

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 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，其一為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。另一則為長波輻射，為近地面大氣層中，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，有時稱為反輻射，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，此為進入大氣層主要之熱輻射。

上述地面之熱收支，如為正平衡，則剩餘之熱能，大半用為蒸發地而水份，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。以夜間最為多見，因夜間前述短波輻射為零，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，增加之可感熱為 $\int_{X_1}^{X_2} \rho C_p \frac{d\theta}{dz} dx$ ，其中 Z 為時間，x 為高度，θ 為位溫，ρ 為空氣密度， C_p 為定壓比熱。增加之潛熱為 $\int_{X_1}^{X_2} \rho r_w \frac{dq}{dz} dx$ ，q 為比濕， r_w 為水之蒸發潛熱。

於是近地面空氣層之熱平衡方程式，應為：

$$\Delta S + \Delta L + \Delta V = \int_{X_1}^{X_2} \rho C_p \frac{d\theta}{dz} dx + \int_{X_1}^{X_2} \rho r_w \frac{dq}{dz} dx$$

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。

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伴，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進飽和，換言之，低溫與水汽僅能依靠分子擴散來傳導，其效果較小。

霧之型態自尚有其他多種，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。臺灣，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

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，

溫、濕變化較為顯著，均予繪製垂直變化曲線，其發生時刻，均註明於各圖曲線附近。

(一)先以民國66年2月12~13日之霧為例，參閱圖1所示，距地3.5及7m之氣溫變化，自12日1600時至1900時，氣溫大幅下降，自為日落之故，其後溫度下降平緩，至日出之前，降至最低，至13日日出之後氣溫又大幅升高。此變化情形與輻射霧發生之要求相符，故可判斷此為輻射霧。

同高度之濕度示如圖2，其變化曲線，於日落之際，受溫度下降較速之影響，溼度亦大幅上升，從1600時之55%升至1900時之80%。入夜之後變動甚緩，在2400時，溫度有微小之上升，而溼度亦同時有微小之下降，可見溼度變化與溫度關係之密切。

3.2公尺以下近地面之溫度與露點，示如圖3 1900時之後溫度(圖之右方)持續下降，地面逆溫已形成並逐漸加深。一公尺以下濕度已達80%以上，故地面之薄霧應已形成。

又由圖4可見，0100至0400時之間，溫度緩慢下降，露點緩慢上升，即溼度緩慢增加。此變化之情況，與霧生長中之特性相符，續由圖5可見，0430時之後，地面2m以下之溫度變化不穩定，仍逐漸下降中，至0600時溫度達到最低，地面逆溫亦達到最大值，如圖自地面至1m處，溫度升高約2°C。自0700之後，受日出影響，溫度露點均開始大幅上升，地面逆溫受霧對日射阻滯之影響，稍維持一短暫時間，霧消失後逆溫隨即消失。

(二)圖6所示為2月26日1600時至2月27日1500時距地面3.5及7.0m之溫度變化曲線。由圖可見溫度之變化均極平緩，僅27日在晨受日出影響而有大幅上升。此變化情形顯與冷鋒臨近有關，故可判斷

同高度同時間之相對溼度變化曲線示如圖7，由圖可見溼度均接近飽和，隨時間之變化極小。至於接近地面溫度與露點，因該日屬鋒面天氣，空氣用。由圖8可見，在2200至2300時之間，溫度露點均稍降，溫度大致不變。因地面空氣甚接近飽和之故，無輻射散熱發生，故無地面逆溫層存在。但鋒面由此較高溼度之值可知業已產生。

由圖9可見，霧發生時，近地面處溫度之垂直分佈甚均勻，溼度則僅在80cm以下有微小變化。在0230至0300時，溫度與露點均有突降現象，此與圖7及8圖配合，可推測此種溫度下降、溼度不變

之現象可能來自一陣較冷氣流所致，但風速不大，不致引動渦流而影響水汽分佈，故溼度不變，而溫度與露點同時下降。由圖10可知，0600時之後溫度溼度保持平緩狀態約一小時，自0700之後，溫度開始大幅上升，濕度則大幅降低，此時霧即消失(在0700至0800之間)。

(三)3月15日1600時至3月16日1500時距地面3.5及7.0m之溫度變化曲線示如圖11。由圖可見，15日下午之溫度下降甚平緩，並不因日落而有大幅下降，故可能推測由於覆蓋雲量較多之故。入夜之後，溫度之下降雖平緩，但却持續不斷，在日出之前達於最低，此與2月13日輻射霧之狀況類似。至16日日出之後，溫度有大幅增加，即可推斷16日晨起天氣好轉雲量消失，地面受熱增加，霧幕消散。

在輻射霧中，霧之發生均在夜間，至次晨日出即消失，故其溫度變化主要由於日射之消失與重現，變化幅度較大。如圖12，為同17日之霧，當日1600至1800時，地面以上各層之溫度低降較速，兩小時內幾下降達4°C，而夜間則與前日相似，變化平緩，十小時內僅降2°C左右，翌晨0600時溫度達到最低，日出之後迅速增加，午前1100時達最高溫。曲線形態與圖11極相似。

圖13為3月16日距地面3.5及7.0m之溫度變化曲線，由圖可見溫度變化與溫度變化幅度相同，但起伏方向相反，入夜之後，溫度趨向飽和，較低層之溫度較高，如圖所示，3.5m之溫度值均高於7.0m處者。至16日日出之後達到最高值，而後受晴朗天空日射之影響，溫度乃大幅降低。17日之霧，溫度曲線如圖14，形態與此完全相同。

距地面3.2m以下之溫度與露點，由於160cm的記錄失真，無法採用，故僅能在320cm與80cm之間取內插值以聯成曲線。由圖15可明顯看出，3月16日近地面1m以下之空氣層從日落前之最高溫逐漸低降為日落後之最低溫，圖中所示，1800時，地面以上20cm至40cm處為最高溫處，而在1815時，80cm以下已形成逆溫，此表示空氣最大之熱源—太陽輻射—消失之故。至1830時，則40cm至20cm處形成最低溫。至於20cm以下，則溫度反略高於20cm處，此種現象或可稱為“舉升最低溫”

(Raised minimum temperature) 通常發生於晴朗有輻射散熱之夜晚。(「The raised minimum temperature profile at night」 by T.R.OKE, 1968)

由圖16，可判斷霧產生之時間應為0000至0100

時之間，因圖中顯示0000時地面80cm以下有強烈逆溫，隨後由霧之發生，凝結作用釋放潛熱而使逆溫消失。自0100之後以至0300，近地面空氣之溫度均極緩和。露點在0000至0100之間之突然增加，代表溼度之增高(80cm以下)，此亦符合上述霧發生於此時之推斷。圖17顯示16日日出之前，各層溫度溼度均勻，0700之後溫度開始降低，此應即霧消失之時刻。

圖18為3月17日日落之後近地面之溫度露點變化曲線。圖中顯示，日落之後溫度逐漸下降，1800時之後變化漸緩，2000時溫度露點均於最低。2100時，溫度露點均有明顯上升現象，且自2100時之後地面逆溫開始形成，因此，乃可判斷2100之後霧開始產生。由圖19可知，在霧形成之後，溫度濕度均相當均勻。各層溫度在0400時之後繼續緩慢下降，0600時達到最低點，溫度則大致不變，一公尺以下均約80~82%，0700時之後，日射降臨，溫度開始大幅增加，霧即消失。

(四)民國66年3月30日距地面3.5及7.0m兩層之溫度變化，示如圖20，由於鋒面陰雨天氣及霧之產生，該日1600時後，溫度之變化甚為平緩，冷平流通過使溫度持續降低，直至次晨仍然如此，此時並無日射影響，故夜間亦無最低溫發生，且次晨0700時之後，溫度亦未見及時上升。因此，晝夜溫差小乃為鋒面霧特性之一。至於低層空氣空氣溫度之垂直變化，則由圖可知其差異甚小，地表以上7m以內，溫差僅約0.2°C而已。

因觀測紀錄中，3.5m以上之溫濕度變化資料僅有3月30日中午以後者，故選3月30日1600時至3月31日1500時之紀錄，分析述之如上。因鋒面天氣持續數日，故保留以作參考。至於較低空氣層，則取320及80cm二層3月29日1600時至3月30日1500時之溫度變化示如圖22。由圖可見，因冷鋒正逐漸通過，故各層溫度均一致降低，至30日上午仍然如此，若將此圖與三月十六日者比較，則知前者為鋒面離開之日之天氣狀況，而本日則為鋒面降臨之日之天氣，因此，探討此兩日的成霧狀況，當可對鋒面霧有相當明確之瞭解。溫度之變化主要受實際水汽含量之影響。從圖20可知，鋒面霧發生期間，溫度近乎線性之下降，但從圖21中可見，溫度並未近乎線性之上升；且自3月30日之地面天氣圖顯示，冷鋒方通過本省北部，由東北氣流帶來大量水汽，此應為3月30日自2200以後溫度上升之原因。由此可證鋒面霧中溫度受水汽變化之影響大於受溫

度者。

近地面之溫度與露點示如圖23，1900至2200時，3.2m以下之溫度均勻下降，而露點之變化則不規則，易言之即溼度有不均勻之變化。在2000時與2100時之間，2公尺以上之濕度降低，2公尺以下之濕度增加，此種濕度向下增加之現象應為水汽經由渦流擴散往下輸送之結果。由於2公尺以下水汽在2300時即接近飽和，而由圖22已知2300時為溫度變化轉緩之時，故可判斷此時應即為成霧時刻。其次，由圖24可知，在0200至0300時溫度略增而露點下降，亦即濕度減低；0300至0400則溫度下降露點升高，即濕度復升，此乃為有陣風吹至之一例。

(五)66年6月15日為成霧紀錄中僅有之夏季霧日，可惜3.2公尺以下的溫度露點資料因儀器故障殘缺不全，故僅能取3.5公尺以上的溫濕度變化加以分析。

如圖25所示為6月14日1600時至6月15日1500時的溫度變化曲線。由此圖之型態，試與2月13日之溫度變化圖向對照，乃可判斷此屬於發生輻射霧之天氣。除在日落之際，各層溫度有突升突降現象之外，餘均類似於2月13日者。由此圖尚可明顯看出夜間溫度遞減之狀況，圖中顯示在1900時至0600時之間，3.5公尺之溫度高於7公尺者，而白天則相反。此與前述輻射霧發生夜晚之溫度分佈正相反。因3.5公尺之溫度紀錄失真，其餘各層之變化型態均類似7公尺者，故僅取7公尺者為代表。圖26即為6月14日至15日之溫度變化曲線，由圖可知大體可言，溫度變化與溫度變化乃是幅度相同而方向相反。但夏季期間由於地面受熱強，雲量不定，又時有雷雨出現，故溫度之變化均較複雜。以溫度變化判斷，生成之霧應為15日日出之前之晨霧，時間較短，日出之後迅即消失。

(六)圖27所示為12月10日日落之後近地面溫度與露點之變化曲線。由圖可知自1900時起，地面溫度有顯著回升現象，持續2300至時止，此種溫度在入夜之後之上升情形，若溼度足夠，則應為地面產生霧之結果，但由圖可知露點之變化甚微，在2300時，各層之溫度僅為：32cm：58.4%，160cm：57.2%，80cm：59.6%，40cm：59.1%，因此，此時尚無成霧之可能。由圖28，在0215至0230時，可知溫度突減，一公尺以下處溫度上升約1°C，露點則在2.2公尺以下均下降約1.4°C，此推測當為陣風吹來之又一例，使成霧延緩。溫度自0330之後始恢復。圖29顯示，在0700時溫度達於最大，一公尺

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。

前述及，低層空氣之溫度、水汽等之垂直輸送當賴渦流擴散，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度自2300起趨於穩定；又由圖13可知，各層溫度在2300時增至80%以上；而由圖30可知，各層之風速在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17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時間較短，且除最低之2m在0200—0800時有完全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。且儀容易故障，調整不易，當使記錄殘缺，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，溫度相對大幅上升，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崑協助整理資料，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，陳技士墀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

- 中央氣象局：臺北氣象月報 1976-77
- Geiger, R. "The Climate near the ground" Harvard University Press, Cambridge, Mass. 1966 pp. 5—33 68—123
- 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.
- 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.

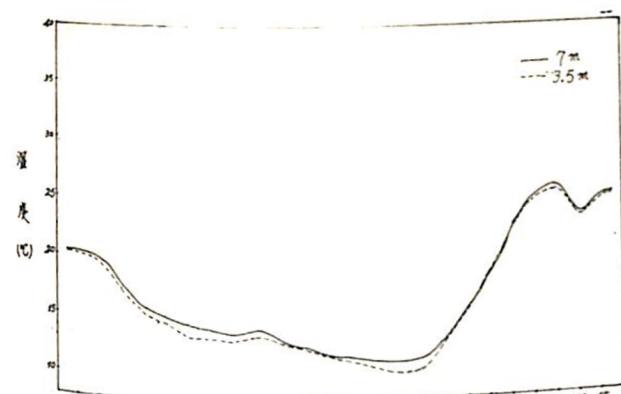


圖1 溫度變化曲線

時間：66年2月12日1600L～13日1500L

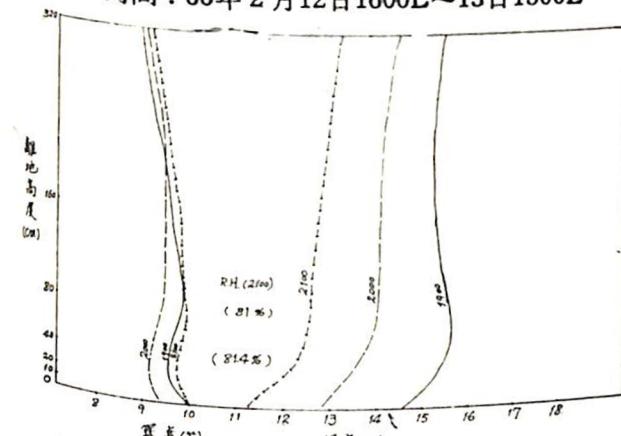


圖3 溫度露點曲線

時間：66年2月12日1900L～2100L

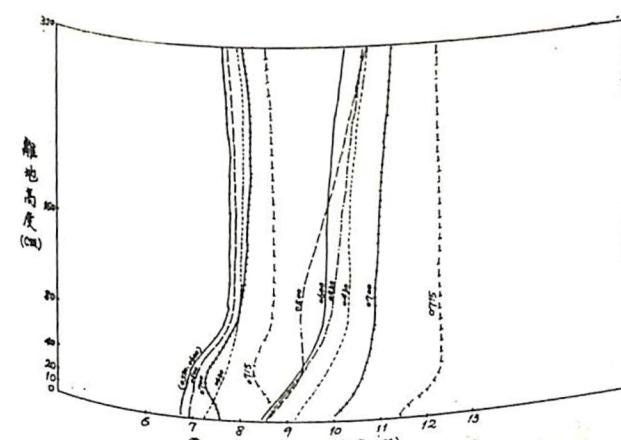


圖5 溫度露點曲線

時間：66年2月13日0430L～0715L

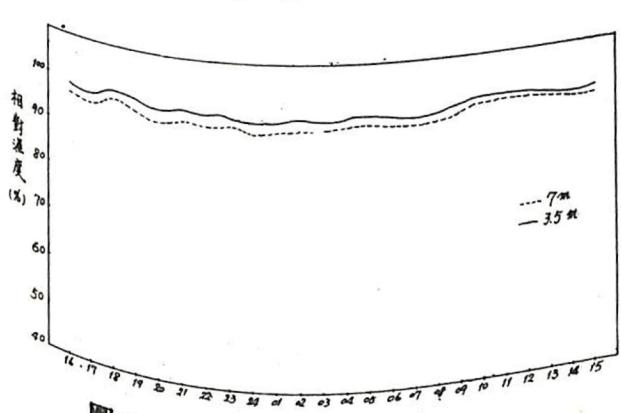


圖7 濕度變化曲線

時間：66年2月26日1600L～27日1500L

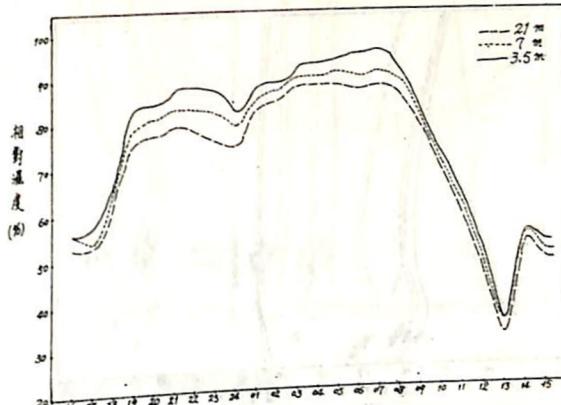


圖2 濕度變化曲線

時間：66年2月12日1600L～13日1500L

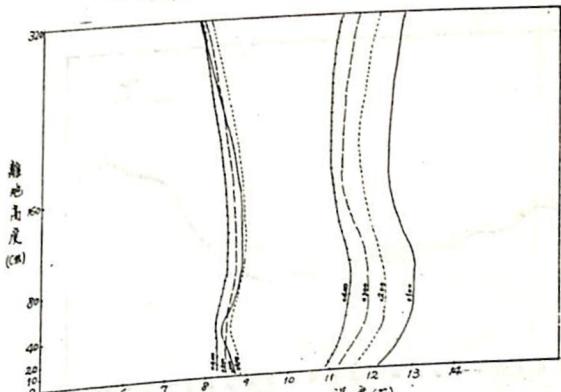


圖4 溫度露點曲線

時間：66年2月13日0100L～0400L

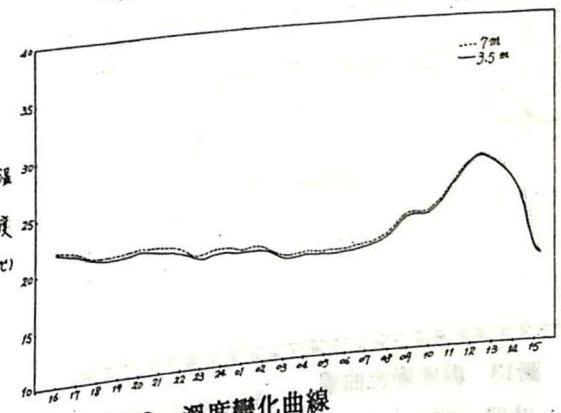


圖6 溫度變化曲線

時間：66年2月26日1600L～27日1500L

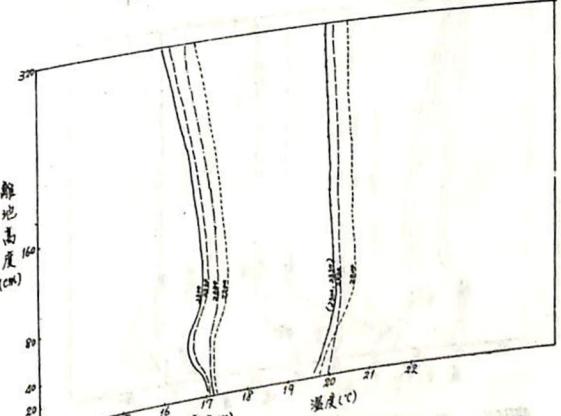


圖8 溫度露點曲線

時間：66年2月26日2200L～2330L

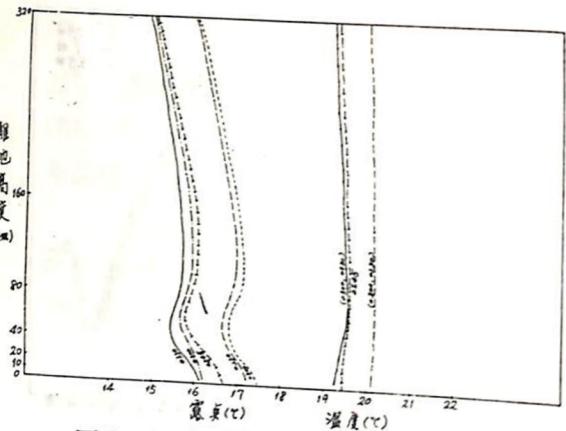


圖9 溫度露點曲線

時間：66年2月27日0200L～0330L

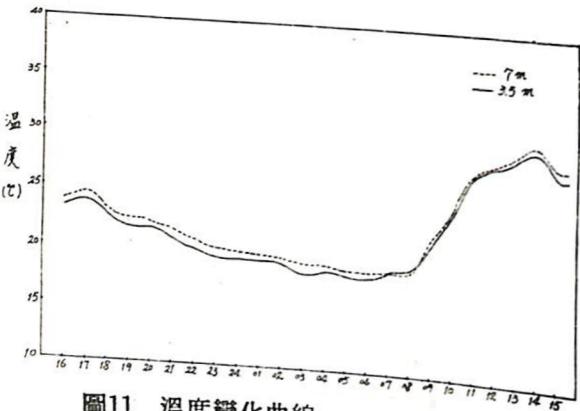


圖11 溫度變化曲線

時間：66年3月15日1600L～16日1500L

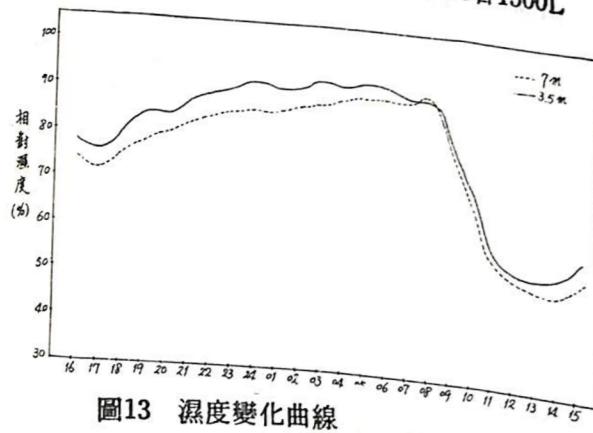


圖13 濕度變化曲線

時間：66年3月15日1600L～16日1500L

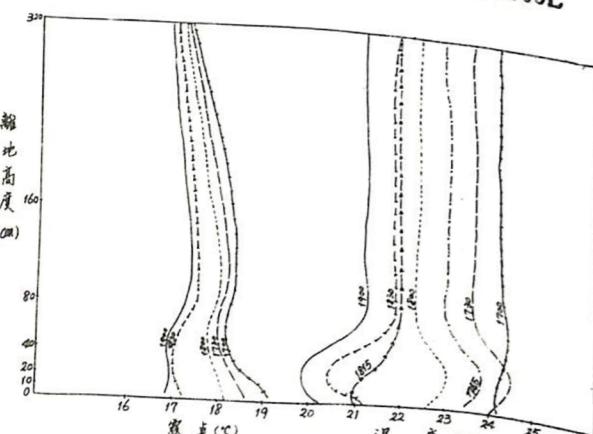


圖15 溫度露點曲線

時間：66年3月15日1700L～1900L

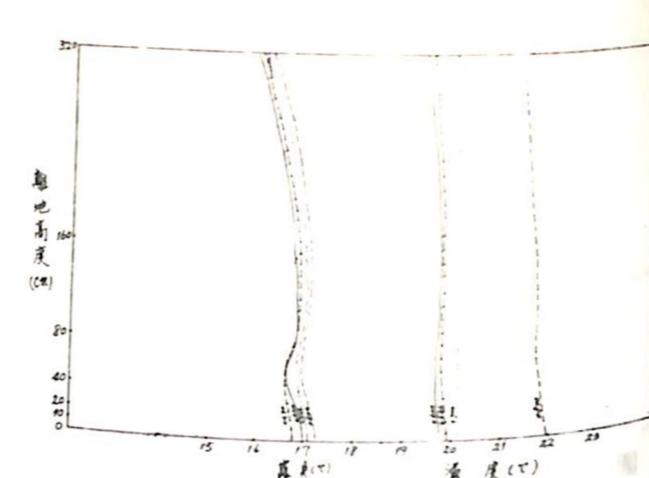


圖10 溫度露點曲線

時間：66年2月27日0600L～0800L

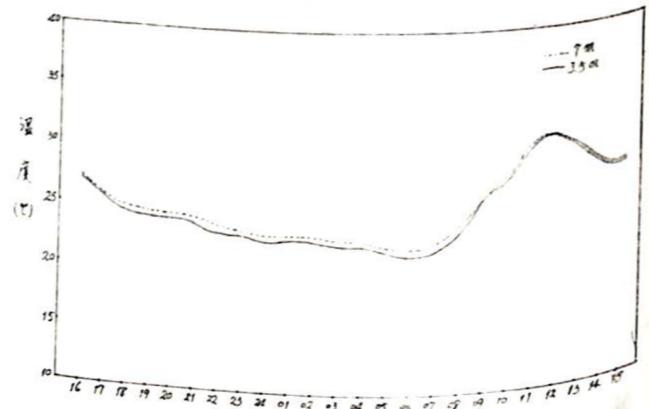


圖12 溫度變化曲線

時間：66年3月17日1600L～18日1500L

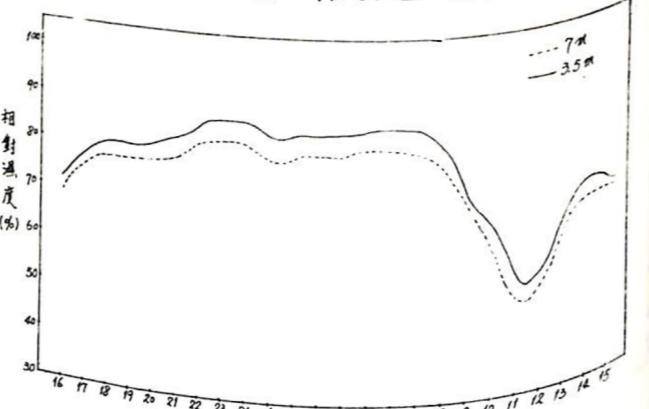


圖14 濕度變化曲線

時間：66年3月17日1600L～18日1500L

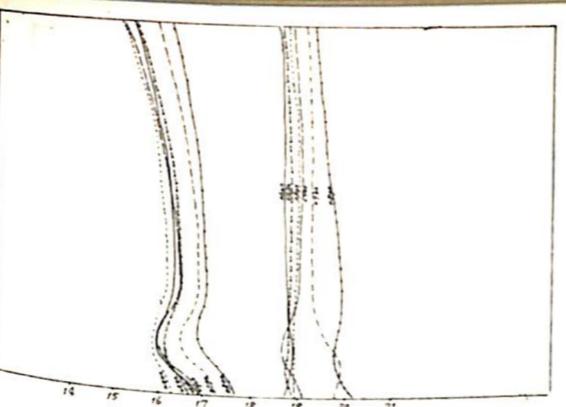
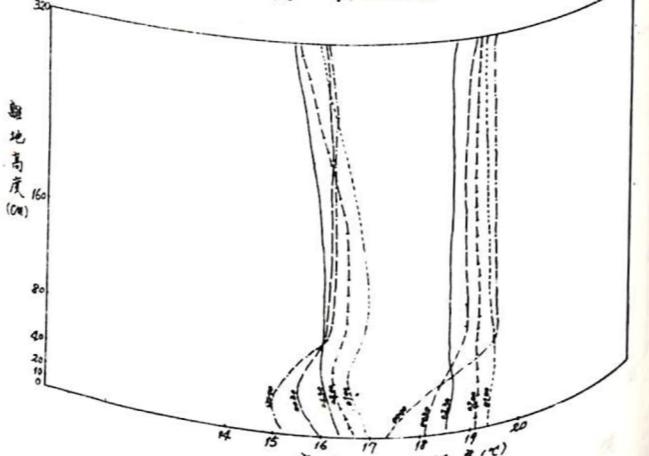


圖17 溫度露點曲線

時間：66年3月16日0500L～0800L

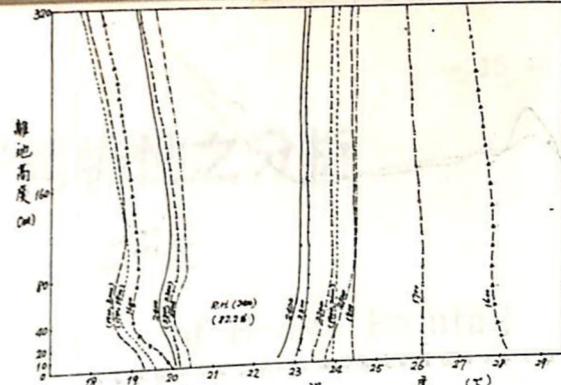


圖18 溫度露點曲線

時間：66年3月17日1600L～2400L

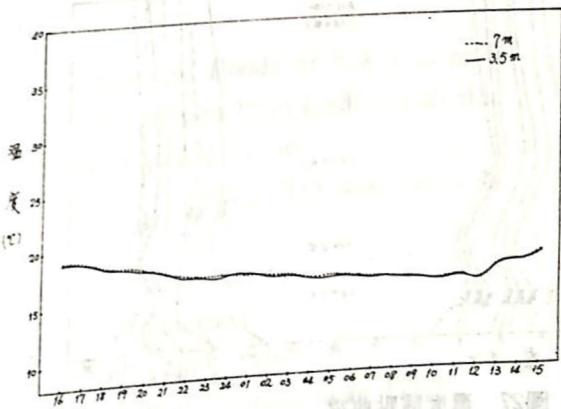


圖20 溫度變化曲線

時間：66年3月30日1600L～31日1500L

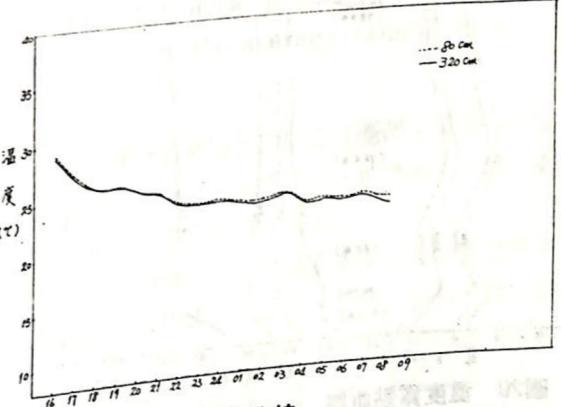


圖22 溫度變化曲線

時間：66年3月29日1600L～30日0800L

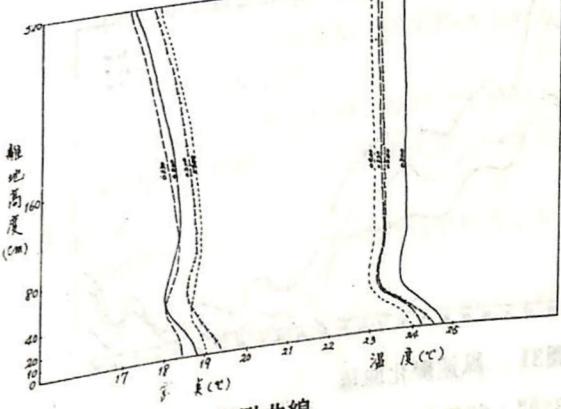


圖24 溫度露點曲線

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

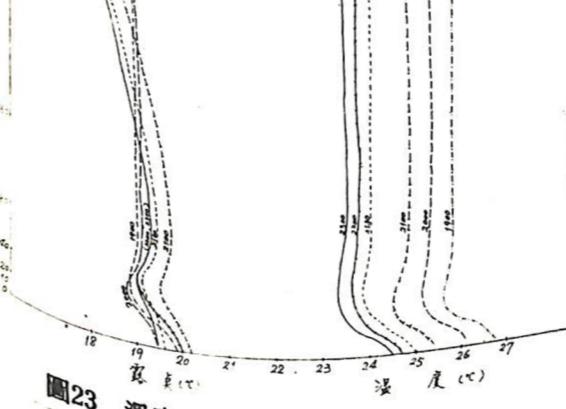


圖21 濕度變化曲線

時間：66年3月30日1600L～31日1500L

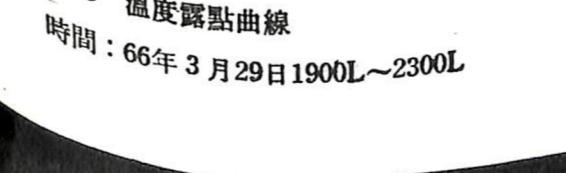


圖23 溫度露點曲線

時間：66年3月29日1900L～2300L

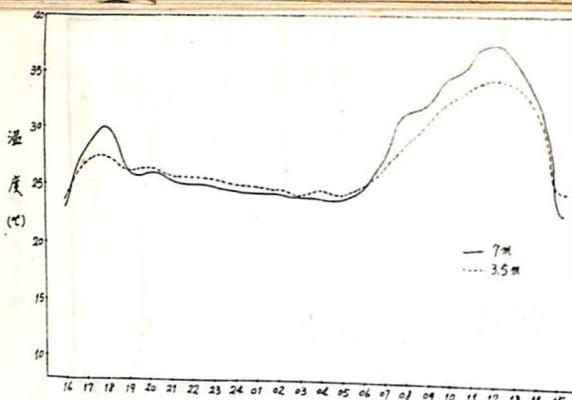


圖25 溫度變化曲線

時間：66年6月14日1600L～15日1500L

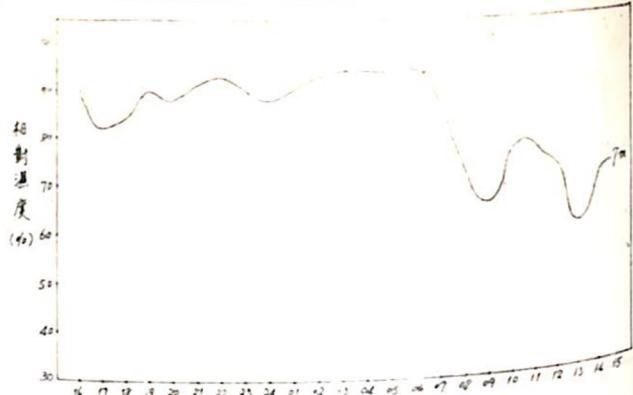


圖26 濕度變化曲線

時間：66年6月14日1600L～15日1500L

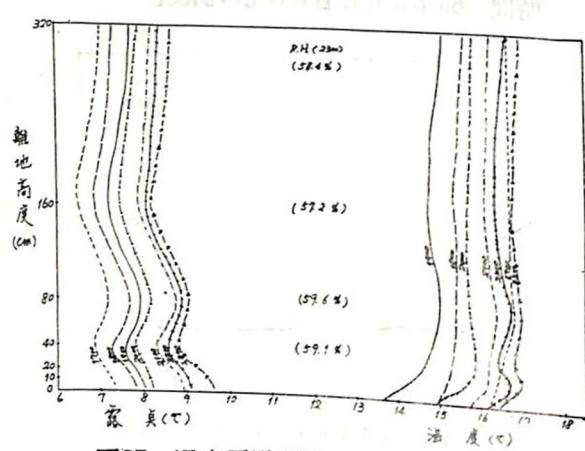


圖27 溫度露點曲線

時間：65年12月10日1700L～2300L

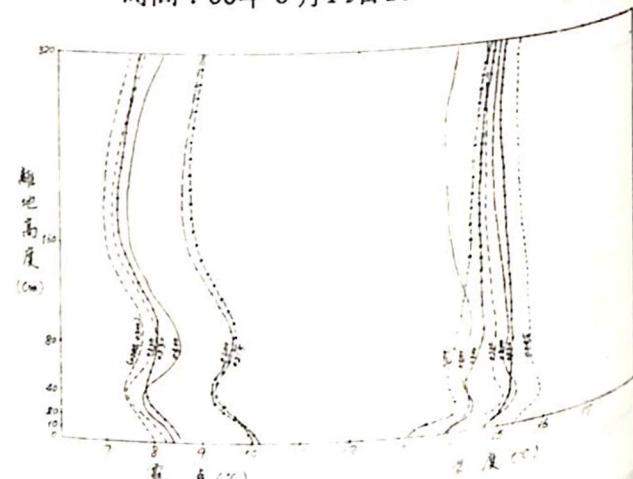


圖28 溫度露點曲線

時間：65年12月11日0200L～0400L

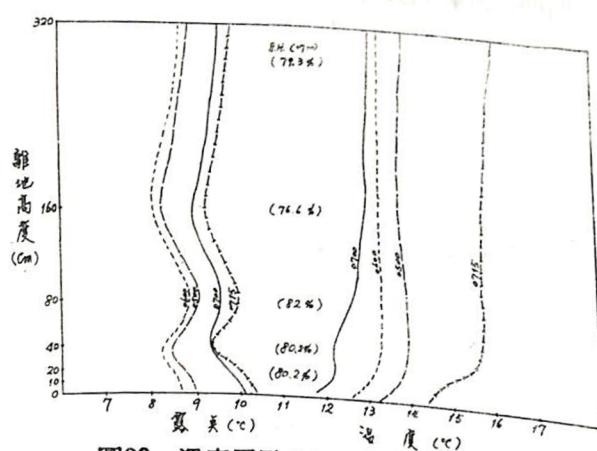


圖29 溫度露點曲線

時間：65年12月11日0500L～0715L

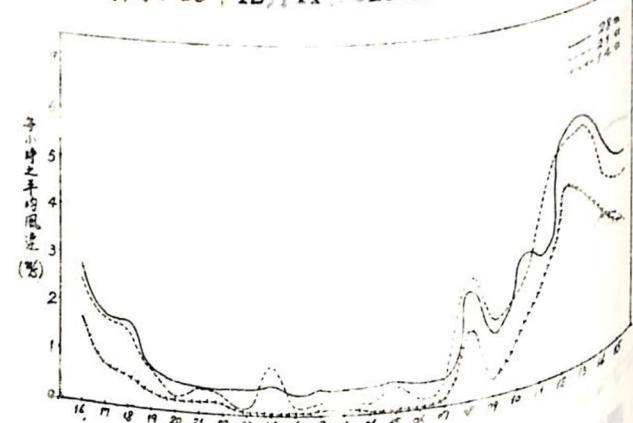


圖30 風速變化曲線

時間：66年3月17日1600L～18日1500L

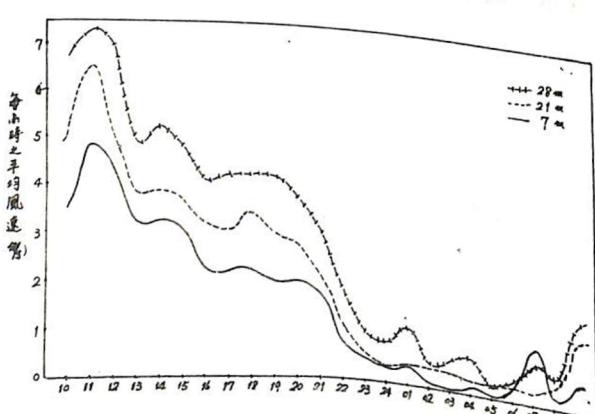


圖31 風速變化曲線

時間：66年3月30日1000L～31日0900L