

台灣地區濃霧之初步研究

俞 家 忠

A PRELIMINARY STUDY ON THE DENSE SOG OVER TAIWAN

CHIA-CHUNG YU

ABSTRACT

Dense fog occurred in cold months (Nov. -Apr.) over Taiwan, usually associated with very poor visibility and low stratus is an extreme hazard to flying safety as well as to ground traffics. In order to have an overall (or better) understanding about the occurrence, the mechanism of formation (the process of formation), and the major factors which could be chosen to develop the forecasting methods of this kind of fog, a preliminary study has been made. Based on the ten years (1968-1977) data, the following results (or facts) are obtained:

1. Statistics shows that the dense fog was only observed in the western Taiwan and never to the eastern side. It indicates that the geographic effects are very important for the dense fog formation.
2. A center of high occurrence for every month was located between Chiayi and C.C.K. The Maximum occurrence of dense fog are confined to those blowing from east (ENE-SE) over the warm seas. Therefore, it is believed that the Air-Sea interaction plays a very important role in the mechanism of the dense fog formation.
3. The formation of dense fog is due to cooling, which are caused by advection of the modified warm air passing over seas N of Taiwan where strong sea surface temperature gradient is existing, and the terrestrial radiation. Therefore, this kind of dense fog should be defined as advection-radiation fog.
4. Surface synoptic situations favorable to the formation of dense fog over N. Taiwan are usually somewhat different from those of S.W. Taiwan. Fig 7 and Fig 8 are favorable situations for the dense fog formation over N. Taiwan and S.W. Taiwan, respectively.
5. Statistics shows that the higher frequency of air temperature observed during the period of the dense fog in February is 16°C , which is identical to the monthly mean sea surface temperature over water nearby Taoyuan. This fact encourages the author for further study about the relationship between sea surface temperature and dense fog over Taiwan.

7. The following criteria could be used as a tool for predicting the formation of dense fog over Taiwan:

- (1) Modified warm and moist air from east (ENE-ESE) is favorable for the formation of dense fog.
- (2) Very weak pressure gradient existing over Taiwan is favorable for the formation of dense fog.
- (3) Clear or scattered sky condition with light NNW wind over W. Taiwan is favorable for the formation of dense fog.
- (4) Low level temperature inversion with moist air below it and dry air above it is favorable for the formation of dense fog.
- (5) Continuity should be considered whenever dense fog has been observed and little change in synoptic situation is expected.

摘要

台灣冷季各月(十一至四月),晚間及清晨所發生之濃霧,一般係與惡劣能見度(小於一哩且常低至100公尺)及低層雲相伴隨,且濃霧常與層雲連成一體,致水平所涵蓋之面積與垂直所佔之空間均相當大,不僅嚴重危害空軍作戰與飛行,且亦影響地面車輛之活動。為對此種濃霧之出現,形成之物理機制(形成過程),以及發展此類濃霧預報方法所可選用之重要因子方面等等,有充份(或較佳)之瞭解,乃實施此項研究。本研究利用過去十年(民57—66)地面觀測紀錄,天氣圖,探空資料,以及日本氣象廳所發佈之海水溫度等,加以統計、分析、研究後,獲得下列結果:

1. 統計結果顯示,濃霧僅發生於西部,從未在東部出現過,顯示地理環境對形成濃霧之重要性。
2. 每月均有濃霧之高頻率中心,係位於嘉義清泉崗一帶,其中以二月份之位置最偏北,而強度達最大。
3. 適於台灣西部地區形成濃霧之氣流,僅限於來自台灣東方暖海面之東來(ENE—SE)氣流。因此,吾人可知,空氣與海面間能量之交換,在形成濃霧之機制中,是極其重要的。
4. 台灣地區濃霧之形成,係由於暖海變性空氣流經台灣北方有強烈溫度梯度之海面(沿台灣東方北上暖洋流黑潮與沿浙閩東南沿海南下之冷洋流親潮會合所造成之強烈溫度區係位於台灣北方海上)所造成之平流冷却及地面長波輻射冷却之雙重作用引起。因此,此種濃霧應屬於平流輻射霧。
5. 適於台灣北部形成濃霧之天氣圖類型,與適於西(中)南部形成濃霧者有所不同。圖七及圖八所示,分別為北部及西(中)南部適於形成濃霧之氣流型式。
6. 統計資料顯示,二月份形成濃霧時所出現之最高頻率溫度為 16°C ,此係與二月份桃園外海之海水平均溫度 16°C 相一致,顯示暖空氣流經冷海面之平流冷却作用,對台灣區形成濃霧過程中,佔有極為重要的地位。此項事實,使著作對台灣形成濃霧與海水溫度間之關係作更進一步之研究,提供鼓舞。
7. 預報台灣形成濃霧時,除應密切注意附近海水溫度外,應慎重考慮下述因素:
 - (1) 東來溫濕較高之變性氣流,有利於形成濃霧。
 - (2) 台灣區南北氣壓梯度頗小,西部地區吹微弱之NNW風,有利於形成濃霧。
 - (3) 晚間天空狀況為碧密至疏雲,適於長波輻射冷却,利於濃霧之形成。
 - (4) 低層有逆溫,且其上方空氣乾燥及下方空氣潮濕,有利於濃霧之形成。
 - (5) 濃霧既經發生,如預期氣流型式(天氣圖類型)無甚變化,則應考慮形成濃霧之連續性。

一、前言

在天氣要素中,霧之發生是一個相當普遍的現象。因為霧影響能見度(Visibility),而且常與低雲相伴而生,致成了決定航空器起降活動條件一雲幕高和能見度之主要因子。尤其當出現濃霧時,能見度及雲幕高均相當低劣,乃造成飛機無法起降之禁航的情況。因此,對濃霧預報,成為航空氣象作業單位中極為重要的課題,尤其是空軍氣象,如預測不準,既可影響空軍作戰又可影響飛安之嚴重不良後果。同時,我國經濟迅速發展,人民生活普遍提高,致行駛於南北高速公路上之汽車顯著增多,濃霧對此等快速汽車之行駛安全,亦構成嚴重威脅。故加強對濃霧之研究,藉以提高濃霧之預報準確率,乃為當務之急。國立中央大學大氣物理研究所,於去(六十八)年七月下旬所召開之『濃霧之預報與改造研討會』中,筆者曾將此項研究報告提出討論。不過,當時有關濃霧部份之統計結果,係採用八年(民五十九至六十六年)資料,現已將五十七及五十八兩年資料加入統計。同時,將十一月及四月份之濃霧亦予以統計,使本項工作成為冷季半年較完整的霧之研究。

本研究係根據空軍所屬各測站觀測霧之資料為準,此等測站之海拔,除清泉崗(209.7公尺)較高外,其餘均相當低。根據吾人工作經驗知悉,台灣西部地區冷季發生濃之機會相當頻繁,但對影響飛行而言,則以使能見度低於一哩(1600公尺)之霧為最嚴重,因為在此種天氣條件下,如無特殊優良助航設備,機場已屬禁航階段。故本研究重點即針對此種霧。統計霧之頻率時,即以能見度不足一哩時所出現之霧為限。為表示此霧與能見度在一哩及以上之霧有所區別,故稱之為「濃霧」。

本研究先對台灣各地出現濃霧頻率之統計開始,繼而對形成濃霧區域予以分析,進而對綜觀天氣系統與形成濃霧之關係加以研究,最後分析形成濃霧之實例以及討論濃霧之預報問題,筆者以拋磚引玉之心境,期望本項研究能獲得些許效果,俾對氣象作業單位之實際濃霧預報,及大學與研究機構對濃霧之改造研究方面,提供或多或少之服務與貢獻。

二、台灣地區濃霧分佈特性及物理機制分析

民國57—66年間冷季各月,台灣地區各測站所發生濃霧之次數,已統計完畢詳如表一所示。次數係以小時為單位,並以正點觀測所獲資料為依據。例如0550—0815 L間能見度均因霧而降至1哩以下,而統計時則以三次論,並不計較其確實之起止時間。由表中獲知,台灣地區有關濃霧之分佈,有相當明顯之地區性,茲將分佈特性及其有關物理機制述之如下:

(一)、中央山脈為台灣東部與西部濃霧之交界線:——中央山脈高聳,民間測站稀少,山區發生濃霧(實際上,山中所見之霧,在平地地面觀測者所見則為雲,層雲與霧之物理組成亦係相仿)之頻率為何,無法知悉。但就表一所列統計濃霧資料而論,中央山脈可作為界線,將台灣分成東部少霧及西部多霧兩區。

(二)、台灣東部地區少濃:——僅就花蓮及台東兩機場所觀測之氣象資料而言,發生濃霧之頻率極微;在過去十年中,台東測站從未出現過能見度在1哩以下之濃霧,而花蓮機場亦僅發生過一次。有理由相信,在東部地區之某些山谷中,仍有出現濃霧之可能性。不過,大體而言,濃霧並不構成東部地區之飛行危害。將來開發東部並發展東部高速公路後,像西部高速公路上因濃霧而招致之大批連環車禍,其可能性必大為減小。東部地區何以濃霧幾乎絕跡,以筆者之淺見,其原因不外乎下列諸項:

1. 台灣東方暖洋流黑潮(Kuroshio Current)之影響:——暖空氣經過冷海面(Cold Sea Surface),因冷却作用可造成濃度極大之平流霧,大陸沿岸地區亦可被其籠罩,例如春季金門馬祖地區所發生之濃霧,即為明顯之實例。但台灣東方近海上暖洋流黑潮,溫度相當高,東來空氣經過此洋流後,溫度及水汽均見增加,致東部海上發生平流霧之可能性為零。

2. 東部地區平地狹小距海近:——來自東部海上之氣流,溫濕雖較高,但達飽和程度尚有距離,當其移至東部地區後,因平原狹小,晚間因長波輻射冷却所降低之溫度有限,難於達到飽和,故形成濃霧之機會極微。東部地區冷季各月平均溫度較西部相同緯度測站溫度為高,即為例證。

3. 測站西部有高山,晚間山風作用顯著:——在利於台灣地區形成濃霧之壓溫(或稱綜觀)天氣圖情況下,南北間之氣壓梯度一般均小,風力微弱

表一 民國57-66年台灣各測站冬季各月發生能見度一哩以下(含一哩)之濃霧時數統計

次數	月份	十一月	十二月	一月	二月	三月	四月	總次數	每年平均
台北	北	101	205	233	249	226	265	1279	127.9
桃園	園	57	211	226	511	364	368	1737	173.7
新竹	竹	46	140	213	358	222	175	1154	115.4
清泉崗	崗	108	310	538	620	492	420	2488	248.8
嘉義	義	248	502	537	393	365	351	2396	239.6
台南	南	149	312	346	268	221	137	1433	143.3
岡山	山	151	295	255	262	172	170	1305	130.5
屏東	東	49	117	140	71	82	60	519	51.9
高雄	南	0	0	0	0	0	0	0	0
總計	計	909	2092	2488	2732	2144	1947	12311	1231.1
西部測站平均次數		113.6	261.5	311.0	341.5	268.0	243.3	1539.0	153.9

表二 民國57-66年台灣西部測站冬季各月不同等級濃霧次數(小時)統計

月份 及 測站		十一月				十二月				一 月				二 月				三 月				四 月			
		100	300	500	1000	100	300	500	1000	100	300	500	1000	100	300	500	1000	100	300	500	1000	100	300	500	1000
		200	400	700	1500	200	400	700	1500	200	400	700	1500	200	400	700	1500	200	400	700	1500	200	400	700	1500
台北	0	1	23	77	24	9	61	111	20	17	65	131	39	15	86	109	15	7	67	137	17	5	80	163	
桃園	0	0	9	48	4	20	40	147	34	15	43	134	86	93	118	214	41	20	86	217	22	19	92	235	
新竹	2	0	6	38	16	12	18	94	32	22	22	127	42	43	73	180	38	10	29	145	11	8	21	135	
清泉崗	29	30	27	22	68	87	80	75	156	152	143	87	158	159	149	124	138	113	146	95	101	98	116	125	
嘉義	27	26	37	158	145	44	67	246	130	43	89	276	73	46	82	172	57	25	61	222	30	33	54	234	
台南	25	10	21	93	64	26	63	159	66	25	96	159	46	44	43	135	16	34	42	129	3	10	38	86	
岡山	27	18	30	76	73	43	66	113	57	41	73	84	75	22	81	84	22	12	70	68	20	12	54	84	
屏東	5	4	13	27	21	9	31	56	26	11	49	54	15	8	23	25	9	4	20	49	13	3	12	32	
總計	115	89	166	539	415	250	426	1001	521	325	580	1062	564	430	675	1063	336	225	521	1062	217	188	467	1074	
	204		705		665		1427		846		1642		994		1728		561		1583		405		1541		

，局部性變化相當顯著，晚間沿山下滑之山風明顯，此種下滑之氣流，絕熱增溫並與地面空氣混合，最後乃被源源而來之山風所趨使終致造成離岸氣流，而難以形成濃霧。

(三)、台灣西部地區多霧：——西部地區測站稠密，觀測資料豐富，根據統計顯示，西部地區發生濃霧之機率較大，故稱為西部多霧區。多濃霧之原因，與上述台灣東部地區濃霧稀少之原因，恰好相反，亦即暖洋流黑潮，高聳之中央山脈，西部之較廣闊平原等，均有利於濃霧之發生。而最重要者，乃是台灣北方具有強烈溫度梯度之海面，使東來變性暖氣團流經其上所造成之平流冷卻作用。此外，西部沿海廣大地區之沙質地表面，亦略有助於濃霧之形成。茲扼要闡述如下：

1 暖洋流黑潮之影響：——適於形成台灣地區濃霧之氣流，均屬於來自西伯利亞經中國大陸，出海，並自日本南方海上回歸，經過暖洋流而抵達台灣者，亦即台灣為東來迴歸氣流所控制時，此種氣流經過暖海面後，溫度及露點均見增高，當其抵達台灣後，如遇形成霧之有利條件（如晚間西部地區雲量稀少，風力微弱，地面長波輻射冷卻迅速）下，即頗易達飽和而發生濃霧。

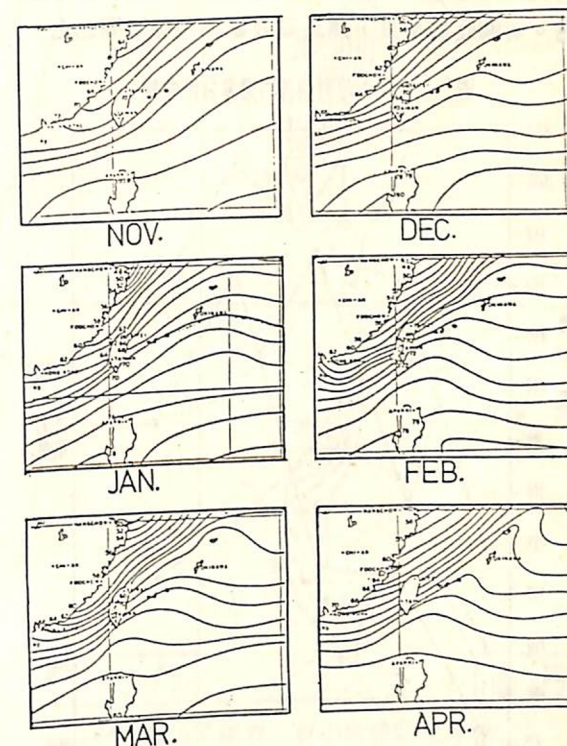
2 中央山脈阻擋影響：——在上述利於台灣濃霧形成之天氣圖情況下，台灣地區之低層高空風，一般均盛行微弱之東來風，氣流大都被中央山脈阻擋於台灣東部，遂形成山脈西方地區之局部性相對低壓（一般稱之為誘導低壓，強度頗弱），並迫使部份氣流，自東方繞道北部尖端海上進台灣海峽後，而成為北來氣流，受氣壓梯度力及地面摩擦效應之雙重作用，氣流乃進入台灣西部地區。此種氣流自東部暖洋流地區進入台灣海峽北端之親潮冷流區，其海面溫度梯度相當大（詳見圖一所示，尤其二月份平均海面溫度梯度為最大），如屬空氣其已相當暖濕，乃形成暖空氣移流冷海面之情形，造成空氣能量傳至地表之狀況，而使氣溫降低，造成濃霧之有利條件。

3 西部地區平原較潤：——當氣流自台灣海峽進入陸地後，在適當良好天氣條件下，晚間地面長波輻射冷卻迅速，近地表面空氣溫度下降，造成地面逆溫，漸次使空氣達於飽和而形成濃霧。

4 西部沿海之沙質地表面：——西部沿海地區，尤其河流快入海峽地區，諸如西螺河下游，於冷

季諸月，因雨量稀少，致河流乾涸，河谷及其附近沙質藉風吹揚易於進入低層空氣中，而成為凝結核，有利於空氣發生凝結。

圖一 各月海面平均海水溫度(°F)分佈圖



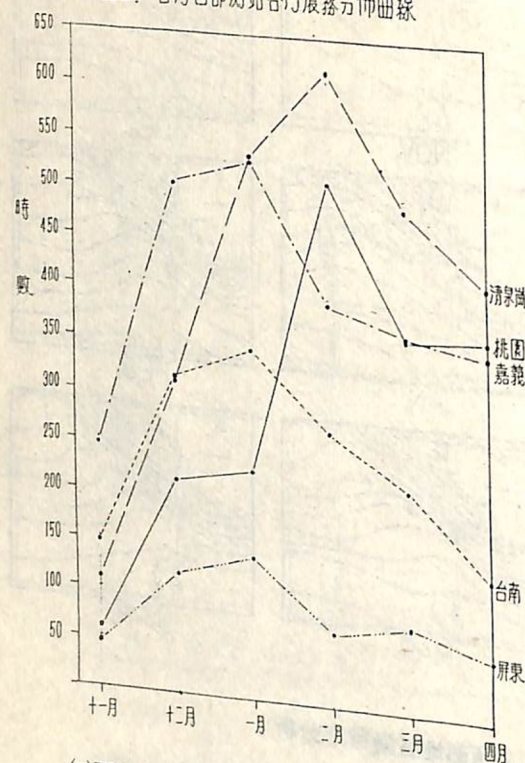
三、西部地區濃霧之分析

(一)概述：

從表一及上述濃霧分佈特性與物理機制獲知，濃霧主要係發生於台灣西部地區，其發生頻率，不僅隨測站之不同而各異，且亦隨月份而有明顯之變化；以平均而言，發生濃霧之總次數，係以清泉崗為最多，嘉義次之，濃霧自此高頻率中心向南北遞減，而以屏東為最少。值得一提的是，岡山與屏東相距不遠，但兩地濃霧頻率則有頗大之差異，岡山濃霧次數為屏東次數之2.5倍。由此可見，清泉崗之較高海拔，以及顯著西伸入海峽而易於攔截北來氣流之西部較廣平原，對形成濃霧均有重大貢獻。如按月份來討論濃霧仍以清泉崗為界限，清泉崗（含）以北地區，以二月份為最多，而以十一月份為最少，多寡差異頗大。清泉崗以南地區，除岡山（十二月份）外，均以元月份所出現之濃霧頻率為最高，而以十一月及四月份所發生之濃霧頻率為最低

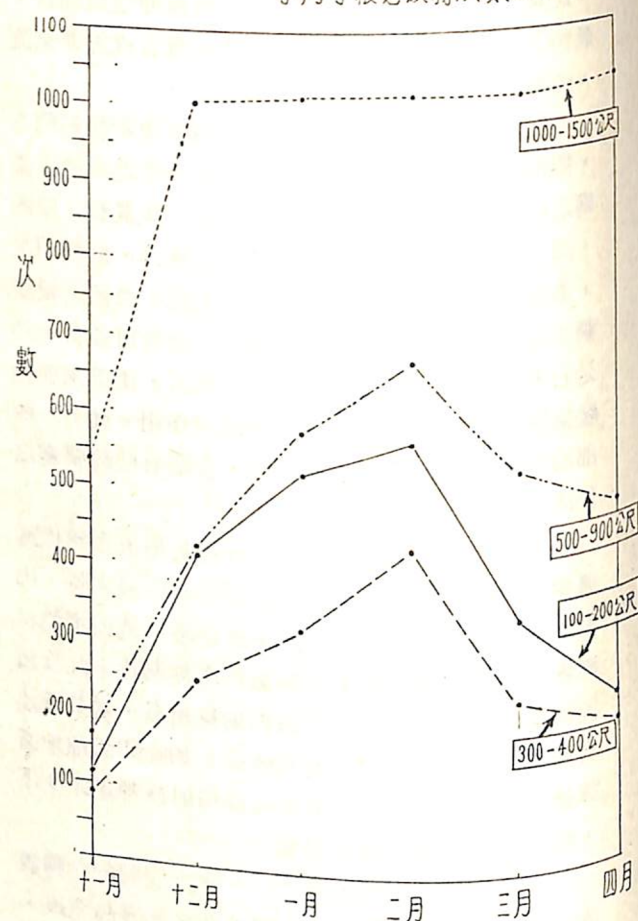
。為易於明白此等濃霧隨月份之變化情形，乃將桃園、清泉崗、嘉義、台南及屏東五測站各月發生濃霧次數，個別繪製成曲線，詳如圖二所示。由此圖可知，清泉崗（含）以北地區濃霧頻率以二月份為最高，南部地區則以一月份為最高之現象，非常顯著。有關此種事實，將於論及濃霧預報時闡述之。

圖二：台灣西部測站各月濃霧分佈曲線



(二)西部測站冷季各月不同濃度之濃霧分析：
為進一步瞭解發生於能見度一哩（1600公尺）以下不同濃霧之次數，乃按能見度100—200公尺、300—400公尺、500—900公尺，及1000—1500公尺等四個等級，統計出西部各測站在此不同等級中之濃霧次數（以小時為單位），其結果詳如表二所示。為討論方便計，乃配合能見度之惡劣程度，將濃霧順序區分為一、二、三、四等，能見度介於100—200公尺之霧，稱為一等濃霧，餘類推。根據表二下方所列各月所發生之不同等級濃霧總次數，繪製成四條曲線，詳如圖三所示。由此圖中獲知，以整個西部地區而論，各等級之濃霧頻率，均以二月份為最高，深值注意。不過，能見度介於1000—1500公尺之四等濃霧，在一至四月份，均相當高而無明顯之差異。此種現象，主要

圖三：民57—66年台灣西部測站冷季各月不同等級之濃霧次數分佈曲線

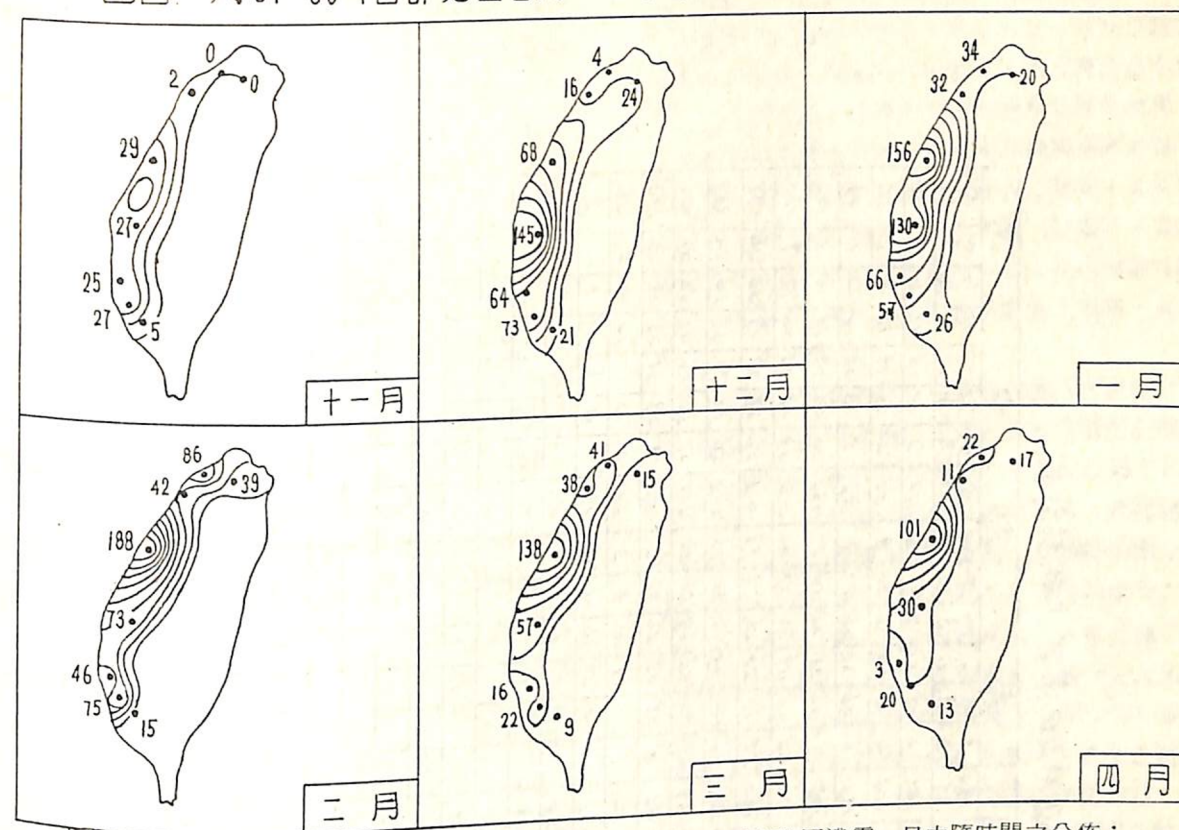


係此類霧多由地面長波輻射冷却所致。此外，明顯地看出，西部各測站一等濃霧之頻率遠較二等濃霧為高，一等濃霧頻率（2168次）為二等濃霧（1509次）之1.5倍有餘（因為此兩等級濃霧所觀測之涵蓋範圍均為200公尺），顯示能見度極端惡劣有時且伸手不見五指之濃霧，在西部地區是一個相當嚴重的問題。為更進一步分析此種一等濃霧隨地區之變化，乃將十一月至四月份各測站之濃霧次數，分別填在圖上並加以繪製等值線，詳如圖四所示。由此等圖中可獲得下列要點：

1 台灣西部地區之一等濃霧，十一月份僅出現於西南部，次數不多，濃霧高頻率中心位於嘉義北方。隨著天氣之變冷，各地濃霧頻率普遍增高，其中尤以嘉義十二月份所增加者為最快，成為明顯之高頻中心，並向北擴展。

2 一等濃霧之高頻中心，除十一月份不甚顯著外，自十二月至二月份，由南向北位移，強度漸增

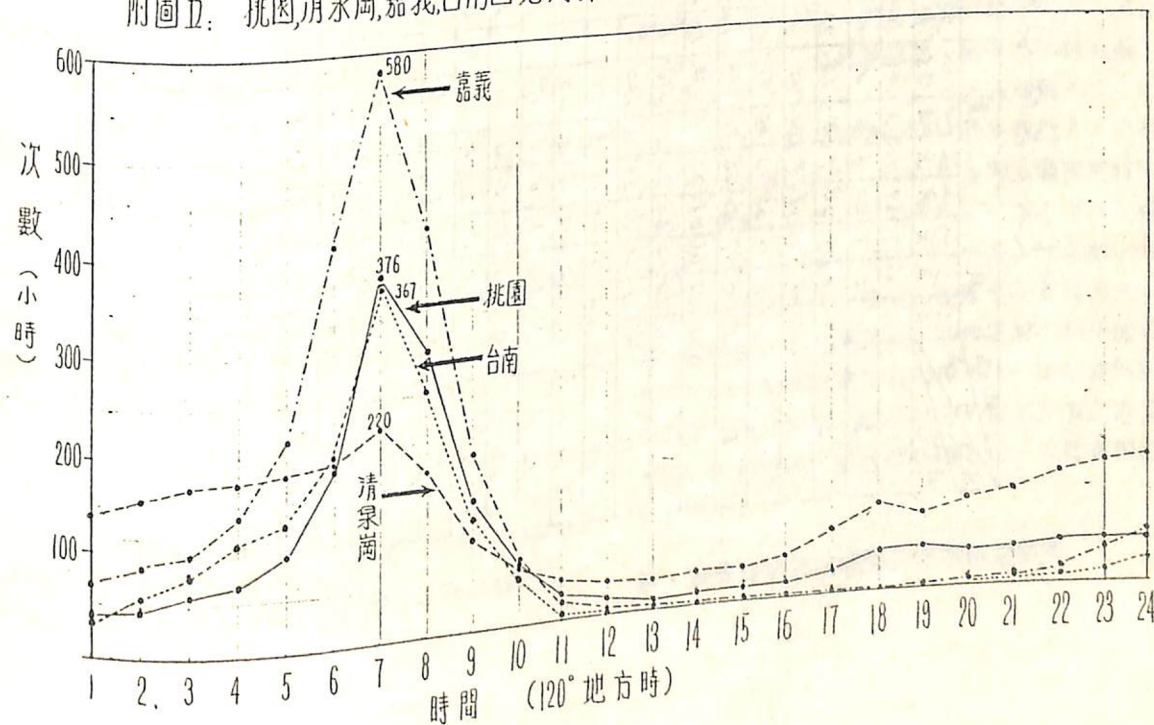
圖四：民57—66年西部地區各月一等濃霧（能見度100—200公尺）分佈圖



，二月份位置達最北，中心強度達最大。自二月至四月份，濃霧高頻中心由北向南略退，強度減少。南北移動範圍，係在嘉義附近至清泉崗附近一帶，

(三)西部地區濃霧一日中隨時間之分佈：
為確切明瞭西部地區一日當中，濃霧發生與時間之關係，以判斷平流及地面長波輻射冷却對形成

附圖五：桃園、清泉崗、嘉義、台南四地民57—66年冷季逐時發生濃霧次數統計圖



表三 民國57—66年西部選擇測站逐時出現濃霧次數統計表

地點	桃園				清泉崗				嘉義				台南			
	一月	二月	三月	合計	一月	二月	三月	合計	一月	二月	三月	合計	一月	二月	三月	合計
1	1	6	7	14	1	10	21	31	2	19	22	41	1	10	14	24
2	1	5	7	13	1	10	21	31	2	19	22	41	1	10	14	24
3	0	6	9	15	1	11	17	28	2	21	24	45	1	13	19	32
4	0	8	9	17	1	13	18	31	3	26	30	56	1	16	25	42
5	1	11	11	23	1	17	17	34	4	32	38	70	1	23	29	53
6	5	19	17	41	7	30	30	67	9	46	49	104	1	32	37	69
7	25	55	48	128	11	38	48	96	22	70	77	169	1	56	54	110
8	16	52	42	110	6	32	32	64	19	92	103	207	1	60	57	117
9	2	17	20	39	2	16	16	34	8	35	45	86	1	29	31	60
10	2	2	4	8	7	11	19	37	1	13	19	32	2	12	11	25
11	1	2	10	13	3	9	15	27	4	5	4	13	2	1	1	4
12	2	6	4	12	4	8	8	20	1	1	1	3	1	1	1	3
13	1	5	3	9	3	6	11	20	1	1	1	3				
14	1	7	5	13	4	8	10	22	1	1	1	3				
15	1	9	5	15	3	9	8	20	1	1	1	3				
16	1	10	5	16	3	15	9	27	1	1	1	3				
17	1	2	12	15	7	21	13	31	1	1	1	3				
18	1	4	2	7	12	21	25	58	1	1	1	3				
19	4	4	13	21	8	18	22	48	3	4	4	11	1	1	1	3
20	3	4	13	20	4	9	16	29	4	4	4	12	2	1	1	4
21	3	6	14	23	3	14	17	34	2	2	2	6	1	1	1	3
22	0	5	9	14	5	19	23	47	1	1	1	3	1	1	1	3
23	1	5	9	15	6	25	32	62	4	13	8	25	4	3	4	11
24	1	5	8	14	7	25	29	51	4	10	17	31	4	8	7	19
合計	57	211	226	494	108	310	538	1156	268	502	537	1507	149	312	346	707

濃霧之重要性，乃選擇桃園、清泉崗、嘉義及台南等四測站，將冷季各月逐時所出現之濃霧次數加以統計，其結果詳如表三所示。由此表中獲知，清泉崗測站，除十一月份外，十二月至四月份間，一日中之任何時間，均曾有發生濃霧之紀錄，但以清晨為最多，午後為最少。桃園測站之濃霧，在一月至四月份間，一日中之任何時間亦均可出現，其頻率亦係以清晨為最高，午後為最少。嘉義基地之濃霧，午後出現機會已較上述兩地為少，除三月份外，十七時至二十一時（120°E地方時）尚未出現過能見度在一哩以下之濃霧。台南之濃霧，午後尚未發生過，但至十六時即可發生。為進一步顯示各地濃霧隨時間之分佈情形，乃將桃園、清泉崗、嘉義、台南四測站之冷季（包括六個月者）逐時資料，分別繪成曲線，詳如圖五所示。顯而易見，四個測站之濃霧次數，均以清晨七時為最多，其中尤以嘉義一地最為顯著，此表示晚間長波輻射冷卻，對形成濃霧，具有相當重要性。但在一般情況下，此種因輻射冷卻所造成之地面輻射霧，多在清晨五至六時開始，九時以後因日射增強而消失。現濃霧既然在任何時間均可存在，即表示西部地區形成濃霧過程中，空氣之平流作用實具有舉足輕重之重要性，其中尤以清泉崗及以北地區者最為顯著。因此，台灣西部地區之濃霧，係由空氣平流及長波輻射冷卻之雙重作用所形成。按霧之一般分類，應屬於聯合過程霧（Combined-Process fog）中之平流輻射霧（Advection-radiation fog）。

四、西部地區濃霧起迄及持續時間之調查：

1 起迄時間：台灣西部地區之濃霧，其生成時間，可分成南北兩部份來說明。清泉崗及以北地區，因平流作用較輻射作用為重要，故任何時間均可開始，但仍以清晨為最多，午後為最少。中南部地區之濃霧，大多自西螺河下游開始，然後向南（或區之濃霧，一般均自嘉北）方發展。因此，就空軍測站而言，一般均自嘉義起，根據研究顯示，嘉義之濃霧，其開始發生時間，以清晨至午夜間為最多，但晚間九時後即可開始，遲至上午八時左右亦仍有發生，平均發生時間，約在清晨三至四時間。嘉義濃霧形成後，大多向中南部基地擴展，及（或）延及較北部之基地，其中尤以一及二等濃霧自嘉義向外漫延之情況最為顯著。亦即此等以平流作用為主之濃霧，在嘉義地區發

生後，極難見到僅限於嘉義一地，而均普及其他地區，首當其衝者為岡山及台南（岡山基地發生濃霧時間常較台南基地者為早，其原因之一可能是岡山測站距海較遠，輻射冷卻較顯著，由北沿西部平原南下之平流空氣，易於先行達到飽和而發生濃霧），有時會殃及屏東基地，以及向北擴展至清泉崗。嘉義發生濃霧與其他基地出現濃霧之時間，其差異每視情況不同而有相當之出入。但一般而言，嘉義發生濃霧後半小時至二小時間，岡山及台南基地即可出現濃霧。在嘉義北方基地所發生之濃霧，其時間遲緩亦大致相仿。

2 濃霧之持續時間：台灣西部地區所發生之濃霧，既知係由平流及輻射冷卻之雙重作用所引起，故其持續時間，每受地理環境及所能接收到之日射強度而定。一般而論，北部與南部不同，且均隨月份而變化。茲為明瞭其詳細情況，乃選擇桃園及嘉義兩測站，將民國57—66年每年二月份所出現之濃霧天數、濃霧次數（以小時為單位）及每天濃霧之持續時間加以統計，其結果詳如表七所示（此表尚有其他用途，主要將在形成濃霧之有關預報討論中，闡述濃霧之生成與850mb等壓面上溫度之關係）。由此表中獲知，位於台灣北部之桃園測站，其濃霧之平均持續時間，以及濃霧持續時間之年變化，均較嘉義者為大。例如以民國62年2月份所發生之濃霧而言，桃園出現濃霧10天，濃霧總時間117小時，其濃霧平均持續時間為11.7小時。同月嘉義所出現之濃霧18天，濃霧總時間81小時，平均持續時間為4.5小時，兩地濃霧持續時間為2.6比1。就過去10年二月份濃霧之平均持續時間而論，北部之桃園為7.2小時，中南部之嘉義為4.1小時，均顯示桃園之濃霧持續時間較嘉義者為久。尤有進者，僅以2月份而言，十年中各測站濃霧持續時間絕對最久者，分別為桃園29小時，清泉崗33小時，嘉義與台南12小時，岡山11小時，此亦顯示北部地區所出現之濃霧，遠較西南部地區者為持久。值得一提的是，上述統計所得嘉義濃霧平均持續時間4.1小時，與著者早年利用民國44—48年資料所獲結果4小時04分，頗為吻合，顯示此項危害飛行至鉅之濃霧出現，在持續時間方面，亦具有相當之穩定性。

四、西部地區形成濃霧預報問題之研究

表四：桃園嘉義歷年(民57-66年)冷季各月濃霧次數統計表

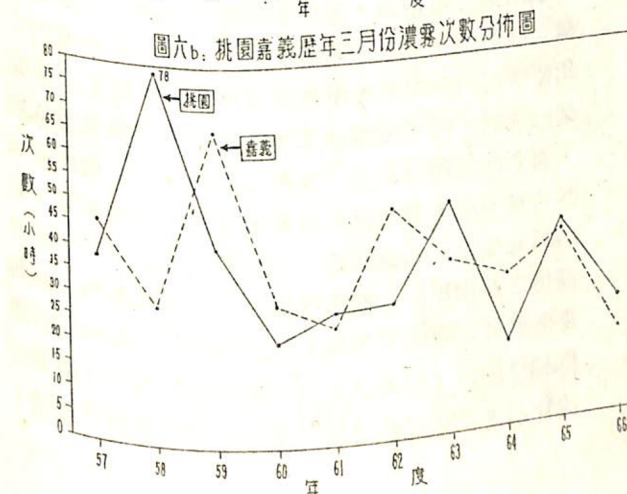
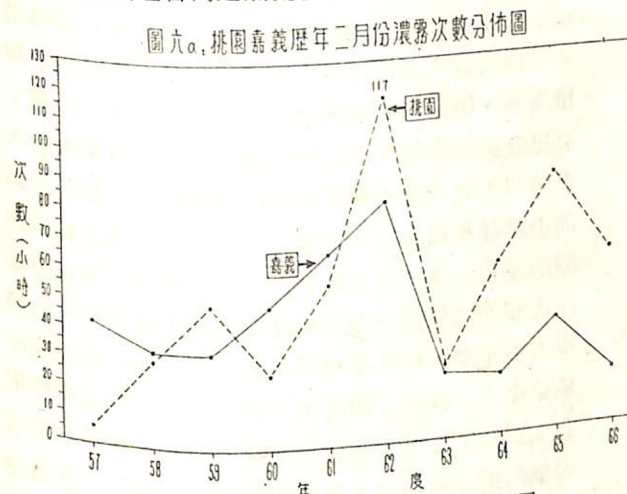
月份		中華民國五十四年及五十五年農務人數統計表															
年度	站	十一月		十二月		一月		二月		三月		四月		總計			
		桃園	嘉義	桃園	嘉義	桃園	嘉義	桃園	嘉義	桃園	嘉義	桃園	嘉義	桃園	嘉義		
民五十七		7	32	31	33	26	68	6	41	38	46	22	62	130	282		
民五十八		4	19	40	65	49	27	29	31	78	28	52	39	252	209		
民五十九		10	28	19	57	12	48	49	31	41	66	94	14	225	204		
民六十		2	56	13	50	11	31	25	48	21	29	28	29	100	243		
民六十一		11	20	16	74	28	74	54	65	27	24	18	33	154	290		
民六十二		2	9	2	7	34	125	117	81	28	48	43	45	226	315		
民六十三		8	21	25	43	13	34	25	22	48	36	25	46	144	202		
民六十四		2	35	16	36	23	46	59	20	17	32	18	29	135	197		
民六十五		2	7	30	50	2	55	87	37	42	40	32	38	195	227		
民六十六		9	21	19	87	28	29	60	17	24	17	36	16	176	187		
總計		57	248	211	502	226	527	511	393	364	365	368	351	1727	2396		

表五：民57-66年二月份西部測站形成濃霧時溫度(°C)及露數次數(以天計)統計表

站名	溫度	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	總計
桃園	T				2	2	6	2	9	11	15	13	5	3	2			71
	Td	1			4	3	4	6	13	12	10	4	1	1				
清泉崗	T			1	1	2	10	10	19	15	13	10	4	5	2	1		93
	Td	1	1	1	1	2	17	19	16	11	11	6	4	1	2			
嘉義	T			2	3	6	8	5	11	16	18	10	8	5		1	2	95
	Td		2	3	3	8	5	8	19	16	10	11	5	2	1	2		
台南	T		1		1	1	5	5	7	9	15	8	11	6		2	1	72
	Td	1		1	2	3	4	8	9	10	15	8	5	3	1	2		
岡山	T				3	4	4	8	7	14	9	7	12	2	3			73
	Td				5	4	7	10	8	13	12	6	4	4				
總計	T		2	3	10	15	33	30	53	65	70	48	40	21	7	4	3	395
	Td	3	3	5	15	20	37	54	65	62	60	41	22	11	5	4		

(一)概述：在上節討論中，多係以氣候之觀點，對台灣西部地區濃霧加以分析研究，以明瞭濃霧隨地區及隨月份之變化。同時亦分析了濃霧之生成在時間上之分佈，以及濃霧之持續時間，並決定了空氣平流及輻射冷卻對形成濃霧之重要性，但並未論及那種情況下之平流，係形成濃霧之必要條件。以及在何種探空屬性情況下始可有利於形成濃霧，凡此種種有關問題，均待進一步之探討。本節將以各種天氣要素為依據，來分析討論形成西部地區之濃霧問題，俾設定形成濃霧之有關比較重要因子，作為未來發展主觀的、客觀的、或數值模擬的「濃霧預報方法」之參考，以期全部的或部份的解決此項對空中飛行及地面交通均極具危害的濃霧問題。本項討論中，將包括氣流軌跡，台灣東方暖洋流黑潮及北來冷洋流親潮在台灣北部海上與海峽北部海上所造成之強烈海面溫度梯度，以及空氣靜力穩定度……等等，對形成濃霧之探討，並以形成濃霧之實例，說明各種有關之氣象要素，俾便在結論中能列出形成西部地區濃霧之有利條件。

(二)抵達台灣之氣流軌跡：經由前面分析推知，

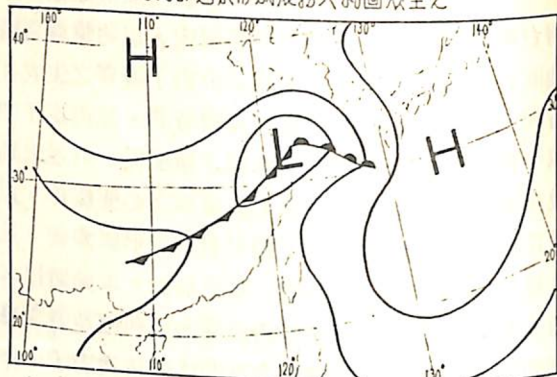


台灣西部地區之濃霧，係屬於平流輻射霧。此種霧之形成，應有空氣平流在先，然後再經由地面長波輻射冷卻降低溫度，達到飽和而發生。根據理論及長時間之工作累積經驗，此種造成台灣西部地區平流輻射霧之氣流，主要是由增加空氣中之水汽及降低空氣中溫度之雙重作用所引起；增加水汽同時亦增加溫度使變為較暖濕空氣，此項任務主要係由台灣東方海上暖洋流黑潮所促成，降低溫度則係因此暖濕空氣流經台灣北方具有強烈海面溫度梯度之海面冷卻，即暖濕空氣經過冷海面造成之平流冷卻作用，當其沿台灣海峽南下入西部平原後，復經地表面之長波輻射冷卻，繼續降低溫度達飽和而造成濃霧。因此，考慮氣流軌跡，亦即着重天氣圖之氣流型式，在討論台灣西部地區濃霧形成問題中，是一項最首要任務。根據多番查閱歷史天氣圖與其在台灣西部地區所造成之濃霧現象，獲知造成台灣西部和西部(中)南部濃霧之氣流，大多不相同。為證明此項事實，乃從瞭解西北部(以桃園為代表)及西部(中)南部(以嘉義為準)地區所發生之濃霧次數着手。民57-66年桃園及嘉義冷季各月所出現之濃霧次數統計，詳如表四所示。由此表中獲知，以十年資料而論，嘉義最多霧(537次)係發生於一月份，而桃園最多霧(511次)係出現於二月份，造成此種差異之因素，除與下面將討論之海水溫度分佈有關外，天氣圖型式亦必為影響因素之一。以個別所發生之濃霧次數而言，兩地之年變化均相當大，但彼此間並無確切正相關。例如四月份，十年中有三年，桃園之濃霧遠較嘉義為多，尤以民59年(桃園94次與嘉義14次)之差異為最大，而嘉義較桃園為多者計五年，兩者相近者二年。分茲將二月份及三月份兩測站所發生之濃霧次數，分別按年份繪成曲線，詳如圖6a(二月份)及6b(三月份)所示。顯而易見，兩對曲線之位相，均缺乏確切之正相關，亦即顯示台灣西北部及西部(中)南部所發生之濃霧多寡，並無一致之關連性。因此，適於台灣區形成濃霧之氣流軌跡(或稱天氣圖類型)，有分別討論之必要：

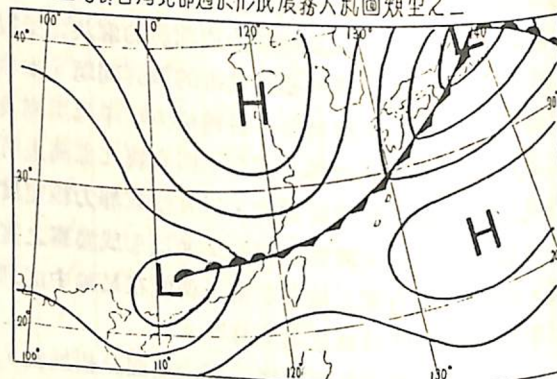
1 台灣北部適於形成濃霧之氣流軌跡：——台灣北部地區之平地，遠較西南部地區嘉南平原為小，但已知北部濃霧生成時間之分佈較不規則，且形成後之平均持續時間，及一次濃霧之絕對最長持續時間，均較西南部地區者為久，在在均顯示北部地

2 台灣西（中）南部適於形成濃霧之氣流軌跡——台灣西部嘉義一帶，不僅為形成濃霧之高頻率區（以天數言，嘉義為高頻率區，以時間言，則 1—4 月均以清泉崗為高頻率區，如圖四所示），且亦為大多數濃度極大濃霧向他區漫延之中心區，為研究討論之重點。適於形成此區濃霧之氣流，在分析台灣區濃霧分佈特性及物理機制一節中，業已有所述及。即此種濃霧，大多在東來迴歸氣流情況下所形

圖七a:台灣北部適於形成濃霧天氣圖類型之一



圖七b:台灣北部適於形成濃霧天氣圖類型之二



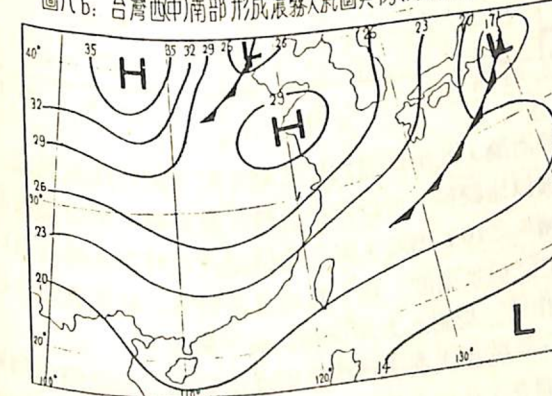
成；此種氣流，一般係由地面大陸分裂高壓出海後造成。但此種高壓出海後，是否仍保持完整之中心繼續東移，則需視下對流層之高空情況而定。不過，高壓既經出海後，不論中心繼續存在抑或消失，大多可以引起抵達台灣氣流之顯著改變——使經歷海面上之旅程增長以及氣流方向由原來之東北轉為明顯的偏東（表六中有實例）。此種歷經台灣東方暖洋流海面之氣流，溫濕均獲得增加，當其到達台灣東方海岸後，視其本身穩定度之不同，可能產生兩種途徑：一種是企圖通越台灣，因受地形迫舉作用造成雲層，並可能發生局部降水。另一種是氣流碰到東部地形阻擋後，部份氣流順海岸而行，通過台灣北部海上，再沿台灣海峽南下，因氣壓梯度力（此種情況均在南北氣壓梯度頗小情況下發生，前面業已述者，常可導致西部地區相對性之誘導副低壓，而產生氣壓梯度力）及摩擦力而流入台灣西部地區。東來氣流遇東部海岸繞道而行，此項事實，可由靠海極近之花蓮基地，於此種天氣圖情況下所常測得之西南風（一般風速很小）而獲得證明。此種東來繞道之變性暖氣流，當其通過北方海面強烈溫度梯度區時，即造成暖濕空氣經越冷海面之顯著平流作用。亦即此種適於西部地區形成濃霧之氣流，

在未到達台灣前，應先經過暖洋面而獲得增溫增濕之變性，然後通過台灣北方海上，形成顯著之平流作用，為其必要條件。惟此種暖海變性程度，除因氣流通越其上之歷程及時間之長短外，與空氣本身之秉性亦大有關係。因此，此種氣流方向有較大之變化範圍，欲按高低壓中心配置而予以天氣圖類型之詳細分類，既複雜而又略感困難。現僅就台灣及其東方海上之範圍內，列出氣流概況。詳如圖 8 a 及 8 b 中所示。圖 8 b 為民 68 年 12 月 6 日 0200L 之實際地面天氣圖，此種氣流，曾形成嘉南平原（台中、嘉義、台南、岡山）清晨一等濃霧，能見度均低達 100 公尺。根據多番查閱天氣圖所獲結果顯示，凡氣流所含東來成份愈大，愈為有利，且氣流能略為偏東南東者，則更為適合，但不能顯著偏東南。蓋在此種情況下，氣流大多通過北方海面而無法能順海峽南下者。在此尚須一提者，凡台灣北方及東北方海面地面氣流具有顯著北來分力者，台灣西部絕難形成此項平流輻射霧，新進預報人員請特別注意運用。

圖 10. 台灣(中)南部適於形成豐雲之東來氣流(限高壓南方)範圍圖



圖八b: 台灣南部形成濃霧天氣圖實例(民68年12月5日1600Z)



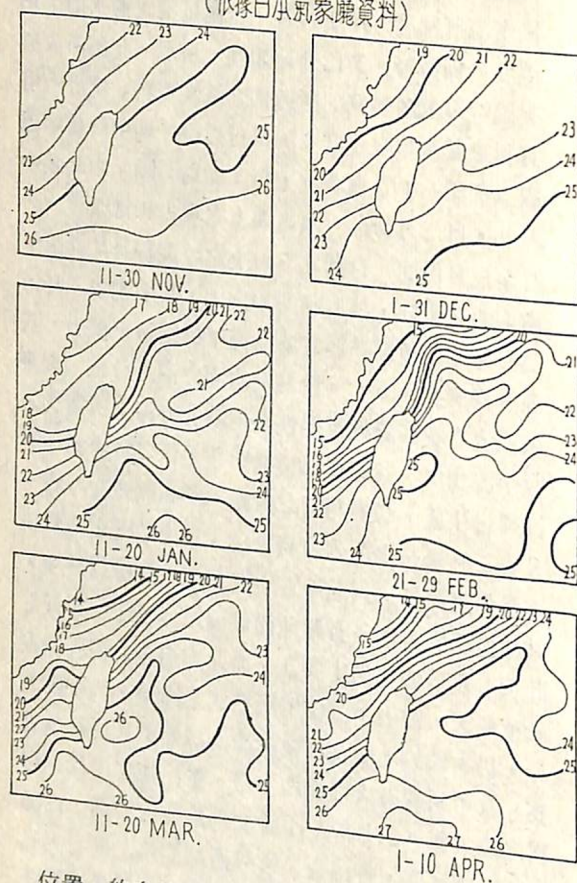
(三)台灣近海海面溫度與台灣濃霧之關係：台

灣東方海上有北上之暖洋流黑潮，沿浙閩大陸沿海有南下之冷流親潮，此兩冷暖洋流造成北方海上之顯著溫度梯度。冷季各月，台灣近海之海水面平均溫度分佈情形。業已介紹如圖一所示。此圖係依據美國空軍氣象勤務部所頒佈之氣候資料（統計所用資料來源及年限不詳），拷貝而得。圖中所繪等溫線以華氏（ $^{\circ}\text{F}$ ）為單位，每 2° 為間隔。由此圖中獲知，自二月份起，東方海上之暖舌相當顯著。一月至三月份間，台灣北方海上之等溫線呈北北東至南南西之走向，溫度梯度相當大，其中尤以二月份為最甚，自東部花蓮宜蘭沿海至桃園西方海上，其溫度梯度達 4.5°C 。此種海水面之溫度分佈，對東來氣流之暖海變性及變性後通越北方海上所造成之暖平流作用，其影響已極其顯著，深信對台灣地區濃霧之生成，必有相當之貢獻。現在回頭參考表一及表二。表一中所列嘉義（含）以南地區之濃霧以一月份為最多，以北地區之濃霧以二月份為最多，其部份原因可能是台灣地面氣溫以元月份為最低（此項有利於濃霧之生成），而北方海上之溫度梯度未達最大，海上平流作用所造成之冷卻，尚不夠充分，仍有賴於地面長波輻射冷卻以達飽和而形成濃霧。致平原較廣大之嘉南一帶，遂出現了平流輻射霧之最大值。二月份，不論北部地區之濃霧、西部地區之總濃霧，抑或表二所列西部測站之第一、二等濃霧，均出現了最高值，顯而易見，此種濃霧區中心之北移，主要係受台灣北方海上溫度梯度最大，氣流經歷其上所造成之平流冷卻作用增大所致。由此可見，海水面溫度分佈對台灣區形成濃霧之影響，其重要性已可見一般。茲為進一步瞭解海水面平均溫度與實際海水溫度間是否有差異，乃採用近期內空氣氣象中心蒐集到日本氣象廳所發佈之海水溫度資料（係根據關島上空日本同步氣象衛星 GMS-1 所攝得紅外線照片，加以分析而得），錄製而成如圖九所示，因限於所保存之資料不足，六個圖中有的用月平均，有的用十天平均。圖中等溫線係以 1°C 為間隔繪一條。將此圖與圖一加以比較後，可獲得下列事實：

1 台灣北方海上之溫度梯度，確以 2 月份為最大，花蓮宜蘭近海至桃園西部海上，其溫差達到 5℃。

2 台灣東方及琉球一帶海上，其暖舌較平均圖上者為顯著。20℃之等溫線，於元月份移至最南之

圖九. 各月實測海水溫度(°C)平均值(月平均或旬平均圖)
(依據日本氣象廳資料)



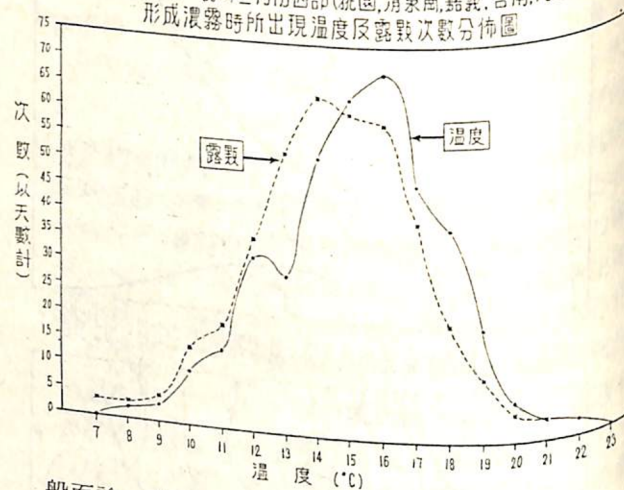
位置，約在花蓮以南，二月份則北退至台灣東北部尖端。在琉球一帶，顯著暖舌向東北伸出，幾與暖洋流黑潮流域相一致，此一暖舌帶，溫度均在20°C以上，任何溫度低於20°C之空氣，當其經過此暖舌帶或其東方地域，均可獲得增溫增濕之變性。因此，吾人可以解釋何以具有東北向分風速之氣流亦可形成台灣西部地區濃霧之理由——沿着暖舌帶向高溫度海域流動，如持續時間較久，即可獲得暖海變性。

3. 元月份台灣北方海上之溫度分佈，與平均情況有頗大之差異，顯示海水溫度亦有較大之變化，此種變化與濃霧生成之關係，待蒐集較長時間之資料後，有進一步研究之必要。

四. 台灣地區形成濃霧時之溫度露點概況：氣流移抵台灣形成濃霧歷程中，增加水汽（相伴的亦增加溫度）及降低溫度，是兩個重要的程序。空氣先在東部海上增加溫濕，繼而通過北方海上而降低溫度，待入西部地區後，藉長波輻射冷卻繼續降低溫

度，以至達到飽和而成霧。有關空氣在海上之變性情形，當視海面溫度狀況、氣流本身秉性及運行速度而定，此將在下節作一簡單討論。茲為明瞭台灣西部地區形成濃霧時之溫度及露點概況以分析其與海水溫度間之關係，乃利用民57-66年之資料，求出二月份西部五個測站濃霧發生時之溫度露點分佈情形，其結果詳如表五所示。從此表中獲知，十年中二月份之濃霧次數（以天為單位），以嘉義之95次為最多，清泉崗之93次為次多，兩者相差極微。分析各測站之溫度，均以分佈於14°C-18°C之範圍內者為最多。其百分率分別為：桃園為75%，清泉崗、嘉義及岡山均為67%，台南為70%。露點則以分佈於13°C-17°C範圍內者為最多，上列測站之百分率依次為：桃園為75%、清泉崗為67%、嘉義為66%、台南為70%、岡山為67%，顯示濃霧時之溫度及露點尚略有些微差異，此即表示在出現濃霧時，空氣並未完全達到飽和，此種現象可能由於編碼時溫度及露點以度數為單位（四捨五入）所造成。現進一步將西部五測站之總計次數，分別繪成溫度及露點曲線，詳如圖十所示。

圖十. 民57-66年二月份西部(桃園, 清泉崗, 嘉義, 台南, 岡山)測站形成濃霧時所出現溫度及露點次數分佈圖



般而論，此兩曲線均呈常態分配。如將此圖與圖一加以比較後，可以發現台灣區濃霧時，所出現最高頻率之16°C溫度，與二月份位於台灣西北部沿海16°C之海水溫度一樣，此兩者相關性之發現提供今後作進一步對此方面研究之濃厚興趣。

(五) 經由海上移抵台灣北部氣流之溫度變化個案調查：前面各節業已多次述及，東來氣流為台灣西部地區形成濃霧之主宰，且亦闡明暖洋流黑潮及冷

表六. 抵達台灣北部氣流走向及其十個緯度內之溫度差(台北溫度減上游溫度)
與台灣出現濃霧概況之資料調查表(時間為120°E地方時, 能見度以哩為單位)

日期	抵達台灣北部氣流走向及其十個緯度內之溫度差(台北溫度減上游溫度)				台灣出現濃霧時間及能見度概況									
	0000Z		1200Z		台北		桃園		台中		嘉義		台南	
	氣流走向	溫度差	氣流走向	溫度差	起見度	能見度	起見度	能見度	起見度	能見度	起見度	能見度	起見度	能見度
43.1.12	NNE-SSW	9°C	NE-SW	7°C										
43.1.12	NE-SW	6°C	ENE-WSW	4°C							0610-0730	3/4	0610-0730	3/4
43.1.12	E-W	-2°C	E-W	-4°C							0610-0730	3/4	0610-0730	3/4
43.1.12	ESE-WNW	-6°C	E-W	-3°C	0601-0619	3/4	0115-0710	3/4			0610-0730	3/4	0610-0730	3/4
43.1.12	E-W	-6°C	ENE-WSW	0°C					0605-0705	1/6	0610-0730	1/6	0610-0730	1/6
43.1.12	ENE-WNW	0°C	E-W	-2°C							0610-0730	1/6	0610-0730	1/6
43.1.12	ENE-WNW	8°C	ENE-WSW	8°C							0610-0730	3/4	0610-0730	3/4
43.1.12	NE-SW	10°C	NE-SW	9°C										
43.1.12	NE-SW	10°C	ENE-WSW	5°C										
43.1.12	ENE-WSW	7°C	NE-SW	9°C										

表七. 民57-66年二月份台灣南北探空850mb溫度, 相對濕度與桃園, 嘉義, 台南測站濃霧調查表

年	度	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	平均
		溫 度	溫 度	溫 度	溫 度	溫 度	溫 度	溫 度	溫 度	溫 度	溫 度	溫 度
桃園探空	0000Z	3.4	7.3	8.5	7.9	7.0	11.2	5.5	9.7	9.5	4.9	7.24
	相對濕度	87	85	69	77	81	77	81	51	74	67	77.8
	1200Z	3.5	7.8	9.1	8.4	6.5	12.4	7.0	10.3	9.1	9.9	7.81
	相對濕度	90	88	75	79	78	77	74	52	76	63	80.1
東港探空	0000Z	8.8	10.4	11.3	10.1	12.2	13.9	10.9	11.6	12.0	10.6	11.57
	相對濕度	77	79	60	77	74	70	75	73	73	70	71.5
	1200Z	9.0	11.6	缺	9.6	11.4	13.4	10.5	11.1	12.3	10.1	11.0
	相對濕度	87	82	缺	85	85	79	85	82	82	80	83.0
桃園	出現天數	2	7	9	7	7	10	4	9	9	7	7.1
	出現時數	6	29	49	25	54	117	25	59	87	60	51.1
	平均持續時間	3.0	4.1	5.4	3.6	7.7	11.7	6.2	6.6	9.7	8.6	7.2
	平均持續時間	6	9	8	11	11	18	7	8	11	6	9.5
嘉義	出現天數	6	9	31	48	65	81	22	20	37	17	37.3
	出現時數	41	31	31	44	59	45	31	25	34	2.8	4.1
	平均持續時間	6.8	3.4	3.9	4.4	5.9	4.5	3.1	2.5	3.4	2.8	4.1
	平均持續時間	6.8	3.4	3.9	4.4	5.9	4.5	3.1	2.5	3.4	2.8	4.1

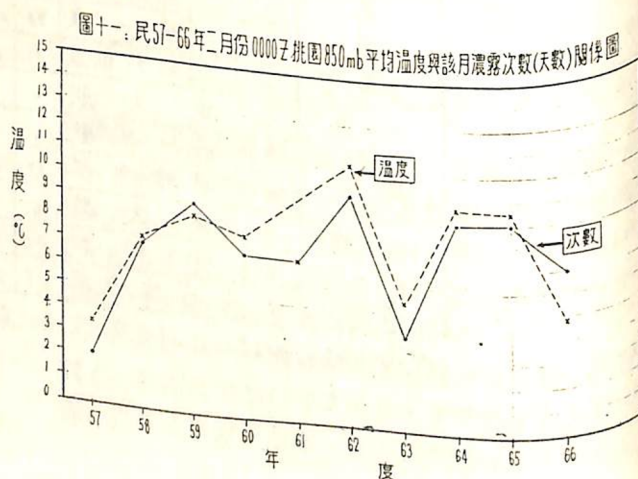
附註：該表有*者，係指該測站未施放探空，而以馬公資料代之，所列平均值不合該站之資料

洋流親潮，在東來氣流形成濃霧過程中，所擔任物理機制角色之重要性。現進一步瞭解海水面對流經其上之氣流，所造成之非絕熱溫度變化情形，乃以最簡單而粗略之方法，實施個案分析調查。因為濃霧係發生於地面，此項調查係以地面圖為對象。為儘可能排除地面溫度（包括台灣北部）受長、短波輻射所造成之海陸不同之溫度變化，乃以每日0000 Z及1200 Z兩次地面圖資料為依據。此項工作採用民國68年12月上旬之實例。調查時係依抵達台灣北部之氣流線走向，台北溫度減去該氣流線上游十個緯度處之溫度（此溫度係根據島嶼測站溫度、船舶報告溫度或估計而得）所得之溫度差，將之逐日求出詳如表六所示。在此表之右方，並注明台灣地區濃霧現象，包括起訖時間及所出現之最低能見度（以哩為單位）。由此表中獲知，凡是抵達台灣北部（附近）之氣流，呈東北至西南之走向者，具有較大之溫度變化，呈東至西走向者，上游溫度均較下游溫度為高（所得之差為負數），此顯示具有向南分力之空氣，可獲得顯著增溫，而由東向西氣流經過北部近海時，因平流冷卻作用均有降溫現象。12月4及5日0000 Z時均增出現降6℃。此種東來降溫氣流與台灣濃霧之關係已十分明顯。

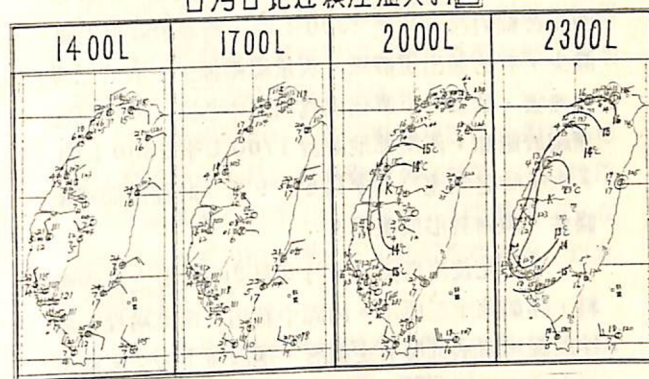
內台灣低層空氣靜力穩定與形成濃霧之關係：台灣地區之濃霧，當其發生後，常涵蓋相當廣闊之面積，少則數個測站，嚴重者漫延了整個西部地區，而且此種濃霧，其垂直發展所達之厚度亦相當大。例如民國四十四年四月七日一點多鐘所形成於嘉南平原一帶之大霧，厚度即相當高，濃霧與層雲連成一片，當時有一架執行任務完畢返航的P4Y機，當抵達上空後，用導航設施帶至200呎高之跑道頭時，尚在模糊一片之濃霧（實際上為雲與霧連成一體）中而看不到地面上之強烈跑道燈，以致造成機毀及十人死亡之慘案（機上共十一人，內有一射擊士從射擊口被摔出，嚴重受傷而幸免於死，上述情況係著者請楊時詩少校與其連絡後所獲得之當時情形，對上述兩位先生，謹表謝意）。由此可見，此種濃霧之形成，必須考慮垂直方面之靜力穩定情形，亦即應將台灣之探空資料予以扼要之研究，以明瞭彼此間之相關情形。

1 850 mb 月平均溫度與濃霧次數之關係：一在大多數情形下，一般冷空氣通過台灣所引起之溫度改變，多以低層之變化為最大，可以850 mb

為代表。而台灣區所形成之濃霧，係屬暖海變性氣團之產物，此種暖海變性所引起溫度改變之高度，可能達到850 mb層。因此，採用850 mb上之溫度為對象，以尋求此項溫度與台灣區濃霧生成多寡間之關係。由於濃霧次數以二月份為最頻，故以二月份作為研究目標。民57—66年2月份桃園及東港兩測站850 mb之平均溫度（℃）及相對濕度，統計後所獲結果詳如表六所示。表中附有相同月份內，桃園及嘉義兩地所發生之濃霧情況。由此表中獲知，如以桃園探空資料而論（台灣區之平流輻射霧，因氣流大多先經過北方近海後而形成者，桃園探空情況，理應較東港者具有代表性），850 mb上之溫度，以民57年2月份為最低，0000 Z及1200 Z分別為3.4℃及3.5℃，此同一月份內之濃霧次數，桃園及嘉義分別為2次及6次，均屬十年中最少之月份。最高溫度則出現於民國62年2月份，0000 Z及1200 Z之溫度分別為11.2℃及12.4℃，在此相同月份裡之濃霧次數，桃園及嘉義分別為10次及18次，均屬十年中最多之月份。此兩種情況，均顯示桃園850 mb之溫度與濃霧次數間，有極其明顯之正相關，為進一步明瞭其他年份此種相關性之是否存在？乃將桃園0000 Z 850 mb溫度資料（因桃園1200 Z有三年缺資料，係由馬公探空替代者，故採用0000 Z探空，理論上應以1200 Z資料為佳）及相同時間之濃霧次數，分別繪製成曲線詳如圖十一所示。一般而論，兩者正相關情形相當良好，此乃證明低層空氣增暖變性，確為台灣地區形成濃霧之先決條件。關於850 mb相對濕度與濃霧間之關係，似乎是具有負的相關性，但因相對濕度變化量很小，此種關係有待進一步之研究。



圖十二 形成濃霧前一日(65年2月3日)台灣各地連續壓溫資料圖



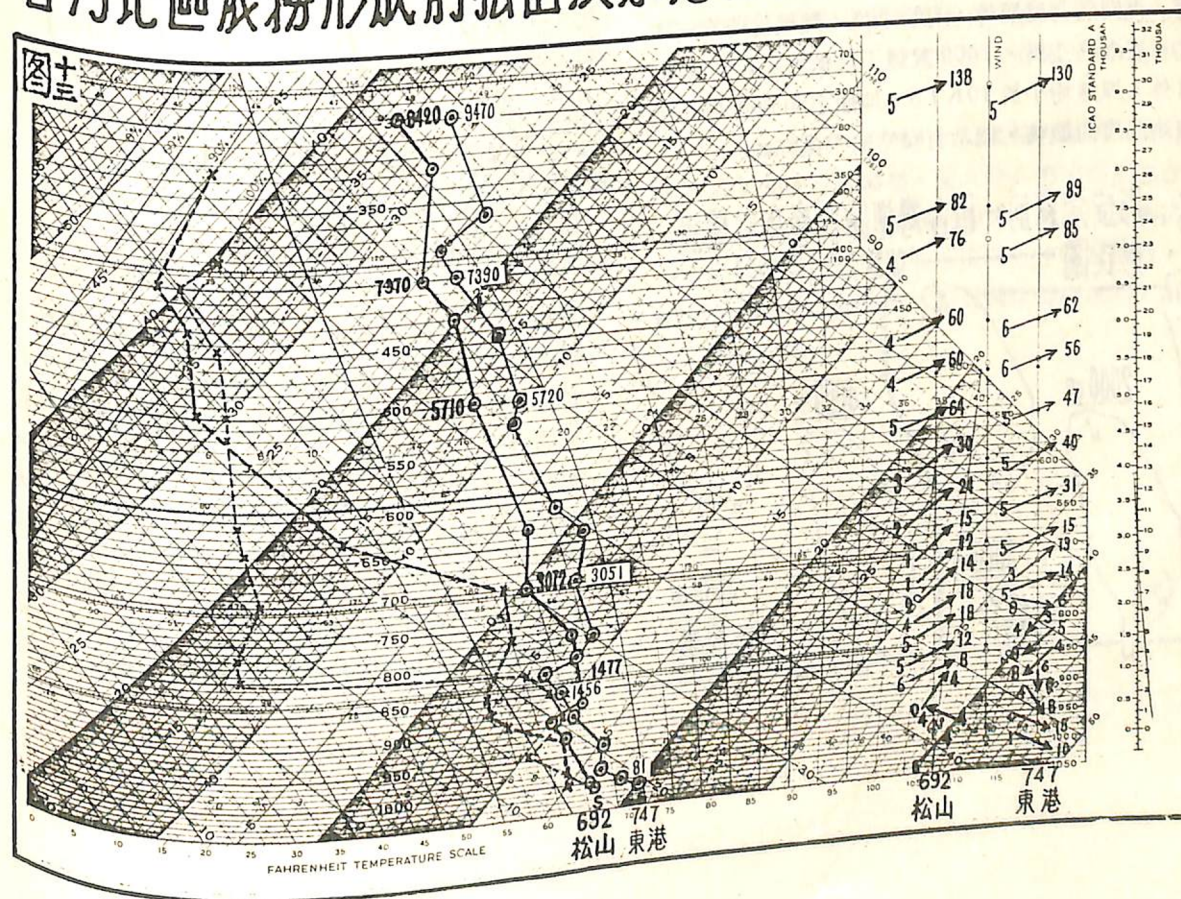
1 台灣地區1月3日1400 L、1700 L、2000 L及2300 L之四次地面壓溫資料，詳如圖十二所示，由此等圖中獲知，1400—2000 L間，西部地區風向為NNW，風速均在5—10 KTS間，由風場及氣壓場看，西部嘉南平原一帶有微弱之輻合現象。至2000 L起，台東風由原來之NE轉為NW，花蓮則由NE轉為SW，此種風由原來之向岸風轉變為離岸風，顯示中央山脈東方下降空氣已相當明顯，表示東來氣流相當穩定。在此期間，西南部

2 低層有逆溫利於濃霧之形成：——根據濃霧形成前之探空觀測顯示，低層有適當之逆溫層，逆溫層下方空氣潮濕，上方空氣乾燥，有利於形成濃霧。蓋在低層有逆溫層情況下，即顯示空氣相當穩定，在此種情況下，地表面（尤其在暖洋面上）藉蒸發所提供空氣之水汽，僅限於逆溫層之下方，故逆溫層下方空氣潮濕，而逆溫層上方空氣較乾燥。因此，逆溫層愈低，水汽分佈之垂直空間較小，如遇適當之冷卻以降低空氣溫度，即易於達到飽和而形成濃霧。

3 低層風速較小，利於形成濃霧：——低層風速較小，以小於10 KTS者，有利於濃霧之形成。蓋在此種風力微弱之情況下，低層空氣運動緩慢，繼續降低溫度易於達到飽和而形成濃霧。

(七)台灣形成濃霧之實例分析：民國六十五年二月四日清晨，台灣西部地區普遍出現濃霧，包括新竹及以南地區至屏東一帶，發生時間以嘉義為最早（0305 L），然後向南及向北地區漫延。茲扼要將形成濃霧前之天氣概況及濃霧時情況分析如下：

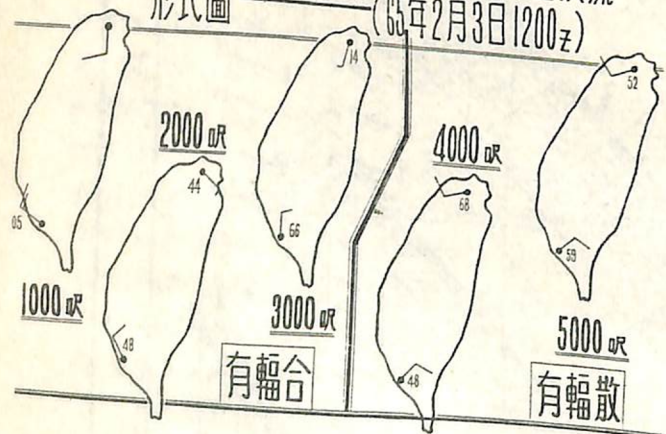
台灣地區濃霧形成前松山及東港探空資料(65 $\frac{3}{2}$ 1200Z)



地區天空狀況，由原來之裂雲漸變為疏雲，利於地面長波輻射冷卻。至 2300 L 時，西部地區風力更減少，有的並出現靜風。雲量繼續減少，有的已碧空無雲，致嘉南平原已成為低溫中心區，使空氣逐漸趨於飽和，西南部地區於 1700 L 至 2300 L 間，六小時之氣流冷卻率為 6—9℃。此種地面氣象條件，頗適於形成濃霧。

2 台北及東港兩地 2 月 3 日 2000 L 之探空資料，詳如圖十三所示。由圖中看出，南北兩探空屬性曲線均顯示低層有逆溫層，逆溫層下方空氣潮濕，上方空氣較乾燥。東港探空在 980—940 mb 間，雖無逆溫層，但空氣相當穩定。在濃霧形成時，西南部地區溫度已降至 13℃，顯然已形成地面逆溫層，逆溫層頂在 1500—2000 呎間。關於垂直風之分佈情形，詳如圖十三右方所示。北部 5000 呎以下風速均在 10 KTS 以下，尤以近地面 3000 呎均小於 5 KTS，地面至 2000 呎之風向隨高度而逆轉，根據熱風原理，顯示有極微弱之冷空氣平流。因當時台北板橋低層風為：地面 200 / 4 KTS，1000 呎 180 / 8 KTS，2000 呎 140 / 4 KTS，故地面至 2000 呎之熱風係自東向西，1000 呎至 2000 呎之熱風則自東北向西南。2000 呎至 4000 呎（逆溫層）風向隨高度順轉，有暖平流，熱風自西南至東北。東港高空風，7000 呎以下之低層，除 1000 呎者外，風速均小於 10 KTS，地面至 5000 呎間，風向隨高度而順轉，顯示有暖空氣平流存在。

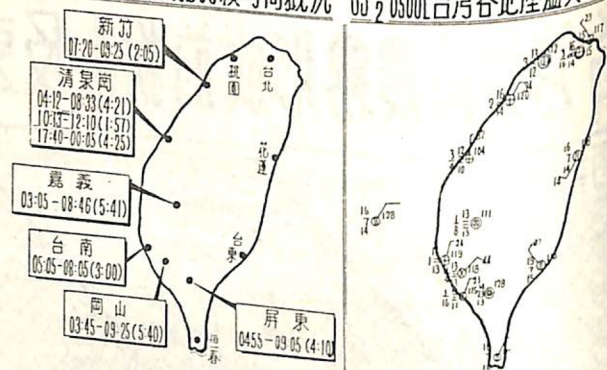
圖五：形成濃霧前一日台灣地區低層高空環流形式圖 (65年2月3日1200Z)



3 台北及東港兩地 2 月 3 日 2000 L 之 5000 呎以下高空風，分別填在圖上而成環流形式圖，詳如圖十四所示。由於資料太少，藉以判斷環流現象，正確性不無疑問。就此有限資料顯示，低層似有輻合現象，3000 呎以上有輻散情形。如再參考前述 2 月 3 日 1700—2000 L 間之地面壓溫資料，西部所出現之向岸風及氣壓場情形，地面輻合已相當明顯。故此種低層輻合之存在，想不致於有問題，但所在正確位置以及在那一高度始變為輻散，尚須蒐集較多之資料後，始可決定。此項有關台灣低層環流之研究，是既有趣而又重要的工作，特別是將來要用數值預報方法來進行濃霧研究時，此項工作更為重要。

4 2 月 4 日清晨，各地濃霧相繼發生，有關各測站形成濃霧之起迄時間，持續時間，以及 2 月 4 日 0500 L (濃霧多已發生) 時台灣各測站之壓溫

圖五 濃霧實例
65 4 清晨台灣地區濃霧持續時間概況 65 4 0500L 台灣各地壓溫資料圖



資料，詳如圖十五所示。此次濃霧先由嘉義開始，然後向南北擴展。值得一提的是，除清泉崗外，凡是靠海較近者，形成濃霧的開始時間較遲，而持續時間較短。此種現象，在頗多之實例中都是如此。由圖右方 0500 L 之壓溫資料顯示，濃霧時各地天空狀況多為陰天或不明（東部及其他無濃霧測站為裂雲）。東部仍為離岸風，西北部吹北至東北風，有空氣內流。西南部吹北北東至東北風，空氣外流，顯示西部地區平流作用相當明顯，但風速均小，故持續時間較久。

五、結 論

台灣西部地區，每年冬春季節，常於晚間及清晨，發生能見度一哩以下之濃霧；此種濃霧發生後，一般能見度可低於 100 公尺（小於 1/16 哩），天空狀況不明，或濃霧與低層雲連成一體，使水平及垂直方面都佔有相當之空間，嚴重影響飛行作戰，甚或地面車輛活動，是天氣預報中極端重要問題之一。利用過去十年（民 57—66）氣象資料研究後，所獲結果（或事實）如下：

(一) 此種濃霧從未在東部（以空軍之台東及花蓮測站為準，宜蘭因僅作白天觀測無法運用）測站發生過，而僅為西部地區之產物。由此可見，地理環境對形成濃霧佔有極重要之地位。

(二) 一般而論，台灣西部地區之霧，以二月份為最多。但依測站個別而言，清泉崗（含）以北地區，發生霧之次數（以小時為單位）以二月份為最多，南部地區則以一月份為最多，而且濃霧中心在嘉義與清泉崗間變動。

(三) 此種濃霧主要係受空氣平流及地面輻射冷卻之雙重作用而成，屬於聯合過程霧（Combined-Process Fog）中之平流輻射霧（Advection-Radiation Fog）。其形成程序大致為：

1 大陸高壓出海，氣流經過琉球群島海面，獲得暖海變性而回歸台灣地區或其北方近海上。

2 如若氣流相當穩定時，則當其西移抵達台灣東方海岸後，部份空氣即沿東北部沿海北上，並通過北方溫度梯度頗大（此較強之溫度梯度係由沿台灣在東方海面上之暖洋流黑潮，及沿我國東南沿海南下之冷洋流親潮相會合而成）之海面，或氣流直接自東向西通過此海面，造成此暖海變性氣流經過較冷海面之平流冷卻作用。

3 當此種氣流通過北方海面進入海峽南下時，受氣壓梯度力（在此種氣流場情況下，因地形影響，常在台灣西部形成相對性之微弱誘導低壓）及地面摩擦力作用而進入西部地區。

4 遇有適於地面長波輻射冷卻情況，如雲量稀少，風力微弱，則氣流繼續冷卻降低溫度，以達飽和而形成濃霧。但當上述平流作用相當顯著時，在雲量較多或風力稍大情況下，亦可形成濃霧（以北部地區為主）。

(四) 北部地區適於形成濃霧之氣流軌跡：一天氣圖類型，大致可區分為兩類（如圖七）；西（中）南部地區適於形成濃霧之天氣圖類型較多，凡是氣流如圖八中所示，在 A B 曲線與 C D 曲線間之範圍內移流至台灣者，均有可能引起濃霧，一般而論，大陸高壓出海或停留日本及其東方海上，為造成此種適於形成濃霧氣流之控制系統。

(五) 根據統計，民 57—66 年十年間二月份形成濃霧時所發生之最高頻率溫度 16℃，係與桃園外海二月份平均海面溫度 16℃ 相一致，顯示暖空氣平流冷卻作用，對台灣地區形成濃霧過程中，佔有極為重要之地位。

(六) 台灣地區，預報濃霧形成時，除應密切注意海水溫度分佈（東方海上有明顯暖舌，北方近海有顯著溫度梯度時，較適於形成濃霧）外，應慎重順序考慮下列因素：

1 氣流軌跡：台灣在大陸高壓控制下，盛行東北風時，絕難形成濃霧。當大陸高壓出海抵達台灣北風時，絕難形成濃霧。當大陸高壓出海抵達台灣氣流之方向，由東北漸轉為偏東，為形成濃霧之有利條件。不過，當高壓在華東向東移動緩慢時，且抵達台灣之東北東氣流，係通過暖舌海面，偶而亦可形成濃霧。

2. 地面氣壓梯變：台灣地區氣壓梯度要小，致一般風力微弱，西部吹北北西風；為形成濃霧之有利條件。

3. 台灣及其附近海上之大氣溫度：東部海上氣流溫度（0000 Z 及 1200 Z），如較台灣區者為高，為濃霧形成之有利條件。檢查此項工作時，應利用通過台灣北端及其近海之同一等壓線或氣流線上之溫度相比。

4. 台灣附近海上之空氣露點：台灣東部海上之氣流，如所含水汽相當多，即露點溫度相當高時，有利於濃霧之形成。否則，露點太低，尤其相對溫度低於 70 % 者，每不適於台灣地區形成濃霧。

5. 台灣氣團屬性：桃園及東港探空資料，低層有逆溫層，下方水汽較多，上方相當乾燥，有利於濃霧形成。

6. 天空狀況：雲量稀少，適於地面長波輻射冷卻，造成氣溫冷卻率大，利於濃霧之形成。

7. 連續性：如濃霧既經發生，而天氣圖型式（特別是移抵台灣之氣流型式），東部洋面上氣流之溫度及露點預期均無明顯改變，則應考慮其再發生之連續性。

參考文獻及所用資料

1. 空軍氣象聯隊，1968 至 1977 台灣地區氣象觀測資料。
2. 空軍氣象中心，1968 至 1979 天氣圖，台灣區探空資料，地面天氣一覽圖。
3. 美空軍氣象勤務司令部，遠東氣候資料。
4. 日本氣象廳：傳真海水溫度資料。
5. 張瑞翔，1960；台南地區霧之預報，氣象預報與分析第 3 期。
6. 俞家忠，1960：嘉義地區平流輻射霧之研究，氣象預報與分析第 3 期。
7. 戴可，1960：桃園基地霧之研究，氣象預報與分析第 4 期。
8. 于同陽，1960：屏東地區霧之預報，同上。
9. 林鞠清，1961：台中公館地區霧之研究，氣象預報與分析第 7 期。
10. 俞家忠，1977：台灣低壓，美國夏威夷大學氣象碩士論文。