

大氣的水分

3-1 水汽和濕度	3-4 雨、雪、雹
3-2 大氣中水的 三相循環	3-5 霧、露、霜
3-3 雲	3-6 雷雨

水在地球上廣布於地殼、海洋、大氣中，並在三者之間不斷進行水（分）循環，因此是地球科學中一個共同研究的項目。

若一定要畫分範疇的話，大氣科學所研究的是水循環中水分蒸發到空中，又凝結降落，回到地面的這一段。本章內容就是討論這段範疇內的知識，前兩節解釋在大氣中水汽變化的各種物理過程，後四節分述其伴生的現象，簡言之就是水汽凝結物，它們分布空中、降落地表或依附地面時，構成多采多姿的雲、雨、霧、露等種種天氣現象，是滋潤人類物質和精神生活的泉源。

3-1 水汽和濕度

地球上全部水量中，絕大部分都在海洋中，大氣中平均只占全球水量的十萬分之一，在含量上簡直可以略而不計，然而這些以氣態出現的水分，是整個水循環程序中的重要一環（參閱第二冊 3-4 節），同時還在蒸發、凝結之際，隨著氣流把熱量從低緯度輸送到高緯度，擔負全球熱能平衡的部分任務。

3-1.1 水的特殊物性

因為我們隨時隨地都接觸到水，對於它的很多特性反而習焉不察，視為當然。以下就其物理性質中和其他物質迥異者舉出四點，都和氣象有莫大關係。

一、水可在地球正常溫、壓範圍內三相並存，並經常隨著氣溫變動而作相的變化，這是造成天氣的主因。

二、水的凝結潛熱遠大於一般常見物質。1 克水汽凝結時可釋出約 600 卡的熱量。在大規模凝結情形下，這種潛熱為量可觀，是大氣很多活動的重要能源，例如雷雨、颱風等。

三、液態水的熱容量比一般物質為大，因此海洋能吸收大量熱能而水溫不致升高太多，其於氣溫分布、氣候調節影響之大，已見上章所述。

四、冰的密度較水為小，水的密度又在 4°C 時最大，而非 0°C 。這是最反常的一項物性，使冰浮於水中而深部海水不易凍結，維持在 4°C 左右，影響氣候至巨。

3-1.2 水汽量

一、水汽壓和飽和水汽壓

大氣中水汽含量的多寡可用**水汽壓**（ e ）來表示，通常所用單位都和氣壓單位一致，例如毫巴。大氣容納水汽有一定限度，這最高含量和氣溫有關；溫度越高，能容納的水汽量也越多。某一溫度空氣中水汽量達到最高值時，稱該空氣已達到飽和，此時的水汽壓稱為**飽和水汽壓**（ e_s ）。圖 3-1 中的曲線表示 e 和氣溫 T 的關係。

增加水汽量（維持氣溫不變），或降低氣溫（維持水汽量不變）都能使大氣達到飽和。例如圖 3-1 中自 A 點出發，向上到 B 點，或向左到 C 點，遇到曲線都可變成飽和。多餘的水汽便凝結為液體水或冰，視當時的氣溫高於或低於冰點而定。實際上常有**過飽和**、**次飽和**等例外凝結情形，將在

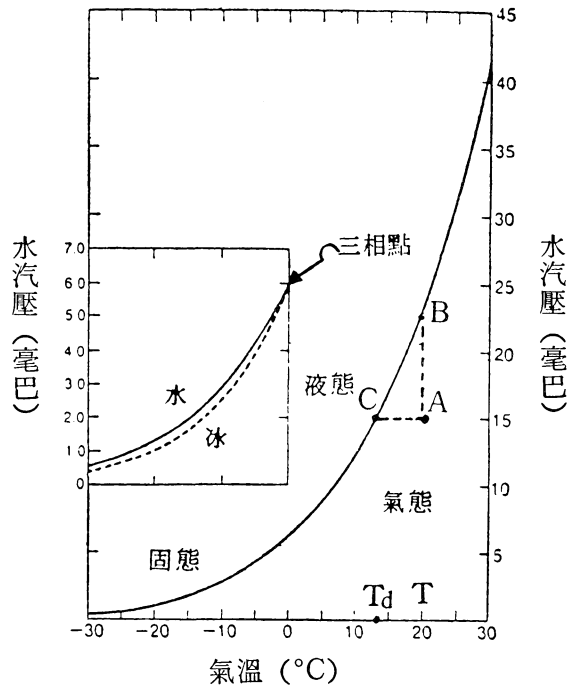


圖 3-1 飽和水汽壓曲線，內附小圖表示低於冰點 (0°C) 的飽和水汽壓，可分冰面和過冷水面兩種情形。

下節內再提及。

二、水汽的空間分布

水汽的水平、垂直分布略似溫度分布，分別隨緯度和高度遞減。所以水汽壓最高的空氣當在低緯近地面處，可達 50 毫巴，甚或更多；而在極地可能低到 0.02 毫巴。水汽向上遞減的程度更快，即使在赤道上空，10 公里高度上就不足地面的百分之一了。

飽和水汽量既是溫度的函數，當然也有年變化、日變化等隨時間的變動。

三、舒適指數

濕度和人畜的舒適有直接關係，例如同樣 35°C 的氣溫，濕度高時（接近飽和）就顯得特別燥熱難當。大陸高緯地帶寒冬因為水汽含量太低，每使皮膚乾裂。所以氣象學家結合氣溫和濕度訂出一種**不舒適指數**，由氣象局發布供社會大眾參考。

3-1.3 濕度

要完整地描述大氣或某一空氣塊的熱力性質，氣溫、氣壓和濕度是不可或缺的三種變數。

氣象學家對大氣中水汽含量的決定，有很多不同的表示方法，如直接的、間接的、理論的、實用的，不一而足；我們可總稱之為濕度變數。

前面已經提及的水汽壓就是其中之一，在本小節內我們綜合較重要而常用的濕度變數分述如下：

一、水汽壓

濕空氣中水汽的分壓（ e ），常以毫巴為單位。

二、絕對濕度

絕對濕度就是水汽密度（ ρ_v ），用公斤/公尺³為單位。

三、（水汽）混合比

濕空氣中水汽質量和乾空氣質量之比稱為**水汽混合比**，通常簡稱為**混合比**；單位用公斤/公斤，但實用上常以克/公斤為單位。達到飽和時的混合比，稱為**飽和混和比**。

四、相對濕度

實際水汽壓和同溫壓下飽和水汽壓的百分比稱為**相對濕度**，沒有單位。

$$r = \frac{e}{e_s}, \quad 0 \leq r \leq 1 \quad (3-1)$$

這種變數最適於表示人畜對濕度的舒適感，所以也是我們在直覺上最易體會的濕度。因為相對濕度可以大致顯示蒸發率趨勢，對農牧、水利、醫療方面都比絕對濕度更有用處。

五、露點（溫度）

在水汽量不變下，濕空氣因冷卻而達到飽和時的氣溫，稱為**露點溫度**（ T_d ）。在圖 3-1 上可直接求得。例如圖 3-1 中 A 點空氣 $T = 20^\circ\text{C}$ ， $e = 15 \text{ mb}$ ，則當氣溫冷卻到 13°C 時， $e_s = 15 \text{ mb}$ 而達到飽和，故 $T_d =$

13°C。

晚間生成的露珠或輻射霧，都是大氣經冷卻過程達到露點後凝結的結果。

$(T - T_d)$ 稱為**露點降差**，其值越小，表示越接近飽和，有助於預測霜、霧等天氣現象。

習題 3-1

1. 簡單說明水的四項特殊物理性質。
 2. 試舉日常生活中一例，說明空氣因降低溫度達到露點而凝結的情形。
 - *3. 設某地 $p = 1,000 \text{ mb}$ ，水汽壓 $e = 50 \text{ mb}$ ，試求該地空氣的水汽混合比之值（採實用單位 g/kg 表示）。
-

3-2

大氣中水的三相循環

3-2.1 相的變化

圖 3-1 實際上也是一幅水的**三相圖**。圖中的飽和水汽壓曲線可根據觀測或理論繪出。這根曲線從**三相點**（ $e = 6.11 \text{ mb}$ ， $T = 0.01^\circ\text{C}$ ）向右上^{*}方延伸，代表液態水和水汽達成平衡；線的左邊只能以液態存在，線的右邊只能以氣態存在。三相點向左下方延伸那一段（小插圖中下面一條），情形也相類似，不過要換成固態水（冰）和水汽達成平衡的關係。

水由液態變為氣態的相變過程中，雖然維持溫度和水汽壓不變，但必須加入一定的熱量，稱為**蒸發潛熱**。這些能量用在兩方面：1. 增加系統的內能，2. 系統膨脹必須對環境作功。反之，水汽變為液態水時，將釋出**凝結潛熱**。

其他相變過程如融化、凝固、昇華，也各有一定的熱量必須加入或釋出。所有各種潛熱的數值都隨溫度而變化，取三相點溫度（ 0.01°C ）為例， H_2O 相變時各種潛熱數值如下：

蒸發（凝結）潛熱 = 597.3 卡/克

融化（凝固）潛熱 = 79.7 卡/克

昇華潛熱 = 677.0 卡/克

3-2.2 蒸發

一杯水放在通風的地方，很快就會乾掉，這就是蒸發作用的結果。湖泊、河水也會受蒸發作用的影響而降低水位。

水面附近較快速的水分子得以突破表面張力的羈絆而逃離水面，進入大氣成爲水汽。但是，同時一定也有些水分子回到水中或凝結在水面上。當兩者達到平衡時，水面上的水汽無法再增加而達飽和。要想使蒸發繼續進行，除非升高水溫，使水分子動能增加而有較多的快速分子逃出水面方可。

一、蒸發率

蒸發率是蒸發快慢的程度，和 $(e_s - e)$ 成正比， $(e_s - e)$ 指飽和水汽壓與實際水汽壓之差。

二、風和蒸發

氣流可以把蒸發面上的水汽帶走，引入較乾燥的空氣，使實際 e 值大量降低， $(e_s - e)$ 隨之增大。但若水平方向水汽梯度很小時，即使風大也不發生上述作用。此時，蒸發率就僅取決於水汽垂直輸送的快慢。而強風可引起較大的垂直渦流，使水汽易於往上輸送。一般而言，垂直水汽梯度遠大於水平梯度，因此強風仍有助於蒸發。所以風對蒸發率的影響有兩方面，都是有利於提高 $(e_s - e)$ 值。如果有太陽照射，增加蒸發面溫度，因而增高 e_s ，當然更可提高 $(e_s - e)$ 。故濕衣服掛在太陽大、風大的環境下，乾得極快。

三、蒸發的日變化

氣溫和風的日變化，正常情形都是白晝高、夜晚低，故蒸發率也是一樣。但是這不能解釋為近地面處的水汽壓或露點也是白晝較高。事實上往往相反，主要因為夜晚風小缺乏渦流，不易將水汽往上輸送，使 e 值略有增加。至於地面的相對濕度更是夜高於晝，在晚上，地表因輻射冷卻而氣溫降低， e_s 隨之顯著減小。由於 e 值增加， e_s 值減小，結果相對濕度 e/e_s 值便會升高，若達到 100%，就可因飽和而生成輻射霧（見 3-5.1 節）。

3-2.3 凝結

前面已提及空氣可經由兩種方式達到飽和：增加水汽或降低溫度。在實際大氣中，這兩種情形都存在，但是一般都是藉後者達到飽和。若氣溫降到露點後，凝結是否一定開始，如何開始，則和**凝結核**有極大關係。

一、凝結核

實驗顯示缺乏附著物的純淨空氣即使冷卻到相對濕度 400%，也沒有凝結現象發生，可見水汽分子必須有一核心供其依附，方能凝結成**水滴**或昇華成**冰晶**。

好在地面附近的氣懸膠體很多（見 1-1 節），凝結核的來源不虞匱乏。但在高空潔淨的空氣中，有時就會因凝結核太少，而產生雖已飽和而仍無法生成雲層的情形。

（一）凝結核的大小和來源

可供凝結核來源的微粒，小自離子（半徑小於 10^{-3} 微米），大至塵埃（10 微米），範圍極廣。即使已凝結成的小雲滴到大雲滴（50~2,000 微米）仍可認為是凝結核，因為水汽分子可以依附其上繼續凝結。

凝結核的來源為量最多的是城市、工業區排出的廢氣，每立方公分可高達數百萬粒。其次是大自然的煙、塵、細砂，海洋上則有浪花蒸發後剩下的鹽粒也是良好的凝結核，不過數量不致超過每立方公分數萬粒。

（二）吸水性核和溶質效應

凝結核若由**吸水性**（對水具有化學親和性）物質構成，例如汽車

氣、鹽粒等，不待飽和就可開始凝結，形成水滴。反之，則有**厭水性凝結核**，具有抵制水汽分子在其周圍形成水膜的性質。不過大氣中常有足夠的吸水性核存在，故厭水性核對凝結現象就無足輕重了。

吸水性良好的凝結核在相對濕度約80%時就可凝聚水汽分子，開始凝結作用。這種現象稱為**次飽和**，係由**溶質效應**所促成。但水滴一經形成，慢慢長大，溶液濃度隨之變低，很快接近純水，溶質效應也就消失了。

（三）曲率效應

凝結初開始時，水滴半徑極小，表面張力非常顯著。外界相對濕度雖已達 100%，小水滴依舊不接受水汽分子的進入。必待超過 100%若干，小水滴的水面和空氣中的水汽才達到平衡而繼續凝結長大，稱為**曲率效應**。這是因為一般的飽和定義是指**純水、平面**上的水汽平衡；小水滴的球面曲率極大，不能適用上述定義，所以必須超出 100%才開始凝結，這種情形也稱為**過飽和**。

但當小水滴置於過飽和環境中而半徑長大，曲率隨之減小，只要半徑大到二、三微米時，這項效應也就消失不彰。

所以上述兩種效應作用相反，互相牽制，但都只有在水滴形成之初，曲率和溶液濃度都極大的時候才有作用。

二、凝結過程

現在我們可以歸納自由大氣中的凝結過程大要如下：空氣因冷卻而相對濕度增高，當其接近但尚未達到 100%之前（以標準定義的純水平面而言），凝結作用就以半徑較大和吸水性較強的凝結核為中心開始，並在接近 100%的濕度環境下順利長成雲滴大小。小的吸水性凝結核固受曲率效應限制，即使大而吸水性弱的凝結核，也不易凝結，因為有限的水汽都已被吸水性強的大凝結核捷足先登而用盡。因此，每單位容積內的雲滴數比凝結核數目少得多。換言之，由於下對流層中條件較優的大核不虞匱乏，所以也不太需要過飽和條件來促成凝結。

三、昇華過程

自由大氣中水汽直接變為冰晶的昇華作用和凝結不盡相同，昇華通常需要相當程度的過飽和才能開始，因為冰晶具有一定的結構，所需的核也

和凝結核不一樣。從觀測得知冰晶雲中的核大都是黏土礦物(高嶺土爲主)的微粒。最有效的昇華核是冰晶本身，或者晶格近似的晶體，如碘化銀、碘化鉛、碘化鎘、石英等，這就是人造雨的基本原理（見第 7-5 節）。

根據謝佛實驗，潔淨的空氣冷卻到 -39°C 之前，不見任何冰晶結出，但低於此溫度就開始出現。可見 -39°C 以下的溫度，水汽不須昇華核亦能直接結爲冰晶，這種現象稱爲**自動昇華**。

習題 3-2

- *1. 1 克液態水在三相點溫度全部汽化時，將占多少體積（公升）？（提示：利用水汽的狀態方程式 $e = \rho_v R_v T$ ）
 2. 風爲什麼能增加蒸發率？
 3. 自由大氣中凝結作用最先開始依附在那種凝結核上？
-

3-3 雲

雲是懸浮在水中的水汽凝結物的集合體。它是上節所述凝結的結果，也是下節所述降水的母體。

3-3.1 雲的分類

雲可依其高度、形狀而分類。它們的名稱、符號、定義、高度，以及詳細說明，概由世界氣象組織（簡稱 WMO）制定，並編印圖文並茂的國際雲圖，供全球各國氣象機構遵照使用，本冊所附彩色圖版中的所刊雲圖即選自該書。分類的標準以形成後的外觀（而且是從地面往上觀察）爲主，形成時的物理過程則不在考慮之中。

WMO 先將雲按高度分為高、中、低、直展四族，然後根據積狀、層狀的基本或聯合形態共分成十種主要雲屬。我們用表列出如下（表 3-1）。

表 3-1 雲的十屬

名稱	符號	高度範圍（公里）		
		高緯度	中緯度	低緯度
卷雲 Cirrus	Ci			
卷層雲 Cirrostratus	Cs	高雲	3-8	5-13
卷積雲 Cirrocumulus	Cc			6-18
高層雲 Altostratus	As			
高積雲 Altocumulus	Ac	中雲	2-4	2-7
				2-8
層雲 Stratus	St			
層積雲 Stratocumulus	Sc	低雲	0-2	0-2
雨層雲 Nimbostratus	Ns			0-2
積雲 Cumulus	Cu	直展雲	垂直發展，可跨越上述各雲族高度。	
積雨雲 Cumulonimbus	Cb			

表內最後一欄只是平均高度範圍而已，實際上常有跨疊情形。例如高層雲往往伸到高雲族範圍，雨層雲的厚度很大，雲底雖低，但雲頂往往伸入中雲族範圍。

下面對十種主要雲屬的雲狀作一簡要的描述，並可配合彩色圖版加以認識，如能到戶外實地觀察當然更有幫助。

一、卷雲 Ci

纖細如毛髮，色白，狀如羽毛，馬尾，有時亦作絮狀。

二、卷積雲 Cc

白色小片，排列如魚鱗，漣漪狀，沒有雲影，常與其他高雲同時存在。

三、卷層雲 Cs

白色如紗幕，日、月能透過而生「暈」，有時布滿全天，使天空呈魚肚白色。

以上三種都屬高雲族，是冰晶雲，不會降水，不蔽日月，亦不生雲影。

四、高層雲 As

灰白到灰藍色幕狀雲，多數能遮蔽全部或大部天空，厚薄不等，薄時仍可見日月輪廓，厚時則陰晦蔽光。

五、高積雲 Ac

白到灰白色塊狀、扁球狀雲塊，有時呈棋盤狀、波狀，作整齊的排列，亦有單獨呈筭狀、稜鏡狀出現者。

以上兩種屬中雲族，都是水滴雲，有雲影，可能降小雨，薄時日月生「華」。

六、層雲 St

灰色均勻雲層或破碎雲絮，沒有一定形態，和地面的霧一樣迷濛一片，常降毛雨。

七、層積雲 Sc

灰到暗灰的塊狀雲，作棋盤式或行列式排列，雲塊個體和雲隙大小都不一定，很少降水。

八、雨層雲 Ns

灰黯、散漫、厚濕的雲層，雲底常附有檻褸的碎層雲，多伴著雨雪等降水。

以上三種屬低雲族，都是水滴雲。

九、積雲 Cu

垂直發展的個別雲塊，輪廓分明，底平頂圓，狀似饅頭、花椰菜，或聳峙作塔狀。依氣層之穩定與否而分淡積雲、濃積雲兩種。

十、積雨雲 Cb

強烈發展的積雲，遠望巍峨如山嶽，頂端有平滑砧狀（偽卷雲），底部黝黑，常伴有雷暴及雹。

以上兩種屬直展雲族，厚度最大，含水量豐，是水滴和冰晶的混合雲。

對專業氣象觀測人員來說，屬的下面還可細分為類，以及各種變型。類有十四種之多，例如纖維狀、絮狀、筭狀、堡狀等等。變型也有九種，例如透光性、蔽光性、波型、輻射型等等。配合起來，有關雲狀的術語不下一百，譬如**筭狀高積雲**、**蔽光高層雲**等不一而足。這樣細密的分類是希望從雲的外貌，推知它形成的過程，進而決定它所代表的天氣系統。

基於同一理由，雲的觀測愈詳細愈好，除雲狀外，觀測員還要記錄**雲量**、**雲高**、**雲向**等項目才算完備。

從雲的組成看，我們也可把雲分成三類：**水滴雲**、**冰晶雲**和**混合雲**。第一種完全由液態水滴構成，包括氣溫低於冰點的過冷水滴在內；第二種完全由冰晶構成；第三種兼有水滴和冰晶同時存在，是造成降水的重要原因之一。

高雲族（Ci, Cs 大部分 Cc）一定是冰晶雲，具有最大垂直發展的Cb一定是混合雲，中雲族的As多半是混合雲；其餘中、低雲族則都是水滴雲，但Ac, Cu, Ns, Sc也有可能是混合雲，尤其是在中、高緯度地區，或寒冷季節更加常見。

3-3.2 衛星雲圖

過去人類只能在地面以肉眼作雲的觀測，不免有管窺之憾。進入二十世紀後，隨著科技進步，我們利用飛機、雷達、人造衛星為工具，大大擴展了深度和視野。尤其自西元1960年氣象衛星問世升空以來，我們得以居高臨下，觀測大範圍的完整雲系，可謂已能窺及全豹。我國亦斥重資在中央氣象局內建立氣象衛星資料接收站，於民國七十年初落成啟用，在增進天氣分析和預報的功能上貢獻良多。在本節內，我們僅能扼要略述氣象衛星觀測的原理和功能。

一、觀測原理

裝置在衛星上代替人類眼睛觀測的工具，早期使用電視攝影機，只能在白晝工作；現在已改為**掃描輻射計**，不分晝夜都可測得雲貌。因為雲頂和無雲的地面溫度不同，所發射的長波輻射強度也各不同(參閱圖 2-2)，所以輻射計能測出有雲蔽的區域。這種觀測技術為**遙測術**，不僅用於氣象，也可用在海洋、地質、農漁業各方面。

遙測的範圍和衛星軌道性質有關。目前氣象衛星主要可分兩種(圖 3-2)：

1. 地球同步衛星——在赤道上空 35,800 公里以與地球自轉相等的角速度運行，故相對地球而言是靜止的，可對同一地區作連續性觀測而獲得雲系的移動、發展情形。

2. 繞極軌道衛星——軌道離地高度約在 800~1,500 公里之間，大致繞地球南北極運行，週期約 100~120 分鐘。由於地球的自轉，這種衛星在一天之內可以遍臨全球各地作帶狀(寬約 3,000 公里)觀測。未來設計趨勢將減低軌道高度，以提高觀測精度。

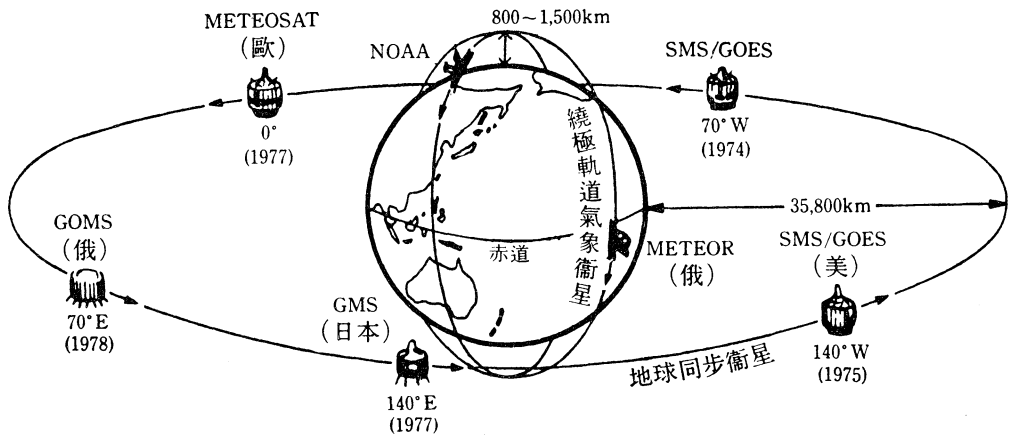


圖 3-2 兩種不同性質軌道的氣象衛星

二、衛星雲圖

掃描輻射計觀測所得雲貌，用超高頻送回地面接收站，經過處理後展示為清晰的雲圖。

這種雲圖涵蓋面積很廣，圖上的雲系可以反映各種大尺度天氣系統，

例如對第五、六章所述諸如鋒面、氣旋、颱風等 (參閱彩色圖版二), 決定它們的位置、強度、消長、移動等, 故對天氣分析的幫助極大。由於輻射計的性能優越, 衛星雲圖的解像度也日益提高, 加上各種明暗對比的強化技術和判讀經驗, 我們不但能見其大, 也能從細微處分析出中、小尺度的天氣系統, 例如雷雨、龍捲風等劇烈天氣。

氣象衛星的觀測功能, 實際上還不止雲圖一端。在第二章提到的氣溫垂直分布, 以前非用氣球升空探測不可, 現在已可由衛星瞬間測得; 太陽常數以前只能從地面所測數據推定, 現在可由衛星直接測定。其他像高空風、水汽含量、臭氧量的全球分布, 以至外氣層內太陽質子、 α 粒子、自由電子密度的觀測, 無一不可由今日的氣象衛星測得, 堪稱是一種全能的觀測工具, 未來的發展更是不可限量。

習題 3-3

1. 雲內的溫度如果一致, 為什麼會有水滴、冰晶並存的混合雲?
 2. 地球同步衛星何以能「靜止」在赤道上空某點不動? 它是否和「國際通訊衛星」的原理相同?
-

3-4 雨、雪、雹

本節所討論的雨、雪、雹通稱**降水**, 就是水汽凝結物從雲中降落地面的意思。所以降水當然也包括毛雨、凍雨、霰、霰、冰珠、冰針、陣雨、雷雨等等在內, 但不包括霧、露、霜, 因為它們本來生成在地面, 沒有經過「降」的過程。

為什麼有時密雲不雨, 有時又傾盆而下呢? 這就類似液體中的懸浮膠體, 有的會沈澱, 有的不會。不降水的雲可比作穩定性懸浮膠體, 當情況

變成不穩定時，降水就會開始。雲物理學中稱之為「降水過程」，說得通俗一點，就是雲滴如何長大，終於無法維持懸浮而自空中掉下來的過程。

3-4.1 降水過程

單靠凝結過程，雲滴的長大極慢；而且到達半徑 20 微米後，很難繼續成長。根據觀測，半徑在 1~10 微米大小的雲滴出現頻率最高。這麼小的雲滴降速幾近於零，多數雲都不降水也就不足為奇了。

能夠突破成長瓶頸的機制，主要有合併和冰晶兩種過程：

一、合併過程

合併過程的前提條件是雲中雲滴大小不一，大雲滴（例如由特大吸水性核凝結而成的）和較小雲滴的終速不同而產生相對運動。因此大雲滴可以在下降途中，一路兼併小雲滴而長大。

所謂終速是指水滴降落時，向下的重力和向上的黏滯力達到平衡時的速度，是水滴半徑的函數，表 3-2 列舉幾個典型的例子如下。

表 3-2 靜止空氣中雲滴、雨滴的終速

水 滴 分 類	半 徑 (μm)	終 速 (ms^{-1})
最 小 雲 滴	1	0.00012
小 雲 滴 (最 多 見)	10	0.01
大 雲 滴 或 毛 雨	100	1.5
小 雨 滴	500	4.0
大 雨 滴	2,500	8.7

但雲的厚度和上升氣流也很重要。因為一顆大雲滴要長大到半徑 500 微米的小雨滴，必須鹵獲很多小雲滴才能形成。所以它的旅程越長越好，如果有上升氣流把它送上又落下，自然更為有利。積雨雲兼具上述兩項條

件，故最能發揮合併過程的效應，在短時間內長成大雨滴降落。根據實際觀測，雲的厚度達 4,000 公尺以上時，幾乎一定會降雨。

合併過程是促使水滴雲（又稱暖雲）降水的惟一途徑，熱帶的降水過程多屬這種情形。

二、冰晶過程

熱帶以外地區，促使混合雲（又稱冷雲）降水的另一種重要機制是**冰晶過程**，亦稱白吉龍·芬地生效應。因為混合雲中水滴和冰晶共存，而在同溫度下水面較冰面飽和水汽壓為高；所以對(過冷)水滴來說，剛好飽和的空氣，對冰晶言已經達到過飽和程度（見圖3-1及圖 3-3）。例如 -10°C 時，對冰面言相對濕度已達 110%，於是冰晶忙著吸進水汽分子而長大，附近的過冷水滴被迫蒸發來供應冰晶所需的水汽。這是冰晶的主要長大方式，而且過飽和程度之大（可達 150%）使冰晶成長速度既快，體積也大。但在開始時如果沒有適當的昇華核，即使冷到 -30°C ，水汽也不容易直接昇華成冰晶。這就是人造雨為何要把碘化銀灑到過冷水滴雲中，以催生冰晶而觸發白吉龍·芬地生效應的道理。

至於降水之為雨抑為雪，完全決定於地面附近氣溫。雪片離開雲層

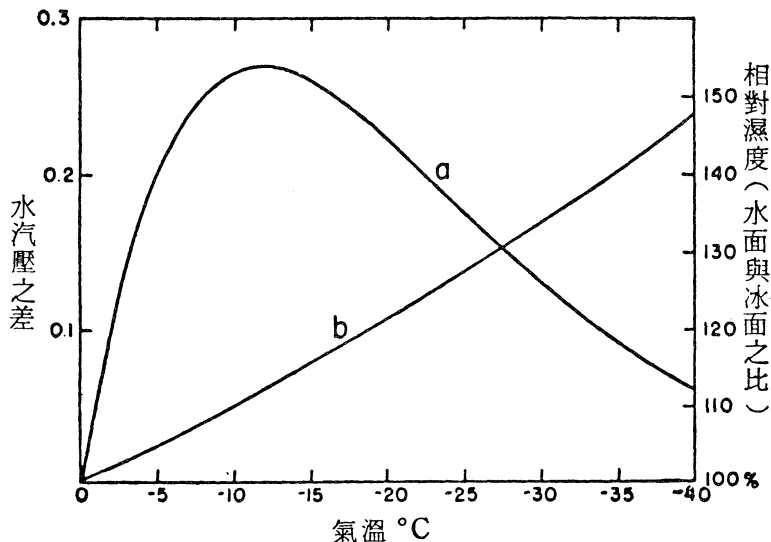


圖 3-3 對水面言相對濕度為 100%的空氣，對冰面而言已經過飽和（曲線 b）。同溫下兩種飽和水汽壓之差（曲線 a）。

後，如果氣溫升到冰點以上，便會融化而成雨滴降下。

合併過程和冰晶過程當然也可同時進行。除非是熱帶或夏季的低淺暖雲，一般而言，結冰高度通常很低，所以雲中都是先由冰晶過程發動，再由合併過程助成其降水過程。

3-4.2 降水形式

雖然水汽凝結物只有液態、固態兩種，但降水形式卻不僅是雨和雪兩種。以下擇要逐項說明：

一、毛雨

毛雨的水滴微小，密集而均勻，直徑小於 0.5 公釐（500 微米），都從層雲中降落，隨風飄蕩，但終能落到地面。

二、雨

直徑大於 0.5 公釐的液態降水都稱雨，包括原屬固態，降落途中融化成水的情形在內。雨滴大小範圍在 500~7,000 微米之間。如果水滴再大，會因終速太大，內部振盪而碎裂。你也許見到過夏季陣雨剛開始時有特大號的雨滴，那一定是由雪花黏在一起的大雪片降落途中融化所成，雨滴中因囚入小空氣泡而減低了振盪性，故不易破碎。

以強度分，雨可分為微、小、中、大四級，但不是根據個別雨滴大小來分，而是從**降水量**來分的。小雨的降水率不超過 2.5 公釐/時，大雨在 15 公釐/時以上。民國五十二年葛樂禮颱風過境時，白石測站記錄的 24 小時雨量高達 1,248 公釐，創下世界雨量記錄（臺灣平均年雨量亦僅 2,000 公釐左右），這種強度無疑應稱豪雨，是山洪暴發、釀成水災的直接原因。

以性質分，雨可分為間歇性、連續性和陣性。前兩種都隨氣旋系統的高層雲、雨層雲降落，可維持幾小時到一、兩天之久。**陣雨**驟起倏止，從積雲、積雨雲降下，為時甚暫，在幾分鐘到一小時之間，但降水率很大，排水不良地區每易積水。

所謂**凍雨**（或**凍毛雨**）是過冷雨滴降落時觸及地面、地物瞬時凍結成

冰的情形，稱為**雨凇**，是透明的一層冰殼，故亦稱**明冰**。如果是過冷霧滴或雲滴凍結成的冰殼，則不透明而較鬆散，稱為**霧凇**。這兩種天氣現象在中、高緯度常引起交通事故，例如電動火車的電線結冰，航行中飛機結冰等，後者更是飛行安全的嚴重問題。

雨滴在降落途中，常常蒸發而變小，如果經過特別乾燥的空氣層，甚至完全被蒸發掉。這種沒有降到地面的降水，不能稱為雨，而稱**雨旒**，常可在遠方的積雨雲底下看到。

三、雪

雪是固態降水中最常見的一種，水汽在冰點以下昇華，結晶成六角形的雪晶，又常從六個角上長出枝狀，形成美麗的雪花（圖 3-4）。因為雪花表面常有一層薄薄的過冷液態水，故在降落途中往往黏結一起而成為大

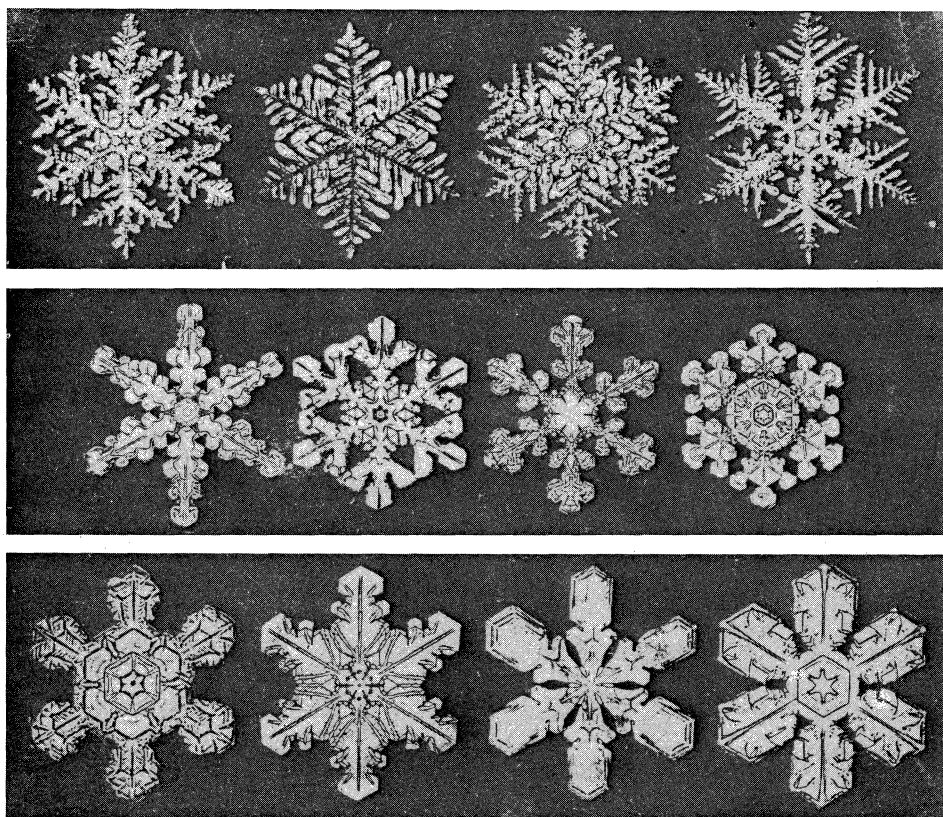


圖 3-4 雪晶或冰晶的各種形狀

雪花。除非溫度特別低，在低於 0°C 下很多時，雪花才能「乾」，不會形成鵝毛似的大雪片。

雪對人類活動有其特殊影響力，和雨不盡相同，簡述如下：

(一)就氣象意義言：冬季積雪的大陸是極地大陸氣團(5-1 節)的源地。

(二)就水文意義言：雪在水循環中有延遲效應，可以積儲一冬的降水，到融雪的春季才加入河川。如遇山地或融雪期過短時，亦易造成洪災。反之，高山積雪可以視為春耕所需灌溉用水的儲蓄，有利農業。

(三)就人文意義言：冬季的大雪暴，往往癱瘓交通，進而影響人類一切經濟、文化活動，使陷於停頓。從長遠影響而論，古氣候學者證實西元1000~1200年間的「小陽春」氣候，使今日終年冰封雪覆的格陵蘭，得到當年名正言順的「綠地」(Greenland)之名稱，而英國也就在那個時代飽受北方來的維京族海盜之擾。

其他固態降水的形式尚多，熱帶地區人們很難想像會有如此多的名目，例如粒狀雪、霰、冰珠、冰針等，我們不擬一一加以詳述。但是冰雹——降水型式體型最大的一種，雖屬固態降水，仍可出現在熱帶地區。

四、雹

雹是合併過程發揮到淋漓盡致的產物。它從冰珠開始，在升流旺盛，過冷水滴豐富的積雨雲中往返衝刺，像滾元宵似的裹上一層又一層冰殼，直到重量太大才降落。所以大冰雹的切面有明顯的年輪式環紋，而且各層的組織未必相同，有的是堅硬明冰(經過大水滴區)，有的鬆軟如霜(經過小雲滴區)，還經常有空氣泡被囚入內部。

雹的直徑自 0.5~5 公分不等，小者如珍珠，大者如棒球，極端例子更有達 14 公分者(圖 3-5)。雹塊體積大小係依下述三條件而定：積雨雲在結冰高度以上的厚度，雲中含水量，升流強度三者。可見必須配合極不穩定的天氣因素和有利地形才有降雹可能。

雹的重量大，終速當然也大，約當 10~20 公尺/秒之間；因此降雹雖不常見，一旦發生在農作區或畜牧區，必有災害。

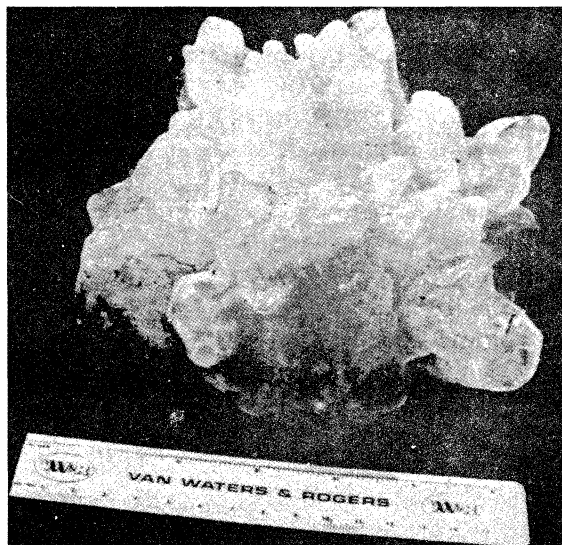


圖 3-5 最大的冰雹直徑 14 公分，重 0.766 公斤。

習題 3-4

1. 試計算下列兩種雲所含液態水量，假設所有雲滴大小均相同（實際並非如此）：
a. 晴天積雲，雲滴半徑 10 微米，雲滴集中度 314cm^{-3} ；
b. 聳峙積雲，雲滴半徑 20 微米，雲滴集中度 63cm^{-3} 。
 2. 暖雲和冷雲中的降水過程有何不同？
 3. 為什麼雹的體積遠比大雨滴為大？
-

3-5 霧、露、霜

接觸地面的空氣冷卻到露點以下，水汽便凝聚在地表、地物上成爲露或霜，不需凝結核的幫助。至於霧可說就是接地的層雲，懸浮在空中，故仍需凝結核，不過近地面的空氣中，不會缺乏氣懸膠體的來源而已。

這三種天氣現象中，露是有益無害的，霜卻能貽害於農業。人們在無

意中也流露出對這兩個字的感情，例如「雨露均霑」，「凜若寒霜」。霧在交通、軍事、保健方面對人類活動的妨害不待明言，且有隨時代俱增的趨勢，所以氣象學者正寄以更多的注意。

3-5.1 霧

一、霾和霧

污染程度高的都市空氣，吸水性核豐富。當空氣冷卻、相對濕度增至約70%時，遠山像蒙上薄薄之青紗，水平能見度減到5公里以下，我們稱之為霾。空氣繼續冷卻，濕度超過70%後，最活躍的大吸水核已經開始凝結，能見度續降，霾逐漸轉濃，變成灰濛濛的霧或稱輕霧。如果空氣再冷卻，濕度升到90%以上，能見度減到1公里以下，按測候學規定就應稱霧。以上是城市起霧的階段。海洋、曠野、山頂空氣潔淨之處，要等空氣冷卻到飽和（相對濕度100%），霧滴生成後，能見度才顯著降低。

二、霧的生成

霧和雲的凝結過程相同，主要都靠冷卻，但冷卻的原因大不相同。

霧都是因為空氣接觸較冷地表，底部冷卻達到飽和而生成。只有一種霧不靠冷卻而藉增加水汽達到飽和的，就是蒸汽霧，此和揭開鍋蓋或浴室冒出的蒸汽情形相仿。在自然界，只有極地或冰洋上酷寒的空氣流到較暖洋面上時才會發生，故歐美人士亦稱之為北極蒸汽霧，它與倫敦、洛杉磯常發生的煙霧有別。後者因空氣污染嚴重，聯合有毒性的污染物和霧所造成的烏煙瘴氣，常能導致呼吸道疾病，西元1952年倫敦的煙霧曾使老年人因而喪生者數以千計。

三、霧的分類

以天氣學觀點看，霧可分為氣團霧、鋒面霧兩大類，然後再細分不下十餘種之多的名稱。但在介紹氣團和鋒面之前，我們根據上述生成原因將重要而常見的三種霧介紹如下。

（一）輻射霧

夜間地面因輻射（向太空發射）失熱而降溫，使空氣底層冷卻，形成

一地面逆溫層。此層以內的空氣極為穩定，不易發生對流，因此也不會破壞繼續冷卻的效果。所以只要空氣相當潮濕，多能達到飽和而成霧。這霧層的層頂不會超過逆溫層頂，通常僅三、四十公尺。日出後地面增暖，約在二、三小時內霧便消散。

因此以季節言，秋、冬兩季最利於**輻射霧**，秋季因濕度尚高，冬季則因夜長、輻射效果最強。高壓中心區也易產生輻射霧，因為風勢微弱，不致破壞逆溫層，加上天氣良好少雲，可使地射通行無阻地逸向太空。都市工業區之有利於霧的生成，亦以輻射霧為主，例如倫敦、洛杉磯多霧早已聞名全球。海洋上空氣潔淨，且氣溫日變化很小，所以少有輻射霧發生。

（二）平流霧

暖濕空氣平流到寒冷的地表，底部冷卻達到飽和而生成。**平流霧**和輻射霧有很多不同：1. 霧層深厚；2. 風速強勁；3. 不分晝夜；4. 不必晴空；5. 不易消散，有時可延續四、五天之久；6. 涵蓋地區廣闊。

暖濕空氣一定源自暖海面，流經地區大多是冷水面或濱海地區。例如在三、四月間，有中國沿岸流南下使臺灣海峽水面較冷，如遇暖濕氣流北上，常在金門附近海域造成瀰漫大霧，竟日不消。

（三）平流輻射霧

以上兩種成因的聯合，平流作用在於供應水汽，仍待陸地夜間輻射冷卻而後生霧，故發生地區必在沿海陸地，其條件則同輻射霧。臺灣嘉南平原夜間常有發生。

3-5.2 露、霜

一、生成條件

露和霜是真正接觸到地表、地物的一薄層空氣，冷卻到露（霜）點溫度以下凝結而附著在地物上的現象，和冷飲杯外所生水珠的原理完全相同。爲了幫助冷卻，下列三項輔助天氣條件也很需要：

（一）天空晴朗無雲，使地射不受阻礙，加速冷卻。

（二）低層空氣穩定無風，不致產生渦流混合作用，才能使接觸地面的

一薄層空氣始終接受寒冷地面的傳導，持續冷卻。

(三)空氣含水汽量不能太低，否則再冷卻也不易降到露點。

由此可知，秋冬季節、雨後初晴、無雲靜風的夜晚最宜成露結霜。當然，晚上最低溫度是否將降到零度以下，是預測露抑霜的必要條件。

二、霜害

臺灣雖處副熱帶，平地終年無雪，但冬季也會結霜。例如民國五十二年一月嘉南地區因降霜而將番薯、玉米、菸草、香蕉等作物摧殘殆盡。霜害在溫、寒帶對農業損失之大，當可想見。

農業氣象學賦予**生長季**的定義是：春季最後一次**殺霜**平均出現日期，到秋季第一次殺霜出現為止，其間作物可以生長的時期。困難在於殺霜本身的定義和微氣候、作物生長率、作物抗寒特性等因素有關，不易具體界定，所以只能泛指可使一地主要作物受損的重霜。

習題 3-5

1. 試舉出有利於輻射霧生成的三項氣象條件。
 2. 鐵達尼號豪華郵輪在大霧中觸冰山沈沒，地當北大西洋拉布拉多冷流的海面，這是什麼霧？如何形成？
 3. 為什麼暖濕海流侵入北歐積雪地面時，雖然冷卻作用強烈，卻極少生霧？（提示：比照降水過程中的白吉龍·芬地生效應。）
-
-

3-6 雷雨

3-6.1 雷暴的定義

我們習稱的雷雨在氣象學中正式名稱爲**雷暴**，因爲它是綜合多項天氣要素的劇烈天氣之一種，不僅是帶雷電的陣雨而已。下面是雷暴的定義：

「從積雨雲發展出來的地方性風暴，一定伴有閃電和雷聲，通常都有強烈陣風和大雨，偶或有雹。它的生命短促，個別而言不致超過兩小時。」可知在學術名詞方面，雷暴以雷為主，不必有雨，和通俗觀點略有出入。

3-6.2 雷暴的生命史

積雲是對流的產物。如果空氣暖、濕而不穩定，則對流旺盛，積雲得以大量發展成爲積雨雲。氣象學中所稱的**對流**定義是：主要採取垂直方向的大氣運動(可與**平流**相對照)。垂直運動有上升、下降兩種氣流，但因天氣現象都隨對流出現，往往對流只指上升氣流而言，也就是有雲的部分。可是在積雨雲階段，雲體內的垂直速度非常強烈，而且也有下降氣流存在，故特別稱之爲**小股升流**和**小股降流**，猛烈時可達 20 公尺／秒之巨。

對流胞則是中尺度天氣系統的一個對流單元，由若干生長中的積雲聚合而成，典型的直徑約爲十公里。只有一個對流胞的雷暴天氣很少，因爲胞與胞之間很容易結合到一起。現在我們就用對流胞（或稱雷暴胞）的概念說明雷暴的生命史。

一、積雲期

由若干積雲聚成一簇，繼續成長，整個胞體內都屬小股升流，而以頂部最強。升流足以支持水汽凝結物懸浮雲中，因此本階段內無降水。電荷雖已迅速發展，但亦無閃電。

二、成熟期

胞體垂直發展已達巔峯，約有 13 公里之高，有時甚至竄入平流層到 18 公里以上。本階段特徵是降水開始，且下降雨滴拖曳空氣形成小股降流。這種降流的氣溫很低，到達地面後水平瀉出，形成小規模的**冷氣丘**，大雨隨之來臨，如在夏日每令人暑氣全消，詩人「山雨欲來風滿樓」之句卽此之謂（見圖 3-7 虛線範圍內）。但升流依舊存在，且在本階段初期達到最大強度（約 15 公尺／秒）。

本階段內所有天氣要素都臻極峯，包括雷電現象，如有降雹也都在本期發生。雲中尤有強烈擾動，飛機應絕對避免進入，以防危險。

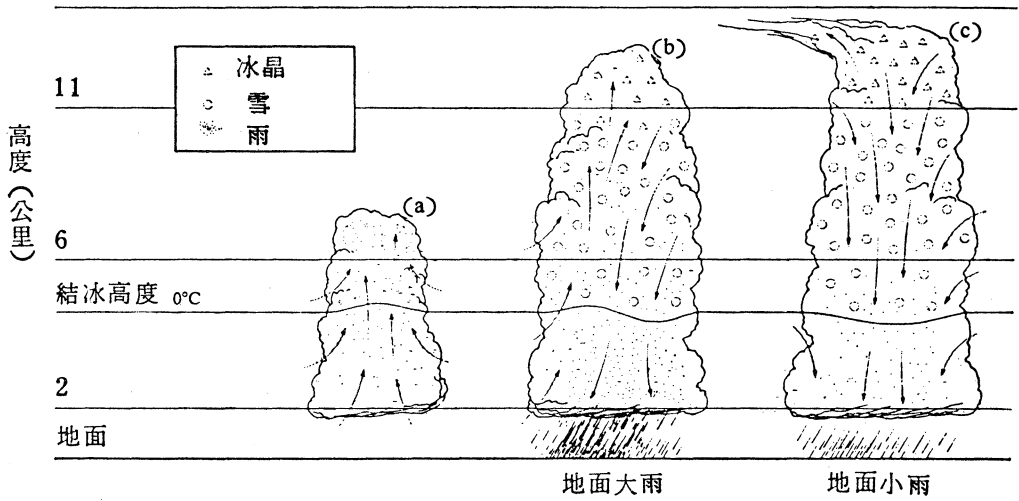


圖 3-6 雷暴胞的生命史，顯示胞內垂直氣流和水汽凝結物的分布。(a) 積雲期，(b) 成熟期，(c) 消散期。

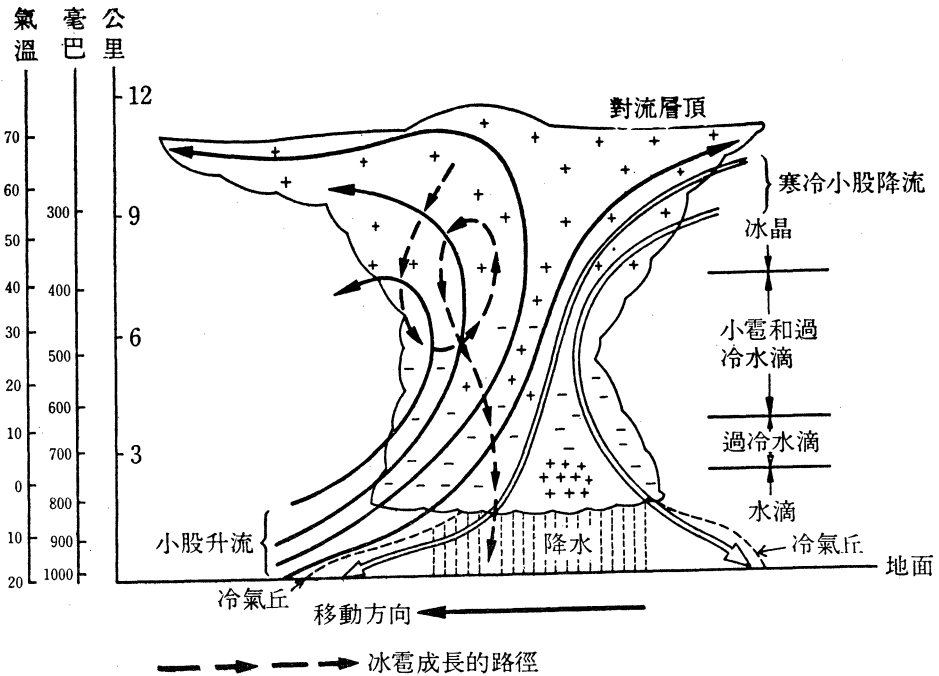


圖 3-7 成熟期雷雨雲內各種現象：

1. 電場分布
2. 小股垂直氣流
3. 雹的成長
4. 地面冷氣丘的形成和範圍

三、消散期

整個胞體內都由微弱的降流代替升流時，雷暴胞就開始進入生命末期。升流既被抑制，水汽已無來源，降水漸止，降流也隨之削弱。終於整個胞體消散，或僅殘留層狀雲。

雷電現象

我們自小學就知道閃電、雷鳴的原因，但雲中電荷怎麼產生和分離，卻迄無定論。根據實際觀測，成熟期雷雨雲內正、負電荷的分布如圖 3-7 所示，大致正電在雲頂，負電在雲底，另有小部分正電卻聚集在雲底降流附近。很多學者從實驗獲知，電荷的產生一定從雲頂水滴結冰和冰晶生成開始。當冰晶擦撞到外帶霧凇的冰珠時，後者就會荷電，正、負號則視兩者溫度差而定。至於電荷如何分離的理論比較複雜，暫不討論。

3-6.3 我國的雷雨

以各地每年雷雨出現日數繪製成頻率分布圖，可以看出我國雷雨的分布不若溫度、雨量那麼規則。大體說來，東南沿海多於西北內地，而山地多於平原。

我國的雷州半島平均全年超過 110 天為最高頻率，恰似美國的弗羅里達半島，原因是下午兩岸的海風都向半島中央輻合，濕熱空氣被迫舉升而發生。臺灣雖為海島，雷雨日卻遠比海南島為少。據七十年來統計平均在 20~40 天之間，發生頻率最高不在山地，而在蘭陽、嘉南兩處平原，分別有 43 天、42 天；臺北、臺中盆地也有 37 天、44 天。可見雷雨發生頻率和地方特性有關，很難一概而論。

至於年中或日中的頻率分布則和地方性關係較少。以臺灣為例，六、七、八月分最多，一日中以 14 時到 18 時之間最頻，和美國統計所得情形一致。

習題 3-6

1. 簡述「對流」和「對流胞」在氣象學中的涵義。
 2. 海上的雷雨常在夜間發生，試解釋其原因。
 3. 觀測員計算從看見閃電到聽見雷聲相隔 8 秒鐘，則雷雨胞離測站約有多少公里？
-
-