

供四年制乙種計劃用

海 洋 氣 象 講 義

中國人民解放軍海軍指揮學校

一九六〇年二月

填圖格式

說明

温度	高云状	气压
天气	(云)	湿度倾向
露点温度	低云状	低云量

温度 以 $^{\circ}\text{C}$ 为单位

溫度以1℃為單位

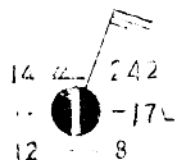
气压 海平面气压为十位,个位及小数
位

与压表号 二小时气流量为个位及小数一位

气压倾向 三小时气压倾向

$$Q = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\lambda} + \frac{1}{\mu} \right) \left(\frac{1}{\lambda} + \frac{1}{\mu} \right) \left(\frac{1}{\lambda} + \frac{1}{\mu} \right)$$

舉例



符号說明

税金

										
0	1	2-3	4	5	6	7-8	9	10	不明	

島云狀

一	ㄣ	乙	7	2	2	ㄣ	ㄣ	ㄣ
毛卷云	密卷云	偽卷云	卷云	卷层云	卷层云	卷层云	卷层云	卷积云

中三狀

L	U	w	U	U	X	U	M	U
透光高层云	透光高层云	透光高层云	英武积云 不致变化	成层状云 高积云	积云 高积云	透光高层云 透光高层云	絮状卷云 高积云	不同形态 高积云

低云狀

积云	层积云	层积雨云	层积性层积云	层积云	层云	碎积云	不同高度的层积云和层云	层积雨云

天气

雨	毛雨	雪	融雪	陣雨	陣雪	連電	雷暴	雷雨	雹	霧	吹煙	沙暴	吹雪	咆	龍捲
---	----	---	----	----	----	----	----	----	---	---	----	----	----	---	----

气压倾向

									
升后降	升后平稳	不稳定上升	稳定上升	降后急升	降后升	降后平稳	不稳定下降	稳定下降	升后急降

風力 (一短划为2米/秒, 一長划为4米/秒, 每一小划为20米/秒。)

				-----				-----	
小于2秒	2秒	4秒	6秒	-----	10秒	12秒	14秒	-----	20秒

目 錄

緒論	3
第一章 大氣	5
§ 1 大氣垂直分層	5
§ 2 對流層中大氣的熱化和冷卻	6
第二章 海洋氣象要素	8
§ 1 氣溫	8
§ 2 濕度	9
§ 3 雲	12
§ 4 霧和能見度	15
§ 5 氣壓和風	18
§ 6 海水鹽度和密度	25
§ 7 海水溫度和海冰	26
§ 8 海水透明度和水色	26
§ 9 波浪	27
第三章 海洋氣象要素對海軍活動的重要意義	31
第四章 天氣預報基礎	33
§ 1 大氣環流	33
§ 2 氣團	36
§ 3 鋒面	37
§ 4 高氣壓	43
一、高壓概說	43
二、影響我國沿海及西太平洋的高壓	43
§ 5 低氣壓	47
一、鋒面氣旋	47
二、熱低壓	52
三、低壓槽	52
§ 6 雷暴和龍卷	53
第五章 台風	55
§ 1 艦艇防台的重要意義	55
§ 2 我國沿海及西太平洋的台風	55
§ 3 台風天氣和台風來臨前的象徵	56
§ 4 迴避台風的方法	59
§ 5 防台經驗介紹	60

第六章 我国沿海及西太平洋天气大势.....	63
§ 1 我国沿海及西太平洋天气大势.....	63
§ 2 南海及其附近海区的天气.....	66
§ 3 我国海区天气特征.....	67
第七章 船舶天气予报.....	74
§ 1 船舶天气予报概說.....	74
§ 2 單艦补充天气予报.....	76
§ 3 單艦予报.....	79
§ 4 大風和霧的予报.....	88

緒 論

一、海洋气象对海軍的意义

海洋上各种自然現象的發生，如風、浪、霧、云、雨及海面升降等，是大气和海水互相作用、互相影响的結果。研究它們兩者的变化規律的科学，就叫做海洋气象学。艦艇活动在海洋上，周圍被大气和海水所包圍。因而海洋气象对艦艇的活动有着很大的影响。作为艦艇指揮員的我們，必須掌握海洋气象的自覓然律，並运用以保障艦艇的战斗活动。

远在东汉末年(公元208年)，我国古代軍事家諸葛亮已把气象条件应用在軍事上，如“借东风火烧赤壁”和“利用大霧草船借箭”等，都是考虑到利用風和霧等气象条件取得战斗胜利的范例。

在拥有现代化装备的海战中，海洋气象条件的影响，比之帆船时代，在程度上显然是降低了，但其危害仍然存在。問題在于能否正确掌握和善于利用，如能掌握和利用复杂的海洋气象条件，将会提高战斗的效果。反之，如不了解或不善于判断天气情况，忽略或不善于利用海洋气象条件，往往会失去战胜敌人的时机，或使自己遭受損失。如南蕪山战斗中，沒有考虑到海区冬季風大浪大的特点，艦艇在执行任务后被風浪冲击撞坏，造成很大損失，給我們留下沉痛的教訓。但在解放海南島战役中，敌人拥有艦艇和飞机，而我軍在缺乏登陆艦艇和空軍的情况下，动员大批木質帆船和机帆船，依靠当地漁民，正确掌握風向和潮汐，利用順風和高潮，順利地渡过海峡解放了海南島。由此可見，海洋气象条件对海軍的战斗活动有着重要意义。

在未来海上战斗中，我軍將以較劣势的技术装备，充分發揮我軍善于利用恶劣的海洋气象条件的特点，战胜优势技术装备的海上敌人。我国沿海島嶼棋布，航道复杂，霧季較長，夏季有台風，冬季有寒潮，这將对我航行不利。但因我輕型艦艇經常在我沿海活动，依靠島岸人民，能熟悉我海区的海洋气象情况。因此將有可能利用風浪、濃霧等复杂天气，出敌不意，实施隐蔽突击，以战胜敌人。所以，掌握和利用我海区的海洋气象条件，是未来海上游击战取得胜利的重要因素。

虽然海洋气象条件是影响战斗的重要因素，但不是影响战斗勝敗的决定因素。战斗勝敗的决定因素，还在于人。这就要依靠每一个指战員，掌握海洋气象的規律，机智灵活地利用其有利于我的因素，英勇頑強地克服其不利的一面，来战胜敌人。1955年1月10日，我魚雷快艇在严寒的冬季大風浪中，出击敌人，战士以身体擋住風浪，使艇長順利地瞄准射击，取得了击沉敌“洞庭号”的胜利。

为此，我們在校学习期間，必須有勤學苦練的精神，掌握我国沿海及西太平洋海洋气象变化規律，及其对艦艇活动和武器运用上的意义；能在艦艇条件上进行天气预报；为学习航海、兵器及战术等課程在海洋气象方面打下基础，並应用在未来的战斗中。

二、我国海洋气象的發展概況

我們勤勞勇敢的祖先，由于生产和斗争的需要，积累了丰富的气象經驗。远在三千年前，殷墟甲骨文中，已有于测天气的卜辭，以后历代的詩歌民謠中，流傳着許多天气經驗。如“朝

霞不出門，暮霞走千里”等。东汉时（公元132年）张衡制造“相風銅鳥”用以測量風向，而歐美各國的“候風雞”直到十二世紀才見于記載。

我国的海洋事業，远在二千年前春秋时代已有很大發展。沿海的劳动人民，在海濱地区大规模地開發了漁鹽之利；1661年郑成功能予知潮汐，乘高潮登陸，战敗荷蘭，收復台灣。由此可見我国劳动人民，对于海洋气象事業是有着丰富經驗的。

近百年来，因受封建統治和帝国主义的侵略，我国海洋气象事業，未能得到發展，清末以来，虽然也作了一些海洋生物研究和建立一些气象台站，但当时反动政权不予支持，而仅有的气象台，也被作为反人民的工具，人民仍然受到自然灾害的袭击。如1922年8月2日，台风襲击汕头，造成死亡六万多人，财产损失七千多万銀元的巨大慘剧。沿海漁民，因无海洋气象预报，而死于非命者，不計其数。

解放后我国的海洋气象事業，由于党和政府的領導和重視，有了飞躍的發展。沿海气象台站，即時而准确地發布天气予报，保证了海上运输和漁鹽業丰产，特别是漁民的生命安全，有了保障。

大躍进以来，气象工作貫徹了党所提出的全党全民办气象的方針，強調土洋結合。人民群众發揮了大胆獨創的精神，在甘肅、辽宁、吉林等地，进行了区域性的人工降水試驗；云南鶴庆群众創造了用上砲轟击驅散冰雹，都得到了成功，这是我国人工控制天气的开始；單站补充予报，是我国的創举，它使地方天气予报准确率，提高了10%以上，超过了国际水平。

在大躍进中，我人民海軍和全国人民一样，發揮了敢想敢干的精神，在技术革新运动中，海道測量部試制成功过去依賴进口的許多精密海洋气象仪器，同时还創造了海上无人管理气象站，解决了海上无法設立气象站的困难。1958年我海軍与科学院合作，进行我国有史以来的第一次規模巨大的海区調查和測量工作，为保证海軍在海上順利地进行战斗活动，提供了条件。

我国的海洋气象事業之所以能夠在短時間內取得輝煌的成就，除了党的正确領導与海洋气象工作人員的積極努力以外，与苏联的无私帮助是分不开的。苏联在海洋气象方面有着悠久的历史，远在1823—1826年首先創辦海洋調查，其后于1886—1889年，俄国“維塔茲”号在太平洋、印度洋和大西洋进行調查，其結果，是研究世界海洋气象的重要文献。在北冰洋与南極洲設立海洋气象科学研究所，是世界最早和成就最大的国家。特别是近年来，苏联到1959年11月止已經成功地發射了三个地球卫星和三个宇宙火箭，以及数十个气象火箭，取得了極其丰富而宝貴的气象資料，从而对地球的气候和天气的变化，就可以有比較本質的認識，有助于人类更徹底的改造气候和控制天气創造条件。苏联的这許多成就，为世界的海洋气象發展作出了光輝的貢獻。

第一章

大 气

地球的表面，被一層厚厚的大气包圍着。根据觀測的結果，發現距离地面三千公里的高空仍然有空气存在，但是已經很稀薄了。

大气是由純潔的干空气、水汽和微塵所組成，其中水汽和微塵含量很少，但对天气变化却有着很大意义。

§ 1 大气的垂直分層

包圍在地球周圍的大气是由三个性質不同的層次——对流層、平流層和电离層所組成（大气剖面圖）。

对流層

对流層是从地面到 10—12 公里的高空，它的頂部叫对流層頂，对流層頂是随着緯度和季节的不同而改变着自己的高度。一般在南極只有 7—8 公里。溫帶可达 10—12 公里，熱帶可达 16—17 公里。对流層是緊靠地面的一層，集中了空气总質量的 80% 和水汽总質量的 90%，所以主要天气現象也都發生在这一層。对流層还有以下两个主要特征：

1. 气温随高度的增加而降低。从地面到对流層頂，平均高度每增加 100 米，

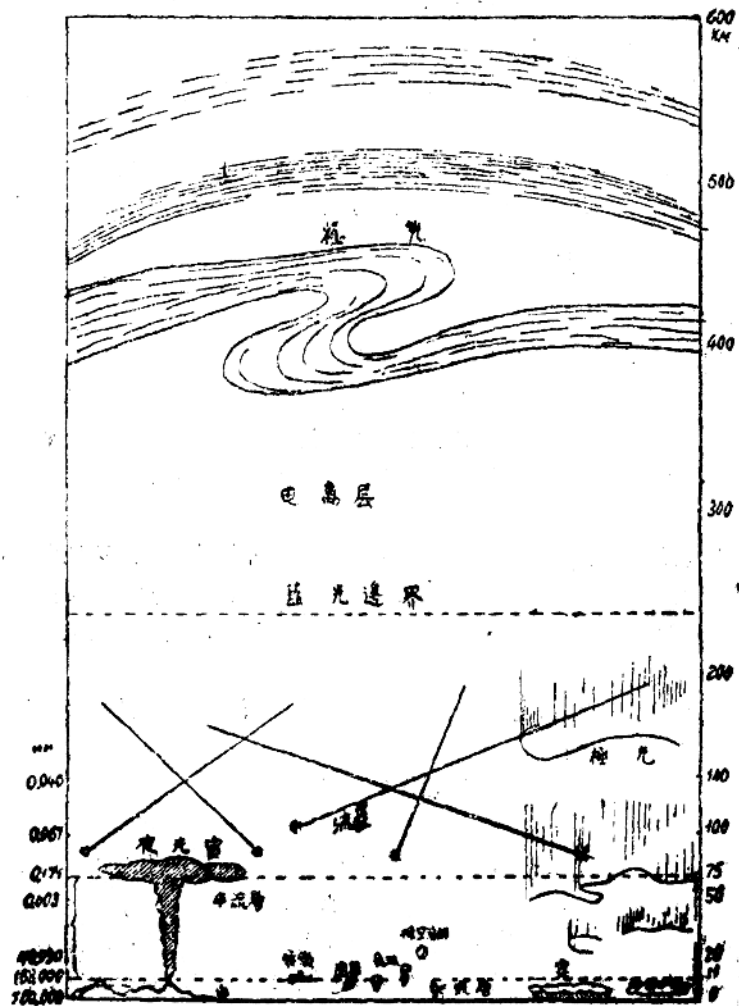


圖 1 大气剖面

气温降低 0.6°C 。当夏天地面气温如高达 20° 时，在 3—1 公里高空的气温只有 0° 左右，到 9—11 公里高空时气温已降到 -40° — -50° 了。

2. 大气具有垂直运动(对流)。随着对流的强弱，会产生不同的天气现象。

平流层

平流层是从对流层顶到 80 公里高空。平流层中大气的垂直运动很微弱，但具有明显的水平运动，并且干燥无云。

电离层

80 公里以上的高空便是电离层。在这一层中大气已非常稀薄。

应该了解：整个大气层内，气压是随着高度很快降低的。如地面气压是 760 毫米，到 11 公里时已降至 168 毫米，到 100 公里高空时已降至 0.067 毫米了。此外，还应了解层与层之间，并没有很明显的界限。

§ 2 对流层中大气的热化和冷却

一、太阳辐射

太阳不断地把它的能量向四周放射的现象，叫做太阳辐射。它是地球上能量最主要的来源，是支配大气现象的唯一动力。

太阳辐射在还没有到达地面以前，就有相当大的一部分被气体的分子和大气中的微尘所散射而返回太空，一部分被云反射掉，还有很小一部分被水汽、臭氧、二氧化碳及微尘所吸收，剩下的一部分才到达了地面。

太阳辐射又称短波辐射，其波长在 0.17 微米到 4 微米之间，空气分子对这种短波的光波，几乎是不吸收的。所以太阳辐射并不能直接使对流层中的大气热化。

太阳在一分钟内直射在一平方厘米黑色面上热量的卡数，叫做太阳辐射强度。

决定地面上辐射强度的因素有：太阳高度的变化、阳光通过大气层的厚薄、太阳照射时间的长短、大气的透明程度和日、地距离的远近等。这些因素对于某一个地区来说，往往同时起作用的，因此我们必须分析，看那个因素是起主要作用的，才能得出正确的结论。

二、地面辐射

大气虽几乎不吸收太阳的短波辐射，但这种短波辐射到达地面后，却被地面吸收了，并且变为长波向大气中辐射，这种现象叫做地面辐射。地面辐射是对流层大气热化的主要来源。

地面辐射的强度决定于地面本身的温度高低，地面温度与大气温度的差异，还决定于地面本身的性质。

既然对流层中大气的热量来源主要是靠地面辐射，由此就容易明白：为什么在对流层中气温的垂直分布是随着高度的增加而降低。

三、对流层中大气的热化和冷却

对流层中大气的热化和冷却，主要受地面辐射外，还有对流和传导二种方式起作用。

在白天，尤其是夏季，当低层大气受热后，就会产生对流，由于对流，把低层大气中的热量带到高空，加速了整个对流层中大气的热化。

传导作用虽是传热的一种方式，但因大气是不良导体，故远不如上述二种方式重要。

实际上，大气的水平运动，不仅对大气的热化和冷却起着重要作用，而且也是使天气发生变化的重要因素。

大气是热化还是冷却，主要看当时收入与放出热量的多少而定，若收入的热量大于放出

的，則大氣熱化。反之，則大氣冷卻。例如在日落后，地面和近地面層的大氣，將白天積存的热量逐漸向外放出，因而逐漸冷卻了。

由於各地太陽輻射強度的不同，使得各地大氣的熱化和冷卻也不同，因而引起各地的氣溫、氣壓和濕度等的不同，並由此而產生了一系列的天氣變化。

第 二 章

氣 溫 的 變 化

氣溫是表示空氣冷暖程度的物理量。在自然科學中，氣溫是一個最基本的物理量。在生產實踐中，氣溫也是一個非常重要的物理量。例如，在農業生產中，氣溫的高低直接影響到農作物的生長和收穫。在工業生產中，氣溫的高低也影響到生產過程的進行。在交通運輸中，氣溫的高低也影響到運輸的安全和效率。

氣溫的變化是由於太陽輻射的變化引起的。太陽輻射的強度隨着緯度的增加而減小，因此，氣溫也隨着緯度的增加而降低。此外，氣溫還受到其他因素的影響，如地形、海陸分布、洋流等。

氣溫的日變化

氣溫的日變化是指一天之內氣溫的變化。在一天之內，氣溫會隨着太陽的升落而發生變化。通常，氣溫在中午時分達到最高，而在清晨和傍晚時分達到最低。這種日變化的現象是由於太陽輻射的日變化引起的。在白天，太陽輻射強，地面吸收的热量多，氣溫就高；在夜晚，太陽輻射弱，地面放出的热量多，氣溫就低。

除了日變化之外，氣溫還存在着年變化。年變化是指一年之內氣溫的變化。通常，氣溫在夏季時分達到最高，而在冬季時分達到最低。這種年變化的現象是由於地球公轉和地軸傾斜引起的。

在生產實踐中，了解氣溫的變化和規律對於農業生產、工業生產和交通運輸等都具有重要意義。例如，農民可以根據氣溫的變化來安排農作物的種植和收穫時間；工廠可以根據氣溫的變化來調整生產過程；運輸部門可以根據氣溫的變化來安排運輸計劃。

為了了解氣溫的變化和規律，科學家們進行了大量的觀測和研究。他們利用各種儀器設備，對不同地點、不同時間的氣溫進行了精確的測量。通過對這些數據的分析，科學家們發現了氣溫變化的許多規律，為我們認識自然和生產實踐提供了重要的參考。

在未來，隨著科學技術的不斷進步，我們對氣溫變化的認識將會更加深入。科學家們將利用更先進的儀器設備，進行更精確的觀測和研究，揭示氣溫變化的更深層次的規律。這將有助於我們更好地利用自然資源，促進生產實踐的發展。

總之，氣溫的變化是一個非常複雜的現象，它受到多種因素的影響。通過對氣溫變化的研究，我們可以更好地認識自然，為生產實踐提供服務。希望科學家們能夠繼續努力，為我們揭示氣溫變化的奧秘。

本章主要介紹了氣溫的變化和規律，包括日變化和年變化。通過對這些變化的研究，我們可以更好地認識自然，為生產實踐提供服務。

第二章

海洋氣象要素

海洋氣象要素包括：气温、空气湿度、云和降水、霧和能見度、气压和風、海水溫度、海水鹽度和密度、海水透明度和水色、波浪、潮汐和海流等。這些要素彼此之間不是孤立的，而是互相联系、互相影响的。

上述海洋氣象要素中，除潮汐和海流等在其他有关課程中學習外，其余將在本章逐一加以研究。

通过本章的學習，能够进行海洋氣象觀測記錄，並了解各海洋氣象要素相互間的影响和与天气变化的关系。

§ 1 氣 温

一、气温的觀測

觀測气温的仪器有：普通溫度表、最高最低溫度表、溫度計等。溫度表的溫標分攝氏和華氏兩種，我国現在都採用攝氏溫標。

日常觀測气温，都用普通溫度表。最高最低溫度表能觀測某段時間內（一晝夜）的最高溫度和最低溫度。艦艇彈藥艙內必須備有这种溫度表。溫度計能自動記錄某一段時間內（分一晝夜和一星期）气温随時間的連續变化。

在艦艇上为了能够准确地測定气温，必須將溫度表放置在通風处，避免日光直接晒到。艦上也有手搖溫度表測气温的，但在使用时必須先搖轉以利通風，然后进行讀数。

二、气温的日变和年变

气象要素在一晝夜中和一年中的正常变化規律，叫作該气象要素的日变和年变。

气温的日变和年变主要決定于地球表面上太陽輻射强度的大小，还決定于地表面的性質（例如地面受热大于海水）。地表面受热后，將热量傳到大气中而影响气温的变化。

气温的日变 在大陆上一天中气温約在1300升到最高，日將出时降到最低；海洋上，由于海水热容量大，所以一天中最高与最低气温出現的时间，比陆上約迟一小时。

气温日变的原因是不难理解的，日出后，大气受地面的影响，收入的热量大于放出的，因而不断热化，溫度不断升高，到1300时达到最高值。此后，太陽高度逐漸減小，大气放出的热量大于收入的，因而不断冷却，溫度逐漸降低，直到次晨日將出时出現最低值。

各气象要素在一天中的最高值与最低值之差，叫作該气象要素的日較差。

气温日較差的大小，是随着緯度、地理条件和天气情况而定的。

緯度愈高，太陽愈是斜射，白天大气热化不很强烈，气温比夜間升高得不多，因而日較差小。显然緯度愈低，日較差也就愈大了，但由于赤道附近都是广闊的洋面，所以日較差並不是最大。

地理环境不同时，日较差的大小也不同。在热带大陆地区，尤其是沙漠地区，日较差能大到 30° 以上，而海洋上仅 2° — 3° 。

阴天时，日较差比晴天时要小。

气温的年变：在北半球最高气温一般出现在七月，最低气温在一月。海洋上，比上述时间约落后一个月。

上述气温的日变和年变，都是指海面或地面以上2米处的气温。

三、对流层气温的垂直分布

前面讲过：对流层主要特征之一，就是气温随高度的增加而降低。並曾指出：从地面到对流层顶，平均高度每升高100米，气温降低约 0.6° 。

高度每升高100米，温度降低的度数，叫作温度垂直递减率。

应该着重指出：温度垂直递减率的值，各地不同，在同一地点，它也是随着时间的改变而不断地变化着。例如在夏季的白天，海洋上的温度垂直递减率就比大陆上的小；在大陆上同一地点，夜间的温度垂直递减率就比白天的小。

在白天，由于地面强烈受热（尤其是夏季），靠近地面层的气温就迅速上升，而离地面较高处的气温则上升较慢，因而使得温度垂直递减率变大。晚间以后，由于地面和靠近地面层的大气强烈的辐射热量（尤其是冬季无云的夜间），地面和低层的气温就迅速下降，而离地面较高处的气温，下降较慢，因而可使温度垂直递减率变小。如果这种过程继续下去，就会使地面和低层气温反而比其上层的气温要低。

气温随高度的增加而升高的现象，叫作大气逆温。有逆温的气层，叫作逆温层。逆温时的天气一般风力微弱，烟雾弥漫，能见度恶劣等。

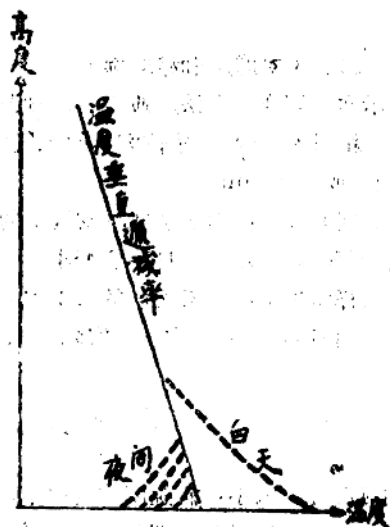


图2 气温的垂直分布

§ 2 空气湿度

一、蒸发、饱和、凝结和露点

蒸发是指水分变为水汽的过程，而蒸发的快慢须看下列几个主要的条件而定：

1. 水温 水温高蒸发快，水温低蒸发慢；
2. 空气的干湿程度 空气干燥蒸发快，空气潮湿蒸发慢；
3. 风速 风速大蒸发快，风速小则蒸发慢。

水面和陆面的水分是在不断的蒸发着的，但空气并不是无止境地容纳水汽，如果气温保持不变，则空气容纳水汽是有一定的限度，达到这个限度时的空气叫作饱和空气，这时的水汽量叫作饱和量（饱和水汽压）。空气达到饱和时水汽便开始凝结。空气达到饱和时的温度，叫作露点温度，简称露点。

根据实验证明：空气容纳水汽的最大限量——饱和量，是随着气温的升高（降低）而增大

(减小)，每一个温度都有一个对应的饱和量。见表1。

表1 饱和水汽压与温度的关系

温 度		-30	-20	-10	0	10	20	30	
饱和水汽压(E)mm		0.1	0.9	2.1	4.6	9.2	17.5	31.8	

在一般情况下，空气都不是饱和的。但是从饱和量与温度的关系上，可以明显地看出，要使没有饱和的空气达到饱和，有两种方法：一是保持气温不变，而往空气中增加水汽；一是不增加水汽，但把气温降低。例如气温20°，水汽含量是9.2mm，没有饱和，但如气温降到10°，空气便饱和了。这种本来没有饱和的空气，因为温度降低而达到饱和的现象是很多的。例如露和霜都不是天空降下来的，而是因为草叶、砖瓦或铁板等在夜间冷却得比较快，附近的空气和它们接触后也随着冷却而达到饱和，过多的水汽就凝结成为露，气温冷却到零度以下，就成为霜。

二、绝对湿度和相对湿度

表示空气湿度的方法，通常有绝对湿度(e)和相对湿度(f)两种。

1. 绝对湿度(e) 单位容积的大气中所含的水汽量。它是表示大气中水汽的多少。单位用克/米³或毫米(mm,)。

当温度升高时，由于蒸发到空气中的水汽增多，所以绝对湿度变大；当温度降低时，如果水汽尚未凝结，则绝对湿度不会变小。

在同样温度下，绝对湿度的大小主要决定于地理环境，例如海上比陆上大。

2. 相对湿度(f) 空气中实际的水汽压是当时温度下的饱和水汽压的百分之多少。以下表示：

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100\%$$

相对湿度的大小，能说明空气中水汽的饱和程度，也就是说空气的干燥潮湿的程度。

现在举二个例子来说明这个公式的意义。

例1. 假设在10°时测出当时空气中实际水汽压是4.6毫米。问这时的相对湿度是多少？从表1中可查出10°时的饱和水汽压是9.2毫米，根据公式便可算出

$$f = \frac{4.6 \text{ 毫米}}{9.2 \text{ 毫米}} \cdot 100\% = 50\%$$

f=50%表示这时空气中的水汽只有饱和时的一半。

例2. 假设现在的温度由10°降低到0°，空气中实际水汽压还是4.6毫米。问这时的相对湿度是多少？

从表1中查出0°时的饱和水汽压是4.6毫米，根据公式便可算出

$$f = \frac{4.6 \text{ 毫米}}{4.6 \text{ 毫米}} \cdot 100\% = 100\%$$

说明这时空气已经达到饱和，这时的温度0°便是露点。

从以上二个例子，可以明显地看出温度与相对湿度的关系：当温度升高时，相对湿度变小；温度降低时，相对湿度变大。

三、湿度的观测

1. 觀測湿度的儀器

(1) 干湿球溫度表 它是用兩支普通溫度表作成的。一支在水銀球部位包有浸水的紗布，叫作濕球；另一支沒有紗布的叫作干球。在一般情況下，二支溫度表的讀數是不同的，這是因為紗布上的水分是在不斷地蒸發着，而蒸發就需吸收一定的熱量，所以濕球溫度是比干球溫度低。

(2) 毛髮濕度表 它是利用脫脂毛髮的吸水性而制成的，只能觀測相對濕度。相對濕度大，毛髮就伸長；相對濕度小，毛髮就縮短。具體讀數通過指針而表示出來。

2. 查表計算湿度的方法

根據干湿球溫度差，就可以從已經編算好的“氣象常用表”中找出絕對濕度和相對濕度及露點。

表 2 干湿球溫度差求絕對濕度和相對濕度表 第五表 A 51頁

濕 球 t'	干 濕 球 讀 數 之 差										濕 球 t'
	2.5		2.6		2.7		2.8		2.9		
	絕 對	相 對	絕 對	相 對	絕 對	相 對	絕 對	相 對	絕 對	相 對	
	耗	%	耗	%	耗	%	耗	%	耗	%	
0	3.33	61	3.28	59	3.23	58	3.18	57	3.13	55	0
1	2.67	62	3.62	61	3.57	60	3.52	59	3.47	57	1
2	4.04	64	3.99	63	3.98	61	3.89	60	3.84	59	2
3	4.43	65	4.38	61	4.33	63	4.28	62	4.23	61	3
4	4.84	67	4.79	66	4.74	64	4.69	63	4.64	62	4
5	5.28	68	5.23	67	5.18	66	5.13	65	5.08	64	5
6	5.76	69	5.70	68	5.65	67	5.60	66	5.55	65	6
...		...		...		...		...		...	...
...		...		...		...		...		...	...
...		...		...		...		...		...	...

查表求濕度和露點的方法舉例

例 1. 干球溫度 6.7° ，濕球溫度 4.2° ，求絕對濕度和相對濕度。

第一步 將測得的干球溫度減去濕球溫度，得出干湿球溫度差 2.5° ；

第二步 查“氣象常用表”，找到干湿球溫度差 2.5° 的51頁，如上表；

第三步 再在同一頁的濕球一項下找到濕球溫度 4° （ 4.2° 四舍五入，取整數 4° ）的地方，然後找到溫度差 2.5° 和濕球溫度 4° 兩項相交的地方，即可得到絕對濕度 4.84mm ，相對濕度 67% 。

例 2. 已知絕對濕度 4.84mm ，求露點。

查“氣象常用表”45頁的“水汽最大張力表”，在表中找到 4.84mm ，或相近的數值，然後反過來從橫項向左找到溫度 0° ，再從縱項向上找到溫度 0.8° ，兩數相加得 0.8° ，即為露點。

四、湿度的日變和年變

當溫度升高時，水的蒸發加快，空氣中水汽含量增加，當溫度最高時，絕對濕度最大，而

相对湿度却随温度的升高而变小，由此便不难看出湿度的日变和年变情况。

湿度的日变 在一天中，绝对湿度在1300—1400左右最大，日将出时最小；相对湿度在日将出时最大，1300—1400左右最小。

湿度的年变 绝对湿度在夏季最大，冬季最小；相对湿度在冬季最大，夏季最小。

在我国沿海，由于季风的影响，相对湿度的年变正好与一般情况相反，夏季大而冬季小。

§ 3 雲

一、大气的绝热变化和稳定度

(一) 大气的绝热变化：

由于大气的升降而引起的、不与外界热量发生关系的温度变化，都叫作大气的绝热变化。

大气上升时，由于周围的气压减小，体积就膨胀；膨胀时，它向外作功，需要消耗能量，这个能量不能从外界获得，而只能取之于该大气内部的热能，因而使得大气温度降低。这种现象叫作绝热冷却。

当大气下降时，由于周围气压的增大，体积就被压缩；压缩时，外力对它作功，因而增加能量，这个能量转变为热量后，来不及散出去，因此使得大气温度升高，这种现象叫作绝热热化。

根据实验的结果，得知干空气或未饱和的湿空气每上升(下降)100米，温度降低(升高) 1° 。这叫干绝热递减率；饱和空气每上升(下降)100米，温度降低(升高) 0.6° 。这叫湿绝热递减率。

从大气的绝热变化可以知道：在大气上升的地区，由于绝热冷却，相对湿度愈来愈大，所以多云雨；在大气下降的地区，由于绝热热化，相对湿度愈来愈小，所以多是少云或晴朗的天气。

(二) 气层的稳定度

气块在外力作用下，发生垂直运动，外力中止后，可能有三种情况：气块能重新回到原来位置的，这时的气层叫作稳定；如远离原来位置的叫做不稳定；如停在新位置不动的则叫作中性稳定。

气层稳定与否，直接与气层的温度垂直分布有关。如果气层的温度垂直递减率小于 1° ，如图3所示。气块(未饱和)受外力作用后，便离开原来位置，升到200米空中，它本身的温度由 20° 变为 18° ，此时外力去掉，则因其温度低于周围气层的温度(18.2°)，因此气块便下降回到原来位置。这时的气块是稳定的。

如果在另一种情况下，气层的温度垂直递减率大于 1° ，如图4所示，当气块(未饱和)受外力作用后，上升到200米的空中，它的温度由于绝热冷却由 20° 降至 18° 。此时外力去掉，但因气块的温度高于周围的气层温度(17.6°)，它将继续上升，升得愈高，它的温度愈比周围的气层温度高，如此便不断上升。这时的气层是不稳定的。

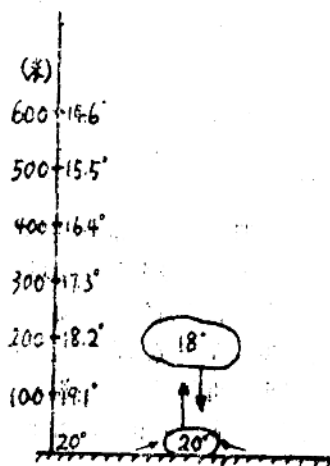


图 3 气层稳定

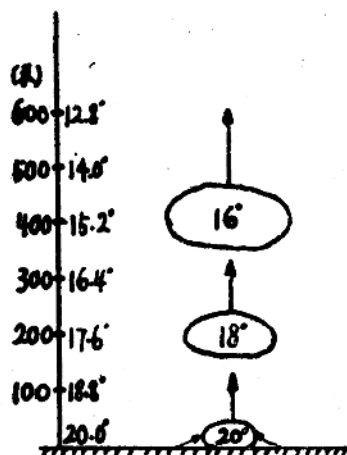


圖 1 气层不稳定

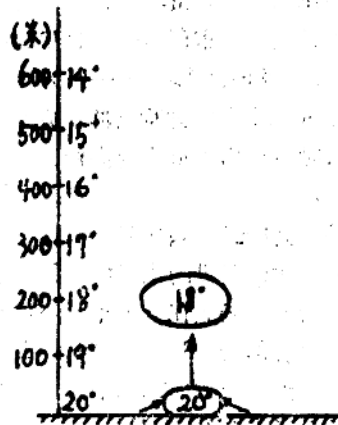


圖 5 中性稳定

如果气层的温度垂直递减率等于 1° ，如5圖所示，則气塊在外力去掉后，便停在新位置不再移动。这时的气层是中性稳定。

气象台利用无线电探空仪可以觀測到各个高度气层的温度、湿度和气压，从而可以判断气层的稳定程度。由于气层的稳定度不同，会带来各种不同天气，因此也可以根据天气现象判断气层的稳定度。

气层稳定时一般出現的天气现象：風較小或无風，容易产生霧，層狀云，烟平鋪海面，故能見度極坏。

气层不稳定时一般出現的天气现象：風較大或陣風，塊狀云，有陣雨或雷暴等现象，一般能見度良好。

二、雲的国际分类法

云是自然界常見的而且也是重要的天气现象之一。各种云的出現和演变，不但表示了当时的天气现象，而且也是將來天气变化的予兆，是短期天气予报必須参考的重要气象要素之一。

云的形狀虽千变万化，但根据云的国际分类法，就云的高度和外形加以分类后，只要能經過比較長期的、經常而又仔細地加以觀測，認云將不是一件很难的事。

根据云的高度，把云分为四族，即高云族、中云族、低云族、和直展云族。每族云又可分为若干屬和亞屬种类。

高云族 平均云底高度大于6公里，包括卷云、卷积云和卷層云三屬。

1. 卷云 (Ci): 冰晶組成，纖細象毛髮，无影色白，帶有柔絲般的光澤。捲卷云是高云族中最高的云，所以在日出和日落后，常成鮮明金黄色或紅色。其中常見的還有鈎卷云（云圖編号65、66，下同）、和輻射狀卷云(68)。当出現这些云时，一般象征着坏天气就要来到了。

2. 卷积云 (Cc) (77,78): 也是冰晶組成的，白色无影，帶有絲光的小球片或細鱗片的云。在天空中常常排列成波紋，很象輕風吹过水面所引起的小波紋。卷积云的出現，常象征着大風將要來臨。

3. 卷層云 (C_s) (71—73): 極細的白色云幕, 有时只能勉强看見, 使天空帶着乳白色。日月襯在天空, 就出現了日暈或月暈的現象。卷層云的出現是陰雨天气的象征。

中云族 分布在 2—6 公里之間, 分高积云和高層云二屬。

4. 高积云 (A_c) (36—47): 水滴組成, 由片狀、球狀、波狀等所構成的云層或云卷, 沿着一个或二个方向排列成群、成列。

有时也可出現孤立的高积云, 輪廓象扁豆形, 称为莢狀高积云。这种云的出現, 常是大風的象征。

5. 高層云 (A_s) (32—34): 水滴組成, 灰白色或陰暗的漫布全天的云幕, 在薄的高層云里能看到輪廓模糊的太陽; 厚的高層云里則看不到太陽, 成为快降水的象征了。

低云族 云底在 2 公里以下, 有三屬。

6. 層积云 (S_c) (9—19): 由个体較大的云塊構成的云層, 云塊成滾軸狀、波浪狀。这些云塊常常沿一个方向或二个方向排列; 有时彼此密集, 邊緣互相連接, 滿布天空, 显得暗无天日。这种云有时会下雨。

7. 層云 (St) (20): 灰白色低而均勻的云層, 象霧但不与地面相接。天空朦朧不清。这种云能下毛毛雨。

8. 雨層云 (N_s) (80): 較低无定形的降水云層, 暗灰色較均勻, 云內彷彿有微弱的光亮。从外表看来, 雨層云和高層云並無多大区别, 但厚度較大, 不透光。这种云多半有連續性降水。

直展云族 垂直向上發展的云, 云底在 2 公里以下, 而云頂可达 6 公里以上。有二屬。

9. 积云 (C_u) (1—6): 垂直向上發展的云塊, 云頂好象填頂, 云底平坦。积云可分为淡积云和濃积云兩类。淡积云的輪廓通常非常清楚, 从側面看去云底很平。如果淡积云發展得很大, 就成为濃积云。

积云在夏季晴天的午后常出現。

10. 积雨云 (C_b) (28): 积云再向上發展使成积雨云, 更見高大, 云頂象山或高塔, 它的頂部出現卷云狀的結構时, 跟着就有暴風雨 (雪) 或冰雹和雷电等現象出現。

积雨云在气層極不稳定时产生的。

三、雲的一般成因

形成云的主要原因是空气的上升运动。空气在上升运动时發生絕热冷却, 因此空气中的水汽漸漸达到饱和並發生凝結, 形成了微小的水滴或冰晶, 由这种微小的水滴和冰晶構成了云。

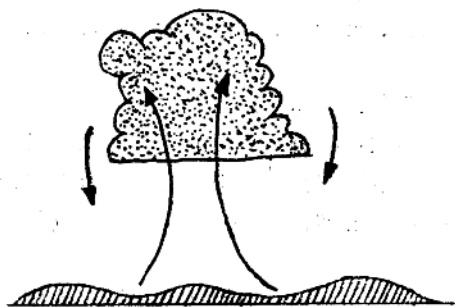


圖 6 空气受热上升形成的云

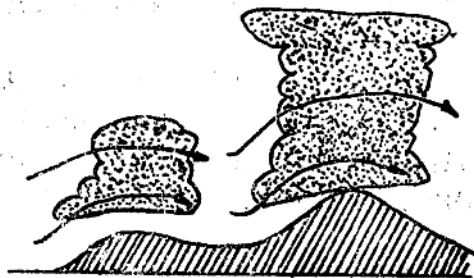


圖 7 空气順着山坡上升形成的云

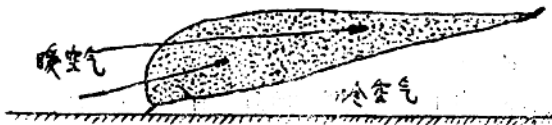


圖 8 暖空气顺着冷空气的傾斜面上升形成的云



圖 9 空气扰动形成的云

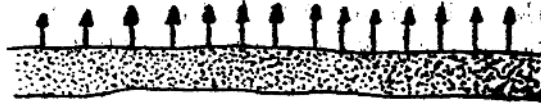


圖 10 潮湿空气辐射热量冷却形成的云

引起空气上升运动的原因有好几种：如下层空气受热上升，多产生积状云如积云和积雨云等；空气顺着山坡上升，也能产生积状云；暖空气顺着冷空气的傾斜面上升，多产生层状云，如卷云、卷层云和雨层云等。

空气扰动也是形成云的重要因素，它使一小部分空气上升冷却成云，多产生层积云。

在云的形成上起很大作用的，还有空气的辐射冷却作用，多产生层云或层积云。

了解了云的一般成因，也就不难了解云的一般消散过程。凡是破坏空中水汽凝結过程的均能使云消散，如空气下降使温度升高、空气上升运动减弱或停止等。

四、雲的观测

云的观测包括云量、云状、云高和云向、云速四项，在艦艇上一般只观测前二项。

1. 云量：把眼所看到的天空分成十分，看云佔天空十分之几，如满天有云，則記为10。云量由少变多，說明天气將变坏，並且很可能降水。

2. 云状：初看云时，可对照云圖辨别云状。但必須熟悉各种云的特点及互相間的区别。云状表示大气的变化过程，也是未来天气的予兆，因此观测云状就很重要了。

§ 4 霧 和 能 見 度

一、霧的形成和消散的条件

霧和云都是飄浮在水中的水汽凝結物。它們的区别是霧与地面相接触，而云飄浮在空中。

形成霧的必要条件有二：即接近地面或海面的大气中水汽达到飽和或过飽和；和大气中有凝結核存在，此二条件缺一不可。

前面已講过：空气达到飽和过程有二，一是由于空气冷却到露点以下，二是不断增加水汽。其中空气冷却到露点以下更为重要。但实际上上述二种因素往往同时存在，才促使霧的形成。

根据試驗，即使大气中水汽已过飽和，如无凝結核，也难以使水汽發生凝結現象，也就沒有霧的产生。实际上在大气中都存在不同程度的凝結核。

使霧消散的一般条件有：

1. 空气增热到露点以上的温度；
2. 水汽的来源减少；