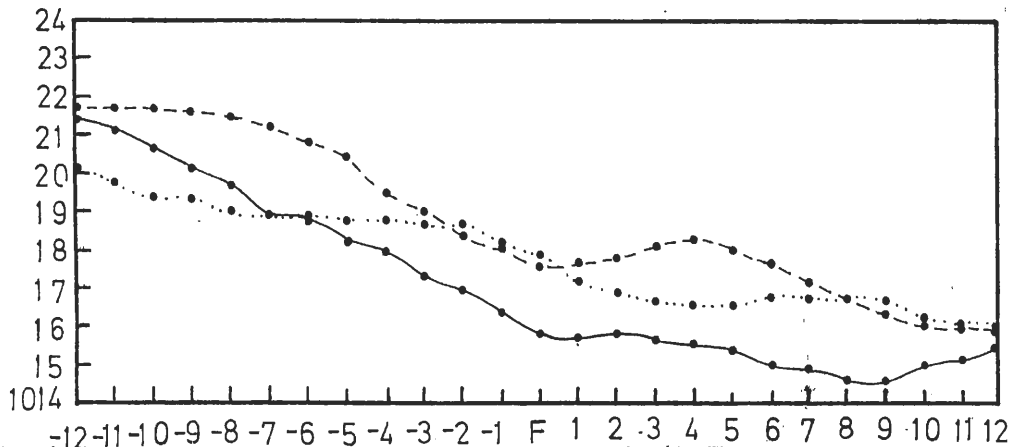


圖 2 A. 鋒面過境前後各 12 小時內，快速（實線）、中速（虛線）與慢速（點線）寒潮之合成氣壓變化。橫座標正（負）值表鋒前（後）時數。

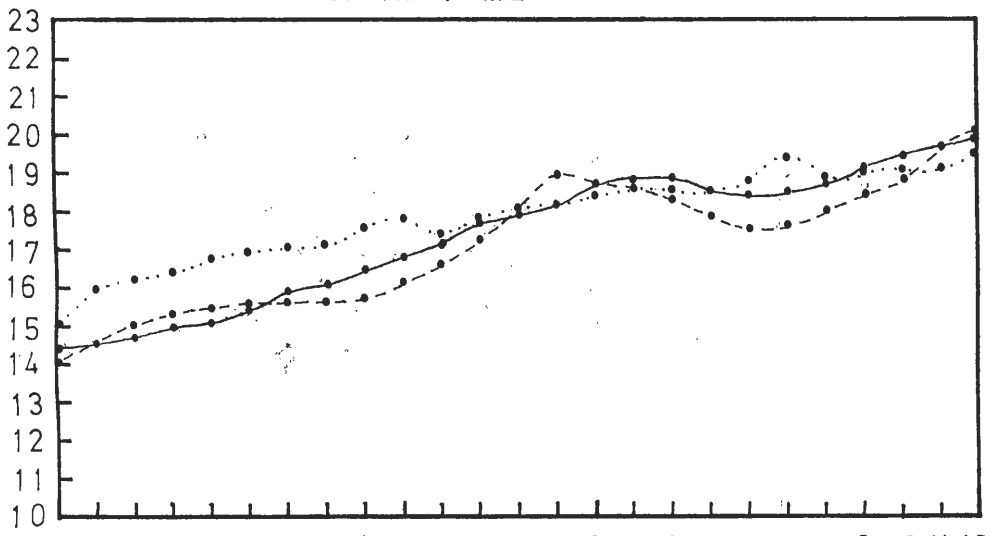


圖 2 B. 同圖 2 A，但為合成溫度。（HR）

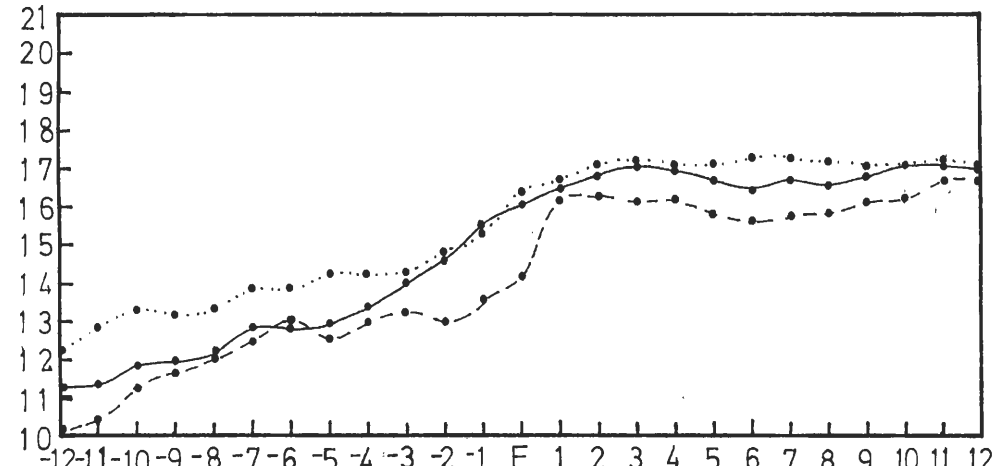


圖 2 C. 同圖 2 A，但為合成露點。（HR）

圖4 C為第Ⅲ類寒潮個案，第一道冷鋒過境前松山機場吹西風，冷鋒過後轉為東風，氣溫驟降且氣壓急速上升，但3~4小時後氣壓與氣溫變化變緩且日夜變化顯著。第二道冷鋒過境，風向未變，仍維持偏東風，但溫度驟降，氣壓上升亦有降水現象，寒潮在第二道鋒面過境後發生。

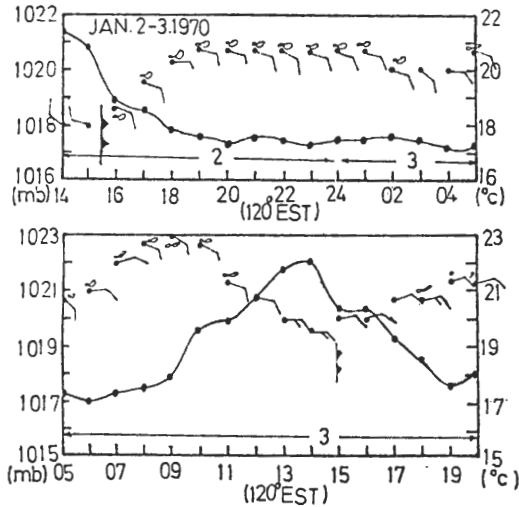


圖4 C. 同圖4 A, 但為伴隨圖3 C之第Ⅲ類寒潮 (1970年1月2~3日)。

上述三類伴隨寒潮之綜觀天氣形勢與前述三種寒潮間雖非為一對一的關係，但其間之關係仍甚密切(表三)。第Ⅰ類有7個伴隨中速及快速寒潮，僅有2個伴隨慢速寒潮。第Ⅱ類則有4個伴隨中速寒潮，僅各有1個伴隨快速及慢速寒潮。第Ⅲ類有6個伴隨中速及慢速寒潮，而僅有1個伴隨快速寒潮。

三、分析結果

(一)冷鋒過境前後之空間合成結構

採用以移動冷鋒為參考標準之準拉格藍基座標系統，將松山機場22個寒潮個案之地面觀測資料，包括：風、氣壓、溫度、露點、雲幕、能見度及板橋或桃園500MB以下探空資料，歸入相對於冷鋒所在位置之適當空間間距內(以1個緯度畫分)，以求取其合成結構。

1 風場

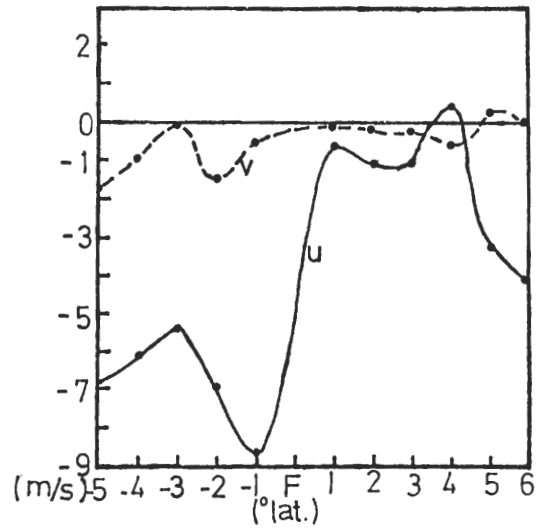


圖5. 1967年12月至1977年2月共22個寒潮個案之東西風(u)與南北風(v)之合成。橫座標正值表鋒前緯度數，負值表鋒後緯度數。

圖5為冷鋒前後東西風(u)與南北風(v)之分佈。不論鋒前、鋒後，除於鋒前4個緯度處出現微弱西風分量外，其餘皆為東風分量。冷鋒過境時東風驟增，從 0.6 m s^{-1} 升至 8.6 m s^{-1} 約增加15倍之多。南北風分量一般較東西風分量微弱，除鋒前5個緯度處出現微弱南風分量外，其餘各處皆屬微弱北風。鋒後北風雖見增強，但仍甚微弱，鋒後2個緯度處之最大北風僅 1.5 m s^{-1} 。顯見，鋒面過境北風與東風均加強，但以東風增加最為顯著，是為冷鋒過境之主要現象。

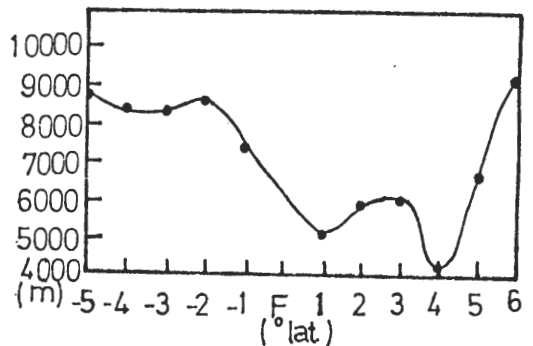


圖6. 同圖5, 但為能見度。

2 能見度

圖 6 為冷鋒前後能見度之分佈情況。鋒前 4 個緯度處之能見度最差僅及 4300 公尺，其次是鋒前一個緯度處為 5100 公尺。冷鋒過境之後能見度即刻轉佳，鋒後 1 個緯度處已增至 7400 公尺，鋒後 5 個緯度處增至 8200 公尺。

3 天氣

圖 7 為發生霧、霾及降水之機率。鋒前 2 個緯度之外降水機會極小，幾接近於零，鋒前 1 個緯度處增至 28%，鋒面過後更增至 51%，約為鋒前降水

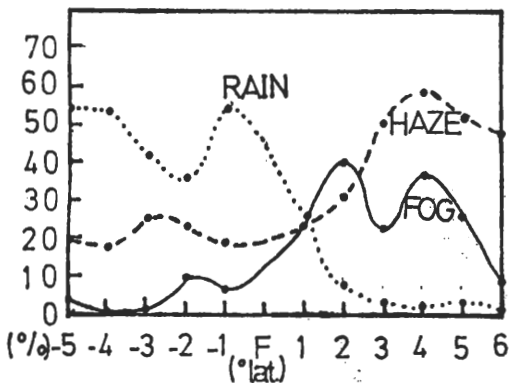


圖 7. 同圖 5，但為霧 (FOG)，霾 (HAZE) 及降水 (RAIN) 之發生機率。

機率之二倍。一般說來，霧之發生機率，鋒前鋒後，鋒前 2 個緯度達最高為 41%，冷鋒過境後，驟降至 5%，僅及鋒前之八分之一，鋒後 3~4 個緯度處出現機率幾乎為零。霾之發生機率分布情況與霧類似，鋒前高，鋒後低，在鋒前 4 個緯度處機率最高達 58%，鋒面靠近時機率逐漸降低至鋒後 1 個緯度處降至最低約 20%，僅及鋒前三分之一。

4 雲幕

圖 8 為雲幕高及發生雲幕之機率分佈。雲幕出現機率在鋒面移近時急速增加，鋒面過後繼續緩慢增加，由鋒前 6 個緯度處的 51% 一直遞增至鋒後 3~4 個緯度之 96%。雲幕高則在鋒面移近時急速下降，鋒面過後繼續緩慢下降，從 6900 呎降到 2000 呎，約降 3.5 倍之多。顯然此兩種分佈十分一致，既當發生雲幕機率較大時，雲幕較低；機率較小時，則雲幕較高。

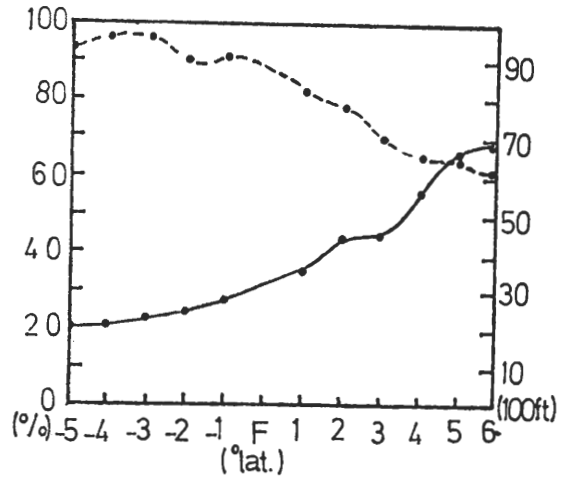


圖 8. 同圖 5，但為雲幕發生機率 (虛線) 及雲幕高 (實線)。

5 氣象要素

圖 9 為氣壓、溫度與露點之分佈。氣壓於鋒前逐漸下降，鋒面過境後急速上升，其斜率顯示鋒後氣壓梯度約為鋒前之 2.5 倍。鋒面接近時氣溫逐漸下降，鋒面過後繼續下降，其下降速率鋒前與鋒後

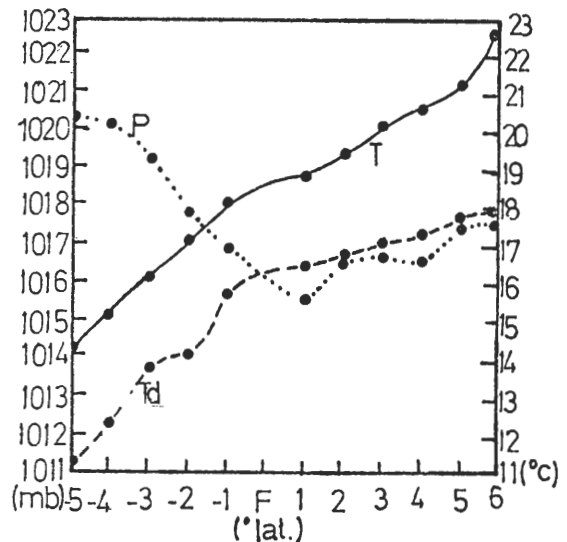


圖 9. 同圖 5，但為氣壓 (P)，溫度 (T) 及露點 (Td)。

幾乎相同，此點十分有趣，似與傳統鋒面定義不符，將於下節再行討論。露點於鋒前緩慢下降，鋒後急速下降，由斜率顯示鋒後梯度約為鋒前之 3 倍。

6. 垂直風切

圖 10 為 500MB 以下之垂直風切分佈。一般而言鋒後垂直風切大於鋒前。鋒前 6 個緯度處之最大風切值 $8 \times 10^{-3} S^{-1}$ 出現在 700MB ~ 850MB 層內，鋒面接近時最大值所在高度升高，鋒面過

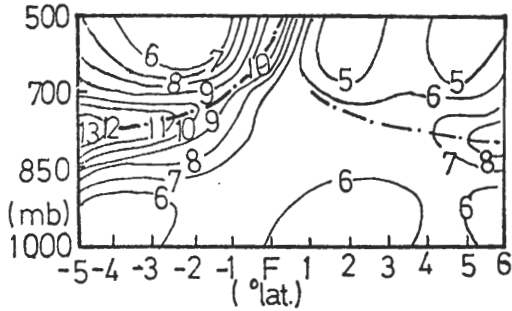


圖10. 同圖 5，但為垂直風切值 $10^{-3} S^{-1}$ 之垂直分佈。粗段點線為最大風切值軸線。

境時達最高，其值在 500MB 為 $10 \times 10^{-3} S^{-1}$ ，鋒面過境後，最大值所在高度下降，在鋒後 5 個緯度處又再度降到 700MB ~ 850MB 層內，其值增至 $13 \times 10^{-3} S^{-1}$ 。近地層之垂直風切變化雖小，但當鋒面經過松山機場時，其風切值亦見增加，從小於 $6 \times 10^{-3} S^{-1}$ 增到大於 $6 \times 10^{-3} S^{-1}$ 。

7. 穩定度

圖 11 為 600MB 以下相當位溫 (θ_e) 垂直剖面分佈。鋒前 4 個緯度之外呈中性穩定，2 至 4 個緯度之間呈微弱之對流不穩定，1 至 2 個緯度之

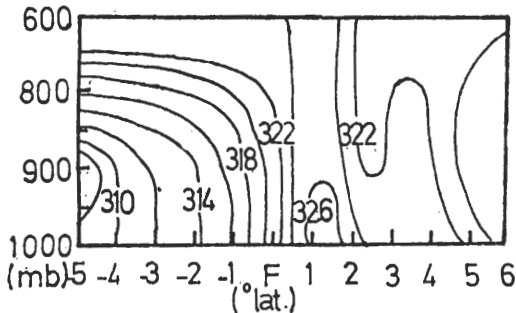


圖11. 同圖 5，但為相當位溫 ($^{\circ}K$) 之垂直結構。間最不穩定，特別是在低層，鋒面接近時又變成中性穩定，此中性穩定層之上限由鋒面過境時之 800MB 降至鋒後 5 個緯度處之 925MB，其上為對流

穩定層。圖 11 又顯示，鋒面所在位置與相當位溫之水平梯度最大處一致。

(二)各類寒潮之時間合成結構

由前節得知鋒面前後各氣象要素與天氣因子之分佈具有顯著之特徵，現將進一步分析具有不同綜觀天氣形勢之三類寒潮在鋒面過境前後之時間合成結構。將松山機場地面觀測資料，包括風、雨、霧及霾等歸入相對於冷鋒過境之適當時間間距內（以 1 小時劃分），以求取合成結構。

1. 風場

圖 12 為東西風分量。第 I，II 類鋒前皆有西風出現，鋒後為東風，而第 III 類不論鋒面前後皆為東風。第 I 類鋒面過境時由 $1mS^{-1}$ 之西風轉為 $4mS^{-1}$ 之東風，東風於鋒後 1 小時達最大，之後逐

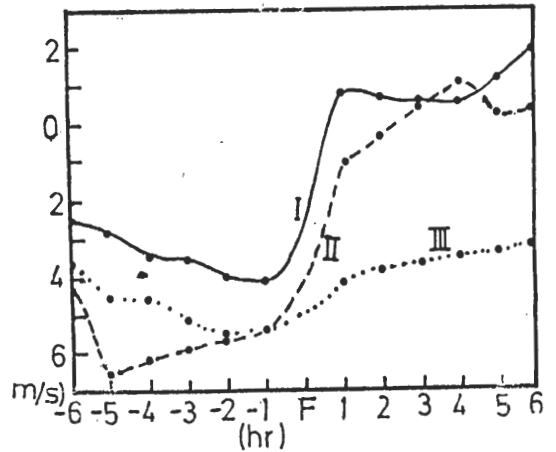


圖12 1967 年 12 月至 1977 年 2 月共 22 個寒潮歸成 I、II、III 類，各類之東西風 (u) 合成。橫座標正值表鋒前小時數，負值表鋒後小時數。

漸減小。第 II 類則在鋒面過境前 2 小時即已由西風轉東風，鋒面過境時東風迅速增強，約增 5 倍，鋒後繼續增加至鋒後 5 小時達最大約 $6.5mS^{-1}$ 。第 III 類鋒前東風緩慢增強，鋒面過境時增強較多，鋒後 2 小時達最大，之後逐漸減小。圖 13 為南北風

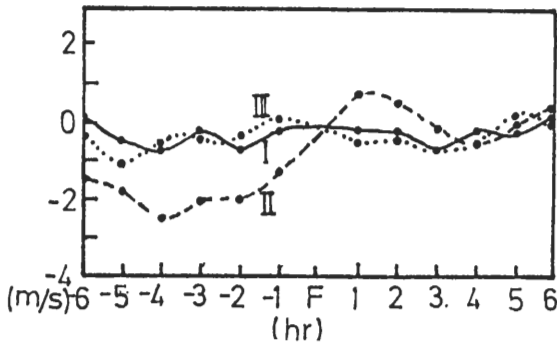


圖 13. 同圖 12, 但為南北風 (v)。

分量。第 I 類與第 III 類相似, 不論鋒前鋒後一般皆有 1 mS^{-1} 之內的微弱北風分量。第 II 類較為特別, 鋒前 1~2 小時有南風分量, 鋒面過境轉為北風, 鋒後北風繼續增強至鋒後 4 小時達最大約 2.5 mS^{-1} , 之後減小。

2 降水

圖 14 為降水機率分佈。第 I 類在鋒前 4 小時之降水機率为零, 鋒面接近時逐漸增加至鋒前 1 小時為 31%, 鋒面過境驟升到 90%, 鋒後減小, 但

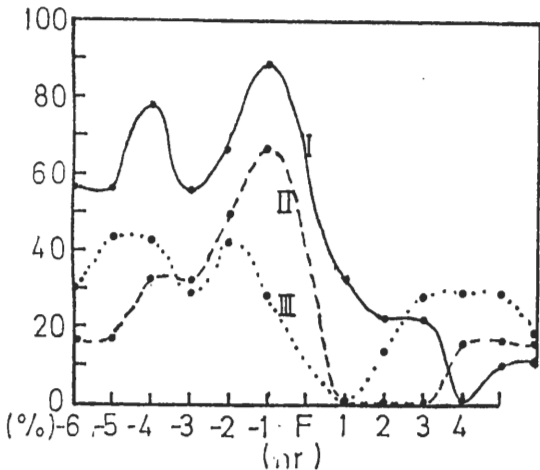


圖 14. 同圖 12, 但為降水機率。

均在 55% 以上。第 II 類從鋒前 3 小時至 1 小時之間降水機率为零, 冷鋒過境升至 70%, 冷鋒過後遞降, 至鋒後 6 小時僅及 15%。第 III 類在鋒前 3~5 小時有一降水機率高峰約 30%, 鋒面接近驟降至鋒前 1 小時之 0% 機率。冷鋒過境急速升高, 在鋒後 2 小時及 4、5 小時呈雙高峰狀約有 45%。鋒面

過後 3 小時, 不論那一類型均出現一相對最低機率。

3 霧霾

圖 15 為霧霾之發生機率分佈。第 I 類與第 II 類相近, 鋒前機率高於鋒後, 且第 II 類除於鋒前 4 小時外, 其他時間之機率均大於第 I 類。第 III 類不

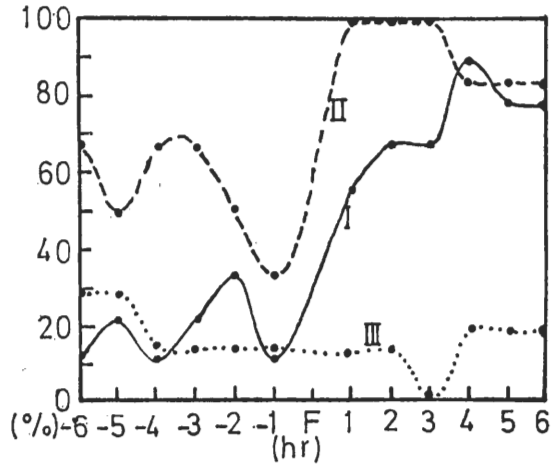


圖 15. 同圖 12, 但為霧霾之發生機率。

論鋒前鋒後之機率均小且變化不大。第 I 類鋒前 4 小時機率最大為 89%, 鋒面接近時急速降低至鋒後 1 小時僅有 10%, 鋒後雖有變化, 唯均在 30% 以下。第 II 類於鋒前 1~3 小時為 100%, 鋒面過境時機率驟降至鋒後 1 小時為 35%, 之後雖有變化但均在 50% 以上。第 III 類除鋒前 3 小時為 0% 外, 其餘時間均在 10~30% 之間, 鋒面過境對於霧霾發生機率並無影響, 鋒前 2 小時至鋒後 4 小時皆在 15% 左右。

四、討 論

由 1967 年~1977 年 10 個隆冬 (12~2 月) 所發生 22 次伴隨冷鋒過境之寒潮爆發個案之合成結構得知, 這類冷鋒在台北松山機場之過境可由風場、氣壓與露點之變化來定義, 而經常被用來定義鋒面之溫度在此却不適用。圖 9 之鋒前與鋒後溫度變率幾乎相同, 此點可能歸因於兩個因素。第一, 若鋒面過境發生於氣溫日夜變化之降溫期 (例如圖 4), 則在鋒前氣溫已在下降。表四顯示有一半以上鋒面發生在此降溫期。第二, 松山機場之雲霧發生機率 (圖 8) 在鋒前 6 個緯度處即已大於 60%,

若以冷鋒平均移速 30 節計算，鋒前 6 個緯度約在冷鋒過境前 12 小時。鋒面接近時呈線性增加至過境時已高達 90%。因此，即使鋒面過境發生於氣溫日變化之升溫期，雲幕亦將阻隔太陽輻射而抑制氣溫上升。因而若由傳統觀點以氣溫之變化來定義台北之鋒面過境，實在相當困難。風場、氣壓與露點等却是用來定義鋒面非常合理且實用之氣象因子。鋒面過境這些因子驟變，東風加強為鋒前 15 倍，氣壓梯度增加為 2.5 倍，露點梯度增加為 3 倍。過境期間，水平相當位溫梯度亦增加，此主要乃因氣壓急速上升，溫度、露點下降之故。鋒面過境亦伴隨顯著的天氣現象。過境前後各 1 個緯度內降水機率增加 1 倍，霧與霾之發生機率鋒後驟降，分別約僅及鋒前之八分之一及三分之一。此外能見度亦顯著增加，鋒面前後各 1 個緯度內由 5 公里增至 7.5 公里。

比較能見度（圖 6）與東西風分量（圖 5），發現它們在鋒前有極佳之正相關。當東風大時能見度佳，東風小時能見度差，吹西風時能見度最差（鋒前 4 個緯度處）。能見度好壞乃取決於霧霾之有無，圖 7 所示霧霾發生機率與能見度大小之觀測十分一致，成負相關。由圖 11 可知鋒前較鋒後不穩定，但鋒前能見度却差於鋒後。顯然，此時能見度之好壞與霧霾之有無並非受對流亂流之控制而受機械亂流與水平平流之主宰。此點恰與風場觀測值一致。當風大時，水平平流與機械亂流作用阻止霧霾之產生而增加能見度，鋒前 4 個緯度處之東風分量最弱，故能見度最差。此外有西風分量時松山機場在台北市區之下游，空氣污染物之增加勢將增加霧霾之發生機率而降低能見度。

陳氏等（1980）在東北季風影響下台灣北部地區異常降水之個案分析裡發現，穩定層在 700 MB 以下雖然限制雲之垂直發展但仍可導致強烈降水。本文 22 個個案之合成結果亦顯示鋒面過後之降水機率驟增（圖 7）而穩定層分布於 900 ~ 700 MB 間，顯然寒潮爆發時之鋒後降水亦屬中低雲之淺發展。鋒前雖較鋒後不穩定（圖 11），但降水機率却幾近於零，顯然此時大氣之垂直穩定度並非導致降水之主要因素。

比較圖 10 與圖 11，發現鋒後最大風切層與穩定層十分一致，此為發生 CAT（晴空亂流）之有利條件（參見陳 1980）。以飛航安全觀點來看，

鋒後能見度雖然改善，但垂直風切增大，CAT 發生機率增大，且雲幕高降低及發生機率增高均較不利于飛機之起降。

以綜觀天氣形勢將 22 個寒潮分成第 I、II、III 類。圖 11 所示，第 III 類不論在鋒前鋒後均為東風，因為此類寒潮在第二道鋒面過境後發生，而在第一道冷鋒後，台北即盛行東北風（參見圖 4 C）。第 I、II 類東西風分量分布很相近。鋒前 3 ~ 6 小時兩類均為西風，鋒前 1 ~ 2 小時第 I 類仍維持西風，但第 II 類已轉為東風並有南風分量（圖 13）。鋒面過境後第 I、II 類東風驟增，第 III 類增加速率較小。三類中以第 II 類之東風在鋒後最大，此點與圖 3 所示第 II 類南北氣壓梯度力最大者一致。由 u 、 v 分量得知第 I 類鋒前為西北風，鋒後轉東北風，第 II 類鋒前 3 小時之外吹西北風，2 小時之內轉為東南風，鋒後再轉東北風，第 III 類則鋒前鋒後均吹東北風。

鋒前降水機率小，均在 30% 以下，鋒面過境後率急速增大，鋒過後 3 小時內之機率為 $I > II > III$ ，第 I 類在鋒後 1 小時可高達 90%。如圖 3 所示，鋒後到達台北之氣塊經過海上路程之長短為 $I < II < III$ 。因此台北降水機率大小顯然並非受氣塊路徑之海陸差異所控制。第 I、II 類之鋒前暖區在熱帶海洋性氣團控制之下，故霧霾之發生機率很高，第 II 類高達 100%。表五為所選 22 個寒潮個案內所發生濃霧（能見度 < 800 公尺）之 4 個個案，顯見有 3 個發生在第 I、II 類的海洋性氣團內，僅有 1 個發生在第 I 類之東北風情況下，除鋒前 4 小時外，不論鋒前鋒後，第 II 類發生機率均大於第 I 類。第 III 類鋒面前後均在東北風控制下，機率一般均較第 I、II 類為小。

五、總 結

本文以鋒面過境當天與前後一天之最低溫度差來定義寒潮與分類，並利用 1967 年 ~ 1977 年 10 個隆冬（12 月 ~ 2 月）台北松山機場之地面觀測資料，以確定伴隨冷鋒過境之寒潮爆發個案，發現此 10 年計有 22 個。除利用松山機場之地面觀測之外，亦利用板橋或桃園探空觀測及中央氣象局，民航局及日本氣象廳之天氣圖，針對此 22 個個案進行相對於鋒面之空間合成分析，並將 22 個個案分成三種綜觀天氣類型，再進行相對於鋒面之時

間合成分析，以了解冷鋒過境前後各氣象要素與天氣因子之分佈結構及變化，結果可歸納如下：

1 台北松山機場之冷鋒過境宜由風、氣壓及露點之變化來定義，而不宜以傳統所用之溫度變化定義。冷鋒過境東風向量加強為鋒前 15 倍；氣壓急速上升使梯度為鋒前之 2.5 倍；露點下降使梯度為鋒前之 3 倍；溫度變率鋒面前後並無差別。

2 霧與霾發生機率鋒前分別為鋒後之 8 倍與 3 倍。鋒面過境能見度改善，主要乃因東北風強盛提供有效的水平平流及機械亂流作用以抑制霧霾之發生。

3 降水機率鋒後大於鋒前，且雲為淺發展型之中低雲，而大氣穩定度並非決定降水與否之重要因素。

4 鋒後雖水平能見度改善，但垂直風切增大，CAT 發生機率增大，且雲幕發生機率增高，雲幕高度降低。

5 第 I 類寒潮鋒前吹西北風，鋒後轉東北風；第 II 類鋒前 3 小時之外吹西北風，鋒前 2 小時內轉東南風，鋒面過境再轉東北風；第 III 類則鋒面前後均吹東北風。

6 鋒後降水機率大小為 $I > II > III$ ，但抵達台北之氣塊經過海上路徑之長短為 $I < II < III$ 。顯示降水機率大小主要並非由氣塊路徑之海陸差異來決定。

7 霧與霾之發生機率不論鋒前鋒後，一般為 $II > I > III$ ，且鋒前大於鋒後。

8 松山機場與公園路所觀測到的最高與最低氣溫並無系統性差異，其差異幾成常態分配。

六、致 謝

我們感謝林玉華女士及中央氣象局蕭長庚先生與民航局莊瑞華先生在百忙中協助搜集、整理及計算部份資料，並感謝中央氣象局任立渝先生在本研究個案選擇所提供的協助與建議。

參 考 文 獻

- 王時鼎，1970：台灣區域冬半年連續三至六天惡劣天氣型研究。氣象學報，16,2,18-31。
———，1975 環流指標與自然週期法對台灣冷

季長期天氣預報之綜合應用。氣象預報與分析，65,1-26。

王崇岳，1978：台灣寒潮分析與預報。台灣地區災變天氣研討會論文彙編，國科會，85-103。

任立渝、蔡清彥，1980：台灣地區寒潮之合成天氣型式。國立台灣大學大氣科學系研究報告，WMS-02 號，42 頁。

吳宗堯、鄭 俠，1975：中期預報之冬季高空大天氣型。氣象學報，21,4,7-18。

俞家忠，1975：冷季移動性高壓路徑及強度客觀預報。氣象預報與分析，64,13-31。

———，1976：冷季氣壓系統與台灣天氣客觀預報之研究——低壓部份。天氣預報與分析，69,21-34。

———，1978：近年來國內寒潮研究之評介。台灣地區災變天氣研討會論文彙編，國科會，69-81。

陳泰然，1979：東海氣團變性實驗 (AMTEX) 之科學成就。氣象預報與分析，80,10-21。

———，1980：晴空亂流之診斷分析與研究。大氣亂流與飛航安全研討會論文彙編，民航局，317-342。

———，李金萬、劉廣英，1980：東北季風影響下台灣北部異常降水之個案研究。大氣科學，7,73-84。

徐晉淮，1970：台灣地區低溫預報之研究。氣象學報，16,3,29-35。

戚啟勳，1975：中期預報之冬季地面大天氣型。研究發展月刊，3,10,46-62。

鄭邦傑，1971：台灣冬季持續性惡劣天候之研究。氣象學報，17,4,18-54。

謝信良、劉廣英，1978：近年來國外寒潮研究之評介。台灣在區災變天氣研討會論文彙編，國科會，82-84。

表一 1967—1977年隆冬(12月—2月)22個伴隨冷鋒過境之寒潮分類。

類別	分類標準 (鋒面過境前後 2天最低溫差)	鋒面過境時間	松山機場前後 2天最低溫差 (°C)	氣象局公園路前 後3天最低溫差 (°C)	任與蔡(1980) 之寒潮分類
快速 寒潮	$\Delta T \geq 7.1^\circ\text{C}$	(1) 1970, 1, 29 2200 LST	8.4	9.8	極強
		(2) 1976, 12, 25 1300 LST	8.4	8.1	極強
		(3) 1972, 12, 28 0800 LST	8.3	8.2	極強
		(4) 1974, 12, 17 2400 LST	8.3	7.8	強
		(5) 1969, 2, 4 0600 LST	7.9	8.0	極強
		(6) 1968, 12, 14 1300 LST	7.6	8.1	極強
中速 寒潮	$7.0^\circ\text{C} \geq \Delta T \geq 5.1^\circ\text{C}$	(1) 1975, 12, 20 1300 LST	7.0	7.5	強
		(2) 1973, 12, 21 1300 LST	7.0	5.5	中
		(3) 1968, 12, 21 0400 LST	6.9	6.2	強
		(4) 1972, 12, 12 0300 LST	6.6	6.7	強
		(5) 1969, 12, 7 1600 LST	6.3	9.0	極強
		(6) 1968, 12, 31 1400 LST	6.1	6.6	強
		(7) 1976, 2, 29 0200 LST	5.7	8.4	極強
		(8) 1975, 2, 7 0100 LST	5.5	6.5	強
		(9) 1972, 2, 26 1400 LST	5.2	6.5	強
		(10) 1967, 12, 26 1400 LST	5.1	6.7	強
慢速 寒潮	$5.0^\circ\text{C} \geq \Delta T \geq 3.1^\circ\text{C}$	(1) 1970, 1, 4 0900 LST	5.0	6.8	強
		(2) 1971, 1, 20 1000 LST	5.0	7.4	強
		(3) 1974, 12, 3 0700 LST	3.8	6.2	強
		(4) 1970, 12, 2 1700 LST	3.5	3.8	/
		(5) 1974, 2, 23 0500 LST	3.2	6.9	強
		(6) 1975, 12, 27 0300 LST	3.1	6.6	強

表三 1967~1977年隆冬(12~2月)22個寒潮個案之綜觀天氣類型與寒潮分類之關係

寒潮分類	綜觀類型		總數
	I 類	II 類	
快速寒潮	4	1	6
中速寒潮	3	4	10
慢速寒潮	2	1	6
總數	9	6	22

表四 1967~1977年隆冬(12月~2月)22個寒潮爆發前緣冷鋒過境之時間(地方時)分佈

過境時間	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
個數	0	0	3	0	0	0	0	0	2	2	1	1	2	5	2	1	0	0	0	0	1	0	0	2
百分比(%)	0	0	13.7	0	0	0	0	0	9.1	9.1	4.5	4.5	9.1	22.8	9.1	4.5	0	0	0	0	4.5	0	0	9.1

表五 1967~1977年隆冬(12月~2月)22個寒潮個案影響飛機起降之濃霧(能見度<800M)

鋒前距離	2 個 緯 度	4 個 緯 度			
出現時刻	1968年12月29日 2005 Z	1968年12月19日 2302 Z	1968年12月28日 2222 Z	1974年12月1日 2305 Z	1976年2月27日 0220 Z~0300 Z
持續時數	1	1	1	1	6
綜觀類型	II	I	II	I	I

**A Composite Study of Meteorological Conditions and
Weather Phenomena at Taipei Airport during the Cold Front
Passage Associated with Winter Cold Air Outbreaks**

Tai-Jen George Chen
Dept. of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

Kevin M. T. Lin
Taipei Aviation Meteorological Center
C C A A

ABSTRACT

Twenty-two cases of cold air outbreaks accompanying cold-front passage, as defined by the changes of minimum temperature, are chosen during the period of December-February, 1967-1977. Data employed include surface observations at Taipei Airport, upper air observations at Taipei or Taoyuan and weather maps of Chinese Central Weather Bureau, Chinese Civil Aeronautics Administration and Japan Meteorological Agency. Data of these 22 cases are composited at various distances with respect to the moving cold front. Also, 22 cases are divided into three categories based on the synoptic situations. Time composites are made with respect to the frontal passage at Taipei Airport for each category. Results show that there are significant differences ahead and behind the front for all the meteorological factors and weather elements except temperature. Remarkable differences also exist among three categories of cold air outbreaks.