

霧發生時微氣象因子垂直變化之研究

周 根 泉

A Research of Vertical Variations of Micrometeorological Factors During Fog Formation

Ken-Chuan Chou

Abstract

An observational study of meteorological conditions associated with the fog occurrence is made for the station at Department of Atmospheric Science, National Taiwan University. Automatic recording data of temperature, dew point and wind, obtained at various levels on towers as well as the surface weather maps in the year of 1976-1977 are analyzed. Results and summarized as follows:

1. Radiation fog frequently observed.

1. Radiation fog frequently observed under light wind after sunset with large decrement of air temperature and increment of humidity near ground surface.
2. Both temperature and humidity are almost steady during occurrence of radiation fog. Radiation fog tends to dissipate temporary during the period of gusty wind occasionally as temperature increases and humidity decreases slightly at the same time.
3. Frontal fog is observed without a temperature inversion near the ground, and the difference of temperature and humidity with time are small.
4. The "raised minimum temperature" is usually found at near 20cm to 40cm above the ground at the formation stage of a near ground inversion layer.
5. Frontal fog is observed occasionally during the cold front passage and radiation fog after front passage during the winter season in Taipei area.
6. The wind associated with the frontal fog is generally stronger than that of the radiation fog.

一、概 說

地面之輻射平衡，包括兩種輻射，其一爲日間到達地面之短波輻射，計有直接日射，及經由天空之散射或漫射，即到達地面之白晝光。另一則爲長波輻射，爲近地面大氣層中，所含水汽、二氧化碳、臭氧等，所吸收之輻射並發出，悉遵循Kirchhoff定律，此種大氣中之長波輻射，有時稱爲反輻射，因其抵消地射損失，其值以日間較大，因與溫度有關。

若地面視為黑體，則根據Stefan-Boltzmann定律，地面發生之長波輻射量，不論日夜，均為 σT^4 ， T 示地面溫度， σ 示Stefan-Boltzmann常

*本文之完成曾得國科會之補助。

數。地面除逕行反射之短波輻射外，此爲進入大氣層主要之熱輻射。

上述地面之熱收支，如爲正平衡，則剩餘之熱能，大半用爲蒸發地面水份，小部份作加熱空氣。但地面如失熱過多，則過分冷卻，影響近地面空氣層溫度降低，如風力微弱，條件適合，極易成霧。以夜間最爲多見，因夜間前述短波輻射爲零，地面僅餘長波輻射，而 σT^4 尋常大於反輻射 G ，構成負平衡，即

$$-S = \sigma T^4 - G$$

近地面空氣層之熱平衡，在平靜情況下，中午數小時之測計，約略為垂直之熱流，包括輻射熱流 S ，傳導熱流 L 及水汽蒸發熱流 V ，隨高度保持一

定值，此即表示流經空氣層上層界面 X_2 之能量與流經下界面 X_1 之能量却相等。但在不平靜之情況下，則大氣層中有一熱流之輻散，於是 X_1 及 X_2 間一部份輻射流 ΔS ，保持在此層中，或自此層失去而為負量。同樣情形有傳導流 ΔL 及水汽流 ΔV 。獲得之能量共為 $\Delta S + \Delta L + \Delta V$ ，必與該層可感熱及

潛熱之增加相等，增加之可感熱爲 $\int_{x_1}^{x_2} \rho C_p \frac{dZ}{dx}$ ，其中 Z 爲時間， x 爲高度， θ 爲位溫， ρ 爲空氣密度， C_p 爲定壓比熱。增加之潛熱爲 $\int_{x_1}^{x_2} \rho r_w \frac{dq}{dx} dx$ ， q 爲比濕， r_w 爲水之蒸發潛熱。

於是近地面空氣層之熱平衡方程式，應爲：

$$\Delta S + \Delta L + \Delta V = \int_{x_1}^{x_2} \rho C_P \frac{d\theta}{dz} dx + \int_{x_1}^{x_2} \rho r_w \frac{dq}{dz} dx$$

存在於此空氣層中之水汽總量並無變化，故式中 ΔV 及等號右方之第二積分項之數值相同，因此，此層之溫度變化與輻射流及傳導流之輻散相對應。霧之生成與消散過程中，上述近地面空氣層中熱能之收支，應有顯著之變化，必顯示於垂直剖面溫濕之差異。

溫濕之差異。

本專題研究即利用臺大大氣科學系觀測場現有儀器及設備，分層觀測霧開始生成至消散過程中溫度、濕度（露點）及風速等之變化，原期自地面上10cm開始，向上分20, 40, 80, 160, 320cm 及7, 14, 21, 28, 35m 各層，分別利用原有大小鐵塔兩座，裝置露點儀，溫濕計及風速計等，以達到垂直分層觀測之目的，無奈同時使用儀器過多，一部份偶生故障，且儀器規格亦不一致，故全部記錄稍覺不够完整。但經選擇淘汰，擇其較具代表性之資料，作有系統之分析，希望明瞭霧形成前後大氣層之垂直變化形態。

二、霧日天氣狀況及其成霧之分析

當冷鋒移動緩慢時，低層空氣受到地面之摩擦效應，常產生輻合作用，此輻合作用促使冷空氣上升，若此空氣中水汽含量充足，則此上升運動將迅即造成水汽飽和，因而便產生凝結，於是成霧。由於其形成基於鋒面之輻合作用，可依隨鋒面發展至相當廣泛之範圍，且隨鋒之存在可在某地滯留數日之久，因此此種霧常視為鋒面霧。

鋒面霧在冬令季節，伴隨週期性冷鋒經常出現於中緯度地帶，其產生不分晝夜。而垂直發展一般多與低層之層雲或雨層雲相偕，因此亦常伴有綿綿

細雨出現。由於此種霧之發生使地表以上之溫度、濕度趨於一致，因此，晝夜之溫度差及濕度差均將減小；風力則由於有空氣之上升運動，故經常維持「微風」（平均在每秒 5 m/s 或以下），若霧甚濃，則風速必更微弱而近乎靜風。另一種霧之主要型態，發生於與前述鋒面天氣截然不同，當高氣壓籠罩下之天氣，一般而言，白天天空晴朗無雲，地面接受大量太陽輻射，使低層空氣溫度甚高，同時由於高氣壓的沈降作用，又使低層空氣濕度甚低，即空氣呈乾熱狀態。而後在日落或傍晚期間，由於日射消失，地表之輻射散熱甚劇，溫度迅速降低。地面以上各層溫度之降低速率不同，便在夜間形成溫度逆增。而地面熱量繼續輻射使近地面之空氣繼續冷卻，逆溫逐漸增強。此時，若空氣中之水汽含量足夠，便可經由輻射冷卻而凝結成霧，此即輻射霧。此種霧由於發生於逆溫層內，其垂直方面限制於空氣之穩定層，故範圍較不大。且水平方面受地形因素之影響亦較大，因此，除非有利於產生之條件充分配合，才能發展成更濃厚與持久。至於風力，必須微弱但不完全靜止，因若風力太強，則足以驅散逆溫，使低層空氣無法達到足夠冷卻；而若風力完全靜止，則不能帶動渦流擴散，使低層水汽難以上升促成飽和，換言之，低溫與水汽僅能依靠分子擴散來傳導，其效果較小。

霧之型態目前尚有其他多種，如平流霧等，但由於其生成條件較不易發生於本地區，故僅就以上所述較常見之鋒面霧與輻射霧進行討論與分析。

根據中央氣象局查證，自民國六十五年冬，至六十六年夏，其間計有霧日十二日（能見度低於1公里者），計65年12月11及25日，66年2月1日，13，26及27日；3月16，18及30日；5月17日；4月8日及15日等。有則冷鋒臨近，有則高氣壓籠罩臺灣，是以發生之霧，輻射霧與鋒面霧兼而有之。當依據大小鐵塔測得之溫濕與資料，選擇較完整者，在下章分別研討之。

三、霧日微氣象因子之變化

三、霧日微氣象四。

霧發生前後，低層空氣之主要變化，莫如溫度、濕度及風諸要素。經選擇數個觀測資料較為完整之霧日，分別就其近地面空氣之溫濕或露點等之衍變情形，予以討論分析，唯有數層資料仍有殘缺，故3.5公尺以上之資料採取3.5及7.0公尺兩層，就溫濕之逐時變化予以討論，因其上各層變化均甚微小，不甚明顯。但3.2公尺以下各層，更接近地面，

以下之濕度達於80%以上，形成很薄之晨霧。0715時日射已達，霧即消失，地面之逆溫亦由於霧顯示僅維持一短暫時間。

一般而言，無論輻射霧或鋒面霧，當霧發生時，空氣均較均勻穩定，其間之溫度、濕度變化均較平日為小，至於風則對於霧之發生與消失影響很大。

前已述及，低層空氣之溫度、水汽等之垂直輸送常賴渦流擴散，若無渦流存在，分子擴散之效果僅及地數十公分而已，則一方面無法加強夜間之逆溫及使上層空氣趨於飽和，即輻射霧難以產生；另一方面沒有空氣之輻合上升運動，則亦無鋒面霧產生。反之，空氣在霧中之均勻穩定狀態若遭破壞，即表示霧之消滅，而此項破壞作用風為一重要之因素，綜上所述可知風必存在於霧發生之前後，而當霧發生之時幾乎靜止。故由風之變化，再參照溫度、濕度變化之資料，為可作為判斷霧生成與消滅時刻之依據。

如以3月17日之霧為例，由圖30可見輻射霧發生之夜，風速極微，7m以下自1900時至次晨0600時之間均為完全靜風狀態。參閱圖11可見，各層溫度自2300起趨於穩定；又由圖13可知，各層濕度約在2300時增至80%以上；而由圖30可知，各層之風在2300之後趨近於零（除偶有陣風，如21m在2400時者），因此，綜合此三種變化，可知霧發生之時刻為三月十七日2300時。同理，次晨0700時，溫度開始上升，濕度開始下降，風速開始增加，即知此為霧消失之時間。

又以3月30日之霧為例，由圖31，除比照上述情況，可判斷知鋒面霧之發生應於3月30日2200時，消失應於3月31日0800時之外，比較圖30與圖31，顯然鋒面霧發生時風力較輻射霧為大，夜間靜風時間較短，且除最低之2m處在0200—0800時有完全靜風外，餘各層均始終無靜風。因此，鋒面霧中垂直輸送作用大於輻射霧者，亦即前者之強度一般而言大於後者之原因。

四、總結及檢討

霧為天氣現象之一，因障礙視程，常為空難、海難及其他交通事故肇事之因素，亦為空氣污染之幫兇，故頗為一般人所注意。

本研究期望明瞭霧發生時及其前後，氣象因子之垂直變化，尤其側重溫、濕、風之變化，可惜儀

器精密度不符合要求，故若干微細之變化，無法感應，垂直細密空間之變差，無從知悉。且儀器容易故障，調整不易，常使記錄殘缺，尤為致命傷，唯累積年餘記錄，經詳加整理，仍可獲知下列各點：

1. 日落之後，近地氣溫大幅下降，濕度相對大幅上升，風力微弱，必形成輻射霧。

2. 輻射霧瀰漫時，風力平靜，溫濕變化平緩，偶有陣風，可使氣溫略升，濕度稍降，迫使霧幕短暫消散。

3. 鋒面霧中溫濕變化均極平緩，溫差甚小，近地面空氣接近飽和，但無溫度逆增現象。

4. 近地面空氣層產生逆溫層之初，最低溫處未必貼近地面，而在距地面20至40cm層有所謂“舉升最低溫”。

5. 臺北地區冬季霧較多，輻射霧與鋒面霧均有，冷鋒臨近偶有鋒面霧，冷鋒過後，天氣晴朗，則每有輻射霧。

6. 鋒面霧發生時，一般風力均較輻射霧為大。

致 謝

本研究報告承宋助教震崙協助整理資料，細心繪製圖表，深致感謝之忱。研究助理謝正發整理部份記錄，陳技士輝旭莊助教瑞華協助照管儀器，使本研究計劃得以完成，均致謝。

[作者通訊：臺大大氣科學系]

參考文獻

1. 中央氣象局：臺北氣象月報 1976-77
2. Geiger, R. "The Climate near the ground" Harvard University Press, Cambridge, Mass. 1966 pp. 5—33 68—123
3. Oke, T.R. "The raised minimum temperature profile at night" C. W. Thornthwaite Associates Lab. of Climatology, 1968, Vol. XXI, No.3, pp.241-315
4. Francis K. Davis, Jr. "Study of time-height variations of micrometeorological factors during radiation fog" Final Report, Drexel Institute of Technology Lab of Climatology 1957 Vol X, No. 1, pp.1-29.

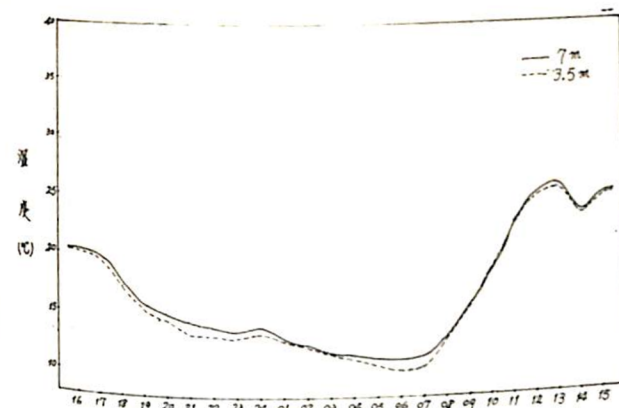


圖1 溫度變化曲線

時間：66年2月12日1600L~13日1500L

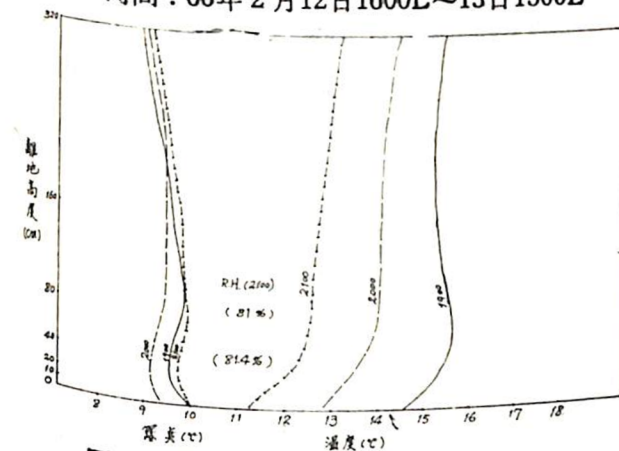


圖3 溫度露點曲線

時間：66年2月12日1900L~2100L

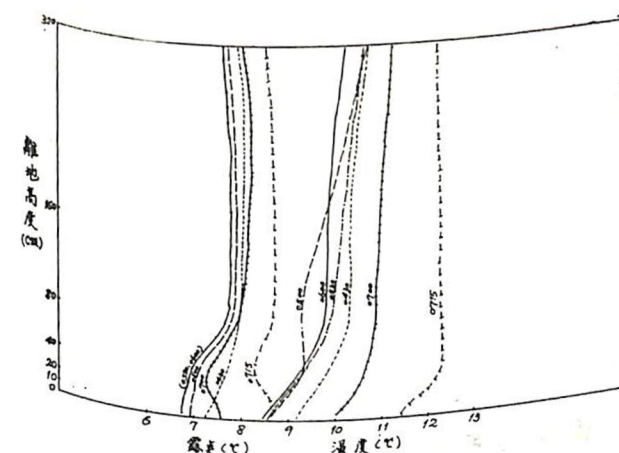


圖5 溫度露點曲線

時間：66年2月13日0430L~0715L

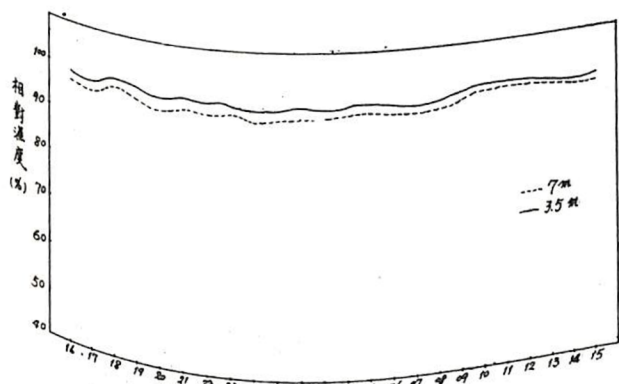


圖7 濕度變化曲線

時間：66年2月26日1600L~27日1500L

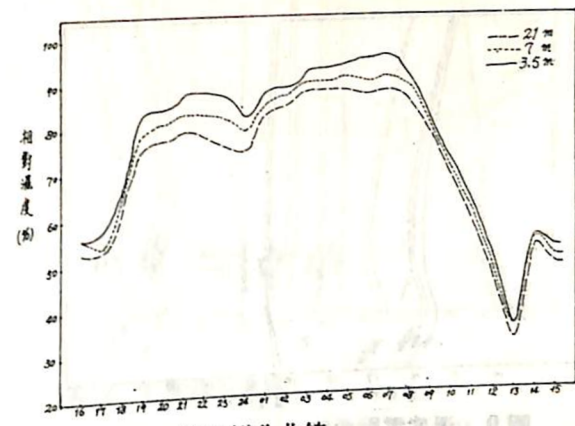


圖2 濕度變化曲線

時間：66年2月12日1600L~13日1500L

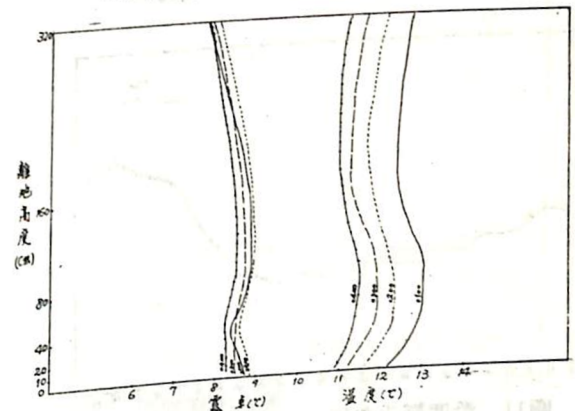


圖4 溫度露點曲線

時間：66年2月13日0100L~0400L

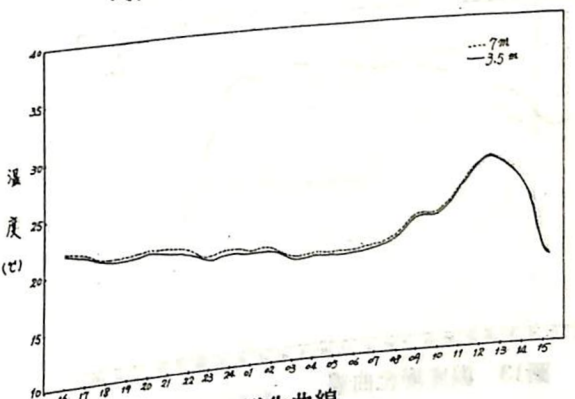


圖6 溫度變化曲線

時間：66年2月26日1600L~27日1500L

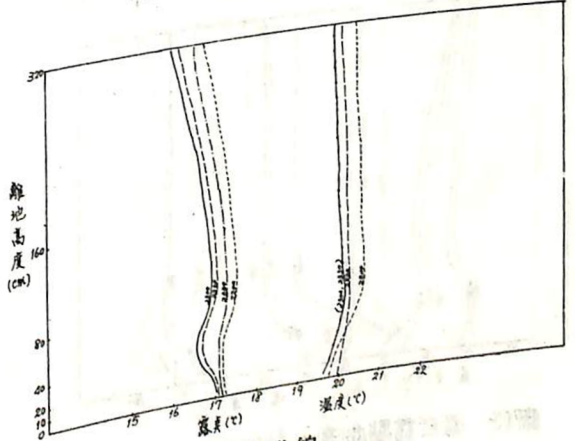


圖8 溫度露點曲線

時間：66年2月26日2200L~2330L

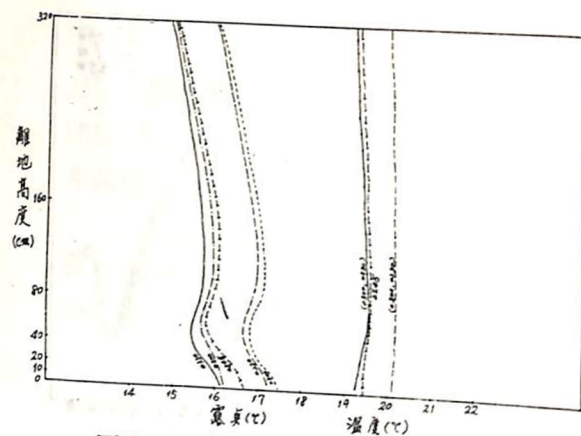


圖9 溫度露點曲線

時間：66年2月27日0200L~0330L

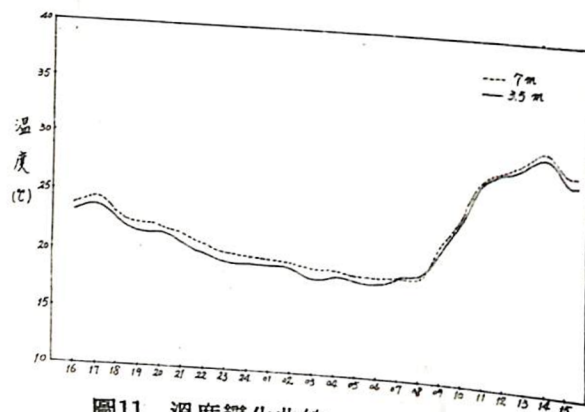


圖11 溫度變化曲線

時間：66年3月15日1600L~16日1500L

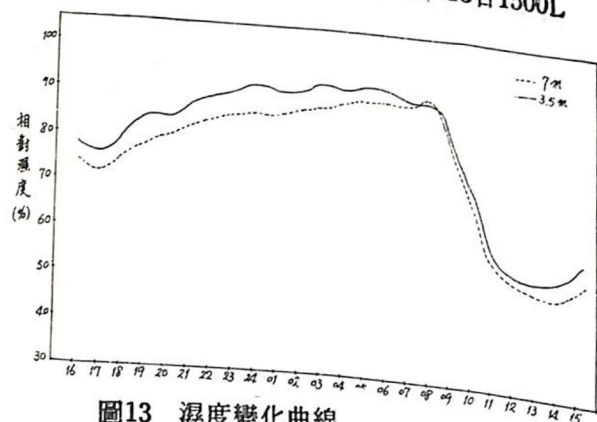


圖13 濕度變化曲線

時間：66年3月15日1600L~16日1500L

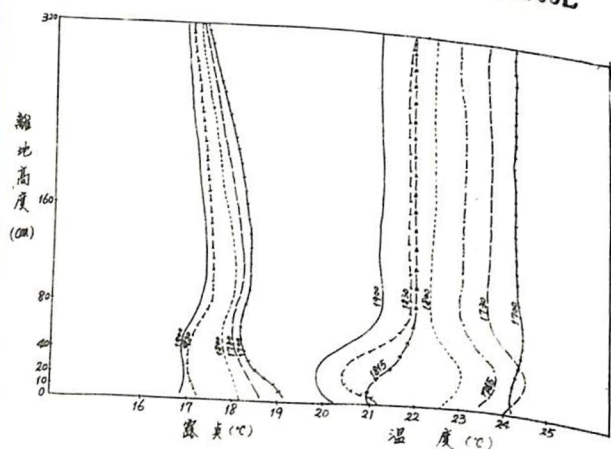


圖15 溫度露點曲線

時間：66年3月15日1700L~1900L

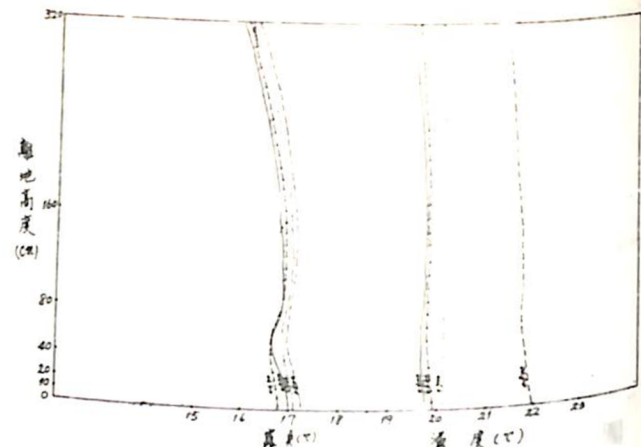


圖10 溫度露點曲線

時間：66年2月27日0600L~0800L



圖12 溫度變化曲線

時間：66年3月17日1600L~18日1500L

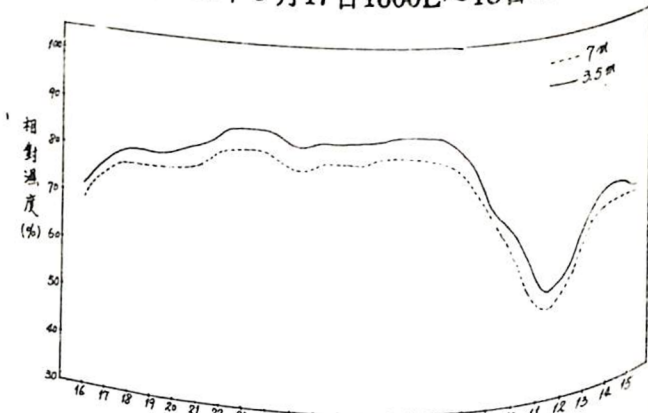


圖14 濕度變化曲線

時間：66年3月17日1600L~18日1500L

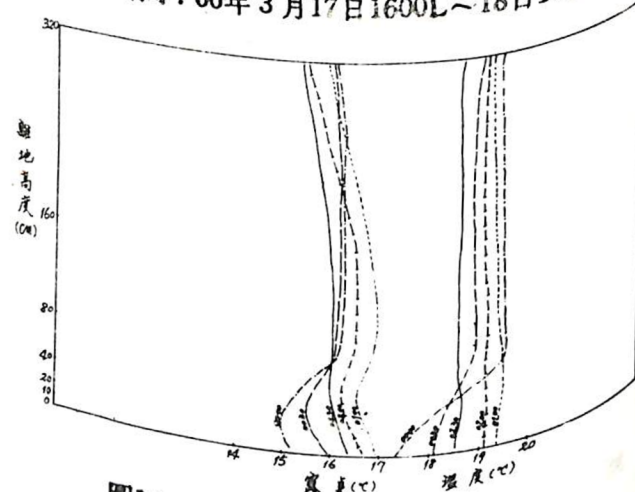


圖16 溫度露點曲線

時間：66年3月16日0000L~0230L

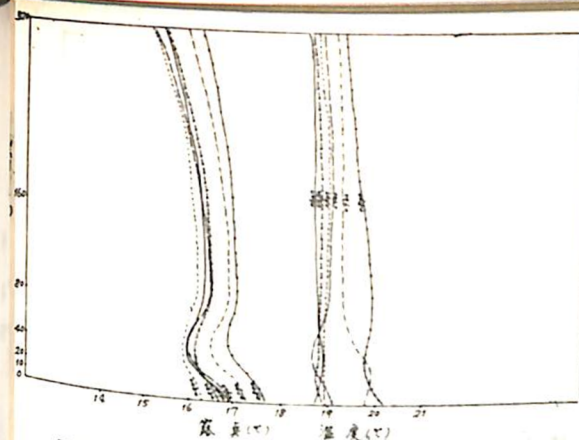


圖17 溫度露點曲線

時間：66年3月16日0500L~0800L

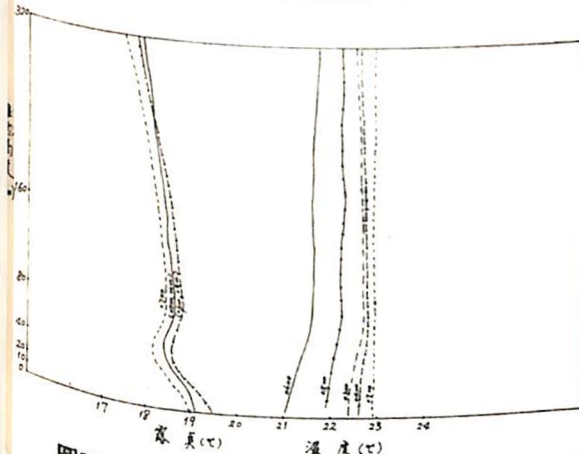


圖19 溫度露點曲線

時間：66年3月18日0300L~0700L

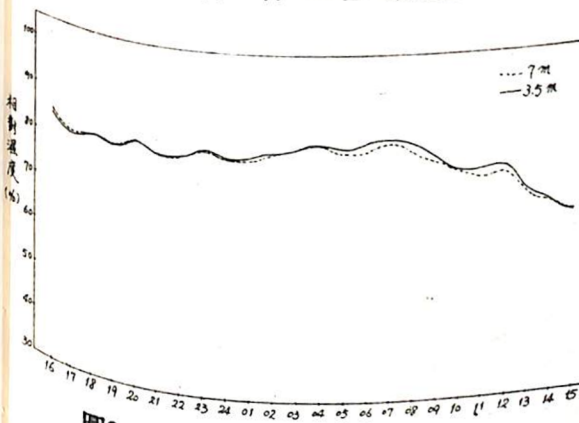


圖21 濕度變化曲線

時間：66年3月30日1600L~31日1500L

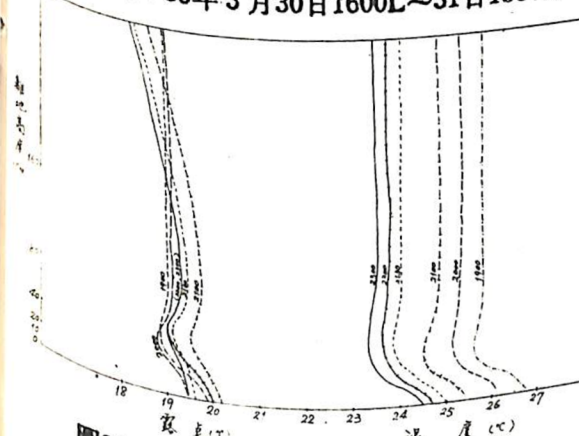


圖23 溫度露點曲線

時間：66年3月29日1900L~2300L

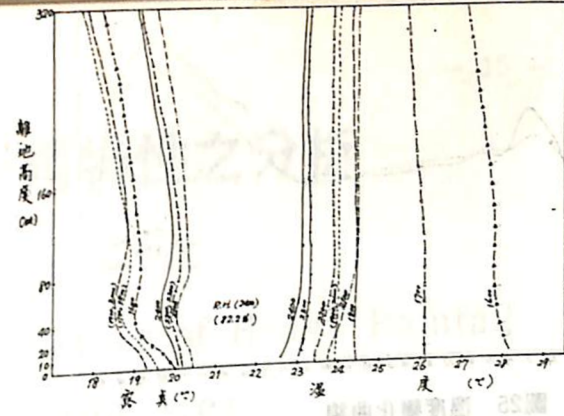


圖18 溫度露點曲線

時間：66年3月17日1600L~2400L

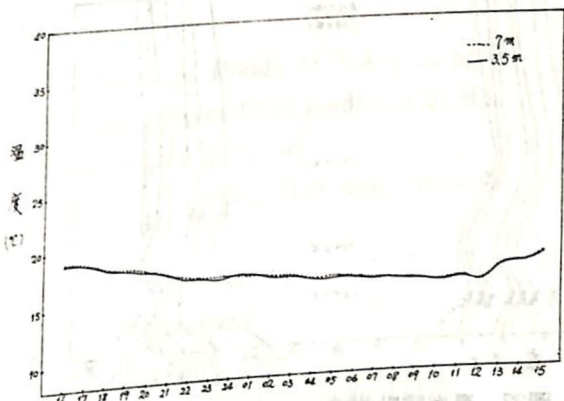


圖20 溫度變化曲線

時間：66年3月30日1600L~31日1500L

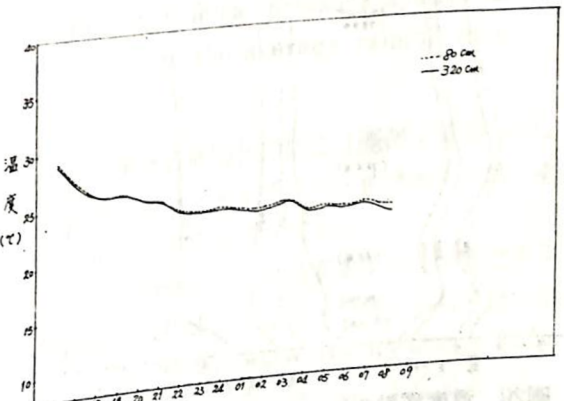


圖22 溫度變化曲線

時間：66年3月29日1600L~30日0800L

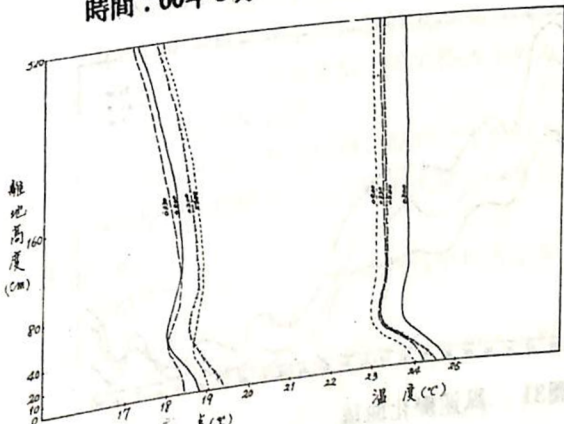


圖24 溫度露點曲線

時間：66年3月30日0200L~0400L

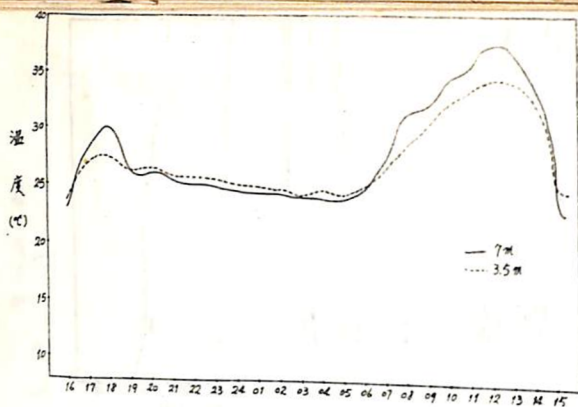


圖25 溫度變化曲線

時間：66年6月14日1600L~15日1500L

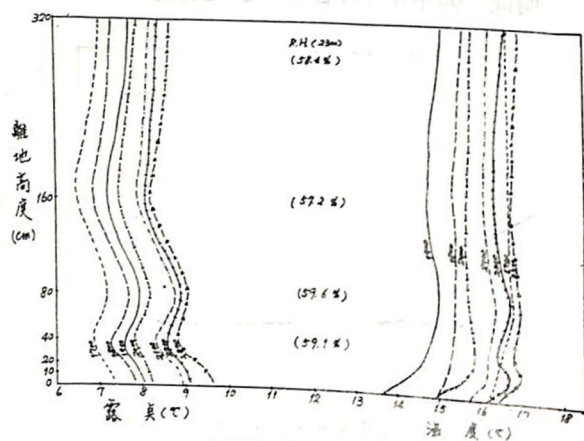


圖27 溫度露點曲線

時間：65年12月10日1700L~2300L

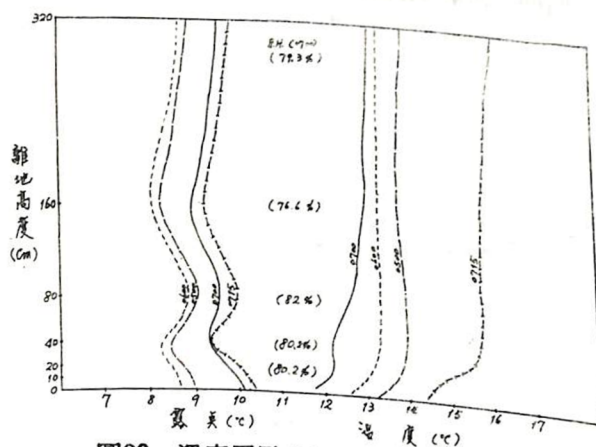


圖29 溫度露點曲線

時間：65年12月11日0500L~0715L

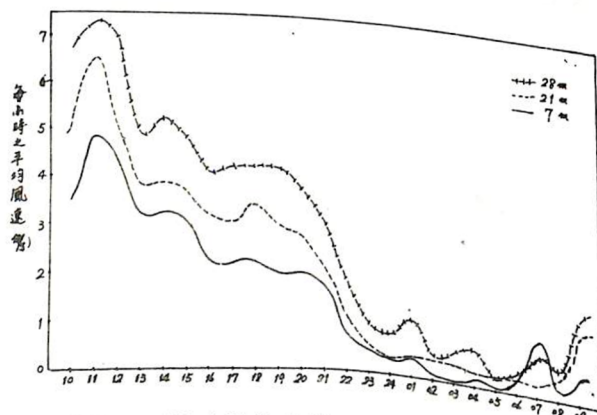


圖31 風速變化曲線

時間：66年3月30日1000L~31日0900L

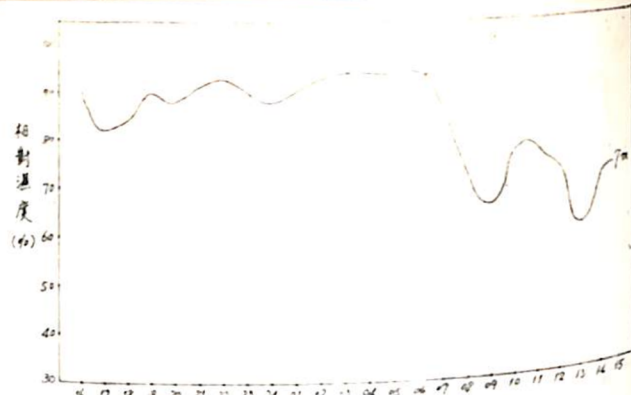


圖26 濕度變化曲線

時間：66年6月14日1600L~15日1500L

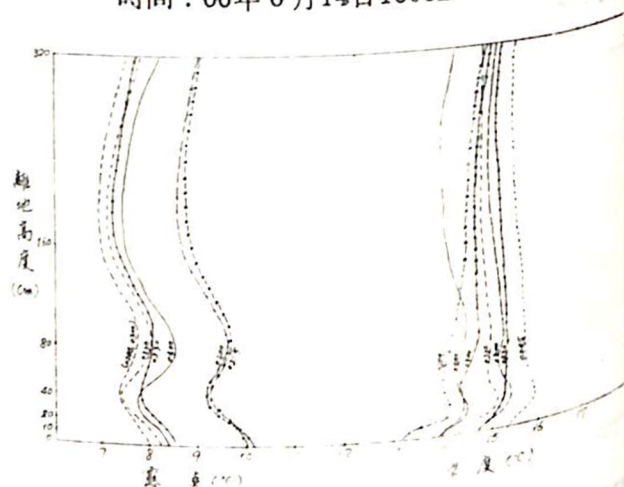


圖28 溫度露點曲線

時間：65年12月11日0200L~0400L

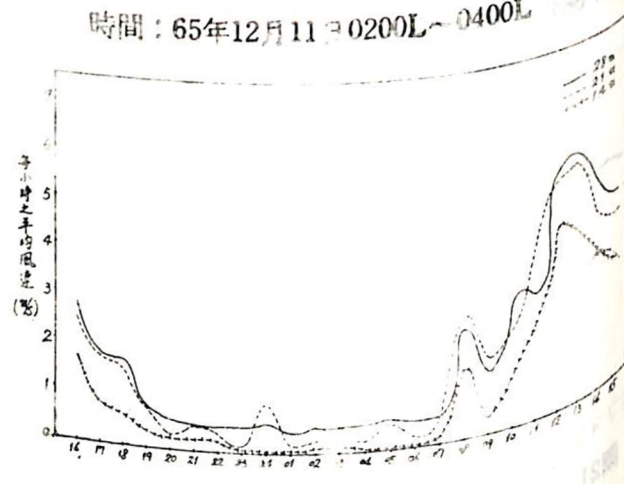


圖30 風速變化曲線

時間：66年3月17日1600L~18日1500L