

高等学校试用教材

航海气象

(海洋船舶驾驶专业用)

大连海运学院 航海气象编写组
上海海运学院

人民交通出版社

航海气象
(海洋船舶驾驶专业用)

人
民

9
3
5

版
社

56.03

高等学校试用教材

航海气象

(海洋船舶驾驶专业用)

大连海运学院
上海海运学院

航海气象编写组

人民交通出版社

1
FC64/OP

6485

内 容 简 介

全书共分十一章。前七章阐述大风、台风、雾及波浪、海流等气象与海洋的基本知识，还介绍了水文气象要素的观测、记录和编报方法。后四章阐述了天气形势预报方法、传真天气图的应用、大洋气候概况及选择应用气象航线的基本知识。

本书作为海洋船舶驾驶专业教学用书，亦可供船舶驾驶员及其他有关人员参考。

高等学校试用教材

航 海 气 象

(海洋船舶驾驶专业用)

大连海运学院

航海气象编写组

上海海运学院

人民交通出版社出版

(北京市安定门外和平里)

北京市书刊出版业营业许可证出字第 006 号

新华书店北京发行所发行

各地新华书店经售

人民交通出版社印刷厂印

开本：787×1092 1/32 印张：13.5 字数：326千

1981年6月第1版

1981年6月第1版第1次印刷

印数：0001—0,200册 定价：1.45元

前 言

本书是根据船舶驾驶专业四年制教学大纲，由大连海运学院、上海海运学院航海气象编写组编写的。在编写过程中考虑到航海专业特点及其对气象科学的要求，重点介绍涉及航海安全的必备气象知识。我们希望学生具备这些知识后，在将来的航海实践中，能够正确地理解和使用各国气象部门发布的天气报告、天气警报及传真天气图，并据此推测航行海区未来的天气演变情况。在内容安排上，先介绍气象学基本知识和海洋水文气象观测方法，继而较深入地讨论海上各种灾害性天气和各大洋的气候，最后简要地介绍传真天气图的使用方法和船舶气象航线拟定程序。

本书的第一章、第二章和第十章由胡经义编写；第三章至第六章由王淑梅编写；第七章由王长爱编写；第八章由陈家辉编写；第九章由苏德雄编写；第十一章由陈祖佑编写。

全书初稿完成后，由全体编写人员及上海海运学院吕长生同志一起参加讨论和修改，最后由王淑梅、苏德雄、胡经义统稿。

限于我们的水平，本书还会存在某些缺点和错误，希望读者批评指正。

大连海运学院
航海气象编写组
上海海运学院

一九八〇年一月

目 录

第一章 大气概况	1
第一节 大气的组成.....	1
第二节 大气的结构.....	2
第二章 气象要素	5
第一节 气温.....	5
第二节 气压.....	10
第三节 风.....	14
第四节 湿度.....	20
第五节 云.....	23
第六节 海面能见度.....	26
第七节 船舶水文气象测报.....	27
第三章 天气图的一般知识	41
第一节 地面天气图.....	41
第二节 高空等压面图.....	50
第三节 低纬度地区流线图.....	54
第四章 气团与锋	56
第一节 气团.....	56
第二节 锋.....	58
第五章 气旋和反气旋	66
第一节 气旋.....	66
第二节 反气旋.....	73
第六章 热带气旋及其它低纬度天气系统	79
第一节 热带气旋概述.....	79
第二节 热带气旋产生的主要地区和季节.....	82
第三节 热带气旋的生命史和天气结构.....	83
第四节 热带气旋形成的条件.....	86
第五节 台风移动的一般规律.....	88
第六节 南海台风.....	94
第七节 船舶测算台风的方法.....	95
第八节 东风波.....	108
第九节 赤道辐合带.....	110
第七章 海洋上的雾	112
第一节 雾与航海的关系.....	112
第二节 雾的形成过程.....	112

第三节	雾的分类	113
第四节	海洋上雾的分布	115
第五节	产生雾的天气模式	118
第六节	船舶测算平流雾生消的方法	120
第八章	天气形势分析与预报	122
第一节	大气中的各类天气系统	122
第二节	高空天气系统	124
第三节	天气形势预报方法简介	128
第四节	中长期天气预报简介	133
第九章	传真天气图和天气报告	134
第一节	世界各国传真图发布概况	134
第二节	气象传直接收机	143
第三节	传真天气图的种类及图例说明	146
第四节	传真天气图的应用	159
第五节	天气报告	165
第十章	大洋气候	180
第一节	大气环流	180
第二节	气压分布	181
第三节	风的分布	183
第四节	海流	189
第五节	波浪	195
第六节	大洋冰况	199
第七节	航海水文气象资料	200
第十一章	船舶气象航线	202
第一节	概述	202
第二节	船速-波高关系曲线图	203
第三节	船舶最佳航线	204
第四节	气象导航程序及实例分析	206

第一章 大气概况

在围绕地球的大气层中，存在着不同的物理过程（如蒸发、凝结等）和各种不同的物理现象（如风、云、雨、雪等）。为了更好地了解这些物理过程和物理现象，有必要首先了解大气的组成和结构等概况。

第一节 大气的组成

围绕着地球的大气（Atmosphere）主要是由多种气体混合组成的，此外还包含一些悬浮着的固体及液体杂质。我们常把大气的组成分为三个部分。

一、干洁空气

大气中除了水汽和液体、固体杂质以外的整个混合气体，称为干洁空气。它是组成大气的主要部分。在整个大气层的中下层中，这种干洁空气的成分基本上是不变的。根据探测和分析结果，各种成分所占空气总容积的百分比如下：

氮	78%
氧	21%
氩	0.9%
二氧化碳	0.03%
氢、氦、氖、氙、臭氧等	0.07%

空气中所含二氧化碳，一般来说，城市比农村多，陆地比海上多，低处比高处多。它能强烈地吸收和放射长波辐射，对阻止地面热量的散逸起着一定的作用。

空气中含量极少的臭氧多分布在高空，近地面层则是出现在雷雨之后。臭氧能大量吸收太阳紫外线，使臭氧层增暖。

在干洁空气中，除臭氧有臭味外，其余均为无色、无味的气体。

二、水汽

水汽是气体，它和干洁空气混合在一起，成为实际大气的重要成分之一。水汽在大气中虽然含量不多，但是对于天气变化所起的作用却很大，象云、雾、雨、雪等都是由水汽凝结而成的，它是天气变化中的“主角”。大气中的水汽含量，在热带地区约占空气总容积的3~4%，在最寒冷的极地可少到0.01%。由于水汽是从陆地和海洋上水分蒸发而来的，所以水汽含量在大气中是随高度增高而减小，几乎有90%的水汽量集中在离地面5公里的范围内，越近地面，水汽越多。水汽能吸收和放射长波辐射，所以它对地面和空气的温度也有一定的影响。

水汽在一般自然界的条件下，可以成为水滴或冰晶，这是与大气中其它气体成分明显不同的地方。通常称不含水汽的空气为干空气，称含有水汽的空气为湿空气，实际上大气总是含有水汽的。

三、杂 质

大气中悬浮着许多固体和液体的微粒，如烟粒、尘埃、盐粒、水滴和冰晶等，这些微粒统称为杂质。杂质多集中在大气的低层，它的分布情况随着时间、地区和天气条件而改变。如大量杂质聚集在低层时会使能见度变坏，影响船舶航行。大气中的杂质是水汽的凝结核心，它对云、雾、雨、雪的形成起着重要的作用。

第二节 大气的结构

一、大气的垂直范围

由于地心引力地作用，才使得空气质点聚集在地球周围，构成大气层，并随着地球的运动而运动。

人们登山，越到高处，呼吸越感到困难，这一事实表明，在地表面附近大气是密集的，随着高度的增加，空气变得稀薄起来，越往上越稀薄。根据实测，到离地面700~800公里高度处，气体分子之间的距离可达几百米远，这种情况远远超过近代实验室中所获得的最高真空。但还不是绝对真空，就是到达地球以外的“星际空间”时也不是绝对真空，在地球大气和星际空间之间并不存在一个“界面”把它们截然分开。通常把“极光”出现的最大高度定为大气上界，其数值为1000~1200公里，这个数值看起来很大，但与地球半径（平均为6371公里）比起来还是小的。如以接近于星际气体密度的高度来估计大气的上界，按照人造卫星探测到的资料推算，这个上界大约在2000~3000公里的高度上。

二、大气的垂直分层

根据大量高空探测结果，发现大气层是由几种性质不同的层次组成的。一般以气温垂直分布的特点为主要依据，把大气层分为对流层、平流层、中间层、暖层、散逸层等五个层次（图1-1）。

1. 对流层 (Troposphere)

靠近地面的大气层，叫对流层。它的厚度随纬度和季节而变化，在高纬度地区约为8~9公里，在中纬度地区约为10~12公里，在低纬度地区约为17~18公里。夏季对流层厚度比冬季大，对流层平均厚度约10~12公里。

对流层虽只是大气层中极薄的一层，但在这一层里却集中了大气质量的四分之三和几乎全部的水汽和杂质。主要的天气现象，如雷电、风、云、雨、雪、雾、露等，都出现在这一层，这一层与人类的活动关系最为密切。

对流层有三个主要特征：

(1) 气温随高度的增加而降低。平均每升高100米气温约降低 0.65°C 。对流层顶部的气温，在低纬度约为 -80°C ，高纬度约为 -50°C 。

对流层中，在一定条件下，有时会出现气温随高度的上升而升高的现象，这种现象叫逆温。它能阻碍空气垂直运动的发展，对天气有一定的影响。

(2) 空气有明显的对流运动。下面的暖空气不断上升变冷，上部的冷空气边下降边增温地跑下来补充，它们上下不停地对流着，形成上下层空气发生交换混合，使近地面的热量、

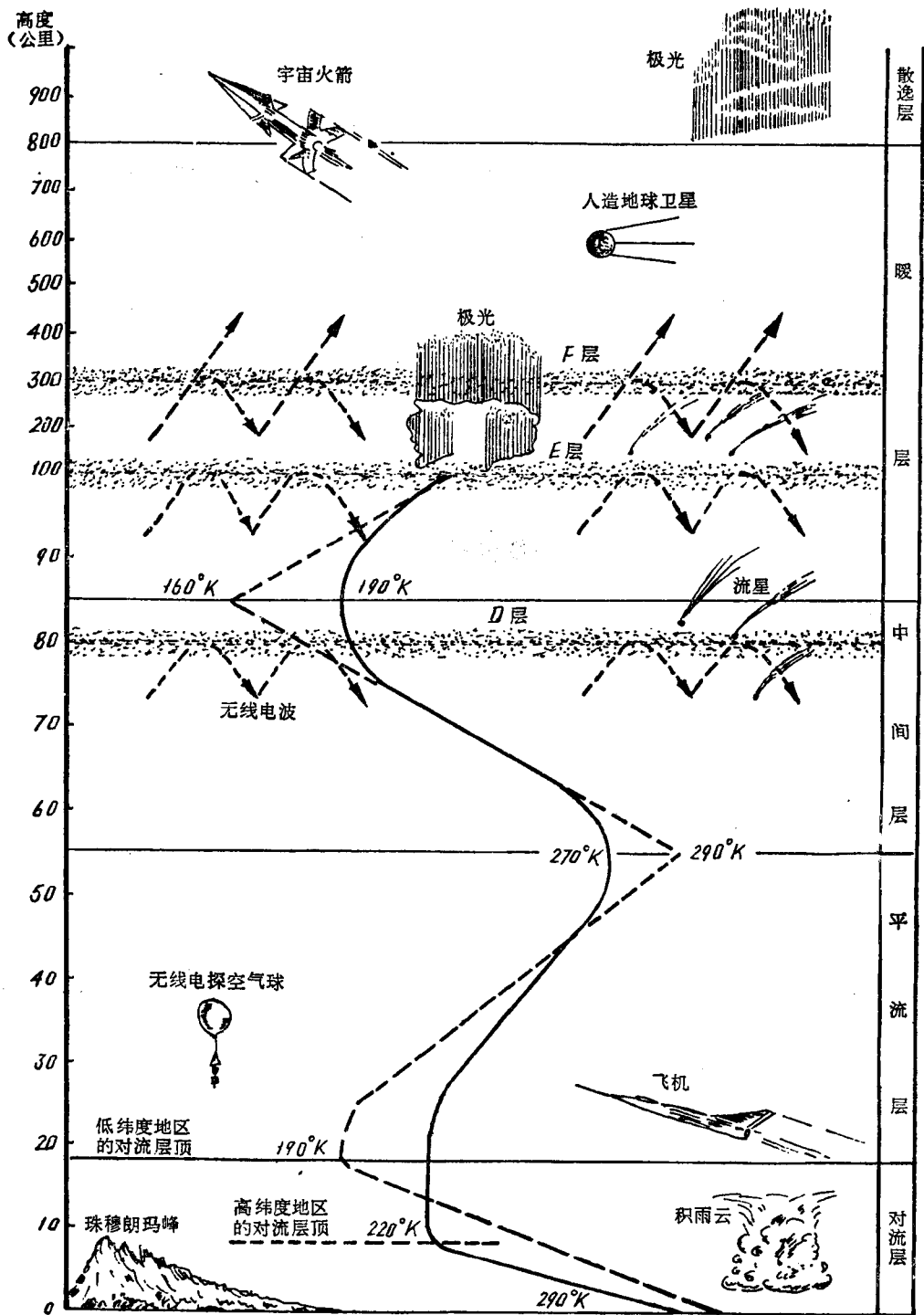


图1-1 大气的垂直分层

水汽、杂质等易于向上输送，这对成云致雨有重要的作用。

(3) 温度、湿度沿水平方向分布不均匀。在寒带大陆上的空气，因缺水源和受热较少，

就显得干燥寒冷；在热带海洋上的空气，因水汽充分，受热较多，就比较潮湿温暖。

在对流层内，按气流和天气现象分布的特点，又可分为下层、中层、上层三个层次。

下层（又叫摩擦层）它的范围是自地面起到2公里高度，但随季节和昼夜不同而变化，夏季的范围大于冬季，白天的范围大于夜间。在这一层里由于气流受地面摩擦作用较大，通常随着高度的增高，风速增大，风向右转（在北半球）。气温受地面热力作用的影响很大，因而有明显的日变化。

中层 它的下界即是摩擦层顶，上界高度约为6公里。这一层受地面的影响要比下层小得多，气流状况基本上可表征整个对流层空气运动的趋势。

上层 它的范围从6公里高度伸展到对流层的顶部。这一层的气温常年都在 0°C 以下，水汽含量少，各种云都由冰晶和过冷却水组成。在中纬度和热带地区，这一层中常出现风速等于或大于30米/秒的强风带，即所称的急流。

此外，在对流层和平流层之间，还有一个厚度为数百米到一、二公里的过渡层，称为对流层顶。对流层顶的气温分布特征是气温随高度无变化或变化很少，平均而言，它的气温在低纬度地区约为 -83°C ，在高纬度地区约为 -53°C 。对流层顶对垂直气流有很大的阻挡作用，上升的水汽、尘粒等多聚集其下，使得那里的能见度通常很坏。

2. 平流层 (Stratosphere)

在对流层上面，直到离地面大约50公里高度这一层，叫做平流层。平流层中水汽、尘埃的含量较少，空气比对流层稀薄得多了，空气基本上没有垂直对流，主要是作水平的运动。在平流层中，随着高度的增高，气温最初保持不变或略有上升，到25公里以上，臭氧含量逐渐增加，臭氧能直接吸收太阳辐射，因此气温随高度的增高而显著上升。平流层顶部55公里的高度上气温约在 $-3\sim 17^{\circ}\text{C}$ 之间。

3. 中间层 (Mesosphere)

从平流层顶到离地面约为85公里的大气区域是中间层。这层的特点是温度通常随高度的增加而迅速降低，空气有相当强烈的垂直运动。在中间层的顶部，气温约为 $-83\sim -113^{\circ}\text{C}$ 之间。在80公里高度上有一个只在白天出现的电离层，叫做D层。在电离层中，空气处于电离状态，能够反射无线电波。

4. 暖层 (Thermosphere)

暖层位于中间层顶到800公里高度。这层的空气很稀薄，例如在270公里高度上，空气的密度约为地面空气密度的一百亿分之一，整个暖层的空气质量只占大气总质量的0.5%。暖层有两个特点：

(1) 随高度的增高，气温迅速增高，根据人造卫星的观测，在300公里高度上，气温可达到 1000°C 以上。

(2) 暖层中各高度上空气的电离程度是不同的，其中最强的两层是位于100~120公里处的E层和200~400公里处的F层。有些无线电导航仪器，如劳兰C等就是靠电离层的反射作用来完成其定位目的的。

5. 散逸层 (Exosphere)

自暖层以上起一直向上的大气区域，叫散逸层。它是大气的最外层，是大气向星际空间过渡的区域，没有明显的上界。这层的气温随高度的增加而升高，由于气温高，远离地面，受地心引力的作用小，空气极稀薄。在大约800公里高度以上，个别空气质点就会逸散到星际空间中去。

第二章 气象要素

气温、气压、湿度、风、云、能见度等，都是反映大气状态的物理量或物理现象，它们统称为气象要素 (Meteorological element)。在某一时间内，它们的综合表现称为天气 (Weather)。为了了解天气及其变化，我们必须从研究各个气象要素入手。

第一节 气温

一、气温的意义和温标

气温 (Air temperature) 是表示空气冷热程度的物理量。大气温度状况是支配天气变化的重要因子之一。因此气温既是天气预报的重要项目，又是天气预报的重要依据。

现行气象观测中，主要用水银温度表测量气温，用水银做为“测温物质”是假设水银的体积随气温作直线变化。如不用水银而代以其它测温物质时，也要求这一物质的某一特性（如体积或其它方面）与温度之间存在着最简单的关系。

为了定量地表示物体的温度，必须选定一个衡量温度的标准，称为“温标”。制定温标时，需要选定几个参考点，最常用的是纯水在标准大气压力下的冰点（或凝固点，Freezing point）和沸点 (Boiling point)，把其间分为100等分，冰点定为0度，沸点为100度，这样确定的温标，称为摄氏温标 (Celsius temperature scale)，以 $^{\circ}\text{C}$ 表示；把冰点和沸点之间分成180等分，冰点定为32度，沸点定为212度，这样确定的温标，称为华氏温标 (Fahrenheit temperature scale)，以 $^{\circ}\text{F}$ 表示。摄氏与华氏温度的换算关系如下：

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

$$F = \frac{9}{5}C + 32^{\circ}$$

另外还有一种绝对温标（或开氏温标，Kelvin temperature scale），以 $^{\circ}\text{K}$ 表示，这种温标1度的大小与摄氏温标中1度的大小相同，但其0度规定为摄氏 -273 度，开氏0度称为“绝对零度”。水的冰点为 273°K ，沸点为 373°K 。在理论计算中常采用这种温标，它与摄氏温度的换算关系如下：

$$K = C + 273^{\circ}$$

二、空气的增热和冷却

空气的冷热程度只是一种现象，它实质上是空气内能大小的表现。根据物理学中分子运动的原理，可得温度与动能的关系：

$$\bar{W} = \frac{3}{2}kT$$

式中： \bar{W} ——气体分子平均动能；
 k ——常数；
 T ——绝对温度。

上式说明，气体分子的平均动能只与温度有关系，并且是与绝对温度 T 成正比。因此空气冷热的程度，实质上是空气分子平均动能大小的表现。当空气获得热量时，它的分子运动的平均速度增大，平均动能随之增加，气温也就升高；反之，当空气失去热量时，它的分子运动平均速度减小，平均动能也随之减小，气温也就降低。可见空气内能的变化，是引起气温变化的根本原因。因此，我们研究空气的增热与冷却，必须从研究影响空气内能变化的原因着手。

影响空气内能变化的原因，归纳起来有两个：一是由于外界压力的变化使空气膨胀或压缩；二是由于空气与外界有热量交换。在前一种情况下，空气与外界没有热量交换，称为绝热变化；后一种情况，空气与外界有热量交换，称为非绝热变化。

1. 气温的绝热变化

气温的绝热变化是指空气虽然与外界没有热量交换，但由于外界压力的改变，而被压缩或向外膨胀时，引起温度变化。

(1) 干空气温度的绝热变化

当一小块干空气从地面绝热上升时，它将因外界气压的减小而向外膨胀，由于一部分动能用于膨胀做功，因而它的温度就会逐渐降低。反过来，当一小块干空气从高处绝热下降时，由于在下降过程中外界气压是逐渐增大的，外力压缩空气对空气做功，这部分功转为空气的动能，因而空气的温度就会逐渐升高（图2-1）。

干空气在绝热上升过程中，每上升单位距离的温度变化，称为干空气温度的绝热垂直递减率（简称干绝热直减率），通常以 γ_d 表示。其值约为 $1^\circ\text{C}/100$ 米，也就是说，干空气在绝热上升过程中，每升高100米，温度约降低 1°C ；相反，在绝热下降过程中，每下降100米，温度约升高 1°C 。

(2) 湿空气温度的绝热变化

如果湿空气在绝热升降过程中是不饱和的（假定没有蒸发），它的温度直减率则和干绝热直减率一样，也是每升降100米，温度变化约为 1°C 。因此，可以近似地说，未饱和湿空气作绝热升降运动时，经历的也是干绝热过程。

湿空气在上升过程中，它在保持一个阶段的未饱和状态以后，往往由于温度降低而达到饱和状态，此后如果继续上升，就会产生凝结，湿空气上升达到饱和开始凝结的高度称凝结高度。在绝热的情况下，水汽凝结放出来的潜热，可以抵消一部分因膨胀做功所消耗的热能。因此，湿空气在饱和后的绝热上升过程中，不再是每上升100米下降 1°C ，而是小于 1°C 了。

饱和空气在绝热上升过程中，每上升单位距离的温度变化，称为湿空气温度的绝热垂直递减率（简称湿绝热直减率），以 γ_m 表示。湿绝热直减率并不是固定不变的，它主要随着

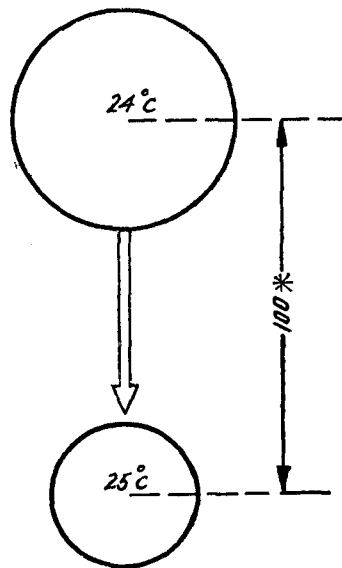


图2-1 干空气温度的绝热变化

气温的降低而增大，这是因为随着气温的降低，空气中的水汽含量越来越少，凝结量也越来越小，放出来的潜热也随之减少的缘故。在气温很低的情况下，湿绝热直减率就接近于干绝热直减率了。

饱和空气绝热下降时，温度的变化也有两种情况。如果饱和空气中含有水滴或冰晶，在下降过程中，由于水滴的蒸发和冰晶的升华要消耗一部分热量，因而每下降100米，增温就不到 1°C ，也就是小于干绝热直减率；如果其中没有水滴和冰晶，下降时变为未饱和空气，则每下降100米，增温约 1°C 。

2. 气温的非绝热变化

气温的非绝热变化，是指空气与外界在有热量交换的情况下所引起的温度变化。热量交换的结果，获得热量时，温度升高；失去热量时，温度降低。

地球上的热量来源主要是太阳光的照射，太阳以电磁波的形式将能量投向地球，称为太阳辐射。地球上平均每年每平方厘米从太阳所获得的热能达11万卡^①。

太阳辐射不易直接为大气吸收，大部分经过大气射向地面，使地面受热增温，地面又把从太阳所获得的热量传给大气，然后使大气增热。地面向大气的传热过程是通过三种方式进行的：

(1) 辐射

地面的热量以电磁波的形式传给大气，使大气受热增温。地面的这种放热过程，称为地面辐射。大气受热以后，又以电磁波的形式向四周放射热量，使本身温度降低。大气的这种放热过程，称为大气辐射。地面辐射和大气辐射的波长比太阳辐射波长要长，大气对它们都有较好的吸收本领。我们把地面辐射、大气辐射称长波辐射；把太阳辐射称短波辐射。

(2) 对流

地面受热以后，使靠近地面的空气变热而膨胀上升，与此同时，上层及周围较冷空气流来补充，通过对流，上下层空气相互混合，热量随之交换，使较高层次的空气增热，这是对流层中热量交换的主要方式。

(3) 传导

贴近地面的空气也以传导方式获得热量，但是空气的热传导的能力是非常小的，只约为银的导热率的十万分之六。

实际上大气受热和冷却方式，不是只受某一种作用，而是三种作用同时进行的。

三、大气稳定度

大气中某一高度上的一团空气，假定它受到对流冲击力的作用，产生了向上或向下的运动，那么就可能出现三种情况：如果空气团受力移动后就逐渐减速，并有返回原来位置的趋势，我们说这时的大气是稳定的；如果空气团一离开原位就有加速地离开原来位置的趋势，我们说这时的大气是不稳定的；如果它被推到某一个位置后，既不加速也不减速，我们说这时的大气是处于中性稳定的。

下面我们就来具体分析一下某一团空气未达到饱和时的大气稳定度（图2-2）。

设有A、B、C三团空气，均位于200米的高度上，这三团空气在做升降运动时，其温度按干绝热直减率变化，均为 $1^{\circ}\text{C}/100$ 米；而周围空气的温度直减率 γ 分别为 $0.8^{\circ}\text{C}/100$ 米，

① 卡是暂时与国际制并用的单位，二者换算关系是1(热量)卡 = 4.1868焦。

1.0°C/100米, 1.2°C/100米。A团空气受到外力作用后, 如果上升到300米高度, 则本身的温度(11°C)低于周围空气的温度(11.2°C), 因此它向上的速度就要减小, 并有返回原来位置的趋势; 如果它下降到100米高度, 其本身温度(13°C)就高于周围的温度(12.8°C), 因此它向下的速度就要减小, 也有返回原来位置的趋势。由此可见, 当 $\gamma < \gamma_d$ 时, 大气是稳定的。

B团空气受到外力作用而上升或下降时, 不论在那一个高度, 其本身温度均与周围空气温度相等, 可停止在该高度上。由此可见, 当 $\gamma = \gamma_d$ 时, 大气是中性稳定的。

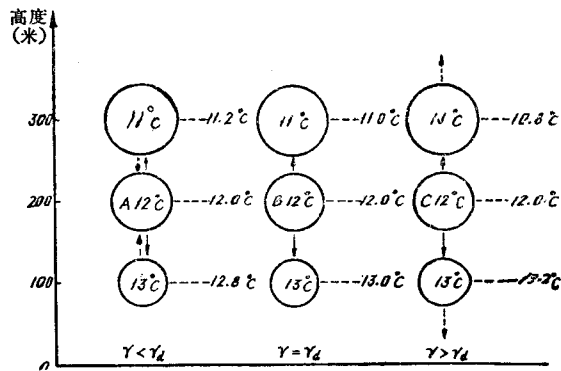


图2-2 某团空气未饱和时的大气稳定度

C团空气受到外力作用后, 如果上升到300米高度, 其本身温度(11°C)高于周围空气的温度(10.8°C), 故要继续上升; 如果下降到100米高度, 其本身温度(13°C)低于周围空气的温度(13.2°C), 故要继续下降。由此可见, 当 $\gamma > \gamma_d$ 时, 大气是不稳定的。

同理, 饱和空气做垂直运动时, 若 $\gamma < \gamma_m$, 大气是稳定的; 若 $\gamma = \gamma_m$ 时, 大气是中性稳定; 若 $\gamma > \gamma_m$ 时, 大气是不稳定的。

上述大气是否稳定的结论, 可用层结曲线和状态曲线表示出来(图2-3)。图中 T_e 线是表示周围空气温度的层结曲线; T_i 线是表示气块温度的状态曲线。 T_i 线在 T_e 线下方, 大气稳定; T_i 线与 T_e 线重合, 大气中性稳定; T_i 线在 T_e 线上方, 大气不稳定。比较两条曲线能很容易地判断大气的稳定度。

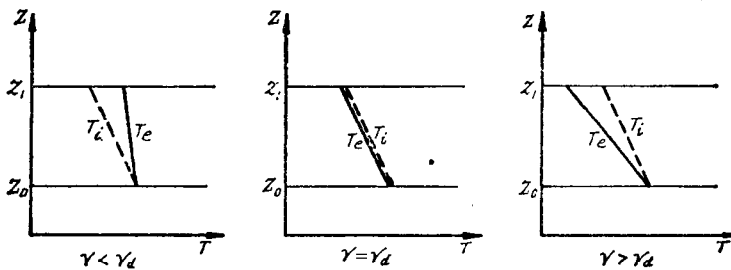


图2-3 三种不同的大气稳定度

综上所述, 可以得出以下几点结论:

(1) γ 越大, 大气越不稳定; γ 越小, 大气越稳定。如果 γ 很小, 甚至等于零(等温)或小于零(逆温), 那将阻碍对流的发展。习惯上, 常将逆温、等温以及 γ 很小的气层称为阻挡层。

(2) 当 $\gamma < \gamma_m$ 时, 不论空气是否达到饱和, 大气总是处于稳定状态的, 因而称为绝对稳定; 当 $\gamma > \gamma_d$ 时, 则相反, 称为绝对不稳定。

(3) 当 $\gamma_d > \gamma > \gamma_m$ 时, 对于作垂直运动的饱和空气来说, 大气是处于不稳定状态的; 对于做垂直运动的未饱和空气来说, 大气又是处于稳定状态的。大气中这种情况, 称为条件性不稳定状态。

在整个对流层中气温垂直递减率(γ), 简称气温直减率, 平均为0.65°C/100米。实际上各高度的气温直减率是不同的, 而且又是随时间变化的。

在对流层下层（自地面起到2公里高度），由于气层受地面增热和冷却的影响很大，气温直减率随季节和昼夜的变化极为明显。夏季，在白天无云时，地面强烈增热，地面至300~500米这一层中的气温直减率常大于干绝热直减率，但通常不超过 $1.2\sim 1.5^{\circ}\text{C}/100\text{米}$ ；夜间，由于地面强烈辐射冷却，气温直减率变小，有时还会出现随高度的增高气温会反而升高的现象。据统计，对流层下层的气温直减率平均约为 $0.3\sim 0.4^{\circ}\text{C}/100\text{米}$ 。

对流层的中层和上层受地表的影响较小，气温直减率的变化比下层小得多。气温直减率在中层（2~6公里）平均为 $0.5\sim 0.6^{\circ}\text{C}/100\text{米}$ ，上层平均为 $0.65\sim 0.75^{\circ}\text{C}/100\text{米}$ 。

四、气温的日变化与年变化

气温在一天中和一年中的正常变化规律，叫气温的日变化和年变化。这种规律是人们经过多年的实践并经过分析研究以后得出的。

冬寒夏暑，午热晨凉，这是近地面气温变化的一般规律。

1. 气温的日变化

气温日变化的特点是：在一天内有一个最高值和一个最低值。陆地上最高值出现在13~14时左右，最低值出现在清晨日出前后；海洋上最高值和最低值出现的时间，比陆地上约迟1~2个小时。一天当中气温的最高值与最低值的差，称为气温日较差，它的大小反映了气温日变化的程度。

气温日较差的大小，与纬度、季节、地面性质及天气状况有关。在热带地区最大，平均为 12°C ；温带地区平均为 $8\sim 9^{\circ}\text{C}$ ；极地区域平均为 $3\sim 4^{\circ}\text{C}$ 。气温日较差随季节的变化，以中纬度最为显著，夏季大于冬季。大洋上的气温日较差较小，只有 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ ；内陆地区常在 15°C 以上，有些地方甚至可达 $25\sim 30^{\circ}\text{C}$ 。阴天时的气温日较差比晴天时要小。

2. 气温的年变化

月平均气温，在北半球，一年之中大陆上最高值一般出现在7月份，最低值出现在1月份；海洋上比上述时间落后一个月。在南半球，则是1月份气温最高，7月份气温最低。

一年中月平均气温的最高值与最低值的差，称为气温年较差。

气温年较差的大小，主要是随着地表性质和纬度而异。在赤道附近，季节变化极不明显，年较差很小；在中高纬度，季节变化显著，所以年较差大，以我国为例，华南气温年较差为 $10\sim 20^{\circ}\text{C}$ ；长江流域为 $20\sim 30^{\circ}\text{C}$ ；华北和东北地区为 $30\sim 40^{\circ}\text{C}$ 。在相同纬度的一些地方，由于海陆性质的不同，海上气温的年较差比陆上小。例如在同一纬度的内陆城市太原的气温年较差是 32.9°C ，而沿海城市青岛是 26.6°C ，朝连岛是 24.9°C 。

五、气温与天气

引起气温日变化的基本因素是天文因素，即昼夜长短和太阳高度，也就是与上述因素相对应的太阳辐射的时间和强度。如受到来自高纬度冷空气平流或来自低纬度暖空气平流的作用，正常的气温日变化规律将遭到明显的干扰，出现“日寒夜暖的反常现象，即夜间温度比白天还高，那么，很明显暖空气非常活跃，天气即将变坏；如果气温日变化正常，意味着冷暖平流的作用居于次要的地位，预示着天气晴好少雨。俗话说，“日暖夜寒，东海也干”。在这里所说的“日暖夜寒”就是气温日变化正常；“东海也干”说的是天晴无雨。

在同一地点看起来，冷空气和暖空气总是交替出现的。新近从北方南下的冷空气总是较冷的，但是在较暖的下垫面和较强的太阳光照作用之下，冷空气的底部变暖了，由于乱流的

作用，又使变暖的范围从底部向上扩展，产生一个变性回暖的过程，当这种现象出现的时候，新的冷空气即将来临。值得注意的是：原来的冷空气变性回暖得越厉害，天气变坏的可能性就越大。俗话说：“一日赤膊三日头缩”。“赤膊”是说天气恶热，冬季的恶热往往是寒冷天气的先兆。

根据气温预测天气，要考虑季节背景。在冬季，冷是正常现象，只有冷得足，才能晴得长。在大冷期间，天气总是晴好的；一旦变得暖和起来，天气往往就要变了。反之，在夏季，暖是正常现象，只要热而不闷，是不会下雨的，一旦天气变冷，只要稍有一点冷空气下来，往往就会下雨。当然，天气变化是复杂的，仅仅依据气温情况进行天气预报，就难免有一定的片面性，因此必须综合分析，全面考虑，才能收到较好的预报效果。

第二节 气 压

一、气压的定义和单位

大气是具有重量的，大气中任意高度上的气压 (Atmospheric pressure)，就是从该高度起，直至大气上界止，在每平方厘米面积上空气柱的重量，也就是大气在单位面积上所施加的压力，即压强。

大气有压力，早就被人们用实验所证实。将一端封闭的玻璃管（长约1米，内径截面积1平方厘米）盛满水银，倒置在水银槽里（图2-4），这时管内的水银便下降，待到水银柱下降到高出槽内水银面约为760毫米时，由于管外水银槽面受到的大气压力与管内水银柱重量相平衡，所以便不再下降了。气压增大，水银柱可升高些；气压减小，水银柱便降低些。

依据上述实验的原理制成水银气压表，可直接测出较为精确的气压值。设水银气压表中水银柱的高度为 h ，水银密度为 ρ ，水银柱截面积为 s ，则水银柱的重量 $w = \rho g h s$ ，由于水银柱底面的压强和槽外大气压强是一致的，所以，所测大气压强为：

$$P = \frac{w}{s} = \frac{\rho g h s}{s} = \rho g h$$

气压的单位规定为毫巴^①，它是1平方厘米的面积上受到1000达因^②的压力时的压强值，亦即：

$$1 \text{ 毫巴} = 10^3 \text{ 达因/厘米}^2$$

有时也用毫米水银柱高作为气压的单位。我们可以利用公式 $P = \rho g h$ 导出这两种气压单位之间的关系，为此，通常选定温度为 0°C ，纬度为 45° 的海平面作为标准情况，在此情况下

$$\rho_{\text{水银}} = 13.596 \text{ 克/厘米}^3$$

$$g = 980.655 \text{ 厘米/秒}^2$$

因而 h 为1毫米时，气压值为：

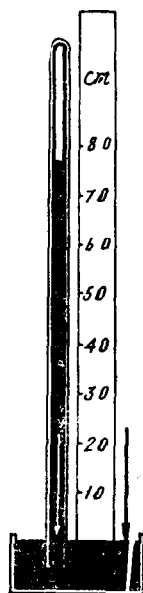


图2-4 大气压力实验

① 毫巴与国际单位制的换算关系是：1毫巴 = 10^2 帕；1帕 = 1牛/米^2 。

② 1达因 = 10^{-5} 牛。

$$\begin{aligned}
 P &= \rho gh \\
 &= 13.596 \text{克/厘米}^3 \times 980.655 \text{厘米/秒}^2 \times 0.1 \text{厘米} \\
 &= 1333.3 \text{克} \cdot \text{厘米/厘米}^2 \cdot \text{秒}^2 \\
 &= 1.333 \times 10^3 \text{达因/厘米}^2 \\
 &= 1.333 \text{毫巴}
 \end{aligned}$$

即： 1毫米(水银柱高) = 1.333毫巴

$$= \frac{4}{3} \text{毫巴}$$

1毫巴 = 0.75毫米(水银柱高)

$$= \frac{3}{4} \text{毫米(水银柱高)}$$

在标准状况下，海平面气压为760毫米(水银柱高)，或相当于1013.25毫巴，我们称之为“一个标准大气压”。

目前在一些国家中也有采用英寸为气压单位的。

二、海平面气压场

气压的空间分布称为气压场，海平面上的气压分布称为海平面气压场。我们用海平面等压线图来表明地面气压分布的特征。等压线(Isobar)是等值线的一种，它是在空白的地图上，将那些订正到海平面上气压值相等的各点连接起来的曲线。由于气压的分布情况比较复杂，所以等压线的形状也是多样的，根据等压线的形状所显示出来的气压场，有如下几种基本型式(图2-5)：

(1)低气压(Low pressure) 由闭合等压线构成的中间气压比四周低的区域，叫做低气压，简称低压。

(2)高气压(High pressure) 由闭合等压线构成的中间气压比四周气压高的区域，叫做高气压，简称高压。

(3)低压槽(Trough) 由低压延伸出来的狭长区域，叫做低压槽，简称槽。槽内各条等压线曲率最大处的连线，叫槽线(Trough line)。

(4)高压脊(Ridge) 由高压延伸出来的狭长区域，叫高压脊，简称脊。脊内各条等压线曲率最大处的连线，叫脊线(Ridge line)。

(5)低压带(Depression belt) 在两个高压之间比较狭长的区域，叫低压带。

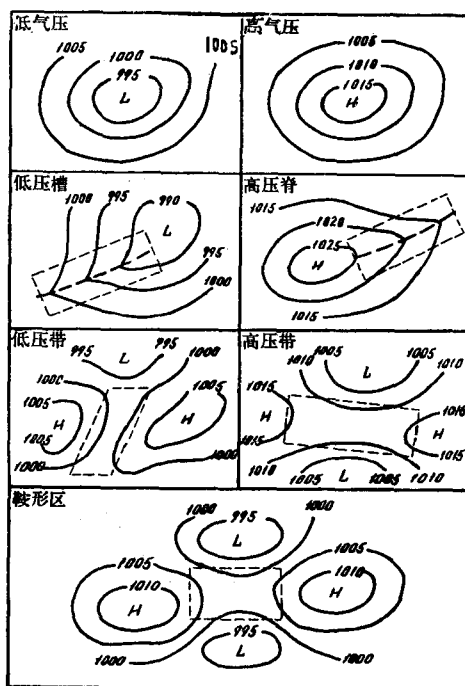


图2-5 海平面气压场基本型式

① 毫米汞柱与国际单位制的换算关系是：1毫米汞柱 = 133.3224帕。