

航空氣象學

黃廈千著

國立編譯館出版
商務印書館印行

航空氣象學

美國加州理工大學航空研究所氣象學碩士哲學博士

國立中央大學教授

黃廈千著

國立編譯館

序

航空事業之宜發展，已夫人而知之矣。顧此事業如何發展？則除繫於航空事業本身之努力外，繫於其他相輔之事業者，亦頗不少。我國有成語曰：「閉門造車」，此譏評造作器械者，倘不顧事實，其結果將流爲不適用也。航空方面所用之飛行器械，係在大氣界中活動，製造航空器械之航空工程人員，倘不明瞭大氣界情況，其結果將毋類於閉門造車乎？我國社會上又有一成語曰：「盲人瞎馬」，此言駕駛者不明前途情況，肇禍將不堪設想。飛行人員，係以大氣界爲通路，倘不明瞭大氣界情況，其與盲人瞎馬之相異，又有幾何？故自航空事業發達以來，以大氣界情況爲研究對象之氣象學，亦迅速發達而另成航空氣象學一支。歐美各國，在航空方面所舉辦之氣象事業，以及灌輸航空方面人員以氣象知識，尤不遺餘力，誠以航空與氣象，息息相關，欲謀航空之安全與發展，非從事於航空方面人員，對於氣

界咸有充分之知識不可，至於在氣象方面所費區區，則以拯救一飛行器械中之飛機論，人員及飛機本身之價值，已足取償不少，況在平時，尙有其他無形方面之種種助益乎？

我國當局，對於航空事業之重要，早具灼見，航空救國之主張，已推行有年，航空事業，既具規模，航空氣象知識之灌輸，乃亦成爲不容緩之事。著者於學校中主講是課，初感無適當教本可用，倉卒編著講義，便聽講者之用，繼感同好者多，乃復整理一遍付印。本擬於中國境內氣界情況，如高層氣流，各大城市之霧及能見度情況，雷陣之分佈等，多所論列，以爲在中國境內飛行者之實際輔導，迫於資料不足，未能如願，是蓋著者之所歉然也。後有機緣，當再設法補充之。

目次

緒論	一
第一章 大氣界之物理性	六
第一節 組織	六
第二節 密度及壓力	七
第三節 水氣	八
第四節 熱力之傳播	一〇
第五節 各種物質對於熱之作用	一二
第六節 水氣之凝結	一四
第七節 水氣凝結後之產物	一六

第八節	氣溫之絕熱變化	一八
第九節	絕熱變化率之應用	二〇
第二章	氣象要素	二三
第一節	氣壓	二三
第二節	溫度	二五
第三節	濕度	二六
第四節	風向	二九
第五節	風速	三〇
第六節	能見度	三三
第七節	天頂	三四
第八節	降水	三六
第九節	雲量	三七

第十節	亂流·····	三八
第十一節	密度·····	三八
第三章	氣象儀器·····	四〇
第一節	航空測候所之組織及儀器設備·····	四〇
第二節	測量溫度儀器·····	四一
第三節	測量濕度儀器·····	四四
第四節	測量氣壓儀器·····	四五
第五節	測風儀器·····	四七
第六節	測風氣球及其設備·····	四九
第四章	大氣界之垂直組織·····	五三
第一節	大氣界之高度·····	五三
第二節	溫度及垂直溫度差·····	五七

第三節	對流層與平流層	六三
第四節	濕度	六五
第五節	氣壓	六六
第六節	密度	六七
第七節	標準空氣	六八
第八節	養氣供給問題	七〇
第五章	風	七三
第一節	風之意義及其對於航空之關係	七三
第二節	風與等壓線	七三
第三節	風之分類	七五
第四節	地面風	八〇
第五節	上層風	八三

第六節	山嶺上空之氣流·····	八七
第七節	一年及一日中風速之變遷·····	八九
第六章	天氣·····	九一
第一節	天氣之意義及航空方面之天氣等級·····	九一
第二節	天氣圖·····	九三
第三節	等壓線之形式·····	九五
第四節	反旋風或高壓區·····	九七
第五節	旋風或低壓區·····	九九
第六節	大氣團·····	一〇四
第七節	氣團間之不整合面·····	一〇八
第八節	衝面之移動·····	一一一
第七章	雷陣·····	一二六

第一節	雷陣之種類	一二六
第二節	雷陣與航空	一三四
第三節	龍捲風龍吸水及卷沙風	一四〇
第八章	雲	一四三
第一節	雲之成因及組織	一四三
第二節	雲之種類	一四四
第三節	雲之高度	一五六
第四節	雲之厚度	一六一
第五節	雲之變化	一六三
第六節	雲之特種狀態	一六五
第九章	霧	一七〇
第一節	霧之種類	一七〇

第二節	輻射霧·····	一七〇
第三節	濃平流霧·····	一八〇
第四節	薄平流霧·····	一八二
第五節	膨脹霧·····	一八三
第六節	雜霧及霧中雜象·····	一八四
第七節	霧之厚度及能經歷之時間·····	一八七
第八節	霧與航空·····	一八八
第九節	人工消霧問題·····	一九〇
第十章	飛機積冰·····	一九二
第一節	飛機積冰之原因·····	一九二
第二節	飛機上冰之來源·····	一九三
第三節	飛機上所積冰之形態·····	一九五

第四節	飛機積冰時之溫度·····	一九七
第五節	飛機上積冰量之多寡·····	一九九
第六節	飛機積冰後之影響·····	二〇一
第七節	冰之預測·····	二〇五
第八節	飛機上之碎冰裝置·····	二〇七
第九節	避免冰患要則·····	二〇八
第十一章	亂流·····	二一一
第一節	亂流之意義及其與飛行之關係·····	二一一
第二節	亂流之種類·····	二一一
第三節	避免飛機顛簸之方法·····	二一六
第十二章	能見度·····	二一八
第一節	輻射能之性質·····	二一八

第二節	光之亂反射·····	一一九
第三節	天空之色及天晴時之翳·····	一二一
第四節	烟塵及能見度·····	一二四
第五節	雲霧與能見度·····	一二五
第六節	飛行高度與能見度·····	一二六
第十三章	氣象報告及天氣預報·····	一二八
第一節	氣象報告·····	一二八
第二節	氣象報告之傳遞·····	一三二
第三節	天氣預報術之沿革·····	一三六
第四節	天氣圖之製作·····	一三八
第五節	天氣預報之依據·····	一四〇
第六節	航空方面之天氣預報·····	一四二

第十四章	氣象知識在航空方面之運用	二五一
第一節	長期氣象知識與短期氣象知識	二五一
第二節	長期氣象知識之運用	二五一
第三節	短期氣象知識之運用	二五五
第四節	安全問題	二五五
第五節	乘客舒適問題	二五九
第六節	迅速問題	二六一
第七節	航期準確問題	二六一
第十五章	飛機上所附高度表之訂正	二六五
第一節	高度表	二六五
第二節	氣溫方面之訂正	二六六
第三節	氣壓方面之訂正	二七二

第十六章	飛行·····	二七五
第一節	飛行器械及飛行之種類·····	二七五
第二節	航空力學原理·····	二七六
第三節	飛行原理·····	二八一
第四節	抗力與密度面積及速度之關係·····	二八二
第五節	升力及抗力係數·····	二八三
第六節	飛行速度與機翼之傾角·····	二八八
第七節	風與飛行速度及方向·····	二九〇
第八節	風與飛機之起飛·····	二九四
第九節	風與飛機之上升·····	二九七
第十節	風與飛機之著陸·····	三〇一
第十七章	飛艇氣象學·····	三〇五

第一節	飛艇與飛機所需氣象知識之不同	三〇五
第二節	風與飛艇	三〇七
第三節	氣溫與飛艇	三一—
第四節	飛艇站之選擇	三一五
第五節	飛艇站之氣象設備	三一七
第六節	飛艇所需之天氣預報	三一八
附錄一	各項單位相互變更表	三二〇
附錄二	飽和空氣所含水氣量表	三二三
附錄三	由乾溼球溫度差求絕對及相對溼度表	三二六
附錄四	參考書舉要	三二八

航空氣象學

緒論

氣象學者，研究地球面上大氣界中各種現象之科學也。航空氣象學乃氣象學之一支，以已知之氣象方面事實，供飛機駕駛員及從事於航空方面人員之利用為主。

依現時而論，爲繼續不斷及安全之航空運輸方面障礙者，其要屬之氣象方面例舉之，如飛機外部積有冰雪，機場有霧，駕駛員不克尋覓降落地點，以及風之影響於航行等，設非在飛行儀器及飛機之構造方面，另有驚人之發展，欲謀航行之安全與航行效力之增加，殆非駕駛員及從事於航空方面人員，各具備有氣象方面充分之知識不可。

在氣象事業發達之國家，逐日天氣情況，有氣象機關專司觀測與預告，氣象問題，雖似可不勞航空人員留心，然於運用氣象報告及預報之時，航空人員，仍須有一番斟酌與判斷之工作。舉一例言之，氣象臺已預告在某種區域內飛行，宜有積冰之危險，究竟何者為已達到氣象臺所預告某種區域之特證，以及如何可避免發生危險，則仍在飛行者自為斟酌與判斷。又在氣象臺所觀測與預告未及之區，以及飛行時忽然遭遇之臨時天氣變化，其應付方法，完全繫於駕駛者自為斟酌與判斷，故雖在氣象事業已甚發達之國家，凡從事於航空方面人員，仍不可不知氣象學。

航空氣象學既以利便航空駕駛員及從事於航空方面人員運用氣象知識為目標，故為一實用科學而非專事理論科學。本書之內容，除不能不敘述之氣象學上通常原則以外，其他無直接實用關係之理論方面問題，將概不深究，而於舉例說明方面，特加之意，以符合實用科學之旨。過去航空氣象方面書籍，於雲之種

類及狀態等，曾有充分之論列，依據近年飛行人員所得之經驗，航空方面之重要障礙，蓋在霧與冰二者，雲乃在其次，故本書於霧冰二項，將充分論述之。飛行爲從事於航空方面之氣象人員所宜知，特闢一章，以資介紹。飛艇在航空方面之地位，雖不若飛機之重要，顧其構造不同，所需之氣象知識亦異，在航空氣象學中，亦足自成爲一部，故並以之殿焉。

氣象學上所用單位，以各國咸好依其習俗關係之故，至今尙未能達完全一致之境，本書以採用公用單位爲原則，其有不能不涉及其他單位者亦併附及之，所實際採用之單位，具如下表：

要	素	單	位	縮	寫
氣	壓	公厘		mm	
		吋		mb	
氣	溫	攝氏度		°C	

	絕對度	°A
相對濕度	百分數	%
絕對濕度	公厘	mm
	類	mb
比較濕度	千分之一克	g/kg
密度	每立方公分克	g/c.c.
	每立方公尺	kg/m ³
降水	公厘	mm
風速	每秒公尺	M. P. S.
	每小時公里	km/hr.
高度及距離	公尺或米	m.
	公里	km.
重量	量克	g.

短或公斤

kg.

本書之後，有一對照表，可爲各種不同單位制間相互轉變之用。

第一章 大氣界之物理性

第一節 組織

大氣界之組織，係由乾空氣水氣及塵埃三種物質混合而成，其中乾空氣占最大多數，是爲大氣界之主要成分，餘二者蓋不過附屬物而已。我人若屏除大氣界之水氣不言，則構成大氣界之氣體，可稱爲乾空氣，若更屏除塵埃不言，則可稱爲乾純空氣，或純潔之乾空氣。其組織以容量言，約百分之七十八爲淡氣 (Nitrogen)，百分之二十一爲養氣 (Oxygen)，不足百分之一爲氬氣 (Argon)，此外尚有數種稀少氣體，其占量之少，合共言之，尙不足與氬比，故可不必注意。以上所述乾空氣中各氣體之混合比數，依現時人類直接觀測所及，歷全球各地及自地面以上至所能測及之各高度而無甚差別，實堪稱爲定比數。

水氣在大氣界中寄存之高度，僅在近地面之十公里內。其與乾空氣之混合

量，至無一定，通常約爲百分之一，最多時可增至百分之五，最少可縮爲零，多寡之數，視大氣界之溫度及水源之遠近而定，其要將於水氣章內言之。

塵埃係指浮游於大氣界中之極細顆粒而言，其混合量亦至無一定，但可斷言者，自地面上升，以至我人觀測所及之高度止，全球各處，殆無不有塵埃之存在，平均約爲每立方公分二千顆，清潔如大洋中心，每立方公分之空氣中，亦尙含有塵埃數百顆，至於紅塵十丈之鬧市，則其數更足使我人咋舌矣！塵埃之種類不一，除顆粒有大小之不同外，其來源亦不一，概括言之，則有自岩石風化後所成之礦物屑；有植物腐爛後之纖維質；有植物之花粉；有微生物；有煙灰；有海水蒸發後之鹽質；有硫化物及阿母尼亞 (Ammonia) 等所成之伊洪 (Tons)；有流星，燃燒後所成之灰燼。由其來源不同，而其性質與分佈情況，亦可推想而知矣。

第二節 密度及壓力

乾空氣之密度，當氣溫在攝氏零度，氣壓七百六十糎時，每立方公尺之體積，

重約一·二九三公斤。若雜有水氣，則因水氣較乾空氣爲輕之故，重量即須減少。但因事實上空氣中所含之水氣量爲數不大之故，由此所起之重量方面影響，亦不甚嚴重。舉例言之，則在攝氏二十一度時之乾空氣，亦不過較同溫度時之飽和空氣重約百分之一而已。空氣在海平面所施之垂直壓力，即所謂氣壓，平均約爲每平方公分面積得一、〇一三、〇〇〇達音(Dynes)。若以英制言，則在海平面，每方吋面積所受之氣壓，以磅計，約爲氣壓表中水銀柱高出水銀槽所得吋數之半，約言之，即十五磅，頗便記憶。

第三節 水氣

水氣可能存在於大氣界之最大限度，視溫度而定，溫度愈高，則可能存在之水氣量亦愈多，其隨溫度增進之情形，如左圖所示。

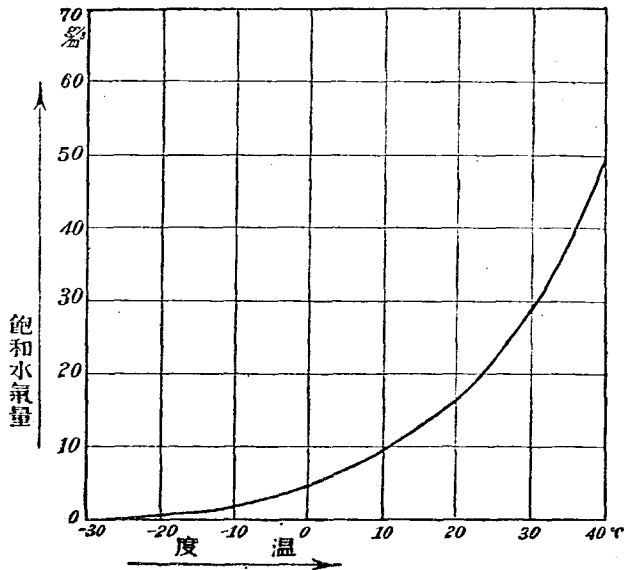
由下圖可知水氣存在於大氣界之最大限度，有與溫度成幾何級數累進之勢，即凡溫度每增進攝氏十一度，水氣量增加一倍，反之，則每溫度減低攝氏十一

度，卽有半數水氣，須脫離大氣界而爲液體之水，或固體之冰，雨、露、霜、雪以及雲、霧等之產生，卽由於此。

乾空氣挾有水氣後稱爲濕空氣。濕空氣中所含水氣，達最大限度時，稱爲飽和空氣。此時之溫度，稱爲露點。未達飽和狀態之濕空氣，依其所含水氣量之多寡不同，而有各種潮濕程度，是爲濕度。濕度之名稱有三：示濕空

第一圖

溫度與飽和濕氣量圖



氣之壓力中，水氣占有之壓力者，稱爲絕對濕度 (Absolute Humidity)，單位爲公厘 (Millimeter) 或粗 (Millibar) 或英吋，視所採用之氣壓單位而定。示濕空氣中所含水氣量與同溫度時飽和空氣中所含水氣量之相對數值者，稱爲相對濕度 (Relative Humidity)，單位爲百分比數 (%)。示定量之濕空氣中，實際包有之水氣重量者，稱爲比較濕度 (Specific Humidity)，單位爲克 (Gram)，被採用之濕空氣單位重量爲公斤 (Kilogram)，如言比較濕度爲五克，即在每濕空氣一公斤中，有水氣五克是也。以上三種濕度，比較濕度因用質量計算，最爲可靠，故在決定大氣團 (Air Mass) 之性質時，咸採用之，相對濕度及絕對濕度，僅可爲輔助而已。

第四節 熱力之傳播

大氣界熱力傳播之方法，約有下列數種：

(一) 輻射 輻射者，熱力經由無物質之空間，或透明之媒介物，以達他物之謂也。其情況與光之由光源放射而出相似。以色澤言，黑色之物，較淡色之物爲善

於輻射。地球面上熱力輻射之情況，晝間太陽爲熱源，經由極遠之空間，輻射光熱至地面，地面受此光熱，溫度因以增高；入晚，太陽光熱之來源斷絕，地面自爲一熱源，對外輻射熱力，溫度因以下降，一日中地面溫度之變遷，由此而起。

(二) 反射 熱之反射情況，與光之反射情況相似。雲霧之表面，爲一善反射體，故當有雲之夜，地面結霜或成立輻射霧 (Radiation Fog) 之機會較少，因自地面輻射而出之熱力，爲雲所反射，復返歸地面，地面溫度，不克充分下降也。

(三) 傳導 暖物與冷物接觸，熱力由暖物傳至冷物，是爲傳導。在大氣界中，空氣與冷地面接觸，亦能失却熱力，而造成近地面之低溫。

(四) 對流 空氣與熱地面接觸，溫度增高，體積膨脹而上升，近旁較冷之空氣，流入以補充之，構成上下流動，是爲對流。對流之結果，使熱力平均分配於所對流層內。又空氣中所混和之物質，如水氣塵埃等，亦每因對流作用而散布於各高度內，故對流實爲空氣之一重要行動。

(五)吸收 物質有吸收作用，乃能實際收得熱力，黑色之物，為吸收作用最甚者，故黑物在太陽光中之溫度，恆較其他淡色之物為高。又凡物之善於吸熱者，其輻射作用亦甚，故黑色之物在夜間，又為溫度易於低降之物。

第五節 各種物質對於熱之作用

地球表面之物質，散布最廣者，可大別為水、陸、空氣及植物四項，其對於熱之作用如下：

空氣 乾空氣之性質，極不易吸收熱力，亦不易放散熱力。當白晝有太陽光熱照射時，因空氣不善吸熱之故，溫度之增高無幾，晚間無太陽光時，復以空氣不善放熱之故，溫度亦不易降低，故在高空溫度鮮變化。依實際觀測結果，在離地一千公尺處，一日中溫度變化，約在攝氏一度以下。

水氣 水氣對於熱力，行選擇的吸收作用，即能吸收光熱中之某種波長，而放棄其餘也。在無熱力之供給時，亦能放散其本身之熱力。依實際觀測結果，水

氣所最善吸收者爲晚間自地面發出之較長光波，故若地面上有濕空氣層掩蓋，則一日中溫度之差別可減少。水氣發散熱力作用，在大氣界亦有重大影響，若在近地面處有一濕空氣層，則因水氣在此層空氣之上部，發散熱力，溫度降低，結果足以構成一種成層之雲，沿海無風區域，晨間極易發現之層雲 (Stratus)，卽其例也。

沙及泥土 沙及泥土，極易吸收熱力，亦極易放散熱力；又因其爲一不良導體之故，當有熱力之供給時，所有熱力，全作用於表面部份，極易造成一時之高溫，迨無熱力之供給時，表面之熱力發散後，內部之熱力，不易傳導前來補充，遂又造成一過度之低溫，此種事例，以在沙漠或無草木區域爲尤顯著，一日中溫度之變化，事實上有達攝氏數十度者；又當晴明無風之夜，地面輻射霧 (Radiation Fog) 之構成，恆先在新翻耕之地區，卽以其熱力易發散而使空氣先達露點也。

植物 植物之葉面，極易反射光熱，在另一方面，則爲一不良放熱體，故地面

若爲綠色植物所掩蔽，則當太陽光照射時，大氣界不易發生強烈之對流，晚間成霧時，霧之成立，較無植物掩蓋之區域爲遲。

水 水之性質，比熱大，善反射光熱，並能透射光熱，又在一地之水，能流至他處，不易造成一地一時之高溫，故在海洋面上之空氣，溫度亦無甚變化，極不易有強烈之對流作用。

第六節 水氣之凝結

濕空氣之溫度，若以種種原因而逐漸下降，其結果必將達於露點。達露點以後，溫度若更繼續下降，則一部分水氣，必將以過剩而發生凝結。凝結時每一水滴，必須附着於一凝結核或凝結面上，大氣界之塵埃，乃凝結核中之最普遍者也。若無凝結核或凝結面之存在，則雖空氣已達飽和狀態，仍不能完成凝結作用。依試驗所得結果，濕空氣當缺乏凝結核或凝結面時，空氣中所含水氣，雖已達飽和水氣量九倍以上，仍無凝結現象發生。此等濕空氣，稱爲超飽和 (Supersaturated) 空

氣。超飽和空氣一遇烟或塵埃，將立即發生凝結現象。實際上在大氣界中，潔淨無塵之空氣，殊不易有，故凝結事項之能完成與否，祇須視濕度如何足矣。

大氣界中之塵埃，若爲鹽質所構成，則可稱爲濕性凝結核 (Hygroscopic

Condensation Nuclei)，因此等塵埃，極易吸收水分，有時更可與水結合，另成一種化合物也。在濕性凝結核發達之區，因水氣爲多數濕性凝結核所分有，霧之發生，常爲極細之水滴所構成。反之在空氣新鮮區域，水氣爲少數濕性凝結核所分有，構成霧時之水滴，因而較大。以上所述兩種霧，不特水滴大小不同，其性質亦互異，前者較後者尤爲不透明，且不易消滅，此於預報霧之消散時期時，不可不知也。

濕空氣飽和時之溫度，卽所謂露點，在水之冰點以上時，凝結後所成之物爲小水滴；若在冰點以下，則爲結晶之冰，高級雲之組織，卽屬此物。濕空氣若繼續冷卻，則水氣將繼續凝結，而使小水滴擴展爲雨滴，冰粒積聚爲雪片。若濕空氣之溫度，在凝結已發生後始降達冰點，則所凝結之水滴，倘不經外物攪動，可繼續維持

其液體狀態，至冰點以下若干度而不發生冰結作用，在此種狀況下之水，稱爲過度冷却 (Subcooled) 之水。過度冷却之水，一與任何物面接觸，將立即冰結爲固體，飛機穿入過冷之雲層或雨區中易積冰雪，即由於此。

第七節 水氣凝結後之產物

大氣界之水氣，發生凝結作用後，依其凝結時溫度之高下不同，大要可別爲液體與固體二類產物。屬於液體類者，有下列各種產物：

雲或霧滴 雲霧本爲同類之物，惟高度不同耳。其組織除高度甚大之雲外，咸係極細之水滴，直徑平均約在千分之二十五公厘 (mm) 左右。因其體積極小，質量極輕，故能浮游於空中，成爲雲霧狀態。至於高度甚大之雲如卷雲 (Cirrus) 等，則因其所在區域之溫度過低，液體之水，已早凝結爲冰，而爲冰針等所構成，是爲雲與霧組織上之惟一不同點。

雨滴 雲滴若擴大至不能爲上升之氣流所浮起時，則下降而爲雨。雨滴之

直徑，在毛毛雨 (Drizzle) 中，約爲 0.2 公厘。其下降速度，約爲每秒 0.675 公尺。在傾盆大雨中，雨滴之直徑，約達四公厘。其下降速度爲每秒七公尺半。大於此數之雨滴，事實上雖能產生，但當下降時，受空氣之抵抗作用，已多破裂而爲小雨滴矣。

露 露由地面濕空氣與冷却之植物葉面相接觸，發生凝結作用時所成，爲水氣凝結物之始終在地面者。

屬於固體者有下列數種：

雪 雪係水氣凝結時溫度在冰點以下所成，爲不透明之固體，故降雪時大氣界之視距，常爲其阻礙而縮至甚短。

雹及霰 雹霰同爲自雲層下降之圓形固體凝結物，外觀雖有相似處，但其實際組織，可云完全不同。雹之組織，係透明之冰層與不透明之雪層相間而成，霰則爲完全不透明之雪團；雹之體積大，霰之體積小；雹係強盛對流之結果，以夏季

爲多，霰則係冷氣層下有較暖氣層所致，以在冬季爲發達。就飛行方面言，霰之危險性不大，而雹則殊堪注意也。

凍雨 (Sleet) 凍雨由於雨滴下降，穿越寒冷之氣層，結爲固體所致。若取一凍雨點剖解之，則將見其內部純爲透明之冰塊，是爲與雹霰不同之處。凍雨既由雨點凍結而成，故其大小亦與雨點相彷彿，而不能遠越五公厘之直徑。

淋冰 (Glaze) 淋冰係雨水下降後，凍結於地面或固體物面之冰層，有時稱爲冰陣 (Ice Storm)，但與凍雨則爲二物，不可不辨。至其凍結之原因，係過度冷却之雨水（即溫度已達冰點以下而尙未凝結之水），得接觸面所致，故若飛機穿越此氣層中，則飛機卽爲一接觸面，而有積冰之危險。

霜 霜與露成因上之不同，僅在凝結時溫度方面之差別。霜之成因，露點必須在冰點以下，因而水氣脫離大氣界後，卽直接凝結爲固體，否則露而非霜。

第八節 氣溫之絕熱變化

大氣界一部份之空氣，若與熱源完全隔絕，令此一部份空氣中所含之熱量，無增加，無喪失，則此一部份空氣，在溫度方面所發生之變化，完全依據氣體定則，受壓力及體積二方面之支配，壓力增加，體積減縮，則溫度上升，反是則溫度下降，是為氣溫之絕熱變化。以乾空氣而論，因在大氣界中氣壓之分布，隨高度而低減，故當空氣上升時，外部壓力減少，本身體積增大，溫度因而下降，其數值約為每上升一百公尺，溫度低減攝氏一度，是為乾空氣之絕熱變化率 (Adiabatic Rate of Temperature)。此數值當空氣未發生凝結作用以前為有效，凝結發生後，因有潛熱 (Latent Heat) 逸出，溫度之低減較少，其數值約為每飽和空氣上升一百公尺，溫度低減攝氏 0.6 度，是為飽和空氣之絕熱變化率。茲再列表如下：

第一表 飽和空氣之絕熱變化數值表

氣	溫	絕	熱	變	化	數	值
							32°C.
							$0.4^{\circ}\text{C./100 m.}$

21	0.4
10	0.5
-1	0.6
-12	0.7
-23	0.9
-29	1.0

潛熱爲濕空氣所包含之原有熱力，並非自外部加入，惟當水氣未發生凝結時，此項熱力，蘊藏於水氣內部，毫無表現，迨發生凝結作用後，此項熱力，即脫離水氣，而增高其所寄附之空氣溫度，空氣溫度雖因之遭受變化，但徹底言之，仍爲絕熱變化之一種，故特稱爲假絕熱變化 (Pseudo-adiabatic Change)。假絕熱變化爲大氣界常有之事實，推測空氣有對流作用，發生溫度變化時，所當注意。

第九節 絕熱變化率之應用

絕熱變化率既示我人以空氣上升時溫度變化之情況，據此數值，及空氣在

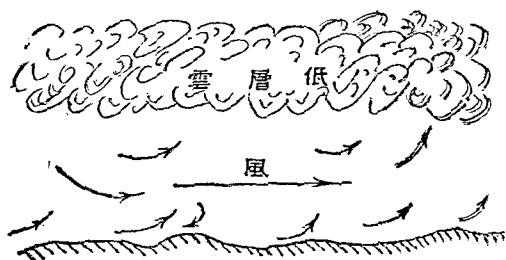
地面時之溫度及濕度，我人即可推知此空氣達露點之高度，例如空氣在地面之溫度爲攝氏二十五度，露點爲攝氏十度，則依據乾空氣之絕熱變化率，此空氣若上升一千五百公尺，即可將溫度低降至露點而發生凝結。凡空氣有上下流動時，皆可應用此原則，下列數種情況，尤爲適用：

有層雲時之天頂高度 近地面有強烈之氣流時，常因地面不平之故而發生亂流（Turbulence），亂流中之一部，即成爲上下流，層雲（Stratus）之由此種原因產生者殊爲普遍，應用絕熱變化時之溫度低減率，則天頂之高度（即雲底離地之高度）可推知矣。

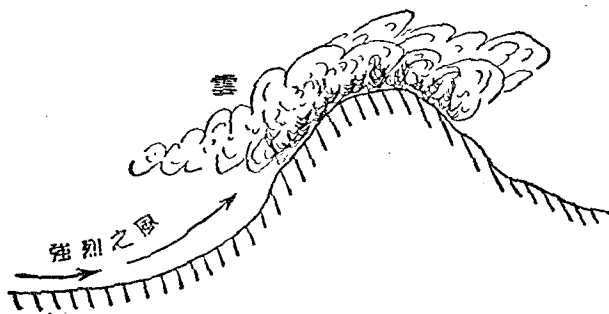
其他雲底之高 積雲（Cumulus），層積雲（Strato-Cumulus）及積雨雲（Cumulo-Nimbus），皆爲對流性雲，故均可應用絕熱變化率以推測雲底之高度。山嶺區域之天頂及冰結線高度 平流之空氣，爲山嶺所阻時，則轉而上升，產生山頂附近之雲（見第三圖）。此等雲之底部高度，可應用絕熱變化率推知。

若更應用飽和空氣之絕熱變化率，則雲中結冰線之高度，亦可推知，而為避免飛機積冰起見之適當飛行高度，亦可定矣。

圖二第
亂流層生產雲



圖三第
氣流沿山坡上升成雲



第二章 氣象要素

構成天氣之因素，稱爲氣象要素 (Meteorological Elements)。航空方面所宜注意之氣象要素凡十一：(一)氣壓；(二)氣溫；(三)濕度；(四)風向；(五)風速；(六)能見度 (Visibility)；(七)天頂高度 (Ceiling)；(八)降水 (Precipitation)；(九)雲量；(十)亂流 (Turbulence)；(十一)空氣之密度。其中密度一項，係氣壓及氣溫之函數，故實際上僅有十個獨立項目，茲依次述之如下：

第一節 氣壓

氣壓爲氣象要素中一重要項目，以其可控制大氣界之流動情況也。氣壓之單位，現行者共有三種：一、英寸制，在海平面高度之平均氣壓，約爲三十英寸；二、米達制，在海平面高度之平均氣壓，約爲七百六十公厘；三、類或米立巴制，當氣壓爲米達制七百五十公厘時，在米立巴制爲一千米立巴 (Millibar)。以上三種氣壓

單位，米立巴制以基於力之計算，最爲合理，其餘二者，均爲氣壓表中水銀柱高出水銀槽之長度，與壓力之計算法不合，惟以由來已久，有積重難返之勢，致仍多沿用之者。

大氣界氣壓之分布，隨高度而低減，其詳將在大氣界之垂直組織章中氣壓項下論列之。就約數言，自海平面向上，至拔海三千三百公尺高度內，每升高三百三十公尺，氣壓降低二十五公厘。在英寸制中，則自海平面以至拔海一萬呎高度內，每升高一千呎，氣壓低減一英寸，尤便記憶。氣壓因有隨高度而低減之情況，故於報告氣壓時，宜報告測得此氣壓地點之高度。若僅爲測候所所在地之氣壓，則稱就地氣壓或當地氣壓。若此測候所之高度，確實與海平面相等，或已將測候所之氣壓讀數，訂正至海平面高度，則可稱海平面氣壓。在天氣圖上所示之氣壓，概爲海平面氣壓，以不如此，則不足以比較各地氣壓之高低也。

全球氣壓最高最低紀錄，已發現者，最高爲一〇七一米立巴，或八〇三公厘；

最低爲八四〇米立巴，或六三〇公厘。實際上則在強烈之熱帶風暴（Tropical Cyclone）中心，氣壓之低，恐尙有遠甚於此者，特無法施行觀測耳。

第二節 溫度

氣象學上通常所稱溫度，係指離地約一公尺半，或五英尺左右，流動空氣之溫度，是爲氣溫。全球之極端氣溫紀錄，最高爲攝氏五十七度，或華氏一百三十四度，係一九一三年七月十日，發現於美國加利福尼亞（California）省死谷（Death Valley）中之格陵蘭（Greenland）農場。至一九二二年九月十三日，非洲北部之阿瑞瑞亞（Azizia），又有攝氏五十八度，或華氏一百三十六度之最高紀錄，但不知實際可信程度如何？最低紀錄，往時推一八八五年一月十五日，在西伯利亞境內阜科揚斯克（Verkhoyansk）所測得之攝氏零下六十八度，或華氏零下九十度。近年俄國寒極探險隊，在西伯利亞境，探測結果，發現一更冷區域，依地勢推測，或有推倒已往最低溫度紀錄之勢。

一日中溫度變化之大小，爲近地面層空氣穩定與否之關鍵。就地區言，一日溫度變化最大者，首推無草木之山頂；其次爲沙地或新翻耕之地；又其次爲有草木之地；海洋中心，及離地一千公尺處，一日中溫度變化，僅攝氏一度左右而已。

一年中溫度變化，以西伯利亞境內爲最大，達攝氏九十度。其他則視地面情況，及一年中太陽光熱強度變化之大小而定。海洋內部，年約攝氏七、八度而已。

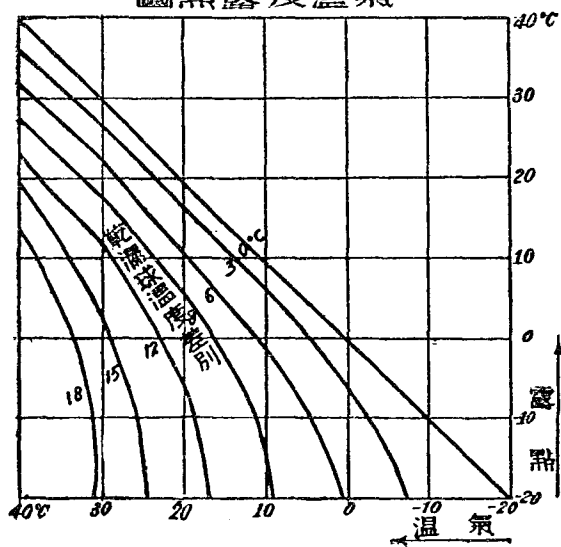
第三節 濕度

大氣界水氣存在之數量，可用露點，絕對濕度，相對濕度及比較濕度四種方法表示，其意義已各分述於前。至於實際觀測方法，相對濕度，可用毛髮濕度表 (Hair Hygrometer) 或乾濕球濕度表 (Psychrometer) 測定。由所得之相對濕度，依據飽和水氣量圖 (第一圖)，即可進而求得其他三種濕度數值。因此四種計算濕度方法，事實上有一定不變之相互連帶關係，故可即依此種關係，製爲圖表，以免運算之煩。此項圖表，稱爲濕度檢查圖 (Psychrometric Diagram)。下列二者，即

爲此項圖表中之一種，尙有較詳盡者，要不外應用此四種濕度計算法中之相互關係而已。

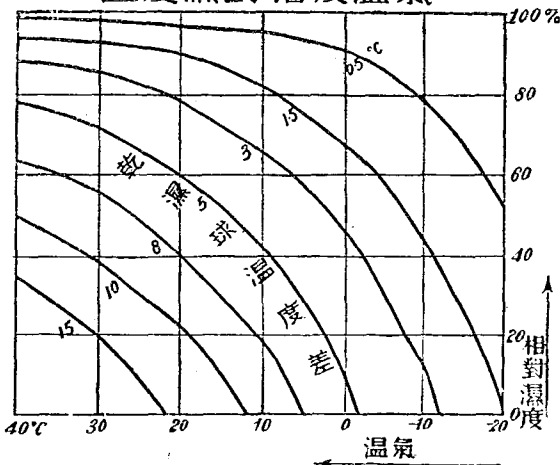
圖 四 第

圖 點 露 及 溫 氣



第五圖

氣溫及相對濕度圖



除上述四種表示濕度之方法外，又有所謂混合率 (Mixing Ratio) 者，係指在
 某一定量之濕空氣中，乾空氣與水氣之混合比率。二者之單位，均為重量，故亦為

一絕可靠之濕度計算法。在實際上，則因濕空氣中所含之水氣量，即以溫度極高，濕度極大者論，亦不過乾空氣二十分之一，故以此法計算所得之數，與比較濕度無甚差別，二者雖相互通用可也。

第四節 風向

風向以風所自來之方向定名，如言東風，即指自東方來之氣流。若用方位角計算，則以正北爲起點，而依時針轉向(Clockwise)順序計算之，如九十度爲正東風，一百八十度爲正南風，二百七十度爲正西風是也。測定風向之方法，地面之風，通常用風向儀(Wind Vane)，或其他簡便方法；上層風向，則用測風氣球(Pilot Balloon)。測風氣球所能測達之高度，現時已有三萬九千公尺之全球紀錄，若夫萬餘公尺之高度，則極尋常事也。風向之單位，通常採用八向，即在方位角每變換四十五度時定爲一方向，較詳者採用十六向，即每二十二度半爲一向，更詳盡之劃分，事實上不常有矣。

第五節 風速

風速之單位，在英美制中爲每小時哩數，或每秒尺數，前者較後者尤爲普遍。米達制則爲每秒公尺數，或每小時公里 (Kilometer) 數，此二者雜見於氣象書籍中，但其轉變亦極易，簡言之，取前者之單位，以三·六倍之，即成後之單位矣。若用目力估計風速，則以蒲福爾特氏風力表 (Beaufort Scale) 爲最便實用，其單位及相當於實際風速之數值如下表：

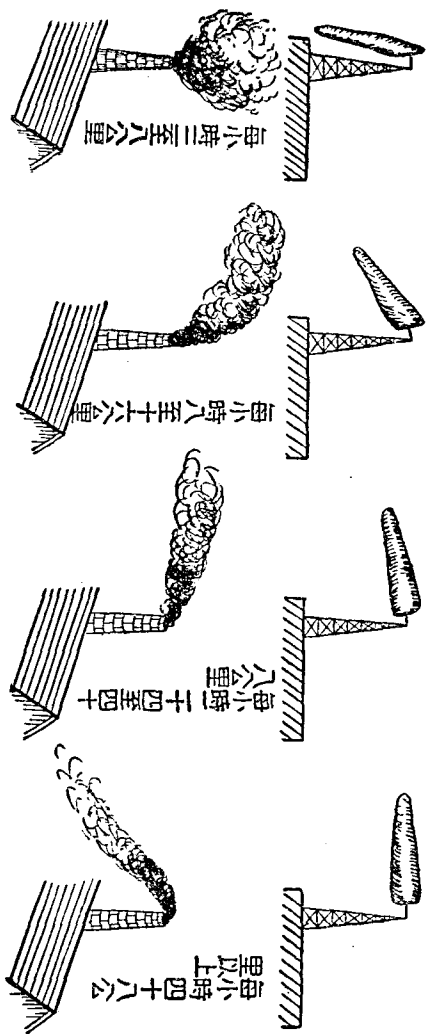
蒲福爾特氏風力表

蒲福爾特氏風力等級	風之名稱	風速(每秒公尺)	風在陸地上表現之情況
0	無風	0—0.5	炊烟直上
1	輕微風	1.0	烟能示飄流方向
2	輕微風	2.3	人面能感覺有風樹葉搖曳有聲
3	微風	4.5	旗能爲風吹展

4	和風	6.8	塵及紙片爲風吹起
5	快風	9.8	小樹搖擺
6	強風	12.5	電線呼呼有聲
7	強風	15.6	人向前走覺有阻力
8	烈風	18.9	小枝吹折
9	烈風	22.3	建築物有小毀損
10	強烈風	26.8	拔樹毀屋
11	強烈風	31.3	陸上少有有兩造成重大損失
12	颶風	33.5以上	從不在陸地發現

除蒲福爾特氏風力表外，在航空方面，尙可利用機場上所立之風標，及附近烟突中吹烟情況，估計風速，其詳如左圖所示：

風速之大小表現



右圖係根據長期實測經驗所得，苟能斟酌情形，審慎應用，則由此法估計所得之數，可與實際風速，相差不遠。

風之最大速度，有確實紀錄者，上層風速，以在美國密西根 (Michigan) 省，辛 (Tansing) 地方上空八公里處，所測得之每小時一百八十六英里，或每秒八十三公尺爲第一；地面風速，用自記儀器測得者，推一九二六年九月十八日，在美國福祿里達 (Florida) 省，馬安迷海濱 (Miami Beach)，所測得之每小時一百三十二英里，或每秒五十九公尺爲最大。此外雖或有更大於上述風速之事實，但以紀錄不詳，難資取信，概不列入。又日人報告，布良 有每秒七十公尺，鹿兒島 有每秒七十一公尺之地面風速紀錄（見君島八郎著氣象第一一二頁），不知可信程度若何，故亦未正式列入。

第六節 能見度

能見度 (Visibility) 之意義，爲在大氣界中平視所能及之程度，通常以目力估計所得之視距，劃分等級，最近爲零，最遠爲九。各級能見度與視距之遠近及目的物之選擇，有一定標準，故在報告大氣界之能見度時，等級及實際視距二者可

互用。至於大氣界能見度大小之原因，將於後之能見度章專論之，茲從略。

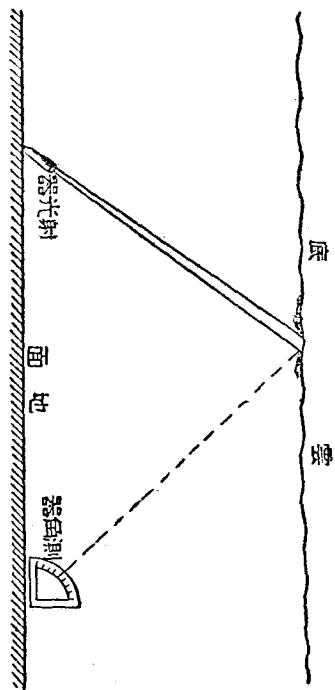
第七節 天頂

天頂 (Ceiling) 之意義，昔時規定爲不觸及雲層之最大飛行高度，今則直接規定爲在有雲區域，自地面向上，達最低一層雲底之高度。全部天空若僅有十分之五爲雲所掩蔽，或蒙蔽全部天空之雲層，其底部高度，最低者尙在離地三千公尺以上，則稱爲天頂無限 (Ceiling Unlimited)，以示飛機在高度方面，可任意飛行，而無所牽慮。

觀測天頂之方法，共有三種：(一)「測風氣球」視氣球入雲時所需之時間，乘以氣球上升之速度，以定雲底離地之高度；(二)「測天頂氣球 (Ceiling Balloon)」此項氣球，與測風氣球無甚差別，惟以僅供測候天頂用之故，上升不必甚高，上升之速度，亦不必甚大，體積因之較小，以節費用；(三)「天頂照射器 (Ceiling Light Projector)」其裝置爲一發光鏡筒及一測角器，如下圖所示。

圖 七 第

(甲)圖 圖 儀器射照頂天



上述方法，係在晚間測量天頂時用之。測量之前，先在地面定一基線，其距離為已知，觀測時，一人在基線之一端，用射光器對準雲底之任何一點照射，另一人在基線之他端，用測角器對準雲底被光照射之白點，測量其與地面所成之角度，因射光器，測角器及雲底白點所連成之三角形中一邊兩角為已知，雲底離地之

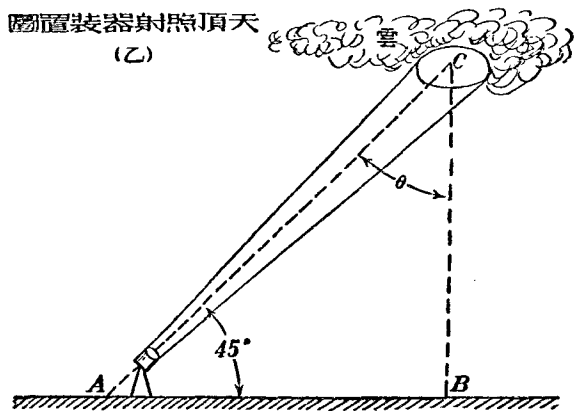
垂直高度，亦可推知矣。

天頂照射器之另一裝置，自射光器射出之光，與地面成有一固定角度，此項角度，通常所採用者，為四十五度及六十三度二十六分兩種。使用四十五度裝置之法，自射光器向雲底被光照射部份，步行前進，至此被光照射部份適在天頂時止，所得距離，即所欲測量之天頂高度（參閱第七圖）。若為六十三度二十六分之裝置，則天頂高度，適為上述距離之二倍，亦頗便於實用。

第八節 降水

降水指自空中下降之一切水氣凝結

圖 七 第



物而言。所構成之形態，有雨、雪、冰、雹等，成因已述於前，茲不贅。降水之多寡，概以下降物溶成水後，以水之厚度計算。通常以降水量超越下列程度時爲非常情況：

一月內降二百五十公厘(mm)。

二十四小時內降六十三公厘。

一小時內降二十五公厘。

五分鐘內降六公厘。

蓋降水量達上列情況時，往往能在人事方面爲直接或間接之損害，如沖毀機場或機場積水等，不可不注意也。

第九節 雲量

雲量以全部天空爲雲所掩蓋部份之多寡計算。通常劃全部天空爲十等分，每雲佔據一等分爲一單位，以目力估計，如言雲量六，則指全部天空十分之六爲雲所掩蓋，餘類推。

第十節 亂流

亂流 (Turbulence) 卽大氣界中絕無規律之小規模氣流，猶水流中之有渦漩然。其在理論方面之研究，以無定向定速之故，極爲繁難，故通常僅以各級形容詞敘述之，而以理論問題，待諸將來解決。在航行上用以敘述亂流情況之術語凡三：依其程度言之，最甚者爲粗暴 (Rough)；其次爲顛簸 (Bumpy)；最小時爲平穩 (Smooth)，卽無亂流。至產生此項亂流之原因，則將於亂流章中詳之。

第十一節 密度

乾空氣在海平高度之標準密度，爲每立方公尺體積得一·二九三公斤，前已述及。惟此密度，須隨壓力及溫度而變遷，若欲由標準密度以推求壓力及溫度變遷時之密度，則得最便捷之方法如下：

- (一) 每溫度增高攝氏二度半，密度約減百分之二；
- (二) 每氣壓增高二十五公厘，密度約增百分之三；

(三) 每升高約三百三十公尺，密度約減百分之二，此條以在拔海不逾三千三百公尺，溫度在標準狀況下爲有效。

關於密度隨高度之變遷詳情，將再於大氣界之垂直組織章中密度項下論列之，茲暫從略。

第三章 氣象儀器

大氣界各種情況之觀測，可分爲用儀器與不用儀器二種。雲狀、雲量、能見度、天氣狀況、及雷陣之起訖、位置、強弱等，皆可不必藉儀器觀測。此外如氣壓、氣溫、濕度、風速、雲速、日照時間及日照強度，均須賴儀器爲助，乃可得正確之紀錄。至於雲向及風向二項，則用儀器與不用儀器均可。儀器中又可分爲直接觀測與自行紀錄二類，本章將以與航空有關者爲限，述其概略。

第一節 航空測候所之組織及儀器設備

航空線路上氣象測候所之組織，可分爲主站測候所及輔站測候所兩種。主站測候所以地位重要，設備須較完全。輔站測候所大多設於次要航空站內，此等航空站係爲便利飛機偶欲降落而設，所須供給氣象方面資料之機會不多，故設備不必十分完全。以上兩種測候所，在氣象事業統一之國家，均由政府設立，否則

須由航空公司自行籌設。亦有航空公司方面，因政府所辦之測候所不合用，另自僱人辦理，專謀自身飛行之便利者，美國現時，此等組織，頗為發達。

主站測候所之內容，至少須有普通氣象事業組織中二等測候所之設備。具體言之，須有水銀氣壓表、空盒氣壓表、自記氣壓計、乾濕球濕度表、毛髮濕度表、自記溫度計、風向儀、風速計各一，另加測風氣球設備及天頂照射器，為測候上層風及天頂高度之用。至如最高最低溫度表、量雨計、日照計，在普通二等測候所中，雖屬必備，但在航空測候所方面，則可略之。

輔站測候所之設備，祇須有乾濕球濕度表、毛髮濕度表、空盒氣壓表、及風向儀、風速計已足，其他概可略去。

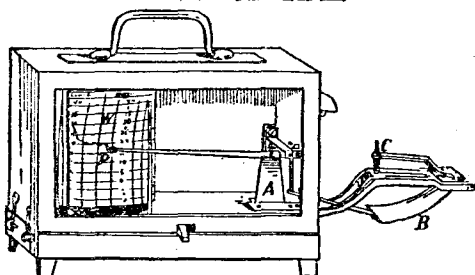
第二節 測量溫度儀器

測量溫度之儀器，可分為溫度表 (Thermometer) 及自記溫度計 (Thermograph) 兩種。溫度表中液體，有用酒精者，有用水銀者，以用水銀者為佳。自記溫度

計之構造，與溫度表完全不同，主要組織，可分為二部，一為感受溫度部份，其構造為一弧形合金片，或含有酒精之曲管（或稱巴塘管 Bourdon Tube），溫度增高時，弧形合金片或曲管向外伸張，連繫於其中之自記筆，因而上升；反之，溫度下降

圖 八 第

計度溫記自



管塘巴 B

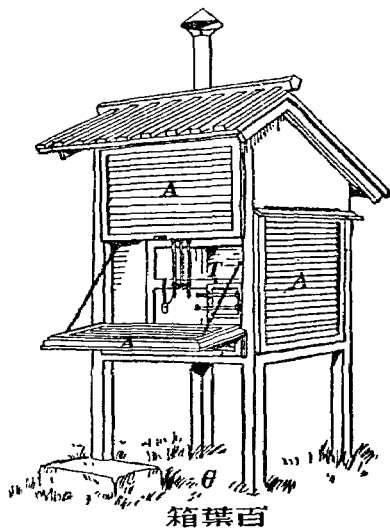
筆記自 P

筒紙記自 W

管曲溫感之計度溫記自



第九圖
百葉箱



A 百葉窗
T 溫度表
G 草地

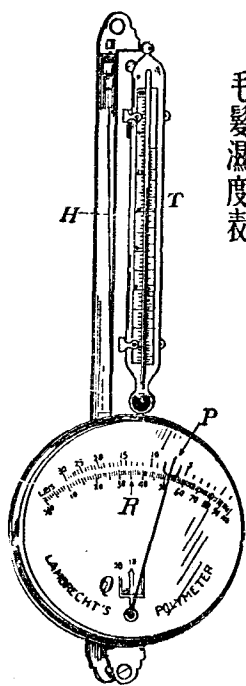
時，合金片或曲管向內收縮，自記筆隨之下降，由自記筆在自記紙上升降之位置，即可知過去溫度之變化情形。另一爲自記部份，其構造爲一時鐘，藉時鐘推動之力，以旋轉自記紙筒，而便認識各時間之溫度變化而已。以上各種測溫儀器，必須安置於貯藏測溫儀器之百葉箱 (Thermometer Shelter) 內，乃可測得正確之氣

溫。百葉箱之構造，亦有一定形式，箱之四周，宜爲百葉窗式之裝置，箱高約二尺，寬二尺半，深亦二尺左右，頂部有隔板，底板上多鑿氣孔，箱之全部，安置於堅固之木架上，箱底離地面約五尺左右，凡此種種，皆爲欲得可靠氣溫時必須之條件也。

第三節 測量濕度儀器

測量濕度之儀器有二：一爲毛髮濕度表 (Hair Hygrometer)，一爲乾濕球濕度表 (Psychrometer)。毛髮濕度表之感濕部份，爲已除去油質之毛髮，乾濕球濕度表則由乾濕不同之兩個溫度表合置一處而成。兩種濕度表之利弊，毛髮濕度

毛髮濕度表

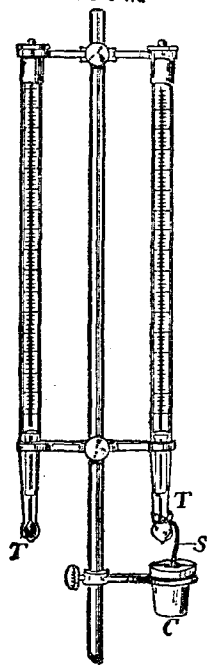


第十圖

T 附屬溫度表
P 指針
H 毛髮

第十圖

乾球
濕球
表



T 乾球溫度表
T 濕球溫度表
S 吸水之紗繩
C 蓄水杯

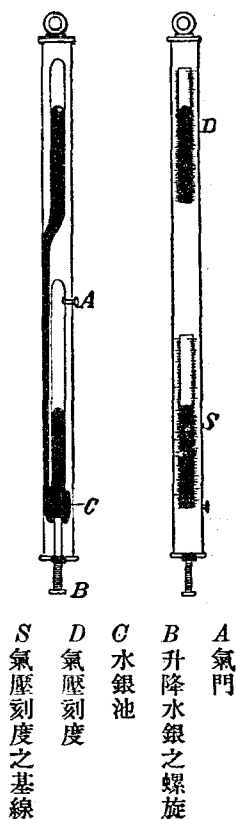
表所表示之濕度，往往不甚正確，但可在低溫時使用，且能直接讀得相對濕度，是其優點。乾濕球濕度表所表示之濕度頗可靠，但不能在低溫時使用，且不能直接讀得濕度，是其缺點。取長補短，故成二者並用之勢。濕度表中，亦有自記者，稱為自記濕度計，較普遍者為自記毛髮濕度計 (Hair Hygograph)，則取毛髮濕度表之原則，加以時鐘裝置，完成自記作用而已。

第四節 測量氣壓儀器

大氣界垂直壓力之大小，係用氣壓表 (Barometer) 測量。氣壓表有水銀及空盒二類。水銀氣壓表之構造，為一倒栽於水銀池上之水銀管，由管中水銀柱之高

低，以定氣壓之大小，通常所謂氣壓若干公厘或若干英寸，即指此水銀柱之高低，而非依據力之定義而得之壓力。水銀氣壓表有種種形式，最佳者為虹吸管（Siphon）式，德國有此出品。空盒氣壓表之主要部份，為近於真空之金屬製空盒。氣壓增加時，空盒被壓縮，減時空盒復伸脹，由空盒之脹縮，而連於空盒上之指針，亦往返移動，以示氣壓之增減。論其利弊，水銀氣壓表靈敏，但不便攜帶；空盒氣壓表則便於攜帶而不甚靈敏，故亦成並用不悖之勢。飛機上之高度表，實即一空盒氣

圖 二 十 第
表 壓 氣 銀 水 式 管 吸 虹



壓表以其便於攜帶，故採用之。

自記氣壓計 (Barograph) 之構造，亦有水銀與空盒二種。較普通者，爲自記空盒氣壓計 (Aneroid Barograph)，由空盒氣壓表及時鐘合組而成。至於自記水銀氣壓計，惟大規模之氣象臺中有之，航空測候所中所罕見也。

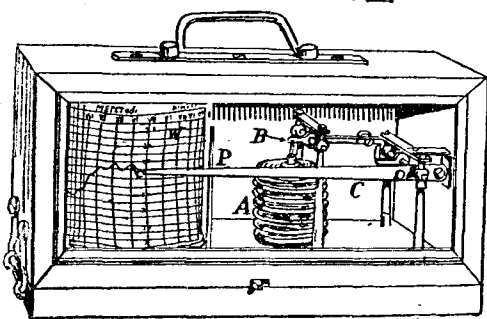
第五節 測風儀器

風有風速與風向二項，測風儀器之內

容亦如之。測定風向之儀器，稱爲風向儀 (Wind Vane)，最簡便者，可以布條懸於竿頭爲代表。飛行場上，多用風袋，其形狀如第六圖中所示。測量風速之儀器，較風向儀爲複雜，有旋轉式及壓力式二種。旋轉式中，又有地平旋軸與垂直旋軸之分。

圖三十第

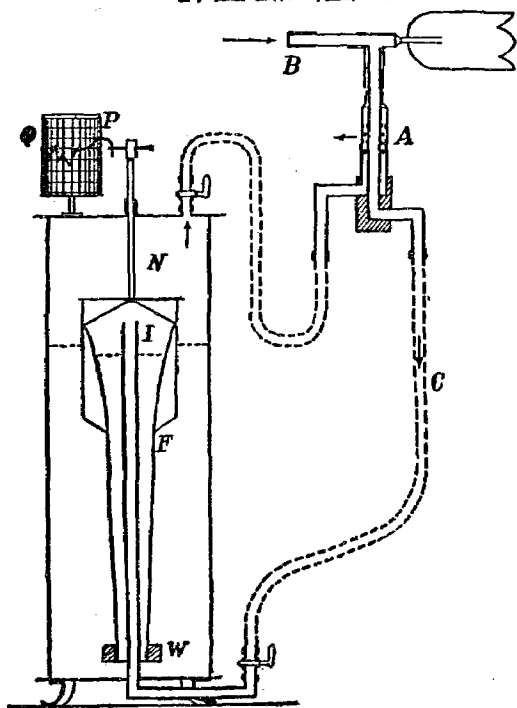
計壓氣盒空記自



筒紙記自 W 筆記自 P 盒空 A

杯形風速計爲垂直旋軸之代表，風車則爲地平旋軸之代表，其優點皆在能測得風之總行程。壓力式風速計，可以大音氏空管式風速計 (Dines Tube Anemometer) 爲代表，對於風速之變化，可充分表現，故爲測定陣風 (Gust) 之絕好儀器。

圖 四十 第
計 壓 風 氏 因 大



- A 氣孔
- B 空管
- F 浮筒
- P 自記筆
- Q 自記紙筒

測定風速及風向儀器，均有自記裝置，大多將風向及風速儀器，合裝爲一，旋轉式中之四項自記儀 (Quadruple Register)，及壓力式中之風向風速自記儀 (Anemobiograph)，皆其例也。

測風儀器之安置，必須超出附近障礙物高度十公尺以上，否則所測結果，將不能代表地面自然風之情況。

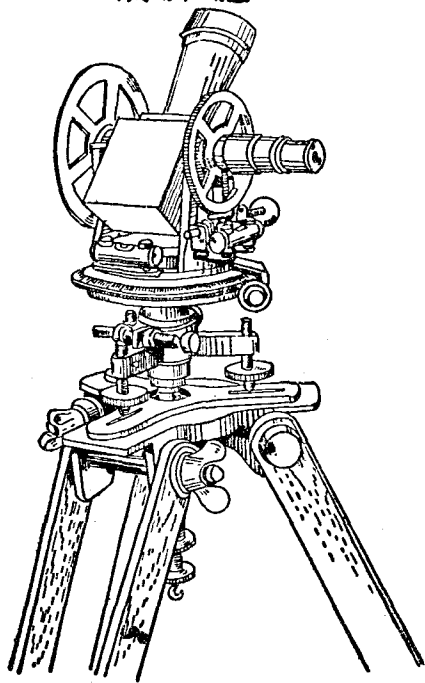
第六節 測風氣球及其設備

飛行器械之活動區域，常在上層空氣中，故在航空測候所內，觀測上層氣流之設備，實不可少。

天空有雲之時，雲之移動，卽代表上層氣流情況，雲向雲速，直接視作上層風向風速可也。惟高空之雲不常有，而上層風向風速，每日均須獲得，於是乃選擇一種浮標爲雲之代表，猶之欲觀察水之流動，以木屑利於水中是，測風氣球 (Pilot Balloon) 之功用卽在此。

測風氣球之設備，除氣球外，尚須有一經緯儀 (Theodolite)。觀測時，先將氣球準備妥當，令其上升速度，合於某一已知數，通常所採用者，為每分鐘一百八十公尺，亦有用一百六十、二百，乃至二百二十公尺者，視氣球之大小而定。氣球自地面開始上升後，觀測者即以經緯儀上之望遠鏡頭，對準氣球，窺視其行動，緊隨勿失，

圖五十五
儀緯經

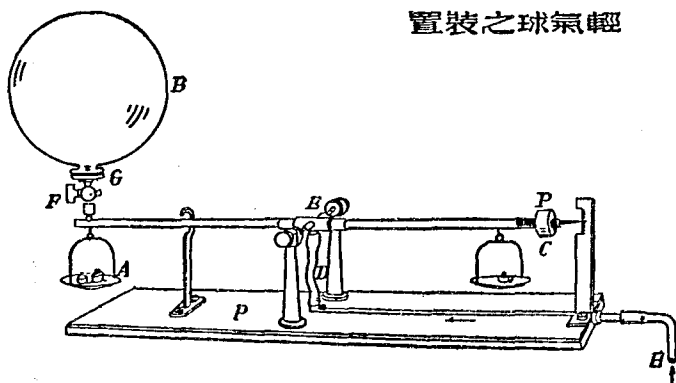


每歷一分鐘，向紀錄者報告氣球之高度角及方位角一次。紀錄者依據報告，並利用已知之氣球上升速率，求得氣球飄流之地平距離。以所歷時間除之，得氣球飄流之地平速度，亦即上層風之速度。觀測者所報告之方位角，即為當時上層風之方向。故一經施放氣球，自地面以至氣球所升達之各高度內風速風向情況，立即可全部表現於紙上，而為飛行者之利用。

氣球之表面，常塗有各種顏色，舉行觀測時，擇一種與天空或雲之顏色極端相反者使用之，天晴無雲，滿眼蔚藍時用紅色，天

第十 六 圖

輕氣球之裝置



管入輸氣輕 H 球氣輕 B 秤天 A

空蒼白時用藍色，餘類推。夜間觀測，則於氣球底部，繫一小電燈泡或紙燈，以爲標識。

第四章 大氣界之垂直組織

第一節 大氣界之高度

大氣界之高度，究有若干？至今尙成爲一懸而未決之問題。依據實測所得，自地面向上，每升高六千公尺，氣壓減少一半。氣壓者，大氣界總厚度中空氣總重量之代表也。依此而言，大氣界中所含空氣之總量，半數在此六千公尺內，其向上逐漸稀薄之情況，有成幾何級數遞減之勢，依數學原理推論，卽不克有一極限矣。惟以向上逐漸稀薄之故，達某種高度時，理論上雖有空氣之存在，事實上已不克爲我人所認識，卽能認識，亦已與我人無甚關係，就我人之立場言，謂爲大氣界之極限可也。茲述由各種方法所測得之大氣界高度如下：

(一) 極光 極光 (Auroras) 爲在兩極附近晚間高空中所發現之扇形光輝，其情況與在極稀薄之氮 (Nitrogen) 氧 (Oxygen) 一氣中放電相似，故信其成

因亦當不甚差異。由此所測得大氣界存在之高度，約在八十公里與九百公里之間，平均在二百五十公里左右。

(一)流星 流星(Meteors)之光，由於自其他天體墜入地球氣界之物質，與空氣相磨擦，發生燃燒而成。故凡流星能發光之處，宜即有空氣存在。依此原則所測得大氣界之高度，約在四十公里與八十公里之間。

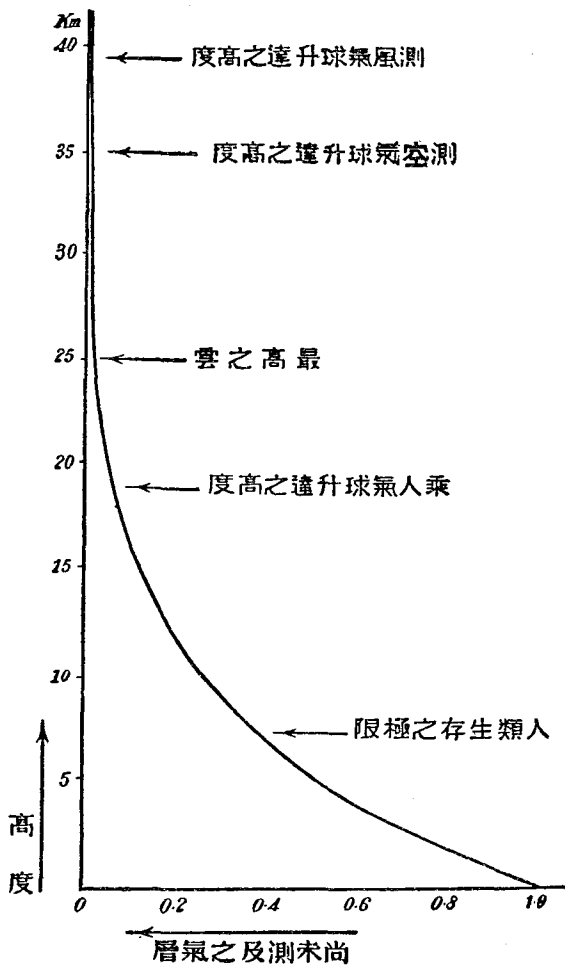
(二)曙光 曙光(Twilight)係大氣界中有塵埃，太陽光線入大氣界後，被反射而成。由此所測得大氣界存在之高度，約在五十公里與八十公里之間。

(四)測風氣球 測風氣球(Pilot Balloon)在大氣界上升之高度，已有三十九公里之最高紀錄，是不特大氣界之存在，達此高度無疑，並其流動情形，亦可追蹤而得矣。

(五)測空氣球 測空氣球(Sounding Balloon)攜帶自記氣象儀器上升，亦有三十五公里之最高紀錄，在此高度內大氣界之情況，更有紀錄可查。

度高界氣大之得測法方接直用

第十七圖



第四章 大氣界之垂直組織

(六) 乘人氣球 (Manned Balloon)

此項氣球上升之高度, 以一九三三年

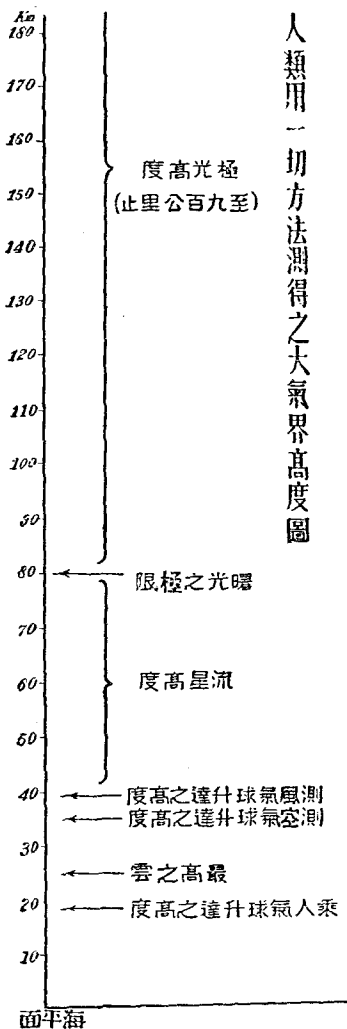
美國軍官塞特爾 (Lt. Sefton) 所造成之一萬八千六百公尺紀錄為第一。在此高度內所測得之大氣界情況，較測空氣球為尤詳。

(七) 雲 雲之最高者為貝母 (Pearl Mother) 狀雲，離地高度，約在二十五公里左右。

基上各種測候方法，我人直接測得之大氣界高度，如第十七圖所示。

第十八圖

人類用一切方法測得之大氣界高度圖



用一切方法測得之大氣界高度，如第十八圖所示。

由上第十七圖，可知大氣界中空氣，未爲我人直接探測所及者，僅百分之八耳。若再益以間接探測所及之氣層，所餘者無幾矣。以上列各高度中之最大數，作爲大氣界存在之高度，實不爲過。

第二節 溫度及垂直溫度差

自地面向上，大氣界中溫度之分佈情況，平均約爲每高度增加一百公尺，溫度低減攝氏 0.6 度，是爲標準氣溫垂直差率 (Normal Lapse Rate)。實際上則有時可超過此數而達乾空氣之絕熱變化率（即每上升一百公尺溫度約低減攝氏一度），或更進達絕熱變化率以上，而使空氣呈絕不穩定狀態；有時可小於此數，或竟縮至在垂直方面，無何溫度差別可言，甚者成所謂溫度之顛倒 (Inversion of Temperature)，即自地面向上，溫度不減少而反增加，與普通情形相反，故有顛倒之稱。以上所述較標準數值大或小之兩種溫度垂直差率，前者之造成，由於空

氣有上下流動，或地面溫度過高所致，故當有大風或夏季太陽光熱強烈之時，大氣界之溫度垂直差率常甚大；後者多為地面散熱過度之結果，故其出現，以在冬季無風晴朗之晨為最普遍。二者皆屬大氣界溫度垂直分布方面之變常情形，以在近地面處為發達。離地達三、四公里以上，即漸近標準數值，至同溫層（Stratosphere）之底部止。此處之溫度，約為攝氏零下五十四度。

氣溫垂直差率在大氣界之組織方面，為能穩定與否之一種表現，此中關係，可以絕熱變化率為標準分論之。其一，大氣界之溫度垂直差率，與乾空氣之絕熱變化率相等，即同為每一百公尺溫度低減攝氏一度，在此情形下，上升之空氣，依絕熱變化作用，每增高一百公尺，溫度低減攝氏一度，同時大氣界溫度之垂直分佈情形，亦為每一百公尺低減攝氏一度，二數既相等，此上升之空氣達新環境後，其本身溫度與其四周空氣之溫度，完全一致，重量亦相等，若無外力加入，其本身將不能有何動作發生，下降時所起之變化亦然，故稱溫度垂直差率與乾空氣時

期絕熱變化率相等時之空氣層爲中性平衡 (Neutral Equilibrium) 卽其本身無所謂穩定與不穩定，適成爲一平衡狀態而已。此種空氣，在位置溫 (Potential Temperature) 卽以同一氣壓爲標準所得之溫度 (方面，無垂直差別 (卽 $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$ ，代表位置溫， z 代表高度) 是爲中性平衡氣層在溫度方面之另一表現。中性平衡之空氣，雖可暫時不發生動作，但極易騷動，因其本身無抗拒力量，一有外力侵入，卽失平衡狀態，而開始流動矣。其二，大氣界之溫度垂直差率，大於乾空氣之絕熱變化率，在此情形下，上升之空氣，依絕熱變化作用，每一百公尺低減攝氏一度，而大氣界溫度之垂直分佈情形，則爲每一百公尺低減攝氏一度以上，上升之空氣，達新環境後，其本身溫度，將較其四周空氣之溫度爲高，溫度高則密度小，質量輕，將不能立足於此新環境中，而須向上浮起；下降時依乾空氣之絕熱變化率，每一百公尺增高攝氏一度，同時在其新環境四周之空氣，則依溫度垂直差率，每一百公尺增高攝氏一度以上，此下降之空氣，達新環境後，將較其四周空氣

之溫度爲低，低則密度大，質量重，亦不能在其所得之新環境中立足，而須發生流動，故稱溫度垂直差率大於乾空氣時期絕熱變化率之氣層爲絕對不穩定 (Absolutely Unstable)，卽不必有外力侵擾，其本身亦不安定而能發生上下流動也。其在位置溫度方面之表現，爲自下向上，趨於低減，卽 $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$ 。至於由其性質絕不穩定而發生之上下流動，在不嚴重之局勢中，僅使飛機略感顛簸，規模較大時，可產生積雲 (Cumulus)，甚者雷陣亦由此種空氣產生。其三，大氣界之溫度垂直差率，小於絕熱變化率，在此情形下，上升之空氣，若不發生凝結作用，則將依乾空氣之絕熱變化率降低其溫度，卽每一百公尺減低攝氏一度，同時大氣界溫度之分佈情形，則依當時之溫度垂直差率，每一百公尺減低不足攝氏一度，其結果上升空氣之溫度，將較其四周空氣之溫度爲低，低則密度大，質量重，受地心吸力之影響，時時有回復原位之趨勢，苟非有外力作用，則將穩定於其原有位置，絕不能向上浮起；惟若依藉外力上升，至凝結線以後，因有潛熱 (Latent Heat) 逸出，其溫度

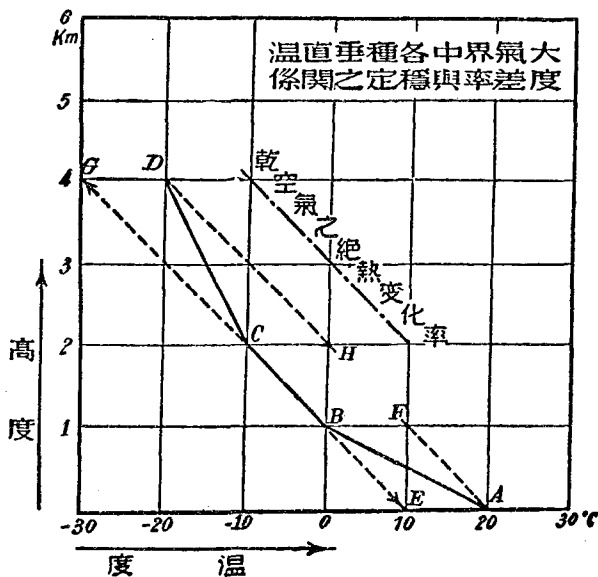
可較其四周空氣之溫度爲高，而成不穩定狀態，故稱溫度垂直差率小於乾空氣時期絕熱變化率，但尙大於飽和空氣時期絕熱變化率（參閱第一表）之氣層爲有條件的不穩定（Conditionally Unstable），即在乾空氣時期爲穩定，而在凝結發生以後，則爲不穩定也。若垂直溫度差率更較飽和空氣之絕熱變化率爲小，則即在凝結發生以後，亦爲穩定，故稱此等氣層爲絕對穩定（Absolutely Stable）。以上所述空氣之穩定性與垂直溫度差率之關係，更可藉圖解說明之如下：

第十九圖 A B C D 爲垂直溫度曲線，A B 段差率大於乾空氣之絕熱變化率，A 點空氣上升至 B 高度時，溫度僅能降至 F，較 B 點之空氣溫度爲高；由 B 下降時，溫度僅能升至 E，較 A 點之氣溫爲低，故爲絕對不穩定。B C 段等於絕熱變化率，B 點空氣向 C 點上升時，溫度之下降，即沿 B C 線進行，故達 C 點時，上升空氣之溫度，將與其四周空氣之溫度相合，下降時亦然，故成爲中性平衡。C D 段爲小於絕熱變化率之垂直溫度差率，C 點空氣上升至 D 高度時，溫度須降至 G，較

D 點之溫度為低；下降時溫度須由 D 升至 H，較 C 點之溫度為高，故為絕對穩定。

氣層穩定與否，與未來天氣變化，所關至大，概括言之，凡絕對不穩定之氣層，必不能持久，而將發生變化，以消耗其不穩定之動力，然後再趨於穩定。絕對穩定之氣層，不能有何變動，即一時受外力騷動，而以其本性穩定之故，常予外力以反抗，殊不易有何發展，外力一去，或已為其消磨淨盡，即復趨於穩定。

圖 九 十 第



第三節 對流層與平流層

大氣界之情況，自地面向上，顯然可分爲兩層，在下者稱對流層 (Troposphere)；在上者稱平流層 (Stratosphere)；兩層間之不整合面稱對流頂 (Tropopause)。對流頂之高度，隨緯度、季節、及地面氣壓之高低而不同，就平均狀況言，在赤道附近約爲十七公里，南北緯四十度左右約爲十二公里，至兩極附近，則僅八九公里而已。前節所述溫度隨高度變遷情形及標準氣溫垂直差率，係在對流層內，不適用於其上之平流層。對流層內因有溫度垂直差別，極易發生空氣之上下流動，致造成天氣陰晴方面之一切變化。平流層內溫度之分佈，或云隨高度而上升，或云無變化，據實測所得，則與後說相近，故此層亦稱同溫層 (Isothermal Layer)。同溫層因無垂直溫度差別，空氣不克有上下流動，而僅有平流作用，平流層之得名以此。在此層內，天氣宜無陰晴變化，氣流有規律，於飛行最爲相宜；又以空氣稀薄，飛行所受之抵抗力小，速度宜遠較在近地面之對流層內爲大，航空界

有人推算，若果能在平流層內飛行，則目前每小時三百公里左右之飛行速度，可立增至六百公里以上，惜尙有其他待決之問題，難卽見諸實行耳。

對流頂之高度，既與地面氣壓有關，地面高低氣壓區域，又常來往不絕，對流頂之位置，遂成一波動狀態。此項波動，據近年高空觀測所得結果，與未來天氣變化有密切關係，苟能測得波動實況，則未來三日、五日，乃至一星期左右之天氣狀況，可以預知。美國氣象界現對此問題，十分注意，增設高空測候所，普遍應用無線電測候器 (Radio-Meteorograph)，將來增進天氣預報時間之一，有希望途徑，或在於此。

第四節 濕度

大氣界可能包含水氣之多寡，視溫度之高下而定，已如第一章中所述。當氣溫爲攝氏零下四十六度時，所能包含之水氣量，僅及氣溫十度時二百分之一而已。大氣界之溫度，既隨高度而低降，絕對濕度之向上遞減，乃成必然之趨勢；相對

濕度以有溫度低降之關係，垂直變化，不如絕對濕度之急劇，但若至離地四、五公里以上，則因絕對濕度低減太甚，相對濕度亦開始低減，至十四、五公里左右，與絕對濕度殆同為零，通常雲類高度之不能超出十公里者以此。

第五節 氣壓

氣壓為大氣界對於地面所施之垂直壓力，自地面向上，氣層漸薄，壓力亦隨之逐漸減少，其數值可用左式推算：

$$\log P = \log P_0 - \frac{Z}{K \left(1 + a\theta + 0.378 \frac{e}{P} \right)}$$

式中 P 為所欲決定之氣壓； P_0 為海平面高度氣壓； Z 為高度； K 為常數，在米突制中為一八四〇〇公尺； a 為空氣膨脹係數，在攝氏溫度制中為每度脹〇·〇〇三六七； θ 為 P 與 P_0 氣壓面間之平均氣溫； e 為水氣壓力與大氣壓力之比數。由上式可知 P 之變化，受 P_0 及 θ 之影響為最大， Z 數值不大時， P_0 尤為重要。

Z 值漸增，則 θ 之影響漸顯，就平均狀況言，在尋常飛行高度內，已有自赤道至兩極間之氣壓坡度存在，冬季尤為顯著。此項坡度，即為產生上層氣流之原動力，上層氣流之強弱有無，咸惟此坡度是瞻。

第六節 密度

大氣界密度之變遷，氣壓與溫度，為其主因。二者對於密度之關係如下：

$$\rho = \rho_0 \frac{P - 0.378e}{P_0} \times \frac{T_0}{T}$$

式中 ρ 為所欲決定之空氣密度； ρ_0 為乾空氣在標準氣壓（七百六十公厘）標準溫度（攝氏零度）下之密度； P 及 T 為已知之氣壓及溫度； e 為大氣界中水氣壓力。縮簡之，可書為：

$$\rho = 0.48446 \times \frac{P - 0.378e}{273 + t}$$

上式密度之單位為每立方公尺公斤 ($\frac{kg}{m^3}$)，氣壓及水氣壓力為公厘

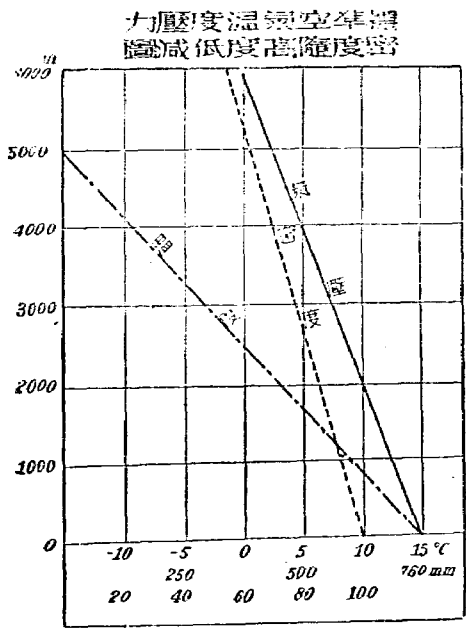
(mm)； t 為攝氏度。依據上式，各高度各緯度之密度數值，均可推算。再以所得數值，填註於地圖上，得等密度線，所謂等密度圖，即如此構成。

第七節 標準空氣

大氣界中因氣壓溫度

度之不同，密度殊不一致。航空方面，為統一計算起見，以海平面高度之氣壓為標準氣壓，溫帶範圍內之平均氣溫為標準氣溫。質言之，即氣壓以七百六十公厘為標準，溫度以攝氏十五度為標準。在標準

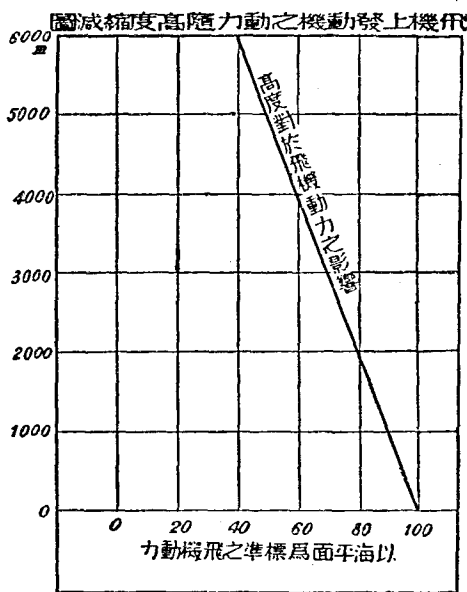
圖 一 十 二 第



氣壓標準氣溫下之空氣，稱爲標準空氣 (Standard Atmosphere)，其密度約爲每立方公尺體積得一·一九公斤，所有飛機動力之推算，卽以此項空氣爲標準。密度若大於前數，則雖同一飛機，動力須較標準數爲大，飛行速度須較標準數爲高；反

是則均較小。故飛行人員若能從氣象方面，得知空氣之密度，則可據以推斷實際飛行所得之速度。又狡黠之飛機廠商，於交割貨品之時，每好選擇空氣密度較大之時，舉行試飛手續，以顯示其所製飛機速度之高；購機人員，若先知此種關係，則

圖 二 十 二 第



可不致受其朦混。

自地面向上，空氣之密度，逐漸縮減，飛機上發動機之效能，亦隨之降低，二者低減之情形，可以第二十一、二十二圖表示之。

依據上圖所示，可知高度對於飛機上發動機之影響，頗為重大，在六千公尺之高空，飛機上發動機之能力，已不足在地面之半，故若僅就發動機一項言，在可能範圍內，飛行高度，宜勿採取過大。

第八節 養氣供給問題

我人吸入養氣之多寡，視養氣壓力之大小而定。乾空氣中養氣之混合量，約占百分之二十一，易言之，即在乾空氣中，約有五分之一左右為養氣。以壓力言，近海平面處養氣所施之壓力，約為二百粗 (mm)，或一百五十二公厘 (mm)，我人之肺部，即與此項壓力相適。若因高度增加，大氣界總壓力減少，則養氣之壓力，勢必隨同俱減。其對於我人之初步影響，為氣喘、疲乏及視線短促，最後則失却知覺。

第二表 各高度養氣之分佈及其對於我人之影響表

高度	大氣壓力	養氣壓力	對於我人之影響
海面	760 mm	160 mm	正常
3000 m	515	108	微感失常
7500	275	55	失却知覺而入於昏迷狀態

救濟之法，因不能使我人肺內壓力大於外面壓力之故，惟有增加空氣中所含之養氣成分。例如我人若能增加空氣中養氣之成分至百分之五十，則雖大氣界之

第三表 各高度所需人工養氣配合量表

高度	大氣壓力	養氣配合量	養氣壓力
海面	760 mm	21%	160 mm
3000 m	515	31%	160
6000	345	46%	160
9000	225	70%	160
12000	140	100%	140

壓力，縮至海平面氣壓之三分之一，我人仍可得充分之養氣，其詳見第三表。至於養氣之輸送問題，可裝一人工養氣控制器，於其出口處，安置一測驗壓力計，以配合各高度所需之養氣壓力。惟若高度升至十三公里以上，則雖將養氣量增至百分之一百，換言之，即純粹為養氣，仍屬無濟於事，其詳亦見第三表。在此高度以上之救濟飛行辦法，惟有建造絕對不通空氣之駕駛室及乘客室，完全用人工控制內部壓力及養氣，以適合我人之需要，否則直屬無法可施矣。

第五章 風

第一節 風之意義及其對於航空之關係

地球表面，因溫度之分布不勻，常有氣壓方面之差別，氣壓差別之結果，造成空氣之流動，是即我人所稱之風，其情況與因水面高低不同而發生之水流，殆相類似也。惟因大氣界發生流動之範圍，往往甚大，各種氣流，感受地球自轉之影響而改易其方向，在北半球者偏向右，南半球偏向左，就一低氣壓區域言，各方流來之空氣，咸不能直達中心，而成繞流之勢，風之能維持較長時間而不停止者以此。其在航空方面之關係，與水流之影響於船舶航行相似，即能增減飛行之速度，並改變飛行之途徑，其詳將於飛行章中述之；故欲謀航空方面之便利，不可不先知風之情況。

第二節 風與等壓線

地球若無自轉作用，則當各地氣壓發生差別時，空氣流行之途徑，宜與氣壓梯度 (Pressure Gradient) 線平行，或與等壓線 (Isobar) 成垂直方向。實際上則當空氣流行時，除正在赤道上下，地球因有自轉之故，常對之施行一種偏動力 (Deflective Force)，以改變其方向。此力作用於流動空氣之結果，使在北半球之風偏向右，南半球之風偏向左。偏動之極限，則令風向較原來風向改變九十度之角度，而與等壓線平行，是為梯度風 (Gradient Wind)。梯度風僅在離地較高處有之，其最低限度，約為離地五百公尺，此高度亦即稱為梯度風線 (Gradient Wind Line)。在此高度以上之風，其速度可直接由氣壓梯度算得，茲示其結果如下：

第四表 梯度風速表

相差二哩 之兩等壓 線間距離	旋	風	直等壓線	反	旋	風
	$R = 240 \text{ km}$	$R = 800 \text{ km}$		$R = 800 \text{ km}$	$R = 480 \text{ km}$	

1013 km	9.7 km/hr.	9.7 km/hr.	9.7 km/hr.	11.0 km/hr.	11.0 km/hr.
506	16.0	18.0	19.0	19.0	23.0
380	21.0	23.0	26.0	27.0	34.0
253	29.0	34.0	39.0	47.0	61.0
190	37.0	47.0	53.0	69.0	
126	48.0	61.0	77.0	145.0	
101	58.0	74.0	97.0		
76	69.0	93.0	127.0		
63	80.0	109.0	153.0		
50	92.0	129.0	193.0		
38	109.0	161.0			

上表中R爲等壓線弧度之半徑；所示風速，係以緯度四十度，氣壓七百六十公厘，溫度攝氏十五度爲例算得。若欲應用於其他各處，則每緯度減少一度，速度須加百分之二；每溫度增加攝氏三度，速度須加百分之一；減時，減百分之一；自地面向上，每高度增加三百公尺，速度須加百分之三。

第三節 風之分類

風可大別爲四類：(一)行星風(Planetary Winds)屬於此類者，有在南北兩

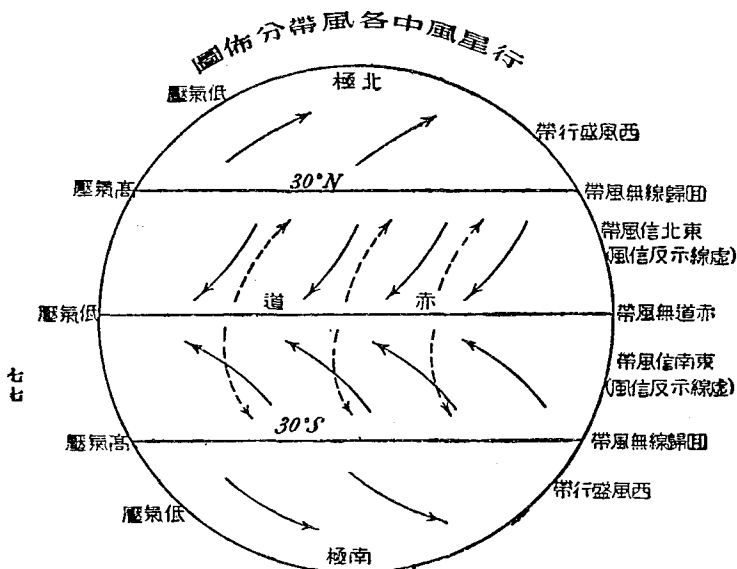
溫帶盛行之西風 (Prevailing Westerlies) 赤道兩側之東北及東南信風 (Trade Winds) 及其上之反信風 (Anti-trade Winds) (一) 季節風 (Seasonal Winds) 屬於此類者爲冬夏海陸交流之季候風 (Monsoon) (二) 旋風 (Cyclonic Winds) 屬於此類者，有熱帶旋風 (Tropical Cyclones) 溫帶旋風 (Extra-tropical Cyclones) 及反旋風 (Anti-cyclones) (四) 地域風 (Local Winds) 屬於此類者，有海陸軟風 (Sea and Land Breeze) 山風 (Mountain and Valley Breeze) 翕奴克風 (Chinook) 焚風 (Föhn) 下沉風 (Fall Winds) 渦漩風 (Eddy Winds) 龍捲風 (Tornadoes) 等。理論上雖可如此劃分，但在實際上則一種風之成立，往往有數種風之成份在內，如旋風產生之區域，即在行星風帶內，不可不知也。茲再分述各種風之性質如下：

行星風 行星風爲範圍最廣而最有恆性之風。地球表面，若能全部平滑如鏡，則在行星風中各風帶之分布，宜如左圖所示：

實際上各風帶之分佈情形，在海洋區域較爲明顯；陸地上因受地面高低不平之影響，已全失其本來面目，惟上層反信風及高低氣壓之分佈情況，猶可辨認耳。

行星風中各種風之性質，西風爲最不穩定之風，地面平均風速，冬季約爲每小時五十公里，夏季三十公里；厚度擴展及於全部對流層，在拔海三千公尺處，海洋及

圖 三 十 二 第



陸地區域之平均風速，咸在每小時三十至五十公里之間。信風之性質，極爲穩定，平均風速，約在每小時二十至三十公里之間，視地方情形而定；厚度在回歸線附近等於零，赤道附近，增至十公里左右。反信風緊接在信風之上，當其在赤道附近出發時，方向近於正東，以後受地球自轉影響，逐漸改變，至與信風之方向相反。止。回歸線無風帶及赤道無風帶之位置，並非固定在一處，而常隨太陽位置移動，每年在緯度方面之變更，約有六、七度左右。

季節風 季節風以在海陸溫度差別甚大之區域爲最發達。厚度不大，以最著之印度季風論，夏間季風厚度，約在五千公尺左右，冬季則僅一千五百公尺而已。

旋風 旋風爲構成各種天氣變化之主要原因，將於後另詳之。

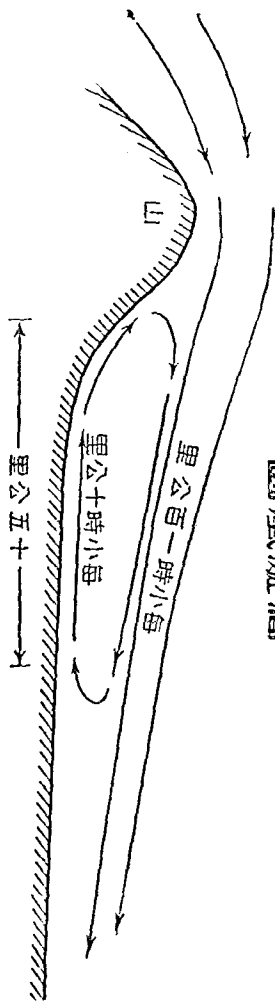
地域風 此類風之範圍咸不大。海風 (Sea Breeze) 之範圍，鮮遠離海一百五十公里以外，弱時僅沿海十餘公里內有之。厚度不過一二百公尺，最大時亦不

過五百公尺。速度在每小時十五公里與二十公里之間。陸風 (Land Breeze) 入海之距離，鮮達十公里以上，厚度僅一二百公尺，故就一般情形言，陸風之勢力，實不若海風之強。山風 (Mountain Breeze) 自山頂向下流行之速度，在適當情形下，可達每小時四五十公里，谷風 (Valley Breeze) 鮮有如此強度。二者之範圍及厚度，咸不如海陸軟風之大。翁奴克 (Chinook) 及焚風 (Foehn) 以自山坡下降之故，受氣體之絕熱變化作用，溫度升高，相對濕度減少，能見度甚佳。下沉風 (Fall Winds) 之成因，本與山風相似，惟其範圍較大，有時可在有雪掩蓋之高原附近發生，故通常另立爲一類。其與焚風亦有相似處，惟焚風爲暖風，而此則爲冷風，是其一別也。全球下沉風發達之區，以格陵蘭 (Greenland) 島四周及南極大陸沿海爲最著。在南極大陸沿海，下沉風之速度，常達每小時六七十公里以上，有達一百公里外者，他處罕有也。厚度亦甚小，且難入海甚遠。渦漩風 (Eddy Winds) 常發生於山之背風方面，其內部組織，如左圖所示，故爲航空氣象預報員者，宜先熟悉各

地情形，以推斷渦漩風之有無。

圖 四 十 二 第

圖 風 流 渦



第四節 地面風

地面風之界限，自地面向上，究應擴展至何種高度爲止，頗難得一嚴格之分割線。依現時氣象觀測上通例，測風儀器之頂部，須安置在離地或較其附近障礙物高出十公尺以上，所有地面風向風速紀錄，卽在此高度測得，故此高度，不啻爲事實上一般所稱爲地面風之高度。在此高度所測得之風，因受地面上各種障礙

物及由溫度不同而起之地方性氣流影響，殊不足代表由氣壓梯度而起之風；但此實爲一般天氣圖中所示地面風之代表，故在航空方面，欲知事實上飛機所遭遇之風，不當以天氣圖上所示之地面風爲憑，而當另從氣壓梯度方面推測。

地面風之速度，常遠不及由氣壓梯度所推得之風或梯度風速之大，其故因地面風沿地面流行時，由氣壓坡度所起之加速力，受地面磨擦作用，及與已受地面磨擦作用而流行不速之下層空氣混合，速度大爲減殺也。此項減速作用之大小，自當依地面情況而定。概括言之，陸地粗糙不平，風受減速作用大；海面較光滑平坦，風受減速作用小。若以陸地表面之風爲標準，則在陸海區域之地面風與梯度風之關係，約爲一陸與二海與三。梯度風之比數，卽地面風之在海區者倍於陸區之風速，梯度風三倍於陸區之風速。但若地面有一極薄而極穩定之冷空氣層，或有海陸軟風及山風谷風等參雜，則上下層風之關係已中斷，上述比數，卽不適用，不可不知。

風之方向，若在絕對光滑之表面上流動，宜與等壓線平行。地面之風，因受地面磨擦力作用，消失其一部分速度，常不能與等壓線平行，而成有若干角度，此項角度之大小，即視所受磨擦力之大小而定，茲表列如下：

第五表 風向與等壓線所成角度表

地面之種類	風之偏角	風向與等壓線所成之角度
絕對光滑之地面	90°	0°
水面	80°	10°
通常地面	65°	25°
粗糙地面	45°	45°

自地面向上，至離地約五百公尺處為梯度風線，已如本章第二節所述；故自地面向上，風向宜逐漸變遷，至梯度風之高度止。在陸地區域，此項變遷，宜有二十五度之方位角；海洋區域十度；粗糙地面區域四十五度；方向偏向右，或成所謂正時針轉向（Clockwise）。超過梯度風線後，風向與等壓線平行；惟因上層氣壓之分

布，與地面氣壓不同之故，風向亦稍與地面有別。又因大氣流之關係，梯度風線以上之風向，實際上殊難得與等壓線平行；在溫帶區域上層風爲西風，實際上所測得梯度風之情形則如下：

東向之梯度風，其向右及向左偏轉之頻度 (Frequency) 相等；

北向之梯度風，百分之七十五偏向左；

南向之梯度風，百分之七十五偏向右。

上表中東向之梯度風，其向右及向左偏轉之頻度相等者，殆由於風向已與等壓線平行，而又與大氣流同方向之故；至於北向與南向之梯度風，則其受大氣流影響之情況，甚爲顯然。

第五節 上層風

行星風中各風帶之厚度，前已述及。當旋風及反旋風發生時，垂直高度，有時可達平流層 (Stratosphere)。在此高度以內，原有之行星風，自當一時受其支配，而

不克表現其特性。若就平均狀況言，則在溫帶區域內拔海四公里以上之風，約有百分之九十來自西方。風速之變遷，自地面向上，逐漸增加，實際情形，法人曾在巴黎埃非耳 (Eiffel) 塔上得有長期觀測紀錄，其與地面風速之關係如下：

第六表 巴黎上層風速與地面風速比較表

高度	度	冬	春	夏	秋	全年
地面	面	2.39 m/sec	2.24	2.05	1.90	2.15
塔頂(高出地面 305 公尺)		9.85	8.45	7.77	8.76	8.71
比	數	4.12	3.77	3.79	4.61	4.05

中國境內，亦已在若干地點得有測風氣球紀錄，茲表列南京、北平、西安三處之情形如下：

第七表 南京，北平，西安上層風速表

(自國立中央研究院氣象研究所出版之一九三五年「高層氣流觀測紀錄」中摘出欲知詳細情形可參閱歷年觀測紀錄)

南 京

	一 月	二 月	三 月	四 月	五 月	六 月	七 月	八 月	九 月	十 月	十一 月	十二 月	全 年
地 面	3.5m/sec	3.0	4.0	4.0	4.0	4.0	3.5	4.0	3.0	4.0	4.0	3.0	3.6
500m	6.5	8.5	8.0	7.0	8.0	7.5	7.0	7.0	7.0	5.5	9.0	7.0	7.3
1000	6.0	7.5	7.0	6.5	7.0	6.5	7.0	6.5	7.0	4.0	6.5	6.5	6.5
2000	8.5	7.0	5.5	5.5	5.5	6.0	7.5	5.0	7.5	4.0	7.0	6.5	6.3
3000	12.0	7.5	7.0	5.0	7.0	5.5	8.0	7.0	8.0	6.5	8.0	10.0	7.6
4000	19.0	13.0	7.5	9.5	8.0	7.0	8.5	6.5	8.0	10.5	11.0	19.0	10.6
5000	27.5	13.5	10.0	12.0	10.0	9.0	8.0	6.5	8.5	12.5	17.0	20.0	13.0
6000	22.5	6.5	14.5	16.0	14.5	9.0	6.0	7.0	10.5	13.0	21.0	25.0	13.8

北 平

	一 月	二 月	三 月	四 月	五 月	六 月	七 月	八 月	九 月	十 月	十一 月	十二 月	全 年
地 面	3.5	2.0	2.0	2.5	1.5	1.0	1.0	0.5	0.5	2.0	2.0	3.0	1.8
500m	8.0	8.0	7.0	7.0	6.5	4.0	5.0	4.0	5.0	7.0	8.5	9.0	6.6
1000	8.0	9.5	7.0	8.0	7.0	7.0	6.0	4.5	7.0	7.5	8.5	10.5	7.5
2000	11.5	8.5	11.0	9.5	10.5	8.5	5.5	5.0	5.5	10.0	10.5	13.0	9.0

西安													
地 面	一 月	二 月	三 月	四 月	五 月	六 月	七 月	八 月	九 月	十 月	十一 月	十二 月	全 年
3000	8.5	10.5	12.0	8.0	11.5	10.5	6.0	5.5	6.0	9.5	12.5	17.0	9.8
4000	11.0	10.0	15.0	10.5	12.0	12.5	6.0	7.0	6.5	11.5	16.0	20.0	11.5
5000	12.0	12.0	14.5	8.0	14.0	10.0	6.5	8.5	7.0	12.0	19.5	23.0	12.2
6000	6.0	17.0	27.5	7.0	10.0	10.0	7.0	8.5	7.0	14.0	23.0	24.5	13.4
500m	8.0	2.0	2.5	2.0	3.5	2.0	3.0	2.5	2.0	2.0	2.0	1.5	2.4
1000	8.0	3.0	3.5	4.0	5.5	5.0	3.0	4.5	5.0	4.0	4.5	3.5	4.4
2000	11.5	4.0	4.0	3.5	4.0	4.0	4.0	3.0	3.0	5.0	3.5	4.0	4.4
3000	8.5	7.5	7.0	4.0	4.5	6.0	4.5	4.0	5.0	5.5	8.5	9.0	6.1
4000	11.0	9.0	10.5	4.5	6.0	5.0	7.0	3.5	4.0	7.0	7.0	10.5	7.0
5000	11.5	15.0	8.5	6.5	6.5	6.5	7.0	5.0	6.5	10.0	10.5	—	—
6000	15.0	11.5	7.0	9.0	7.0	5.0	7.5	5.0	9.5	14.5	—	—	—

以上三處，均顯示風速之增加，以自地面至五百公尺處為最多，是即地面風

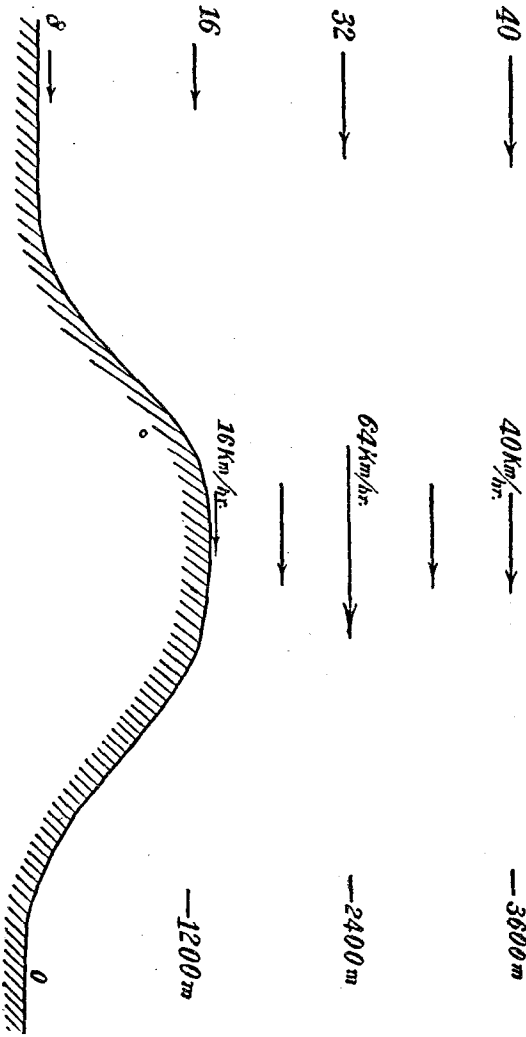
速轉變爲梯度風速之例證。就普遍情形言，全球各處，在海拔三公里左右之平均風速，約爲每小時三十至四十公里；十公里左右，約爲每小時一百二十公里。自以上，風速宜漸減，至二十公里處宜爲零，因赤道與兩極間，至此無氣壓梯度 (Pressure Gradient) 也。

第六節 山嶺上空之氣流

平流之風，橫越一山嶺後，速度方面，常有甚大之變遷，此項變遷情況，與飛行大有關係，尤以當風速甚大或能見度惡劣時，飛行人員不可不預知此項變遷情況，以爲駕駛之依據。惜此問題，至今尙無詳盡之研究，據美國境內在若干大山脈附近，用測風汽球觀測所得，約如第二十五圖所示。

由第二十五圖可知最大風速，在山頂上空一千二百公尺高度處，較向風方面同高度之風速，約增一倍；最小風速即在山頂，與向風方面同高度之風速相等。離山嶺二千四百公尺以上之風速，已顯然不受山嶺之影響，因在此高度之風速，

圖 佈 分 速 風 近 附 嶺 山



各處相等也。

第七節 一年及一日中風速之變遷

一年中風速之變遷情形，在第六第七表中均可見到一二。概括言之，地面風速，冬季較夏季爲大；上層風亦然，尤以離地達二三百公里以上處爲明顯，是蓋受冬季氣壓梯度大小之影響所致。

一日中風速之變遷，地面風速，日間較晚間爲大，尤以自正午至午後三時左右爲最發達。此時間在溫度方面，爲一日中溫度最高期間，對流極爲強盛，上層風與地面風相混和，上層風速恆較地面風速爲大，故爲一日中地面風速之最大期間。入晚地面溫度低降，對流漸止，迨日將出時，爲一日中溫度之最低期間，空氣極爲穩定，結果成爲一日中風速之最小時間。在一日中溫度變化極爲顯著之區及天氣晴朗之時，往往白日風速甚大，入晚逐漸低減，黎明時完全無風，翌晨八九時後風又漸作，午後仍如前一日之強盛。此項風速方面變化，既爲地面逐日溫度變

化所造成，故其變化，以在近地面處爲最顯著，自地面向上，逐漸消失，至離地約一千或一千五百公尺處殆完全不見。若在上述黎明無風之時，上升達數百公尺，則前一日午間之大風，實仍存在，惟暫時不降達地面耳。此種事實，飛行者不可不知。

第六章 天氣

第一節 天氣之意義及航空方面之天氣等級

天氣者，一時大氣界情況之總稱。大氣界情況，自各方面分述之，得所謂「氣象要素」項目已詳於第二章中，天氣乃諸「要素」狀況如何之總稱也。在通常氣象報告中，尚有所謂「天氣狀況 (State of Weather)」一項，係除各個氣象要素外天空情況之總名詞，可稱爲狹義的天氣；一般所稱之天氣，以對待上述天氣而言，可稱爲廣義的天氣。本章所論，乃一般所稱之天氣，或廣義的天氣，而非狹義的天氣。

天氣變化多端，我國社會上有「天有不測風雲」一語，足以略見一二。其與我人之關係，可云無時或離，飛行器械之在大氣界活動，更無論矣。我人苟能詳悉其現況，而預知其變化，不特飛行人員，可資利賴，即社會上其他方面，亦有便益。願

天氣之變化問題，內容十分複雜，實際測候及預報，乃屬純粹氣象人員所有事，飛行人員，但當明其變化原因，依據氣象機關之測候及預報，善為利用足矣。本章主旨，即在說明天氣變化之概略，以供飛行人員臨機應變之用，非謂即此足以盡預測天氣之能事也。

天氣之等級，以飛行為目標劃分，可得下列五種：

超等 其條件為空氣清新；自地面向上，咸為無風或微風；能見度極佳；著陸區域地面及氣界情況，一切均在標準範圍內。

上等 天氣在標準狀況以上，但尚未達極好之程度。天空清晰，或有雲，但高度至少在二千公尺以上。能見度佳。有風，但與飛行為有利。

中常 天氣平常；有雲，但高度至少在五百公尺以上。地面風速，在每小時三十公里以下。能見度中常。

欠佳 低雲；有微雨；能見度不佳；有強風。

惡劣 有霧，或大雨，或雪，或凍雨，或大風，或嚴重之雷陣，其程度皆足危害飛行之安全，或使飛行爲不可能。

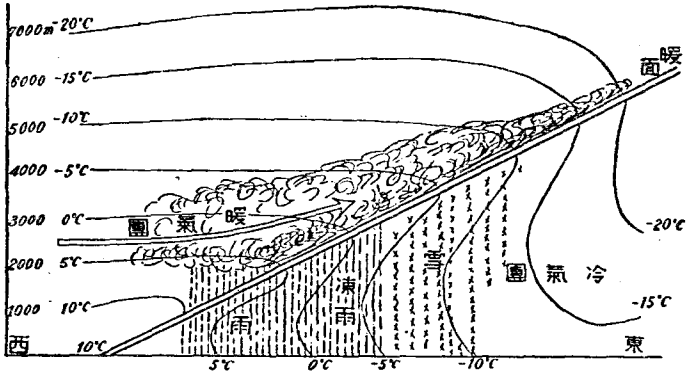
以上五種天氣，中常以上，自屬不加猶豫，任憑駕駛員飛行；欠佳時雖可飛行，但氣象機關宜予駕駛員以小心之警告，並宜指示駕駛員以具體之飛行方法，駕駛員宜即依照氣象機關所指示之方法飛行，不必過於冒險。至於惡劣天氣，則以停飛爲是。

第二節 天氣圖

天氣圖爲羅陳各地天氣狀況之圖。其意義在以羅陳並列之方法，顯示天氣變化之區域，及其來踪去跡，故在同一天氣圖上所表示之各地天氣狀況，必須在同一時間測得；否則失却相互比較作用，此天氣圖亦無甚意義可言矣。天氣圖之形式，因觀測材料增多，氣象學說發達，今昔大不相同。昔日天氣圖所表示之材料，僅限於地面，可稱爲平面圖；今則除地面材料外，尚有高空測候報告，可稱爲立體

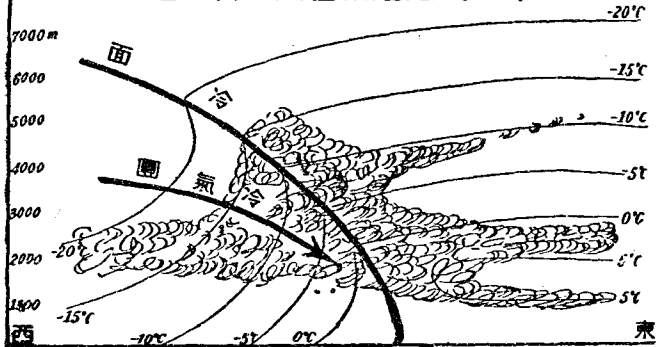
圖 六 十 二 第

(甲) 圖 氣 天 直 垂
近 附 其 及 面 進 前 之 團 氣 空 暖



航
空
氣
象
學

(乙) 圖 氣 天 直 垂
近 附 其 及 面 進 前 之 團 氣 空 冷



九
圖

圖表示之方法，今與昔亦有別。昔日以求得等壓線之分布爲主，今則除仍有等壓線外，更須表示各種氣團之分佈情形及其間之不整合面，內容遠較舊時之天氣圖爲複雜。在航空方面，以飛行器械常在上空活動之故，僅能表示地面情況之平面天氣圖，決不足供航空方面之用，故有人稱平面天氣圖爲農業或航海方面之天氣圖，惟立體天氣圖乃足爲航空方面之天氣圖。

理想之航空方面天氣圖，除全部氣象報告外，宜有兩區，上層風速風向（每一千或一千五百公尺爲一層），氣團之分佈，在飛行所及之重要地帶，宜更有氣團及氣團間不整合面之垂直及地平圖，上空等溫線圖。凡此種種，均宜由專事氣象人員，依據逐日氣象報告繪製，但飛行人員宜能了解並利用之。

第三節 等壓線之形式

連接天氣圖上各氣壓相等地點所得之等壓線，其形式有種種，舊時擇其較普通者定爲若干類：（一）高氣壓；中心氣壓最高，逐漸向外低減，在北半球範圍

內，全區各處風向之變遷，成與鐘錶上指針相同之轉向，而與幾何上計算方位之轉向適相反，故稱反旋風。

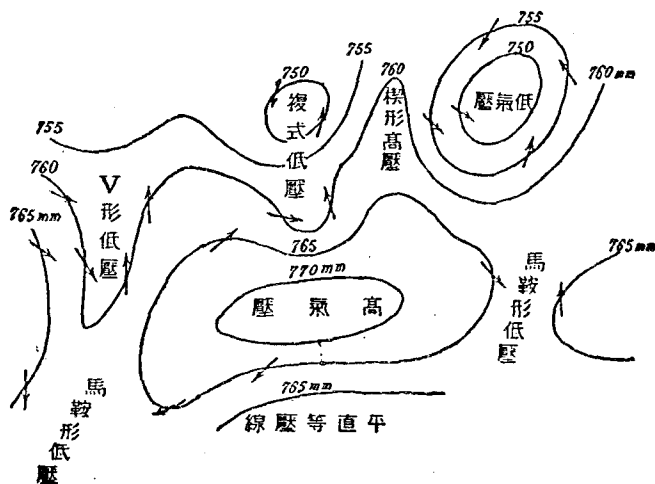
(二) 低氣壓：中心氣壓最低，逐漸向外增高，風之變遷，與高壓區內適相反，故稱正旋風，或即略稱為旋風。

(三) 複式低壓：亦為一低壓區域，但有兩個中心，是其與普通低壓不同之點。

(四) V形低壓：等壓線圍繞一中心低壓部份之形式，與英文字母中V字相似，故名。

(五) 楔形高壓：等壓線圍繞一高壓區域之形

圖 七 十 二 第
式 形 之 線 壓 等



式，與楔或尖劈相似，故名。(六) 馬鞍形低壓，兩旁爲高壓區域，其間稍低，卽所謂馬鞍形低壓部份。(七) 平直等壓線，無特別形式，惟各等壓線之分佈，近於相互平行之直線而已。以上各式等壓線，卽通常所稱之七種基本式等壓線。舊時以各式等壓線內之天氣狀況不同，卽取以爲預報未來天氣之依據，實則太過。惟據流體力學 (Hydrodynamics) 原理，凡等壓線有尖銳轉變之處，實爲兩種不同氣團間之一不整合面，故在V形低壓中分線附近天氣常惡劣。反之，在整個高氣壓中部，或平直等壓線區域，等壓線既平滑，天氣亦常穩定。至於普通低壓區內之等壓線，實際上亦常有尖銳轉折處，是卽氣團間不整合面所在之位置，最宜注意。若矯揉造作，以求等壓線之平滑，則舍本務末，欲預測未來天氣難矣。

第四節 反旋風或高壓區

反旋風爲大規模之高氣壓區域。在此區域內風向之變遷，在北半球範圍內與鐘錶上之時針轉向同，南半球相反。其性質可分爲三類：(一) 永久性反旋風；

(二) 半永久性反旋風；(三) 移行性反旋風。

永久性反旋風爲大規模之高氣壓區域。位置固定，大率在南北緯三十度左右之大洋中心，通常所稱爲回歸線無風帶 (Horse Latitude) 高壓區域，卽以此類反旋風爲基幹所構成。由此向赤道流出之空氣，爲熱帶區域之信風；向高緯度流出之空氣，爲溫帶區域之西風。故此一類反旋風，實足控制溫熱兩帶之天氣，其地位較自其邊緣析出之移行性反旋風爲尤重要。在北半球範圍內，此類著名之反旋風有二：一爲大西洋上之阿索爾高壓 (Azores High)；一爲太平洋上之東北太平洋高壓 (Northwestern Pacific High)。其發達與衰退，實爲北半球天氣變化之主要動力。

半永久性反旋風之著者有二：一在亞洲大陸之西伯利亞北部；一在北美洲之加拿大中部，皆爲冬季溫度極低之區，其構成之原因，亦卽在此。入夏溫度增高，此類反旋風卽全不存在，甚者乃爲旋風或低壓中心。故其存在之壽命，僅爲半年。

左右，半永久性反旋風之得名以此。

移行性反旋風，自永久性或半永久性反旋風之邊緣析出，自後即成爲一獨立之高氣壓區域，隨大氣流運行。每月產生數量，平均約達六七個。運行速度，每小時平均約達三十公里，最大可達六十公里，最小時可停留在一地歷數日之久。風速常微弱，地面風速平均約在每小時十五六公里左右。範圍往往甚大，以直徑言，通常約在八百公里與四千公里之間，平均在二千四百公里左右。內部天氣狀況，清明而溫度低，晚間溫度之降落甚大，若近地面之空氣，本甚潮濕，則晨霧堪注意。

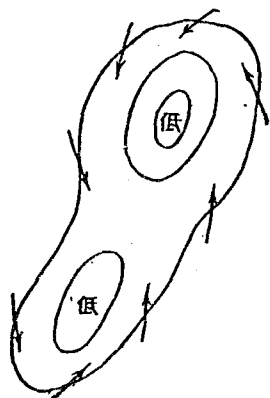
第五節 旋風或低壓區

旋風之內部，爲一大規模低氣壓區域。風向在北半球範圍內，依反時針方向（Counter-clockwise）轉變，南半球相反。性質亦可分爲三類：（一）半永久性旋風；（二）溫帶旋風；（三）熱帶旋風。

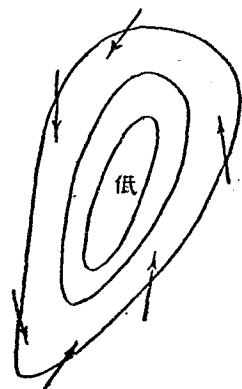
半永久性旋風大率成立於高溫度區域內，以北半球言，明顯者：有在大西洋北部冰島（Iceland）附近之低壓，及太平洋北部阿露訓（Aleutian）羣島附近之低壓，皆在冬季以溫度較高著稱者也。夏季以陸地區域之溫度增高，此等高溫度區域，與陸區相較，已不復顯著，低壓亦隨之消滅，故為半永久性之旋風。

溫帶旋風為溫帶區域內之移行性低壓。範圍甚大，以直徑言，約自五百公里至三千公里，平均約在二千公里左右。常隨大氣流移行，每小時平均速度，夏季約在三十公里左右，冬季在四十公里左右，最大達六十公里，最小時可停滯在一地不動。風速較在反旋風區域內為大，地面風速，每小時平均約在二十五公里左右。每月發生之次數，亦較反旋風為多，尤以冬季為甚，每月平均約八九個。等壓線構成之形式，種類甚多，通常為橢圓形，變態之等壓線，有複式中心（第二十八圖）及V字形（第二十九圖）等。V字形低壓區之長軸通過時，在天氣方面，常有劇烈之變化，為飛行人員所當注意。

圖八十二第
圖壓低心中式複



圖九十二第
圖壓低形字V



熱帶旋風產生於赤道無風帶(Doldrum)之邊緣,緯度約十度與二十度之間。以夏季爲最發達。等壓線構成之形式,頗近正圓。範圍較溫帶旋風爲小,以直徑言,約自二百公里至一千五百公里左右。每小時移行速度,約自十五至三十公里。地面風速,殆難強定一最大極限,已發現者,有達每小時二百公里左右之紀錄。去年(一九三七年)九月二日,香港曾經歷一次猛烈之熱帶旋風,氣象臺之風速計,於紀錄風速達每小時一百二十英里時摧毀,實際風速,恐尙不止此數,海面船

船及陸地建築爲風浪所摧毀者無算，威力之大，可以想見。在熱帶風暴之大風區域內，又常兼有大雨，惟猛烈旋風之中心部份，則每爲一無風無雨之悶熱區域，稱爲熱帶旋風之「眼」，是爲熱帶旋風與溫帶旋風性質上不同之點。

熱帶旋風之移行方向，在熱帶範圍內，沿高氣壓之邊緣，自東南向西北進行，迨進入溫帶範圍後，自西南向東北進行。因其內部風速已甚大，若其進行方向與

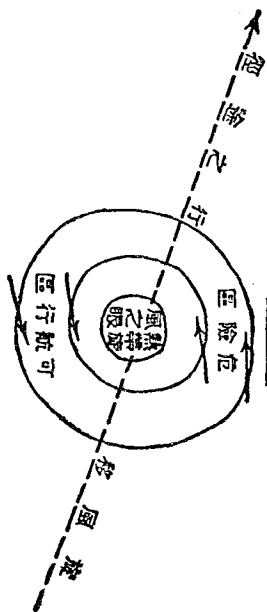


圖 十三 熱帶旋風

風向同，則風速與移行速度相加，此部風速將更大；反之，則風速較小，航海家稱此風速特大部份爲熱帶風暴之危險區，較小部份爲可航行區，船舶遭遇熱帶風暴時，咸依此原則爲趨避，在航空方面，以飛機本身速度甚大，此可不必拘拘也。

熱帶旋風在各地常有不同之土名，其較著者在西印度羣島 (West Indies) 及墨西哥灣 (Gulf of Mexico) 一帶，稱爲颶風 (Hurricane)，每年產生數量，平均約有五個。在墨西哥海岸一帶，亦稱颶風，每年產生數量，平均約有四個。在律濱羣島 (Philippine Islands) 稱爲巴爾奧 (Baguio)，菲律賓濱及中國沿海，通稱爲颶風 (Typhoon)，颶本爲中國舊名，英文之 Typhoon，乃由中名轉譯得來；每年產生數量，平均約有二十個。在印度洋，面稱爲旋風 (Cyclone)，因在此區域內無其他旋風，有則卽爲熱帶旋風，故以旋風爲熱帶旋風之代表；每年產生數量，平均約有十個左右。以上各處之熱帶旋風，名稱雖不同，性質則一，卽以通常熱帶旋風視之可也。

第六節 大氣團

自氣象報告資料增多，大氣界之情況，逐漸明瞭後，挪威 (Norway) 學者，應用流體力學 (Hydrodynamics) 原則，創設一種學說，謂大氣界之各種天氣變化，係各種性質不相同之大氣團運行衝激之結果，是為極面學說 (Polar Front Theory)。依此學說，益以近年在此學說方面逐漸獲得之新方法，以預測未來天氣，效力較前大增；又因此學說係用立體眼光，注意大氣界變化之故，在飛行方面，尤多助益，故現時航空方面之天氣預報，咸採用之。

大氣界之一部，以久停一地之故，具有與其地相一致之特性，是為大氣團 (Air Masses)。大氣團之範圍，必須甚大，否則易受日常情況變遷之影響，不足以顯示其特性，通常以縱橫五百公里，垂直五公里，為大氣團之最小限度，小於此數之氣團，不必另稱為一大氣團。至其所具之特性，自當依其發源地之狀況定奪，地面情況之迥不相同者，厥為寒帶與熱帶，而此二帶，又為產生大氣團之適當區域，

故大氣團之基本類別，即爲產生於寒帶區域之冷氣團，與熱帶區域之暖氣團。惟因欲兼示氣團性質之穩定與否起見，冷暖之劃分，不專在氣團本身之溫度，而以氣團本身溫度與地面溫度相較所得之高下爲斷。所謂冷氣團者，係指空氣之溫度較地面溫度低；暖氣團則較地面溫度高。其在穩定性方面之表現，暖氣團以較地面暖之故，受地面冷却作用之影響，有成層下降之趨勢，氣團內部，甚爲穩定，能見度不佳，霧及層雲頗發達，若流經一障礙物，則繞流而過之趨勢，較越流而過之趨勢爲多。冷氣團以較地面溫度低之故，受地面薰蒸之影響，殊不穩定，氣流粗暴，飛行其中，頗不舒適，惟能見度往往甚佳，雲多積雲，有時可擴展爲積雨雲，當此種氣團流經一障礙物時，越流而過之趨勢，較繞流而過之趨勢爲多。一言蔽之，冷暖二氣團之所表現，處處立於相反之地位。

來往中國境內之氣團，據著者研究之結果，可大別爲大陸冷氣團及海洋暖氣團二種，大陸冷氣團，發源於亞洲大陸高緯度地帶之西伯利亞 (Siberia) 境內，

採用就地命名方法，可稱爲極區西伯利亞氣團 (Polar Siberian Air Masses) 符號爲 P_s ；海洋暖氣團發源於熱帶區域之太平洋上，可稱爲熱帶太平洋氣團 (Tropical Pacific Air Masses) 符號爲 T_p 。其他如所謂熱帶大陸氣團 (Tropical Continental Air Masses) 在中國境內，恐不存在；極區太平洋氣團 (Polar Pacific Air Masses) 雖亦能侵及中國沿海，但其機會絕少，均可在不必注意之列。（詳情可參閱著者所作英文本「華北之氣團 (Air Masses of North China)」國立中央研究院氣象研究所出版。）

極區西伯利亞氣團，以在冬季爲最發達，性質極冷，濕度極小，爲全球各大陸已發現各氣團中最乾冷之一種，故極不易降雨，卽雲類、霜、霧等亦甚少。惟以其性質甚乾冷之故，南下後受較暖之地面影響，上下層溫度差別甚大，性質極不穩定；益以冬季南北氣壓差別甚大，來時常挾有大風，在地形不甚平坦之區域，近地面處，機械性亂流 (Mechanical Turbulence) 殊發達，飛行其中，宜甚感顛簸，不可

不加以注意。此氣團南下已久後，受較暖地面之影響過甚，逐漸喪失其原性，可稱爲變性極區西伯利亞氣團 (Transitional or Modified Polar Siberian Air Masses)，變性極區西伯利亞氣團中，以曾流經海面者爲最不穩定，能產生低級之對流性雲，如層積雲 (Strato-cumulus) 等；若已流經海面而復返歸高緯度，則其受變化之程度更深，變化層亦較通常變性極區西伯利亞氣團中所有者爲厚，可特稱爲返回西伯利亞氣團 (Returning Polar Siberian Air Masses)，符號爲 RPs，春季在華中及華北沿海地帶，往往能致雨。

熱帶太平洋氣團，以在盛夏爲最發達，自中國東南沿海，以至華中華北，咸在其可能活動之範圍內。以當時陸地溫度，尙較海洋爲高之故，此項氣團，自海洋登陸後，性質不甚穩定；又以其來自海洋而溫度甚高之故，所含水氣殊多，降雨時，量常甚充滯，爲我國夏季雨量之主要供給者。相對濕度在此項氣團中常甚大，因而所需上升以達凝結線，發生凝結作用之高度甚小，通常不過半公里左右，山頂雲

(Crest Clouds) 及地形雷雨 (Orographic Thunderstorm) 極易在山之向風方面發生，飛行者所宜注意。

以上各種氣團之蹤跡，在依新學理分析之中國天氣圖上，常能見到，飛行者倘依據上述各氣團之性質，可略推知各氣團內部之天氣情況，以及所宜注意事項。

第七節 氣團間之不整合面

大氣界中各氣團，以相互接近之故，在兩氣團間，常成立一不整合面，猶水與油同盛一器內，有一明顯之分界面然。此項不整合面，當挪威學者，開始引用流體力學原則，解釋天氣變化問題時，正歐洲戰事緊急，報紙上滿篇皆軍隊前鋒 (Front) 行動之記載，彼等又急切不易得一適當名詞，乃亦名之曰前鋒 (Front)。就其意義言，宜譯為衝面，即一氣團向前衝進之面也。衝面之範圍，必須甚大，因氣團本身之範圍即甚大。若範圍過小，則大氣界之日常變化，如一日中之溫度變化

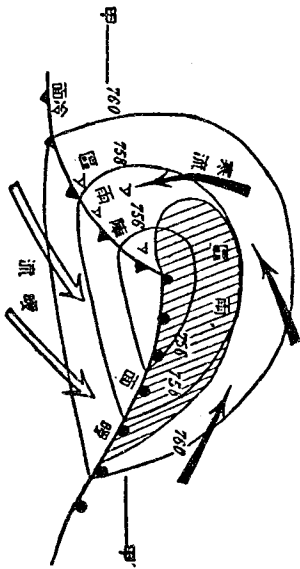
等，卽足以消散之，而無天氣變化方面之實際價值，通常不論之。其種類可分爲六：

(一)冷面 (Cold Fronts) (1) 暖面 (Warm Fronts) (11) 高空冷面 (Upper Cold Fronts) (四) 高空暖面 (Upper Warm Fronts) (五) 滯面 (Stationary Fronts) (六) 翳面 (Occluded Fronts)。

冷面與暖面 冷面爲冷氣團向前衝進之面；暖面爲暖氣團向前衝進之面。二者不特所屬之氣團不同，其構成之情況亦互異。暖氣團以性質輕之故，當其向前衝進時，常滑行於其前之冷氣團上，而漸漸升高，溫度漸漸下降，終於達露點而發生水氣凝結現象，最前之一部，因上升太高，溫度降低太甚，水氣量不豐，產生卷雲 (Cirrus)；其次爲卷層雲 (Cirro-Stratus)；高層雲 (Alto-Stratus)；最後爲雨雲 (Nimbus) 而降雨，故在暖面前常有一雨區。此兩性質和平而穩定，除能見度惡劣外，在飛行方面，無甚危險。冷氣團以重量大，前進速之故，常使其前之暖空氣不及退避而爲所舉起，急烈時暖空氣迅速上升，產生對流性之積雨雲 (Cumulo-Nim-

圖一十三第

圖面平域區風旋



圖二十三第

圖面均區垂直風旋



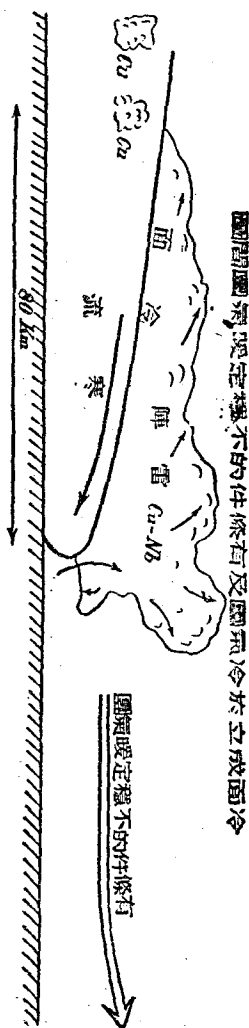
bus) 並有閃電現象。此項雷陣，性質常甚猛烈，足爲飛行之大礙。茲示在一發達完
成之風暴中，冷面及暖面附近通常天氣狀況如下：

衝面由氣團產生，且爲氣團行動之表現，故其一切情況，宜依氣團之性質爲
斷，上述冷面暖面附近之天氣，僅屬較普遍者，實不足以概括其餘也。氣團之性質，
依其穩定情況如何，可析爲三級：(一) 穩定；其組織爲較重之空氣在下，較輕者
在上，若有外力提舉之，則以重者在下之故，受地心吸力作用，外力一去，仍復下降，
非經水氣之凝結作用，有潛熱 (Latent Heat) 放出，永無自行上升之機會，故爲穩
定之空氣。其在垂直溫度差 (Lapse Rate) 方面之表現，爲每一百公尺，小於攝氏
一度。(二) 有條件的不穩定 (Conditional Instability)；氣團中之垂直溫度差若
小於每一百公尺減攝氏一度，而大於飽和空氣之絕熱變化率，即每上升一百公
尺，溫度低減攝氏 $0 \cdot 6$ 度，則此空氣在乾空氣時期爲穩定，若有力以提舉之，如
爲冷空氣強迫上升，或流達山坡而滑行上升，使達飽和狀態，而發生凝結作用，則

其溫度將較四周空氣之溫度爲高，能自行上升，成爲一不穩定之空氣，故稱有條件的不穩定。(三)對流性不穩定(Convection Instability)；此種氣團之組織，在垂直溫度差方面，與有條件的不穩定氣團相同；惟益以濕空氣層在下部，較乾之空氣層在上部耳。當下層濕空氣受外力作用，上升達露點，開始凝結後，上層較乾之空氣，尙未發生凝結現象，因而下層濕空氣之溫度，依飽和空氣之絕熱變化率下降，上層空氣，則依乾空氣之絕熱變化率下降，其結果下層空氣之溫度，將遠較上層空氣之溫度爲高，對流現象將隨之發生，故稱對流性不穩定。衝面成立在此三種氣團間，其情況亦各別，茲進而分述之如下：

冷面前之暖氣團，若爲有條件的不穩定，則當冷氣團以高速度衝入暖氣團之下部時，暖空氣急劇上升，其始令暖氣團發生凝結現象，自後暖氣團以有潛熱之供給，溫度增高，能自行上升，以完成大規模之對流，猛烈之雷雨，由是產生，其組織如下圖所示：

圖 三 十 三 第



反之，若冷面之前，為穩定之暖氣團，則當冷氣團衝入暖氣團之下部時，暖空氣雖被迫上升，仍時時有下降之勢，所成之雲，為頁狀之層雲 (Stratus) 類，如下圖所示。實際上當冷氣團向前衝進時，受地面磨擦作用，近地面空氣之流行速度，常較上層空氣為小，冷面之前部，成為懸崖之狀態，甚者上層冷面之位置，較在地面者突出至數公里之遠。有時在冷面前之亂流 (Turbulence)，可造成一甚長之棉條狀雲，通常稱為颶線雲 (Line-Squall Clouds)。颶線雲常在地面颶線之前，故此

雲出現，可為地面風向將有急劇轉變之預兆。

圖 四 十 三 第

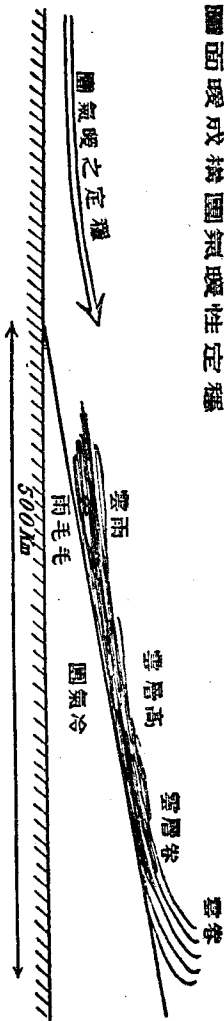


暖面之由暖氣團所具之性質不同而產生者，其情況亦互異。由穩定暖氣團所產生之暖面，當暖空氣在其前之冷氣團上滑進而進時，上升運動，僅為其滑前進中之一部，雖達飽和狀態，並經發生凝結作用時，仍無自行上升之能力，故所凝聚之水氣產物，雲為成層之雲，雨則為穩定性之毛毛雨 (Steady Mist or Drizzle)，乃通常暖面區域所有之現象也。

由對流性不穩定暖氣團所產生之暖面，因暖空氣發生凝結作用後為不穩

圖 五 十 三 第

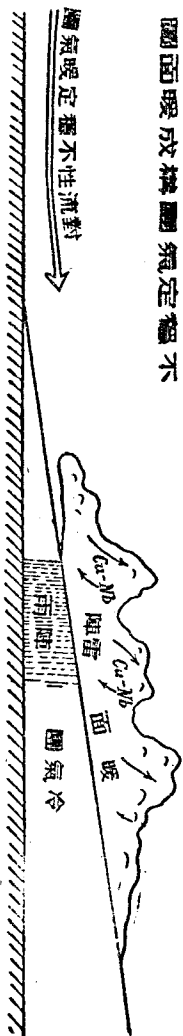
暖面暖成堆團氣暖性定穩



定，亦能構成雷陣，其情形與在冷面前之雷陣相似，惟因暖面與地面所成之坡度，不如冷面之大，暖氣流之前進，亦不如冷氣流之速，性質往往不如冷面前雷陣之

圖 六 十 三 第

暖面暖成堆團氣定穩不



嚴重。就產生之數量言，此項雷陣，實屬屢見不鮮，尤以在濕度大之熱帶氣團中爲最普遍，不可不注意。

高空冷面與高空暖面 高空冷面及高空暖面之性質，與通常冷面暖面，完全相同，惟下端不達地面耳。其所以不達地面之原因，最普遍者，爲地面停有一層穩定之冷空氣，當他處有一衝面系 (Frontal System) 移來時，卽在其上通過，成爲一種高懸於空中之衝面。高度之大小，視近地面冷氣層之厚薄而定，實際上往往達一二公里。其來往之蹤跡，在地面上所能觀測者，以氣壓之變化爲最可靠；其次爲雨狀；若近地面之冷氣層中，無雲翳之障礙，則尙可見到雲狀變遷之經過。至如通常衝面來往時之風向及溫度方面變遷，在此處完全缺略，故爲一種極不易認識之衝面。

滯面或不移動之衝面 衝面成立後，以各氣團不斷移行之故，常隨之移動。亦有不移動者，其成因不外下列二端：一爲衝面之位置，在兩股平行氣流之間，空

圖 七 十 三 第

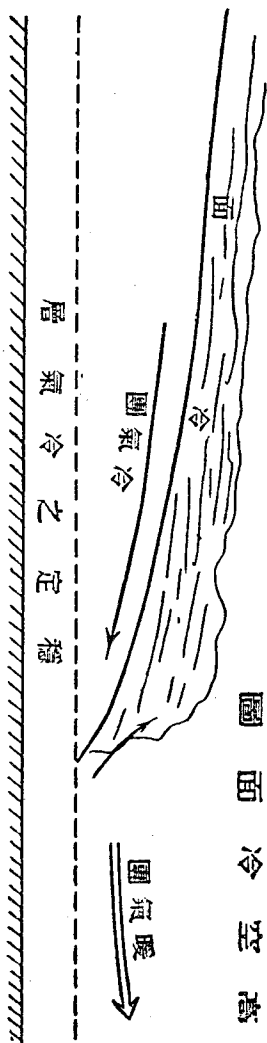


圖 面 冷 空 高

圖 八 十 三 第

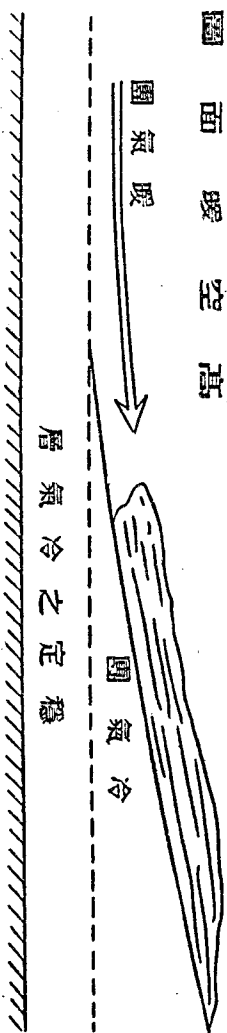
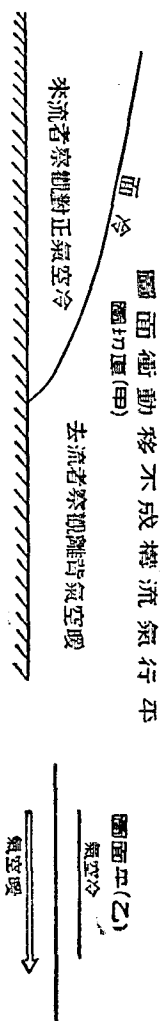


圖 面 暖 空 高

氣雖不斷流行，而因衝面與氣流亦成平行狀況之故，氣流對之無推進能力，遂常位留在一地，如第十九圖所示。

圖九十三第

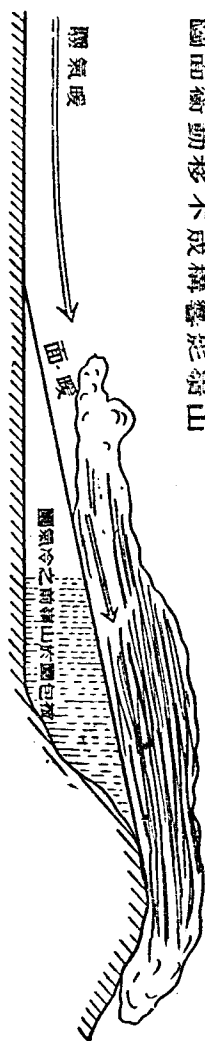


一為受山嶺之影響；當暖氣團衝入方面之山谷中，有一部穩定之冷氣團在彼停留，則暖氣團將無法排除此冷氣團外出，而即在此冷氣團上滑行而過，所構成之暖面，亦即始終不改變其位置，如第四十圖所示。

以上兩種不移動衝面，由山嶺影響所構成者，若向風之面為海洋，而暖氣團之性質，又為溫度甚高而濕度甚大，則當此項衝面構成時，常能發生一嚴重之雨

圖 十 四 第

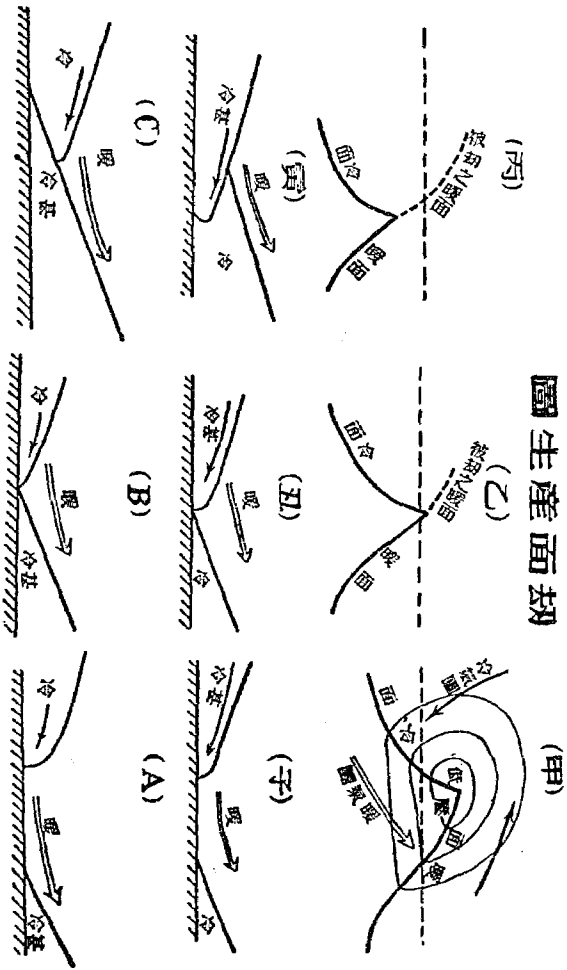
圖面衝動移不成構雲形山



區，蓋因其既能久停一地，而又有山嶺所助成之高峻暖面，使暖氣團迅速上升也。

規面 (Occluded Fronts) 者，氣團移行之結果，某種氣團，以移行速度較少，漸喪失其在地面之位置，最後則其在地面所占有之位置，全被移行較速之氣團奪去，致在地面無某氣團之蹤跡，而在高空成立一種衝面也。規面之產生，若由冷氣團規奪暖氣團位置所致，稱為冷規作用 (Cold Occlusion)；其被冷氣團奪去地面位置而懸於空中之暖面，稱為被規之暖面 (Occluded Warm Fronts)；反之，則稱暖規作用 (Warm Occlusion)，冷面則稱為被規之冷面 (Occluded Cold

氣旋生成面切



Front)。在大氣界中，冷氣團之移行，常較暖氣團爲速，故劫面之產生，以屬於暖面者爲多；冷氣團被暖氣團侵奪之事實，蓋屬絕無僅有而已。

劫面產生之步驟，可用上列圖解說明：第四十一圖中甲、乙、丙爲平面圖，子、丑、寅爲相對於甲、乙、丙之垂直切面圖。若在冷面前之冷氣團，更冷於構成冷面之氣團，則當產生劫面時，情形稍異，如第四十一圖中A、B、C所示。

被劫奪面區域之天氣情況，視劫奪作用之性質而定。若爲冷劫作用，則與冷面同；暖劫作用，則與暖面同，即以冷面與暖面附近之天氣情況視之可也。

第八節 衝面之移動

衝面爲構成天氣變化之骨幹，欲知未來天氣，宜先知衝面所進抵之位置，否則直等於猜測耳。衝面之位置，有三法可以推知：（一）從過去歷史推知；（二）從風速推知；（三）從氣壓變化推知。第一法係假定衝面之移行，無變速作用（Acceleration），則就過去若干小時內移行之速度，可推知未來若干小時內此衝

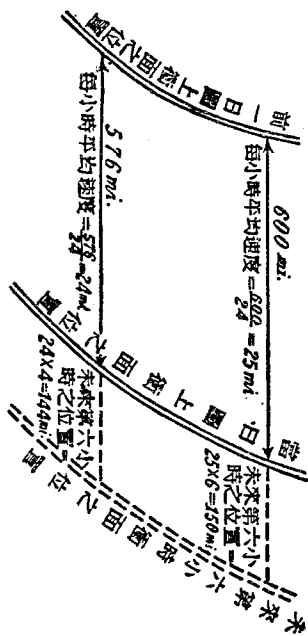
面宜進達之位置。實際上衝面移行之速度，時時變遷，在短時間內變化尚小，若歷史較長，則經變化後之速度，往往與原速度大相逕庭，故用此法推測衝面之位置，以在短時間及變速作用不大時爲相宜，所謂短時間，以不超過六小時爲度，若超過十二小時以上，則其効力已微矣。第二法係用氣壓坡度 (Pressure Gradient) 爲風速大小之依據，而以風速大小爲氣團移行速度之代表。氣壓爲氣象要素中最不易受地表情況影響者，故由此法推得未來衝面之位置，較第一法爲可靠。第三法亦以氣壓爲依據，而引用數學公式解決之，在三法中最爲精密而可靠，惟內容較繁，此處將略去之。

第一法之實際運用，係取當日及前一日天氣圖中所示衝面之位置，求得在過去若干時間內之行程，以所歷時間除之，即得在過去若干時間內之平均速度；依此速度，乘以所欲預知之時間單位，即可推知衝面之未來位置。如欲知未來第六小時之衝面位置，則以過去每小時之平均速度，以六乘之，即得未來第六小時

之衝面位置。整個衝面在各點移行之速度，常不一致，故於引用此法時，宜多採取若干據點，如第二十八圖所示。若能將各據點之未來位置，完全推知，則不特衝面之未來位置可知，其轉變之方向，亦可推知矣。

圖 二 十 四 第

圖 置 位 未 來 之 面 衝 測 性 史 歷 去 過 由



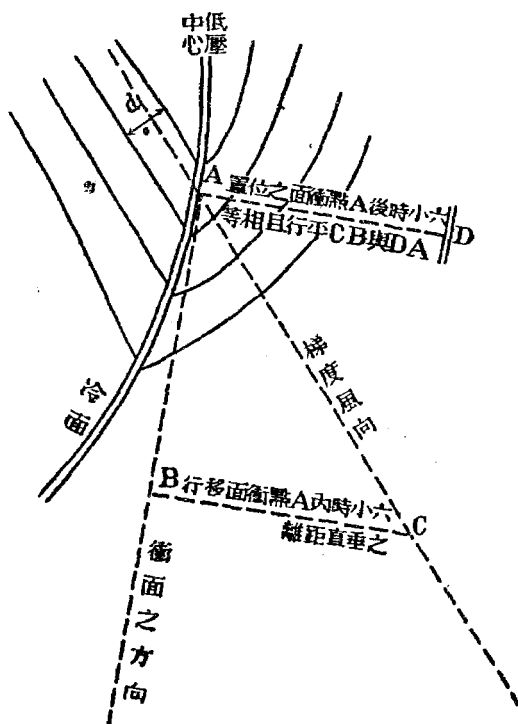
(向轉針時正成係 $\frac{1}{2}$ 轉之方向方面衝中圖此)

第二法之實際運用，係以梯度風之方向為氣團運行之方向，以梯度風之速

度爲氣團運行之速度；蓋氣團之厚度甚大，除近地面五百公尺厚度之氣層，受地面磨擦作用外，其餘自當以梯度風之行動爲標準也。梯度風之速度，可由氣壓梯度求得，方向則與等壓線平行。故於運用此法之前，須先求氣壓梯度，以定梯度風速；再由梯度風速，以推斷氣團運行之速度。因衝面在天氣圖上所表示之蹤跡，常爲一弧線，故於選擇衝面之一基點，以推斷此基點經歷若干時間後宜進達何地時，須作一切線，通過此基點，以示衝面排列之方向；然後由此基點，依據所求得之梯度風速，乘以所歷之未來時間單位，沿此基點所在之兩旁等壓線方向引伸之，即得此基點移行之位置；由此基點所宜進達之位置，作一與基點切線成垂直之線，此線之長度，即衝面向前推進之距離；以此距離，依同一方向，移置於基點上，即得此一部份衝面之未來位置。在此法中，衝面之位置，所以不直接用梯度風速決定，而須轉折以求者，因衝面不爲一直線，而又不與等壓線成直角相交之故。此項轉折，純粹爲簡單三角原則之應用，稍諦視之，即可了然矣。茲再以圖明此法之實

際運用如下：

第四十三圖
由梯度風度推斷衝面
之未來位置圖



若能在衝面上多採取幾個基點，而一一求得其經歷若干時間後之新位置，則整個衝面之新位置，即可決定，可靠之天氣預報，不難獲得矣。

第七章 雷陣

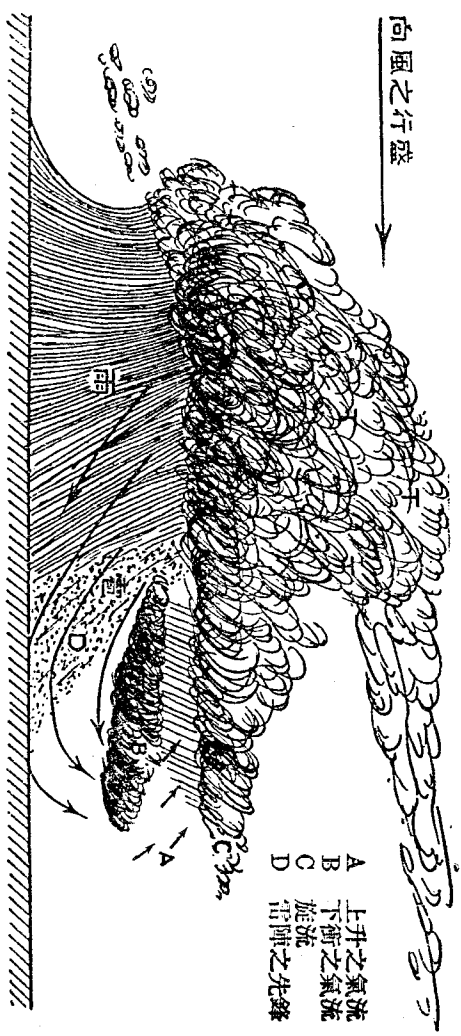
第一節 雷陣之種類

構成雷陣之主要原因，不外空氣有上下流動，惟因產生此項流動方法有不同之故，大氣界之雷陣，又可分下列三種：(一)熱雷陣 (Heat Thunderstorm) (二)力雷陣 (Mechanical Thunderstorm) (三)掩行雷陣 (Overrunning Thunderstorm)。此外雖尚可析出若干種雷陣，但其構成之基本方法，要不出乎上述三項，故略之。

熱雷陣由於近地面層空氣之溫度過高，發生對流作用時所成。故就地域言，以熱帶為最發達；就時期言，以夏季午後為多。當日光強烈之時，地表溫度，首先增高，與地面相接觸之下層空氣溫度，亦隨之增高，若上下層溫度差別，超過絕熱變化率時，則在下層之空氣，以溫度高，體質輕之故而上升，迨升達凝結線以後，因有水氣凝結時所放出潛熱之供給，而溫度愈高，上升愈急，在此上升運動中所凝結

之水滴，以上升速度不均而忽降忽升，降時以空氣有抵抗力之故，一大水滴可分散為數個小水滴，上升時又可由數個小水滴凝聚為一個大水滴，如此聚散不已，

圖四十四第 圖繼組部內陣雷熱



- A 上升之氣流
- B 下降之氣流
- C 旋流
- D 雷陣之先鋒

電乃隨之發生，以完成雷陣之現象。其內部組織情況最普遍者，如上圖所示。

熱雷陣之產生，既以熱力爲主要原因，故其存在之高度，可用溫度之分佈表示，下列第四十五圖，卽其例也。此圖中未凝結前上升空氣之溫度，係用絕熱變化率推知，達凝結線後，則用第一表所示之飽和空氣絕熱變化率推知。由所示之圖，可見此雷陣之高度，不能超過八千公尺，八千公尺以上之空氣，不但無上升能力，且有下沉之趨勢，雷陣當止於此矣。

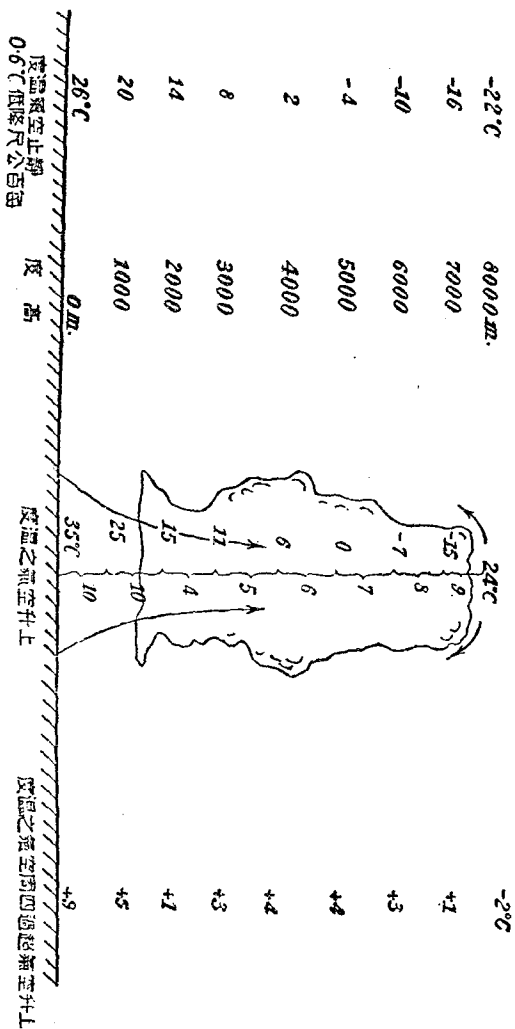
熱雷陣之起訖時間，通常不逾四五小時，益以其本身不斷移行之故，在一地經過之時間，約一二小時而已。範圍不大，直徑通常在一二百公里左右。全區成長圓形，平行於其進行方向之軸，較大於垂直於其進行方向之軸，凡三四倍。前進方向，大率與其所在地之上層風向相合。速度亦與上層風速有關，在溫帶範圍內，通常約爲每小時四十至六十公里。

雷陣與他種天氣根本上不相同之現象有三，尤以熱雷陣爲最顯著，此三種

特別現象：(一)下衝之烈風 (Squall Winds) (二)冰雹 (Hail Stone) (三)

圖 五 十 四 第

圖 佈 分 度 溫 部 內 陣 雷



雷電 (Thunder and Lightning) 皆由於雷陣內部之組織，與他種天氣不同而起。下衝之烈風，發生於上升氣流之後，自雲底向地面衝出，速度平均自每小時三十至八十公里。達地面時為極不穩定之陣風，溫度遠較上升之氣流為低，此蓋為上層空氣之降達地面者。至其溫度特低之原因，恐與下降時蒸發一部分雨水有關。電為空氣有強烈對流時之產物，其大小即對流強弱之代表。依理論言，電之大小與對流速度，宜如下表所示：

第八表 電與對流之關係表

電之直徑	必須有之對流速度	附	註
最小之電 2.5 cm	40 km/hr.	最普通	
7.5	190	普通	
10.0	320	間或有之	
13.5	400	曾在美國得克塞 (Texas) 省發現 曾於 1928 年六月七日在美國奈勃拉斯加 (Nebraska) 省 之保脫 (Potter) 地方發現重凡一磅半	

由上表可知在雷陣內部，倘有電下降，其對流情況，必已驚人，大者不論，即以最小之電而言，其對流速度，已足使飛機顛簸不堪，故有雷陣而又降電之時，以不飛行或繞避爲原則。

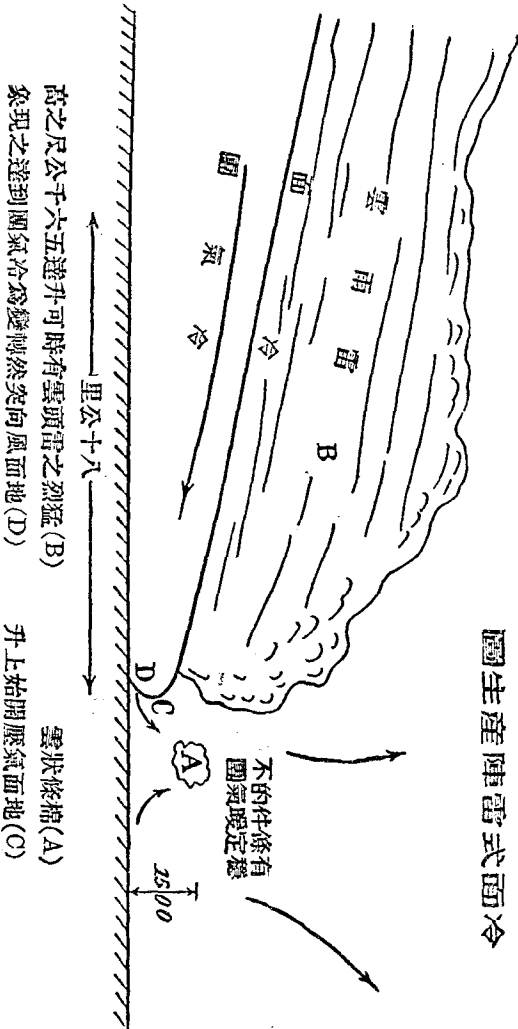
閃電在雷陣中所表現，令我人推想及電位之高，常爲之咋舌，就普通情況言，約在一萬萬伏爾特 (Volts) 左右。雷聲爲閃電發生時空氣爲其激動所起之波，由其聲音之大，亦可推知雷陣中電力之強，而空氣激盪之可畏。

力雷陣一稱冷面式雷陣 (Cold Front Thunderstorm)。其構成必先藉外力，使空氣上升，乃能發生凝結作用，與熱雷陣之藉高溫使空氣上升，以完成凝結作用者不同。所謂外力，又以冷面之提升作用爲多，故有上述二名稱。大氣界中之氣團，若其性質爲有條件的不穩定 (Conditionally Unstable)，則當在乾空氣時期，固屬穩定，若有外力以提舉之，使達凝結線，則因凝結發生後有潛熱可利用，溫度不易降低，其結果將較其四周空氣之溫度爲高，而變爲自由對流 (Free Convec-

(ion), 雖失却外力, 亦能自由上升, 大氣界中溫度不過高之雷陣, 卽以此道產生。性質往往甚猛烈。出現及歷時長短無一定。範圍常較熱雷陣爲大, 有沿冷面排列, 綿

圖六十四 第

冷面式雷陣產生圖



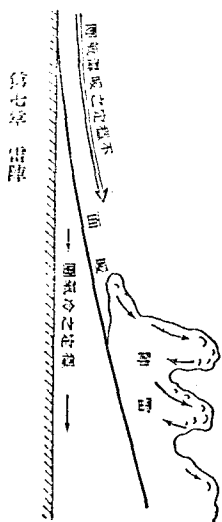
互至數百公里者，惟其伸展至冷面後方之距離，通常不逾八千公里，是蓋為冷面坡度所限也。

掩行雷陣之產生，由於近地面，有一層穩定之冷空氣，不穩定之暖濕空氣，或自動滑行其上（第四十七圖甲），或被迫上升（第四十七圖乙）所致。依衝面之立場言，前者可稱為暖面式雷陣（Warm Front Type Thunderstorm）；後者可稱為高空冷面式雷陣（Upper Cold Front Type Thunderstorm）；二者之性質，雖

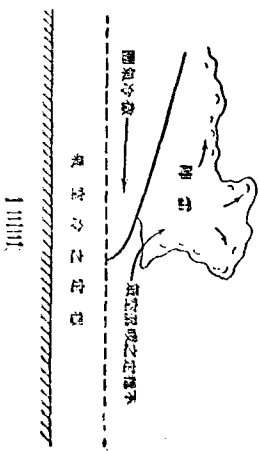
圖七十四第

圖 陣雷行掩

地前暖面式雷陣(甲)



地上空被面式雷陣(乙)



尚稍有不同，但在雷陣之下部，咸有一層平穩之空氣，可資飛行，是爲掩行雷陣之特點。

雷陣之種類，尙可以氣團極面及地形爲原則劃分。凡雷陣之在氣團內部者，稱爲氣團的雷陣 (Air Mass Thunderstorm)；在衝面區域者，稱爲衝面的雷陣 (Frontal Thunderstorm)；在特種地形區域者，稱爲地形的雷陣 (Orographic Thunderstorm)。若與上述分類法比較，則熱雷陣可歸納於氣團的雷陣內；力雷陣及掩行雷陣，均可歸納於衝面的雷陣內；惟地形的雷陣爲另一種類。其成因由於不穩定之暖濕氣團，進達一山嶺時，爲山嶺所阻，轉而上升所致，故其範圍僅限於山嶺附近，倘飛行人員能熟悉並能知氣流之向背，則在航行方面，可無重大關係。

第二節 雷陣與航空

雷陣所能施於飛機之主要危險，共有三項：(一)急劇之風向轉變；(二)猛烈之下衝氣流；(三)冰雹，而閃電尙不與焉。三者所能施之危險程度，至無一

定，有各項均甚猛烈者，有僅略具形式而已，有出現其一二，而略去其餘者，完全依各個雷陣之實際情形爲斷。故於預測雷陣所能施於飛機之危險時，宜多注意於各個雷陣之實際強度，而不必拘泥於雷陣可能發生危險之理論。

雷陣中急劇之風向轉變，往往能於數分鐘內完成。在風向未轉變前，風速甚小，既轉變後，突然增大，前後風速之差，有達每小時七八十公里以上者。此項風速方面突然變遷，倘航空方面人員，不能事前推知，則停留在飛行場之飛機，能於猝不及防之間，爲風吹起（參閱飛行章中起飛前奔馳距離與風速之關係圖），致與他物相擊撞或跌毀（本年四月重慶機場曾發生此類故事，毀壞飛機數架，損失云達數十萬元）；在空中之飛機，輕則飽受顛簸，重則以不及撥轉機件，或機件失却控制之故，而演成重大之慘劇。依通常原則言，在雷陣之風向劇變區域內，無論雷陣之性質奚若，祇須爲一發達完成之雷陣，飛行人員，務必以小心應付，或設法繞避爲是，蓋其可能起之危險程度，往往有非我人想像所及也。

雷陣中下衝氣流之位置，常緊接在風向轉變線之後，乾燥地方之雷陣，有時可見其前有一塵灰飛揚區域，是卽下衝氣流到達地面之徵象。此項氣流，飛機遇之，頗爲危險，蓋當此氣流之前，常爲一上升氣流，飛機之頭部，不得不力向下沉，一遇此下衝之氣流，每易使此飛機頭部，不克上舉，而有直衝至地面之危險；又在此下衝氣流中，亂流常甚猛烈，風速則忽大忽小無定，凡此種種，皆足使飛機失却控制，而演成嚴重之慘劇。據飛行師之報告，曾有若干飛機，飛近雷陣區域，遇此氣流後，自離地約三千五百公尺處直降至一千公尺左右，是可以見下衝氣流之猛烈矣。

雹爲空氣有強烈對流之產物。由雹之大小，以推測對流之強弱，其結果已述於前。此項強烈對流，不特飛機陷入其中，有顛覆之虞，卽雹之本身，以其堅硬如石之質料，迅捷如槍彈之下降速度，倘體積稍大，亦足令飛機蒙受重大損傷。在美國堪塞斯 (Kansas) 省之福脫列萊 (Fort Riley) 市，曾有道格拉斯 (Douglas) 式

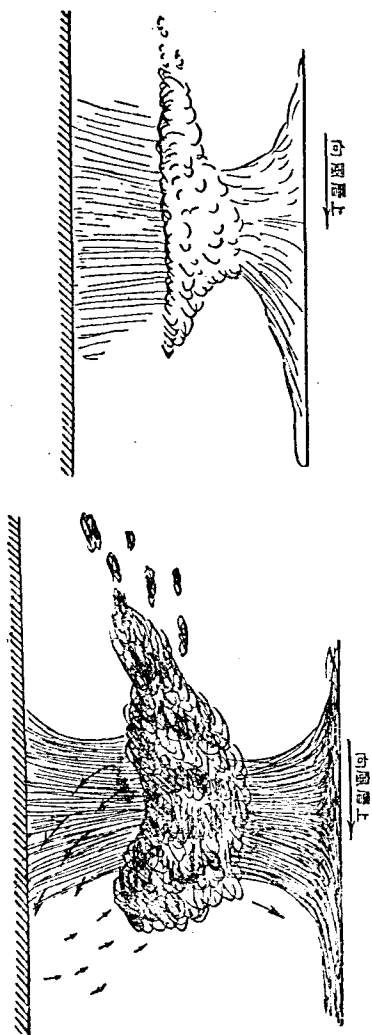
大商用飛機六架，於不足五分鐘內，表皮爲電擊毀；又在美之達拉斯 (Dallas) 市，於一九二六年七月，有一保險公司，以所保汽車之車頂，全爲電擊碎，幾至破產。以上二則，均可見電所能爲毀損力之大，而在一雷陣中，電之有無，以及其體積之大小，又極難預測，故電實爲雷陣中一至堪憂慮之副產物也。爲略減少電之擊毀力起見，當飛機遇電之時，宜儘量減低飛行速度，如此則電與飛機所起之衝撞力 (Force of Impact) 減少，而可不致演成大患。

雷陣中閃電所起之擊毀力，以其電位之高，幾於無堅不摧，所幸閃電所經之路徑不長大，飛機絕少有機會直接遇之。近年飛機之構造，多爲全金屬質，人在飛機中，與坐在金屬絲製之籠中無異，閃電即觸在飛機上，亦將繞飛機而過，不致爲人害。在美國曾有飛機師多人，在飛行時遇閃電，所經歷之情景，與此理論相合，故閃電在雷陣中，咸認爲一最無關緊要之項目。依據雷陣內部之組織情況，得一飛行原則：若飛機駕駛員必欲穿行雷陣區域而過時，宜在雷陣下方飛行。倘無地形

之障礙時，則以愈低飛爲愈佳。雷雨雲之中部，常爲對流及亂流最發達區域，不可冒險嘗試！至如在雷陣上飛過一法，理論方面，雖甚得當，實際上則大規模之雷陣，其頂部高度，往往離地達五六千公尺以上，爬行所須之距離，以及燃料機油等之消耗，均足成爲實施時之問題，不可不先加以考慮。

圖 八 十 四 第

陣雷狀砧之薄較(甲) 陣雷狀砧 陣雷狀砧之厚較(乙)



熱雷陣中有頂平如削者，係在雷陣之上，有一較暖氣層所致。此種雷陣，不特性較平和，且易在其上穿過，若飛機之位置，能略較雲高出若干公尺，即可得一甚愉快之飛行。

關於飛越雷陣問題，尙有一通常原則，即在水區之雷陣，較易越過，陸區之雷陣，高度往往甚大，可勿輕於嘗試。

飛行員若已飛入雷陣區域，且已發現陣雨，其應採取之方針，宜在兩陣雨區之中間飛行；並宜注視陣雨，以緊隨在前一陣雨之後，勿遮在後一陣雨之前爲原則。至於陣雨飄來之方向，則可自雨線與雲底所構成之傾角，或雲塊開裂處雲頂之傾向推知。就一般情形言，陣雨中雨點之飄向，卽爲陣雨區進行之方向，如此則陣雨區之前後位置，可以決定。若陣雨適自飛行路線之正面襲來，飛行員宜選擇兩旁較光亮區域，以所達之地點爲中心，取十公里左右之距離爲半徑，繞飛以避之。此項措置之原理，基於陣雨區域之面積，往往不大，經繞飛後，卽可脫離雨區也。

第三節 龍捲風龍吸水及卷沙風

雷陣中常有其他小組織，龍捲風 (Tornado) 及龍吸水 (Waterspout) 其最普遍者也。龍捲風之產生，以在力雷陣中爲多，常沿 U 字形低壓區之長軸排列，隨雷陣以俱進。其產生之步驟，先在雷雨雲之底部，出現一蛇頭形黑物，自此逐漸向下伸展，直至地面爲止，遠望之宛如一懸掛之大蛇，俗稱爲掛龍。以此實則其內部爲一旋轉甚烈之氣柱，轉向與旋風同，卽在北半球者與時針轉向相反，南半球相同。以旋轉甚烈之故，內部氣壓甚低，雖無人能在其中實際觀測，但由各種事實間接推知，堪信其中風速之大與氣壓之低，有非我人想像所及。過去記錄中曾有高達六十尺之巨松，爲此風拔起，飛舞空中，如一稻梗然，至於其他毀屋拔樹之事，更屬例不勝舉。美國境內，因此項風災而喪失生命者，年達二三百人，飛機遇之，自屬毫無支持能力矣。所幸其範圍不大，以直徑言，到達地面部份，約自十五公尺至二千公尺左右，平均約自一百五十公尺至三百公尺左右。移行之速率，每小時約自

四十至六十公里。歷程約自三十公尺至五百公里，平均則在四十公里左右。以其移行之速而歷程之短，故其在一地經歷之時間，通常不足一小時，爲禍尙不甚烈耳。

龍捲風雖產生於力雷陣中，但其出現之時間，仍以午後爲多，蓋此風實爲由於大氣界之對流作用而生，故仍有藉於對流之相助也。據統計所得，大部龍捲風出現之時間，約在午後三至六時左右。我人目見之黑蛇狀物，係屬濃厚之對流性雲，其近地面部份，有時雜入自地面吸起之灰塵，故色澤愈濃。若移行至海洋面上，則吸取海面之水，以構成下部之柱狀，龍吸水之得名以此，實則一也。但亦有例外者，其發展程序，係自下而上，旋轉無定向，則近於卷沙風（Dust Whirls）矣。龍吸水在熱帶區域爲多，但在溫帶境內各有水區域，亦能見之。內部組織，除下部水花及上部濃雲外，無固體之水。社會上炮火能消滅龍吸水之說，實不可置信。

卷沙風係指範圍甚小，挾有沙塵之旋風。其來源與龍捲風不同，當一部份之

地面，溫度增高，與相接觸之空氣，因熱而發生上升運動，鄰近之空氣，流入以補充之，遂完成一小規模之旋流。直徑在數公尺左右，燥熱過甚之沙漠區域，雖間有規模宏大，風速堪與龍捲風相比擬者，但其性質實與龍捲風有別。龍捲風之發展，係自上向下，氣流旋轉方向，與時針轉向相反；卷沙風發生於天氣晴熱之時，產生步驟，自地面向上，氣流轉向無定，是爲二者根本上不同之點。在航空方面，此種小規模旋風，可云毫無關係，惟當此種風出現時，近地面空氣層中，垂直溫度差別必甚大，飛機宜高飛，否則將不免感受顛簸耳。

第八章 雲

第一節 雲之成因及組織

含有水氣之空氣，以溫度低降之故，相對濕度增加，終於達露點而發生凝結。凝結後之產物，若虛懸於高空，即成所謂雲。雲之基本成因，如此而已。

氣溫之下降，其原因有種種，主要者凡三：（一）空氣有上升運動；動力之來源，或緣上升之空氣，較其四周空氣之溫度為高；或緣空氣沿坡面上升；或緣較暖之空氣，為他處流來之冷空氣所舉起；其結果皆足使空氣依絕熱變化率降低其溫度。（二）與冷空氣混合；此項方法，雖可使原有空氣之溫度降低甚多，但必寒暖兩種空氣之濕度，均近於飽和，始足發生凝結現象。（三）由於空氣之放散熱力；此項作用，因空氣不善吸熱，亦不善放熱之故，所起之溫度變化不大。以上三種氣溫低降原因，二三兩項，遠不若第一項之重要。至如高度不變，氣壓低降，以及擴

散(Diffusion)傳導(Conduction)等減溫作用，則更自鄙以下，不足數矣。故論雲之成因，實不能脫離空氣有上升運動；反之，則若雲已出現，雲區空氣之有上下流動，亦可推想而知。空氣之上升運動，有急劇，有和緩，雲狀亦隨之有積疊，成層之不同。已見雲狀，即可由雲狀推知空氣上升作用之強弱，雲對於航空所顯示之基本意義在此。

雲之組織，依溫度之高低，分爲液體水與固體水兩種。高級雲類，以高度大，溫度低之故，其組織爲水針。低級雲類，則爲無數小水滴所組成。水滴之直徑，約自 0.006 至 0.025 公厘(mm)，與霧滴之大小相似。在天爲雲，在地爲霧，二者同源，即指此等低級雲而言。

第二節 雲之種類

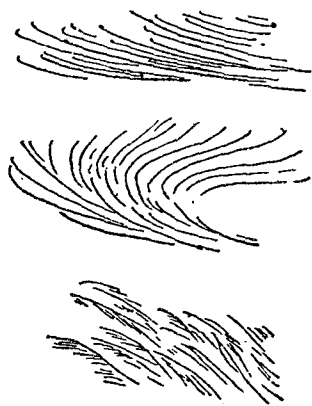
雲之種類，通常以狀態劃分，最初共爲四類，咸以拉丁(Latin)文命名：

(1) 卷雲(Cirrus Ci) 色白，成纖維狀；出現時如鳥羽，或如羊毛，或如束髮；

爲尋常所見各種雲中之最高者。

(二)積雲(Cumulus Cu) 底平，頂部隆起，成樹菌狀，或如繡球花狀。厚度甚大，當其浮於天空時，望之如累累之羊毛包，或棉花包然。色澤與太陽之位置有關，對日之面現白色，背日時，邊緣有閃爍之白光，中心部份則爲黑色。

第十四圖
卷雲



第十五圖
積雲



(三)層雲(Stratus St) 呈頁狀，內部組織一致；色灰黑，高度在尋常所見各

種雲中爲最小。

(四) 雨雲(Nimb^{us} Nb) 濃厚；色黑；邊緣破碎無定形，亦無定常高度；雨、雪、冰雹，卽由此種雲產生，故有雨雲之稱。又以其組織雜亂無定形，亦稱亂雲。

自此四種雲之分類法成立後，雲之名稱，續有增加，最後確定爲十三種，除上述四種雲外，其餘九種：

(一) 卷層雲(Cirro-Stratus Ci-Sl) 色白；成絹幕狀；有時因其過薄，幾不覺有此種雲之存在，惟見天色作牛乳白而已。暈及日珥，由此雲構成，故若天空有暈珥現象，卽爲此雲存在之證。

(二) 卷積雲(Cirro-Cumulus Ci-Cu) 由無數小白雲片組成，如魚鱗之排列然，故當此雲出現時，有魚鱗天之稱。古語云，「魚鱗天，不雨也風顛。」飛機若升至魚鱗雲區域，必將遭受顛簸無疑。惟其與未來天氣之關係，尙須視過去歷史，及大氣界其他要素之情況如何爲斷。

(11) 高層雲(Alto-Stratus A-St) 較卷層雲爲厚；色灰白，或灰暗，如布帳之籠罩天空。日月爲其所掩蔽，光芒盡去，如有毛玻璃遮蓋然。有時在日月四周，構成華(Corona)之現象，故信其內部組織爲透明之小水滴。

(四) 高積雲(Alto-Cumulus A-Cu) 與卷積雲相似，惟各個雲片較卷積雲之雲片爲大而厚，故有綿羊羣或老鯉斑之稱。色澤在向日之面白色，背日之面灰黑色。太陽光爲其所阻時，在地上有影。自其空隙中可見青天。

(五) 層積雲(Strato-Cumulus St-Cu) 形態在層雲與積雲之間，卽非純粹頁狀之雲，亦不成羊毛色或棉花色狀，而由多數濃厚之雲塊，連成行列，在雲隙中往往可見上部之青天。色灰黑，厚度大時呈黑色。

(六) 積雨雲(Cumulo-Nimbus Cu-Nb) 亦稱雷雨雲，雷陣卽由其構成。厚度極大，屹立如山岳。底平，頂部隆起，有時其上現披髮狀雲，稱爲假卷雲(False-Cirrus)，係對流之極限，與真卷雲有別。色澤在中部及底部濃黑，驟雨，冰雹，常自此

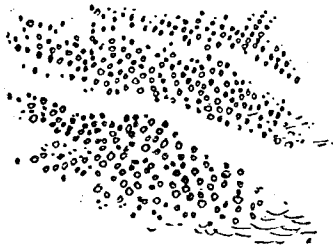
下降；向上漸淡，至成爲假卷雲時，色澤往往與眞者無甚差別。

(七)碎積雲(Fracto-Cumulus Fr-Cu) 形態與積雲相似，惟邊緣不整齊

耳。至其不整齊之原因，或緣大風；或緣空中溫度增高，而自邊緣逐漸向內進行蒸發所致；倘一留心當時天氣狀況，其原因即可了然。

圖一十五第

雲積卷



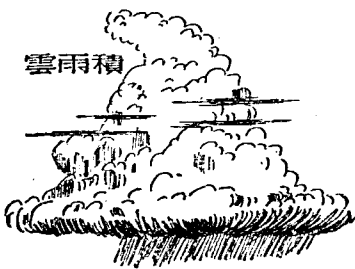
圖二十五第

雲積高

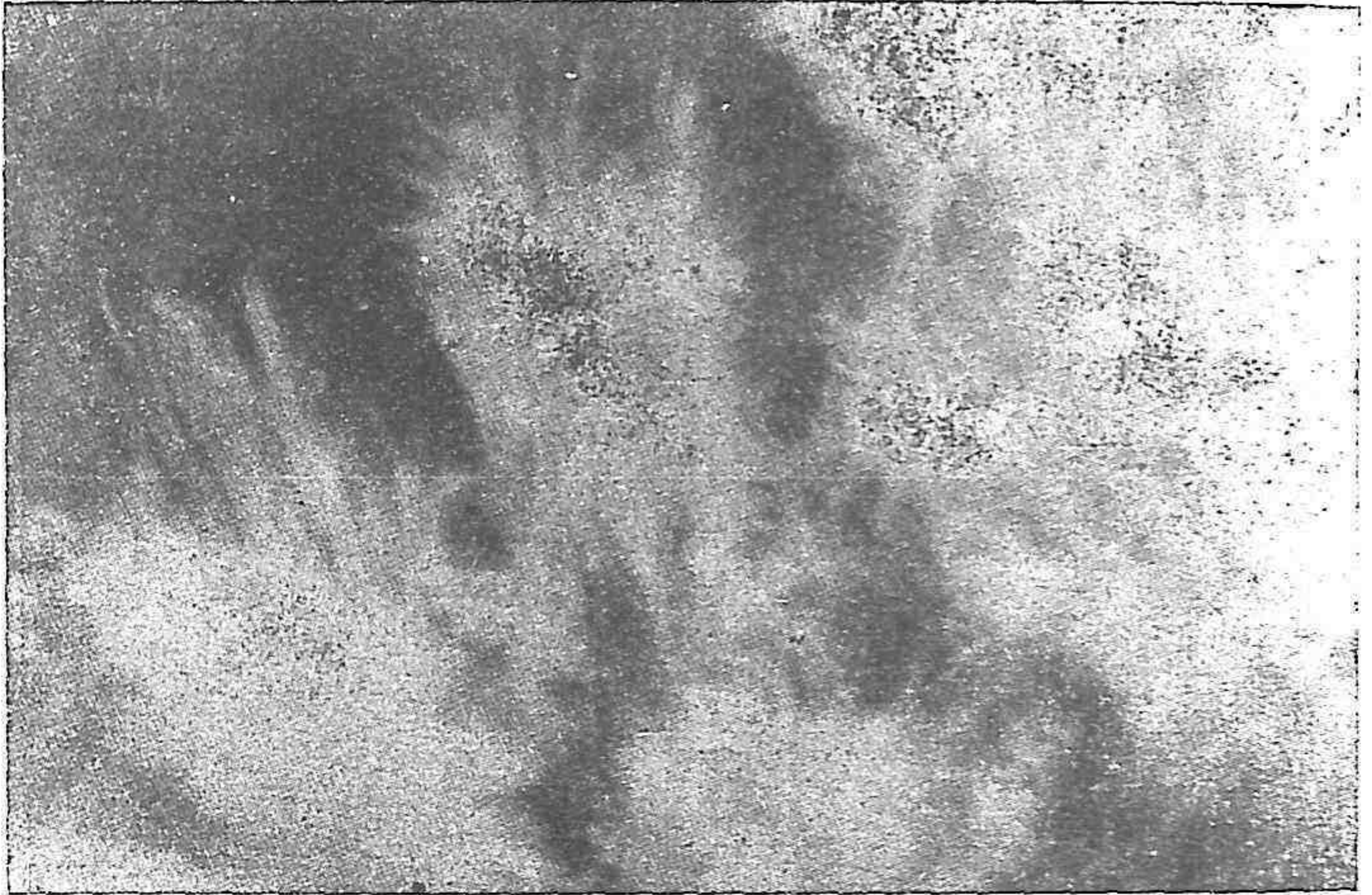


圖三十五第

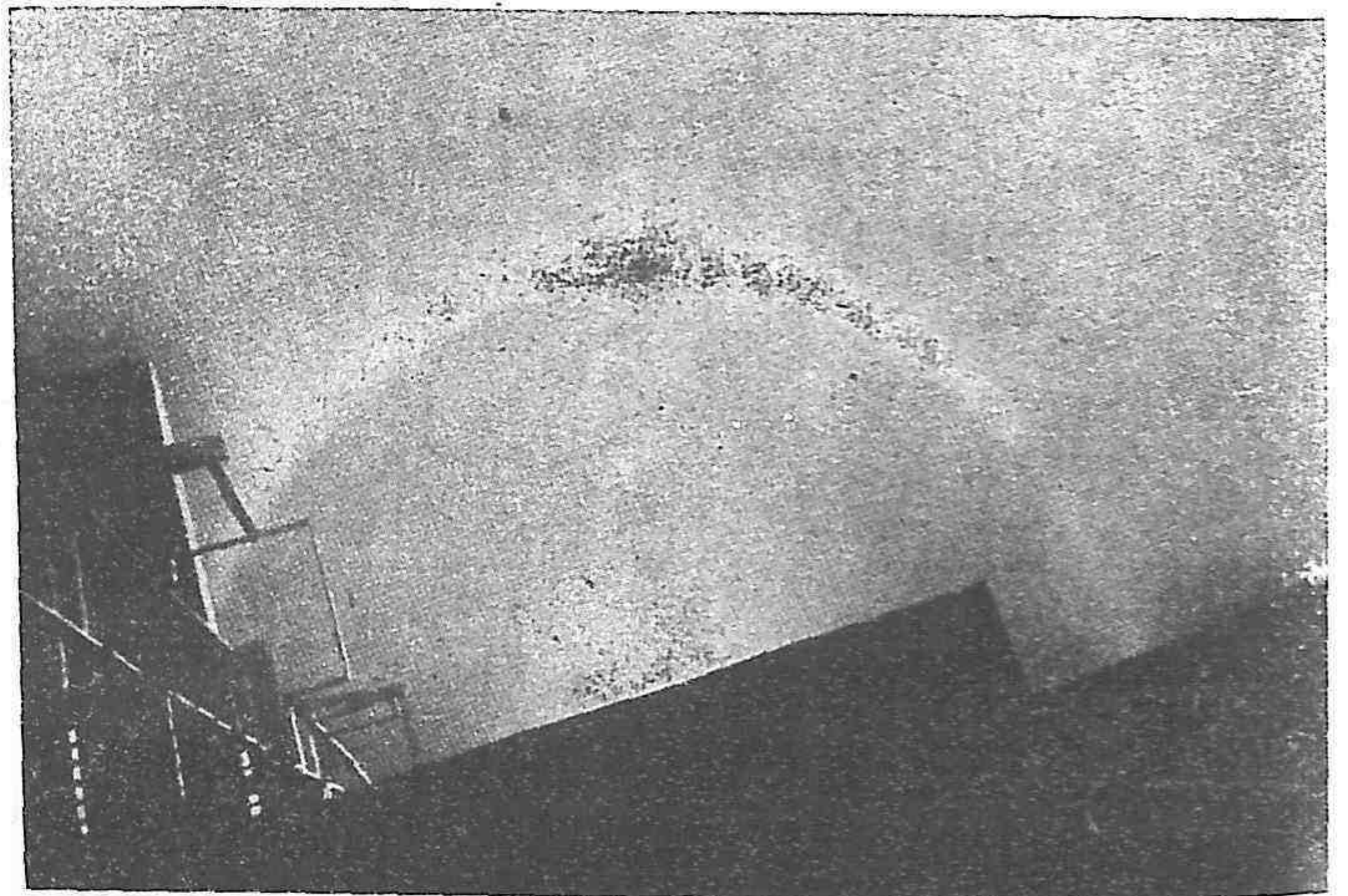
雲雨積



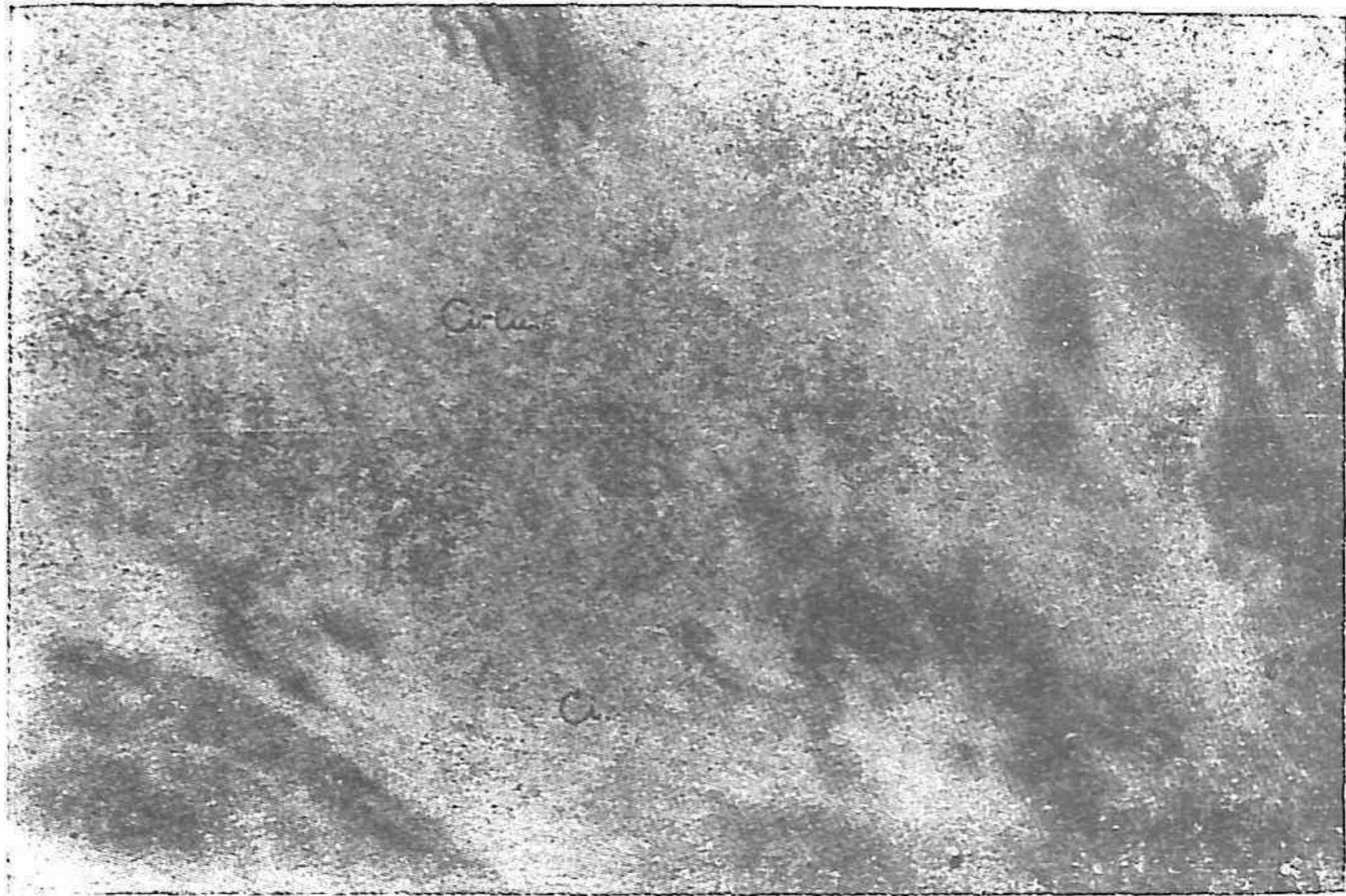
雲卷 一片照



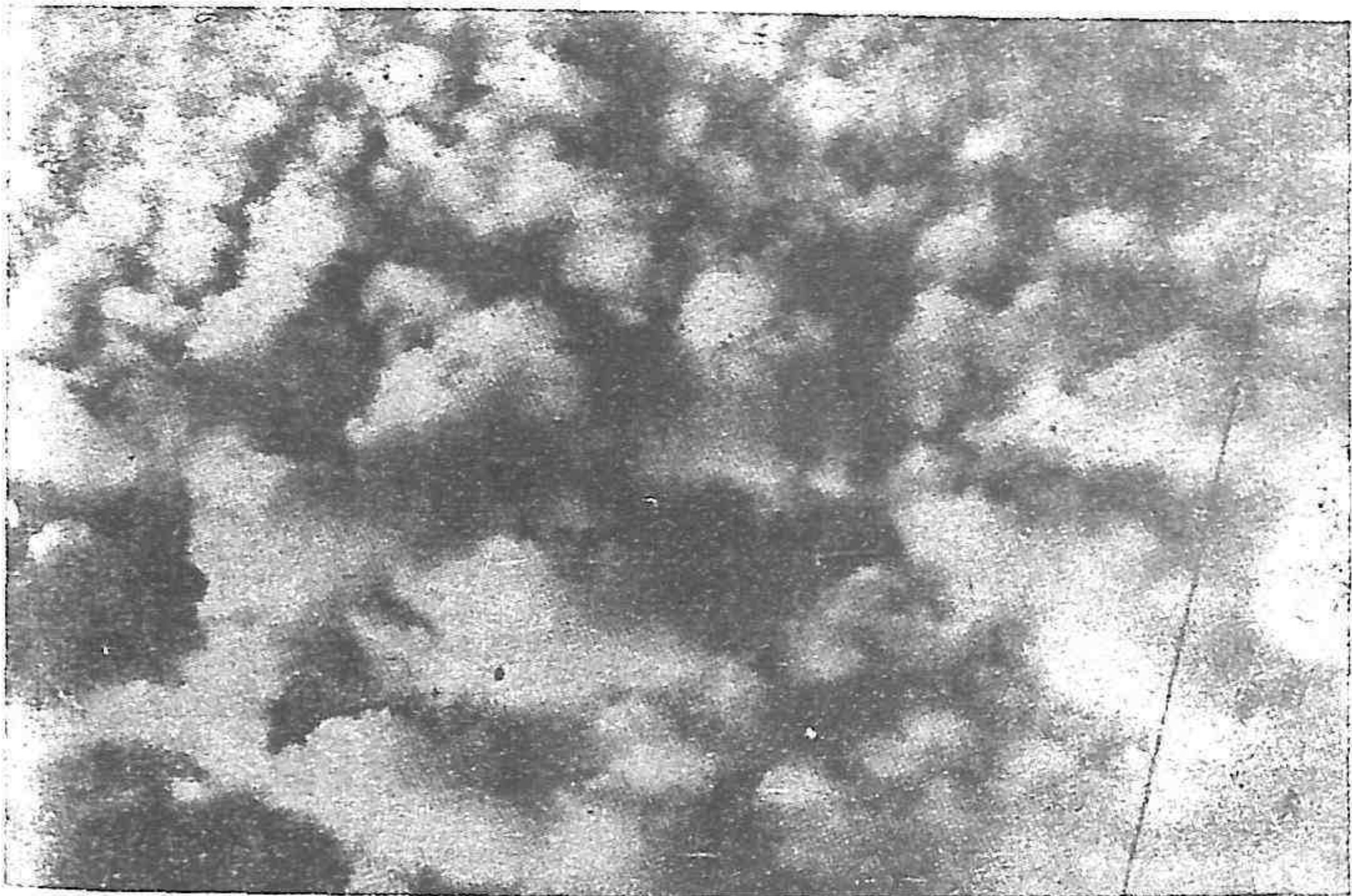
暈及雲層卷 二片照



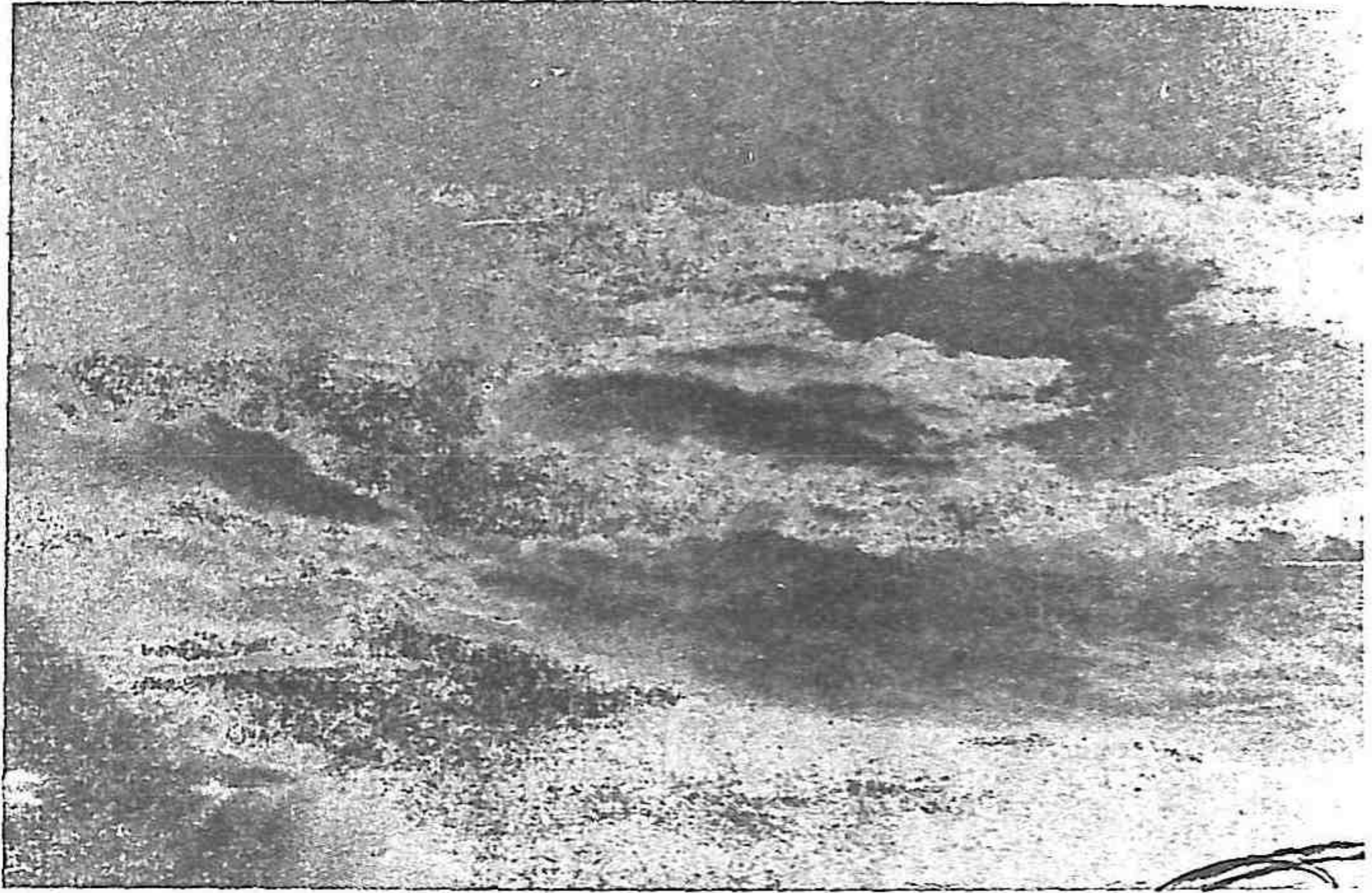
雲積卷及雲卷 三片照



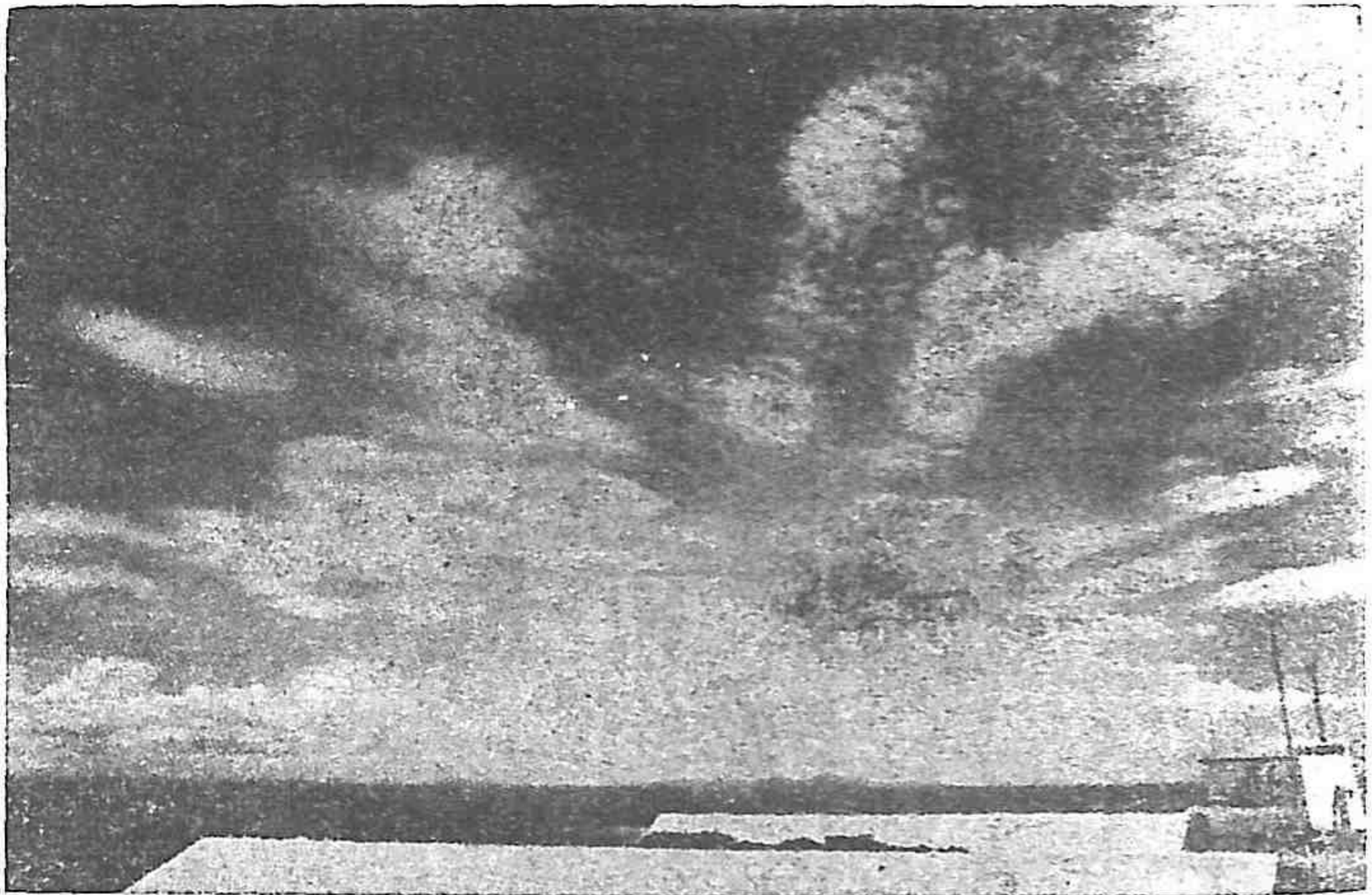
雲積高 四片照



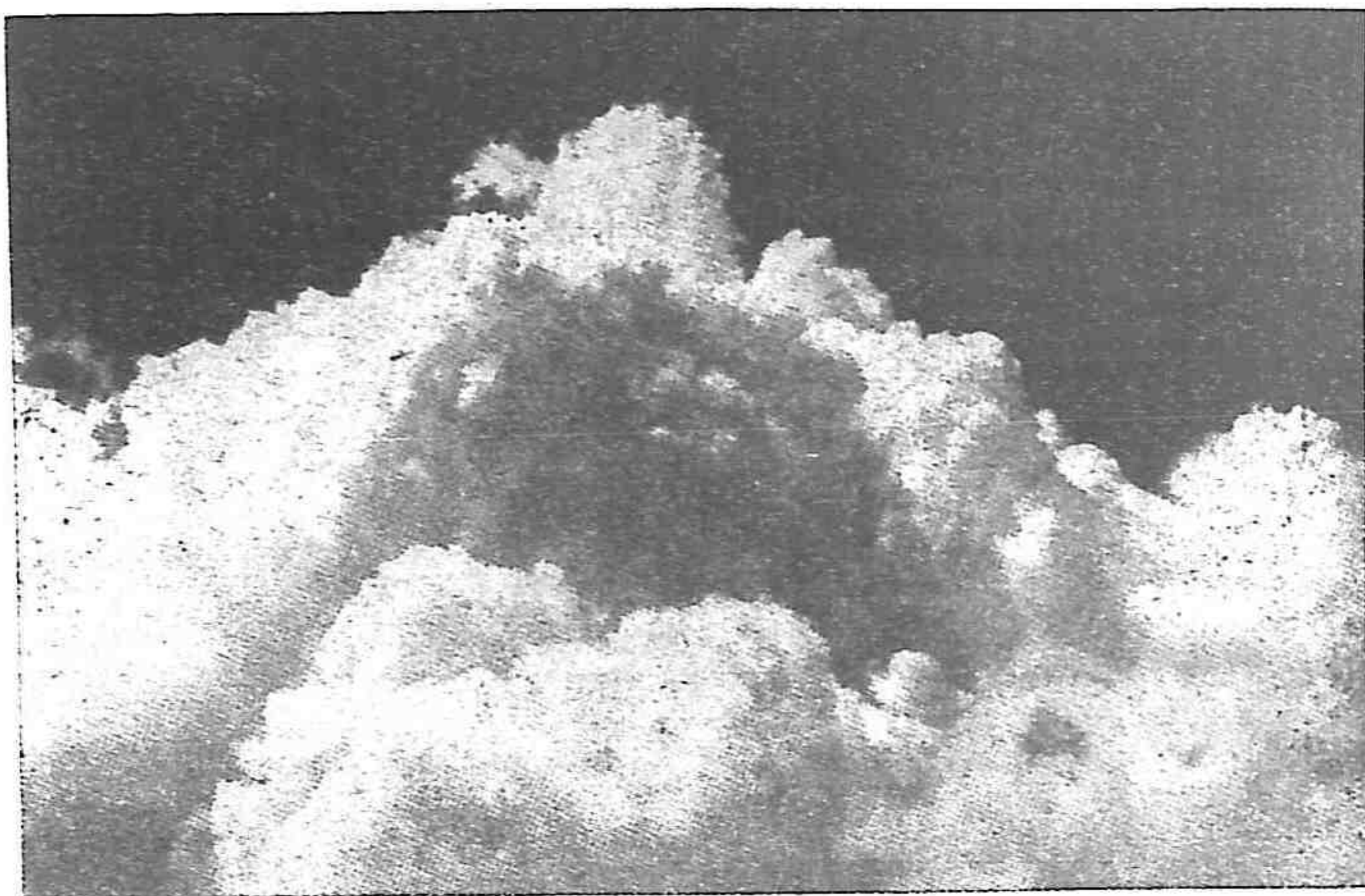
(下)雲積層 (上)雲積高 五片照



雲狀莢豆 六片照

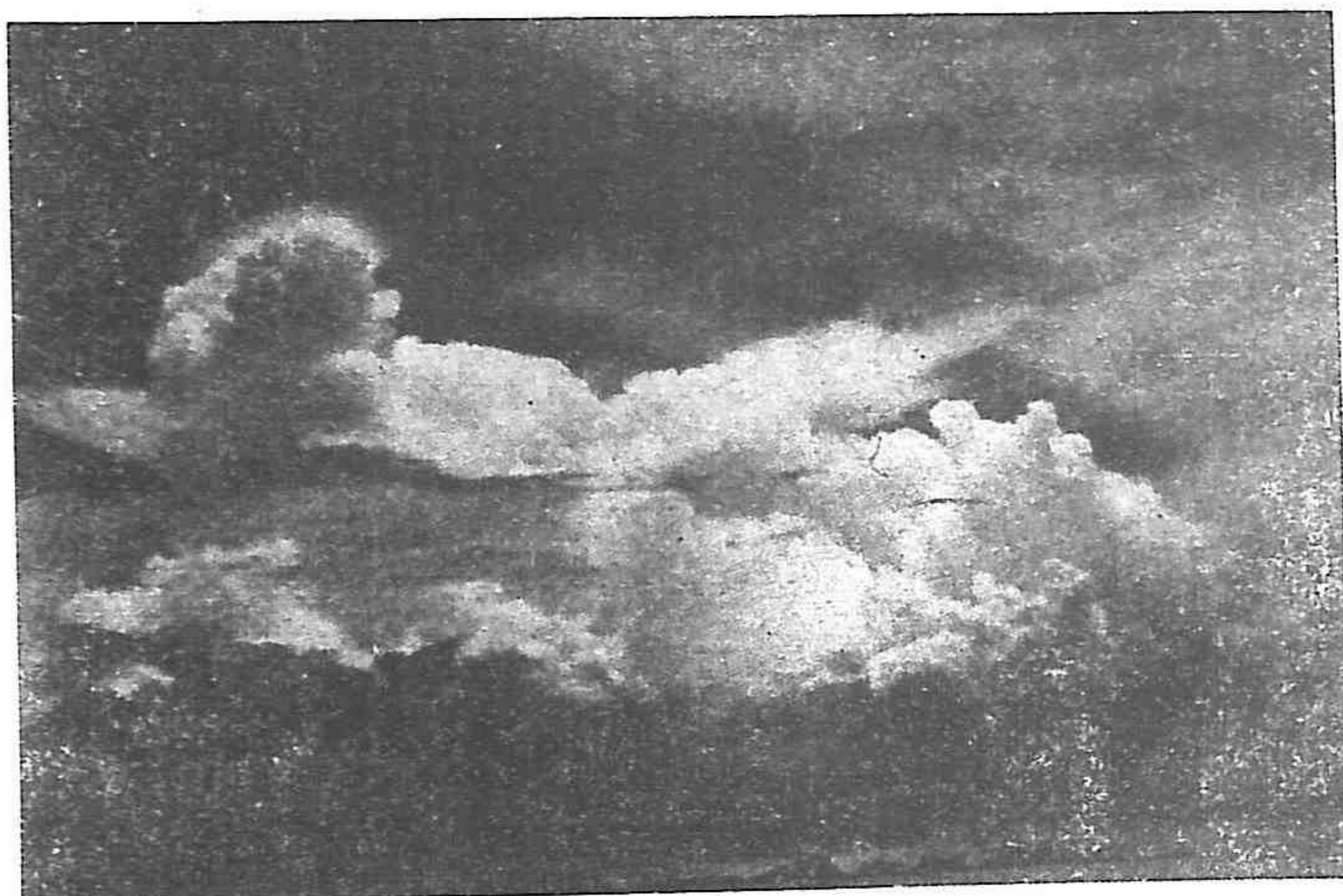


(之過穿宜不絕機飛)雲積塊大 七片照



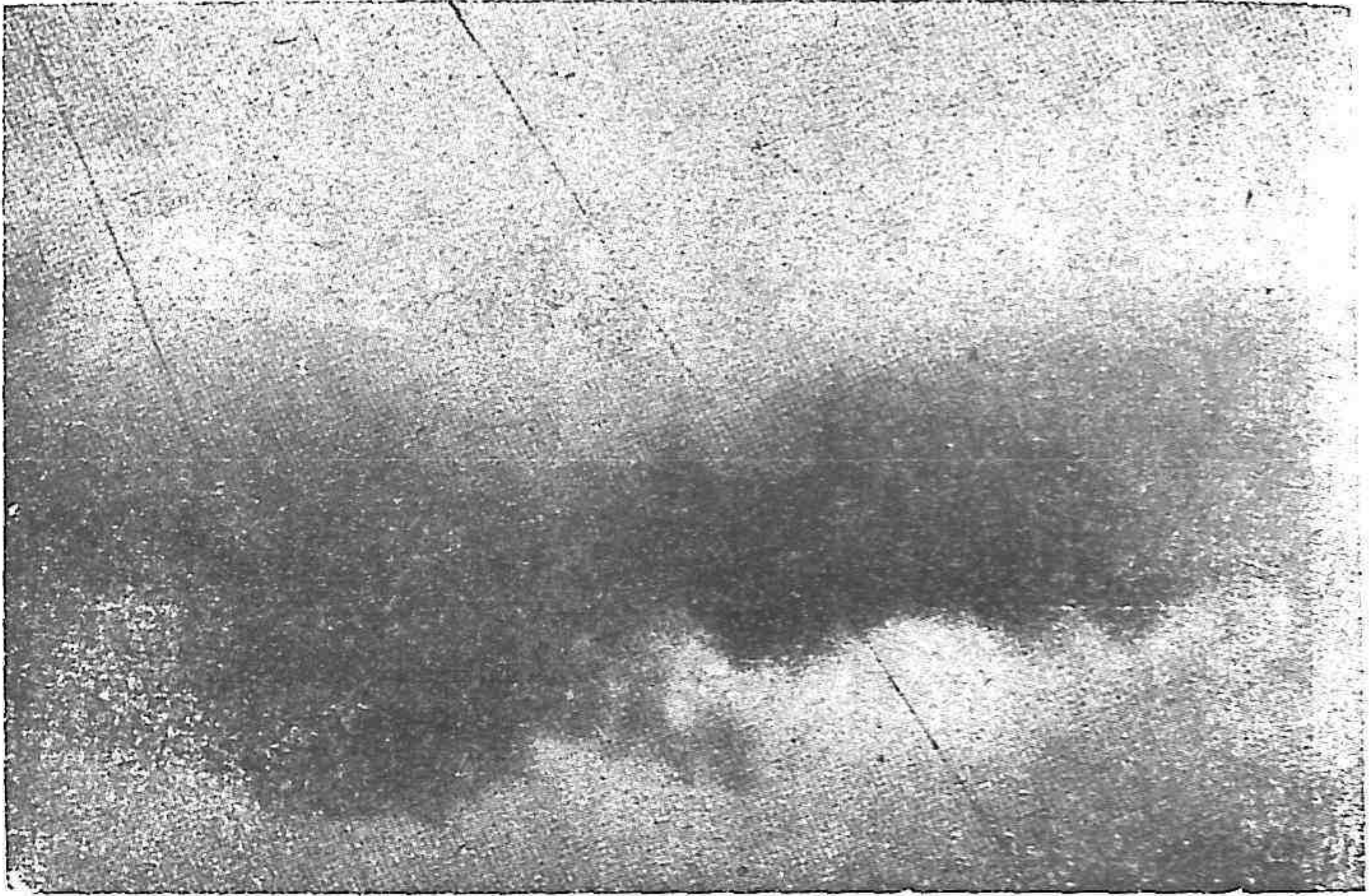
航
空
氣
象
學

(之過穿宜不絕機飛)雲雨積 八片照



一
五
二

雲雨 九片照



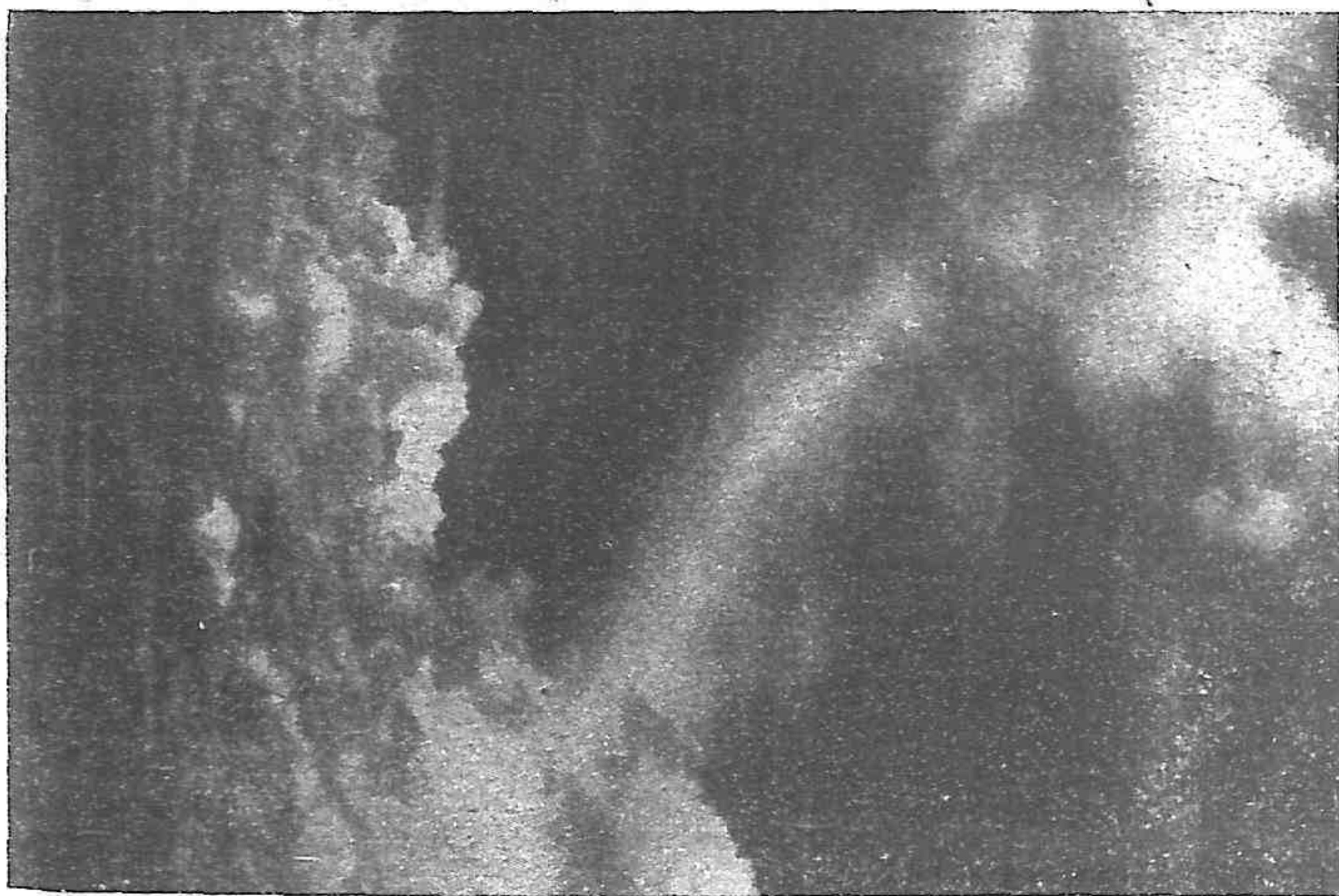
雲積碎 十片照



照片十一 厚度甚大之積雲(飛機絕不宜穿過之)



照片十二 卷積雲(上) 積雲(下)



(八) 碎雨雲 (Fracto-Nimbus Fr-Nb) 較通常雨雲之邊緣，更形破碎，爲雨止天將晴之徵象，亦有爲大風所致者，其原因就當時天氣情況，可辨明之。

(九) 碎層雲 (Fracto-Stratus Fr-St) 狀如破爛之布幕，自其破碎處，隱約可見上部天空或高級雲類，不破碎處則仍爲組織一致之黑色或深灰色，頁狀雲。至其破碎之原因，仍不外乎溫度增高與大風影響二者。

綜上所述十三種雲狀，最初析出之四種，實爲基本雲狀；後九種中前六者，爲四種基本雲之居間雲狀；最後三種，與基本雲之性質無甚差別，惟形態稍變耳。自極面學說發達以來，雲之種類，除仍採用十三種雲狀名稱外，復以其所在區域，歸納爲二類：(一) 氣團內部之雲 (Air Mass Clouds)；(二) 衝面區域之雲 (Frontal Clouds)。二者又各分爲冷暖兩種。冷氣團以性質不穩定之故，所成之雲，多爲積雲類；暖氣團性質穩定，雲多成層，屬層雲類。在衝面區域者，冷面之坡度大，氣流垂直運動強，雲多爲積雲類。層積雲或積雨雲，其較普遍者也。暖面坡度小，暖氣流緩

緩上升，雲多成層。最高而在前者為卷雲，其次卷層雲，高層雲，以至產生毛毛雨之雨雲。如此分類方法，見雲則足以知所處位置在氣團，抑在衝面區域。知所處地面在氣團內部，或衝面區域，則能推知所當見之雲，為用甚便。

第三節 雲之高度

雲之高度，為飛行人員所欲知。關於此問題，氣象界曾有大規模之測候，所得平均高度如下：

第九表 雲之平均高度(單位公里)

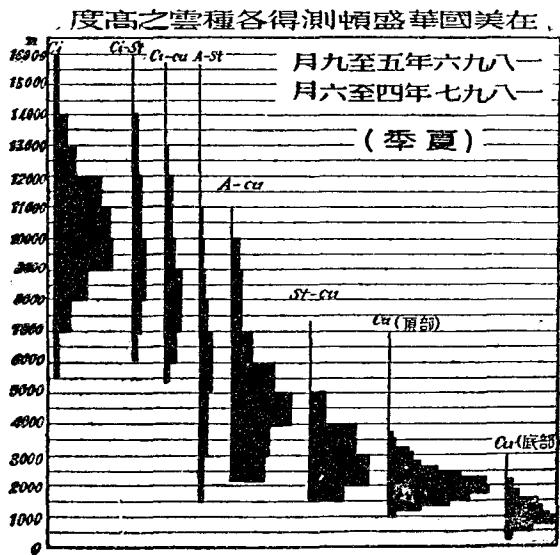
測候地點	夏季(四月至九月)											
	Cl	Cl-St	Cl-Cu	A-St	A-Cu	St-Cu	Nb	Cu-Nb 頂部	Cu (頂部)	Cu (底部)	Fr-Cu	St
Baselkop, 70°N	8.32	6.61	5.35	4.65	3.42	1.34	0.98	3.96	2.16	1.32	0.66
Pavlovsk, 60°N	8.81	8.09	4.60	3.05	1.85	4.08	2.41	1.64	2.15	0.84
Upsala, 60°N	8.18	6.76	6.45	2.77	3.95	1.77	1.20	3.97	2.00	1.45	1.83
Potsdam, 52°N	9.05	8.08	5.89	3.29	3.63	2.16	1.79	3.99	2.10	1.44	1.73	0.68

Trappes, 49° N	8.94	7.87	5.83	3.79	3.68	1.82	1.08	5.48	2.16	1.40	0.94
Toronto, 43½° N	10.90	8.94	8.88	4.24	3.52	2.06	1.70
Bluo Hill, 42° N	9.52	10.10	6.67	6.25	3.76	1.16	1.19	9.03	2.90	1.78	0.61
Washington 39° N	10.36	10.62	8.83	5.77	5.03	2.87	1.93	4.93	(2.45)	1.18	0.84
Alhambud, 25½° N	10.76	11.28	4.50	0.84	1.76
Manila, 14½° N	11.13	12.97	6.82	4.30	5.71	1.90	1.38	6.45	1.84	1.08
Batavia (2½°), 6° S	11.49	10.69	6.30	5.40	1.74	0.70
冬季(十月至三月)												
Pavlovsk	8.74	7.09	5.98	3.17	1.50	1.60	1.12	1.00
Upsala	6.98	5.46	6.13	4.09	4.15	1.96	0.99	5.18	1.52	0.71	1.22	0.61
Potsdam	8.07	7.65	5.41	2.99	3.35	1.42	1.28	4.74	1.74	0.99	1.02	0.61
Trappes	8.51	5.85	5.63	3.82	4.27	1.61	1.05	3.85	2.37	1.43
Toronto	9.98	8.53	8.25	4.18	2.50	1.54	1.33
Blue Hill	8.61	8.89	6.16	4.57	3.66	1.60	0.65	1.62	1.54	0.61
Washington	9.51	9.53	7.41	4.80	3.82	2.40	1.80	3.73	2.28	1.20	1.13
Manila	10.63	11.64	6.42	3.90	4.64	2.32	1.49	3.14	1.82

又美國於一八九六至九七年間，在京都華盛頓 (Washington) 測得各種雲之實際高度如下：

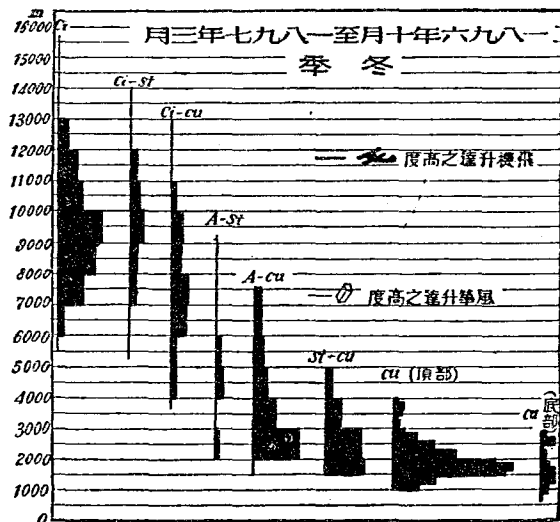
圖 四 十 五 第

(一)



由上第九表及第五十四圖可知雲在各地點各時間之高度，殊不一致，第九

(二)



表所示之平均數，尤宜與第五十四圖並閱，方可得其真義。例如夏季卷雲在華盛頓之高度，依第九表所示之平均數爲一〇・三六公里；實際上則依第五十四圖所示，最高達十六公里，最低在六公里下，其中高達十二公里以上，低達九公里下者，所佔成份，尙頗不少。又高層雲之高度，在第九表中所列之平均數雖爲五・七七公里，實際上則依第五十四圖所示，最高達十六公里左右，最低竟不足二公里，其中實際上在五・七七公里左右者，亦不過總數中之一小部份耳。此種情形，爲欲知雲之實際高度者所當注意。惟就大體言，亦有若干點可特爲揭出，卽（一）夏季之雲，通常較冬季之雲爲高；（二）陸區之雲，較水區之雲爲高；（三）地面或水面，爲霧最發達之高度；（四）高度在一公里半左右，爲積雲最發達之區；（五）四公里左右爲高積雲最發達之區；（六）八公里左右爲卷層雲最發達之區；（七）十公里左右爲卷雲最發達之區。又雲之最不發達區域如下：（一）飛雲區（Scud Region），高度在離地一百公尺與三百公尺之間。此區已在霧層之上，但距積雲

之高度尙遠，故產雲之機會不多。有，則飛雲而已。飛雲區之得名以此。(二)積雲中間區；此區在積雲發達區之上，高積雲發達區之下，高度在二公里半與三公里半之間。因其既已脫離積雲發達區，而又未達高積雲發達區，故爲一少雲區域。(三)高層雲區；高度在四公里半至六公里間。因已超出高積雲之發達區域，但尙未達卷層雲之高度，故爲一少雲區域。(四)卷雲中間區域；卷雲最發達之高度有二，旋風區域內在離地十公里左右，無風暴之影響時在八公里左右。八公里半至九公里半左右，因不在卷雲發達之高度內，故爲一少雲區域。(五)同溫層內；此層因水氣不易混入，益以空氣平流之故，絕難凝結成雲，遂爲一著名之寡雲區域。高度以溫帶論，在十一公里左右。我國境內，關於雲之高度，尙未有實測紀錄，惟以地位與美國大致相同之故，美國境內華盛頓及藍山 (Blue Hill) 兩處所測得之紀錄，可資參考。

第四節 雲之厚度

飛行員於考慮穿越雲區問題時，宜先知雲之厚度。氣象界對於雲之厚度一項，因觀測較難，尙未有詳盡紀錄。德人柏丕婁 (W. Peppeler) 氏，在德境林登堡 (Lindenbergl)，用風箏及繫留汽球 (Captive Balloon) 測得若干種雲之平均厚度如下：

層雲 平均三百二十公尺，大多數在四百公尺下，超過六百公尺者，占絕少數。

雨雲 紀錄不多，平均約爲八百公尺。

積雲 平均約五百公尺。

層積雲 平均三百十公尺，其中在五百公尺內者，占大多數。

高層雲及高積雲 紀錄不多，就高積雲言，平均約爲一百二十公尺。

蘇楞 (R. Suring) 及 韓恩 (J. von Hann) 兩氏，依據在德國博士登 (Potsdam)

氣象臺觀測結果，對於雲之厚度，作下列報告：

第十表 雲之厚度(單位公尺)

雲 狀	A-St	A-Cu	St-Cu	Nb	Cu-Nb	Cu	Fr-Cu
平均	510	194	353	(590)	2070	669	214
最大	1310	370	1265	1240	>4600	2230	430
最小	105	50	50	160	340	90	70
觀測次數	6	18	18	16	21	22	26

以上兩組報告，關於中下級雲之厚度，已大致完備。高級雲類（卷雲、卷層雲、卷積雲）之厚度，概不甚大，與飛行已無直接關係，可不必注意。惟雲之厚度一項，與高度相似，同為變差甚大者，尤以積雨雲為最甚。第十表中積雨雲之平均厚度雖為二〇七〇公尺，最大與最小，則竟有四千餘公尺之差別。至於積雨雲之最大厚度紀錄，在美國得克撒斯 (Texas) 省內，曾有一次測得達十二公里以上。故遇積雨雲當前時，飛行員宜審慎情勢，勿遽依據厚度方面之平均數值，試行爬升。

第五節 雲之變化

雲在空中，常繼續變化不絕，「白雲蒼狗」一語，足以盡之。顧其變化，亦有一定之步驟與趨勢，非可越級而至，猝然而成。知此等變化步驟與趨勢，則可推知未來宜爲何種雲狀，而天氣情況，亦可預知，故從事於航空方面人員，不可不知雲之變化。概括言之，雲之變化，不外加厚或高度縮減，與消薄或高度增加二者。因雲有成層與對流二系統，故此種變化，亦當歸納爲二系統言之。以加厚或高度縮減爲例，沿成層雲之系統演變者，宜爲：

卷雲(Ci) → 卷層雲(Ci-St) → 高層雲(A-St) → 層雲(St) → 雨雲(Nb)

沿對流性雲之系統演變者，宜爲：

卷雲(Ci) → 卷積雲(Ci-Cu) → 高積雲(A-Cu) → 層積雲(St-Cu) → 雨雲(Nb)
 → 積雨雲(Cu-Nb) → 雨雲(Nb)

以消薄或高度增加爲例，其演變步驟如下：

雨雲(Nb) → 碎雨雲(Fr-Nb) → 不見

或 雨雲(Nb) → 層雲(St) → 碎層雲(Fr-St) → 不見

或：雨雲(Nb)→層積雲(St-Cu)→積雲(Cu)→碎積雲(Fr-Cu)→不見

或：積雲(Cu)→高積雲(A-Cu)→卷積雲(Ci-
Cu)→不見

或：卷積雲(Ci-
Cu)→卷雲(Ci)→不見

以上所列雲之演變步驟，若觀測者正當衝面進行之路時，則在暖面前各種雲狀（參閱天氣章中旋風區域垂直切面圖），以及其逐漸加厚情形，往往可全部見到。又自卷雲變為卷層雲後，往往能於二十四小時內演變至雨雲階段而降雨，諺云：「日月生枷，主雨」，有時可信。冷面前雲之演變，殊難依對流性雲加厚程序推測，尤以前三種雲為不易見，事實上所能見到者，僅層積雲、積雨雲及雨雲三種而已。冷面過後雲之變化，亦至無規律，通常以由雨雲變至層積雲、積雲、碎積雲而不見之系統為多。

第六節 雲之特種狀態

雲在特種地區或在特別情形下，常有特別狀態出現。此種特別狀態之雲，係指示空氣在特種地域或特別情形下之流動狀況，不可不注意，下列數種，其較著者也。

(一) 假卷雲 (False Cirrus) 係雷陣之頂，爲上層強風吹散所致。形狀與真卷雲無異，內部組織，亦係冰針，所以有假卷雲之稱者，以其發生之地位不當耳。

(二) 腰帶雲 (Scarf Clouds) 發現於雷陣之上部，與由卷雲構成之幕相似。有時爲雷陣之頂部所衝破，而仍圍繞於雷陣之外，如腰帶然，故名。其成因，係在上空有一薄層之濕空氣，爲雷陣舉起所致。

(三) 乳房狀積雲 (Mamato-Cumulus) 係在層雲下部，有圓球狀雲所致。出現區域，常在猛烈之雷陣附近。

(四) 波紋雲 (Billow Clouds) 由高積雲片相連而成，實爲高積雲之一種。每一雲片，係代表氣浪中之一頂 (Crest)，此種氣浪，係在下層空氣之上，有一速度，方

向密度，濕度均不同之風所致。

(五) 豆莢狀雲 (Lenticular Clouds) 產生於山頂之背風方面。外觀雖似停留不動，實則雲之質點，在向風之面，繼續增加，而在背風之面，繼續消散，增加與消散之速度殆相等，故從遠處觀之，遂似不增不減，且不移動然。若豆莢狀雲同時出現甚多，且互相接近，則稱豆莢狀層雲 (Lenticular Stratus)。

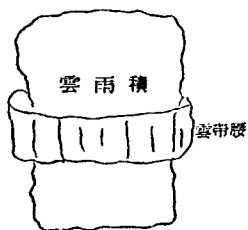
(六) 山頂雲 (Crest Clouds) 發生於山之頂部，係氣流沿山坡上升，達凝結線所致。

(七) 軍旗狀雲 (Banner Clouds) 出現於山頂之背風方面，而仍與山頂相連，如山爲旗竿而立之軍旗然，故名。其成因，由於上升之氣流，過山頂後，壓力減少而膨脹，及與冷却之山坡接觸，溫度降低，發生凝結作用所致。茲再以圖示各種特別雲之狀態如下：

第 五 十 五 圖

各 種 特 別 雲 態 圖

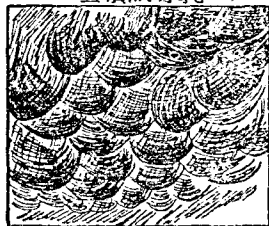
(丙) 爲 雷 陣 衝 破 之 腰 帶 雲



(甲) 假 卷 雲



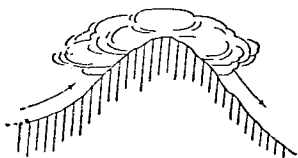
(丁) 乳 狀 積 雲



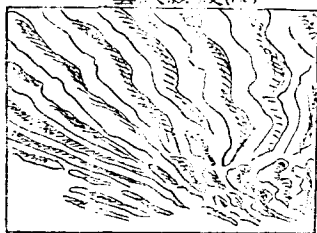
(乙) 爲 雷 陣 衝 破 之 腰 帶 雲



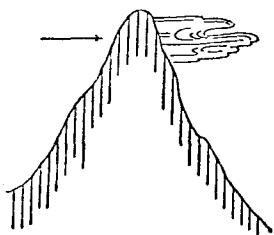
雲狀旗軍(庚)



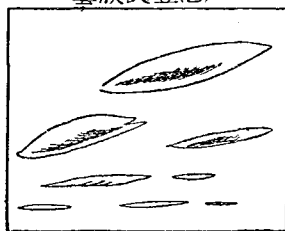
雲狀紋波(辛)



雲頂山(辛)



雲狀莢豆(己)



雲狀莢豆



第九章 霧

第十節 霧之種類

霧之種類，依其成因劃分，可得四類：（一）輻射霧（Radiation Fog），由於地面輻射熱量，溫度低降而成，以在陸地表面及山谷中為發達，故又有地面霧（Ground Fog）及山谷霧（Valley Fog）之稱。（二）濃平流霧（Dense Advection Fog），由於平流之暖濕空氣，經過寒冷地面，受冷卻作用而成。（三）薄平流霧（Thin Advection Fog），亦為平流之空氣所構成，惟構成此霧之空氣溫度，較所接觸之地面溫度為高耳。（四）膨脹霧（Expansion Fog），由於空氣膨脹後，溫度低降而成。以上所述四種霧之成因，實不足以概括一切；又當一種霧成立時，有非單純原因所致者，尤難嚴為劃分；惟其基本原因，要不外乎上列四種耳。

第二節 輻射霧

陸地表面，以比熱小，散熱易之故，入晚無太陽光熱之供給時，轉而對大氣界盛行輻射熱量，溫度乃逐漸下降，尤以天晴無風時之輻射及溫度下降作用爲最盛。接近地面之空氣，與冷地面相接觸，溫度亦隨之下降。若降達空氣之露點 (Dew Point)，或更進而至露點以下，則空氣中一部份水氣，將以微塵爲中心，凝結爲水滴。以其體積極小，質量甚輕之故，浮游於空中，成爲霧之現象。此種霧既以地面輻射熱量，溫度低降爲主要原因，故其產生時期及發達區域，完全以適合上述原因與否爲斷。概括言之，此項霧之產生，在一日中因溫度方面之變化，常以日出時爲最低，故以此時間爲最普遍，而有「晨霧」(Morning Fog) 之稱。產生方法，先在地面積聚，逐漸向上擴展並加濃。依理論言，此項霧之厚度，不能超過離地六十公分或二英尺以上，實際厚度，則達十餘公尺乃至一百公尺以上，此蓋大氣界之亂流 (Turbulence)，有以助成之也。輻射霧成立後，通常不能維持至上午九至十時以後，其故一則以此種霧之厚度不大，極易消散；又其一，則當此種霧成立

時，常爲無風之晴日，當太陽高度逐漸增大時，一部日光，穿過霧層而達地面，地面溫度，逐漸增高，近地面之霧滴，卽首先蒸發，依次向上進行，迨至午前九、十時以後，因日光加強與霧層已漸稀薄之故，殆難繼續存在矣。輻射霧之產生，以在大陸區域爲發達，故通常又有大陸霧（Continental Fog）之稱。當晚間地面盛行輻射熱力之時，已受地面冷卻影響之空氣，常積聚於山谷中，已在山坡構成之霧，亦以山谷爲總匯，故山谷尤爲陸地範圍內輻射霧最發達區域，厚度常較在平地者爲大，冬季嚴重之山谷霧，厚度有達一千公尺，歷時至數日不散者。陸地範圍內之河流及湖沼，在地形方面，同屬低下區域，故亦常爲輻射霧發達之處。有時在其附近無霧，而在河流及湖沼上有霧，是卽由於他處冷氣，沉入河谷及湖沼範圍內所成。惟若地勢平坦，則因無冷氣流注作用，水面溫度，又不若陸地易於低降之故，適得相反之結果，卽在水面僅有極薄之水氣，而在其附近之陸地面上，則現濃霧，亦屬常有之事實。

輻射霧之產生，依理論言，不難預報。我人倘能依據一地之日常溫度變化，及當時大氣界之溫度，以推測氣溫降達露點之時間，則成霧之時間得矣。實際上霧之生成，不盡在露點與氣溫相合之時，故霧之預報問題，尚不如是簡單。在美國曾有人研究霧與露點之關係，得下之報告：

第一組

時間	氣溫	露點	能見度
午後十時起	50°F	45°F	佳
	47	44	，，
	44	43	，，
	42	42	，，
	40	40	，，
	38	38	，，
	36	36	，，
	34	34	，，

第二組

時間	氣溫	露點	能見度
午後十時起	50°F	45°F	佳
	48	45	，，
	45	44	模糊
	44	44	甚模糊
	43	43	霧
	42	42	，，
	41	41	，，
	41	41	，，

依據上列報告，可知氣溫與露點相合，非即成霧之代表。至其原因，亦可依上

列報告推論而得。第一組中天氣狀況爲無風而有強烈之溫度逆增，可想像當時之空氣，必甚穩定，水氣凝結後，因其體質遠較空氣爲重，又無他力以浮起之，勢必下降至地面，併入地面之露中，猶之含有泥沙之水，靜置一器中，泥沙下沉，水漸澄清也。空氣中因無水滴之存在，故雖有凝結作用，仍不能產生霧之現象。在第二組報告中，溫度逆增不如第一組之強烈，卽當時空氣之穩定程度，不如第一組之大，又有微風，有風卽有亂流，空氣中之水氣，達露點而凝結成小水滴後，以亂流中有上升力向之故，不克隨卽下降，與水流中泥沙不易下降之情況相似，遂構成霧之現象。由此可知霧之構成，溫度降達露點爲一因，有亂流以支持凝結後之水滴，使不能下降，爲又一原因，僅有溫度降達露點一原因，不能構成霧之現象，欲預測霧之有無者，宜並於此雙方注意。就實際情形言，成輻射霧時所具之風速，約在每小時六公里左右，若當風速十公里以上時有霧，則其性質往往爲平流霧，或膨脹霧，而非輻射霧。

輻射霧既以地面溫度低降爲主要成因，故一地溫度在晚間低降之速率及總量，與預報其地輻射霧之生成，大有關係。依據熱及氣體之性質，此項溫度低降之遲速及大小，與氣溫之高低，空氣中水氣之多寡，及地面之種類有關。在溫度高而潮溼之空氣中，晚間溫度之低降數量，可較在同時之乾冷空氣中大至一倍以上。又若地面有強風，或在空中有濃厚之雲層，則在晚間溫度之低降數，更屬無幾。惟若雲爲淡薄之高級雲，如卷層雲，乃至較薄之高層雲等，則在晚間地面熱量之發散情形，與無雲時相彷彿，此爲預測霧者所不可不知。又成霧時霧量之多寡，亦與晚間氣溫低降數有關。若空氣本身溫度甚高，入晚又能遠降至露點以下，則所成之霧，必甚濃厚而不易消散；反之，較稀薄。於此有宜注意者，就上列表中第二組之報告觀之，空氣之原始露點，亦隨氣溫低減而下降，霧之現象，於露點降達華氏四十三度時始發生，成霧之量，宜自四十三度算起，將來此霧之消散，亦以溫度升達四十三度爲依據，原始露點於此，蓋已全失其重要性矣。

霧之產生於鄉村者，往往與城市區域不同，故有鄉村霧 (Country Fog) 與城市霧 (City Fog) 之稱。鄉村區域，人烟稀少，空氣較為清新，可資為凝結核之烟屑或塵埃，數量不多，水氣發生凝結時，附麗於少數凝結核之上，成為較大之水滴，易於下降而成為毛毛雨之現象，其障礙視線之程度，以水滴數量較少之故，往往不及城市霧之甚，若當時空氣中無亂流作用，此項較大之水滴，能以下降過速之故，消失霧之現象。城市區域不然，浮游於大氣界中之烟屑與塵埃數量，遠較鄉村為多，達露點後之水氣，為大量之烟屑與塵埃所分有，凝成顆粒極小而數量極多之水滴，雖無充分之亂流，亦能浮游於空中，成為霧之現象，若再與烟屑相混合，往往連亙數日夜不消散，倫敦多霧即其例也。惟濃厚之霧，則鄉村較城市為多，美國曾有人作此項統計，得十三與七之比例。

輻射霧之厚薄，在平坦區域，可以風速之大小及空氣之穩定程度，為推測之依據。大抵風速較大而空氣不穩定時，所成之輻射霧較厚；反之，淺薄。在山嶺區域，

當晚間山坡盛行散熱後，沿山坡構成之輻射霧，以空氣冷縮之故，逐漸下注於谷中，成爲山谷霧。此項谷霧，在晚間成立愈早則愈厚，我人若命日出爲谷霧開始消滅時間，則就谷霧成立在日出前時間之長短，可推得谷霧之厚薄。例如同一地區內，昨晨之霧，成立在日出前兩小時，今晨之霧，成立在日出前四小時，則今晨之霧，宜較昨晨之霧，加厚一倍，餘類推。若霧在前一晚即已成立，則其厚度必甚大，雖窮次日竟日之熱力，恐亦不能消散之矣。

輻射霧之生成，往往與翳 (Haze) 有連帶關係，上列霧之研究中第二組報告，在霧未完全成立前，能見度先縮減至模糊不清，卽是明證。據多數氣象觀測員報告，在霧未成立前，常先有翳之現象，甚者至謂其在預示霧將發生方面之可靠程度，尙較乾溼球溫度相合爲大，此或者由於翳能發生之條件，與霧相彷彿，故有此桴鼓相應之事實乎。

依理論言，霧成立時，相對溼度宜爲百分之一百，易言之，卽乾溼球溫度相等。

實際上霧之成立，有不必待至乾溼球溫度相等，甚至有乾溼球溫度尙相差數度，而已成霧者，此種霧有人稱爲乾霧 (Dry Fog)。乾霧之成，有時或緣觀測員觀測溫度或安置溫度表不合法所致。若果爲大氣界之事實，則其可能之成因，殆爲大氣界中具有有一種溼性凝結核 (Hydroscopic Condensation Nuclei) 所致。此項凝結核，具有收吸水氣作用，水氣遇之，雖未達飽和狀態，而已能附着其上，增加凝結核之體積，阻礙視線，使成爲霧之現象，故當溼性凝結核發達區域，於預測霧之有無時，不可不注意焉。

輻射霧在平坦區域，因厚度不易推知，消失之時間，較難決定。在山嶺區域，其厚度可依成立時間之長短，及自高處直接測定，消失之時間，亦可依此推得。至其消失之步驟，通常皆自下而上，蓋當太陽升高後，由太陽射來之熱線，即所稱紅外線 (Infr-Red)，雖以其波長過大，不爲我所見，實已穿霧層而逐漸射達地面，地面溫度，逐漸增高，近地面之霧層，首先因蒸發而消失，不復與地面相連，驟視之，

似霧層上升然，故俗有「霧層上舉」之稱，實則霧層之位置，仍如故也。自後太陽光愈強烈，霧層之受熱地面影響而消散者愈厚，終至整個霧層被消失爲止。若霧層過厚，則非一日之太陽光熱，所能消失淨盡，故在山谷中，往往有一霧之成，連綿數日不散者。此等霧在白晝以受地面高溫關係，底部離地甚遠，成爲高懸天空之層雲；但在晚間受地面冷卻影響，仍可降達地面，成爲濃厚之霧，此爲在山谷區域欲預測霧者所宜注意。

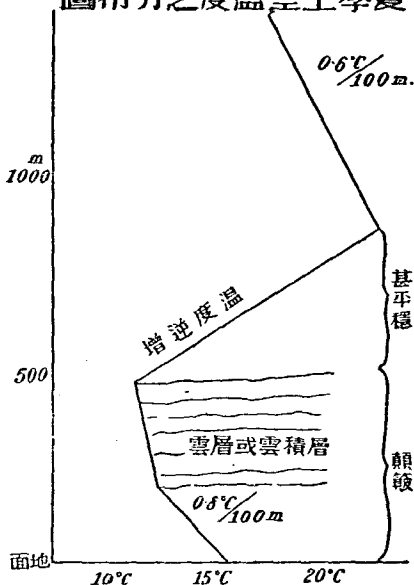
輻射霧之有無，尙可在氣壓區域方面，推知一二。依普通情形言，在衰老之高氣壓區域邊緣，及微弱低氣壓區域外部之東北、東、東南三方面，往往有霧。此等區域，風速咸不大；高氣壓區域之邊緣，以空氣有展沉 (Subsidence) 作用，自下向上，常爲溫度逆增，尤便霧之生成。至如在新興之高氣壓區域內，一則因氣壓梯度大，風力強，空氣富混和作用；再則因冷空氣初自他處流來，氣溫垂直差別甚大，性質不甚穩定，絕不易產生輻射霧。

第三節 濃平流霧

濃平流霧爲各種霧中之最濃厚者，蓋因其成立係由海面之暖溼空氣流入內地寒冷區域，或由暖溼區域之空氣，進達有寒流區域之海洋面部所致。此等暖溼空氣，既爲大規模之集團，故當溫度降達露點而成霧時，霧量常甚充霈；又當此等霧發生時，以此暖溼氣層本身，不絕在向前流行中，常有亂流發生，此項亂流，其作用係促成上下層空氣之混合，而將霧層擴展至高處，故在此等霧中，霧層之厚，有達千餘公尺者，尋常厚度，亦往往達數百公尺，遠非他種霧之厚度所可比擬。產生區域，以有藉於暖溼空氣之故，通常在沿海地帶，故又有海區霧或海濱霧 (Sea Fog) 之稱。其由海入內地之範圍，有時可隨海風擴展至數百公里之遙，通常則約百餘公里而已。此種霧之生成，有時因地面溼度不大，須藉亂流作用，發生上升行動，然後利用空氣之絕熱伸脹變化，使溫度降達露點，以發生凝結，其結果，在近地面處無霧，而在高空則有一霧層掩蓋，此等霧稱爲高霧 (High Fog)，實卽

層雲也。美國加利福尼亞 (California) 省沿岸，以受太平洋高壓 (Pacific High) 影響，風多吹向大陸，在夏季，此等霧特為發達。其最普遍之垂直溫度分布情況如下：

圖六十五第
美國加利福尼亞省沿岸
夏季上空溫度之分布圖



常在溫度逆增 (Inversion) 層內，故欲得平穩之飛行，宜勿離霧頂過遠；實則此僅與輻射霧相合，依對流霧之性質，則在霧之上部，方為溫度逆增層，若仍應用舊時

此等高霧，以在其下

之氣層，富有上下行動，即

此霧之本身，亦係下層空

氣上升之結果，故又有對

流霧 (Convictional Fog)

之稱。此項名稱之出現，在

飛行方面，具有一新意義，

即在舊時以為霧之生成，

方法，以求溫度逆增層，而謀飛行安適，將適得顛簸之苦矣。

濃平流霧之生成，既由暖溼空氣進達寒冷區域所致，故其生成與消散，不全與一日中之溫度變化相關連。其來也，有時即與海風相伴，當海風未達之時，氣界可甚清晰，海風吹動之處，即有白霧出現，霧區與非霧區之分割，至為顯然。若在海濱有測候所，則依據海濱測候所之風向風速報告，不難求得在離海若干里處有霧與否，以及成霧之時間。依通常情況言，此等霧以在晨間太陽已高升後為發達，入晚往往消滅，其消長之轉變，完全指示一海陸軟風 (Land and Sea Breeze) 之交替，故在海陸軟風發達區域，此等霧之預報，尤易着手，惟當注意他種風之影響，海陸軟風耳。濃平流霧之消失，以風向轉變之影響為最大，若在沿海有山脈橫亙，則當風由向陸轉為向海時，因有下注所起之增溫作用，尤易消滅霧層。預報天氣者，若能決定山風到達之時間，則霧之消散時間，亦即定奪矣。

第四節 薄平流霧

薄平流霧亦稱海烟 (Sea Smoke) 又稱湖面之水氣 (Steaming of Lake) 係停留在水面之薄霧，由於溫度甚低之空氣，流經溫度較高之水面，與水面上之暖溼空氣相混合而產生。一年中以深秋或初冬有霜之晨爲最發達。蓋當秋冬之際，經長夜之地面散熱作用後，已冷卻之空氣，羣向低處彙集，湖澤與山谷中之河流，常爲此等冷氣彙注之所，與水面暖溼之空氣相混和後，遂凝結而成霧。其產生區域，以有藉於暖溼空氣相混合之故，亦遂限於水面及鄰近水面地帶。在南極附近，以中央爲大陸，海洋在四周環抱之故，奇冷之空氣，由陸區衝向海洋，常使混合空氣之溫度，降達冰點以下，產生極細之冰針，能見度惡劣，成爲南極附近飛行上之大障礙，卽所稱霜烟 (Frost Smoke) 者是也。薄平流霧以其厚度不大之故，存在之時間甚短，在陸地範圍內，日出後卽漸消滅，南極附近之霧，則當屬諸例外。

第五節 膨脹霧

當空氣沿山坡上升，則當依絕熱變化率以降低其本身溫度，卽每上升一百

公尺，溫度須降低攝氏一度左右。若降達露點以下，則即發生凝結而成霧，是爲膨脹霧。產生此霧之空氣，雖實際上流動不息，但當空氣流過一山頂後，在背風方面，有下沉作用，已成之霧，復歸消散，故霧常積聚於山頂及向風方面，與所稱山頂雲 (Crest Clouds) 或冠狀雲 (Cap Clouds) 實屬同類產物，惟高度有不同耳。若空氣本身已甚潮溼，則當由低地上升至高台地後，亦能沿高台地凝結成大規模之膨脹霧。凡膨脹霧之生成及消散，皆可就地形、風向、風速、及空氣之溼度推算而得，蓋其基本原因，不外由空氣之上下行動，發生溫度方面之變化也。在地形有顯著組織之區域，如向某一方成一致之上升，而在他一方成一致下降之趨勢，且能知其上升與下降之實數，則作此等預測，尤爲便利。

第六節 雜霧及霧中雜象

雜霧係指不純粹屬於上述四種主要霧中之任何一種而言，下列各種，其較著者。

當熱雷陣停止以後，晚間常有霧發生；是蓋由於熱雷陣之產生，大多在清明無風之日，雷雨停止以後，天氣復歸清明無風之原狀，入夜地面輻射熱力作用必盛，益以在雷雨期中冰雹之下降，與地面潮溼，盛行蒸發之故，溫度極易降達露點而成霧。論其性質，仍是輻射霧之一種；惟輻射霧之生成，僅係地面輻射熱力所致，而此則除地面輻射熱力外，尚有蒸發作用等以促成溫度之充分下降耳。

霧之發生，有由飛機飛行時所造成者，其現象已屢見不鮮。當冬季無風之晨，地面本無顯著之霧象，飛機沿地面掠過時，突在其所經行之路線上產生白霧。此等霧雖在飛行方面，無重大關係，但其成因則可在霧類中備一格；是蓋由於在飛機未飛行之前，下層空氣中以經地面長夜散熱之故，本已成有一極強之溫度逆增層，飛機穿行其中，發生攪和作用，若上下兩層空氣之溼度，本已接近飽和，則當混和後，即有一部份水氣，因過剩而凝結成霧。此等霧實可稱為混合霧。霧量宜甚薄，以由混和作用所產生之過剩水氣，常無幾也。

霧之組織，有因溫度過低，爲冰點所聚成者，美國氣象局特稱之爲冰霧 (Ice Fog)；其他地區，或稱霜陣 (Frost Storm)；或稱爲凍霧 (Frozen Fog)；實則一也。此等霧之厚度，殊不一致，有時僅爲一薄層，有時竟非尋常商用飛機所能在其上穿過。就通常情形言，厚度亦往往較輻射霧爲大。其障礙視線之程度雖不若尋常霧或雲之甚，但亦殊嚴重。在此等霧中，天電常甚強盛，有時可阻礙無線電之收聽，成爲飛行方面之一大困難。認識此霧之方法，晚間可利用其冰針在燈光下閃爍之光輝；白晝太陽光或晚間月光通過此等霧時，以其爲冰針所組成之故，常有暈出現，可卽以此爲認識之依據。在氣象觀測報告中，常有因認識不確，而以此霧誤爲有雲掩蓋，或輕微之吹雪 (Blowing Snow) 者，不可不注意。

霧中雜見之現象，亦殊有若干可資注意之處。其一爲霧中天頂之高度，依通常情形言，在輻射霧區內，水面之霧，常較陸地之霧爲稀薄，而天頂較高，有時在迷漫之大規模輻射霧中，河流面部之霧，幾於消失不見，自高空下視，顯然可指出河

流之蜿蜒狀態，故在曩時航空方面，有循河飛行之訓條，實則太過也。其二爲與太陽上升之關係；在一般輻射霧現象中，太陽位置高出地面後，霧常加濃，有時經長夜之地，面散熱作用後，霧仍不能產生，迨太陽升達地平線以上時，霧乃突然構成，其原因可得言者，大抵由於太陽上升後，地面溫度增高，發生小規模之對流作用，使上下層空氣混合，其時各層空氣，本已在，或已十分接近飽和狀態，經混和後，使一部份水氣，因過剩而發生凝結作用，成爲霧象。所不可解釋者，此等加濃或成霧事實，有時不必待至太陽高出地平線，而卽已發生，故本問題至今仍在懸而未決中也。

第七節 霧之厚度及能經歷之時間

霧之厚度及能經歷時間之長短，隨霧之種類而異，已略散見於上述各種霧內。概括言之，海區霧之厚度，可自地面擴展至九百乃至一千二百公尺以上，平均約在一百二十至一百五十公尺左右。陸區霧之厚度較小，濃平流霧及嚴重之輻

射霧，可自地面擴展至三百公尺以上，在山谷中有時或遠過之，平坦地區，以三十至六十公尺爲最普遍之厚度，最薄之地面輻射霧，則僅數公尺而已。

在內陸區域，濃霧成立之前，常先有輕霧，濃霧之末期，亦爲輕霧，故輕霧出現之機會，常較濃霧多至數倍，經過之時間亦較長。依通常情形言，輕霧經歷之時間，約五六小時，濃霧則在四小時左右。惟其間出入甚大，殊難執平均數以爲準繩，實際推測輻射霧消散時間之方法，在輻射霧項下已述及，可資參閱。

霧能經歷時間之長短，冬季與夏季不同。就輻射霧言，冬較夏約長一倍，即冬季輻射霧能經歷五六小時者，夏季僅二三小時而已。

第八節 霧與航空

霧與航空之關係，視飛機所處之地位而異。在高飛中遇霧，因霧在地面，機飛空中，與在飛行途中遇一遠雲相似，可云毫無關係。若在起落地點遇霧，則較任何氣象要素爲尤嚴重，其故以飛機進行之速度甚大，視距必須甚遠，否則前途設有

障礙，將無臨時應付之期間，惟有束手待斃而已。試以商用飛機爲例，其飛行速度，通常約爲每小時二百九十里左右，即每秒約八十公尺左右，所被稱爲霧之視距，輕微霧 (Light Fog) 約一千一百公尺，和霧 (Moderate Fog) 在三百公尺與一千二百公尺之間，濃霧 (Dense Fog) 在三百公尺以下。依飛行速度每秒八十公尺推算，在輕微霧中可能應付當前環境之時間，僅有十二秒鐘；和霧中不足四秒至十二秒鐘；濃霧中不足四秒鐘。實際上濃霧中之視距，有縮至不足十公尺者，飛機駕駛員於此，直無迴旋之時間可言。又當飛機飛達目的地時，須時俯察地面情況，並估計離地高度。機場有濃霧，能令飛機迷失機場所在，不克下降；輕時亦能令機師估計高度不準，着地困難。飛機所攜燃料，常有定量，因機場有霧，不克降落，燃料既竭，縱不觸在障礙物上，亦必墜地粉碎矣。故當機場有霧之時，以停飛爲原則。氣象人員，對於外來飛機，宜就各種霧結成之原則，時時留心霧之產生及消散時間，爲外來飛機預告，俾知所準備，而免發生意外。在選擇機場之時，宜就氣

候方面，對於一地之霧，作如下之統計：

- (一) 各種霧產生之比數。
- (二) 每月平均霧日。
- (三) 霧之平均開始時間。
- (四) 霧之平均終止時間。
- (五) 霧之平均厚度。
- (六) 平均地平及垂直視距。

就以上各項統計所得之結果，加以評判，而後決定此機場可用與否，則可避免開航後航期不準確之弊矣。

第九節 人工消霧問題

人工消霧問題，至今尙未能完全解決。已提出之方法，有加熱，噴射電化沙粒，及輸送有霧之空氣至地下室等，實行時困難之點，不僅在有霧之空氣量太多，兼

苦在空氣非完全靜止，已消散一部份霧後，他處有霧之空氣，復流來以抵補之，循環不已，即使終能將全部霧層消散，所得已不償所失矣。

第十章 飛機積冰

第一節 飛機積冰之原因

當冬季天寒之時，飛機飛經雲或雨雪中，機翼及螺旋槳等，常積有冰雪，多者厚至二三寸，是即所謂飛機積冰 (Iceing)，為航空方面之一嚴重問題。構成此等積冰事實，必須具備下列二條件：(一) 飛機必須經過目所能見之水中，如雲及降水 (Precipitation) 等；(二) 此項液體水之溫度，必須在冰點以下，即所稱過寒之水 (Subcooled Water) 是也。過寒之水，有時可不凝結為固體，此事驟聞似甚離奇，實則在自然界中，可云屢見不鮮，冬季晨間，池水表面本無冰，以竹竿或蘆葦攪擾之，將立即沿竹竿或蘆葦結冰，是即由於水溫本已在冰點以下，所不克完成冰結者，以缺乏冰結面及外物以觸動之耳。大氣界中液體水之溫度，據調查所得，北美及歐洲境內，可自冰點至攝氏零下二十四度，南極附近，有冷至攝氏零下三

十四度尙不冰結者。此等過寒之水，一與外物接觸，將立即有冰結之可能，飛機表面之冰，大半由此得來。構成此項冰之水溫，大多在攝氏零下一度至二十四度之間，尤以在攝氏零下四度至十二度間爲最普遍。

第二節 飛機上冰之來源

積聚在飛機上冰之來源，縷析之，約有下列數種：

(一) 雲之質點 各種雲中，除高級雲外，其組織皆爲極細之水滴。就雲之高度論，冬季雲之溫度，概在冰點以下，卽在夏季，積雲之頂部溫度，亦常在冰點以下，一言蔽之，雲中之水滴，什九皆過寒之水也。積雲及層積雲等，其質點粗大，離雨滴之界限已不遠，而雲層又濃厚，故常能在飛機表面積聚大批冰雪，爲飛機上冰之一重要來源。

(二) 雨水 大氣界高處，有溫度逆增時，由上層溫度較高之空氣中降下之雨水，經其下之寒冷氣層，卽變爲過寒之水，飛機若在冷氣層中飛行，則此等過寒

之水，將附着於飛機表面而成冰。欲免此患，可將飛機上升至暖氣層中，則溫度既未至冰點以下，自無結冰之慮。雨水在飛機上結冰之又一情形，為飛機自較暖之雨區，飛入較冷之氣團中，飛機自雨區中積得之水份，入冷空氣團中，即凍結成冰。惟飛機既已脫離雨區，雨水之來源斷絕，已積得之水份，為量亦必無多，當不如第一種雨水結冰之嚴重耳。

(三)溶雪 雪自高空下降，有時因其下有一較暖氣層，溶化其一部，成為過寒之水，飛機若穿行其中，過寒之水及雪，將復在飛機表面凍結，成為冰雪之混合物。惟其量常不多，不足成為飛機之大害。避免之方法，亦以高飛為是。

(四)凍雨 凍雨(Sleet)之發生，常為高空中有溫度逆增現象，故當雨滴由高空下降時，穿行冷氣層而凍結成冰。已凍之雨，在飛行上可云毫無危險，惟當雨滴尚未冰凍以前，往往先成為過寒之水，飛機若飛行較高，適在過寒之水層中通過，則即附着飛機表面而成冰，危險性甚大。故當發生凍雨之時，飛行原則，宜低近

地面，或高升入溫度逆增層中，切勿緊接在冷氣層之上部飛行。

(五)霧 濃厚之霧，具有大量水份，霧滴亦殊粗大，有時其溫度遠在冰點以下，成爲過寒之水。其與飛機相遇之機會，以在飛機起飛時爲多，常附着於螺旋槳上，凍結成冰，所幸爲量不多，不足成爲大害耳。

(六)冰霧 冰霧爲小冰滴所構成，本不易在飛機上附着，惟有時與飛機上之引擎(Engine)或其他較暖部份相擊撞，一時溶解爲水，同時外間之氣溫實甚低，乃又凍結成冰，故亦可爲飛機上冰之一來源。

以上所述冰之六種來源，以濃厚之下層雲及雨水爲最重要，其他或以所積之量不多，或以不存在於高空，概可不必深論。

第三節 飛機上所積冰之形態

飛機上所積冰之形態，隨水滴大小及凍結之遲速而異，大別之，約有下列數種：

(一)溶冰 係由雨滴或較大之雲滴結成，爲透明之冰。在所附着之面上，凍結甚固，爲各類冰中之最難剷除者。表面或甚光滑，或現波紋狀，若有凍雨參雜其內，則膠合在一處，呈極粗糙之面，如岩石中之礫岩 (Conglomerate) 然。

(二)霧凇 霧凇 (Rime) 在氣象學上之定義，爲附着於草木葉面之固體凝結物，本條所言之霧凇，亦卽此類，惟不在草木葉面，而在飛機表面耳。其來源係由較小之雲滴構成。色白，不透明，中有氣孔，細察之可見其中之小冰珠，與霜之結晶相似。以非固結之故，較溶冰爲易剷除，惟發現之機會，則較溶冰多至二三倍。

(三)霜 與在地面所見霜之形態相同，爲天氣清明時惟一能在飛機上積聚之冰。其成因由於飛機自冷空氣中，突然飛入暖空氣團所致，當時飛機表面之溫度，受冷空氣團之影響，已降達冰點以下，且在暖空氣團之露點以下，暖空氣與飛機之表面相接觸，立卽受其影響而發生凝結作用，因露點已在冰點以下，故所凝結之產物，不爲液體之水，而爲固體之霜。惟其影響所及，僅在與飛機表面相接

觸之空氣，故所凝結之量常甚少，不足爲飛機之害。其能存在之時間亦甚短，通常在飛機入暖氣團後不久仍消去，因飛機表面溫度，受暖氣團之影響，將漸漸升高也。

飛機上所積冰之形態，雖可歸納爲上述三類，實際上常不如此單純，有時爲冰雪二種混合物；有時幾冷各種固體水之形態於一爐，上列三種冰之形態，不過在理論上可如此劃分耳。

第四節 飛機積冰時之溫度

飛機積冰時之溫度，依理論言，宜在冰點以下，否則冰無由成，當不克有積冰情事發生。但在實際上，飛機駕駛員往往報告溫度未達冰點，卽有積冰情事發生，有時溫度尙在冰點以上攝氏一、二度，最甚者四、五度，亦有冰之現象，此種報告，事實可云確鑿無疑，原因則有二說：其一，本非事實，因溫度紀錄不可靠，以構成此事實。各個飛機上本有溫度表之裝置，大氣界之溫度，卽由此表讀得，現時飛機上溫

度表裝置之地位，常有受其鄰近被壓縮空氣侵入影響之可能，此項空氣，以經歷縮之故，溫度宜較一般自由空氣溫度爲高，因而飛機上溫度表所指示之溫度，亦遂較大氣界確實溫度爲高，又通常溫度表所示溫度之可靠程度，僅能達攝氏一度左右，在此限度以下，本不克真確表現，大抵此一類事實之構成，差數大者由壓縮空氣所致，小者則溫度表本身之關係也。其二，本爲事實，溫度之所以不達冰點者，因積冰之處，溫度實在冰點以下，而溫度表所在處之溫度，則在冰點以上也。翼面爲飛機上極易積冰部份之一，機翼向前推進時，空氣爲翼所分開，自機翼之前緣，沿翼之弧面，爬行而過，因有膨脹作用，貼近翼面之氣溫，遂較一般空氣溫度爲低，此種影響，有時可令溫度差別，達攝氏數度之多。翼面上又一不可忽視之事實，厥爲蒸發作用，翼面上若積有水份，則當飛機在空中飛行時，蒸發作用甚大，熱量之被消耗者亦甚多，故雖大氣界一般溫度，未達冰點以下，翼面之溫度，則以水分蒸發之故，早已在冰點以下，而發生凍結矣。總上兩種原因，無論其爲溫度表之錯

誤，或翼面之溫度，與一般自由空氣之溫度，本有不同，其所提供我人之參考則一，即飛機上結冰現象之發生，不必拘泥於溫度必須在冰點以下之說。凡溫度已在冰點附近，濕度又近於飽和之時，從事航空氣象工作者，皆當予飛機駕駛員以有冰險可能之警告。駕駛員在飛行途中，發現飛機上溫度表所示之溫度，已近冰點，亦宜預防有積冰之危險，勿再飛入雲層或雨層中。

第五節 飛機上積冰量之多寡

飛機上積有冰雪，未必皆能影響飛行之安全，惟積冰量多者，乃能實際爲害耳；故當討論積冰問題時，除決定有無積冰之可能以外，宜更進而決定冰量之多寡，以爲有無實際影響之依據。冰量多寡之決定，自原則上言之，約有二途：其一，自冰之來源方面決定；其二，自飛機之飛行速度方面決定。屬於第一途者，其要素凡二：一爲空氣中含有水份之多寡；此可以比較濕度 (Specific Humidity) 或露點爲代表，凡比較濕度大，或露點高者，積冰量多，反是，則少。然亦有一定限制，若水份

過多，則本條原則不特不適用，且得相反結果，其故以當冷水與飛機表面相接觸時，若水份過多，則將不能全部凍結，而僅凍結其中之一部，由凍結之冰中放出之潛熱，又足阻止其餘水溫不下降，通常在暴雨中不易積冰，而在毛毛雨中反有嚴重之積冰現象者即以此。二爲水滴之大小；當飛機鼓動螺旋槳向前疾進時，空中水滴，能與飛機之螺旋槳及機身相擊撞者，其體積大小，須達一定之限度，否則體質過輕，將隨氣流繞螺旋槳或機身飛舞，而不與飛機相接觸，飛機所積之冰將甚少，有時至不克有冰之現象。以上所言關於結冰量多寡二原則，應用於實際方面，飛機宜勿在濃厚之低級雲如積雲、積雨雲、層積雲、層雲中飛行，冬季尤宜注意；蓋在此等雲中，水既豐富，質點又往往粗達雨之階段，極易積得大量之冰也。屬於第二途者，當飛機向前進行時，在其翼之前緣及翼之上面，空氣膨脹，壓力減少，因而溫度常較在他處爲低，所低減之數，與飛機前進之速度成正比例，依此立論，當大氣界之溫度已近冰點，且有積冰之可能時，飛行速度宜減低，否則冰將在飛機之

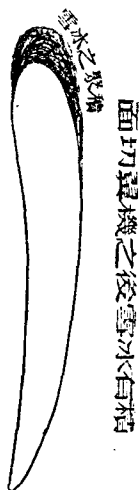
兩翼，加速積聚，原可不致爲飛機害者，至此或將予飛機以重大困難，不可不注意焉。

第六節 飛機積冰後之影響

飛機上最易積冰之部份，爲飛機之兩翼，螺旋槳，鋼絲，身部及其他顯露於外之部份。在兩翼上積聚之冰，最多處雖在翼之前緣，但有時可擴展至半個翼面。在飛機本身及鋼絲上之冰，有時可增加厚度至三寸左右。螺旋槳上之冰，較難積聚，已積聚後，有時可因螺旋槳旋轉過速，脫落其一部，但極堅固者仍能停留於螺旋槳上，使螺旋槳失却原有之平衡。飛機在此等部份積有冰雪以後，所蒙受之影響，約有下列數端：

(一) 因翼面之弧度變更，減少飛機之上舉力 飛機之上舉力，與翼面之弧度有連帶關係（參閱飛行章「航空力學原理」及「升力及抗力係數」二節），冰雪在翼之前緣積聚後，常使此項弧度減小，如左圖所示。

圖七十五 第



飛機之上舉力，因之乃不能維持其原有數值。

(二) 因飛機本身體積增大，表面變為粗糙，增加空氣之阻力。美國飛機師納耳遜 (Thomas P. Nelson) 氏，曾以道格拉斯式四號郵機 (Air Mail Douglas Type M-4) 為例，就飛機上鋼絲一項，研究其積冰後所增之阻力，得結果如下：

未結冰時所受之阻力	假想 1, 4, 5 積冰厚 $\frac{1}{2}$ 吋 2, 3 厚 $\frac{5}{8}$ 吋時所受之阻力
1. 1.347 lb	27.22 (比率 1/20)

2.	14.900	197.60 (比率 1/13)
3.	8.649	176.10 (比率 1/20)
4.	1.587	20.10 (比率 1/13)
5.	1.755	22.95 (比率 1/13)
總數	28.190	443.97 (比率 1/16)

表中1爲飛機上之穩定線，長十九呎，厚○·○七二吋；2爲飛行線，總長一百十呎，厚○·一三二吋；3爲着陸線，總長九十八呎，厚○·○九吋；4爲中部綁縛線，共長十四呎，厚○·一一二吋；5爲斜縛線，共長十六呎，厚○·一一二吋；所積之冰，概以中等強度爲標準；鋼絲之切面及積冰後之形狀，如左圖所示：

鋼絲鋼式型流之後冰積

鋼絲之集積



由上表可知即鋼絲一項積冰，已足使飛機受累不淺矣。

(三) 減少螺旋槳之活動能力。

(四) 使螺旋槳失却原有平衡，而於旋轉時發生震動，嚴重時可鬆解飛機之全部組織。

(五) 阻礙控制板之活動，而使飛機失却控制。

(六) 增加飛機之重量，而使速度減小。

(七) 在飛機駕駛室之窗外及前部觀察燈上結冰，能障礙視線，滅殺燈光，使

飛機駕駛員於降落時不易窺見地面情況。

由上各種影響所產生之事實，輕者飛行速度變小，飛機漸漸下沉；重者慘禍往往因之發生。

除飛機外，輕氣球之頂部，及飛艇之前部，有時亦有積冰情事。其結果，使氣球之重量增加，不易繼續上升；飛艇前重後輕，失却原有之平衡狀態，不易向前進行。飛艇上螺旋槳之裝置，係在氣囊之下方，螺旋槳若積有冰雪，有時可因由螺旋槳擲出之冰，將氣囊擊穿，則其爲禍將更不堪設想。故就航空方面言，有遇積冰之危險時，以不飛或繞避冰區爲是。

第七節 冰之預測

冰之預測，驟言之，似係一單簡問題，實際上，則困難殊多，蓋當飛機發生積冰現象時，溫度既不必皆在攝氏零度，而其距離零度之數，又至無一定也。惟從理論方面言，飛機上積冰現象之發生，不外冰點溫度與飽和濕度二條件之會合，有此

二條件，始有結冰之可能，關於冰之預測問題，實際上亦僅能推斷至有無此可能而已。欲知有無此項可能之方法，通常以乾空氣之絕熱變化率為依據，推得凝結線之高度，再應用飽和空氣之絕熱變化率，推得溫度降達冰點之高度。例如地面空氣之溫度為攝氏二十五度，露點為攝氏十度，依乾空氣及飽和空氣之絕熱變化率（參閱第一表），凝結線離地之高度，宜為一千五百公尺，冰結線離地之高度，宜為三千五百公尺。若當時天空中有積雲或積雨雲，則當飛機在離地三千五百公尺以上之高度，自此等雲中飛過時，將有積冰之危險。應用此法時所宜注意者，雲之種類，以對流性雲為限，若已確知雲底離地之高度，則可不必用乾空氣之絕熱變化率推算，而即自雲底應用飽和空氣之絕熱變化率，推算冰結線離地之高度，較完全用絕熱變化率推得之高度，尤為可靠。

飛機上所積冰之又一重要種類，厥為溶冰，溶冰之構成，係由暖氣層中之雨水，降達冷氣層所致，實際上大氣界中有此現象之機會，以在暖面區域為最普遍，

故在冬季飛機通過暖面前雨區時，宜預防有積冰之危險。

第八節 飛機上之碎冰裝置

飛機上之碎冰裝置 (De-icer)，因積冰問題之嚴重，近年續有所發明與改進，現時較爲通行者，約有三種：(一)化學藥品消融法；(二)機械力破碎法；(三)熱力消融法。各述其大概如下：

(一)化學藥品消融法 水之性質，若有酒精攙雜其中，則可將冰點降至甚低，本法即依據此原則構成。在機翼之前緣，裝置小橡皮管，爲噴注酒精之用，更攙雜若干甘油 (Glycerine) 於其中，以增加酒精之黏力。如此則過寒之水，遇酒精後，因冰點降低，在普通低溫下不易結冰，已結冰者，亦因冰點降低而復歸融解，甘油則使酒精固着於翼面，不致有酒精缺乏之虞。現時歐洲商用飛機，大率採用此裝置，美國之商用飛機，現亦有採用者，且進而設法改良，使酒精能噴達螺旋槳，以同免積冰之危險。

(二)機械力碎冰法 此法在飛機之極易積冰部份，裝置硬橡皮管，遇有積冰危險時，不斷使橡皮管漲縮，利用漲縮時之彈力，使冰雪不易在飛機表面上積聚，現時美國新式商用飛機，大率有此裝置。

(三)熱力融冰法 在飛機之易積冰部份，裝置熱氣管，飛機有積冰危險時，開放熱氣管，使溫度不致降達冰點以下而結冰。

以上三種方法，第三法流行不廣；第一第二兩法，雖已在歐美商用機上普遍應用，但據飛機駕駛員報告，以之應付輕微積冰尚可，若遇嚴重局勢，則殊嫌不足，由此可知飛行方面之積冰問題，尙未能從航空工程方面完全解決，而有賴於氣象方面之努力預報也。

第九節 避免冰患要則

飛機上積冰問題，既不能利用碎冰裝置，徹底解決，復不能依據氣象知識，確實預報，惟有運用各項有關原則，從各方注意，以期將大患化爲小患，小患化爲無

患。美國有一高級飛行技師，曾本其多年飛行經驗，運用氣象學原理，作成避免冰患要則十餘條，可爲飛行方面之參考。

(一) 遇有積冰之可能時，宜小心檢查飛機上一切碎冰裝置，如螺旋槳及兩翼上之碎冰裝置，窗戶及其他部份之暖氣管等，是否健全，並是否已開始活動。

(二) 在山之向風方面，並有暖面存在時，宜預料有積冰之可能。

(三) 宜避免在積雲之頂部飛行。

(四) 倘無其他更大困難，宜避免在攝氏一度至零下四度之雲中飛行。

(五) 如必須在雲中飛行，宜極力搜求在攝氏零下六、七度以下處飛行，如能在零下十度以下處飛行尤佳。

(六) 常轉動飛機之控制板，以免控制板爲冰所膠結，致應用時不克轉動而釀成大患。

(七) 在晚間宜利用飛機前部保險燈之光輝，辨明飛機上所積之冰，屬何種

類，以便知所應付。

(八)變更發動機及螺旋槳之活動力，成爲忽大忽小之情景，使冰雪不易在飛機上積聚。

(九)宜了解因應付積冰危險而額外耗費之油量，以免發生燃料不足之弊。

(十)宜切記飛機上窗戶積有冰雪後不能向外窺察之危險，而宜常保持窗戶之潔淨，雖飛機僅在少數雲片之邊緣繞飛，亦須同樣注意。

(十一)飛機上若已積有冰雪，宜聯想及速度及上升力之減縮，以另定飛行計劃。

第十一章 亂流

第一節 亂流之意義及其與飛行之關係

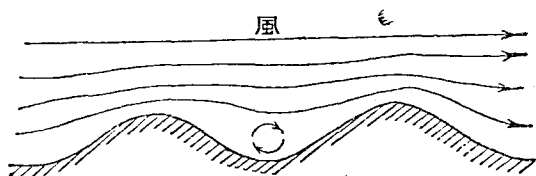
大氣界中無定向無定速之流動，統稱之曰亂流 (Turbulence)。亂流爲氣象學上不易徹底解決之一問題，但頗佔重要地位。其最大功能爲攪和作用，大氣界中若絕對無亂流，則水氣塵埃等將散布至高空之可能，天氣變化，亦將不如現時之複雜矣。亂流中空氣流動之速度，雖至無定，但最強烈之氣流，通常不在所稱亂流中討論，故在飛行方面，根本上無發生大危險之可能。惟因其方向無定，速度不均，飛機進入其中，與在崎嶇不平之道路上行車無異，此種情況，通常稱爲顛簸 (Bumpiness)，能使旅客感受不愉快，甚者發生嘔吐，其結果足以影響商用航空之發展，是爲亂流對於飛行之關係。

第二節 亂流之種類

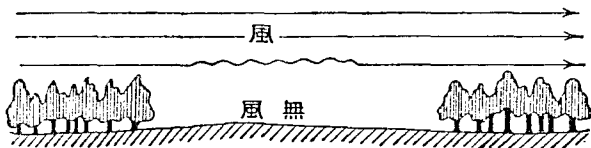
亂流之種類，依其成因劃分，可得三類：（一）由力而起之亂流（Mechanical Turbulence）；（二）由熱而起之亂流（Thermal Turbulence）；（三）陣風（Gustiness）。茲依次述其性質如下：

（一）由力而起之亂流 此項亂流之構成，細分之，尙可得下列二種：（甲）由高低不平之地面所構成；當平流之風，經高低不平之地面或障礙物，如小山、樹林、或建築物時，常激盪而爲亂流，如第五十九圖所示，其厚度與風速之大小成正比。例，就通常情形言，在平坦地區，約百餘公尺，山嶺區域，可達一千公尺以上。若障礙物之高度爲已知，則此厚度，尙可由障礙物之高度求得，其原則爲亂流層之厚度，約四倍於障礙物之高度。（乙）由兩層速度不同之氣流所構成；流體之性質，若速度不等，則在兩流體間之不整合面，激起波動，風經水面造成波浪，卽其例也。大氣界中若有兩層速度不同之空氣，其情形亦然。我人在地面上所見之高積雲（A-Cu），卽爲上空有此等波動氣流之表現，飛機飛入其中，卽將有顛簸之苦。

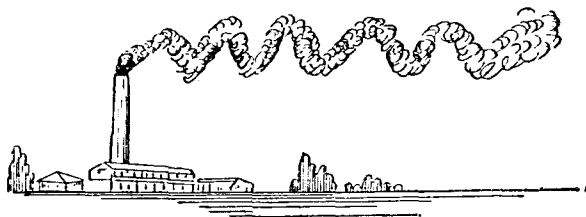
圖九十五第
流亂之生產力由
流亂之域區嶺山(甲)



流亂之間林森兩(乙)



流亂之旁近物築建(丙)



流氣之區域動波

向方之行進速度



(二) 由熱而起之亂流 地球表面，因溫度之分佈不均，常造成一種亂流，實即小規模之對流。以與太陽熱力相關之故，一歲中以夏季晴明無風之日為發達，一日中以午後二、四時為最盛，日出時為最弱。在地區方面，以無草木之區，或山谷中為最發達。其垂直厚度，可自地面上升至六百乃至一千公尺之高。上升氣流速，約自每秒二公尺至四公尺；下沉速度，通常較上升速度為小，但亦可達每秒二公尺。在此項氣流中，垂直溫度差數，常達乾空氣之絕熱變化率。若在此種亂流層

上，有一溫度逆增層，則亂流層之範圍，即止於此處。

熱力亂流對於飛行之影響，因其實爲小規模對流之故，當飛機在飛行中遭遇一股上升氣流時，突然上升，與汽車在進行途中遇一石塊相似，航空界稱爲碰撞 (Bump)。迨上升之氣流過後，或遇一下沉氣流時，飛機突然下落，似陷入坑阱中然，航空界中特稱之爲氣穴 (Hole in the Air)。又因此等對流，規模實極狹小之故，有時一翼已入上升氣流範圍內，他一翼則仍在平行或下沉之氣流中，使飛機之兩翼，一高一低，成極顯著之傾斜狀態。此種情形，當夏季晴朗之日，沿地面低飛時，由熱地面進入湖沼或其他小規模水區，即可發現，有時經過一公路或鐵路時，亦可感到一二，實不僅理論然也。

(三)陣風 陣風係指在短時間內，速度方面變遷極大之風（參閱飛艇氣象學章風與飛艇節中陣風條）。其程度以百分數計算。若每小時平均風速爲三十公里，在數秒鐘內降達十五公里，又復升至四十五公里，則此陣風之程度，稱爲

百分之一百餘類推。

陣風雖僅風速大小之變遷，但因飛機之上舉力，與飛機對於空氣之相對速度，成比例之故，順風飛行時，風速增大，相對速度減少，上舉力亦隨之縮小而飛機下落。逆風時相對速度隨風速增加，飛機因之上升。故雖僅有風速方面之變遷，飛機亦同樣發生上下運動，而使旅客感受不適。通常有以此為空氣實有上下行動者，則蓋為飛機之升降所誤也。

第三節 避免飛機顛簸之方法

亂流雖不能為飛機之大患，然以能使旅客感受不適之故，在商用航空方面，以設法避免為是。依據亂流之性質，得要則如下：(一)最不穩定之氣流，在(甲)近地面；(乙)無草木之陸地；(丙)山嶺叢疊之區；(丁)晴明無風之日；(戊)雲底；(己)兩層不同風向或不同風速之間。(二)最穩定之氣流，在(甲)溫度逆增層內；(乙)水區；(丙)離地高處，通常須在一千公尺以上；(丁)在雲之上；(戊)在晴明無風之

晚間。飛機駕駛員若選擇第二條內所述各款飛行，可甚舒適；否則將不免顛簸之苦矣。

第十二章 能見度

第一節 輻射能之性質

輻射能(Radiant Energy)依其所輻射波之長短,可分爲X線(X-Ray),紫外光(Ultra-Violet Rays),人目所能見之光(Light),紅外線(Infra-Red Radiation)及無線電波(Radio Waves)等數集團。各集團咸有其特性,但無明確之分界線。至於輻射能之來源,雖有種種,但尙未全爲人所探知。依據現時學說,僅知其爲一種波動,並有物質之流注而已。我人若承認波動學說(Wave Theory)爲不謬,則所有光象中之亂反射(Scattering),折光(Refraction),反射(Reflection)及干涉(Interference)等,咸可迎刃而解。波之長短,亦可定奪。依現時物理學家研究之結果,所得各種波長如下:

名	稱波	長	波長限度	產生方法	探測方法及所測得之性能
宇宙光 Cosmic Ray	0.000,000,000,1mm	?	?	?	{Electroscope 能穿二公尺厚鉛板
加馬線或硬性光線 Gamma-Ray	0.000,000,003	300	300	原子之破碎	{照相及磷光 較 X-Ray 之透射力為強
愛克斯光線 X-Ray	0.000,05	1700	1700	電子之打擊	{照相及磷光 能穿入物質之一部
紫外光 Ultra-Violet	{0.000,2 0.000,4	8	8	熱物體.....	{照相及磷光 能反射,折光及透射
藍光 Blue-Light	{0.000,4 0.000,5	2	2	熱物體.....	{目能見 能反射,折光及透射
黃光 Yellow-Light	0.000,65	2	2	熱物體.....	{目能見 能反射,折光及透射
紅光 Red-Light	0.000,8	2	2	熱物體.....	{目能見 能反射,折光及透射
紅外線 Intra-Red	{0.01 0.2	250	250	熱物體.....	{照相 有熱之形態,能反射及折光
短無線電波	10,000	50,000	50,000	無線電機	無線電機
長無線電波	40,000,000	4,000	4,000	無線電機	無線電機

第二節 光之亂反射

由太陽輻射至地面之光波，其長度係自較長之紫外光，至中等長度之紅外線止。在此光波集團中，僅有一小部份爲人目所能見，其中最短者爲藍光波，最長，深紅光波，白色則各種光波混合之結果也。當光波通過大氣界時，一部份光波爲大氣界中塵埃，烟屑，及較大之氣體份子所亂反射，復返回空中。若亂反射之光波，遠較由目的物射達我人目中之光波爲強，則目的物之光波，將爲亂反射光波所奪，而此目的物卽爲不可見矣。

物質反射或亂反射光波之強弱，視組成此物質份子之大小而定。光波之長度，小於物質份子之直徑時，爲全反射或亂反射；大於物質份子之直徑時，反射或亂反射。反射或亂反射能力，與光波長於物質份子直徑之數值，成四次方之反比。舉例言之，太陽七色中紅光波較藍光波長約一倍，藍光波被反射或亂反射之數，卽須較紅光波多凡十六倍（二之四次方）。在晴天或有輕微烟翳之時，空氣中所含之雜質，其各個份子之直徑，大多較我人目所能見之光波爲短，對於光之反

射或亂反射作用，即依上述原則進行。當黃藍等光波爲空氣中雜質所反射或亂反射過甚，致不能見時，紅色以波長較大之故，往往仍能爲人所見。依此立論，紅燈之視距，宜較藍燈或黃燈爲大，飛行場四周之燈，以紅色爲最相宜。

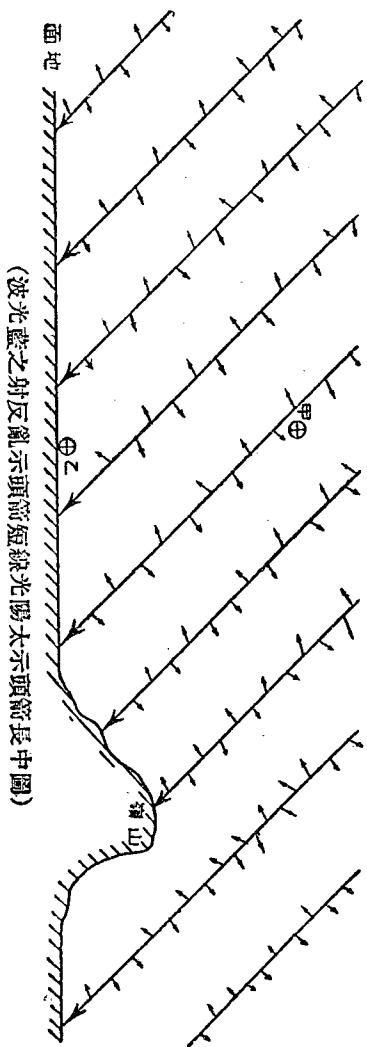
依據光之反射或亂反射性質，大氣界之能見度，可稍加以增進，其方法視下列情形而定：（一）大氣界能見度之縮減，若因由光源發出之光波，受大氣界中雜質之反射或亂反射過甚所致，如機場上信號燈在烟翳中不易窺見是，其解決方法，可增強光源，或增加光波長度以救濟之。（二）有時日光受大氣界中雜質之影響，在觀察者與目的物之間，構成一明亮之亂反射光幕，由目的物發出之光波，爲此光幕所掩奪，致觀察者不易發現此目的物所在，其解決方法，可令觀察者，或飛機駕駛員，戴一適宜之有色眼鏡（以光幕之色爲斷），則光幕之色，將爲色鏡所吸收，不易辨認之遠方的物，可復收入眼簾。

第三節 天空之色及天晴時之翳

大氣界之氣體份子，及充作凝結核之微塵，能對於光帶中藍色光波，施行亂反射作用。當空氣澄清之時，水滴及較大之塵埃，咸不存在，惟此等氣質及微塵，實施亂反射作用，大氣界中充滿為氣質及微塵所亂反射之藍光波，如第六十一圖所示：

圖 一 十 六 第

圖 波 光 藍 射 反 亂 塵 微 及 質 氣



觀察者可因地位不同，而見深淺不同之藍色，甲處地位甚高，在其上之藍光波層不厚，自甲處仰視，將見天空爲深藍色，俯視則爲藍色；乙處因在地面之故，散布其上之藍光波甚多，仰視將見天空爲藍色，平視則遠方之山，亦現藍色，因山與觀察者間，藍光波甚多也。當太陽接近地平線時，日光以須斜穿氣界之故，經過之距離較長，藍光波之被亂反射而喪失者甚多，最後則惟紅光波猶能存在，晨暮太陽之所以現紅色者以此。又當大氣界之濕度增加時，水氣漸附着於塵埃之上，使塵埃之體積增大，除能亂反射藍光波外，兼能反射其他較長之光波，當時大氣界中，除有藍光波散布外，兼有其他光波存在，天空之顏色，因之不爲純藍，而爲藍與其他較長光波所構成之淡藍，有時則更進而爲灰色，是爲濕度與天空顏色之關係。應用於實際方面，則凡翳之顏色，與目的物之背景不相一致時，皆可以色鏡增加能見度。就上列之圖言，在乙處之人，若御有黃色或紅色眼鏡，則可收得自遠方山嶺所發出之一切黃色或紅色光波，惟藍色光波，將爲色鏡所收吸不見耳。依此

方法，可在藍色翳之情況下，增加能見度不少。但若翳之顏色，近於灰白，則因空中由亂反射作用放出之光波，種類太多，無論用何色鏡，對於能見度，均將無甚增進。

第四節 烟塵及能見度

大氣界中常雜有塵埃，顆粒大小，殊無一定，小者僅能反射藍光波，大者則一切有色光波，咸能被其反射。當天氣澄清之時，僅極細之微塵，能浮游於空中，故天空為藍色。大風之後，沙粒亦能飛揚，光波之被反射者，不止較短之藍光波一種，故平視則能見度不大，仰視則天空現淡藍乃至黃色，若自地面向上升，則將見能見度逐漸增進，天空之色，漸進於藍，是蓋由於塵埃之大而重者，積聚於下層空氣中，小而輕者，散布在上也。最後則將見一顯然之清濁分界線，是為塵埃上升之極限，亦即大氣界對流之上緣。在此分界線以上，常為一溫度逆增層，溫度逆增層中，能見度殊佳，其下惡劣。在近地面之濃塵中，雖用色鏡，亦不克有何增進。

烟之顆粒常極細，故僅能反射藍光波。自烟中視太陽，現紅色；視含烟之空氣，

現藍色。能見度若爲烟所縮減，可用色鏡補助，因除藍光波外，其他光波，仍能射入人目也。

第五節 雲霧與能見度

組成雲霧之水滴，其直徑較一切目所能見之光波爲大。在雲霧內部，一切光源，幾於全部斷絕，故在雲霧中能見度常甚惡劣，且無法增進。惟其直徑，尙未達無線電波之長度，故無線電波仍能直達雲霧之內部，無論用無線電碼或無線電照像，均能隔雲霧收得。近時已有人利用此項原則，在航空站上，有無線電降落燈（Radio Landing Beam）出現，此燈向上施放無線電波，另附一儀器，有地平針及垂直針之裝置，能指示飛機駕駛員以在此燈上下左右前後之位置，而爲飛機降落之依據，祇須飛機駕駛員能熟練應用方法，即可普遍採作航空方面之用。此燈之供獻，以在機場上空有濃厚之低級雲掩蓋時爲最大，蓋經此燈之指導，能平安脫離雲層，降達雲底以後，能見度轉佳，可依通常方法着陸也。完全依賴無線電指

示降落，非不可能，但終不免有若干困難，能見度在航空方面，仍值得我人充分注意也。

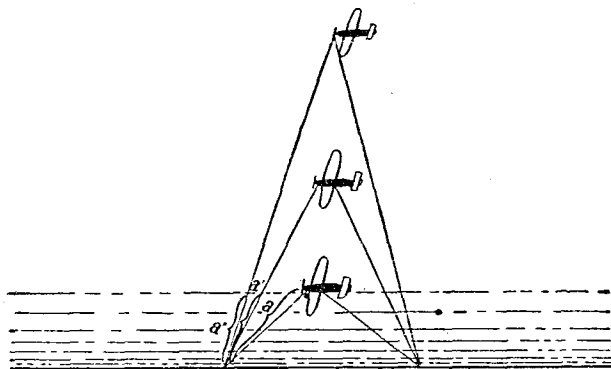
第六節 飛行高度與能見度

飛行高度與能見度之關係，可用下列第六十二圖(甲)(乙)二圖說明：

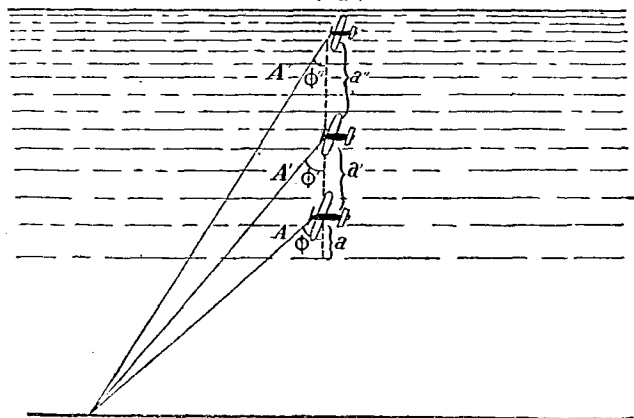
下圖(甲)示低霧，(乙)示高霧。當低霧之時，地面物體對飛機發出之光線，在霧層中經行之距離，自第一飛機依次上數，為 α' 、 α'' 及 α 。以傾角小之故，其數值顯然較 α' 為大； α' 尚較 α'' 為大。光線在霧層中經歷之距離愈長，則被霧滴所遮斷，而不克達駕駛員之目者愈多。故當地面有低霧之時，駕駛員若欲自霧層中窺視地面，以愈高飛為愈有利。在高霧中則不然。 α 之數值，為 $\Delta \cos \phi$ 。自第一飛機依次上數，為 ϕ 、 ψ 、 θ 。故在高霧之情況下，欲對地面得較佳之能見度，以低飛為是；蓋不特實際飛進之霧層較薄， α 之相對數值，亦較小也。

圖二十六第

(甲) 度見能與度高行飛



(乙)



$$\phi > \phi' > \phi''$$

$$a = A \cos \phi \quad a' = A' \cos \phi' \quad a'' = A'' \cos \phi''$$

第十三章 氣象報告及天氣預報

第一節 氣象報告

航空方面之氣象報告，通常須包括下列各項：

- (1) 天頂 以百公尺爲單位，報告天頂高出觀測地點之實數，當天空全部有十分之五以上爲雲所掩蓋時，須報告之。報告之詳細程度，自地面至一千五百公尺處，須報告每五十公尺之最近似值；一千五百公尺至三千公尺處，可略爲每百公尺之最近似值；三千公尺以上，僅須報告「天頂無限」一語，而不必詳言高度。
- (2) 天空狀況 天空狀況，別爲下列各等級報告之：

晴朗 (Clear) 雲量小於一。

微陰 (Scattered Clouds) 雲量在一與五之間。

部份陰 (Broken Clouds) 雲量在六與九之間。

曇 (Overcast) 雲量在九以上。

濃霧 (Dense Fog) 濃烟 (Thick Smoke) 濃翳 (Thick Haze) 濃塵
(Thick Dust) 吹雪 (Blowing Snow) 飛塵 (Blowing Dust) 飛沙
(Blowing Sand) 皆於天頂及能見度均達零度時始用之。

(3) 能見度 以公里及公里之小數報告之。能見度在六公里及二十公里之間，須報至一公里之最近似值；二十公里以上，則報至五公里之近似值可矣。

(4) 天氣狀況 凡不屬於天空狀況項下之大氣界一般情況，悉於此報告之。其詳如下：

微雨、和雨、或大雨。

輕微、尋常、或嚴重之凍雨。

微雪、和雪、或大雪。

微雹、和雹、或大雹。

輕微或濃厚之毛毛雨 (Mist)。

輕微或濃厚之凍結毛毛雨。

飄灑雨 (Sprinkling) 於雨滴較大而量不足計算時用之。

和緩、中常或嚴重之雷陣。

和緩、中常或嚴重之大風雜陣雨，或大風雜陣雪。

和緩、中常或嚴重之風向急劇轉變線。

(5) 視線障礙情況 視線被障礙情況，可歸納為下列各等級報告之：

翳、烟或塵 視距同為二至十公里，依其成因之不同而分別報告之。

濃翳、濃烟或濃塵 視距在三百公尺與一公里半之間時用之。

輕霧 視距在一千二百公尺與十公里之間時用之。

中常霧 視距在三百公尺與一千二百公尺之間時用之。

濃霧 本條通常在天空狀況內報告，此處可略。

輕微、中常或濃厚之地面霧 (Ground Fog) 視距與前述各級霧同，惟天

頂宜不爲零。

吹雪、飛塵或飛沙 於視距縮達一公里半至十公里之間時用之。

濃厚之吹雪、飛塵或飛沙 於視距縮達三百公尺至一公里半時用之，若在三百公尺以下，則歸納在天空狀況內報告。

(6) 溫度 以報至華氏一度或攝氏半度爲原則。

(7) 露點 與報告溫度之方法同。

(8) 風 風向以八向（北、東北、東、東南、南、西南、西、西北）爲原則，不在八向之風，歸納於所接近之方向內報告之。風速用每秒公尺，或每小時公里爲單位均可。風之性質，凡風速不大而方向無定者，可稱爲不定之風 (Variable)；風速不定，其變化在每秒九公尺與十一公尺之間者，可稱爲快陣風 (Fresh Gusts)；在十一公尺與十八公尺之間者，可稱爲強陣風 (Strong Gusts)；在十八公尺以上者，可

稱爲烈陣風 (Severe Gusts)。

(9) 氣壓 用公厘 (mm.) 或賴 (Millibar) 爲單位報告之。

(10) 機場狀況 天晴時至少每日須報告一次。濕軟、冰結、或有雪掩蓋，以及其他各種地面情況，有礙飛機之降落者，每作一次氣象觀測，須隨同報告。

(11) 附註 凡不屬於上列各項內之天氣方面變化，而可爲飛行方面之參考者，如雲之偶然消散、霧之加厚等，均歸納於此條報告之。

第二節 氣象報告之傳遞

氣象報告之傳遞，爲氣象工作方面一極重要問題。在昔電報未發明以前，氣象學方面，因報告之傳遞不速，亦不能有長足之進步。晚近電報交通發達，氣象方面，自屬不舍良機，首先利用。美國近年，更採用自動電報機 (Teletype)，以收發氣象報告，尤爲便捷。所餘氣象報告之傳遞方面問題，乃在如何使報告方面所用之術語及符號，更簡便而明晰，下述術語及符號，係現時所通行者，不能謂爲無改進

之餘地也。

(1) 天頂 以雲底高出於測候所所在地之實數報告，「u」示天頂無限，「E」示天頂之高度由估計而得。

(2) 天空狀況 以下列各符號示各級天氣狀況：

○ 示晴朗，即雲量小於一。

① 示微陰，即雲量在一與五之間。

② 示部份陰，即雲量在六與九之間。

⊕ 示曇，即雲量在九以上。

⊖₊ 示濃霧，即能見度在三百公尺以內，而天頂爲零。

/ 在符號之後，示高度大。

- 在符號之後，示稀薄。

+ 在符號之前，示黑暗。

(3) 能見度 以公里之數字報告。

(4) 天氣狀況 以下列各符號表示：

R 示雨；

MI 示毛毛雨；

HL 示雹；

F 示霧；

K 示烟氣；

FRR 示凍雨；

FRMI 示凍結之毛毛雨；

S 示雪；

GT 示地面霧；

D 示塵；

SP 示飄灑雨；

SL 示凍雨；

F 示雷陣；

H 示翳。

凡上列各符號之後，附以「+」號示嚴重，「-」號示輕微。

(5) 溫度 以數字報告。

(6) 露點 亦以數字報告，以一斜線與氣溫隔離，如 10/8 示氣溫十度，露點八度是也。

(7) 風向 以風向之首一字母，或用箭頭表示。以「C」示無風，以「Q」示風向有急劇轉變。

(8) 風速 以實際數字報告。G 示風速不定；V 示風速風向均不定。

茲更舉在美國自動電報機中所傳遞之氣象報告實例二則如下：

實例 1

E180/MR-F-
65/63 ← 20G.

譯意 天頂高度，估計爲一千八百呎；

天空狀況，上層雲掩蓋天空之全部，下層雲掩蓋天空全部之六至九；
能見度，四英里；

天氣狀況，有微雨及輕霧；

溫度，華氏六十五度；

露點，華氏六十三度；

風向，正東；風速，每小時二十英里，大小不定。

實例 2

U-0/3/4GF-
48/47 ↙ 16

譯意 天頂高度，無限；

天空狀況，有高而薄之雲，雲量一至五；
能見度，四分之三英里；

天氣狀況，有輕微之地面霧；

溫度，華氏四十八度；

露點，華氏四十七度；

風向，東北；風速，每小時十六英里。

第三節 天氣預報術之沿革

天氣預報術之沿革，顯然可劃分為三個時期。最初，人類以受天氣方面密切影響之故，默察物類之先徵，為預測未來天氣之用。物類中動植礦三類，咸隨天氣變化而有特種表現，動物中魚高跳，貓洗臉，蚯蚓出穴，皆與陰雨有關；植物中檉樹根潮濕，礦物中石出汗，亦與陰雨相連。積此等物類方面之先徵，得天氣變化定則，如「礎潤而雨」、「狗爬地，主陰雨」、「天將變，則商羊起舞」之類是，所有推測

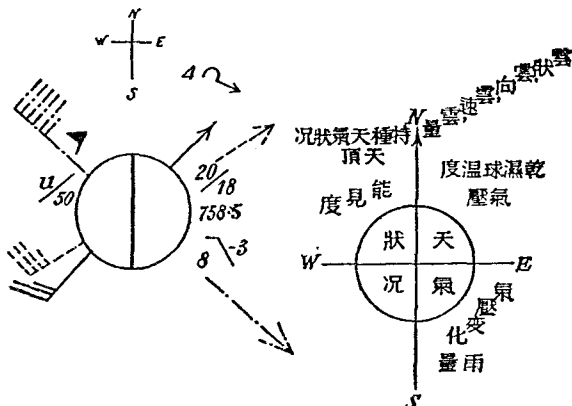
未來天氣變化之方法，完全基於此等謠諺，是爲俚諺時期。自西歷一六四三年意大利人托列塞利 (Torricelli) 氏發明氣壓表，一六五〇年德國物理學家勾列克 (Otto von Guericke) 氏發現氣壓變化與天氣之關係以後，欲測未來天氣，有氣壓表可資依據，是爲測器時期。一八二〇年德國物理學家勃蘭特 (Heinrich Wilhelm Brandes) 開始收集各地氣象觀測報告，填註於地圖上，爲天氣圖之濫觴。一八三三年德國物理學家高斯 (Karl Friedrich Gauss) 及魏勃 (Wilhelm Weber) 兩氏，首先用電報傳送氣象報告，自後各國人士繼之，並陸續加以改良，進達數小時前之各地天氣情況，能同時集於圖上，製成所謂天氣圖，未來天氣變化，即可依此圖求得，是爲天氣圖時期。今雖猶在此時期中，惟自一九二〇年前後，挪威 (Norway) 國氣象學大師畢雅克疑斯 (Bjerknes) 氏父子 (父 V. Bjerknes 子 J. Bjerknes) 應用流體力學原理於氣象學，並嚴格組織天氣圖以來，天氣預報方法，另闢一新紀元。其與舊時預報法不同之點，舊時預報法以分析天氣圖上

之氣壓報告，求得高低氣壓區所在之位置，以預報未來天氣，預報之術語，每好爲籠統不定之詞，實卽由於依據高低氣壓位置所得之廣泛原則，根本不能作若何肯定語也。挪威氣象大師所提倡之預報術，首須極端嚴格並詳細製作天氣圖，凡大氣界之實際情況，無論平面或立體，均須能在天氣圖上一目了然，天氣圖上所表現，如等壓線及氣團間不整合面等，又須處處精確可靠，然後應用此項天氣圖，爲推算氣壓區域及氣團間不整合面移行方向及速度之依據，以定未來氣壓區域及不整合面之位置，再參酌氣團之穩定性程度，及動能之大小，以斷定未來天氣變化之強度。二者相較，挪威學者之所提倡，在陳義方面，顯然高出舊時預報術多多矣。

第四節 天氣圖之製作

製作天氣圖之步驟，先就各地發來之氣象電碼，譯爲明語，詳細填註於圖上。填註之方法，如次圖所示：

圖三十六第
圖位方告報象氣註填
例實(乙) 位方(甲)



附註

風向以圓圈為中心，用箭頭表示，但不通過圓

風速以蒲福爾特氏等級表示，每二級作一長

線，一級作一短線，附於風向線上。

上層風之表示方法，與地面風同，惟用不同之顏色。高度通常以二千公尺為一級，即離地約二千公尺高度為第一級，再二千公尺為第二級，餘類推。

譯意

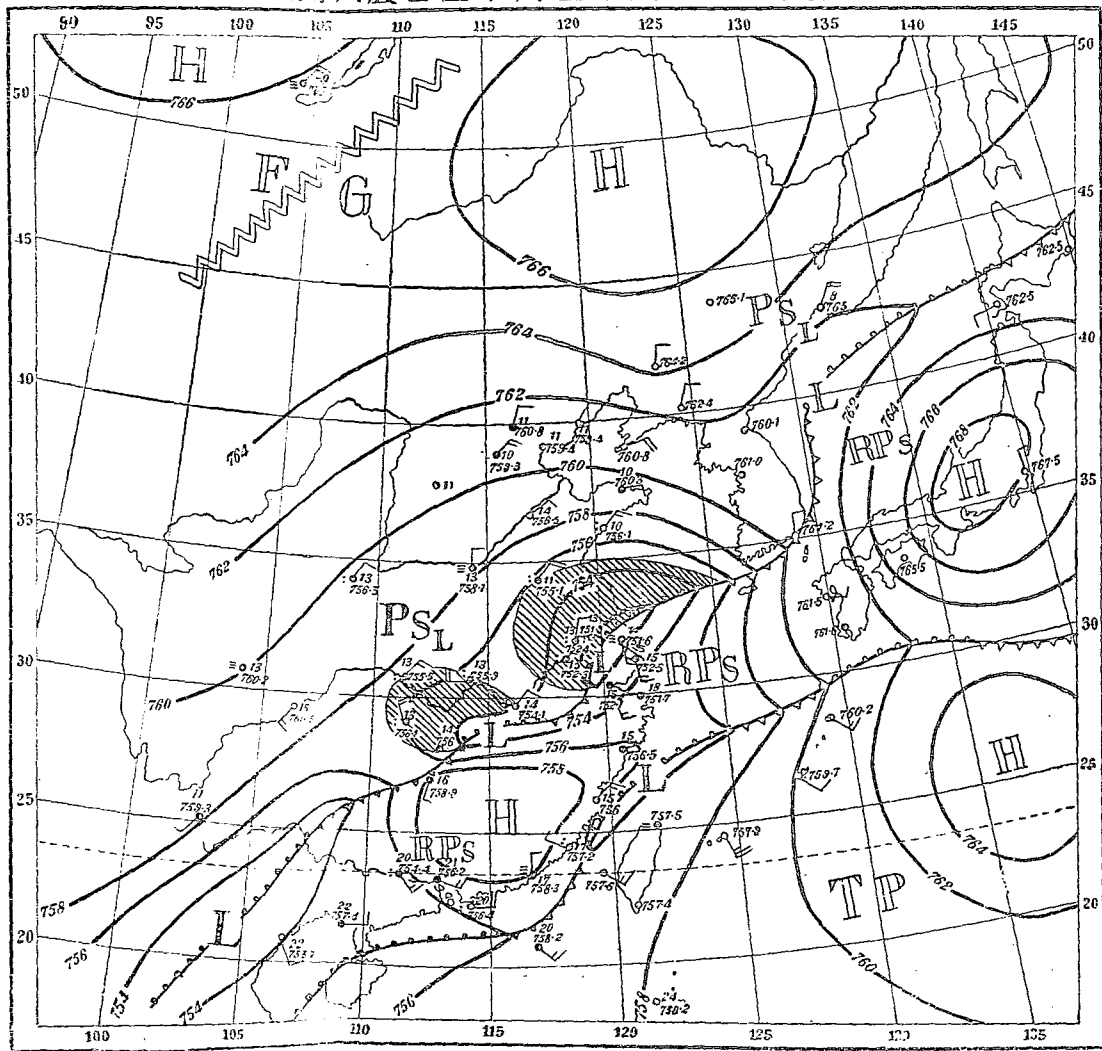
地面風向西南；風速第五級，上層風向第一高度為西南西，風速第七級；第二高度西北，風速第十級。溫度乾球攝氏二十度，溼球攝氏十八度。氣壓七五八·五公厘。氣壓變化，先平，後降三公厘。過去二十四小時雨量，八公厘。天氣狀況，微陰，有陣雨。雲狀，積雲；雲量，四雲向西北。天頂，無限。能見度，五十公里。

次就圖上所列各種報告，加以研究，求得各氣團及氣團間不整合面所在之大致位置，作初步之分析。在搜索氣團及氣團間不整合面所在之位置時，最宜注意者：氣壓，在趨勢 (Tendency)；溫度，在露點；此外如雲狀，雲向，能見度，海面或平坦地區之風向，風速，亦須充分注意；至於氣壓實數之大小，地面氣溫之高低，則僅可資輔佐而已。最後依據通常原則，繪製等壓線，以決定氣團及氣團間不整合面之確實位置，並宜用各種符號，將大氣界中值得飛行人員注意之事項，如雨區，雷陣等，標題清晰，使閱者一目了然，其在重要區域，須用立體圖表示者，並宜特繪立體圖表示之（參閱天氣章天氣圖節），乃足成爲一完備之天氣圖。現時航空事業發達國家之天氣圖，大多依此方法製作，飛行人員但須了解天氣圖中所示，即可利用之。（附天氣圖插圖）

第五節 天氣預報之依據

天氣預報，乃就當時天氣圖上事實，依據氣象學上原則，所作之一種推論，與

東亞天氣圖
(時六晨日四十月四年四十二國民)



符號說明

- 晴天。
- ◐ 部份陰天。
- ◑ 全陰或曇天。
- 霧。
- ☉ 雨。
- ☂ 雨區。
- ☃ 冷面。
- ☄ 暖面。
- ★ 極面產生區。
- FG 高氣壓區。
- H 低氣壓區。
- L 西伯利亞冷氣團 (Polar Siberian Air Mass)。
- Ps 受較暖陸地影響後之西伯利亞冷氣團。
- PsL 受較暖陸地及水面影響後之西伯利亞冷氣團。
- RP 返回高緯度之西伯利亞冷氣團。
- PsR 受較暖陸地及水面影響後之西伯利亞冷氣團。
- wPsR 太平洋暖氣團 (Tropical Pacific Air Mass)。
- Tp

風速以箭羽表示，每一長羽示蒲福爾特氏風速二級，短羽示一級，例如 > 示風速三級，餘類推。
測候所旁之數字上，示氣溫，以攝氏度為單位，下示氣壓，以公厘為單位。

猜測爲二途；若依據不足，而妄爲斷語，則流於猜測，非預報矣。嚴格言之，預報價值之有無，不在事後應驗與否，而在預報之作成，是否有理論與實事方面之依據。不可靠之預報，有時爲害尙較無預報爲嚴重，故飛行人員對於所得氣象預報，除了解其所指示之內容外，宜略知預報者作此預報之依據，以便推斷此預報之可靠程度。

作成預報時必不可少之依據，首宜就氣壓趨勢 (Pressure Tendency)，氣壓梯度 (Pressure Gradient) 及等壓線之形式，推斷未來若干小時後，氣團，氣團間不整合面及高低氣壓區域之分佈情形；次就各氣團之穩定及不穩定程度，包含力能 (Energy) 之大小，不整合面之傾角及移行速度，以推斷未來天氣變化之種類及強弱；最後就地形，時令，及前一二日已表現之事實，加以修改，作爲正式決定。無上述依據，而有詳盡之預報，則卽所謂猜測，而非預報矣。飛行員對於此等預報宜審慎用之。若飛行員能自依據氣象學上原則，隨時觀察審辨，並依據原則趨避，

收效尙較此項無依據之預報爲大。

第六節 航空方面之天氣預報

航空方面之天氣預報，可分爲三類：（一）通常預報；（二）專班預報；（三）特別預報。通常預報，由負責之氣象機關，依規定時間發布之。以美國而論，此項預報，每日凡六次，時間爲午前二、六、十及午後二、六、十，以東部時間（較英國格林威治（Greenwich）時間遲五小時）爲準。預報內容，則凡與航空有關之天氣方面情況，咸涉及之。專班預報，係爲專班航行之飛機而發，時間無定，預報所及之區域及項目亦無定，惟依此專班飛機所欲知者爲限。特別預報，係在通常預報以外，天氣有急劇變化時行之。所謂急劇變化者，如雷陣之突然發生，霧之加厚或消散等，在飛行方面，關係均甚重大，若欲待至規定之預報時間發布，則感時間迫切，飛機之危險堪慮，乃由氣象機關，於通常預報之時間以外，發布一特別預報，以便飛機知所趨避。此項預報，既因有特殊情形而發，故其範圍及項目亦無定，而惟以當時之情

況爲斷。以上三種預報之最有效期間，通常爲六小時，美國氣象機關之每隔四小時發布一次預報者卽以此；蓋航空方面所欲知之天氣情況，須詳盡而確切，與一般社會人士所欲知者不同，模稜兩可之術語，既不適於航空方面之天氣預報，大氣界之變化原因，又極複雜，欲得確切詳盡之天氣預報，非勤爲偵察大氣界之行動不可也。在普通預報方面，雖有將預報期間，擴展至三十六小時乃至四五日者，此其實效，在航空方面蓋微矣。

通常預報之內容，須包括下列各項：

(一) 總綱 包括於此項內者：

(甲) 航空路線之名稱 以起訖兩航空站名之。

(乙) 預報之有效期間 須註明時及分。

(丙) 所用之標準時區

(丁) 預報之種類 如通常預報，專班預報，特別預報等。

(戊)日期 須說明月及日。

(2)天空狀況 用下列術語預報之：

(甲)快晴 雲量小於一。

(乙)微陰 雲量在一與五之間。

(丙)部份陰 雲量在六與九之間。

(丁)曇 雲量在九以上。

(戊)濃塵 能見度小於三百公尺，天頂爲零。

(己)濃烟 能見度小於三百公尺，天頂爲零。

(庚)濃霧 能見度小於三百公尺，天頂爲零。

(3)天氣狀況 用下列術語預報之：

(甲)輕微、尋常、或猛烈之雨、雪、凍雨、或陣雨。

(乙)和緩、尋常、或猛烈之雷陣。

(丙) 輕微、或濃厚之毛毛雨。

(丁) 飛雪 風大而有陣雪。

(戊) 尋常或猛烈之陣風夾雨或雪。

(己) 尋常或嚴重之冷風 (Bizzard) 於天冷風大，能見度及天頂均小時用之。

(庚) 尋常或嚴重之飛機積冰危險。

(辛) 尋常或嚴重之急劇風向轉變。

(壬) 尋常或嚴重之沙陣 (Dust Storm)。

(4) 視線阻礙情況 用下列術語預報之：

(甲) 翳烟或塵 能見度在一公里半至十公里之間。

(乙) 濃翳濃烟或濃塵 能見度小於一公里半。

(丙) 吹雪吹塵或吹沙 能見度小於十公里而有風。

(丁)輕霧 能見度在一公里半以上。

(戊)和霧 能見度在三百公尺與一公里半之間。

(己)濃霧 此條通常包括在天空狀況項內。

(庚)輕微地面霧 天空隱約可見，能見度在一公里半以上。

(辛)尋常地面霧 天空隱約可見，能見度在三百公尺與一公里半之間。

(壬)濃厚地面霧 天空隱約可見，能見度在三百公尺以內。(凡有地面

霧時，天頂不宜爲零。)

(5)天頂 用下列術語預報之：

(甲)零 高度在三十公尺以內。

(乙)甚低 高度在三十公尺與一百五十公尺之間。

(丙)低 高度在一百五十公尺與三百公尺之間。

(丁)無限 高度超過三千公尺。

(戊)天頂逐漸低減 在預報期間內天頂有縮減至原高度三分之二之可能。

(己)天頂低減 在預報期間內,天頂有縮減至原高度半數之可能。

(庚)天頂急劇低減 在預報期間內,天頂有縮減至原高度三分之一之可能。

(辛)天頂逐漸增高 在預報期間內,天頂有增加至原高度三分之二之可能。

(壬)天頂增高 在預報期間內,天頂有增加原高度一倍之可能。

(癸)天頂急劇增高 在預報期間內,天頂有增加至原高度三倍之可能。

(6)能見度 用下列術語預報之:

(甲)零 在三百公尺以內。

(乙)甚小 在三百公尺與一公里半之間。

(丙)小 在一公里半與五公里之間。

(丁)無限 在二十公里以上。

(戊)逐漸減縮 在預報期間內，有較原數縮減至三分之二之可能。

(己)減縮 在預報期間內，有較原數縮減至二分之一之可能。

(庚)急劇減縮 在預報期間內，有較原數縮減至三分之一之可能。

(辛)逐漸增大 在預報期間內，有較原數增加至二分之三之可能。

(壬)增大 在預報期間內，有較原數增加一倍之可能。

(癸)急劇增大 在預報期間內，有較原數增加至三倍之可能。

(7)附註 凡預報之不在上列各項內者屬之，如不常有之大風，不常有之氣壓方面急劇變化，以及機場情況之變遷等。又有「飛行小心」之警告一項，係在預報作成後，發現有範圍廣闊之大雪、大雨，能見度及天頂俱爲零，以及其他異常惡劣之天氣情況時用之，以便飛機駕駛員知所警戒，而謀應付或繞避。

茲舉示預報實例三則，以明預報內容及上列術語之應用如下：

實例一 成渝線；六月十四日；隴蜀時區；九至十三時通常預報。部份陰；預報期間終了時，渝附近變曇；天頂一仟至一仟五百公尺；有翳；能見度五至十公里。

實例二 漢渝線；一月十四日；中原時；十二至十六時通常預報。漢至宜昌曇，有大雪；三峽一帶，天頂及能見度均甚小，或爲零；自此向西，有微雪。天頂三百公尺，或過之；能見度三至五公里；山嶺區域，偶或有猛烈之風夾雪，風速可達每小時六十公里以上；飛行宜小心！

實例三 渝港線；五月十六日；中原時；十八至二十二時通常預報。港至漢曇，有大雨，及猛烈之雷陣；猛烈之急劇風向轉變線，將於預報期內之第二小時達漢口附近；自此繼續南下，將於預報期終了時達長沙附近；天頂及能見度，在大雨區內均爲零；雨區外，天頂五百公尺，能見度三至五公里；高空及地面，均有強烈之風，風速約在每小時五十至八十公里之間；漢口以西，天氣逐漸轉佳；渝附近在預報

期間終了時，可變為快晴；急劇之風向轉變線附近，飛行宜小心！

第十四章 氣象知識在航空方面之運用

第一節 長期氣象知識與短期氣象知識

氣象學係以大氣界爲研究對象，求得各項可資利用之知識爲主。了解當前氣界情況，推斷未來若干小時後情況，是爲短期氣象知識。負闡明此項知識之責者，爲狹義的氣象學，或天氣學 (Synoptic Meteorology)。明瞭長期天氣變化情形，及其與人事之關係，並進而推測此類變化之發生，是爲長期氣象知識。負闡明此項知識之責者，爲氣候學 (Climatology)。氣候學中所取以爲研究對象之長期天氣變化情形，稱爲氣候。航空與天氣及氣候，均有關係，如何利用此兩方面知識，後將分別舉例說明之。

第二節 長期氣象知識之運用

長期氣象知識之運用，爲決定航空線路及支配航空站時所必不可少。航空

線路之選擇，雖以營業爲目標，不能遠離重要城市；但若在營業方面，無重大不便，其惟一取決方針，即在氣候方面。氣候中最宜注意者，爲沿線飛行高度內之最多風向及平均風速；一年中大規模風暴之發生次數；雷雨之多寡及強弱；低級雲及霧之多寡；能見度之優劣；及最普遍之雨性。以上各項氣候要素，風向風速，與開航後航期準確與否有關；舉例言之，航線若爲東西向，沿線之風，以自西來者爲最多，則自西向東飛行時所須之時間，恆較自東向西飛行時所須之時間爲少，所少之數，若已在氣候方面，獲得平均風速，即可大致決定。就普通情形言，在溫帶或中緯度範圍內，上層風向，概爲西風，風速離地愈高愈大，故向東飛行時宜高飛，向西飛行時，則以愈接近地面爲愈佳。風以外其他氣候要素，與開航後不能飛行之次數有關，蓋大風暴，大雷陣，極低之雲及重霧，惡劣之能見度，暴雨，暴雪，皆在停止飛行之列也。若在一年中停止飛行之次數甚多，則此航線在營業方面，失却實益，而有另行改定之必要矣。

長期氣象知識之運用於支配航空站者，爲決定航空站之內容及位置。航空站之分布，在航空路線決定以後，雖已大致定奪，但其確實位置，仍有待於斟酌考查。例如在航空路線決定以後，某大城市附近，宜有一航空站，究竟此航空站之位置，在城市之南郊乎？北郊乎？東西郊乎？此卽有待於考查決定者也。在解決此問題時，最宜注意者，爲氣候要素中之地面風向，風速；各種風向中烈風之多寡；陣風之強度；霧、翳、烟及大雨之情況等。地面風向風速，極易受地面之影響，山嶺無論矣，卽一樹林一建築物之障礙，亦能在風向風速方面，發生重大變化，尤以在陣風方面爲最顯著，往往在障礙物之向風方面，風向風速，咸有規律，一遇障礙物後，卽全失其本性，而爲陣風矣。霧、翳、烟及大雨等，在小範圍內之變化，亦甚顯著。霧、翳之多寡，與烟塵有關，烟之來源，不外工廠與民家，凡工廠或民家蓄萃之區，烟塵必多，雜以風向之關係，在工廠或住民區域之背風方面，遂爲烟塵匯歸之區，能見度必常較風來方面爲惡劣。故若能在氣候方面，查得最多風向，參酌當地工廠或居民區域

之分布情形，則就能見度一項言，航空站及機場之位置，可以決定。雨勢與地形有關，在一山嶺之向風方面，所得之雨，常較在背風方面爲多。雨若過大，有時可令機場積水，或沖毀機場，使飛機來往，發生困難。若在氣候方面，有最多風向紀錄，則航空站之位置問題，又可得一抉擇標準。以上所述小範圍內地點對於各項特種氣候要素之影響，絕非理論方面之推究，事實所昭示者，亦甚明顯。即就能見度一項而言，在同一城市區域內，當有霧之時，往往在一方之霧甚濃厚，他方則僅略有發現而已。霧之消散及成立時間，亦常不一致，濃霧區域成立早，消散遲，輕霧區域成立遲，消散早，遲早之差，常以數小時計。此數小時霧期長短之差別，在日常飛行方面，關係已屬不小，實際上，霧之分布，在一小區域內，有甚至一方有霧，另一方竟無霧者，在美國境內，曾有人統計奈勃勒斯加 (Nebraska) 省奧馬哈 (Omaha) 市及其附近局萊塞耳 (Drexel) 市之全年濃霧日數，二地相距僅三十二公里，霧日數目，竟達十三與七之比，航空站位置之宜，依據氣候情況，慎重選擇，於此可見一斑。

矣。在航空站之位置決定以後，站內之佈置，如飛機庫及機場上滑翔道（即飛機起飛及降落時所必須奔馳之道路）之方向等，亦宜依據當地氣候情況定奪。依原則言，機庫及滑翔道之方向，咸宜與當地之最多風向平行，以便飛機起飛或降落時，能利用風速，易於上升或下降。（參閱飛行章風與飛機之起飛及著陸兩節）

第三節 短期氣象知識之運用

短期氣象知識之運用，即逐日天氣變化方面知識之運用，除已陸續散見於各章外，茲再於此彙述之，以申實用之旨。

航空事業，自飛機發達以來，進步殊速，但尙未能達十分滿意時期，現時猶待努力解決之問題凡四：（一）安全問題；（二）乘客舒適問題；（三）迅速問題；（四）航期準確問題。此四問題，咸與天氣有關，短期氣象知識在航空方面之運用，即以謀求此四問題之解決爲主，實際運用方法，以下將分別舉例說明之。

第四節 安全問題

氣界情況，足以影響飛行之安全者，有下列各項，從事於航空方面之氣象人員，宜就所列各項之可能發展情況，為飛行人員預告，飛行人員，宜對於所列各項之內容，有明確之認識，庶足以應付可能遭遇之困難，而不致演成慘劇。

(1) 冰·溶冰 (Glaze) 能否發生，可從天氣圖上所羅陳之事實，如地面溫度之高低，及暖面前雨區等推得。應付方法，有時可在未入雨區以前，上升以避之。霧凇 (Rime) 為露點在冰點以下時產物。完成此條件之離地高度可自地面溫度推得，飛機穿越雲中時，有無霧凇凝結，可隨之決定矣。當飛機上有積冰現象發生時，飛機駕駛員宜隨即注視所積冰之種類，則可由冰之形態，推斷其成因，而得應付之方法。

(2) 雷陣 雷陣有熱力及掩行三種。若能辨明雷陣之種類，則可依其性質及範圍，得應付之方法。

知雷陣之組織及實際力能所在，則知何者當遠避，何者可不必十分注意，不

致陷於本末顛倒之弊。

(3) 下沉氣流 雷陣區域及山嶺附近，爲下沉氣流發達之區，知此特性，則可使飛機不致陷入其中。

(4) 天頂 飛機於起飛及降落之際，均須有一定之天頂高度，若能確實測定，則駕駛員知所應付矣。

天頂高度不大時，可自近地面空氣中之露點，確實推得。

從向風方面離山最近一測候所所測得之氣溫及露點，雖當測候所上空無雲出現時，亦可推算得山區天頂之高度，及山頂宜爲雲掩蓋與否。

由測候天頂氣球所測得之天頂高度，因氣球表面有反光作用，雖已開始升入雲中，尙可繼續窺見若干時間，故所得高度，常較實際高度爲大，陸地氣象測候人員，作天頂高度報告時，若由測候天頂氣球測得，宜略減去若干，始合於確實高度。

(5) 霧 當飛機起飛以後，所欲達之飛機場附近，若有霧發生，則將使飛機陷於不能着陸之困難。實際上，此種偶發之霧，概為地面輻射霧，故若能預測輻射霧之有無及其消散時間，可使飛機不陷於重大困難。

當輻射霧未成立以前，溫度之下降，殆有一常數，此數隨地方而有不同，但極易求得，故輻射霧不難預報。

(6) 颶線 由兩氣團之溫度及濕度，可得颶線之強度，飛機陷入此線時所應遭受之困難程度，亦可因之決定。

(7) 山嶺上空之風速變遷 山嶺上空之風速變遷原則，可予飛機駕駛員以飛越山頂時估計風速之方法。通常由測風氣球在山嶺附近同高度處所測得之風速，實不足代表山嶺上空之風速，若即以測風氣球所測得之風速，為飛行之依據，有時可引導飛機於飛出山頂雲後，入於下沉氣流之危險。

(8) 地面及高空之風向風速 風向足以變易飛行之方向，風速除影響飛

行之速度外，更足定奪飛機變向之大小。例如有一飛機，在東風中向南飛行，雖所取方向，仍直指正南，事實上，則時時向西偏移，此項偏角之大小，由風速及飛行速率，可以求得。若不知此項偏移關係，其結果足以造成飛機迷失目的地之危險。

飛機在各種風向風速中所應採之飛行偏角，倘在氣象方面，有風向及風速報告時，則無論用圖表法，實施計算法，及心意估計法，均可迅速求得。

飛行人員所須知之高空風向及風速，較精確者，宜用測風氣球測得。若無此項設備時，則可利用風與氣壓之關係，由等壓線之分佈情況及方向求得。

第五節 乘客舒適問題

乘客舒適問題，影響於航空事業之發展者至大，倘旅客皆視飛行爲畏途，則航空事業，除運輸貨物外，將不能有何其他發展，故現時辦理航空事業者，頗注意於乘客舒適問題，以冀能屹立於競爭甚烈之交通事業場中。實際上，解決此問題之關鍵，大部份繫於飛機駕駛員之志願，倘飛機駕駛員能注意乘客所感不舒適

之來源，則此不舒適，即可大部解除矣。

大氣界情況之足以影響乘客舒適問題者，不外溫度、氣壓及顛簸三項。此三項，皆可利用氣象知識減免之。

(1) 溫度 大氣界溫度之分布情形，隨高度之增加而下降。若飛行過高，則溫度必甚低，有時可因飛機上暖氣設備之效力不足，而使乘客感受不適。又若在暖氣方面，耗費熱力過多，則有使飛機動力，感受不足之弊。故在通常情形下，飛行高度，以不過大為原則，冬季尤宜注意。

在溫度逆增層中，溫度隨高度而增加，空氣甚為平靜。若在此時感覺溫度不足，可儘量飛升至逆增層之上緣止。

(2) 氣壓 我人身體之構造，在氣壓方面，需有一定之數值，若氣壓過低，則將感受不適，甚者乃至失却知覺。依通常人之組織言，在海拔四千公尺以上，即將開始感覺不適，八千公尺以上，開始失去知覺。故尋常商用飛機之飛行高度，以能

不超過四千公尺爲原則，遇有必要時，可飛達六千公尺高度，但在時間方面，以數分鐘爲限，過此，將不免有其他問題發生矣。

(3) 顛簸 飛機發生顛簸現象，係大氣界中有小規模之亂流所致。此項亂流之來源有三：(甲)由於地面溫度過高而起，通常稱爲由熱而起之亂流 (Thermal Turbulence) 以在無風晴熱之日爲最發達；厚度不大，可在其上飛過。(乙)由於高層空氣有垂直行動而起；其表現爲乳頭狀積雲 (Mammato-Cumulus) 及較厚之高積雲 (Alto-Cumulus) 等；在此等雲之上下兩方，常爲極平穩之空氣，故當此等雲出現時，爲欲免除顛簸起見，以在雲下或雲上飛行爲宜。(丙)由於地面高低不平而起，通常稱爲機械性亂流 (Mechanical Turbulence) 以在高低不平之地區及風大時爲最發達；厚度不大，可在其上飛過。凡不在亂流層內飛行，即可避免顛簸之苦。

第六節 迅速問題

風爲影響迅速問題之惟一要素。在有定期之航線中，以維持預定之飛行時間表爲原則，過速過遲，均足增加旅客之不便。調整之法，可充分利用風速。若風爲增進飛行速度時，更可利用風速，減少飛機之發動力，以節省燃料。

中途不停留之飛行，以迅速達到目的地爲原則，可利用風速以助益之。

逐日上層風之情況，較精確之紀錄，係由氣象機關，用測風氣球測得，在應用時所宜注意者，十二小時以前之紀錄，事實上已不甚可靠；又在距離航線較遠處所得之紀錄，亦不足採爲飛行之依據，尤以航線與測候站間，經有一山之隔時爲最不可靠。

無測風氣球報告可資利用時，離地五百公尺以上之風速風向，可利用天氣圖上等壓線之分佈情況推得。在山嶺區域內，前第五章第四節中所述山嶺上空風之情況，可資利用。

第七節 航期準確問題

當飛機起飛或將降落之時，若有偶發之特種天氣情況產生，往往影響飛機起飛或降落之時間，甚者至不得不臨時撤銷班期，航期不準，大率由此，故若能多利用氣象知識，雖不克徹底解決由臨時天氣變化所造成之影響，但對於業經宣布之航期，必能充分予以維持，而可不致令準備乘坐飛機之旅客，蒙徒勞往返之苦。

航期準確問題，影響於航空事業之發展亦甚大；蓋航空運輸之最大優點，即在利用爲其他交通器具所不可企及之速度，以節省時間，旅客乘坐飛機之目標，亦不外乎此。若以航期不準確之故，使旅客不能確定旅行日程，甚者使旅客因航期改變，耗於徒勞往返之時間，超過空運所能節省之時間，則旅客將誰復願乘坐飛機。故凡已經正式宣布之航期，不宜輕易變更。欲免此弊，非在正式宣布航期時充分利用氣象知識不可。

自氣團及氣團間不整合面之學說發明以來，依據氣團及氣團間不整合面

之移動情況，所作之天氣預報，可斷定未來二十四小時內一般天氣情況。在此期間，有無飛行機會，可以決定。時間較短之天氣預報，更可確實斷定特種天氣變化，如霧、冰、颶線等之有無，及天頂之高低。飛機設若陷入此等特種天氣變化區域中，有無平安通過之能力，亦可決定。依據此項預報以發布航期，自不至有臨時撤消之弊，不準確之最大來源，可減免矣。

第十五章 飛機上所附高度表之訂正

第一節 高度表

飛機在空中飛行之高度，係用高度表 (Altimeter) 決定，飛機上所附之高度表，若不可靠，則在垂直方面失却正確依據，危險性殊大。實際上，高度表因種種關係，所示高度，常不正確，最大錯誤，在飛行三小時後，可達五六百公尺，至如二三百公尺之錯誤，則極尋常事耳。故欲求高度表所示高度之可靠，宜勤加訂正。

高度表之構造，通常為一空盒氣壓表，此種氣壓表之主要部份，為一金屬製之空盒，盒之兩壁，均用一彈簧支持之，使此空盒在某一標準氣壓下，保有一定體積。因在海平面之平均氣壓約為七百六十公厘 (mm)，故在通常高度表中所採用之標準氣壓，即為七百六十公厘。又因高度之計算，自海平面起，故當氣壓為七

百六十公厘時，高度即爲零。自海平面向上，氣壓逐漸減少，構成高度表之空盒，因外部壓力減少，乃逐漸向外膨脹，其數與氣壓之減少成正比，亦即與高度之增加成正比。自空盒引一指針外出，則此指針之行動，即以氣壓之變化爲轉移，亦即以高度之增減爲依歸，是爲高度表構成之原理。由此觀之，高度表所示之高度，純爲空盒外部所受壓力大小之表現，大氣界壓力之變化，除高度外，尙受高低氣壓區之分布，及溫度之影響，高度表之錯誤，其重要來源，亦不外此二項，以後將分別論之。

第二節 氣溫方面之訂正

氣壓爲大氣界中垂直空氣柱之總重量。在一定長度之氣柱中，因氣體有熱脹冷縮作用，其重量隨溫度之高下而變遷。舉例言之，設在單位面積上有甲乙二空氣柱，甲柱溫度較乙柱爲高，同自海面上升，截取一千公尺之高度，則在甲柱自海面向上一千公尺段內所包之空氣總重量，必較乙柱同高度內空氣之總重量

爲小，換言之，在甲柱內自海面上升一千公尺所減之氣壓，必較在乙柱內上升同樣高度所減之氣壓爲少。高度表所示之高度，既以氣壓變化爲依據，則在甲柱中上升一千公尺後高度表所示之高度，必較在乙柱中上升同樣高度後所示之高度爲小。故當飛機在不同之溫度中飛行時，高度表所示之高度，常不可靠，其數爲多爲少，不特視溫度之高低不同，且與飛行之上下有關，以溫度較高度表所採用之標準溫度低爲例，向上飛行時，高度表所示之高度，較確實高度爲大，向下飛行時，較確實高度爲小。過大過小之實數，可自空氣之脹縮係數求得，約略言之，每溫度差攝氏三度，高度差百分之一。以實事爲例，設在冬季有甲乙二飛機，同自拔海一千五百公尺處出發，甲機向海面飛行，乙機向拔海三千公尺之高原地飛行，其時氣溫較高度表所採用之標準溫度低三十度，依氣溫影響於高度表之原則推論，高度表指針之移動，應較標準數大百分之十，由此得兩飛機上高度表應有之錯誤如下：

	出發時高度表所示之高度	所欲達目的地之確實高度	高度表所示之高度表變化	高度表之新讀數	高度表之錯誤
飛機甲	1500 m	0	低減1650 m	負150 m (即在海面下)	過低150 m
飛機乙	1500 m	3000 m	增加1650 m	3150 m	過高150 m

又設若此二架飛機，於天氣較暖之日，分向海平面及拔海三千公尺之高原地飛行，當日氣溫，較高度表所採用之標準溫度高二十四度，依據氣溫影響於高度表之原則，高度表指針之移動，應較標準數小百分之八，由此得兩飛機上高度表應有之錯誤如下：

	出發時高度表所示之高度	所欲達目的地之確實高度	高度表所示之高度表變化	高度表之新讀數	高度表之錯誤
飛機甲	1500 m	0	低減1380 m	120 m	過高120 m
飛機乙	1500 m	3000 m	增加1380 m	2880 m	過低120 m

根據以上二例，得高度表在氣溫方面訂正之原則曰：

高度表之指針，在天冷時常移動過多（即所示之高度變化過大），天熱時移動過少（即所示之高度變化過小）；過多與過少之數，當氣溫與高度表所採用之標準溫度發生攝氏三度之差別時，在高度方面差百分之一。現時市場上所流行之高度表，其所採用之標準溫度，在海平面高度附近，大率為攝氏十五度。其他各高度之標準溫度，具如下表：

高	度	標	準	溫	度	高	度	標	準	溫	度
0				15°C		3600m				-7°C	
300	m			13.		4000				-9	
600				11		4300				-11	
1000				9		4600				-13	
1300				7		5000				-15	

1600	5	5300	-17
2000	3	5600	-19
2300	1	6000	-21
2600	-1	6300	-23
3000	-3	6600	-25
3300	-5		

上表所列之溫度，係在製造高度表時，所據以刻劃各種高度之溫度，即所稱高度表之標準溫度。其意義爲：若在空氣柱之各高度段內平均溫度，合於表內所列之數，則當高度發生變化時，由高度不同所發生之氣壓差別，其結果亦當移動高度表之指針，至與確實高度相符之刻度上。其由溫度不同而發生之儀器本身脹縮問題，則在製造時，儀器內部，已有自行訂正之裝置，可不致發生影響，惟空氣柱之溫度，與上表所列之溫度不同，發生空氣柱與製造高度表時所理之空氣

柱，在壓力或重力方面有差別，乃足以影響高度表指針移動之距離，而發生高度方面之錯誤，故當大氣界溫度不合上表所列時，即須有溫度方面之訂正。茲再舉一例以明之，設有一飛機，自拔海三百公尺處起飛，高度表所指，亦為三百公尺，氣溫為攝氏零下十六度，求飛機在三千公尺高度，氣溫攝氏零下三十度時，高度表所指示之高度。依據上述各項原則，得簡表如下：

	確實高度	高度表讀數	標準溫度	實際溫度	溫度差別
起飛時	300m	300m	13°C	-16°C	±29°C (即較標準溫度低)
在飛行中	3000m	?	-3	-30	±27

上表顯示實際溫度較標準溫度平均低二十八度，故高度表在三千公尺處之讀數，應較確實高度多百分之九，即應為三千二百七十公尺，其中二百七十公尺，乃高度表因溫度而起之錯誤，須加以訂正者也。

第三節 氣壓方面之訂正

高度表之第二項訂正，爲氣壓方面之訂正。高度表之構造，既以氣壓爲依據，所採用之氣壓，又以七百六十公厘爲標準，則當氣壓不在七百六十公厘時，高度表之指針，卽不克指在零度，氣壓方面之訂正，由此而起。實際上，各地氣壓之分布，常不一致，以平均狀況言，赤道附近及高緯度之氣壓，常低於南北緯三十度左右之氣壓。在溫帶範圍內，以高低氣壓組織之來往不絕，氣壓之分佈，愈形複雜，其差別自一高壓中心至一低壓中心，在一二千里距離內，往往可達二三十公厘。以一公厘氣壓差別，相當十公尺高度計，則自一高壓區域，飛達一低壓區域，高度表所示之高度，卽有二三百公尺之錯誤，爲數亦頗可驚人。故凡飛機經長距離飛行後，欲得確實高度，除已施溫度方面之訂正外，宜對於高度表所示之高度，更施行氣壓方面之訂正。訂正數之爲加爲減，須視氣壓較標準數爲高爲低而定，從高度表之構造言，得原則如下：

(一)當飛機自高氣壓區域，向低氣壓區域進行時，高度表之讀數，常較確實高度爲大，反之，過小；差別之數，每氣壓一公厘，約當於十公尺高度。

(二)欲高度表所示高度之可靠，在長距離飛行中，宜依據逐日天氣圖中所示高低氣壓區域之分布情況，對於高度表所指示之高度，勤施氣壓方面之訂正，在將飛達目的地時，此項訂正，尤不容忽略。

氣壓訂正之實施方法，在飛機起飛之時，較正高度表與當地氣壓間之錯誤；再就氣象臺所發布之當日天氣圖，求得起飛地與目的地之氣壓差數，以預測高度表可能發生之錯誤，作爲飛達目的地時施行訂正之依據。沿途若有山脈橫亙，在飛越山脈時，至少宜保留三百公尺之猶豫高度，即在一千公尺高度已能平安飛越此山嶺時，宜特採用一千三百公尺高度，以備應付由高度表所起之錯誤。至於訂正步驟，或在中途依據天氣圖所示之氣壓分布情況，分數次施行，或在將達目的地時作一總訂正均可；惟無論如何，所有氣壓方面訂正手續，必須在飛機將

達目的地前三三百公里內完成，以免着陸時在高度方面，失却正確之依據。

第十六章 飛行

第一節 飛行器械及飛行之種類

自人類有志飛行以來，即分別自兩條可能解決之途徑進行，其一模擬水上航行，而思有一物以爲船舶之代，另一則鑒於鳥類之能飛翔，而思從力學方面解決。今日通行之飛行器械，仍可依其來源，歸納爲二類：第一類爲輕於空氣（Light than Air）之飛行器械，以實物言，即飛船（Airship），或稱飛艇；第二類爲重於空氣之飛行器械，以實物言，飛機（Airplane）可爲其代表。以上兩類，第二類遠較第一類爲發達，今後亦不克有盛衰易位之勢，其故以第二類器械之成本輕，遠度大，轉動靈敏，根本非第一類器械所可企及也。

飛行之種類，依其性質劃分，可得三類：（一）軍用飛行；（二）商用飛行；（三）遊戲飛行。軍用飛行，在歐戰時期，即已發達，今日各國競備空軍之熱烈，已駸駸代替

昔日之造艦狂，誠以飛行器械，在軍事方面，攻守運輸，無不具有極大效用也。商用飛行，自歐戰停止後，發達甚速，今其業務範圍，已包有載郵，載客，載貨三項，按期來往，晝夜不停，整個大氣界，蓋已成爲一交通孔道矣。遊戲飛行之性質，大多爲競賽，如競高，競遠，競速等是，其結果往往可爲其他正式飛行之參考，故遊戲飛行，不啻爲其他飛行之推進者。

以上三種飛行所用之器械，第一第二類飛行，雖有用飛船者，第三類則用飛船之機會殊不多見，故以後所論飛行上各問題，概以飛機爲對象。

第二節 航空力學原理

意大利自十五世紀以來，在航空力學方面，人才輩出，倍諾利 (Bernoulli) 氏，其尤著者。倍氏發明一原理曰：「在完全流體（即不能起磨擦力之流體）中，沿一流線 (Streamline) 之力能，常爲一不變數。」所謂力能，在力體中，細分之，可得三部：(一) 由位置高下不同而起之位置能 (Potential Energy)；(二) 壓力 (Pres-

sure) (ii) 由運動而起之動能 (Kinetic Energy) 依據倍氏原理，凡此諸能，在一流線上，宜爲一常數。演述之，設有面積一平方公尺之蓄水池，求其底部壓力共若干，則依據壓力之來源，爲池內水之壓力，加一平方公尺面積上所受大氣之壓力，即

$$2000 + 10336 = 12336 \text{ 公斤} \quad (\text{重力單位})$$

若在此蓄水池之側面有一孔隙，則水將

以速度 V 自孔隙中流出，其動能爲 $\frac{V^2}{2g}$ 。此動能係由水下降 h 距離得來，故

$= h$ 。又因水之垂直壓力，實爲重力 W ，乘高度 h ，故與壓力等值之動力，亦可寫作

$$W \times h = \frac{WV^2}{2g}$$

若吾人對於壓力，亦採用重力單位，則在流體中之全部力能，可

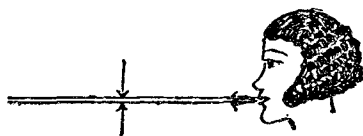
寫爲 $P + \frac{WV^2}{2g} + Wh$ 。依據倍氏原理，在一流線上，此總數宜爲一常數，即 $P + \frac{WV^2}{2g} + Wh = C$ 。示一常數。在航空力學中，位置能一項，不足注意，故全式可略爲 $P + \frac{WV^2}{2g} = C$ 。此式示吾人以重要原則曰：在航空力學中，壓力加動能，常爲一不變數。故當壓力高時，速度小；反之，則速度大。

依上述倍氏原則，有若干常見現象，可以解釋。其一，當吾人向相鄰之二紙片

吹氣時，二紙片間之距離，不增加而反接近；其二，當二舟在流水中相鄰時，常有相互接近之趨勢。其故在第一例中，因向紙片間施行吹氣作用，兩紙片間氣流之速

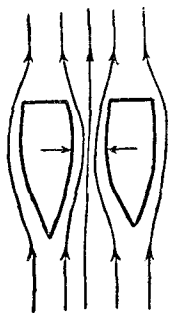
圖四十六第

圖離分片紙使氣吹



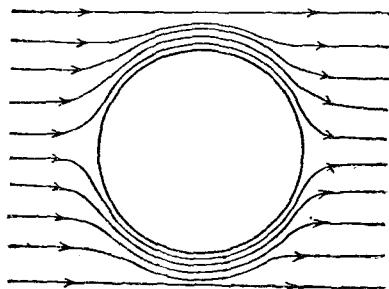
圖五十六第

圖鄰相舟兩

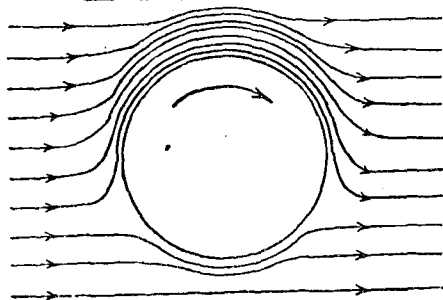


度增大，壓力減小，外部壓力不變，兩紙片乃被壓而相接近。在第二例中，兩舟間之水流速度，以地位窄狹，常較兩舟外側之水流速度為大，壓力宜較外側為小，兩舟乃漸相接近矣。

圖六十六第
圖筒圓止靜繞圍流氣



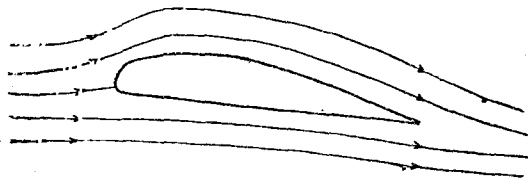
圖七十六第
圖筒圓轉旋繞圍流氣



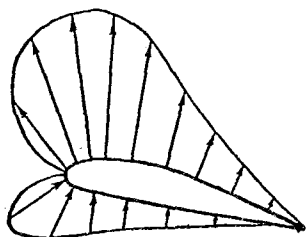
在航空力學中，空氣之性質，視作不能壓縮，故其壓力之變遷，惟依倍氏原理，視速度大小為斷。當空氣圍繞一圓筒流動時，若圓筒為靜止，則在圓筒上下兩對足點之氣流速度相等，壓力亦相等；若圓筒自身有旋轉運動，則在一方之氣流速度大增，他方則否，二相對點之壓力，亦即不相等，如下圖所示：

依據上述氣流圍繞圓筒情形，吾人若造作一物，令其上部隆起，底部平坦，則當氣流經過此物時，在其上部之速度，必較底部為大，壓力則上部較底部為小，飛

圖八十六第
圖面弧流繞體流



圖九十六第
圖佈分面弧沿力壓



機兩翼之構造，即根據此原理。由其所具之特別形式，構成之氣流及氣壓分佈情形，如上圖所示。

上圖所示翼面上下壓力大小之差別，即飛機之上舉力，其大小與氣流之速度成比例，故當飛機沿地面疾行時，即漸漸離地面浮起矣。

第三節 飛行原理

飛機之構造，大別之，可得三部：（一）翼部（Airfoil or Wing），為飛機之上舉力所由產生；（二）身部（Fuselage or Body），用以裝載駕駛員及其他；（三）發動機（Engine）及螺旋槳（Airscrew or Propeller），為飛機前進動力所在。此外尚有輔佐翼部之零星裝置如尾部及控制板等，以完成控制及穩定飛機之作用。

飛機在空中實際飛行情形，最明顯之解釋，可以游泳為喻，當我人完全停止動作，僵臥在水面時，此身即漸漸趨於下沉，若用手足撥水前進，則因水對於我人之動作，施行反作用之故，此身即在力之平衡下，不下沉而前進，此項動作，若再停

止，則反作用亦即停止，而此身將復歸於下沉。就飛行言，飛機上螺旋槳之不停轉動，猶之我人在游泳時以手足撥水，故當飛行時，飛機可不下墜，若一靜止，則即不能在空中維持片刻矣。

第四節 抗力與密度面積及速度之關係

以櫓行舟，櫓在水中活動時，感覺抵抗力甚大，迨櫓出水面，抗力即若全部消失，此項先後不同之反應，非櫓所能左右，而由於櫓所活動之範圍，其媒介物有密度大小之不同而起。水之密度大，故所施之抵抗力大，空氣之密度甚小，故所施之抵抗力亦甚小，抗力與密度之關係，此可爲一明顯之例證。

在大風中，持方寸木板，迎風向前推進，可不感有何困難，若將木板面積，增至數平方尺，則困難漸起，木板之面積愈大，則所感之困難亦愈甚，是爲面積與抗力之關係。

當我人駕駛汽車之時，車行速度在每小時五十公里以下，恆不覺空氣有何

抵抗力量，若增至每小時一百公里以上，則呼呼風聲，與顯然之前進阻力，同時並起矣。

根據上述三例，得推斷抗力大小之原則曰：凡物體運動時所受外方抗力之大小，與此物體運動所在媒介物之密度，運動物自身之面積，及運動速度之平方數成正比例。

飛機在空中飛行時，所接觸之媒介物，雖始終為空氣，但各地各時間空氣之密度，亦殊不一致，風速之大小，又至無規則，欲知飛機在空中所遭遇實際抗力之大小，宜即應用上述原則，依據氣象方面報告，實地推算。概括言之，當空氣密度大時，飛機所受之抗力大，小時抗力小，若密度相同，則相對風速大時，較風速小時所受之抗力大。

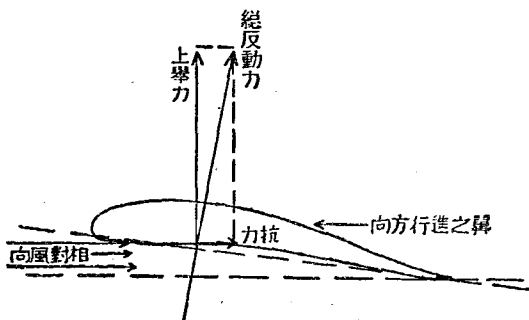
第五節 升力及抗力係數

一平面在空氣中運動時，若其位置與其運行方向成有傾角，則將由空氣之

阻力，產生二力，是即抗力及升力。從力學方面言，當飛機翼面向前推進時，作用於翼面之力，如下圖所示。

下圖中相對風一名詞，係指機翼進行時所起之風，其速度為空氣與機翼相互變更位置之速度，而非自然風之速度。相對風速之大小，乃為空氣對於機翼實際所施反動力大小之依據，自然風不過為其輔佐（自然風向與機翼進行方向相反時）或相消其一部份（自然風向與機翼進行方向相同時）而已。機翼前進時所遭受之空氣總反動力，係與機翼之底平線成垂直方向，由此總反動力，分析得兩個分力，其一與相對風平行，而方向相反，在航空力學上稱為抗力（Drag or Re-

第七圖 機翼面分力圖



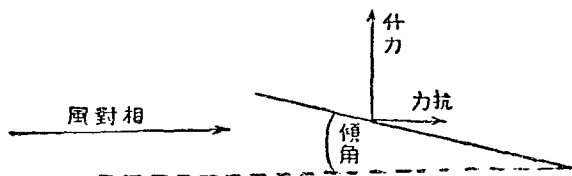
Resistance)

distance) 另一與抗力線成直角，作用則常使機翼向隆起之面或壓力小處舉起，是為升力或稱上舉力 (Lift)，飛機能在空中不墜，即賴此力之作用。在全部上舉力中，約有百分之七十，係得自空氣繞流機翼上部弧面時壓力之減縮，餘為機翼下壓空氣之阻力。抗力之作用，係妨礙機翼之前進，故當飛行時，以極力設法縮小其所占成份為原則。

機翼之表面，雖非一平面，但亦有一基線，為決定傾角之依據，其位置在各式機翼中頗不一致，較普通者，約如下列諸圖所示：

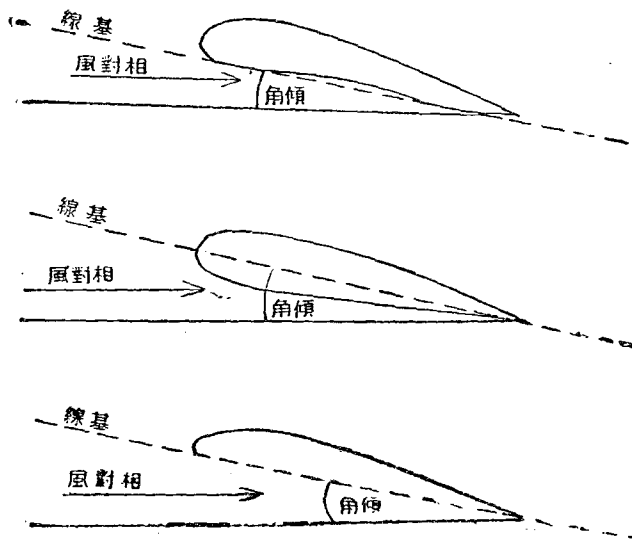
圖 一 十 七 第

圖力升及力抗生產面斜從



圖二十七第

圖置位線基之翼機式各



由上圖可知升力及抗力之大小，顯然與傾角有關。以算式表示，則升力爲：

$$L = K_1 A V^2$$

抗力爲：

$$D = K_2 A V^2$$

右列二式， A 示面積，在英制中以平方英尺爲單位； V 示速度，以每小時英里爲單位； K_1 示機翼在某一傾角時之升力係數； K_2 示抗力係數。此外本尚有空氣之密度 ρ 一項，通常爲謀便利起見，即歸併在升力係數 (K_1) 及抗力係數 (K_2) 中計算。 A 及 V 在二式中爲同一數值，故升力與抗力之關係，尙可直接由 K_1 及 K_2 求得，即

$$L/D = \frac{K_1 A V^2}{K_2 A V^2} = K_1 / K_2$$

上式 L/D 係示升抗二力之比數，亦即機翼效能之實際數值，故欲知機翼效能若何，須先定升力及抗力係數，尤須先定機翼之傾角。在英制中， K 之總值，以

一平面垂直於風向爲標準，在每平方英尺之面積上，定爲 $\circ \cdot \circ \circ$ 三二磅， R_2 及 R_1 ，則再依平面與風向所成傾角之大小，折合計算。

第六節 飛行速度與機翼之傾角

抗力在飛行方面之作用，係阻撓飛機之前進，故欲飛行速度增大，必須將抗力縮至極小。抗力之性質，與面積有關，機翼前進時受風面積之大小，若以垂直於風爲標準，則等於翼面乘傾角正弦 (Sine) 所得之數。傾角小，則受風之面積小，而抗力亦小，故當疾飛時，機翼與風，宜成水平狀態，如左圖所示。

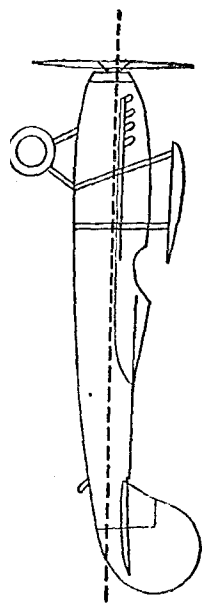
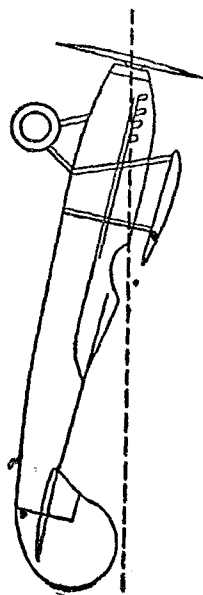


圖 三十七 飛機與風成水平狀態

緩飛時，宜採左圖之姿態：

圖 四 十 七 第
穩 空 之 時 代 飛 機 飛



等，即：又依力之平衡立論，在飛行時飛機之升力（ L ），宜與其自身之重力（ W ）相

$$L = W = K_r A V^2$$

推演之，得四個公式：

$$(1) \quad K_r = \frac{W}{A V^2}$$

$$(2) \quad V = \sqrt{\frac{W}{K_s A}}$$

$$(3) \quad A = \frac{W}{K_s V^2}$$

$$(4) \quad \frac{W}{A} = K_s V^2$$

就同一飛機言，面積（A）及重量（W）均為常數，由右列四式，可知速度（V）之變化，惟與升力係數（ K_s ）有關，速度大時，升力係數必須變小，此惟在機翼傾角小時能之，故欲得高速度，宜平飛。

在右列四式中，尚可推得機翼面積與速度之關係，即機翼面積與飛機本身重量之比（ W/A ）大時，速度大，小時，速度小，故通常商用飛機之機翼皆甚大，輕捷之戰鬥機，則翼部甚小。

第七節 風與飛行速度及方向

風在飛行方面，有二大影響：一為增減飛行之速度，一為改變飛行之途徑，本

節將分別論之。

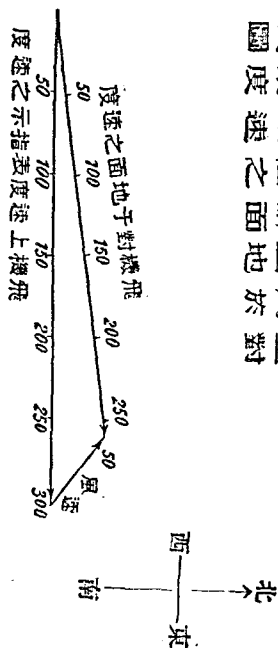
所謂飛行速度，分析之，尙可得二種：一爲空氣流經飛機之速度，或飛機在靜止空氣中運動之速度，稱爲氣流速度 (Air Speed)；另一爲飛機對於地面移行之速度，稱爲地面速度 (Ground Speed)。例如飛機在靜止空氣中飛行，速度表指示速度爲每小時二百五十公里，是爲氣流速度，亦可作爲地面速度。若當時有每小時三十公里之自然風速，則當此飛機順風而行時，氣流速度爲每小時二百二十公里，地面速度爲每小時二百八十公里；逆風而行時，氣流速度增至每小時二百八十公里，地面速度，則減爲每小時二百二十公里，餘類推。

飛機之飛行方向，若不與自然風向正相合，或正相反，而成有某種角度時，自然風速與氣流速度及地面速度之關係，將不如前此之簡單，最便捷之方法，係利用三角圖解推算。設有一飛機，以速度表所示每小時三百公里之速度，自西向東飛行，其時有每小時五十公里之東南風，求此飛機對於地面之速度。解答之法，先

將風速及飛機速度，各依其方向及數值，作二直線於紙上，連接此二直線所得之第三線，即示飛機對於地面之速度。

圖五十七第

三 圖解法求飛機對地速度之圖

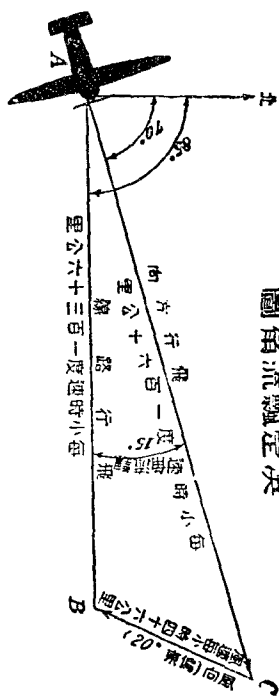


風與飛行方向之關係，惟風向與飛行方向不正相合或正相反時始有之。設有一飛機，在始終不變之西北風中，自北平向九江飛行，九江係在北平之正南，此飛機雖始終依正南向飛行，其結果必不能達九江，而在九江之東。此種變遷，在航

空方面，稱爲飄流 (Drift)。決定之方法，亦爲三角圖解，左列附圖，係示此法之實際運用。

圖六十七第

圖解流飄定決



上圖飛機本指 ΔC 方向進行，因有每小時四十六公里，方向北偏東二十度之自然風，實際經行之路線乃爲 AB ，飛機對於地面之速度，亦由每小時一百六十二公里變爲一百三十六公里，由此得飄流角爲十五度。若當飛行時即以 C 爲目標，則在出發時，須先向北故意偏轉十五度，然後直進，其結果可達 C 點，飛行時所

以必須參考自然風向風速，以定飄流角者，其爲用在此。

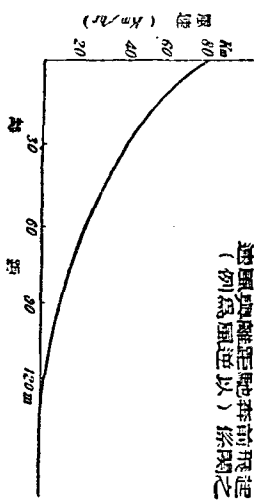
第八節 風與飛機之起飛

風與飛機起飛之關係，可就空氣流經飛機之速度或相對風速說明。飛機運行時所起之相對風速，在靜止之空氣中，係等於飛機前進之速度。若在地面已有自然風，而飛機之運行，又正與自然風向相反，則飛機所遭受之相對風速，將爲自然風速與飛機前進速度之和；正相合時，將爲此二項速度之差。飛機起飛時所不可缺少之升力，與相對風速成比例，是卽不能不與自然風速相關。設若某一飛機之構造，須有每小時一百公里之氣流速度，方可自地舉起，則當地面無風之時，此飛機卽須在地面奔馳達每小時一百公里，始能獲得所需之氣流速度。若在地面已有每小時五十公里之自然風速，則當飛機順風而行時，此項奔馳速度，須增至每小時一百五十公里，逆風時，有每小時五十公里之速度已足。故當地面有風之時，駕駛員倘能利用風速，則起飛手續，可迅速完成。在軍事航空上，起飛迅速與否，

所繫甚大，有時可為空戰勝敗之關鍵，地面自然風之影響，於此殊不容忽視！

地面自然風速，不特能影響飛機起飛之難易，有時且能涉及安全問題，蓋當飛機起飛之時，因欲完成必須有之起飛速度，不可不先在地面奔馳若干距離，此項距離，與地面之風速有關，以飛機之進行與風向正相反為例，風速大時，須奔馳之距離短，小時距離長，其詳如左圖所示：

圖 七 十 七 第

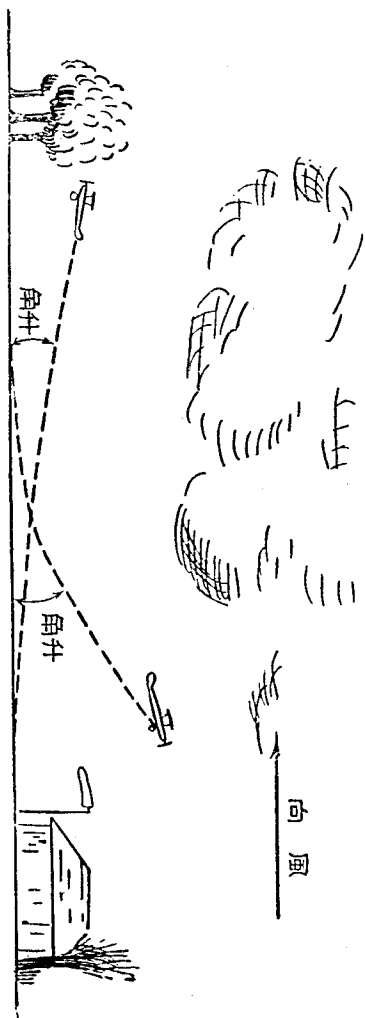


若所奔馳之距離過長，或速度過大，非着陸之輪 (Landing Gear) (陸上機)

或浮筒（水上機）所能忍受時，可發生嚴重之意外事件。又若機場四周有障礙物件，則在起飛時，雖以同樣上升速率進行，而以順風及逆風之故，可發生實際上顯著之升角差別，如左圖所示：

圖 八 十 七 第

條 隙 之 行 飛 風 順 及 風 逆 與 角 升



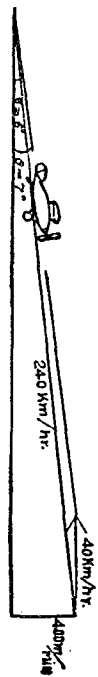
此項升角大小之差別，與當時之自然風速成比例，就一般情況言之，逆風飛行，較順風飛行時爲易於跨越障礙物。若以無風時之上升速率，爲跨越障礙物之標準，則當順風飛行時，卽有與障礙物相觸之危險矣。

第九節 風與飛機之上升

風與飛機之起飛，前節已闡明其關係之重大，實則起飛問題，亦卽上升問題，風與飛機上升之關係，於此可見一斑。就上升速率之本身言，其性質與平流之自然風爲各自獨立之二動向，自然風之有無或大小，不能左右之。惟因自然風能變更飛機對於地面速度之故，上升角度乃有大小之不同。例如有飛機，逆風而進，其本身速度爲每小時二百四十公里，同時與飛機進行方向正相反之自然風速，爲每小時四十公里，上升速度爲每分鐘四百公尺，升角原爲六度，因受每小時四十公里自然風速之影響，飛機對於地面之速度，減爲每小時二百公里，升角乃增至七度，如下列圖解所示：

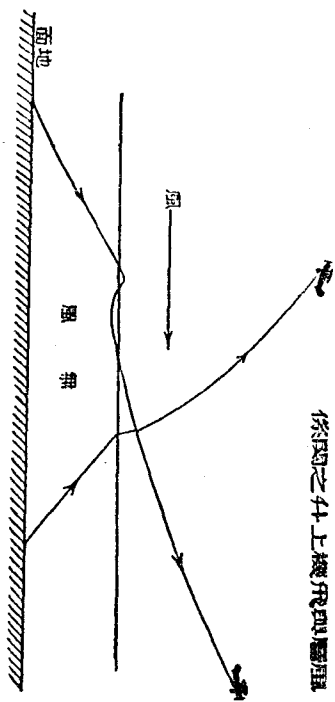
圖九十七第

係因之速風然自頂度角升上機飛



此項升角變更之大小，就同一飛行速度言，與自然風速之大小成正比例。又若自然風與飛行方向正相合時，其結果使升角變小，所小之數，亦與風速成正比例。至於升角變遷，在飛行方面之實際應用，以在飛行場四周有障礙物時為最大，若貼近飛行場之邊緣，有高大之障礙物，則在飛機離地後，宜即利用逆風，完成高峻之升角，以迅速飛越此障礙物；否，則將有觸於此障礙物之危險。

飛機之升力，因基於相對風速之故，自地面向上，若有不同之風層，則當變更一風層時，升力方面，即將遭受急劇變化，其詳可藉左圖說明：

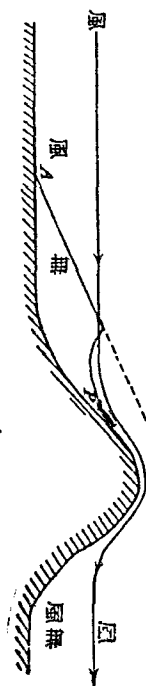


右圖示地面無風，達若干高度後有風，有風與無風層之判別顯然。飛機自地起飛後，在無風層中，依其本身運動時所發出之升力上升，達有風層後，若飛行方面與風向相同，則因相對風速變小，升力隨之減縮，飛機將突然下落，然後再徐徐上升，但與地面所成之升角，將不如在無風層中之大，以相對風速減少，而地面速度增大也；反是，則因相對風速增大，升力加多，飛機突然上升，其與地面所成之升

角，自後將繼續較在無風層中爲大，至脫離此風層止。以上所述不同風層對於飛機上升之影響，在高空中遇之，尙無大關係，最多不過使飛機如遇一陷穴（由無風進入順風或自較小之順風進入較大之順風或由逆風轉爲順風時）或石塊（由無風或順風轉入逆風或由較小之逆風進入較大之逆風時）而已。惟若在近地面處有此等不同之風層，又適與障礙物相接近，則當飛機由無風或逆風，突入順風層時，左圖所示最嚴重之慘禍，有時亦可發生。

圖 一 十 八 第

障碍物在風層中
圖示之成爲能可近



AP 爲受風影響後飛機上升之路線

AP' 爲不受風影響時飛機上升之路線

故在近地面處有不同之風層，爲飛行者所宜注意。

第十節 風與飛機之着陸

風與飛機着陸之關係有二：(一)變更飛機下降時對於地面之傾角；(二)增減飛機沿陸奔馳之距離；皆航空方面不可忽略之問題也。

地面自然風對於飛機下降時傾角之關係，可用第八十二圖(甲)(乙)說明。下圖相對風一項，係代表飛機本身之運動方向及速度，合成風則爲飛機之運行，受自然風影響後之結果。自然風之方向，與飛機前進之方向正相反時，合成風速較自然風速爲小，正相合時，則較大，所增減之實際數值，可依據飛機上速度表所表示之速度，及氣象機關所報告之地面自然風速，利用三角圖解法求得，飛機對於地面所成之傾角，亦可隨同解決。若傾角因地面自然風之關係而增大，則飛機着陸之位置，將在未達目的地以前；反是，則在已過目的地以後；前者稱爲着陸太促 (Landing Short)；後者稱爲投擲過遠 (Overshooting)；其情形如第八

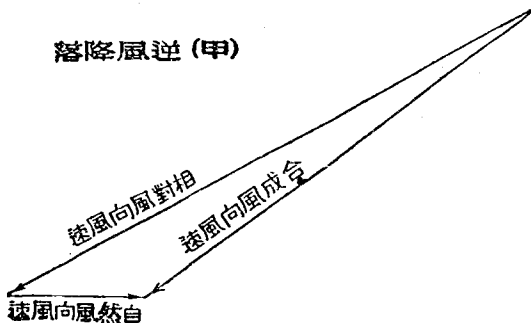
十三圖所示：

圖二十八第

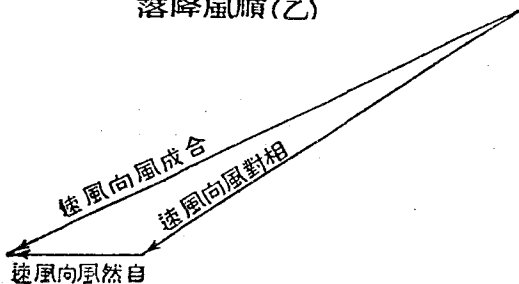
係關之風然自面地與落降機飛

航空氣象學

落降風逆(甲)

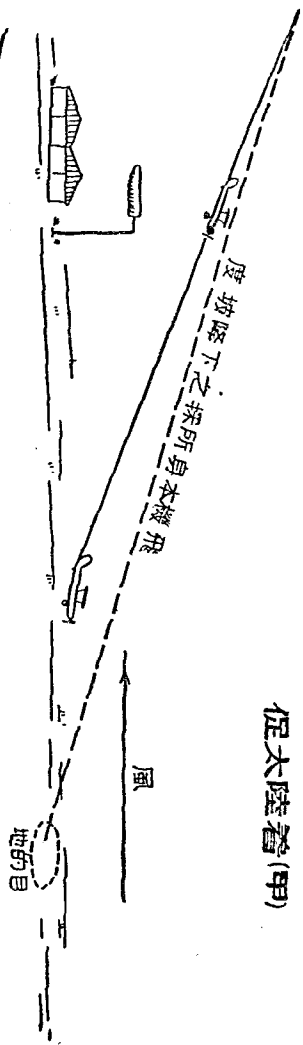


落降風順(乙)

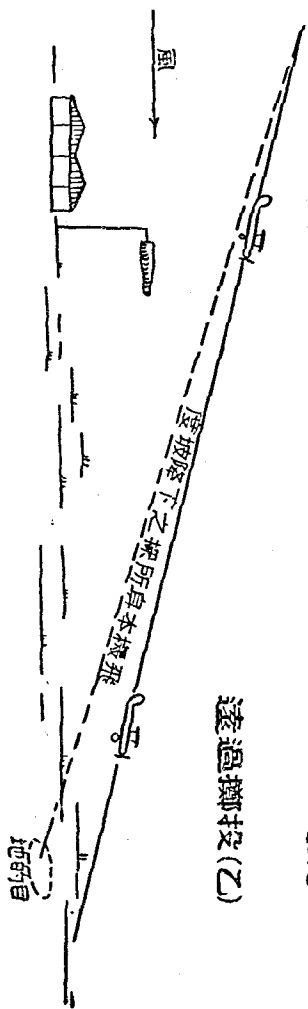


11011

促大陸着(甲)



遠過擲投(乙)



此種不能依預定地點降落情事，有時可因機場面積不大，構成嚴重事故，不可不注意。

地面自然風對於飛機着陸時沿地面翔行之關係，順風時翔行之距離加大，速度增高，此在面積不大之飛行場中，可發生困難；逆風時，翔行之距離縮短，速度變小，飛機底部滑行輪 (Landing Gear) 與地面接觸時所發生之衝擊力較小，滑行輪可不致受何損傷，飛機本身所受之震動亦較輕，乘客可不致感受不適。若逆來之自然風速，與飛機降落時前進之速度相等，則飛機可安然着陸，不復向前滑進，在小規模之飛行場中，尤為適宜，故在航空界中，有「迎風着陸」之流行定則。

第十七章 飛艇氣象學

第一節 飛艇與飛機所需氣象知識之不同

飛艇與飛機所需氣象知識之不同，由於二者構造上不同而起。飛機爲重於空氣之飛行器械，其在空中支持之能力，由動力產生，故與空氣之流動最有關係；飛艇爲輕於空氣之飛行器械，其在空中支持之能力，係利用輕氣在空氣中之浮力，故與氣溫有關，一不同也。飛艇之形式，似一大商輪，其體積亦與世界大商輪相彷彿；飛機則兩翼之延展，最長不過百尺左右，若以身部與飛艇之氣囊比，直猶鼠之與牛而已，二不同也。飛機能在空中繼續飛行之時間，通常不過數小時，最近世界飛機耐航紀錄，雖已達六十七小時餘（一九三六年俄國飛機師造成），但與飛艇比，猶屬小巫之與大巫，故前者多用於迅速運輸，後者則在長距離方面，三不同也。由此三項不同，產生所需氣象方面知識之不同，亦有三。因飛艇之體積大，受

風之面積亦大，尋常之風，在飛機方面，可不必十分注意者，在駕駛飛艇時，往往足成爲重大問題，尤以飛艇繫留在航空站，或將進行繫留時，與地面風之關係爲最大。陣風忽至，或風向突然變遷，其情景與船舶在港中遭遇潮汐或急流相似，設非在事前預知風之變化，先行準備，則脫錨或飄蕩之禍，均在可能發生之列，故飛艇對於地面風之知識，較飛機尤爲迫切，此其一。飛艇以欲在空中作長時間飛行之故，關於燃料及給養等，均須充分攜帶，所宜攜帶之確實數量，則與未來天氣狀況有關，故當一飛艇出發時，常欲知未來數日內天氣狀況之概略，與飛機之僅欲知數小時內天氣變化者不同，此其二。飛艇能在空中虛懸不墜，係利用輕氣之浮力，此項浮力，與氣溫有關，氣溫若有上落，浮力即發生變化，而飛艇失却平衡，事實上，溫度方面數度之差別，往往須數千公斤之重量以矯正之。餘如大氣界濕度之增減，霧滴、雨滴、雲點、雪片等之在氣囊外部積聚及消散，亦常足使飛艇失却平衡，而趨於不穩。凡此諸項氣象要素，在飛機方面，本無甚重要，而在飛艇方面，則不可不

詳細預知，此其三。飛艇氣象學即以特別注意飛艇方面所需之氣象知識爲任務，其餘在飛機方面適用之原則，在飛艇方面，亦適用之。

第二節 風與飛艇

地面風之情況，與飛艇最有關係者凡三：(一)陣風；(二)颶；(三)急劇之風向轉變。

陣風(Gale)起落之時期，大率甚短，據有人研究海濱陣風所得之結果，平均每一陣風經歷之時間，約爲〇·二秒鐘。陣風在一定時間內產生之數量，殊難得一可資代表之平均數，因個別差異，實太大也。就風速言，較平均風速增強達百分之二十以上之陣風，每小時約三十至四十個；較平均風速增強達百分之四十以上之陣風，每小時約十至二十個；較平均風速增強達百分之六十以上之陣風，除在微風中外，通常每小時不足一個。陣風中風向之變遷，較風速尤爲不規律，在甫可認識之陣風中，每分鐘方向之變遷約三十至六十次，較明顯之陣風，變遷角度

在十五度乃至二十度以上者，每分鐘亦達二至五次。風速變更之大小，在甫可認識之陣風中，極端風速超越平均風速之數值，約較平均風速大百分之二十五至百分之五十，最甚時達百分之五十至百分之七十。舉例言之，若平均風速爲每秒十三公尺，極端風速可達每秒十八公尺至二十二公尺，最甚時可達每秒二十二公尺至二十五公尺。風向之變遷，通常在四十五度以下方位角，有時可達九十度乃至一百三十五度。在英、美及德國境內所得之陣風紀錄，與上述各種數值，大致相合，故上述各種數值，可稱爲陣風之通性。陣風因有如此不穩定之特性，故常爲飛艇之大患，而從事於飛艇方面工作者所不可不注意。

陣風由於風受地面磨擦作用而起，陸區較水區爲發達，尤以高低不平之地區爲最。近地面之小規模對流作用，足以助長陣風之發展，故當天氣晴朗之時，一日中陣風之變遷，以午後爲最盛，入晚卽漸消滅。自地面向上，陣風常漸轉弱，據在英國研究所得，離地約九百公尺處之陣風強度，僅有地面四分之一。凡此種種，可

利用為避免陣風之通常原則。

颳 (Wind Squall) 在各處應用之意義，頗不一致，有以其為陣風之一種，惟較猛烈，並歷時較長，達數分鐘乃至數分鐘以上耳；有指在猛烈之陣風中，兼有濃雲或暴雨者；此處所述，係屬後一種，以與通常所稱之陣風有別。颳既具有陣風之特性，故其間風向及風速之變遷常極大，據在美國觀測十餘個颳風之結果，得下列報告：

實例	平均風速 每 秒 公尺	風速增加數 每 秒 公尺	經歷之時間 秒	一秒鐘內最大 之風速變遷 每 秒 公尺	陣風之平均 速度及時間 每 秒 秒	風向之變更 方位角 時間 秒	類 別
1	4.5 由 3.6 增至 13.5		20	2.3	30	70°	30 普通颳
2	9.0	2.3...10.0	5	2.3	9	135°	5 與雷陣相伴 之颳
3	9.0	10.0...16.6	5-	1.8	60	90°	4 與雷陣相伴 之颳
4	7.2	8.1...20.2	80±	1.8		195°	極快 與雷陣相伴 之颳

5	0...15.7	10-	2.3		60	90°	1	與冷面相伴	
6	8.1	7.2...21.6	60	1.8	18.0	60	115°	120	與冷面相伴
7	11.3	14.4...33.3	120-	1.4	60	40	90°	極快	與冷面相伴
8	7.7	8.6...45.0	120-		70±	60±	20°	慢	與雷陣相伴
9		1.8... 8.1	10-				10°	、	與雷陣相伴
10		13.5...26.6	8			60	45°	1	與雷陣相伴
11	13.5	13.5...18.0					150°	30	與冷面相伴
12	13.5	90.0		6.8			180°	20	與龍捲風相伴

由上列報告，可知在颶之內部，風向風速變遷之可畏，從事於飛艇方面人員，對於此風，宜視陣風加倍小心應付。又從上列報告，可知颶之發生，常與他種天氣方面變化相伴，凡有雷陣或冷面蒞臨之時，宜聯想及產生颶之可能，預先從事準備。

急劇之風向轉變，異於颳及陣風之處，颳及陣風中方向及速度之變遷，均甚複雜，此則較有規律，惟在風向方面，有一次絕大變遷耳。此項變遷，以方位角言，往往達九十度以上，有時可達一百三十五度乃至一百八十度。風速亦往往隨之變遷，大抵在風向轉變後較轉變前為強，強弱之差，有達每秒十餘公尺者，故亦為從事於飛艇方面人員所不可不注意之事項。其來也，常與V形低壓區相伴，若在天氣圖上，已發現有極明顯之V形低壓區移來，即為風向將有急劇轉變之預兆，從事於飛艇方面人員，可即趕作應有之準備。

第三節 氣溫與飛艇

氣溫與飛艇之穩定問題，關係至大，無論在飛航或繫留在航空站期間，關於氣溫之變化，均不可不深切注意，其中尤宜注意者凡四：（一）平均及極端氣溫；（二）氣溫方面之突然變化；（三）氣溫之垂直分布情況，尤以在飛艇停留或將停留之區為不可忽略；（四）氣溫與氣囊內輕氣溫度之差數，通常稱為超熱。

平均氣溫之用途，係藉以決定飛艇在長途飛航期中，可能發生之平均浮力，極端氣溫，則決定此項浮力之限度。所謂平均，係就一地繼續不斷之長期紀錄，歷時至少在十年以上者，係氣象學上之統計方法求得，論其性質，頗可代表一地之普通情形，惟事實上歷年同月之差異，往往達攝氏六、七度，最大最小平均，達攝氏八至十度，極端最大最小，可達攝氏十四、五度，益以冷暖氣團之來往，同月份極端氣溫之差別，有達攝氏二十度以上者，此在應用平均及極端氣溫，以推測飛艇之浮力時，所不可不注意者也。

氣溫突然變化之原因，以氣團間不整合面中冷面之經過為最多。就已發現之事實言，在冷面通過後十五分鐘內，溫度降落攝氏十度以上，已屬不止一次，在離地一千公尺左右之變化，往往亦如之。由此項溫度方面變化之大，影響於飛艇浮力之嚴重，可以想見。好在此項變化，既常與冷面相伴，則當在天氣圖上，已發現有極明顯之冷面時，即可預想及溫度方面，將有突然變化，而宜早為之備。

氣溫之垂直分佈情況，與飛艇之起飛及降落有關。大氣界之垂直差，若大於乾空氣之絕熱變化率，即每增高一百公尺，溫度低降攝氏一度，則當飛艇有高度方面之變化時，將陷於不穩定，其情形與一空氣之質點，在此種垂直溫度分佈之情況下相彷彿，即當上升時，飛艇氣囊內輕氣之溫度，將較其四周空氣之溫度為高，而須繼續自動上升；下降時，輕氣之溫度，將較其四周空氣之溫度為低，而須繼續自動下降。上升時無大關係，下降時若不能自己，則禍斯成矣。大氣界溫度之垂直分佈情形，若為上下同溫 (Isothermal) 或竟成爲溫度逆增 (Inversion)，則其對於飛艇之影響，與前述情形相反，即當飛艇上升時，大氣界施以繼續不斷減殺浮力作用，在起飛時遇之，因接近地面之故，有時可發生危險，降落時雖無危險，但可發生困難，甚者至不得不依據當時之溫度逆增情況，運用發動機，或開放氣門以完成之。

超熱 (Superheat) 一名詞，除應用於氣溫與飛艇氣囊內輕氣溫度之差別外，

有時兼及於飛艇庫內外氣溫之差別。命名之方法，凡內部溫度較外部溫度高者，稱爲正超；反是，負超。超熱之大小，視日光之強弱，空氣之透明程度，受光面之反光程度，及氣囊之吸熱，通風等情況而定。輕氣球在離地一、二千公尺處之超熱，據實地調查所得，約爲正超攝氏二十二度至二十八度左右；飛艇在天氣晴明日上午之超熱，約爲正超攝氏六度左右。正超對於飛艇之影響，爲增加飛艇之浮力，於起飛時載重方面，大有助益，起飛後超熱雖或稍減，但因有動力可資補助，仍能維持原有載重，故超熱爲使飛艇達最大載重之津梁。

超熱頗易變化，在飛行途中，受一沙土或水面或雲霧上面之反射作用，超熱即可增加，入雲影或經歷一冷地面時，超熱亦即減少。惟就普通情形言，負超數值，常不敵正超數值之大，極端負超，以在中夜或突入一溫度逆增層時造成爲最多。

飛艇庫之超熱，與飛艇庫之構造及地方情形有關，其作用亦能助長飛艇之

起飛。利用此項超熱時，宜在飛艇解纜後，立即起飛，以免喪失一部超熱。由此方法所得之超熱，有時可相當於攝氏六、七度。

第四節 飛艇站之選擇

選擇飛艇站之要務，首在調查被擬議地區之氣候情況，蓋理想之飛艇站，宜在氣候方面，無論何季，咸能便於飛艇之繫留及起飛也。氣候方面所宜注意者，其一爲天氣概況，如霧、低級雲、雨、雪、凍雨、雷陣、暴風雨、風向劇變等之逐季，或逐月，以至逐小時之多寡及分配情形；平均雨量，平均氣溫，一年中地面爲雪掩蓋日數，大雨及大雪次數，凍結日數，一日中溫度之最大差別，亦在注意調查之列。地形與氣候，常有密切關係，霧、雲、降水及雷陣等受地形之影響，尤爲明顯，若所依據之氣象報告，與被擬議之飛艇站，有數里以上之距離，其間又有顯著之地形方面不同時，除略參斟氣象報告外，宜更詳察地形，若地形之構造，特適於雷陣或霧之產生，宜極力避去勿用。其二爲風之情況，所宜注意者凡三：（一）有無大規模之亂流；（二）

有規律之無風或小風週期；(三)有規律之風向。亂流與地形有關，係理論言，水區附近之平地，無樹木或其他障礙物者，亂流宜不發達。面部開展，與流行風向成直角之山谷，實為設立飛艇站之絕好地點，以在此等山谷內，風既為山谷構成之方向所減殺，入晚，山谷中極易成為溫度逆增，風更不易發達也。惟當注意附近有無高山峻嶺之橫亘，若既有此等大障礙物，而溫度逆增又常甚嚴重，則非特無利點可言，且當在避去勿用之列矣。飛艇站之位置已決定後，飛艇庫之方向，宜以與風向平行為原則，依盛行之風向決定。據美國人研究所得，在飛艇庫附近，因受飛艇庫遮礙之影響，常產生一種亂流，其情形如左圖所示：

圖 四 十 八 第

飛艇庫附近之亂流



上圖示飛艇庫之方向，與風向平行時，在飛艇庫之背風方面，有旺盛之下沉氣流，此在安置飛艇之繫留樁時，所宜注意者也。現時新式飛艇庫，雖已採用流線型式，門亦改用圓門，但祇能減少亂流強度，不能徹底避免亂流，上述飛艇庫附近之亂流情況，仍當予以注意。

第五節 飛艇站之氣象設備

飛艇站附近，若無可資利用之氣象臺，宜自備下列各項儀器：

氣壓表。

自記氣壓計。

溫度表。

自記溫度計。

乾濕球濕度表。

自記毛髮濕度計。

能指示風之總行程及平均風速之風速計。

以表示極端風速及風向變遷著稱之風向風速聯合自記儀 (Anemobigraph)，爲測候陣風之用。

施放測風氣球用之經緯儀及氣球等。

除上述儀器外，宜更備一長距離自記溫度計或溫度表 (Telethermometer)，裝置在高竿或塔上，以測候有無溫度逆增情事，爲飛艇起飛或降落時之參考。飛行場四周，宜特設鮮明之燈號，便利飛艇駕駛員在晚間降落時之用。測候高空儀器，最好亦宜置備。大氣電位計，則在可有可無之列。

第六節 飛艇所需之天氣預報

飛艇所需之天氣預報，爲未來之濕度，降水量，最高最低氣溫，及在某一時間內之地面風向風速。其中濕度爲配置氣囊內氣量時所不可不知，雨雪能積聚於飛艇之外部，與飛艇之重量有關，最甚時能於數分鐘內，增加飛艇之重量至數百

公斤之多，若在飛艇起飛或降落時遇之，能發生重大困難，故爲駕駛員所不可不預知。概括言之，飛艇所需之天氣預報，宜較普通天氣預報爲詳盡，尤在預報之期間宜長，此飛艇方面所需之天氣預報，與普通預報不同之處也。

附錄一

各項單位相互變更表

長度

- 1 公里 = 1000 公尺 = 0.6214 英里 = 3281 英尺
- 1 公尺 = 100 公分 = 1000 公厘或釐 = 3.28 英尺
- 1 公分 = 10 公厘或釐 = 0.394 英寸
- 1 英里 = 5280 英尺 = 1.61 公里 = 0.868 海里
- 1 英尺 = 30.5 公分 = 0.30 公尺
- 1 英寸 = 2.54 公分 = 25.4 公厘或釐
- 1 海里 = 6080 英尺 = 1.1516 英里

溫度

$$^{\circ}\text{C} = 5/9(^{\circ}\text{F} - 32^{\circ})$$

$$^{\circ}\text{F} = 9/5(^{\circ}\text{C}) + 32^{\circ}$$

°F	0	32	40	50	60	70	80	90	100
°C	-18	0	4	10	16	21	27	32	38

速度

1 mi./hr. = 1.47 ft./sec. = 0.447 m./sec. = 1.61 km./hr.

1 ft./sec. = 0.681 mi./hr. = 0.305 m./sec. = 1.10 km./hr.

1 m./sec. = 3.28 ft./sec. = 2.24 mi./hr. = 3.6 km./hr.

1 km./hr. = 0.621 mi./hr. = 0.278 m./sec. = 0.911 ft./sec.

重量, 密度, 溼度

1 液體英兩 (Ounce) 之水重 1.04 標準英兩

1 標準英兩 = 437 格令 (Grain) = 28.4 克

1 派因 (Pint) = 16 液體英兩 = 0.473 立特 (Liter) = 473 立方公分

1 grain/ft³ = 2.29 gram/m.³

氣壓

毫米 |

11111

1 mm. = 0.75006 mm. = 0.02953 inch

1 inch. = 25.4005 mm. = 33.86395 mb.

1 mm. = 0.03937 inch = 1.33322 mb.

附錄二

飽和空氣所含水氣量表

氣溫	.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9
C.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.
-20	0.7834	0.7769	0.7686	0.7611	0.7538	0.7466	0.7395	0.7324	0.7254	0.7184
-19	0.8618	0.8537	0.8456	0.8376	0.8296	0.8217	0.8139	0.8062	0.7985	0.7909
-18	0.9474	0.9385	0.9297	0.9209	0.9123	0.9037	0.8952	0.8867	0.8784	0.8701
-17	1.0406	1.0309	1.0213	1.0118	1.0024	0.9930	0.9837	0.9745	0.9654	0.9563
-16	1.1421	1.1316	1.1211	1.1108	1.1006	1.0903	1.0802	1.0702	1.06 2	1.0504
-15	1.2525	1.2411	1.2297	1.2184	1.2072	1.1962	1.1852	1.1743	1.1635	1.1527
-14	1.3723	1.3601	1.3477	1.3356	1.3233	1.3113	1.2993	1.2875	1.275	1.2641
-13	1.5029	1.4894	1.4759	1.4626	1.4495	1.4364	1.4234	1.4105	1.3978	1.3861
-12	1.6444	1.6297	1.6151	1.6007	1.5864	1.5722	1.5581	1.5441	1.5302	1.5165
-11	1.7979	1.7820	1.7662	1.7506	1.7350	1.7196	1.7043	1.6892	1.6741	1.6592
-10	1.9643	1.9470	1.9299	1.9129	1.8961	1.8794	1.8628	1.8464	1.8301	1.8139
-9	2.1445	2.1268	2.1078	2.0889	2.0707	2.0526	2.0347	2.0168	1.9992	1.9817
-8	2.3395	2.3193	2.2993	2.2794	2.2596	2.2401	2.2206	2.2014	2.1823	2.1633
-7	2.5605	2.5287	2.5070	2.4855	2.4642	2.4430	2.4220	2.4011	2.3804	2.3599
-6	2.7785	2.7549	2.7315	2.7083	2.6852	2.6623	2.6396	2.6171	2.5947	2.5725
-5	3.0248	2.9993	2.9740	2.9489	2.9240	2.8993	2.8747	2.8504	2.8262	2.8023
-4	3.2907	3.2632	3.23 9	3.2088	3.1819	3.1552	3.1287	3.1025	3.0764	3.0505
-3	3.5775	3.5479	3.5184	3.4892	3.4602	3.4314	3.4028	3.3745	3.3468	3.3184
-2	3.8898	3.8548	3.8230	3.7916	3.7603	3.7292	3.6985	3.6678	3.6375	3.6074
-1	4.2199	4.1854	4.1513	4.1174	4.0837	4.0502	4.0171	3.9841	3.9516	3.9190

毫米 |

mm |

0	4.5802	4.5428	4.5057	4.4690	4.4325	4.3962	4.3604	4.3248	4.2895	4.2546
1	4.924	4.960	4.996	5.032	5.068	5.105	5.142	5.179	5.216	5.254
2	5.291	5.329	5.368	5.408	5.445	5.484	5.523	5.562	5.602	5.642
3	5.682	5.723	5.763	5.804	5.846	5.887	5.929	5.971	6.013	6.056
4	6.098	6.141	6.185	6.228	6.272	6.316	6.361	6.406	6.450	6.496
5	6.541	6.587	6.633	6.680	6.726	6.773	6.820	6.868	6.916	6.964
6	7.012	7.061	7.110	7.159	7.209	7.259	7.309	7.360	7.410	7.462
7	7.513	7.565	7.617	7.669	7.722	7.775	7.828	7.882	7.936	7.991
8	8.046	8.100	8.156	8.211	8.267	8.324	8.380	8.437	8.494	8.552
9	8.610	8.669	8.727	8.786	8.846	8.906	8.966	9.026	9.087	9.148
10	9.210	9.272	9.334	9.397	9.460	9.523	9.587	9.651	9.716	9.781
11	9.846	9.912	9.978	10.044	10.111	10.178	10.246	10.314	10.382	10.451
12	10.521	10.590	10.660	10.731	10.801	10.873	10.944	11.016	11.089	11.162
13	11.235	11.309	11.383	11.458	11.533	11.608	11.684	11.761	11.837	11.915
14	11.992	12.070	12.149	12.228	12.307	12.387	12.468	12.549	12.630	12.712
15	12.794	12.877	12.960	13.043	13.127	13.212	13.297	13.383	13.469	13.555
16	13.642	13.729	13.817	13.906	13.995	14.084	14.174	14.265	14.356	14.447
17	14.539	14.632	14.725	14.818	14.912	15.007	15.102	15.197	15.293	15.390
18	15.487	15.585	15.683	15.782	15.882	15.981	16.082	16.183	16.285	16.387
19	16.489	16.593	16.696	16.801	16.906	17.011	17.117	17.224	17.331	17.439
20	17.548	17.657	17.766	17.877	17.987	18.099	18.211	18.323	18.437	18.551
21	18.665	18.780	18.896	19.012	19.129	19.247	19.365	19.484	19.603	19.723
22	19.844	19.965	20.087	20.210	20.333	20.457	20.582	20.707	20.833	20.960
23	21.087	21.215	21.344	21.473	21.604	21.734	21.866	21.998	22.131	22.264
24	22.398	22.533	22.669	22.805	22.942	23.080	23.215	23.358	23.498	23.638
25	23.780	23.922	24.065	24.209	24.353	24.498	24.644	24.791	24.938	25.086
26	25.238	25.385	25.535	25.687	25.839	25.991	26.145	26.299	26.455	26.610
27	26.767	26.925	27.083	27.242	27.402	27.563	27.725	27.887	28.051	28.215
28	28.380	28.546	28.712	28.880	29.048	29.217	29.387	29.558	29.730	29.903
29	30.076	30.251	30.426	30.602	30.779	30.957	31.139	31.315	31.496	31.678

30	31,660	32,043	32,228	32,413	32,599	32,788	32,974	33,163	33,353	33,543
31	33,735	33,928	34,121	34,316	34,512	34,708	34,906	35,104	35,303	35,504
32	35,705	35,908	36,111	36,315	36,521	36,727	36,935	37,143	37,353	37,563
33	37,775	37,987	38,201	38,415	38,631	38,848	39,065	39,284	39,504	39,725
34	39,947	40,170	40,394	40,619	40,846	41,073	41,302	41,531	41,762	41,994
35	42,227	42,461	42,696	42,932	43,170	43,408	43,648	43,889	44,131	44,374
36	44,619	44,864	45,111	45,358	45,608	45,858	46,109	46,362	46,616	46,870
37	47,127	47,384	47,643	47,902	48,163	48,426	48,689	48,954	49,220	49,487
38	49,756	50,025	50,296	50,569	50,842	51,117	51,393	51,670	51,949	52,229
39	52,510	52,798	53,077	53,362	53,649	53,937	54,228	54,516	54,808	55,101

11	9.55	100	9.34	89	8.83	79	8.32	69	7.81	61	7.31	54	6.80	47	6.29	41	5.78	35	5.27	30
12	10.52	100	10.01	89	9.50	79	9.00	70	8.49	62	7.95	55	7.47	48	6.96	42	6.45	37	5.94	32
13	11.24	100	10.73	89	10.22	80	9.71	71	9.20	63	8.69	57	8.18	50	7.67	44	7.16	38	6.65	34
14	11.99	100	11.46	90	10.97	80	10.46	72	9.95	64	9.44	57	8.93	51	8.42	45	7.91	40	7.41	35
15	12.79	100	12.28	90	11.77	81	11.26	73	10.75	65	10.24	58	9.73	52	9.22	46	8.71	41	8.20	37
16	13.64	100	13.13	90	12.62	81	12.11	73	11.60	66	11.09	59	10.58	53	10.07	48	9.56	43	9.04	38
17	14.54	100	14.03	91	13.52	82	13.00	74	12.49	67	11.98	60	11.47	54	10.96	49	10.45	44	9.94	39
18	15.49	100	14.98	91	14.46	82	13.95	75	13.44	68	12.93	61	12.42	55	11.90	50	11.39	45	10.88	41
19	16.49	100	15.98	91	15.46	83	14.95	76	14.44	68	13.93	62	13.41	55	12.90	51	12.39	46	11.88	42
20	17.55	100	17.03	91	16.52	83	16.01	76	15.50	69	14.98	63	14.47	57	13.96	52	13.44	47	12.93	43
21	18.66	100	18.15	91	17.64	84	17.12	76	16.61	70	16.10	64	15.58	58	15.07	53	14.56	48	14.04	44
22	19.84	100	19.33	92	18.82	84	18.30	77	17.79	70	17.27	65	16.76	59	16.24	54	15.73	49	15.22	45
23	21.09	100	20.57	92	20.06	84	19.54	77	18.03	71	18.51	65	18.00	60	17.48	55	16.97	50	16.45	45
24	22.40	100	21.88	92	21.37	85	20.85	78	20.34	72	19.82	66	19.31	61	18.79	56	18.27	51	17.76	47
25	23.78	100	23.26	92	22.75	85	22.28	78	21.72	72	21.20	67	20.68	61	20.17	56	19.65	52	19.14	48
26	25.24	100	24.72	92	24.20	85	23.69	79	23.17	73	22.65	67	22.14	62	21.62	57	21.10	53	20.59	49
27	26.77	100	26.25	92	25.73	86	25.22	79	24.70	73	24.18	68	23.66	63	23.15	58	22.63	54	22.11	50
28	28.38	100	27.86	93	27.34	86	26.83	80	26.31	74	25.79	68	25.27	63	24.76	59	24.24	54	23.72	50
29	30.08	100	29.56	93	29.04	86	28.52	80	28.00	74	27.48	69	26.97	64	26.45	59	25.93	55	25.41	51
30	31.86	100	31.34	93	30.82	86	30.30	80	29.78	75	29.27	69	28.75	64	28.23	60	27.71	56	27.19	52

附錄四

參考書舉要

下列各書，爲現航空氣象方面較佳之參考資料，著者除已將其中精義，酌量採入本書外，特再舉其名，以便讀者自行參考之用。

1. Georgii, Walter: Flugmeteorologie. Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft M. B. H., 1927.
2. Linke, F.: Aeronautische Meteorologie. Frankfurt a. M. 1911.
3. Blair, W. R.: Meteorology and Aeronautics. National Advisory Committee for Aeronautics, Report No. 13, 1917.
4. Fischli, F.: Aeronautische Meteorologie. (2d ed.) Berlin, 1924.
5. Gregg, W. R.: Aeronautical Meteorology. (2d ed.) The Ronald Press Company. New York, 1920.

6. Whatham, Richard: *Meteorology for Aviator and Layman*, Frederick A. Stokes Company, New York, 1930.
7. Noth, Hermann: *Wetterkunde für Flieger*, Klasing & Company, G. M. B. H., Berlin, 1934.
8. Linke, F.: *Die Meteorologische Ausbildung des Flieger*, R. Oldenbourg, Berlin, 1917.
9. Yaney, L. A.: *Aerial Navigation and Meteorology*, The Norman W. Henley Publishing Company, New York.
10. Kaster, H. B.: *Aeronautical Meteorology*, Boeing School of Aeronautics, Oakland Airport, California, U. S. A., 1934.
11. Maguire, C. J.: *Aerology*, McGraw-Hill Book Company, New York, 1929.
12. Ramsey, L. C.: *The Navigation for Aircraft*, The Ronald Press Company, New York, 1929.
13. Weems, P. V. H.: *Air Navigation*, McGraw-Hill Book Company, New York, 1931.

14. McDnough, W. J.: *Airmanship*, Sir Isaac Pitman & Sons, London, 1933.
15. Holland, H. H.: *Avigation*, McGraw-Hill Book Company, New York, 1931.
16. Klemm, A.: *Simplified Aerodynamics*, The Goodheart-Willcox Company, Chicago, 1930.

中華民國二十九年六月初版

航空氣象學 一冊

每冊實價國幣肆元

外埠酌加運費匯費

◆(52382)



著者 國立中央大學教授 黃 廈 千

出版者 國立編譯館

發行人 王 雲 五
長沙南正路

印刷所 商務印書館

發行所 商務印書館
各埠

3

