

台灣南部地區冬春濃霧之研究

祝鴻鵬

曾憲瑗 簡慶芳 陳紹成

民航局飛航服務總台

摘要

台灣四面環海，西部地區大部份屬平原，由於此一近海的特殊地理環境，每於冬春之際，亦即11月至次年3月之間西南部地區極易形成濃霧，因濃霧所引起的低能見度，也就無可避免會影響到空中，海上及陸地的交通安全。

經過本文的探究，我們對於台灣西南部地區的濃霧獲有下述幾點認識：

年中濃霧大多在12月發生，時間則以上午5～7時是最易發生。經統計得出一般年中濃霧發生之頻率，有由嘉義向南，亦即、次台南，再高雄遞減之趨勢。

平流輻射霧為引起低能見度最主要的原因；通常從地面天氣圖(1200 UTC)來看，有兩種最佳之情形發生濃霧：

A、當一高壓中心位於黃海區域附近，本區氣壓梯度不大時；

B、當華南地區($27^{\circ} \sim 28^{\circ}$ N, 117° E ~ 119° E)有一低壓存在並且形成鋒面時。

再則，在1200 UTC時，當地（嘉義、台南及高雄）能見度在6,000公尺，相對濕度在80%時，亦有最大之機會出現濃霧。

一、前 言

「霧」為影響飛行、航海與陸上行車安全之重要因素。以航空安全而言，常有許多班機因霧而無法按預定飛行時間起降甚或失事。以公路安全而言，我國的中山高速公路自民國68年累計至民國72年共有重大事故2032次，其中霧天發生者佔55.6%，且其中曾有多次係屬於連環車禍（林鳳嵩，1986），可見霧對於人們生活影響之重要性。

霧之種類甚多，生成原因也不盡相同，以天氣學觀點而言，一般將霧分為「氣團霧」與「鋒面霧」兩大類；其中氣團霧包括常見之輻射霧、平流霧、平流輻射霧等。而鋒面霧包括鋒前霧、鋒後霧、鋒際霧等。以霧之生成原因分，可簡單歸類有輻射、平流、蒸發、混合及冷空氣沉降等數種作用或原因。一般常見之霧，常由上述原因中兩種或兩種以上之作用綜合而成。

根據過去之研究，一般咸認為霧形成之有利條件包括：

- 1.夜間地面輻射效應強。
- 2.近地層風速微弱。
- 3.相對濕度高。
- 4.空氣中有足夠的固體懸浮微粒（Particulates）——以形成吸水性凝結核。
- 5.近地層有強逆溫層。

台灣為一海島型氣候島嶼，水汽供應相當充沛，水汽分子凝結所須之凝結核鹽粒豐富，相對濕度亦高；並且台灣西南部為一廣大之平原，對於夜間地面輻射有良好之效果，所以本省西南部地區成霧之條件十分有利。

每年的冬、春之際，約當11月～3月之間，廣大的西南平原上極易生成濃霧。濃霧為所有氣象因

素中影響能見度最大者，並且易肇事故，過去研究台灣地區之低能見度或霧之相關報告並不少。有用統計資料來歸類者，如，俞（1980），林等（1981），及劉等（1985）；亦有用客觀分析以求應用者，如李等（1978），郭（1978，1981，1982），林等（1982）；亦有以地面風速與混合層高度之乘積值作為通風因子為預報者，如簡（1986），均在不同的研究領域內，各自有所心得。本文乃繼去年「台灣中北部地區春間濃霧之研究」一文之後續研究，以嘉義以南至屏東之本省西南部地區為主要的研究範圍，希望藉由研究上的認知，以期對本省西南部之濃霧有進一步之認識，並進而能事先做好預報的準備，以節省因濃霧所帶來在人力、物力上的損失與困擾。

二、研究目的：

台灣屬於海島型氣候的區域，土地面積狹小，中部有中央山脈分隔東西，同時台灣北部多丘陵台地，而西南部則為一廣大之平原。因此台灣各地區生成霧之時間及原因並不相同。一般說來，東部霧少而西部霧多（俞，1980），而西南部與西北部成霧之原因、時間與持續時間之長短，亦不盡相同。同時本省西南部地區平原廣大，物產豐饒，人煙聚集，交通運輸往來頻繁，因此不管空中交通或地面運輸，對於影響安全之重大要素——濃霧，亦十分重視。

每年的十一月開始至次年的三月止（約當秋末冬初至次年的冬末春初），是台灣西南部地區最易形成濃霧的季節，此可由過去的統計資料看出（林等，1981）。為了對此一地區冬春之濃霧做進一步的瞭解與掌握，我們希望：

1. 歸納整理台灣西南部地區冬春之際發生濃霧之天氣型態與類別研究。
2. 嘗試製作簡易可行的預報模式以利實用之目標，俾對西南部地區濃霧之預報有所幫助。

三、研究過程：

1. 台灣西南部地區之地形特性：

台灣係一狹長形島嶼，中有高聳之中央山脈南北互峙，而島之西南部為一廣闊之平原區，自嘉義以南之臺南、高雄，而屏東；此一西南平原東依中央山脈，西臨台灣海峽，海陸效應顯著。同時台灣海峽北方為具有強烈溫度梯度之海面（圖1，見祝等，1987），變性之暖氣團流經其上平流冷卻容易產生濃霧。

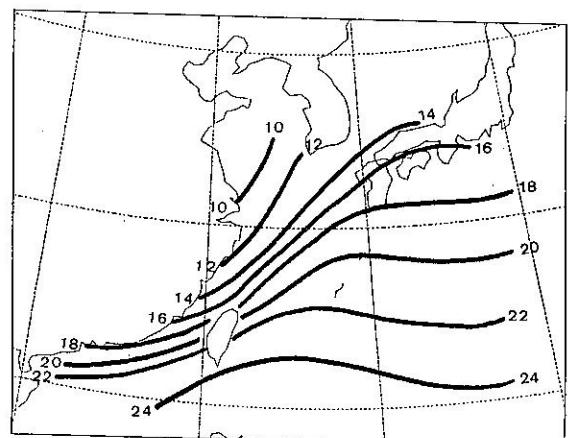


圖 1. 台灣附近洋面三月平均海水溫度 (°C) 圖

又中央山脈因成東北西南走向，因此盛行之東來風氣流大都受阻於中央山脈，於西南部平原易形成誘導性之低壓。此時如有東來變性之暖氣流，其濕度原已相當高，再流往台灣海峽北端之較冷海面後，空氣能量往下傳，而使氣溫再降，亦易造成西南平原濃霧之有利條件。另外，廣大平坦之陸地，在雲量稀少的夜裡容易輻射冷卻，亦容易使空氣飽和而發生濃霧。

2. 資料來源與檔案之建立

本文之研究資料係採用民國68年11月～76年3月，嘉義、臺南、高雄三地測站，能見度低於1,000公尺以下者之地面觀測資料。其中嘉義、臺南二測站係以空軍測站資料為主，而高雄測站資料則採用民用航空局高雄機場之地面氣象觀測資料。原想增列空軍屏東測站之資料，但以屏東測站在此期間內發生濃霧之次數太少（只有4次），只好放棄採用。至於探空資料則採用空軍東港測站（46747）之資料為準。而地面圖之天氣型態方面，

則依民用航空局氣象中心分析圖為主。

3. 與霧有關之氣象要素：

(1)能見度：能見度乃標示霧之大小最重要的指標。普通氣象台所指之能見度，是指盛行能見度而言。一般在測量能見度時，均有目標物或鑑定物作為距離之參考。因霧可影響能見度之好壞，故霧與能見度具有密切之關係，我們一般說明霧之大小濃淡時，亦以能見度作為判斷之依據。

依氣象學上之定義（見戚，1971），以能見度之大小而言，當水平能見度在200公尺以內者，我們稱之為濃霧（Dense Fog）；水平能見度不足半公里者，稱之為大霧（Heavy Fog），當水平能見度在1公里及以上時，我們稱之為靄（Mist）或輕霧（Light Fog），由以上之定義可知，霧與靄之區分，以及一般之霧、大霧與濃霧等程度上之區分，均以能見度之大小為區分指標。

基於事實上之需求，本研究報告所稱之濃霧，泛指能見度在1,000公尺以下者為訴求指標，與上述一般氣象學上之定義，略有不同。

(2)濕度：濕度與能見度具有密切之關係，由經驗告訴我們：在空氣乾燥的時候，通常能見度良好，視野千里；而當空氣較為潮濕之時，能見度則轉趨惡劣。濕度又與溫度露點差有關，即溫度露點差愈小，濕度愈大，也愈易形成小的懸浮水滴，有利於霧之形成。而根據霧之定義：當地面能見度低於1,000公尺，其空氣之溫度露點差在4°F(2.2°C)以內時稱之霧，此時空氣中的相對濕度甚大，已高於百分之八十五以上。

(3)風：風包括風向與風速兩種，俱對於霧之生成或消散有相當大的影響。以風向言，風向之變化因各觀測台所在之地理位置不同，受地形之影響也較大，故各地發生霧時之風向

分布並不一致。平流霧常受水平風之推移，故在易生成平流霧之地區，風之來向甚為重要。以風速言，夜間地面長波輻射所形成之輻射霧易被強風吹散，故形成輻射霧時風力大都都很小（約在5 KT或以下）；風向大都不穩定，故霧之發生與風速甚小時之風向似無太大之關係。

(4)雲量：雲量對霧之形成亦有相當大影響，晴朗無雲之夜，易生輻射霧。但暖空氣穿越冷區之上而形成平流霧時，却常伴隨低垂之雲霧。

4. 簡易預報方程式之製作：

由於霧是中尺度或小尺度現象，由綜觀天氣圖來看並不容易掌握而作正確之預報。而若欲建立精確之模式來作精確之預報，却由於對霧之物理性質不夠了解，以及資料之不足（觀測網不夠密），目前而言，尚無法作如此之預報方式。因而本文除以天氣圖等資料作主觀之預報，並嘗試以簡易之客觀預報法，提供迅速有效之預報。

由於高雄機場測站屬民航局氣象中心，資料蒐集容易，且較為齊全，故本文之客觀預報法乃取用高雄機場之資料。年限為自民國68年11月～76年3月（每年的11、12、1、2、3等5個月份），由統計資料知高雄機場0700L之霧時最長，故本文取0700L能見度為預報之目標；預報因子則選用前一日2000L觀測資料中與預報目標較大相關之氣象因子組成一預報模式：

VS_{12} ：前一日2000L的能見度(m)。

WS_{12} ：前一日2000L的風速(KT)

RH_{12} ：前一日2000L的相對濕度(%)

將上述三項預報因子與預報目標組成下式：

$$VS_7 = 500 + C_1 (WS_{12} - 5) + C_2 ($$

$$VS_{12} - 6200) + C_3 (83 - RH_{12}) \quad (1)$$

上式中之係數：

$500 : 0700L$ 能見度在1000m以下(<1000m)之8年平均值。

$5 : \text{前一日 } 2000L$ 能見度在1000m以下(<1000m)之風速平均值。

6200：前一日 2000 L 之能見度平均值（指發生濃霧之前一日）

83：發生濃霧之前一日 2000 L 相對濕度之平均值。

再將 8 年內 0700 L 時能見度小於 1,000 公尺之觀測記錄分成三組：

① $VIS < 300 \text{ m}$

② $300 \text{ m} \leq VIS < 500 \text{ m}$

③ $500 \text{ m} \leq VIS < 1,000 \text{ m}$

並將這三組中前一日 2000 L 上述資料平均值代入(1)式，可得下列三式組成之聯立方程式：

$$\left\{ \begin{array}{l} VS_7 = 500 + C_1 (4 - 5) + C_2 (6000 - 6200) \\ \quad + C_3 (83 - 85) \end{array} \right.$$

$$\left\{ \begin{array}{l} VS_7 = 500 + C_1 (4 - 5) + C_2 (6400 - 6200) \\ \quad + C_3 (83 - 82) \end{array} \right.$$

$$\left\{ \begin{array}{l} VS_7 = 500 + C_1 (5 - 5) + C_2 (6200 - 6200) \\ \quad + C_3 (83 - 82) \end{array} \right.$$

求上述聯立方程式中 C_1 , C_2 , C_3 三係數之值

$$\left\{ \begin{array}{l} VS_7 = 500 - C_1 - 200 C_2 - 2 C_3 \end{array} \right.$$

$$\Rightarrow \left\{ \begin{array}{l} VS_7 = 500 - C_1 + 200 C_2 + C_3 \end{array} \right.$$

$$\left\{ \begin{array}{l} VS_7 = 500 + C_3 \end{array} \right.$$

$$\left\{ \begin{array}{l} 180 = 500 - C_1 - 200 C_2 - 2 C_3 \end{array} \right.$$

$$\Rightarrow \left\{ \begin{array}{l} 410 = 500 - C_1 + 200 C_2 + C_3 \end{array} \right.$$

$$\left\{ \begin{array}{l} 820 = 500 - C_3 \end{array} \right.$$

180：實際觀測值為 $VS_7 < 300$ 之平均值

410：實際觀測值為 $300 \leq VS_7 < 500$ 之平均值。

820：實際觀測值為 $500 \leq VS_7 < 1000$ 之平均值。

求出 $C_1 = 45$, $C_2 = -1.825$, $C_3 = 320$

代入(1)式，得出預報方程式

$$VS_7 = 38150 + 45WS_{12} - 1.825 VS_{12} - 320 RH_{12} \quad (2)$$

四、結果與討論

1. 台灣南部地區冬春間濃霧之時間性分佈：

(1)就生成月份而言：

從民國 68 年 11 月至 76 年 3 月，我們把能見度低

於 1000 公尺以下發生霧之時數（扣除降水），製成表一如下：

由表一可知，就空間性分佈而言，霧之生成時數以嘉義最多，次為台南、高雄最少，並且台南測站霧之生成時數不及嘉義之半。可見就發生頻率言，濃霧之生成是由嘉義往南遞減的。

表一：民國 68 年 11 月～76 年 3 月能見度低於 1,000 公尺之嘉義、台南、高雄三測站時數統計表

測站	月份	NOV.	DEC.	JAN.	FEB.	MAR.	總時數
嘉義	94	210	118	103	205	730	
台南	45	88	52	39	122	346	
高雄	37	49	55	58	28	227	
總計	176	347	225	200	355	1303	

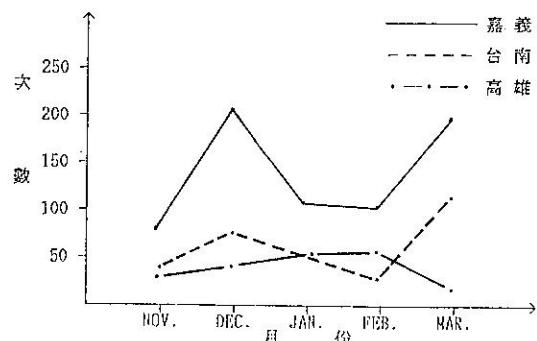


圖 2. 民國 68 年 11 月～76 年 3 月南部地區能見度低於 1,000 公尺統計圖。

就生成月份言，嘉義與台南有兩個高峯，一在 12 月，另一在 3 月，而高雄則集中在 2、3 月中，由圖 2 可以看得更清楚。

(2)就生成時間言：

由表二、表三、表四及圖 3，我們很清楚的看

出：任何測站均以早晨 7 時（地方時）生成濃霧的機會最多，並且從清晨 5 時左右，成霧次數突增，而過了早晨 8 時，生成次數頓減。顯現在 1 日 24 小時的分佈中，以晨 5~8 時為濃霧之最佳生成時刻，過了上午 10 時以後，三測站生成濃霧之機會均幾乎趨近於零；嘉義測站過了晚間 8 時以後，又慢慢有濃霧生成之機會。因此嘉義地區在 1 日之中有兩個階段其出現濃霧之機率最大；其一在夜間 20 ~ 24 時（地方時）之間；另一則在清晨 4~7 時。因為嘉義至臺南、高雄一帶，為一廣大之平原地帶，一般而言，在晨間 5~7 時，輻射冷卻最烈，促使水汽凝結之高度及厚度相繼增加，為成霧之最佳時刻；隨後 7~9 時，朝陽乍起，促使地面加熱，發生對流作用，乃使地面之空氣混合，促進蒸發，有助於濃度之增加。最後日射益強，相對濕度減少，霧漸漸消散。故由圖四可知：本省西南部地區輻射作用是發生濃霧最主要成因之一。

表二：民國 68 年 11 月 ~ 76 年 3 月 嘉義測站能見度
低於 1,000 公尺逐時分佈統計表

月 地 方 時 份	NOV.	DEC.	JAN.	FEB.	MAR.	總 數
1	2	10	5	4	8	29
2	3	14	8	5	10	40
3	6	20	8	7	12	53
4	7	26	10	9	18	70
5	13	24	10	11	21	79
6	21	32	17	13	30	113
7	26	37	28	18	39	148
8	13	24	17	17	35	106
9		13	8	6	19	46
10		1	1	3	7	12
11		1	1			2
12						0
13						0
14						0
15						0
16						0

17						0
18						0
19						0
20					1	1
21				2		2
22			1	2	1	4
23	1	6	2	2	1	8
24	2	2	2	3	4	17

表三：民國 68 年 11 月 ~ 76 年 3 月 台南測站能見度
低於 1,000 公尺逐時分佈統計表

月 地 方 時 份	NOV.	DEC.	JAN.	FEB.	MAR.	總 數
1		1	1			2
2	1	3	2	2	3	11
3	1	4	1	3	4	13
4	2	4	1	3	9	19
5	4	9	3	2	9	27
6	13	16	6	4	25	64
7	18	24	16	10	28	96
8	6	19	15	9	26	75
9		8	6	4	13	31
10				1	2	6
11						0
12						0
13						0
14						0
15						0
16						0
17						0
18						0
19						0
20						0
21					1	1
22					1	1
23						0
24						0

表四：民國 68 年 11 月～76 年 3 月高雄小港機場測站
站能見度低於 1,000 公尺逐時分佈統計表

月份 地 方 時	NOV.	DEC.	JAN.	FEB.	MAR.	總 數
1	2	1				3
2	4	1				5
3	1	4	1	3		9
4	2	4	2	3		11
5	3	6	5	4	1	19
6	9	7	6	6	7	35
7	11	11	16	13	7	58
8	5	8	13	12	6	44
9	3	3	8	7	3	24
10	1		1	5	1	8
11			1	3		4
12					1	1
13	1					1
14						0
15	1					1
16						0
17						0
18						0
19			1	1		2
20						0
21						0
22				1		1
23						0
24					1	1

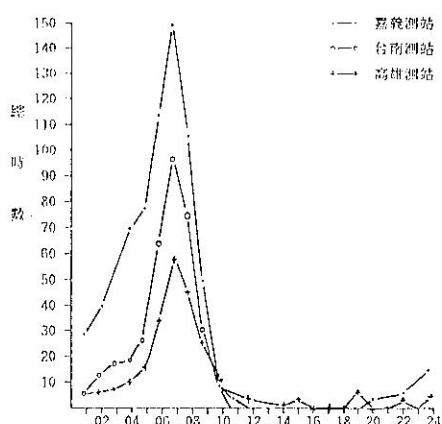


圖 3. 民國 68 年 11 月～76 年 3 月南部地區能
見度低於 1,000 公尺逐時分佈統計圖。

2. 霧之成因與天候地形之關係：

(1)輻射霧：純係受輻射冷却作用，由於輻射而失去熱量，使下層空氣達於飽和，較低空氣產生一溫度逆溫層，使空氣滯留冷却而成霧。一般而言，此種霧都發生在清晨 4～7 時，其能見度大小取決於前夜雲量、風速大小及空氣中水汽含量而定。太陽東昇後，此霧略變濃，但隨即趨淡，漸漸消失。

(2)平流霧：構成平流霧之條件有三：

- A、暖濕空氣在寒冷表面上平流；
- B、此寒冷之表面使流動之空氣冷却，最後達到飽和。
- C、渦流混合使此飽和之氣層伸展至相當高度。

平流霧必與中等強風相伴隨，如果霧已生成，則風速愈大，此霧層亦愈厚。又，此種霧不分晝夜，大都在多雲天氣生成。平流霧均極濃厚，雲幕及能見度均可低減至零，而且消散緩慢。每年 11 月起至次年的 2、3 月，此時大陸上南北的溫度梯度增強，而陸地較毗連之水面為冷，此時熱帶海洋空氣或變性迴流之大陸空氣，因具有暖濕性質，一抵達本省陸地，極易生成平流霧。

(3)平流輻射霧：平流輻射霧為一種輻射與平流具有對等作用而產生之霧。却濕空氣自一廣大之水面平流至溫度近乎相等之海洋，隨後因陸地之輻射而獲得冷却效應。至於平流之重要性僅在於供給水汽。一般而言，當一分裂高壓中心從江蘇一帶出東海北部（30°N 以上）至日本南方海面上時（圖四），本省處於暖海變性高壓之第三象限範圍內。受此暖流控制與地形影響，本省西北方有一明顯冷舌南伸，而此高壓之等壓線從日本東南洋面上，將濕熱之海洋空氣，自東而西，經長途跋涉後，帶至本省東南部（臺東一帶），然後沿中央山脈抬升北上；宜蘭平原後，向西經桃園一帶、入台灣海峽；或從花蓮沿海北上，經本省北部海面至台灣海峽，而與大陸之冷乾變性之空氣結合，由於冷熱空氣混

合凝結而成低雲，然後順海峽之北來風移入，因海峽有緊擠作用，使氣屏經本省輸送，形成貼地濃霧，且在任何時刻均能發生。（郭，1978），平流輻射霧發生時，能見度極劣，天空莫辨，且不易消散。

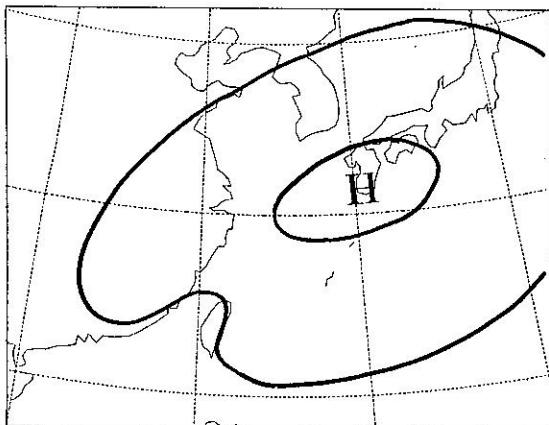


圖 4. 平流輻射霧之典型天氣圖型態

(4) 鋒面霧：概可分成「鋒前霧」、「鋒後霧」及「鋒際霧」三種。發生鋒面霧時，本省大都處於鋒前暖區內，受暖平流影響，霧濃，能見度不佳。此霧出現之時間多在鋒面將臨本省之前，鋒面停留於本省北部或大陸東南沿海。而鋒面接近時，混合飽和效應已被破壞而微弱，霧即消散。

3. 台灣南部地區冬春間濃霧之天氣型態分析：

自民國 68 年 11 月～76 年 3 月間，嘉義測站能見度低於 1,000 公尺以下濃霧之發生時數共為 730 小時，台南測站的發生時數共為 346 小時，高雄站則為 227 小時。而這三個測站同時發生低於 1,000 公尺以下之濃霧之次數共有 17 次。它們發生的時間，見表五（以嘉義發生霧時為準）：

以年份來分，計 68 年 4 次，69 年 1 次，70 年 1 次，71 年無，72、73 年各 2 次，74 年 3 次，75 年 1 次，76 年至三月底止，亦為 3 次。

以月份來分，計 11 月無，12 月 8 次，1 月 3 次，2 月 4 次，3 月 3 次；其中 12 月顯得特別突出，值得注意。

表五：民國 68 年 11 月至 76 年 3 月嘉義、台南、高雄三測站能見度同時發生低於 1000 公尺之發生、起迄時間及霧之型態統計表

發生時間 (年/月/日)	起迄時間 (時) (UTC)	霧之型態
68 / 12 / 05	15 ~ 23	輻射
68 / 12 / 18	18 ~ 24	平流輻射
68 / 12 / 29	19 ~ 01	平流輻射
68 / 12 / 31	16 ~ 24	平流輻射
69 / 01 / 20	23 ~ 02	鋒面
70 / 01 / 08	23 ~ 01	輻射
72 / 02 / 21	21 ~ 22	平流輻射
72 / 02 / 22	19 ~ 23	鋒面
73 / 02 / 12	20 ~ 01	平流輻射
73 / 02 / 16	21 ~ 01	輻射
74 / 03 / 06	17 ~ 02	平流輻射
74 / 12 / 03	20 ~ 23	平流輻射
74 / 12 / 27	16 ~ 01	輻射
75 / 12 / 17	16 ~ 01	鋒面
76 / 01 / 17	17 ~ 01	平流輻射
76 / 03 / 30	22 ~ 23	平流輻射
76 / 03 / 31	01 ~ 02	平流輻射

就霧之生成型態言，平流輻射霧最多，17 次中佔了 10 次，達 59 % 之多，其次輻射霧有 4 次，鋒面霧 3 次，差異不大，是以平流輻射霧為本省西南部地區成霧之主要型態。

以地面天氣圖在濃霧生成之前一日 1200 Z 之分析圖來看，當一高壓中心位於 118° E ~ 128° E, 35° N 附近時，約當黃海海面附近時（圖 5），發生濃霧之次數有 8 次，所佔比率達 47%，最易生成濃霧，次為長江流域以南，有一低壓中心位於 $27 \sim 28^{\circ}$ N, 117° E ~ 119° E 之間，且形成一鋒面（圖 6），有 4 次形成濃霧；佔所生西南地區發生濃霧次數之 24 %，以第一類天氣型態來看，高壓出海，迴流變性空氣移至台灣，容易形成平流輻射霧。第二類天氣型態，如果冷鋒移動速度夠快，逼近台灣，台灣位於鋒前暖區內，本省西南部地區面對西南來之暖濕空氣，容易形成鋒面霧；如果速度慢，也可能因輻射或平流輻射而形成濃霧。

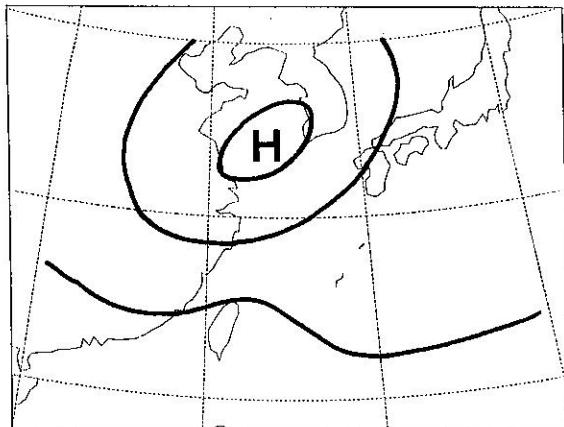


圖 5：台灣西南部地區發生濃霧之主要天氣型態之一

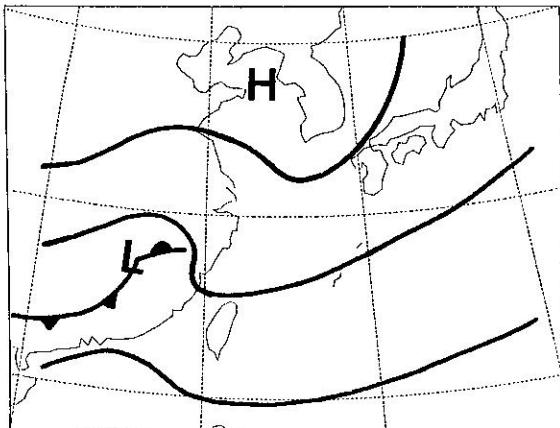


圖 6：台灣西南部地區發生濃霧之主要天氣型態之二
4.個案分析：

(1) 民國 72 年 2 月 22 日，嘉義地區從 190° 0Z ~ 2300Z (持續時間 4 小時)，台南地區從 1800E ~ 2400Z (持續時間 6 小時)，高雄地區從 1840Z ~ 0051Z (持續時間 371 分鐘) 俱發生濃霧，能見度均在 1,000 公尺以下。在 1200Z 時，高雄機場之風向為 350°，風速為 2KTS，幾近靜風，能見度 8,000 公尺，相對濕度為 85%，此時 (1200Z) 之地面天氣圖及探空圖如圖 7、圖 8，可以看出在長江流域一帶有一低壓中心，鋒面正在形成。到了 23 日凌晨 2 時 (地方時，即 1800Z)，南部地區開始出現大霧，能見度轉劣 (降至 1,000 公尺以下)，我們看 23 日早晨 8 時 (0000Z) 之地面圖 (圖 9) 與探空圖 (圖 10)，便知低壓中心已出長江口，鋒面正快速接近本省。而台灣南部地區

正處於鋒前暖區裡，是典型的鋒前霧。

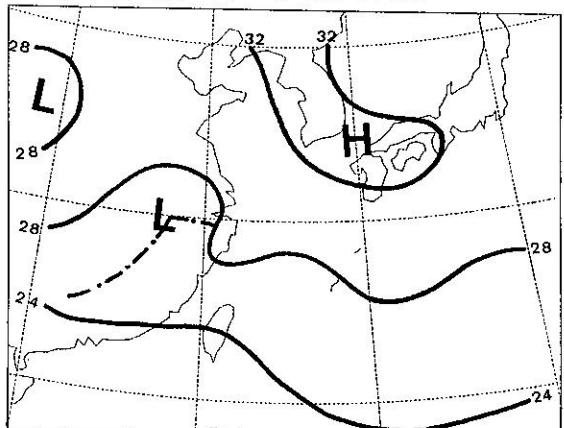


圖 7：民國 72 年 22 日 1200Z 地面天氣圖

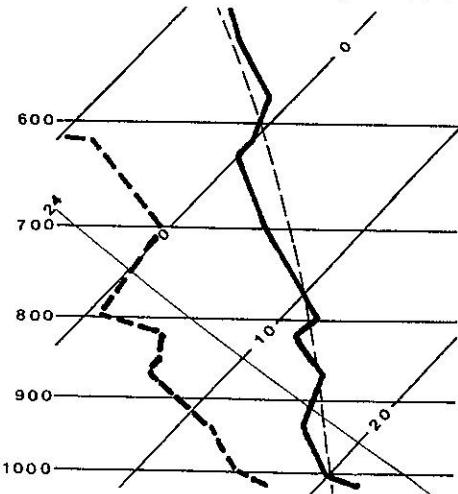


圖 8：民國 72 年 2 月 22 日 1200Z 東港探空圖

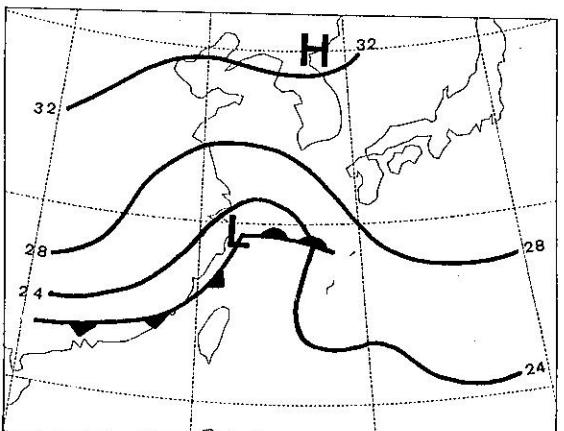


圖 9：民國 72 年 2 月 23 日 0000Z 地面天氣圖

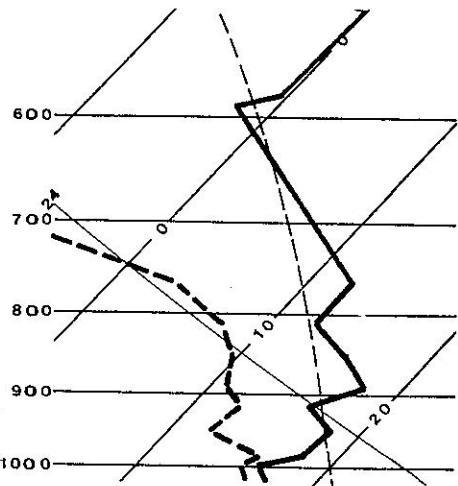


圖10：民國72年2月23日0000Z東港探空圖

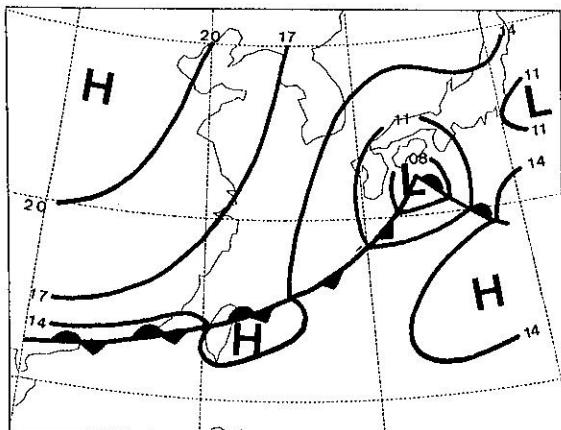


圖11. 民國73年12月16日1200Z地面天氣圖

(2)民國73年12月16日，嘉義地區從2100Z～17日0100Z（持續時間4小時），台南地區從2300Z～17日0100Z（持續時間2小時），高雄區從2242Z～17日0045Z（持續時間23分鐘）發生濃霧。在1200Z時高雄小港測站之資料為風向090°，風速4KTS，能見度11,000公尺，相當良好，相對濕度為72%。當時1200Z及17日0000Z之地面天氣圖如圖11、圖12所示，探空圖則因資料缺，故不列入。在圖十二上一條滯留鋒正橫過台灣中部，在滯留鋒前，形成一泡沫型之局部高壓，而本省南部地

區彼時正值能見度良好，風速微弱。而後從清晨5時（2100Z）起至上午9時左右，南部地區能見度突然轉劣，產生濃霧，在圖12，170000Z的圖上，我們可以看出，鋒面早過台灣，移至日本南方海面上，而本省地區則為大陸高壓所籠罩，風速微弱，雲量稀少，是典型的輻射霧。

(3)民國76年1月17日，嘉義地區從1700Z～18日0100Z（持續時間8小時），台南地區從2300Z～2400Z（持續時間1小時），高雄地區從1950Z～2148Z（持續時間118分鐘）發生濃霧。在1200Z時高雄機場的地面測站資料為：風向360°，風速6KTS，能見度9,000公尺（相對濕度80%）。從圖13，即1200Z之天氣圖上，我們看出：正有一高壓中心位於黃海區域，且有一條滯留鋒面位於華南。圖14為1200Z時之探空線圖。到了18日0000Z（圖15），地面天氣圖上高壓中心並無多大改變，惟華南地區已生成一低壓中心，而台灣南部地區正位於高壓迴流的暖濕氣流裡。圖16為18日0000Z時的探空曲線圖，可以看出由地面至980hPa低空，有一顯著的逆溫存在。故此時南部地區之低能見度，實為平流輻射霧所造成。

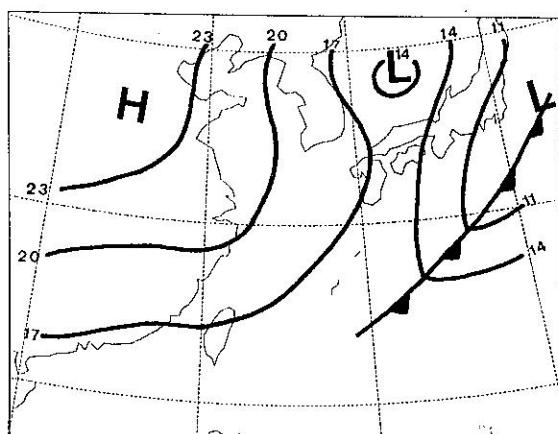


圖12. 民國73年12月17日0000Z地面天氣圖

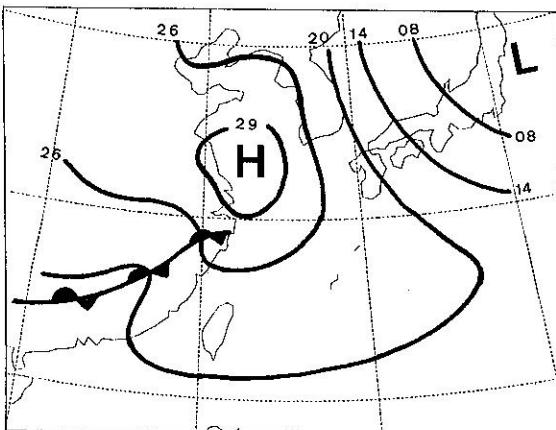


圖13：民國76年1年17日1200E地面天氣圖

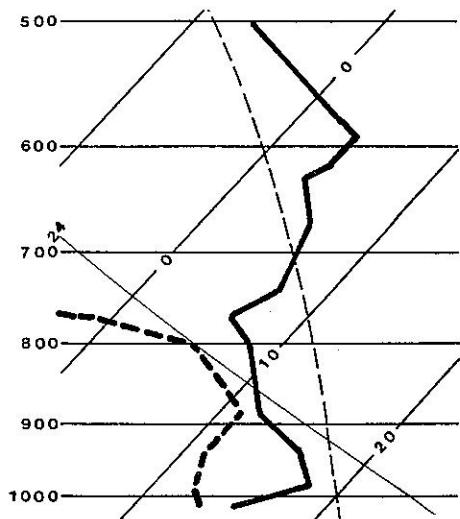


圖14：民國76年1月17日1200E東港探空圖

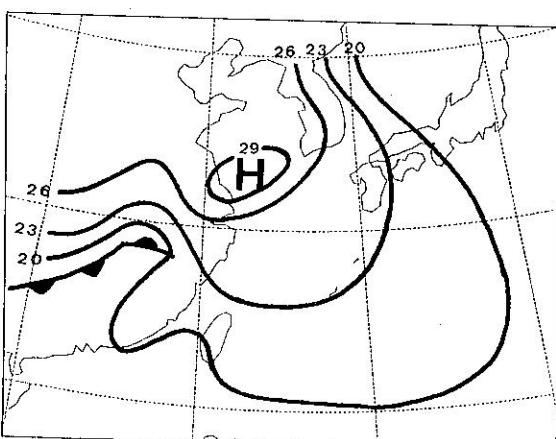


圖15：民國76年1月18日0000E地面天氣圖

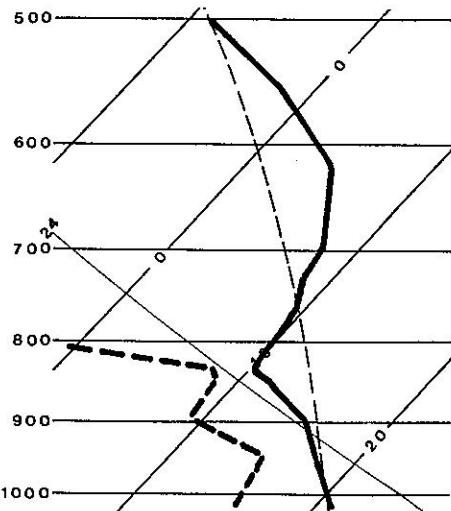


圖16：民國76年1月18日0000E東港探空圖

5. 南部地區濃霧預報模式的驗證：

我們利用前述的簡易濃霧預報模式

$$VS_7 = 38150 + 45WS_{12} - 1.825 VS_{12} \\ - 320 RH_{12} \quad (2)$$

將本省西南部地區共同發生濃霧前 1200 Z 的高雄機場地面氣象資料代入，發現 1200 Z 若高雄機場之能見度在 6,000 ~ 7,000 公尺且相對濕度在 80 % 左右時有較佳之結果。

例 1：民國 73 年 2 月 12 日

$$WS_{12} = 7$$

$$VS_{12} = 6000$$

$$RH_{12} = 80$$

$$\text{得 } VS_7 = 1915$$

例 2：民國 74 年 3 月 6 日

$$WS_{12} = 8$$

$$VS_{12} = 6000$$

$$RH_{12} = 80$$

$$\text{得 } VS_7 = 1870$$

例 3：民國 75 年 12 月 17 日

$$WS_{12} = 3$$

$$VS_{12} = 6000$$

$$RH_{12} = 93$$

$$\text{得 } VS_7 = 1735$$

以上所列之數據皆以高雄機場之觀測資料為準。故若在 11 月 ~ 3 月冬春之際，1200 Z 時高雄機

場之能見度在 6,000 ~ 7,000 公尺相對濕度 80 % 左右，代入(2)之預報模式中，所得之值在 2,000 以上時，則 2300 Z (即第二日早晨 7 時) 時發生能見度低於 1,000 公尺以下之濃霧生成機會甚大。

五、結論：

由以上的分析得知，台灣西南部地區在冬春之間生成之濃霧（指能見度低於 1,000 公尺）：

1. 以生成月份言，12 月濃霧之比例最高；
2. 以一日時間分佈言，以 5 ~ 7 時濃霧之比率最大；
3. 以空間分佈言，由嘉義向台南、高雄遞減，愈往南，成霧比率愈低。
4. 以霧之生成型態言，平流輻射霧為低能見度最主要的原因。
5. 以地面天氣圖之型態言；在濃霧生成前 1200Z 之天氣圖上，當下列兩種情勢出現時，有最大的濃霧生成機會。
 - (1) 高壓中心位於黃海海域附近時；
 - (2) 低壓中心位於 (27 ~ 28° N, 華南地區 117° E ~ 119° E)，且有鋒面形成時。
6. 以簡易的濃霧預報方程式言：

$$VS_7 = 38150 + 45WS_{12} - 1.825VS_{12} - 320RH_{12}$$

當高雄機場在 1200 Z 時能見度在 6,000 ~ 7,000 公尺相對濕度 80 % 左右，將地面之觀測資料代入，若所得結果在 2,000 以下時，有甚佳濃霧之機會。

無可諱言地，本研究在有限的人力與時間下及資料上，中央氣象局各測站均屬三小時一次，對霧時的長短不易察覺，故所用的統計資料似嫌不足，故某些特別個案的預報準確率亦可能較差。不過就長時間的平均準確率而言，仍有其實用的價值，而後若能加入更多的資料，漸次改良，將能獲得更佳之效果。

六、參考文件

1. 祝鴻鵬、曾憲璣 (1987)：「台灣中北部地區春間濃霧之研究」。中央氣象局專題研究報告。
2. 祝鴻鵬、蔡正德 (1988)：「冬季蒙古高壓重整過程對台灣區飛航天氣之影響」，民航局專題研究報告。
3. 簡慶芳 (1986)：「台北市能見度的變異性分析，1980 ~ 1984」，國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文。
4. 林鳳嵩 (1986)：「高速公路濃霧特性及可行策略之研究」，國立交通大學交通運輸研究所碩士論文。
5. 劉復誠、蔣爲民 (1985)：「松山及桃園地區濃霧之分析與預報研究」，氣象學報季刊，第 31 卷第 4 期。
6. 林則銘等 (1982)：「台灣區低能見度之客觀分析研究」，國科會研究報告第 10 號。
7. 林則銘等 (1981)：「台灣地區低能見度之調查研究」，國科會研究報告第 8 號。
8. 羈家忠 (1980)：「台灣地區濃霧之初步研究」，氣象預報與分析第 82 期。
9. 郭兆憲 (1978)：「清泉崗基地霧之客觀預報研討」，氣象預報與分析，第 76 期。
10. — (1981)：嘉義基地霧之客觀預報研究，氣象預報與分析第 87 期。
11. — (1982)：台灣中部惡劣天氣之預報研究，氣象預報與分析第 93 期。
12. 李大章 (1962)：屏東地區霧之研究，氣象預報與分析第 11 期。
13. 戚啓勳 (1971)：普通氣象學 P143 ~ 146，正中書局。