

霧及其預告

A·C·茲維烈夫著

財政經濟出版社

霧 及 其 預 告

A. C. 茲維烈夫著

劉 小 蘭 譯

周 恩 濟 校 訂

財 政 經 濟 出 版 社

一 九 五 五 年 · 北 京

編號：0031

霧 及 其 預 告

定價(8)三角六分

譯 者：劉 小 蘭

校訂者：周 恩 濟

原 書 名 Туманы и их предсказание

原 作 者 А.С.Зверев

原出版處 Гидрометеопиздат

原出版年份 1954年

出 版 者：財 政 經 濟 出 版 社

北 京 西 德 和 胡 同 七 號

印 刷 者：東 南 印 書 館

上 海 新 開 路 五 六 六 弄 二 四 號

總 經 售：新 華 書 店

85.12 京裝 44頁 57千字 787×1092 1/32開 2-3/4印張

1955年12月第一版上海第一次印刷

印數(滬)1-2,500

(北京市書刊出版業營業許可證出〇六〇號)

目 錄

前言.....	5
第一章 霧的性質及其形成和消散的條件.....	7
第一節 霧的主要性質.....	7
第二節 水汽凝結過程和霧的形成過程概說.....	12
第三節 輻射霧的形成.....	16
第四節 平流霧的形成.....	21
第五節 其他各種霧的形成.....	26
第六節 霧的消散.....	33
第七節 霧的分類.....	38
第八節 霧形成的天氣條件.....	42
第二章 霧的預報.....	45
第一節 預報霧的一般原則.....	45
第二節 在某氣團中霧形成所必須之冷卻量的計算.....	48
第三節 空氣冷卻量的預報.....	57
第四節 霧和夜間降溫的圖解預報法.....	70
第五節 關於預報霧的補充意見.....	84
結論.....	86
文獻.....	88

前 言

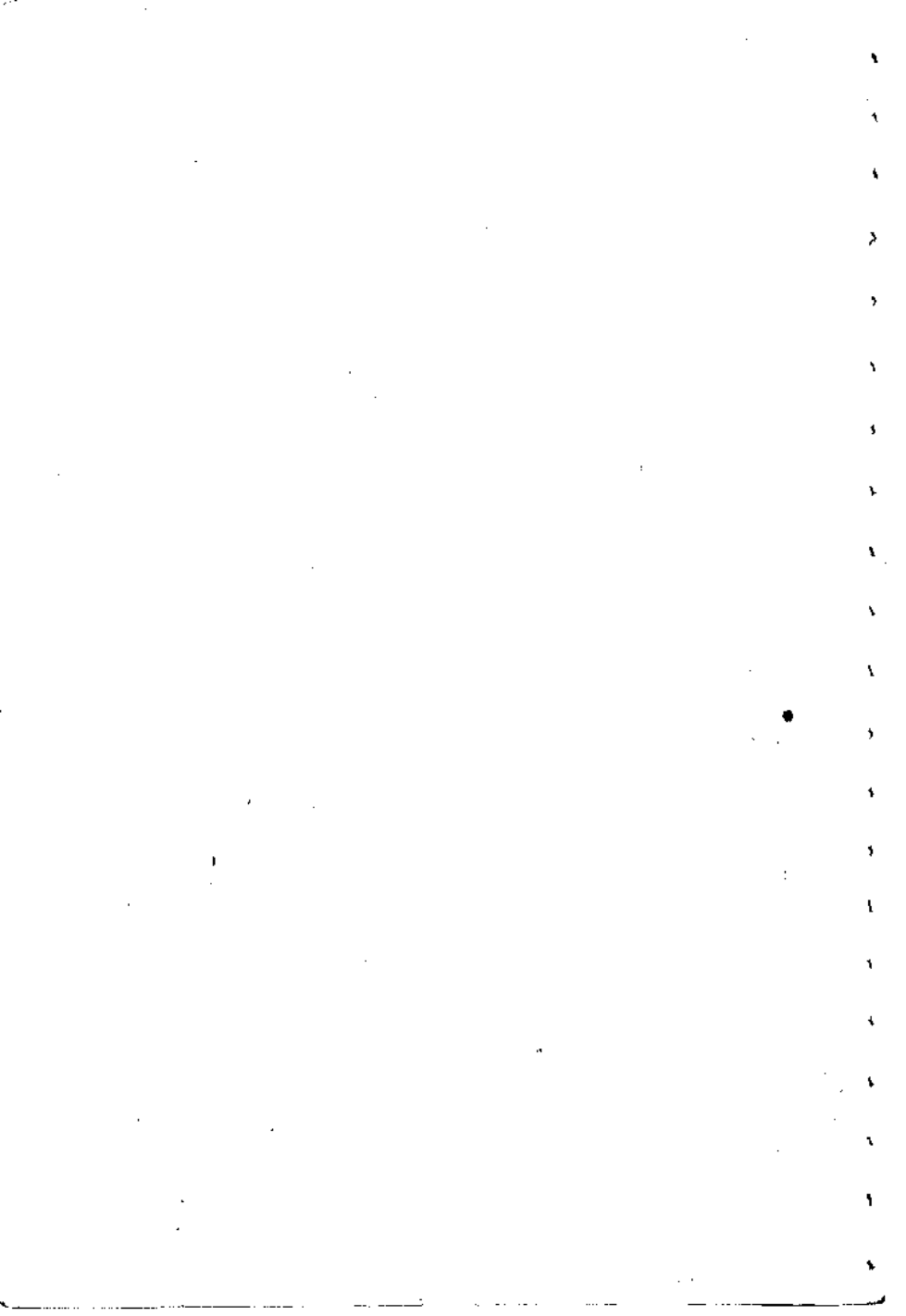
霧是特別不利於各種運輸業的天氣現象之一。霧的存在使海陸的運輸及飛機的起飛和降落發生很大的困難，有時甚至使飛機的起飛和降落成為不可能。所以霧形成和消散的預報具有很大的國民經濟意義。我國各種運輸業的飛躍發展使霧的預報成為特別迫切需要解決的問題。

下面我們將會知道，預報霧的形成和消散這個複雜的問題目前還不能認為已得到了圓滿的解決。但是最近幾年來蘇聯科學家所進行的工作，已經使霧的預報質量獲得了提高。這本小冊子的目的就是敘述在這方面所已達到的，且具有實用價值的一些主要成就。

本書的編寫是以作者和 Б. В. 基留興 (Кириухин) 及在他們領導下工作的列寧格勒水文氣象學院畢業生的一些著作為基礎的。

因為瞭解霧形成的物理過程對於霧的預報是極重要的，所以本書對這個問題給予很大的重視。後面敘述的一般原則可以應用於任何一個地理區域。但是每一個區域又具有霧形成和消散的地方性特點。每個區域中霧形成的條件的分析並不在本書的任務之內，對於進一步的研究來說它是一個獨立的任務。

И. Г. 普切爾柯 (Пчелко)、А. В. 沙多夫尼柯夫 (Садовников)、В. П. 古羅夫 (Гуров) 和 А. Г. 布洛依多 (Бройдо) 在閱讀本書手稿時提出了許多寶貴的意見，作者謹向他們表示衷心的感謝。



第一章

霧的性質及其形成和消散的條件

第一節 霧的主要性質

1. 霧和靄的概念。霧是靠近地面飄浮在空中的極細小的水滴或冰晶的堆積，此時目標物的水平能見距離至少在一個方向上需小於1千米。

當能見度距離等於和大於1千米時，這種現象便稱為輕霧或簡稱靄。

靄或霧的強度依目標物的水平能見度而定：

薄	靄——能見度為	4—10 千米
中 常	靄——能見度為	2—4 千米
濃	靄——能見度為	1—2 千米
薄	霧——能見度為	500—1000 米
中 常	霧——能見度為	200—500 米
濃	霧——能見度為	50—200 米
重	霧——能見度為	小於 50 米

霧按其物理本質來說是低層空氣中水汽凝結的結果。它與雲完全一樣，在其形成過程中與雲有許多共同的地方。霧和雲可以彼此直接轉換：霧升高便成為低的碎層雲，雲降低到地面上便引起霧的現象。

根據霧層上界的高度，霧可以分成下面幾種：高度在2米以下者為地面霧，高度在2—10米之間者為低霧，10—100米之間者為中霧，100米以上者為高霧。

除霧和靄之外，森林和泥炭等的燃燒使空氣充滿灰塵和煙霧也能使能見度變壞。這種現象稱為霾。有時乾燥地區由於大風而出現的塵暴和沙暴，同樣也能使能見度大大地變壞。關於這些現象的形成和預報問題本書不擬作進一步的討論。我們只指出，它們與相對濕度接近於100%時出現的霧和靄不同。霾通常都出現在相對濕度不大的時候。

2. 霧的微物理結構。霧可以由水滴組成（“水霧”），也可以由冰晶組成（“冰霧”）。許多次的測量證明，霧滴的大小變化很大。它的半徑可以小於1微米（0.001毫米），也可以大到50—60微米。在後一種情況下，這些霧滴可以用肉眼看到，並能轉變成毛毛雨的水滴。在有靄的時候，水滴的半徑一般都小於1微米。在同一霧中水滴有大有小，但各種大小水滴的數目不相同（圖1）。

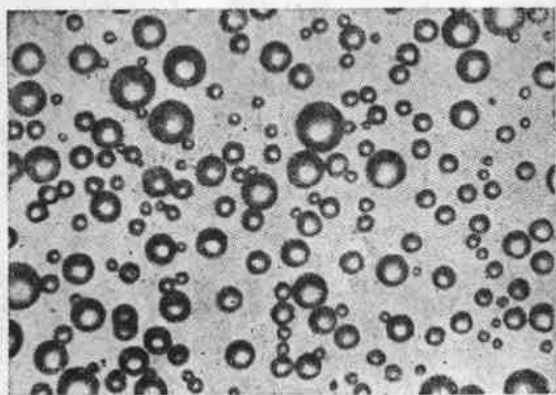


圖1. 水滴的顯微照片

據確定，霧中佔優勢最多的水滴大小與氣溫之間有這樣的關係：溫度愈高，水滴通常就愈大。在正溫度之下大多數霧滴的半徑為7—15微米，在負溫度下為2—5微米。

單位容積中霧滴的數目同樣也有很大的變化。薄霧時平均在 1 立方厘米中含有 50—100 顆水滴，濃霧時 1 立方厘米中含有 500—600 顆以上的水滴。

冰霧的微物理結構還研究得很不够。組成它的冰晶大多數都成柱狀，其長度有短到幾個微米的，也有長到 100 個微米以上的。當柱體很長的時候，冰晶就可以用肉眼看到，並且開始緩慢地下降。1 立方厘米的冰霧中所含的冰晶數目一般均少於 100 顆。

冰霧的強度一般都是不大的。在低溫的時候最常出現的不是霧，而是霰。

必須指出，當溫度遠低於零度時，霧滴還可以處於過冷卻狀態。所以在不太低的負溫度下仍常常能出現水霧。雖然當溫度甚至低到 -30° 、 -40° 的時候，個別情況下，還有水霧出現，可是當溫度低於 -20° 時最常出現的却是冰霧。

當然還可能有這樣的情形，即霧中同時含有過冷水滴和冰晶。但是這種霧的狀態是不穩定的，因為在同一溫度下冰晶表面上飽和水汽的絕對濕度要小於水滴表面上飽和水汽的絕對濕度。所以甚至在霧滴蒸發的條件下冰晶也可以增大。並且當冰晶與過冷水滴相碰的時候，後者便會凝固。

3. 霧中的濕度，霧中的含水量。霧只有在水汽達到飽和或甚至略為過飽和之後才能產生。所以一般地說，霧中的相對濕度應為 100%。但是氣象觀測證明霧中的相對濕度為 98—100%，而在個別情況下可低到 80—90%，甚至更低。雲中的相對濕度也是如此。考慮到目前台站測量空氣濕度的方法還不够完善（特別是在零下溫度的時候），便應該批判地來對待這一類觀測。

此外，由於不了解霧的微物理結構，有時會產生對零下氣

溫時霧中水汽飽和程度的錯誤估計，因為相對濕度是針對在各種溫度下平坦水面上水汽飽和的程度而言的。例如，當溫度為 -20° 、相對濕度為83%時，對霧中的冰晶來說，水汽已達到飽和。

無論如何，在沒有應用準確的測量相對濕度的方法之前，就沒有足夠的根據認為霧中的水汽可以不達到飽和。所以在以後所有的計算中我們將認為：霧只有在水汽飽和之後才形成的，即是說，對於水霧而言相對濕度為100%，對於冰晶霧而言相對濕度小於100%。過飽和實際上是不需要的，因為在空氣中通常都有凝結核存在，關於這一點將在下一節中談到。

霧的含水量或霧的重(量)濃度，即單位容積中所凝結的水份，具有很大的意義。霧的含水量決定於單位容積內霧的冰晶或水滴的數目和大小。

霧的含水量可以用實驗測得，例如用 B. A. 查依采夫 (Зайцев) [8] 的方法即可。可靠性較差，但極其簡單的一個方法就是間接地按霧開始形成前和形成後絕對濕度的差值來計算霧的含水量。

B. B. 基留與曾用後一種方法計算過薄霧在不同溫度下的含水量。計算的結果列在表1中。

表1. 薄霧在各種溫度下的含水量

形成霧時的 溫度(度)	-30	-20	-10	0	10	20
霧的含水量 (克/立方米)	0.05—0.18	0.15—0.25	0.18—0.65	0.18—0.7	0.3—1.2	0.5—1.5

從表1中可以看出，隨着溫度的降低，薄霧的含水量也大大地減少。這個結果與上面提到的事實有關，即霧滴的平均半徑隨着溫度的降低而減小。

4. 霧的光學性質，霧中的能見度。霧的光學性質與雲的

光學性質相似。霧層能很好地反射陽光。反射的光約為投入的80%。即是說霧的反射率(反射係數)和雲的反射率一樣,都是非常大的。當太陽位置高的時候反射率便減小,但這個過程在量的方面還研究得很少。

霧能吸收一部分投入的光線。同時它表現出吸收的選擇性:水滴和水汽一樣能很好地吸收長的光波(紅外線或“熱”光);霧滴本身同樣也射出與自己的溫度相適應的長波。有霧或雲時地表和近地面空氣夜間冷卻量的減少就是與此有關的。

霧中能見度的變壞主要與光的散射有關。霧中的微粒(半徑小於0.5微米者)散射短的光波(藍光)的能力較強,而散射長波(紅外線和紅光)的能力較弱。正是因為這個原因,所以當霧中水滴很小的時候輕霧稍帶藍色。在普通的霧中當水滴半徑超過了1微米的時候,實際上都同樣地反射各種長度的光波。在任何情況下光散射的程度,以及因此而產生的能見度轉壞的程度,均與單位容積中冰晶或水滴的數目成比例。同時霧中水滴的數目愈多,則它們的半徑就愈小,而霧的含水量就愈大。從這裏可以清楚地看出下列計算霧中能見度 L 的近似式的意義。

$$L = 2.5 \frac{\gamma_m}{\Delta_a} (\text{米})$$

式中 γ_m 為霧滴的平均半徑,以微米表示, Δ_a 為霧的含水量,以克/立方厘米表示。

從這個公式中可以看出,在低溫和能見度相同的情形下,含水量小的霧中的水滴,小於含水量大的霧中的水滴。

當霧中有亮的光源時,可以看見由於光散射的特殊形式所引起的光學現象——繞射。例如在霧中街燈的周圍常常出

現虹圈。當霧清晰可見而又距觀測員較遠的時候，在個別情況下能發現光輝，即被虹圈包圍着的物體的影子，有時還能發現白虹。這種現象在山區最常見。在冰晶霧中月亮和太陽的周圍也能形成這種光環。

第二節 水汽凝結過程和霧的形成過程概說

1. 水汽凝結的條件。大家知道，當水面上空氣層中的水汽達到飽和的時候，自由水面的蒸發便告停止。飽和水汽壓力或水汽在單位容積中的重量（絕對濕度）在很大程度上決定於溫度。在溫度等於 -40° 的飽和狀態下絕對濕度只有 0.18 克/立方米，而在溫度等於 40° 的飽和狀態下絕對濕度就增加到 51.13 克/立方米。

當飽和水汽的溫度降低時，一部分水汽就要凝結。所凝結的水量應該等於在較高的溫度下和較低的溫度下飽和水汽的絕對濕度的差值。

但是理論和實驗證明，在清除了各種雜質和帶電質點（離子）的空氣中，甚至當水汽飽和程度相當於平坦水面上水汽飽和程度的 8—9 倍時還沒有凝結產生。其原因在於：當水滴非常小而接近於水汽分子的大小時，形成穩固的分子綜合體即形成初生水滴的可能性極小，因為水汽和液面之間的平衡狀態，即飽和狀態，只有在水汽濃度極大的時候才能達成。

空氣中非水濕性的塵粒的存在幾乎不影響水汽的凝結。

如果空氣中含有水濕性的，或者特別是含有吸濕性的（吸水的）懸浮微粒（燃燒後的產物，海鹽微粒等），那末當相對濕度達到 100% 時，即對於平坦水面而言還沒有達到過飽和時，水汽便開始在這些微粒上凝結，而對於吸濕性很強的微粒而言，相對濕度只要達到 80—90% 時就會有凝結現象。

這種懸浮於空中而成為水汽凝結核心的吸濕性微粒稱為凝結核。

通常在1立方厘米空氣中含有數百到數萬個凝結核，這就保證了在未達過飽和之前水汽便能開始凝結。

在大的工業中心由於吸濕性凝結核的積累，以及燃料的燃燒使城市空氣充滿燃燒後的渣滓，甚至在近郊沒有霧的時候便能在市區形成霧。

當在吸濕性凝結核上形成的霧滴增大的時候，溶液的濃度便減小，飽和狀態只有在相對濕度約為100%時才能達成。所以，和上面提過的一樣，任何一種水霧濕度值對平坦水面而言，約為100%是最標準的條件。

大家知道的水滴上的飽和水汽張力與水滴大小的關係，只有在水滴非常小的時候表現得很明顯，這時水滴表面的曲率起着很大的作用。

在水汽與液體的平衡狀態下，水面的相對濕度對於水滴半徑 $r=0.001$ 微米(1.0×10^{-7} 厘米)者約為300%， $r=0.01$ 微米者為112%， $r=0.1$ 微米者為101%，而 $r=1$ 微米者約為100.1%。半徑大於1微米者表面的曲率實際上已經不發生影響了。

因此水汽開始凝結，即霧形成的一般條件可以歸納如下：

- 1) 凝結核的存在；
- 2) 在一定的溫度下水汽達到飽和狀態且溫度繼續降低。

第一個條件在近地面的空氣層中實際上是經常都存在着的，除極少的情形之外(在高山，有時冬季在西伯利亞)。

第二個條件就遠不是經常都存在着的了。它決定於氣團的原始性質及其冷卻程度，因為正是在氣團冷卻的時候水汽

才能達到飽和和過飽和狀態。

2. 冰晶霧形成的特點。很長一段時期大家都這樣認為：只要空氣中有特殊的昇華核存在，水汽在低溫下便可以直接轉變成固體狀態——冰。近十年來所作的許多研究使我們得到一個結論，即大氣中沒有特殊的昇華核，冰晶的形成是從極微小的初生水滴的凝固或普通凝結核上水膜的凝固開始的，這就是說，大氣中水的固體狀態是在其液體狀態形成之後才形成的。

從這裏可以得出一個在實踐上很重要的結論：在計算輕霧* 開始形成的時間時，不論溫度如何，必須計算相對於水面的飽和程度，而不是相對於冰面的飽和程度。

形成了的冰晶霧將在對水面而言濕度小於100%、但對冰晶而言為飽和或過飽和的條件下繼續存在。但是在這種霧中不會有新的冰晶形成。

初生水滴的凝固溫度決定於凝結核的性質和大小以及外界的條件：氣流渦動發展的程度和降溫的快慢。

在接近於零度的負溫度下，只有在極少的情況下才有冰晶形成，通常固態水的形成是從溫度為 -10° 、 -20° 時開始的。在非常靜穩的空氣中，當凝結核很少和氣團冷卻得又極緩慢的時候，水滴霧在溫度低達 -40° 時還能發現。如果溫度降低到 -40° 以下，那末就只能出現冰晶霧了。因此 -40° 上下的溫度是水滴霧和雲可能存在的臨界溫度。

3. 霧形成的主要過程。如上所述可以看出，在氣團冷卻到露點溫度以下時霧就可以形成。這種冷卻可以由於不同的物理過程而發生。此時必須估計到熱量的輸入和輸出，即熱力平衡。

* 這裏所說的輕霧似係指輕的冰晶霧。——校者註

對地表而言熱力平衡公式的形式如下：

$$R = \Phi_n + \Phi_T + \Phi_k,$$

式中 R 為輻射平衡(輸入和輸出的輻射能之間的差值), Φ_n 為來自地層中的熱量, Φ_T 為因空氣層的亂流熱交換而增加的熱量, Φ_k 為蒸發消耗的熱量。

熱力平衡和其他條件的分析指出, 霧形成的一些最重要的過程如下:

1) 下墊面的輻射冷卻和氣團因與下墊面接觸而冷卻(輻射霧);

2) 暖氣團沿冷的下墊面作水平移動(平流)時而產生的冷卻(平流霧);

3) 氣團沿高地和山脈的斜坡上昇時所產生的絕熱冷卻(山坡霧);

4) 冷空氣位於暖水面上而產生之空氣的對流混合(蒸汽霧);

5) 溫度不同的氣團的混合, 在海邊上表現得特別明顯(海岸霧)。

在所有這些過程中, 空氣運動的亂流(渦動)具有很大的作用, 由於亂流的結果, 冷卻作用才能從下墊面擴展到比較高的空氣層中去。此外在許多情況下, 下列次要因素對霧的形成和消散也有影響: a. 由於降水的蒸發和下墊面上水的蒸發而使空氣冷卻和增濕; 6. 下墊面上有水汽的凝結(或昇華); B. 土地的組成和狀態; Г. 局部地形; Д. 水平運動的氣流中的氣壓降低, 以及某些其他因素。

上面已提到過雲的下降也能造成霧。

冰塵* 和極小的毛毛雨可以算作霧和降水之間的過渡形

* 冰塵即指冰針。——編者註

式。這些現象可以視作霧形成過程中的一個階段（霧滴的增大），也可以視作雲中降水的一個形式。

在許多情況下也可以因為人的活動對大氣狀態的影響而產生霧。

在霧的形成中通常有幾個過程同時參與，要分別它們不是永遠都可能的。這就給霧的分類帶來一定的限制。

下面我們來簡短地討論上述幾個過程以及它們對霧形成的影響。

第三節 輻射霧的形成

1. 輻射冷卻過程。大家知道，在晴朗而靜穩的夜間地面的氣溫要比多雲或有強風的夜間降低得多。這種現象的原因何在呢？有時大家認為在晴朗的夜間地表的輻射要比陰暗的夜間多。這是不可信的。每個物體輻射的能量與它的絕對溫度的四次方成正比。所以一般地說，地面夜間的輻射要比白天少。再提醒大家，輻射的性質同樣也決定於物體的溫度：在高溫（數仟度）的時候輻射得最多的是相對短的光波——能見光，在相對低的溫度下（數十或數百度）物體通常只輻射看不見的長波。

因此，不管是夜間或白天地表都不斷地輻射着看不見的長波。但是白天能量的喪失會由於吸收太陽輻射而獲得補償，而夜間則在大多數情況下地表因輻射而產生的冷卻不會由於大氣的逆輻射而獲得補償。

必須指出，組成空氣的主要氣體（氮、氧）輻射長波和吸收長波輻射的能力非常弱。輻射長波和吸收長波輻射能力強的要算碳酸氣和水汽，以及水汽凝結的產物。正是因為這個原因，所以在潮濕的空氣中，特別是當有濃厚的低雲存在時，大