

利用探空觀測分析雲層

王敏瑞 李裕昌

空軍氣象聯隊

摘要

雲之形成，為自然界重要之大氣現象，除眾所周知的各種天氣變化（如降雨、打雷等）都是在雲層中產生者外，又如地表之保溫、日照及輻射等作用，也與雲層有密切關聯，而其對於飛航安全之影響，更加不容忽視。

雖然雲層高高在上，似乎無法直接觀測其物理因子及變化，但由於科技之日新月異逐漸彌補了此一缺憾，現今人類已可藉助探空氣球、雷文送等新式科技，來獲得各項氣象資料，以研究分析雲層之結構與變化。

一、前言

在地面壓溫報告中，有關雲之敘述，相當簡單，預報員欲以此作為對雲預報之基礎，略嫌不足。其中有六項限制因素：

- (一) 普通對雲層之觀測，係以目視在地面舉行，所見範圍有限。對雲之觀測，只能當其移入觀測者視界內時，方作紀錄並編報。對於中、高雲之高度，只能憑經驗估計，其準確性不夠。在逐時飛行天氣報告中，所報各層雲量和雲高，其觀測方法，有時採用估計，有時係根據飛機報告。
- (二) 對於中、高雲之觀測報告，晚上之可靠性比白天更小。
- (三) 預報員熟知雲系中某些部份，能往上發展高達一萬五千呎以上者，則此等雲系，經常係由於界面和（或）中對流層之槽與低壓引起。此等雲層之中間部份，常有降水現象，其下方並伴有相當多之低雲。當某一測站處於如此情況下，對其上方之雲頂，發展至何種高度，經常均無直接資料可供參考。只有遠在低雲區域以外，該雲系之邊緣，始可由地面觀測者，直接看出中、高雲往上發展之情況。
- (四) 關於對流性雲頂之高度，除偶然由飛機或雷達測報外，一般均不測報。在大多數情形下，從所報出之雲狀，降水類型

及降水強度，可約略估計出該雲系之雲頂高度。當然作此種估計時，對局部或區域天氣之整體概念，應有深刻認識。例如冬季裡，在北緯 60° 附近，標準積雲之雲頂高度，約為六千呎到八千呎；在熱帶地區，其雲頂高度則為一萬五千呎到二萬呎。此外，藉測站附近之雷達報告，常可決定對流性雲頂高度之近似值。還有飛機報告，尤其在空中之飛機報告，對雲觀測之準確性，最為可靠。

- (五) 用 CPS-9型及其他型式之雷達設施可予吾人甚多極為有用之資料，尤其對測定對流性雲頂之高度，更具有價值。惟對我們視界以內，所欲觀測之雲頂高度，則未必均能在雷達幕上顯示。
- (六) 當雷達穿越雲層時，將可由濕度曲線之分佈情形反映出來。如果探空儀上濕度層性能良好，則由觀測出之探空紀錄決定雲層，並不困難。現由於所使用儀器性能欠佳，以致由觀測所顯示之濕度情形與實際雲層之分析，不能密切配合，因之，利用探空研判雲層時，仍應借重經驗。利用探空資料，決定氣團性積雲和積雨雲之分佈，其效果欠佳。

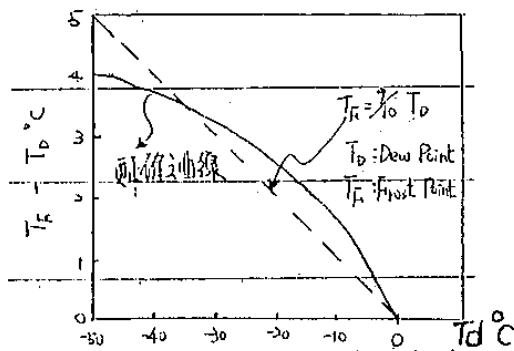
二、利用探空推斷雲層

理論上，從探空觀測所獲之溫度和濕

度情況，應可決定雲層之所在。可是在實際上，利用探空觀測之溫度和露點曲線，所研判決定之雲層，其可靠性常不理想。雖然如此，探空觀測可予人對雲層之分佈及可能形成雲之區域，提供線索—此種線索，經常無法從別處獲得。

三、雲層中露點和霜點

從濕度片(Humidity Strip)上所獲之濕度軌跡，係對水面濕度(包括冰點以上及以下之溫度)而言之相對濕度。利用印字機發出之露點 T_d ，表示濕度之因子。所謂露點係指在氣壓和水汽不變情況下，使空氣冷卻，至對水面而言達到飽和時所具有之溫度。霜點指在等壓情況下，使空氣冷卻至冰面而言，達到飽和時所具有之溫度，除 0°C 時與露點相同外，一般均較露點為高。圖一中所示，係以霜點和露點之差，作為露點本身之函數。



圖一：以霜點和露點之差，作為露點本身之函數。

雲中溫度在結冰層以上時，其真露點和真溫度近乎一致，顯示雲滴間之空氣，對雲滴之水面而言已經飽和。當雲在不平衡狀態時，真溫度與真露點稍有不同，但在理論上，其差異很小。在雲次結冰部份，其真溫度將視結冰量和液體雲分子之比例，界於真露點和真霜點之間。如果雲中所含純為過冷卻水滴，則真溫度和真露點多少有些一致。如果雲中所含為純冰晶，則其溫度應與霜點一樣。因之，吾人不能以溫度和露點之一致，作為在次結冰溫度之成雲條件，即使在 -12°C 時，濕度片無慣性誤差，而溫度與霜點之一致性，較溫度與露點更為一致時亦然。圖一中顯示，

當露點在冰點以下時，露點與霜點之差異約為每 10°C 增加 1°C ，即當 $T_d = -10^{\circ}\text{C}$ ， $T_f = -9^{\circ}\text{C}$ ，當 $T_d = -20^{\circ}\text{C}$ ， $T_f = -18^{\circ}\text{C}$ ，餘類推。因此當卷雲在 -40°C 平衡時(對冰面飽和)，正確露點應為 -44°C 。故一般可說，雲中空氣在溫度 -12°C 以下對冰面而言為飽和，當雲溫度隨高度而遞減，則真霜點真露點之差異增加。這些物理特性作用，導至濕度片本身慣性誤差值更大(遲緩、極化和沖洗)；當雷送上升經過如此雲層時，彼等之聯合效應，造成溫度露點差增大。因之，利用探空濕度資料，企圖決定雲層之高度時，必須考慮由此等作用所造成之誤差。

四、藉探空觀測之溫度露點差研判雲層之實例

吾人選擇穿越雲層之探空資料，分別繪於斜溫圖上，以表示其穿越雲層之特性，如圖二~十一，在施放探空期間，並利用在施放探空地點附近，飛機所測出之雲頂和雲底之高度。兩者觀測時間經常在兩小時以內，觀測地點則不超過三十哩。在這些飛機報告說在一萬五千呎以上有雲，其餘報告全部有雲，在圖二~十一中左下角所列者為地面觀測報告，未被飛機測出之低雲，其雲底高度可由地面觀測報告中獲得，飛機高度以氣壓高度表之 T 、 T_f 和 T_d 分別代表溫度、霜點和露點。

對探空資料與飛機報告比較後，可獲

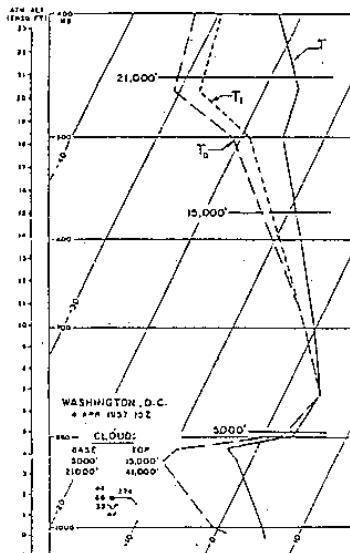
下列規則：

- (一)當有雲層時溫度露點差經常減小至 0°C ~ 6°C 之間，換言之，溫度露點差減小，並不表示一定有雲存在，除非此種減小其差數，小於 6°C 時，不過根據測在很冷溫度下(冷於 -25°C)雲中之溫度露點差是大於 6°C 的。
- (二)當探空曲線上之溫度露點差開始減小時，則該處常係低雲之底高。
- (三)平均而言，溫度較高之雲中，其溫度露點為較小，在溫度為 0°C 至 -20°C 之雲中其溫度露點差為 4°C 。
- (四)如溫度露點差急速減小，則開始急速減小之處，必為層之底。

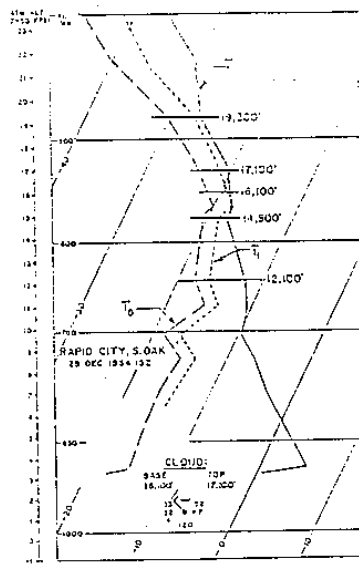
- (五)如溫度露點減小，繼之以急速減小，則開始急速減小之處，必為雲層之底。
- (六)雲頂一般可由濕度露點差增大而知之，如果雲底業已決定，則往上伸展至溫度露點差開始顯著增大之處，則係雲頂之高度，在雲中溫度露點差隨高度之逐漸增大，係處於均衡狀態者，則不能稱之為顯著。

除上述對Project Cloud-Trail 資料分析外，美國氣象勤務部曾作另一研究，求出以溫度露點差，作為推斷雲層因子之可靠性，美國氣象勤務部，利用美國氣象局29個氣象台，於1953年3月份所施放之探空資料，和同時同地對觀測雲底之紀錄，加以研究比較所得結果如圖十二所示，

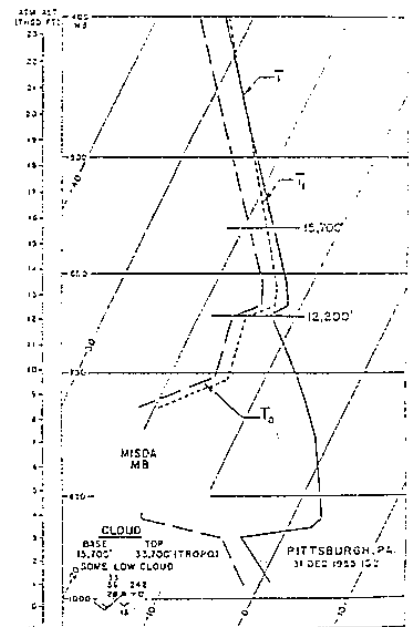
每一圖表示之月份在不同的溫度露點差情況下，可能發生雲層之百分率，圖中有一曲線以溫度露點差為函數，發生碧雲或疏雲之可能率，另一曲線係指發生裂雲或密雲之可能率，分開兩圖分別包括1000-850HPA及850HPA-600HPA層，繪製此圖係根據1027次觀測之資料，此等資料已足夠表示冬季雲層之雲底，其溫度露點差之大小次序，（曲線中之略為不規則現象仍予以保留，因這並非一定由次資料不足引起），應用此圖時毋須參考天氣圖情況，對一冬季之探空紀錄，可利用其最小溫度露點差之層次，在圖中估出雲底在1000HPA和600HPA間之天空狀況可能率。



圖二



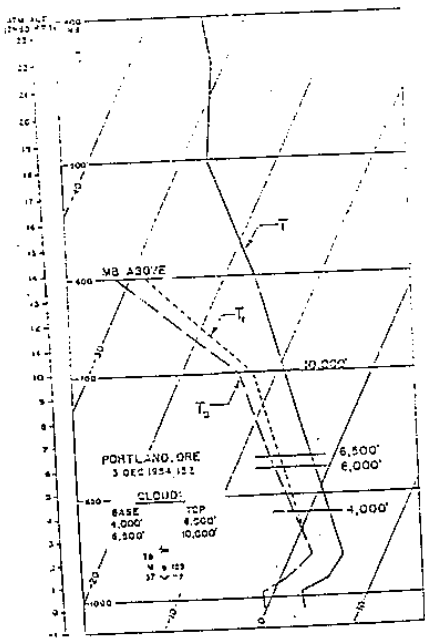
圖三



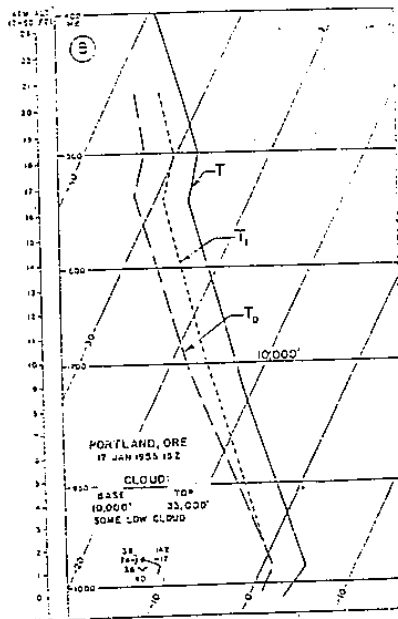
圖四

圖三：冷面雲層其厚度較探空顯示者為薄，在 1500Z時冷面東西向橫越North Dakota'根據法則溫度露點差迅速減小至 6°C 或以下時，則該處必為雲層之底，故其雲底應在一萬兩千一百呎至一萬四千九百呎間，同理溫度露點差開始增加至一萬九千三百呎處，必為雲頂之度高。但根據飛機觀測，其雲之厚度較探所顯示者為薄。地面觀測以一萬二千呎為雲底高度。關於飛機偵察之雲高和探空推斷雲高間之差異，很可能由於兩者觀測時間與空間之不同所造成。一萬二千一百和一萬四千九百呎兩者都可能，吾人必須選擇最近之資料，作為雲低之高度。如果溫度露點差減小繼之以急速減小，則以開始急速減小之高度，作為雲底之高度。

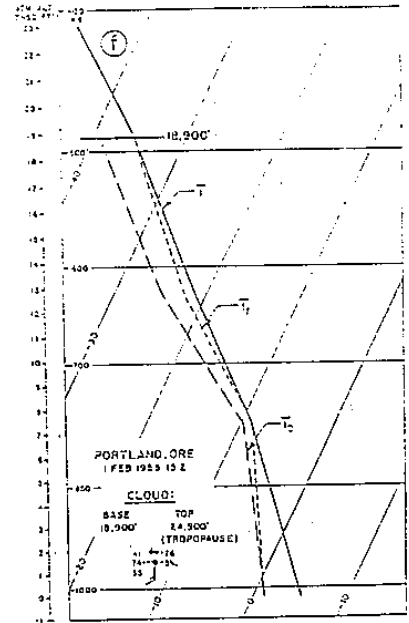
圖四：無降水現象到達地面之中雲。這是一個500HPA層上有雲而無降水到達地面之實例；常時雨只下至 Tennessee從探空看，雲底在一萬二千二百呎是極其明顯的，但飛機報告雲低高度則為一萬五千七百呎。因為在Ohio和West Virginia境內，大部分測站所測出之高層雲之底高，都在一萬一千至一萬四千呎間。



圖五



圖六

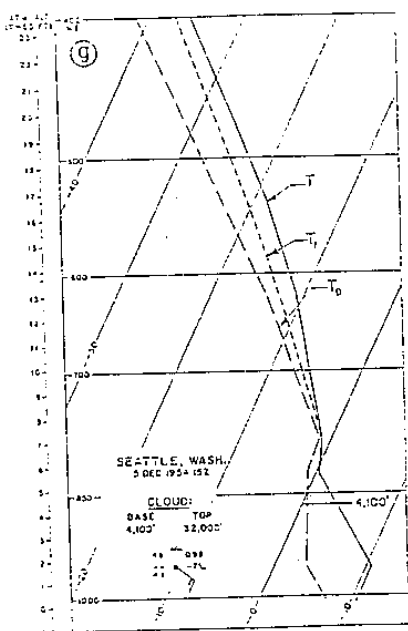


圖七

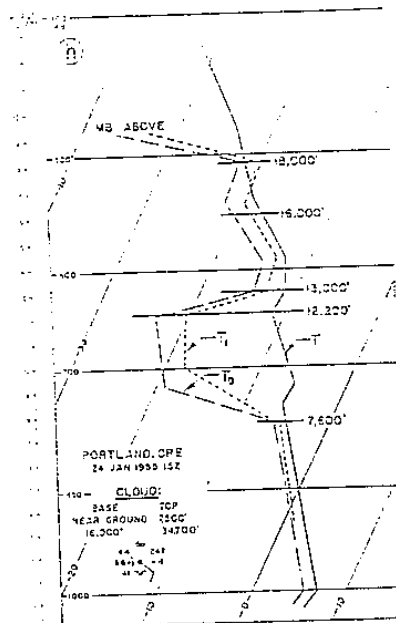
圖五：雲層與雲層中間之偶無雲現象，無法從探空濕度上推斷之實例。飛機偵察和探空顯示之雲層頗為一致。但在六千至六千五百呎間之無雲現象，在探空上無顯示。在探空濕度曲線上，對無雲層和薄雲層，經常均無法判斷。

圖六：自低層至對流層之深厚雲層中，探空顯示不出其間夾有無雲之實例。從四千呎至對流層頂，除低雲頂至一萬呎之中雲底間，有一不甚清楚之「無雲」層外，為深厚之雲層。從探空顯示並無任何分層現象，全探空之溫度露點差在 4°C — 6°C 。這是一個中度冷大氣中（500HPA層之溫度約為 -30°C ），從地面至相當高度均為濃密雲或近乎濃密雲之標準探空曲線。

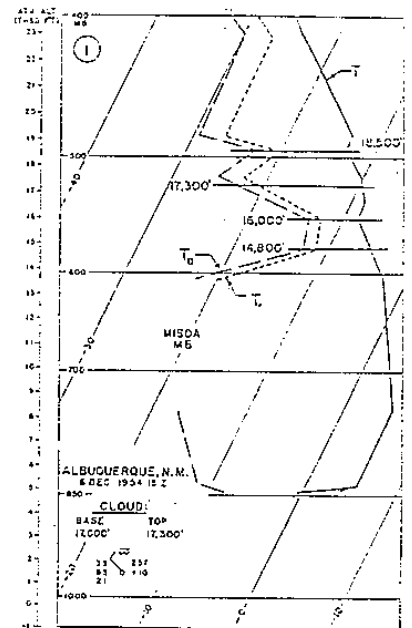
圖七：從探空顯示，自近地面至500HPA，均為濃密雲。



圖八



圖九

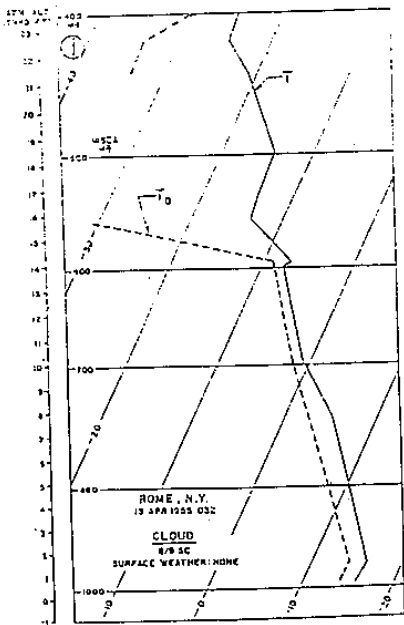


圖十

圖八：深厚雲層，探空顯示雲低過高之實例。探空所顯示之雲層，除雲底五千五百呎過高外，其餘與飛機觀測之結果，頗為一致。（如果溫度露點差減小繼之以急速減小，則以開始急速減小高度，作為雲底之高，故以五千五百呎為準）。

圖九：有兩層雲，探空顯示不出較高雲層雲頂之實例。冷面位於測站西方二百哩處，探空顯示之第一層雲，其高度與飛機所觀測者頗為一致。探空顯示之第二層雲；雲底一萬二千二百呎雲頂一萬八千呎。根據飛機報告，濃密雲層一萬六千呎發展至近對流層頂。其差異之最適當解釋是：濕度片在一萬八千呎以上發生毛病。

圖十：從多變的濕度曲線，顯示探空經過疏而溥之中雲。由此濕度曲線變化多端情形顯示，如欲推斷雲層，則一萬四千八百至一萬六千呎及一萬八千五百呎處可能有雲。實際觀測則在一萬七千呎有疏薄雲層，此從探空上是不易求出者。這經常是疏或裂之薄中雲標準探空曲線。

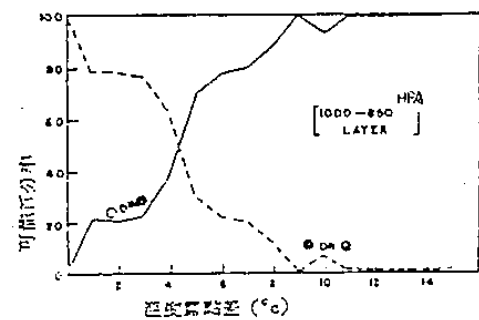
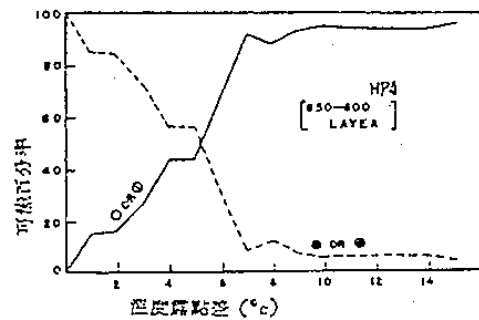


圖十一

圖十一：此為探空儀穿出雲頂時，所發生假超絕熱溫度遞減率之實例。當時無飛機報告可資校對。從探空曲線顯示，當探空儀穿出雲頂，進入上方極其乾燥之空氣中，溫度遞減率時有發生超絕熱現象。

五、利用探空推斷高聳積雲及積雨雲之限制

在夏季和熱帶氣團中，積雲和積雨雲之發展經常是雲量不多，但很普通，除少數情形外，一般雲量均少於十分之五，在如此情況下，同一地點在每日固定時間，施放1—4次探空氣球，其穿越雲層之可能性很小，縱然氣球從雲底進入高度聳



圖十二

圖十二：在不同溫度露點差(°C)情況下，雲層底發生於1000HPA和600HPA間之可能百分率。實線表示發生碧空或疏雲狀況之可能率；點線表示發生裂或密雲狀況之可能率。

積雲，由於雲中既有上升氣流又有下降氣流，氣球從雲邊出來之機會遠較穿越雲頂之機會為大，或可能隨下降氣飄流一段時間，予人對直展雲之分佈以模糊之紀錄。

基於上述理由，利用探空資料之推斷該區域之高聳積雲，其可靠性極微，不過利用探空觀測作穩定度之分析，並參考地面觀則，雷達與飛機報告，以及增溫與輻

合分析，則經常可估計出積雲之掩蔽量，其程序與方法與作雷雨和嚴重對流天氣預報一樣。

對於探空氣球穿越積雲所獲之事實，吾人必須深記著即在積雲中某些部分之溫度經常較雲外之溫度為低——特別由於「超越作用」(Overshooting)，或有強烈上升氣流之電區為然，這些較冷卻部分，對其周圍之雲而言，仍持有浮力，而且當積雨雲正在衰老期，一般雲中之溫度仍較四週為冷。

在積雲和積雨雲中，其溫度遞減率並非一定遵循飽和絕熱，這是由於「密室」(Holes)，下降氣流、雪、和電之溶解，以及攜帶混合等作用造成。

六、利用探空推斷卷雲

真正卷雲含冰晶，它形成於溫度近 -40°C 或更冷之空氣中，在如此低溫下當空氣達到對水面達飽和時，即刻凝結為冰，然後冰晶經常緩緩下降，至溫度為 -30°C 之高度，如果在形成卷雲層以下之空氣充分潮濕，則卷雲可維持一段較久之時間而不消，一般而言卷雲形成。對於冰而言，為飽和或過飽和之空氣裡（在零下任何溫度，如果對水面言相對濕度為100%）裝有霜點或露點液體比重計(Hydrometers)之探空儀，從飛機上施放觀測，求得發生卷雲之空氣層，對冰面而言其相對溫度並非經常達飽和階段，發生卷雲時，其溫度霜點差是 3°F 但這種結果部份可能由於儀器誤差所形成，當飛機觀測到該高度上「附近有卷雲」時，相當潮濕空氣層（溫度霜點差小於 15°F 或 20°F ）經常正在通過。

用目前雷送上之濕度片，在發卷雲之低溫下，要測得令人滿意之濕度值，實無能為力，不過利用低溫下所顯示之濕度改變則可獲知有卷雲存在之潮濕空氣層，如果有播出之探空資料中附有高層濕度增加所在之高度，或具有濕度之空氣層之最高高度，則對預報可能形成卷雲大有參考價值。

經過數種研究，間接指出當有卷雲存在時，500HPA、540HPA、400HPA之溫度露

點差相當低，欲獲得對溫度遞減率之改變和發生卷雲間之相互關係實非易事，Appleman氏曾將其凝結尾預報曲線加以介紹，（此種曲線現在業已印在斜溫圖上）此種曲線，對觀測者估計卷雲高度時，可參考應用以增加準確性。

七、利用探空推斷雲層之研究

由於美國氣象勤務部ROMO氏主持下，有一未經發表的研究，係討論雲底溫度露點差之情形，該研究係利用美國氣象局29個探空台在一九五三年1月份所觀測之探空資料與當地同一時間實際觀測出之最低雲層，加以比較，比較時僅利用有可靠性之雲層，即那些由觀測而得之最低雲層，和由飛機偵察之雲層，根據探空所求出之最低雲層，溫度露點差，作為由觀測出之實際雲底溫度露點差。

圖十三A、B所示，係根據一九五三年1月份對雲觀測之紀錄，作出濃密密雲之雲底，所發生各種溫度露點差之頻率。

其中圖十三A表示雲底高度介於1000—850HPA間，另圖十三B則表示雲底高度於800—700HPA間，由圖中顯示在元月份之兩種不同層次中，密雲底溫度露點差之標準值，仍等 $1-4^{\circ}\text{C}$ 圖中有少數情況，其雲底之溫度露點大於 5°C ，相係因濕度片誤差或傳遞時所引起。

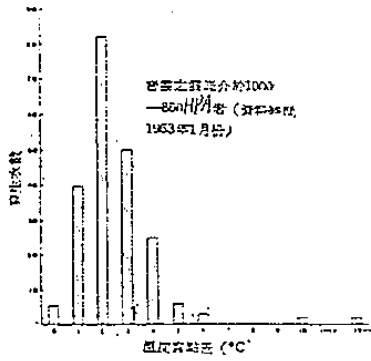
圖十四表示雲量為 $1/10-3/10$ 和 $4/10-7/10$ 雲底介於1000—850HPA及850—700HPA之間，雲底所發生各種溫度露點差之頻率，從圖獲知雲底之溫度露點差大多為 $2-3^{\circ}\text{C}$ ，不過介於850—700HPA間之雲底，溫露點差之分佈較為均勻。

圖十五乃表示碧空的情況下在850HPA、700HPA及600HPA層上溫度露點差之情形，正如所預期，碧空一般均發生於溫度露點差較大時。

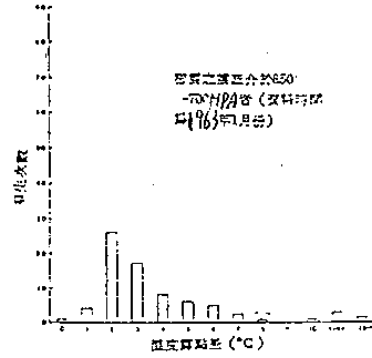
圖十三、十四、十五中之資料，可綜合另一方法表示之，圖十六表示一月份雲底介於1000HPA—850HPA及850—700HPA間，以其雲底之溫度，露點差為函數，所出現碧空、疏雲、裂雲和密雲，之可能為百分率，製圖時係根據元月份之一千零二

七個觀測紀錄，此數已足夠表示冬季雲層雲底溫度露點差之大小次序，惟以之表示實際百分率則尚嫌不足，在冬季裡無須考慮天氣情況，即可應用上述資料，由已知之探空，任何人均可從圖中以600HPA以下

之最小溫度露點差估計出，雲底分析1000—600HPA間，所出現象各種不同天空狀況之可能率，在暖季裡，對較小之溫度露點差時，其可能率可望提高，對較大之溫度露點差其可能率減小。

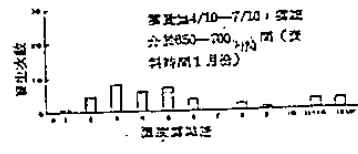
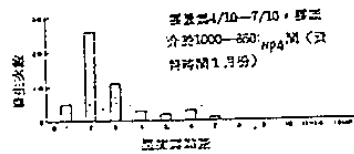
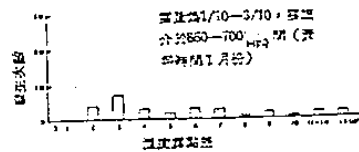
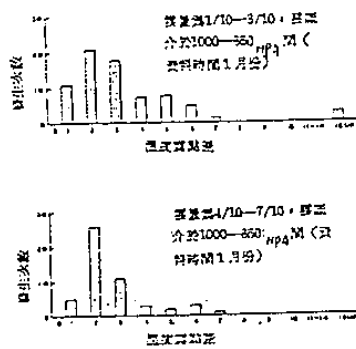


圖十三(A)

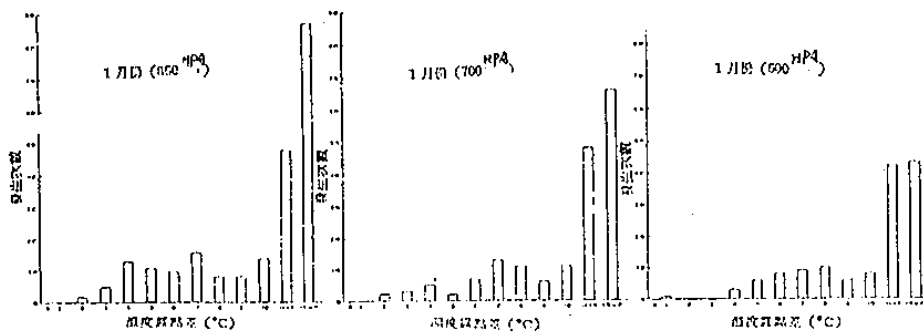


圖十三(B)

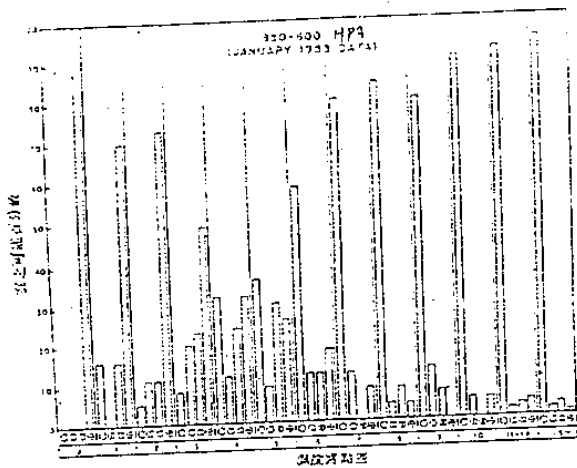
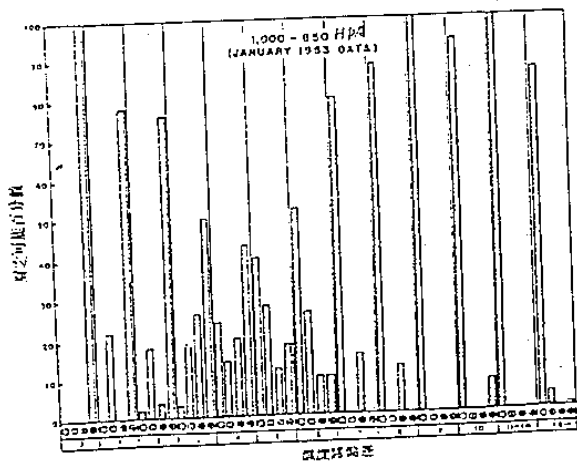
圖十三：密雲之雲底，介於1000HPA至700HPA者，其雲底溫度露點差之頻率。



圖十四：乃表示雲量為1/10—3/10和4/10—7/10，雲底介於1000—700HPA間，其雲底所發生各種溫度露點差之頻率。



圖十五：乃表示碧空情況下在850及700、600HPA層上溫度露點差之情形。



圖十六：利用雲底溫度露點差，估計雲底介於1000-850及850-600HPA間不同天空掩蔽量之可能百分率

八 結 論

目前氣象單位觀測雲高雲量，仍然是憑經驗而定其準確性有待商榷。故從事探空觀測來推斷雲層，以期在氣象領域上能有更科學、更精準之方法，使大氣科學能往未知的領域向前邁出一大步，探求大自然之規律及奧秘，進而確保飛航之安全。

參 考 文 獻

1. Horace Tobert Byers. sc. D-General Meteorology, 1985 Fourth Edition. 53~62pp.

THE ANALYSIS OF THE CLOUD BY SKEWT AND LOGD DIAGRAM

Yuch-Chang Lee Min-Zway Wang

The Sixth Weather Center Of Air Force

ABSTRACT

The cloud a very important factor in the nature. Besides, the known changes in the weather occurring in the cloud, the temperature preservation of the earth surface and the solar radiation are much associated with the cloud. Especially we cannot ignore the relation between the cloud and the flying safety.

Although the cloud is high above. It seems that we cannot observe the cloud directly but due to the advance of the technology we can now get the data of meteorology by radiosonde, etc for analysing the structure and the changes of the cloud.

