

台灣中部惡劣天氣預報之研究

郭兆憲

摘要

台灣中部地區常發生濃霧(低能見度)、低雲幕及雷陣雨之惡劣天氣。清水地區因地勢高,地形特殊,晚間及晨間所發生之濃霧造成低能見度(1哩以下)與低雲相伴隨,致水平所涵蓋之面積與垂直所佔之空間均相當大,當新竹地區500呎之低雲移至清水地區(海拔高度665呎)即貼地面而行,瞬間地面能見度可由7哩轉變為零哩,嚴重危害飛行安全。雷雨之發生,雲中垂直運動頗為激烈常伴有嚴重積冰、亂流、閃電、冰雹等危害飛行之天氣現象。本文之目的,乃在對台灣中部地區,尤以清水地區惡劣天氣形成過程做一充份瞭解,尋求較佳之預報方法。本文研究係根據過去十年民國60~69年(1971-1980)之地面觀測資料,選取颱風以外影響飛行之惡劣天氣(雷雨、低雲幕、低能見度)詳加分析,而後利用天氣圖及探空資料,調查導致該等惡劣天氣之大氣因素,尋求有效之客觀預報。

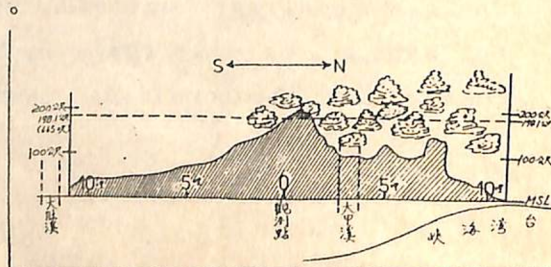
一、前言

局部地形對天氣變化作用甚大,在同一氣壓型式下,各地之變化不同,因此,惡劣天氣之預報,除對氣象理論須加運用外,對局部地區之客觀預報法應用尤佔重要。客觀預報首重惡劣天氣形成,所採用之氣象因素對熱力、動力作用之相關性。濃霧發生時造成之能見度及雲幕高均相當低劣。因低雲幕、濃霧及雷雨對飛安影響甚巨,實有不斷加以研討之必要。本文利用1971-1980年地面觀測資料、天氣圖、探空資料選取持續時間、發生時刻、溫度露點差、風向風速、天空狀況、逆溫情況、等壓線走向,以探討冬半年(12-4月份)濃霧(低能見度)及低雲幕之演變因果,並製作客觀預報圖與校驗。雷雨係在空氣極端不穩定之情況下發生,預報雷雨須考慮空氣穩定度、水汽含量與向上垂直運動之因素,因之選取(1)地面因子(風向、風速、溫度、露點)(2)高空因子(K index、Total index、各層風向風速850 MB, 700 MB, 500 MB、氣象雷達觀測資料、L.F.C之氣壓高度,以尋求雷雨客觀預報方法與校驗。本文濃霧

係指能見度一哩以下,而雷雨之發生包括台灣中部山區雷暴,以清泉崗與台中兩站地面觀測紀錄及氣象雷達觀測資料為依據。

二、台灣中部地形之特性

一地之地形為預報天氣之重要考慮之因素,清泉崗測站海拔高度665呎,台中測站海拔高度208呎,二地均在中央山脈近海地區海陸作用顯著,且處於向風面之匯集處,南北氣流輻合影響,混合凝結層經常存在,為一滿足發展完整積雨雲之有利條件。另因盆地表面午後非絕熱增大,而西部平原直徑達10公里以上,均滿足發展積雨雲之水平範圍,因此雷雨較多。



圖一：清水地區剖面圖

冬春交替之際,上述地區冷暖平流互替頻繁,易輻射冷卻形成濃霧,而清泉崗地勢偏高,當新竹地區雲塊移來時,貼地面而行,已為危害飛行之要素,如圖一。台中水南海拔高度與清泉崗相差457呎,因此兩地天氣情況常迥然不同,後者因低雲移來能見度為零哩時,前者能見度仍能維持4哩以上,甚至7哩,兩地相距僅約9公里,因地勢及氣流駛向之不同,對天氣影響亦必異;本省濃霧僅發生於西部地區,而東部地區甚少出現過,亦顯示地形對形成濃霧之重要性。

三、台灣中部濃霧客觀預報之研究

一、台灣中部濃霧生成條件:

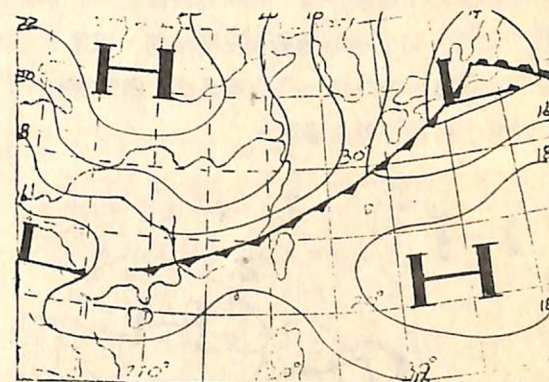
濃霧為影響低能見度之主要因素,除此尚有雨、雨霧及雷雨等,經統計,以霧佔比率70%為最多,雨佔16%,雨霧佔8%,雷雨佔6%。台灣冬半年均受Cpk氣團所籠罩,低層空氣經由日本南部海面迴流,水汽含量豐富,到達台灣地區,由於平流作用凝結成霧或低雲。冬末春初天氣圖為大陸變性氣團南伸,極鋒平均位置在巴士海峽,高空噴射氣流南移掠經華中及日本南方海面。台灣東方海上有北上之暖洋流黑潮,沿浙江、福建沿海有南下之冷流親潮,此兩冷暖洋流,造成北方海上顯著之溫度梯度,冬半年台灣海峽海水之等溫線有冷舌南伸,而本省東方海上之暖舌相當顯著,呈北北東至南南西走向,溫度梯度大,二月份本省東西方海水溫度相差達10°F,致平流冷卻盛行。(俞;1980)

年	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	總計
60	12	13	9	11	8	4	4	4	9	6	3	10	93
61	10	14	5	8	7	7	4	6	7	4	3	9	84
62	11	13	9	9	7	5	4	7	8	8	4	8	93
63	10	9	7	14	6	7	3	8	9	7	7	15	102
64	13	11	11	10	10	5	0	3	7	7	6	8	91
65	16	10	8	14	9	7	2	6	5	5	2	7	91
66	14	10	7	8	6	5	3	2	6	5	2	9	77
67	10	11	15	13	8	7	2	9	8	6	7	11	107
68	15	14	16	18	9	4	4	8	7	3	6	13	117
69	12	21	14	20	8	4	5	11	8	7	10	12	132
總計(次)	123	126	101	125	78	55	31	64	74	58	50	102	987
平均次數	12.3	12.6	10.1	12.5	7.8	5.5	3.1	6.4	7.4	5.8	5.0	10.2	8.2

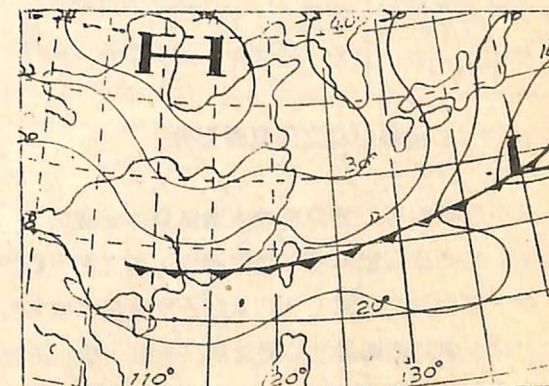
表一：清水地區濃霧次數統計表(60-69年)

經統計民國60~69年清水地區地面觀測紀錄,全年中平均發生濃霧之低能見度日數並不規則,以12-4月份最多,8、9月份次之,6、7月與10、11月較少。由附表一可知,民國64年7月幾無濃霧發生,而民國69年2月高達21次,而且民國69年發生濃霧132次與66年之77次相差甚多,顯示每年濃霧發生與整個大氣運動系統有相當關係。

另再統計濃霧發生之持續時間、發生時刻、溫度露點差、風速、霧生成時之溫度等五項基本因子,清水地區起霧之時刻,往往較其他地區為早,多在零時以後,尤以3-7時較多,而消散時刻多在8時以前,持續時間以1至3小時者約佔40%,若鋒面在台灣北部移動緩慢,清水地區有毛毛雨情況,則濃霧可在一天中任何時刻發生,此時相對濕度大,低層水汽含量豐富,凝結層深厚,有時濃霧竟日籠罩,不易消散,持續時間在25小時以上,如附圖二、三。此為鋒面對濃霧發生之顯著特性。



圖二：64年1月25日0600Z地面天氣圖



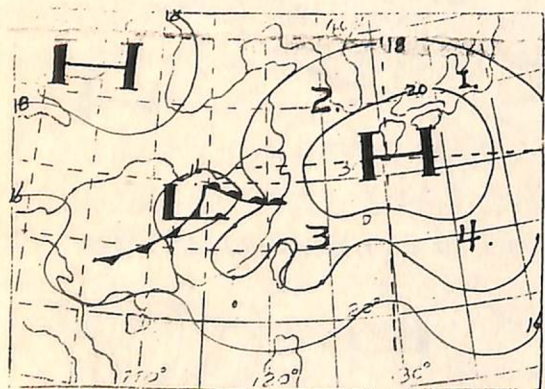
圖三：64年1月26日0600Z地面天氣圖

清水地區受鋒面影響或迴流甚大時，將有兩次以上濃霧出現，一在20-24時，此為其他地區所僅見，另則在0-3時或5-8時，以20-24時最多(12-2月份)，次為5-8時，多係平流輻射霧。而在9-15時，因無輻射冷卻作用發生低能見度情況極少。

台中地區濃霧發生之時間，均在5-8時間，而以晨6時及7時為最多，絕大部份持續時間在3小時以內，少部份在3-5小時以內，能見度低於一哩時之風向，主要仍以靜風最多，東北風次之，5、6月份有較大比例之東南風或西南風，風速以小於7哩/時為最多。

二、發生濃霧性質分析：

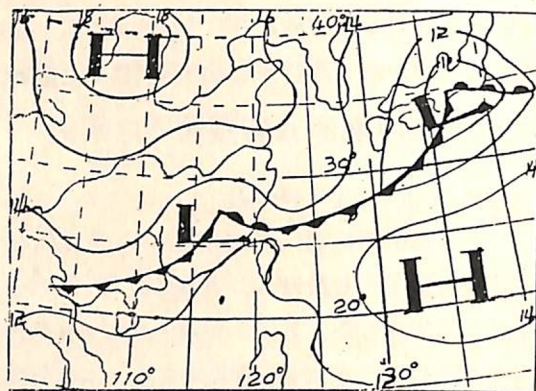
(1)輻射霧：輻射冷卻為此種霧唯一重要因素，在一般靜夜與地形條件下，此冷卻效應僅能向上傳遞數呎，由於夜間輻射失去熱量，下層空氣產生一溫度逆溫層，遏阻對流，使空氣滯留而成濃霧。根據理論，出現輻射霧之理想條件為：氣團必須穩定、下層潮濕而高空乾燥、日間有雲掩蔽而夜間晴朗、風速小，此理想因素相連，並非每一項均須具備，通常能有半數以上因素，即足夠發生濃霧。



圖四：平流輻射霧之天氣圖形勢

(2)平流輻射霧：經分析清水地區發生此霧之1400L地面天氣圖形勢，如附圖四，為高壓中心從江、浙一帶出東海北部(30°N以上)至日本南方海面上，清水處於暖海變性高壓之第三象限，受此暖流控制本省西北方海上有一顯著冷舌南伸，而此高壓之等壓綫從日本東南洋面上，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(台東一帶)，然後沿中央山脈抬升北上至宜蘭平原後，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，而與大陸之乾冷變性空氣相結合，由於冷熱空氣凝結而成低雲，然後順海峽之北來風移入，使氣流向本省輸送，再經北北西風便吹向清泉崗，形成貼地濃霧之低能見度。

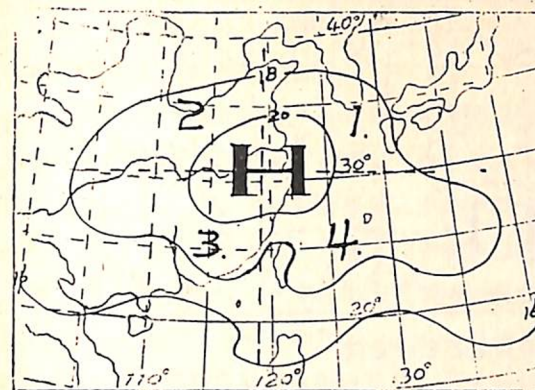


圖五：鋒面霧之天氣圖形勢

(3)鋒面霧：生於冷鋒系統內，由於上滑的暖氣團降落之雨水，因通過下面的冷空氣，發生蒸發而形成，如附圖五，地面天氣圖形勢為大陸高壓中心位於華北，尚未分裂出海，鋒面位於本省北部海面或大陸東南沿海，而鋒面滯留本省，則濃霧不易消散，若鋒面迅速過境本省，混合飽和效應，已被破壞，濃霧即易消散。

(4)平流霧：此種霧發生於清水地區，均伴有較強之風速，亦為其他地區少見。平流霧生成驟然且濃度大白茫茫貼地而行，來臨前無任何規則可尋，甚至相對濕度小，風向東北風，天空狀況良好，均非起霧條件，顯然為台灣海峽移來低雲所致，經統計預測此霧參考資料有二：

(1)地面天氣圖形勢為高壓中心位於華東，所及範圍較大，此高壓之第四象限已伸入日本南方暖洋面上，本省處此高壓之第四象限內，如附圖六，此暖海變性氣流迴流經台灣海峽入冷水面即冷卻而凝結成雲霧，此時若風力達10-16哩，則駛抵清泉崗站加以升坡作用，遂為平流霧，若風力較強則升為碎層雲。



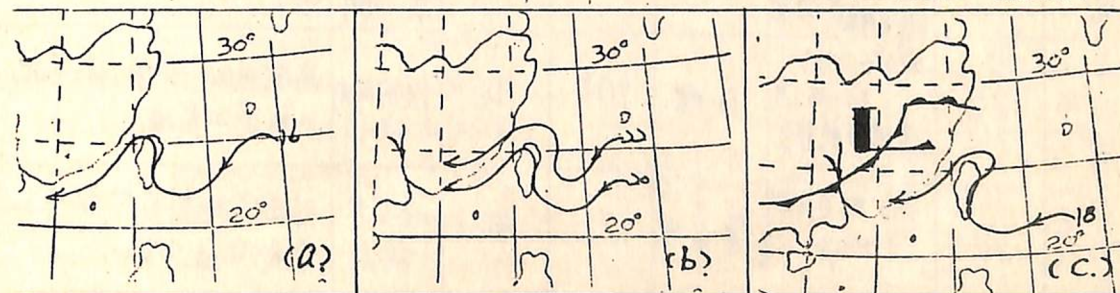
圖六：平流霧之天氣圖形勢

(2)氣象雷達報告為預報平流霧來臨之有效參考，對輻射霧則無參考價值，在台灣海峽北部，雷達報告顯示有雲雨區回波，一、二小時後，清水地區風向轉為西北風，風速增強至約10-16哩，低雲頓時掩至。

三、濃霧之氣象因子分析：

選取濃霧重要因素，以1400L、2000L之地面溫度、露點、風向風速、天空狀況、濃霧時之溫度，以瞭解冷平流、氣壓梯度之強弱與霧生成之相關性。

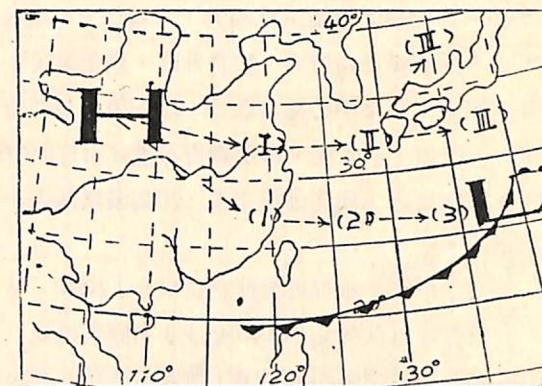
(1)地面溫度：局地溫度之變化須考慮熱量的得失垂直方面的擾動，以及溫度平流情況。若氣層穩定，風力微弱，渦流混合不顯著或暖濕平流經過冷地情況下，能降低溫度。注意前晚溫度之下降，得知冷卻程度，當寒潮爆發後，冷空氣侵襲本省，溫度驟降，經統計清泉崗站前一日2000L地面溫度在10℃以下，幾無濃霧生成，溫度露點差如在2℃以內，乾球溫度在22°-24℃間為次晨濃霧最有利之條件，溫度露點差在0°-2℃間發生濃霧約佔90%，而發生濃霧時之溫度，12、3、4月份在16°-20℃平均約佔77%，1、2月份12-16℃平均約佔70%。



圖八：(a)(b)(c)清水地區濃霧之等壓綫走向

(2)風向風速：清泉崗站北來風較利於生成濃霧，平流輻射霧之生成，多為風向320°至350°，風速6-12哩或風向130°-160°，風速4-8哩。風向如為西南風200°-250°或東北風030°-060°，風速6哩以上，幾無濃霧生成。

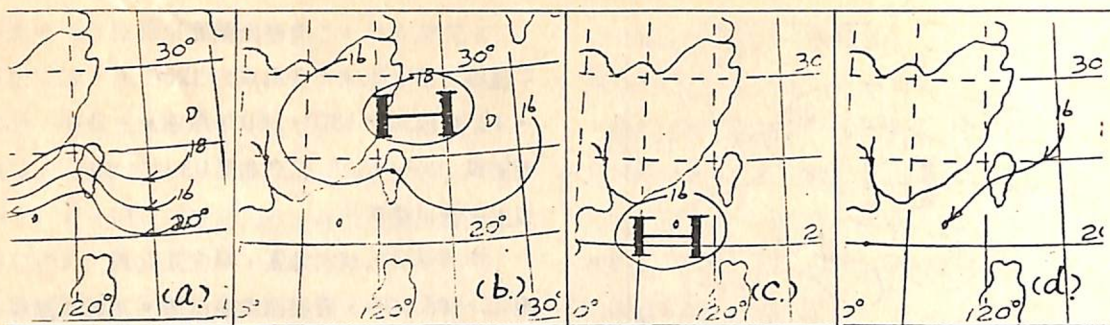
寒潮爆發抵清水地區，風向東北風，風速往往激增至20-30哩/時，破壞溫度逆溫層。當界面漸離本省，高壓中心有兩類型走向，如附圖七，類型(I)移至(II)即從江、浙一帶，移至東海北部(30°N以上)至日本海或日本南方海面，轉變為暖海變性氣團，因溫濕漸增清水地區有濃霧。類型(1)移至(3)即從馬祖附近出海移入東海南部至琉球群島東方海面，此高壓因緯度較低，迴流作用不顯著，發生濃霧情況並不多見。



圖七：高壓中心分裂之移動路徑

(3)天空狀況：由統計所得，最惡劣之能見度出現於雲量較少及密雲之時，前者多係輻射霧，後者多係鋒面低雲所致。午後裂雲，夜間碧空平流雲或近六小時內有降水現象，濃霧出現機會仍大。

(4)等壓綫走向：地面天氣圖等壓綫經過本省之走向，對預報濃霧生成，極具參考價值，茲將民國60-69年1400L地面乙圖之等壓綫走向，歸類如下：



圖九：a、b、c、d清水地區無濃霧之等壓綫走向

(A) 產生濃霧之等壓綫走向：如附圖八③④，一條等壓綫經過台東附近後北上，將迴流之溫濕空氣移入台灣海峽，若大陸東南沿海有界面存在，則濃霧發生頻率尤大。

(B) 無濃霧發生之等壓綫走向：如附圖九③④⑤⑥，③圖界面過境氣壓梯大，二條以上等壓綫經過本者，低雲變為碎屑雲，雲幕升高，幾無濃霧生成。④、⑤圖，高壓中心緯度較低，無迴流，最低能見度在1 1/2哩以上。⑥圖，等壓綫自花蓮或台東經中央山脈，過山後因下坡運動而增溫，相對濕度減少，濃霧難形成。

(5)逆溫情況：根據馬公探空資料(1200Z)，有利形成濃霧為低層(900MB以上)有顯著逆溫，此逆溫情況即顯示空氣相當穩定，地表藉蒸發所提供

之水汽，僅限於逆溫層之下方，故逆溫層下方空氣潮濕，上方空氣較乾燥，逆溫層愈低，水汽垂直分佈之空間較少，如遇適當之冷卻，以降低溫度即易達到飽和。8000呎為西來風，風速小於20哩，5000呎以下為南來風，風速小於10哩，低層逆溫平均在1200-2200呎為清泉南站濃霧之基本條件。

(6)分析圖：桃園、馬公、東港探空資料30000呎，10000呎，地面之風向有水平輻合現象，且該高度以下，風速垂直遞減甚速時，本地區多有濃霧，反之，如為輻散現象及濕氣層較薄，清水地區可能為西海岸唯一無霧者。

(7)各類濃霧生成時之各項因子統計列表，如附表二。

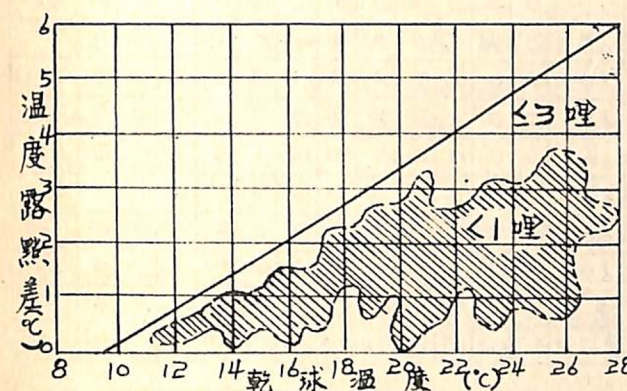
霧之類型	佔發生霧之百分率	風向風速	霧之最大濃度	溫度區限	發生霧之7哩前之天空狀況	發生時刻	天氣圖形勢
輻射霧	15%	0-350°/4KTS	3/4-1/4哩	12°C	○-①	晨間	高壓中心：東海，範圍小。
平流輻射霧	55%	130°-160° 台中移來 320°-350° 新竹移來 6-12哩	1/4-0哩	10°C	○或①	夜間及晨間	高壓中心：東海北部至日本南部海面，本基地在第三象限。
平流霧	12%	320°-350° 10-16哩 臺灣海峽移來	0哩	10°C	①	任何時刻	高壓中心：華東，本基地在第四象限。
界面霧	18%	180°轉至340° 10KTS	3/4-1/4哩	12°C	①	界面來臨前	界面位於本省北部及大陸東南沿海一帶。

表二：清水地區各類霧生成時之各項因子統計表

四清水地區濃霧客觀預報校驗：

泰勒氏霧之客觀預報校驗：

(一)如圖十為以民國60-66年12-4月份為依據，以每日2000L之地面溫度與露點差作縱坐標，乾球溫度為橫坐標，製成次日晨間濃霧之客觀預報圖，粗實線下方為能見度≤3哩，斜線區內則為能見度小於1哩。經以67-69年元-4月份每日2000L溫度露點差與乾球溫度校驗結果，如附表三，C₁為預報有濃霧次數，C₂為預報無濃霧發生次數，R₁為實際有濃霧發生次數，T為校驗之總次數，則準確率為F/T = R₁ + R₂ / T = 162 + 148 / 361 = 85%。甚具參考價值。



圖十：清水地區晨濃霧之客觀預報圖

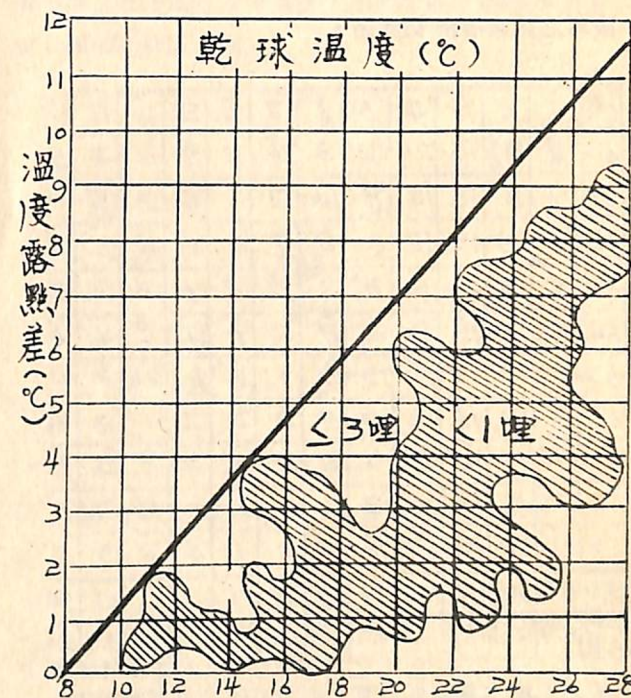
		預 報		
		有	無	小計
實 際	有	162(R ₁)	17	179
	無	34	148(R ₂)	182
	小計	196(C ₁)	165(C ₂)	361(T)

表三：晨濃霧客觀預報圖校驗表

(二)如附表四，清水地區1600-2400L發生濃霧亦多，因此以1400L溫度露點差與乾球溫度，製成客觀預報圖，預報1600-2400L發生之濃霧，經以67-69年元-4月份校驗圖，如圖十一，其結果如附表五，其準確率為61+247 / 361 = 85.3%，由此可見泰勒氏預報濃霧生成，極具參考價值。

次數/月	1	2	3	4	總計
67	2	2	10	3	17
68	5	3	6	9	23
69	5	11	14	10	40
總計	12	16	30	22	80

表四：清水地區1600-2400L發生濃霧統計表(67-69年4月份)



圖十一：清水地區午後濃霧客觀預報圖

		預 報		
		有	無	小計
實 際	有	61(R ₁)	35	96
	無	18	247(R ₂)	265
	小計	79(C ₁)	282(C ₂)	361(T)

表五：午後濃霧客觀預報圖校驗表

四、台灣中部低雲幕預報之研究

一、清水地區民國60-69年出現低雲幕(<500呎)統計如附表五，顯示低雲幕發生亦不規則，但大致均發生於冬半年，元-6月份佔83.7%低雲幕出現時刻以清晨與傍晚為多，清水處於海風和季風合流，有利於海上平流及冷卻之低雲來臨。低雲幕出現時，所伴同之風向，北來風($320^{\circ}-010^{\circ}$)佔3/5，南來風($130^{\circ}-180^{\circ}$)佔1/5，如風向竟日由西南風控制，當轉為北北西風時，低雲頓時掩至；當吹東北風時($030^{\circ}-060^{\circ}$)，則低雲即逐漸消散；吹東風則幾無低雲來侵，顯示低雲幕與平流、鋒面所致成濃霧之因素有密切關係。

次數月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
60	8	9	15	21	12	8	4	2	3	2	3	5
61	9	8	18	14	8	14	2	1	4	2	5	7
62	6	25	19	12	10	8	1	4	2	4	5	11
63	5	13	21	10	3	3	3	2	1	3	2	5
64	8	12	15	8	2	2	2	1	4	4	4	6
65	10	11	13	10	13	13	1	5	2	2	2	4
66	9	13	16	12	13	5	2	4	2	1	2	6
67	10	7	18	8	9	2	2	6	4	8	5	5
68	7	8	13	10	13	14	1	5	1	3	3	5
69	11	22	24	17	16	0	0	1	4	2	5	3
總計	83	128	172	122	99	69	18	31	27	31	36	50
平均次數	8.3	12.8	17.2	12.2	9.9	6.9	1.8	3.1	2.7	3.1	3.6	5.0

表六：清水地區低雲幕(<500呎)次數統計表。
(民國60-69年)

二、低雲預報：

(1)鋒面伴隨之低雲，因水汽含量豐富，經冷平流作用凝結而成低雲。參考鋒面霧之預報。

(2)非鋒面所生成之低雲：為大規模暖濕氣團經過平流冷卻所造成。參考平流輻射霧之預報。

五、台灣中部雷雨預報之研究

一、雷雨發生之統計：

(一)台灣中部，在夏半年為發生於東方及東南方山地之地形雷雨與南方平原一帶之氣團雷雨移行而來；冬半年為隨強烈冷鋒與滯留鋒而來，其出現頻率，以夏半年之地形及氣團雷雨為最多，台灣中部僅清泉崗與台中兩測站。現以清泉崗站民國60-69年地面觀測資料，統計10年發生雷雨次數，如附表六。

次數月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	總計
60	2	0	1	1	0	5	5	3	3	0	0	0	20
61	0	0	0	1	5	9	10	6	2	0	0	2	35
62	0	0	1	9	3	5	12	13	4	1	0	0	48
63	0	1	0	5	5	16	12	8	4	2	0	0	53
64	0	0	2	5	2	15	17	10	16	4	0	0	71
65	0	0	1	2	4	9	13	9	0	0	0	0	38
66	0	0	0	0	5	20	10	4	5	1	0	2	47
67	1	0	7	6	4	7	13	12	10	0	0	0	60
68	0	0	2	2	0	10	9	14	9	0	0	0	46
69	0	1	5	6	0	7	6	10	7	0	2	0	44
總計	3	2	19	37	28	103	107	89	60	8	2	4	462
平均次數	0.3	0.2	1.9	3.7	2.8	10.3	10.7	8.9	6.0	0.8	0.2	0.4	3.85

表六：清水地區雷雨發生次數統計表(民國60-69年)

(二)雷雨發生之年變化：

清水地區出現雷雨之年變化，以7月份107次為最高，次為6月份103次，以2、11月份為最少，僅2次，界面雷雨常發生於每年3、4、5、6月間，此為由於冷暖兩種氣流激盪而成的雷雨，冷氣團將暖氣團推進迫使之上升，暖氣團即暖且濕，若處於條件不穩定狀態下，一經抬升即可發生凝結現象，因自由對流而導致雷雨。可發生於一日中任何時刻，持續時間長，惡劣天氣範圍大，但無每日連續發生情況。6、7、8、9月間為氣團雷雨最常發生之月份，自清泉崗地區或西南方而來之暖濕空氣，受阻於東方山區，因熱力及動力作用生成積雲，午間地面受熱，對流旺盛，可發展為積雨雲而產生雷雨。大致均有連續性，當天氣形勢轉變，被另一種氣團接替才停止，大都發生於海洋性熱帶氣團或赤道氣團內。

(三)雷雨發生之日變化：

清水地區民國60-69年雷雨發生之日變化圖，最高為15、16時，最低為晨間1、3時，而12-19時之發生頻率均佔76%(352次)，而發生於15、16時之雷雨，最具有持續性。

二、雷雨發生因素研究：

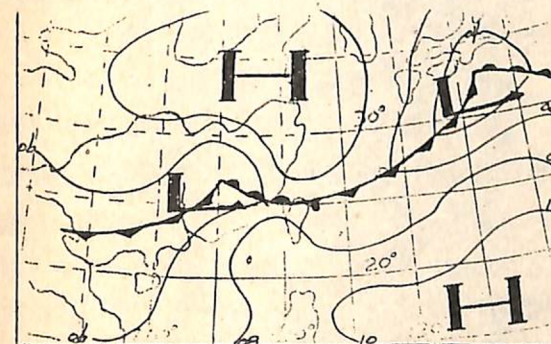
對流雲之發展，必須滿足三個因素：①垂直運動，②水汽含量，③大氣穩定度，台灣地區夏季期間，均受熱帶氣團控制，水汽含量不虞匱乏，且低層大氣一般均屬條件不穩定，換言之，實際大氣溫度直減率係在乾絕熱直減率與濕絕熱直減率之間，或相當位溫隨高度減小。

清水地區，雷雨主要均出現於午後，顯見係盆地影響，所造成熱力性雷雨。其發生機制，除熱力作用外，海風作用及地形抬舉佔絕對重要性，根據王吉森(1972)對各地雷聲距測站最多方向之統計，均位於較高山脈之方向，因此引發雷雨所需之垂直運動最大處，並非在盆地上空，而係在盆地迎風面之山區。晨間則係由於拂曉時陸風與盛行西南氣流所造成陸面風之影響。

三、雷雨發生之預報研究：

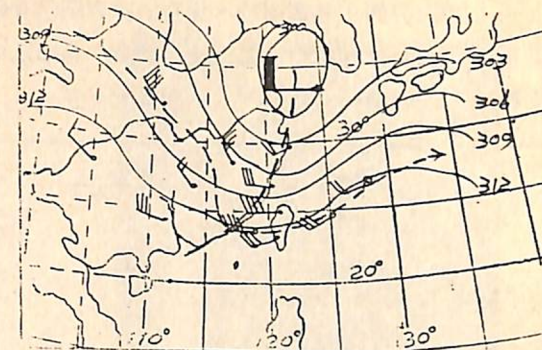
(一)清水地區發生雷雨時之大氣概況：

(1)本省位於高壓後部，界面由日本南部海面經本省北部至大陸東南沿海，如圖十二，根據氣象雷達觀測資料，在鋒面前有明顯回波之雲雨區。



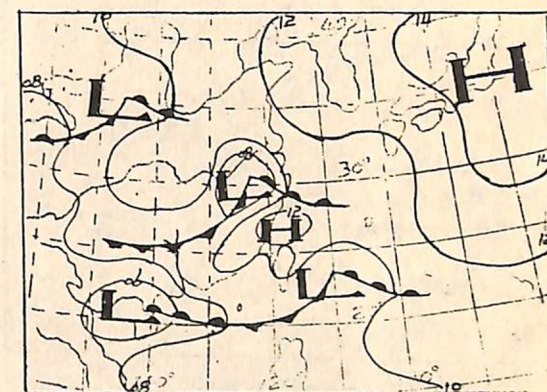
圖十二：61年5月14日1800Z地面圖

(2)850MB及700MB強風軸線，明顯經過馬公至清泉崗一帶。如圖十三，67年3月9日700MB強風軸線圖。



圖十三：民國67年3月9日0000Z 700MB強風軸線圖

(3)本省位於兩界面間，在鋒前有胞狀高壓存在，該高壓上配有冷舌情況，如圖十四，69年3月6日0600Z地面天氣圖。



圖十四：民國69年3月6日0600Z地面圖

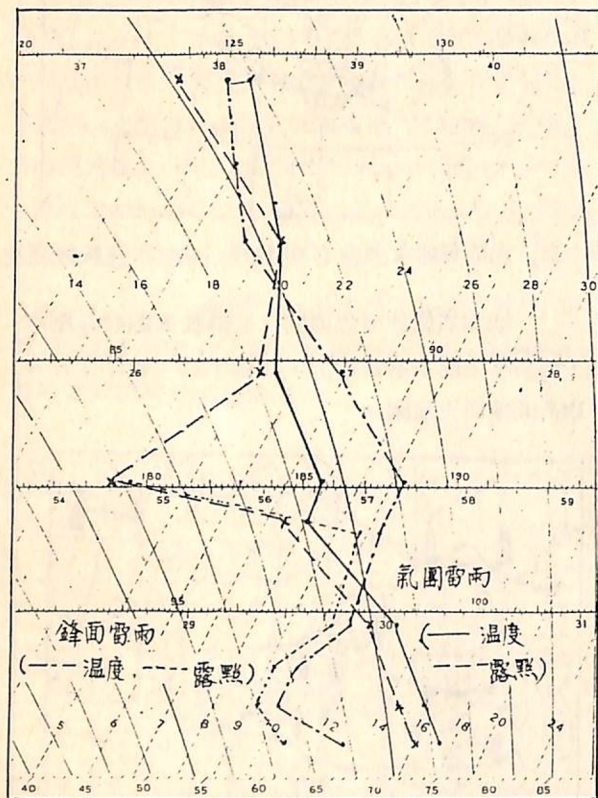
(4)熱帶性低壓位於台灣海峽北部或南海北部(東沙島附近)。

(5)上對流層有深槽線過境時，使台灣位於槽前受正渦旋平流影響，同時台灣上空出現顯著偏南之西南氣流，對流旺盛使雷雨發生。

(6)氣團雷雨發生時，850MB與700MB高空西南氣流每小時達34哩以上，此時東海附近皆有一溫帶氣旋。

(7)850MB氣流圖上，反氣旋中心在琉球群島附近，本省位於反氣旋西方，低層風微弱，利於因受熱引起對流，同時從高壓入海內迴流北上的東南氣流入台灣海峽與來自南海的西南氣流輻合，利於清水地區發生雷雨。

(8)由界面引起雷雨時，探空曲線會顯示有低空逆溫層出現；氣團所引起雷雨時，探空曲線顯示相當不穩定，二者情況有顯著不同，如附圖十五。



圖十五：馬公探空斜溫圖

(一)露點溫度：經統計清水地區雷雨發生當日晨6時之地面露點溫度，在22°-24℃間發生雷雨機率最大，約佔38.6%，而20℃以下，甚少出現過。

(二)最高溫度：經統計，清水地區發生雷雨當日之最高溫度在30°-33℃發生機率最大佔85.5%，以31℃佔32.8%，顯示對流旺盛，使低層水汽向高層發展。

四氣團雷雨客觀預報

(1)第一步驟：

清泉崗地區以 $K \text{ value} \geq 21.3 < 41.8$ ， $\text{Total index} \geq 35.3 < 52.0$ 及 $\text{L.F.C} \geq 675 \text{ MB}$ 為第一步預報因子之臨界值，(1974，林則銘，專題研究報告第1號)。前一日1200Z 馬公探空資料，預測次日清水地區雷雨，將散佈圖予以校驗。

(A) K value-Total index 散佈圖，K value 為 $(T_{850\text{Mb}} - T_{500\text{Mb}}) + T_{d850\text{Mb}} - (T_{700\text{Mb}} - T_{d700\text{Mb}})$ ，Total index 為 $(T_{850\text{Mb}} - T_{500\text{Mb}}) + (T_{d850\text{Mb}} - T_{500\text{Mb}})$ 所求得，經校驗雷雨發生114次(67-69年6-9月份)，落於散佈圖中有110次，佔96.5%，顯示K value及Total index對雷雨發生，具有相當關連性。

(B) K value-L.F.C. 散佈圖，經校驗雷雨發生114次，落於散佈圖中有108次，佔95%，顯示L.F.C.值對預報雷雨亦為良好因子。如無自由對流面(L.F.C.)存在，則積雨雲難以發展，如有自由對流面存在，則視其高低決定正負能區之大小，及其他有利因子，藉以判斷雷雨是否發生，自由對流面低而平衡面高時，表示正能區必大於負能區，如負區大於正區時，低層必須加入相當能量，方能將水汽抬升至自由對流面，當水汽經舉升至此一高度，再向上因為它比周圍空氣暖，致不須外力即可繼續上升。

(2)第二步驟：

850MB-700MB 風向散佈圖，經統計校驗發生雷雨114次，集中於圖中A B C區者有105次，佔91%，其中仍以A區中發生雷雨機率最大，C區則機率最少。

(3)第三步驟：

馬公探空資料(1200Z) 850MB風向，分別落於A B C區者，即預報其可能發生雷雨之機率，以南來風，且風向又屬順轉者，特別有利。

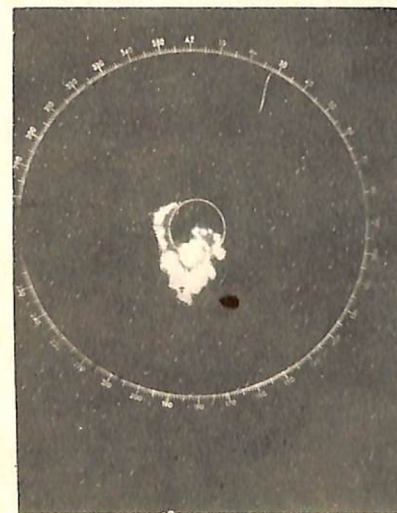
(四)WSR-74C 氣象雷達觀測資料應用：

(1)一般降水，按其性質，可分為層狀降水與對流性降水兩種，從雷達幕上分辨，層狀降水之回波均勻、寬廣、微弱，平均高度甚少超過兩萬呎。對流性降水之回波，大多呈單個細胞狀，直徑範圍小，而高度顯示非常峻峭，回波強，此包括普通陣雨和雷雨兩種，陣雨的回波比較小，高度低而雷雨回波突出而強，高度甚至達五、六萬呎。其中心處往往呈現一無回波之拱形空洞。根據專家學者研究，陣雨與雷雨之分別，乃在其雲雨中，是否發生閃電而定，其高度至少達-20℃以上，氣象雷達，即以馬公探空資料分析

所得-22℃之高度，做為編報雷雨之依據，超過此高度以上即編報雷雨，未達此高度為陣雨，由觀測發現之陣雨回波可經一段時間或移行一短距離，上升氣流不斷增強，而為雷雨胞；而雷雨回波，可繼續發展為更大之雷雨，此通常持續較久，可達三小時以上，發現為分散之單個雷雨胞，此為氣團雷雨之特徵。另一鋒面雷雨，如圖十六。可發現鋒前飈線產生。當雷雨係由鋒面所引起時，雷雨帶中可包含數個雷雨群，飈線為由雷雨所引起隔離下降氣流與暖空氣間之強烈輻合之風變線，飈線的移動速度，往往比鋒面為快。

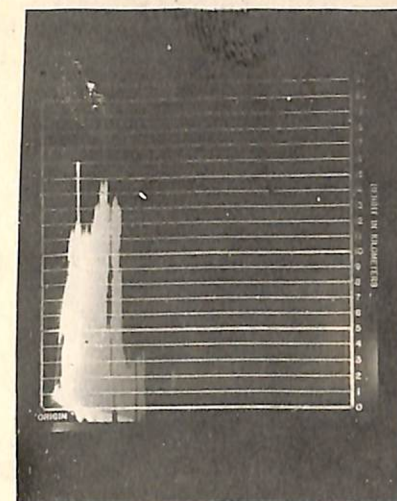


圖十六：鋒前飈線之氣象雷達回波



(A)

圖十七：(A) 69年6月26日1550L 氣象雷達回波圖

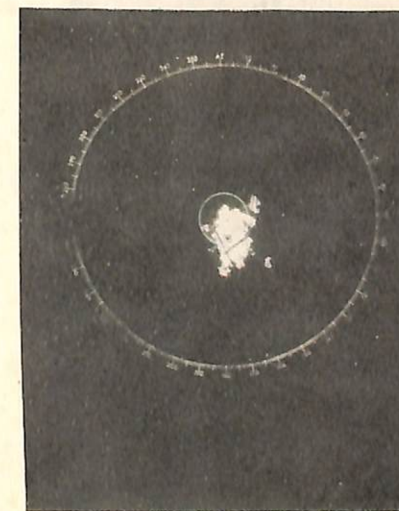


(B)

圖十七：(B) 最高雲頂49000呎

(2)清泉崗雷雨發生前，所發現之雷雨胞，經過不到一小時即發生雷陣雨情況，顯示氣象雷達觀測報告，對雷雨發生之時刻掌握，甚具參考價值，應予以多加利用。

(3)如圖十七(A)(B)，為民國69年6月26日氣象雷達觀測圖，清泉崗地區，1555L-2040L發生雷雨。如圖十八(A)(B)(C)(D)為69年6月27日之觀測圖，雷雨發生於1624-2145L。



(A)

圖十八：(A) 69年6月27日1610L 氣象雷達回波圖

A Study of Severe Weather on Central Taiwan

Kuo Jaw-Shen

Abstract

Caused by the special topography dense fog (low visibility), low ceiling and thundershowers are often found on Central Taiwan. The dense fog which usually appears in the morning and at night results in the low visibility (under one mile) with low ceiling that spreads vertically and horizontally over a considerable space. When the cloud of 500ft. height has moved from Hsinchu to the considered area, the cloud moves edgewise along the surface of the earth. Meanwhile, the horizontal visibility will be converted from seven miles to zero in a twinkling time that will endanger the flying safety severely. When a thunderstorm occurs several hazards are often accompanied. The purpose of this work is to make a complete analysis, by using 10 years surface data, on how these severe weathers are formed and to seek a better method of forecasting.

此外利用日本 GMS 衛星加強處理之雲圖，其雲頂發展高度有明確顯示，對劇烈天氣區域之預報，甚有助益。

六、結 論

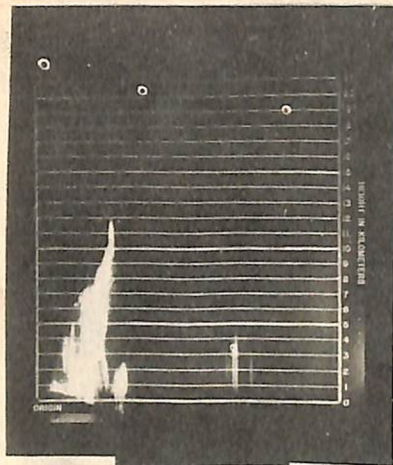
台灣中部惡劣天氣之濃霧預報，須考慮溫度、濕度、風速大小、氣團穩定度、水汽含量、輻射冷卻及平流作用。雷雨之預報，要考慮啟發雷雨之機制：穩定度、水汽含量、垂直運動，綜觀天氣系統上的有利形勢，再加上日射增暖及地形效應等均為有利因素。

致 謝

本文承蒙氣象中心劉廣英主任、俞川心課長核閱全文並提供寶貴意見，三中心孔令誠主任、劉建忠副主任指導，廖坤男、吳萬圓、萬良智、林如山等氣象官，協助蒐集與統計資料，葉文欽和張儀峰同學代為處理校正，在此一併誌謝。

參考文獻

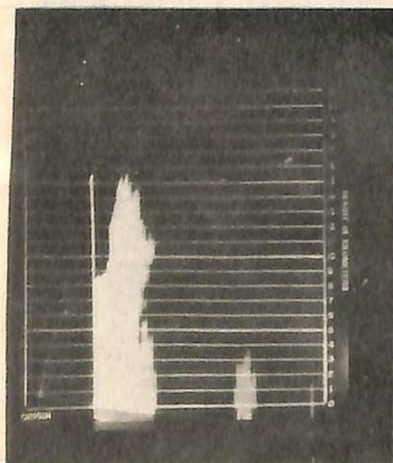
1. 俞家忠 (1980) : 台灣地區濃霧之初步研究，氣象預報與分析，82 期。
2. 俞家忠 (1972) : 台北地區雷雨預報之研究，氣象預報與分析，52 期。
3. 劉廣英 (1980) : 鋒面雷雨之個案分析，氣象預報與分析，84 期。
4. 劉廣英、張儀峰 (1982) : 局部暴雨特性之分析研究，中央氣象局中範圍天氣研討會論文彙編。
5. 林則銘 (1975) : 危害飛行氣象因素客觀預報研究，空軍氣象聯隊專題研究報告 001 號。
6. 林鞠情 (1962) : 公館地區濃霧之研究，氣象預報與分析第 3 期。
7. 鄭邦傑 (1971) : 台灣地區雷雨預報研究，氣象學報 17 卷 1 期。
8. 王吉森 (1972) : 台灣地區雷雨發生頻率之研究，氣象學報，18 卷 2 期。



圖十八：(B) 於 148°/11 NM 處發生雷雨之最高雲頂 40000 呎



圖十八：(C) 1900L 氣象雷達回波圖



圖十八：(D) 於 186°/12 NM 處發生雷雨之最高雲頂 50000 呎