

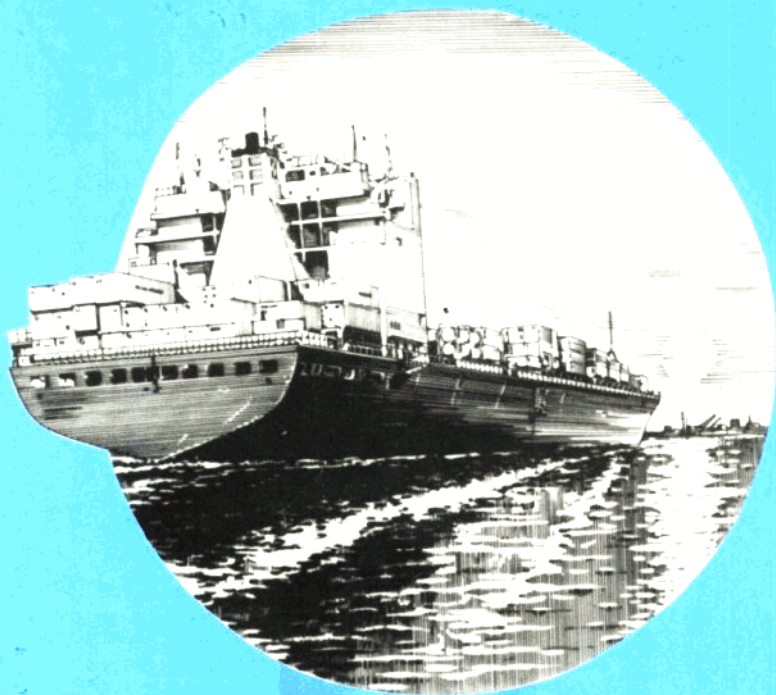


交通航海职业技术教育教材

符合 STCW 公约要求
交通职业技术学校教学指导委员会
航海类学科委员会推荐
交通部科技教育司审定
中华人民共和国海事局认可

航海气象与海洋学

朱谦阳 沈四林
孙将平 杨亚新 编著
于小蓉 主审



大连海事大学出版社

前 言

航海职业教育系列教材是交通部科教司为适应《STCW78/95 公约》和我国海事局颁布的《中华人民共和国海船船员适任考试、评估和发证规则》而组织编写的。编审人员是由交通职业技术学校教学指导委员会航海类学科委员会组织遴选的,都有较丰富的教学经验和实践经验。教材编写依据是交通部科教司颁发的“航海职业教育教学计划和教学大纲”(高职教育),也融入了中等职业教育的“教学计划和教学大纲”。本系列教材是针对三年高职教育和五年高职教育编写的,对于四年中等职业教育可根据考纲在满足操作级的要求上选用,也适用于海船驾驶员和轮机员考证培训和船员自学。

本系列教材包括职能理论和职能实践两个部分,在内容上有严格的分割,但又相互补充。

这套系列教材的特点:

1. 全面体现了《STCW78/95 公约》和《中华人民共和国海船船员适任考试、评估和发证规则》中强调的:教育必须遵守知识更新的原则,强调技能,培养能适应现代化船舶管理复合型人才要求的精神。

2. 始终贯穿“职业能力”作为培养目标的主线,根据“驾通合一”“机电合一”及课程内容不能跨功能块的原则,打破原有学科体系,按功能块的要求对课程内容进行了全面的调整、删减,抓住基本要素重新组合。各课衔接紧凑,避免重复教学,并跟踪了现代科学技术,有较强的科学性和先进性。

3. 编写始终围绕着职业教育的特点,内容以“必需和够用”为原则,紧扣大纲,深广度适中,不但体现了理论和实践的结合,也体现了加强能力教育和强化技能训练的力度。

4. 编写过程中还把品格素质、知识素质、能力素质和身心素质等素质教育的内容交融并贯彻其中,体现了对海员素质及能力培养的力度。

本系列教材在编审过程中尽管对编写大纲和教材都经过了集体或专家会审,也得到海事局和航运单位的大力支持,但可能还有不足之处,希望多提宝贵意见,以利再版时修改并进一步完善。

交通职业技术学校教学指导委员会航海类学科委员会

1999 年 8 月

编者的话

为了履行 STCW 78/95 公约,进一步提高海员素质,我国国家海事局 1998 年编写了《中华人民共和国海船船员适任考试和评估大纲》(下称《新大纲》)。与老大纲相比,《新大纲》中增加了评估项目,考试科目也有所变化。为了适应这一变化,交通职业技术学校教学指导委员会航海类学科委员会根据《新大纲》的要求,组织编写了航海类专业系列教材。本书就是其中之一。

本书是以朱谦阳、邵欢榴 1994 年编写的《航海气象学》为基础,按国家海事局《新大纲》和部颁课程教学大纲的要求,作了较大幅度的修改、补充,增加了海洋学基础知识及其应用方面的内容,采用了新的资料,尽量避免了复杂的数学计算和高深理论,注意将理论知识与实际应用紧密结合。本书内容涵盖了《新大纲》中对无限航区 3 000 总吨及以上海船船长/大副和二/三副在气象学和海洋学方面的要求。教学时可根据不同教学对象和培养目标选择教学内容。此外,我们还按本书的章节顺序编写了《航海气象与海洋学习题集》,供学生复习和考证培训使用。

本书第八章第二节和第十四章的第一、二、三节由上海海运学校沈四林编写;第十二章由浙江省交通学校孙将平编写;第八章的第一、三节,第十四章的第四节由南通航运学校杨亚新编写;其余各章均由南通航运学校朱谦阳编写。全书由朱谦阳统稿。除第十二章由南通航运学校汤国杰审定外,全书均由上海海运学校于小蓉审定。

南通航运学校龚少军对第十二章提供了宝贵的修改意见,在此一并表示衷心感谢。

由于编著者水平有限,书中肯定还有错误或不当之处,热忱欢迎读者批评指正。

编著者

1998 年 12 月

目 录

绪 论	1
第一章 大气概况与气象要素	2
§ 1.1 大气概况	2
§ 1.2 气 压	5
§ 1.3 气 温	7
§ 1.4 大气湿度	9
§ 1.5 风	11
§ 1.6 云	14
§ 1.7 降 水	17
§ 1.8 雾	18
§ 1.9 能见度	20
第二章 船舶气象、水文要素的测报	22
§ 2.1 概 述	22
§ 2.2 气压的观测	24
§ 2.3 气温和湿度的观测	26
§ 2.4 风的观测	29
§ 2.5 云的观测	33
§ 2.6 海面能见度的观测	34
§ 2.7 天气现象的观测	35
§ 2.8 表层海水温度的观测和水样采集	36
§ 2.9 海浪的观测	37
§ 2.10 海发光的观测	38
§ 2.11 船舶水文气象观测报告电码	38
第三章 天气图基础知识	39
§ 3.1 天气图的一般知识	39
§ 3.2 地面天气图	40
§ 3.3 高空天气图	47
§ 3.4 低纬流线图	50
§ 3.5 气压系统随高度的变化	52
第四章 大气运动	54
§ 4.1 空气的水平运动	54
§ 4.2 空气的垂直运动	65

§ 4.3	大气稳定度	67
§ 4.4	大气环流	70
§ 4.5	季风环流	74
§ 4.6	局地环流	77
第五章	气团与锋	79
§ 5.1	气团	79
§ 5.2	锋	81
第六章	气旋和反气旋	87
§ 6.1	温带气旋	87
§ 6.2	温带反气旋	94
§ 6.3	副热带高压	98
§ 6.4	热低压	99
第七章	热带气旋及其他低纬度天气系统	101
§ 7.1	热带气旋概述	101
§ 7.2	热带气旋的结构与天气	105
§ 7.3	热带气旋的移动	110
§ 7.4	南海热带气旋	114
§ 7.5	船舶条件下测算和避开热带气旋的方法	116
§ 7.6	其他低纬度天气系统	122
第八章	气象传真图	126
§ 8.1	概述	126
§ 8.2	传真天气图	131
§ 8.3	传真卫星云图	138
第九章	中小尺度天气系统	144
§ 9.1	雷暴	144
§ 9.2	飑线	147
§ 9.3	龙卷	148
第十章	西风带高空天气系统	150
§ 10.1	西风带高空基本环流特征	150
§ 10.2	西风带高空天气系统	152
第十一章	海浪、海流和海冰	158
§ 11.1	海浪	158
§ 11.2	海流	166

§ 11.3 海冰·····	175
第十二章 潮汐与潮流的推算·····	179
§ 12.1 潮汐的成因·····	179
§ 12.2 潮汐不等·····	180
§ 12.3 潮汐的类型·····	182
§ 12.4 潮汐术语·····	182
§ 12.5 中版《潮汐表》及其应用·····	185
§ 12.6 英版《潮汐表》及其应用·····	195
§ 12.7 潮流的推算·····	199
第十三章 世界海洋气候概况·····	204
§ 13.1 世界海洋气候概况·····	204
§ 13.2 世界海洋波浪概况·····	209
§ 13.3 世界海洋上雾的分布概况·····	211
第十四章 海上天气预报·····	214
§ 14.1 天气形势预报原理和方法·····	214
§ 14.2 风的预报·····	219
§ 14.3 海雾的预报·····	223
§ 14.4 天气报告·····	225
第十五章 船舶气象导航·····	236
§ 15.1 概述·····	236
§ 15.2 气象导航的基本原理·····	237
§ 15.3 气象导航的应用·····	240

绪 论

地球上空包围着的一层厚厚的空气层,称为大气。大气的运动和变化形成了多种多样的气象条件和天气气候变化。地球表面辽阔的连续的咸水水体统称为海洋,海洋面积约占地球总面积的70.8%。大气、海洋与人类活动有非常密切的关系。如热带气旋、温带气旋和强冷空气活动等引起的海上大风,巨浪,海上和沿海的浓雾,高纬度的海冰、冰山严重威胁海上航行船舶的安全;由大气中低压系统引发的风暴潮,如恰逢天文大潮,将使大量海水涌进内陆,冲垮海堤甚至淹没岛屿和局部内陆,造成大灾。

大气与海洋之间是相互作用的。海洋灾害中除地震海啸和天文大潮外,往往都是由气象原因引起的;反之,海洋对大气运动和天气气候变化也有极为重要的作用,厄尔尼诺现象即为一例。厄尔尼诺现象的出现给地球气候带来重大影响,一些原来多雨的地区出现严重干旱,而另一些原来少雨的地区却出现特大暴雨,洪水泛滥成灾。

航海气象与海洋学主要研究海上的天气系统,天气与气候状况,海洋现象,海洋—大气相互作用及其能量转换等对航海的影响。它是气象学、海洋学应用于航海方面的分支,也是介于气象学、海洋学与航海学之间的边缘学科。

学习本课程的目的,是使航海者通过理论知识学习和相关技能的训练,具备气象学和海洋学的基本知识,掌握船舶气象、水文要素的观测技能,正确应用潮汐表与海洋资料,熟悉各种天气系统的模式、运动规律及其对天气、海况的影响,应用收集到的各种气象信息,预测给定航区内的天气和海况,尽可能利用有利的海洋气象条件,最大限度地减少由于恶劣海洋环境引致的船损、货损,达到安全、经济航行的目的。

随着科学技术和航海事业的发展,海洋船舶日趋大型化、自动化,但大型的自动化船舶在海上航行仍然要受到航行途中海洋气象水文条件的制约,仍然需要气象与海洋部门提供服务。近几十年来,随着大气科学和计算机技术的飞速发展,数值天气预报和气象卫星监测海洋灾害技术得到广泛应用,气象导航技术水平也有了明显提高,船舶气象导航的经济效益和社会效益日趋显著。本课程直接涉及海上航行安全和提高营运效率这两个重要方面的课题,它已被列为国家各级各类海船驾驶员的考试科目之一。可以相信,今后航海气象与海洋学将会更加受到航海界的重视。

第一章 大气概况与气象要素

气象要素(meteorological elements)是表征一定地点和特定时刻天气状况的大气变量或现象,如气压、气温、湿度、风、云、降水、能见度等。天气(weather)指某一瞬时或某一时段内大气中各种气象要素的空间分布及其伴随现象的综合状况。也有把影响人类日常生活、生产的大气现象和状态,例如,阴、晴、冷、暖、干、湿等作为天气的。因此,要了解并预测海洋上的天气变化,必须从观测、研究气象要素入手。

本章主要介绍大气概况和一些气象要素的基本知识。

§ 1.1 大气概况

一、大气成分

大气(atmosphere)是由多种气体混合组成的。此外,还包含一些悬浮的固体和液体杂质。我们通常把大气的组成为三部分。

1. 干洁大气

大气中除了水汽、液体和固体杂质以外的整个混合气体,称为干洁大气。它是组成大气的主要部分。在大气中下层中,其组成的比例几乎不变。各种气体所占体积的百分比为:

氮	78.09%
氧	20.95%
氩	0.93%
二氧化碳	0.03%
氢和其他稀有气体	<0.01%

二氧化碳在城市工业区和火山区较多,且在大气的低层多于高层。它能吸收和发射长波辐射,对阻止近地层热量的散逸起着一定的作用(即温室效应,起温室效应的主要因子还有大气中的水汽、云)。因此,如果大气中的二氧化碳成分增加,近地层的平均温度就会上升。臭氧在空气中的含量极少,主要分布在高空。它能大量吸收太阳的紫外线,使地面生物圈免受过多紫外辐射的伤害。在近地层空气中雷雨后可出现臭氧。除臭氧有臭味外,干洁空气中的其他气体均是无色、无味的。

2. 水汽

水汽(vapour)是大气中含量变化最大的气体。大气中的水汽是从地球表面蒸发进入大气的,其中大部分来自广阔的海洋面上的蒸发,其次是潮湿陆面的蒸发及植物的蒸腾。大气中的水汽含量随时间、地点和条件的不同有较大的变化,按容积计算,其变化范围在0%~4%之间。如热带雨林区中空气中的水汽含量达4%,在沙漠地区可少到0.01%以下。

水汽来自下垫面蒸发,借助于空气的垂直交换向上扩散。因此,在一般情况下,水汽含量随高度增加而迅速减少。绝大部分水汽集中于大气低层,5 km 处的水汽含量只有近地面的1/10。

大气中的水汽含量虽不多,但它在天气变化过程中起着很重要的作用。如果没有它,大气中的云、雾、雨、雪、雷暴等天气现象就不会发生,也不会有热带气旋生成了。

通常称不含水汽的空气为干空气(dry air),称含有水汽的空气为湿空气(wet air)。

3. 大气杂质

大气中悬浮着的许多固体和液体的微粒,如烟粒、尘埃、盐粒、水滴和冰晶等统称为大气杂质,又称大气气溶胶粒子。

杂质多集中在大气的低层,它不仅会使能见度变坏,影响船舶航行,而且是水汽凝结的核心(称为凝结核),对云、雾、雨、雪的形成起着重要的作用。大气杂质还有削弱太阳辐射、阻挡地面辐射、保持地面温度的作用。

二、大气的垂直结构

大气是地球周围包围着的一层空气,大气密度随着距地面高度的增加呈指数下降,其向星际空间过渡无明确的上界,一般将大气上界定为距地面 1 000 km 处。这也是极光出现的最大高度。

大气在垂直方向很不均匀,不同高度上大气的性质差异很大。世界气象组织(WMO)建议,根据气温和水汽的垂直分布、大气的扰动程度和电离现象等不同特点,统一规定将大气在垂直方向上分为五层,自下而上依次为:对流层、平流层、中间层、热层和散逸层,如图 1.1 所示。

1. 对流层(troposphere)

对流层是地球大气中最底的一层,它的下界就是地球表面。根据观测,对流层的厚度随季节和地区而变化,在低纬地区平均为 17~18 km,中纬地区平均为 10~12 km,高纬地区平均为 8~9 km。就季节而言,同一地区夏季对流层的厚度大于冬季。

对流层是大气层中极薄的一层,其厚度只有整个大气厚度的 1% 左右。但是,由于地球引力的作用,这一层却集中了整个大气质量的 3/4 和几乎全部的水汽与杂质。

对流层是大气中天气变化最复杂的层次,云、雾、雨、雪、雷电等天气现象都出现在这一层中,因而,对流层对人类的活动有直接、重大的影响,是大气科学研究的重点气层。

对流层有以下三个重要特征:

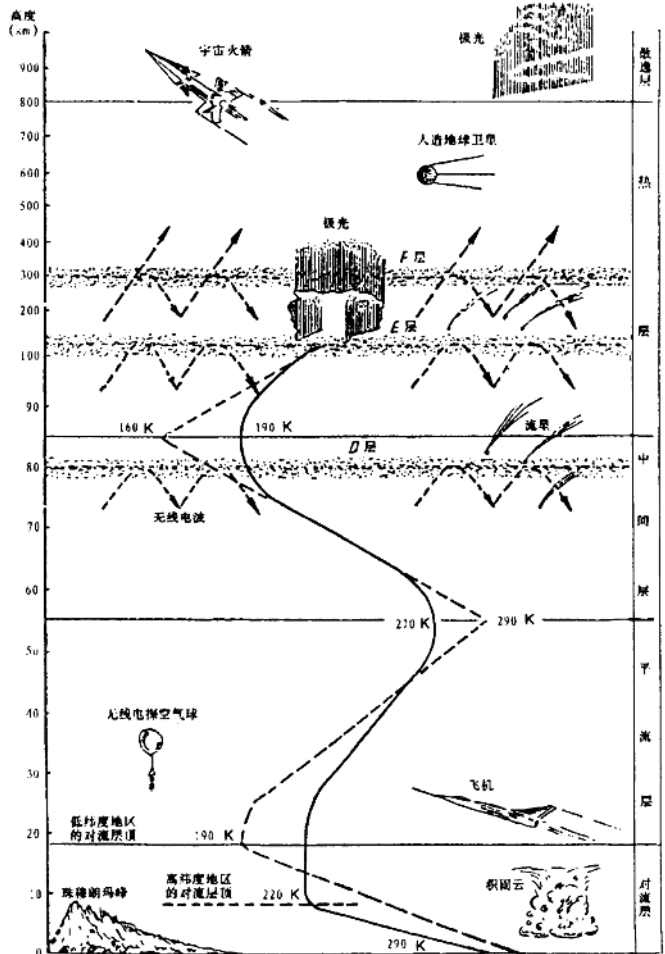


图 1.1 大气的垂直分层

1) 气温随高度的增加而降低。其降低的速率在不同地区、不同季节、不同时间是不同的。平均而言,每升高 100 m 气温下降 0.65°C 。在一定条件下,有时会出现气温随高度的增加而升高的现象,这种现象称为逆温。气温随高度增加而升高的这一层,称为逆温层。

2) 空气具有强烈的对流运动。空气中的对流和湍流(亦称乱流)运动能使上下层的空气发生垂直混合,使近地面层的热量、水汽和杂质易于向上输送,这对成云致雨有重要作用。一般说来,低纬地区对流强,高纬地区对流弱;夏季对流强,冬季对流弱。

3) 温度、湿度水平分布不均匀。例如,低纬地区比中、高纬地区温度高、湿度大;同一纬度上,海洋上湿度比内陆大得多,冬季海洋上温度高于内陆。

根据对流层中大气运动的不同特征,可将其分为摩擦层和自由大气两个层次。对流层底部贴近地表面的气层中,空气运动受地面摩擦作用的影响显著,称为摩擦层(friction layer),其厚度约为 $1.0\sim 1.5\text{ km}$ 。在摩擦层中,随着高度的增加摩擦作用对空气运动的影响迅速减小。通常,风速随高度的增加而增大,气温在很大程度上受下垫面冷热的影响,两者都有明显的日变化。在摩擦层以上,因距离地表面相当远,摩擦作用很小,通常可以忽略不计。这一层称为自由大气层(free atmosphere)。在自由大气中,由于不受摩擦作用的干扰,大气运动的规律显得比较简单和清楚,尤其是处于对流层中部的气流状况,基本上可以表示整个对流层空气的运动趋势。

2. 平流层(stratosphere)

平流层位于对流层顶之上,约伸展到 55 km 左右。这一层的下层,温度随高度不变或微有上升,20 km 以上温度随高度的增加显著升高。

在平流层中,空气的垂直运动远比对流层弱,特别是平流层的上半部几乎没有垂直气流,空气以水平运动为主,故此层称为平流层。

平流层中天气晴朗,气流平稳,大气透明度好,适宜飞机飞行。

在对流层与平流层之间有一个厚度为 $1\sim 2\text{ km}$ 的过渡层,称为对流层顶。其特点是气温随高度降低的速率突然变小或几乎不变(等温),甚至温度随高度的增加而升高。

3. 中间层(mesosphere)

自平流层顶向上到大约 85 km 的气层称为中间层。此层的特点是气温随高度的增加而迅速下降,有相当强烈的垂直运动。另外,在 80 km 高度上有一个只在白天出现的电离层,称为 D 层。在 D 层中,空气处于电离状态,能够反射无线电波。

4. 热层(thermosphere)

从 85~800 km 左右的气层称为热层,亦称热成层。这一层的特点是气温随高度的增加而迅速升高,空气处于高度电离状态,故该层又称为电离层。

5. 散逸层(exosphere)

热层以上的大气层称为散逸层,这是整个大气的最外层,是地球大气与星际空间的过渡区域,故又称外层。该层气温也随高度增加而升高,可达数千度。由于那里温度很高,又远离地面,受地球引力作用很小,空气极其稀薄,因此大气质点可以挣脱地球引力的束缚,不断向星际空间散逸。散逸层由此而得名。

三、大气状态方程

大气状态方程深刻反映出大气状态变化的基本规律,揭示了大气的重要物理性质,是气象学中最重要基本方程之一。

1. 理想气体状态方程

所谓理想气体,一般指不易液化的即符合等温、等容、等压变化规律的气体。普通气体在温度不太低(远离绝对温度零度),压力不太高时,也可以看成理想气体。

通过大量的科学实验总结出,一定质量气体的压强与体积的乘积,除以它的绝对温度所得的商是不变的,即

$$\frac{P_1 V_1}{T_1} = \frac{P_2 V_2}{T_2} = \frac{P_3 V_3}{T_3} = \dots = \frac{P_n V_n}{T_n}$$

或 $\frac{PV}{T} = \text{常量}$ (1.1)

式中: P, V, T 分别表示压强、体积和气温。

式(1.1)即理想气体的状态方程。

1 mol(摩尔)理想气体的状态方程为

$$PV = R^* T \quad (1.2)$$

式中: $R^* = 8.31 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ 。 R^* 值对 1 mol 的任何理想气体都是适用的,所以叫“普适气体常数”。

在气象学中规定采用单位质量(1 g)空气进行讨论,这时式(1.2)变为

$$P = \rho RT \quad (1.3)$$

式中: ρ 为气体密度, $R = R^* / \mu$, μ 为气体的分子量。 R 表示 1 g 质量的气体常数,叫做“比气体常数”。各种气体的 μ 不同,所以 R 的数值也不同,但对同一种气体而言仍为常数。

2. 干空气状态方程

干空气的平均摩尔数 $\mu_d = 0.029 \text{ kg} \cdot \text{mol}^{-1}$, 故它的比气体常数为

$$R_d = \frac{R^*}{\mu_d} = 287 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1} = 287 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$$

由此,干空气的状态方程可写成:

$$P = \rho_d R_d T \quad (1.4)$$

式中: P, ρ_d 和 T 分别表示干空气的压强、密度和温度。

3. 湿空气状态方程

湿空气中水汽含量经常变化,它的比气体常数不是固定值,而是随水汽含量的多少而异。可以证明,其状态方程可以表示为

$$P = \rho_w R_d T_v \quad (1.5)$$

式中: ρ_w 表示湿空气密度,它等于干空气密度和水汽密度之和。 T_v 称为虚温, $T_v = T(1 + 0.378e/P)$ 。实际上,因为 e/P 很少超过 0.02,所以, T_v 与 T 之差很少超过 $2^\circ\text{C} \sim 3^\circ\text{C}$ 。如用 T_v 代替 T ,则湿空气状态方程在形式上与干空气状态方程是相同的。

由式(1.5)可以看出,当气压和气温相同时,空气越潮湿(e 越大),则其密度(ρ_w)越小;在气压相同的情况下,暖湿空气的密度比干冷空气小得多。

§ 1.2 气 压

一、气压的定义和单位

大气是有重量的。单位截面上大气柱的重量称为大气压强,简称大气压或压强(pressure)。显然,大气中任意高度上的气压,就是从该点起直至大气上界止单位面积铅直

气柱的总重量。

在国际单位制中,气象上规定采用“百帕”(hPa)作为气压的单位,1 hPa=100 Pa。一个标准大气压为 1 013.25 hPa,它相当于温度为 0°C,标准重力加速度为 9.806 65 m·s⁻²,水银密度为 1.359 51×10⁴ kg·m⁻³的条件下,单位截面积(1 cm²)、760 mm 高的水银柱的重量。

过去气象上曾普遍采用毫米水银柱高(mmHg)和毫巴(mb)作为气压的单位,它们之间的换算关系是:

$$1 \text{ hPa} = 1 \text{ mb} = \frac{3}{4} \text{ mmHg}$$

$$\text{或 } 1 \text{ mmHg} = \frac{4}{3} \text{ hPa} = \frac{4}{3} \text{ mb} \quad (1.6)$$

二、气压随高度的变化

根据气压的定义可知,空间任意点的气压等于从该点起直到大气上界单位截面积铅直气柱的重量。因此,地面上的气压最大,随着高度的递增气压总是逐渐减小的。

1. 大气静力方程

下面我们来讨论大气在垂直方向所受到的力达到平衡时,气压随高度变化的定量关系。

如图 1.2 所示,在截面积为 Δs ($\Delta s = \Delta x \cdot \Delta y$) 的铅直大气柱中取一高度差为 ΔZ 的薄层,相应的气压差为 ΔP 。由于 ΔZ 是无穷小量,其中密度可以认为不随高度改变。当大气处于静力平衡时,该气层上下底面高度 $Z + \Delta Z$ 与 Z 之间的压力差 $F_1 - F_2 = P_1 \Delta s - P_2 \Delta s$,应与这两点间气块的重量 $W (= \rho g \Delta z \cdot \Delta s)$ 相等,即

$$(P_1 - P_2) \cdot \Delta s = \rho g (Z_2 - Z_1) \cdot \Delta s$$

$$\text{或 } -(P_2 - P_1) = \rho g (Z_2 - Z_1)$$

$$\text{即 } \Delta P = -\rho g \Delta Z \quad (1.7)$$

$$\text{或 } \frac{\Delta P}{\Delta Z} = -\rho g \quad (1.8)$$

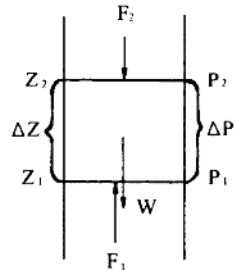


图 1.2 气层的静力平衡

式中右边的“负号”表示,当 $\Delta Z > 0$ 时, $\Delta P < 0$,即高度增加时,气压下降。

式(1.7)或式(1.8)就是大气静力方程。在实际大气中,除山地和有强对流的地区外,垂直运动一般很小,把大气近似看作处于静力平衡状态,其误差只有 1%。因此,静力方程在气象学中有广泛的应用。

2. 单位气压高度差(h')

在铅直气柱中,气压变化 1 hPa 时所对应的高度差,称为单位气压高度差,用 h' 表示,即

$$h' = -\frac{\Delta Z}{\Delta P}$$

将式(1.8)代入上式,则得

$$h' = \frac{1}{\rho g}$$

上式表明, h' 主要随密度 ρ 的改变而改变。由于密度 ρ 不是直接观测的量,故将状态方程式(1.4)代入上式,且取 $\rho = \rho_d$,得

$$h' = \frac{R_d T}{P g} \quad (1.9)$$

式(1.9)表明, h' 值与气温 T 成正比,与气压 P 成反比。当 T 不变, h' 随 P 的减小而增大;当 P 不变时, h' 随 T 的升高而增大。在实际大气中,气压在水平方向上的变化比垂直方向上小

得多,而温度在水平方向上的变化则比较大。因此,在水平方向上,温度是影响 h' 值的主要因素,气压是次要因素。温度越高,空气密度越小, h' 值越大;反之亦然。在垂直方向上,气压变化比温度变化的作用大得多,所以,气压成为影响 h' 值的主要因素,温度降为次要因素,总的趋势是,越往高处,空气密度越小, h' 值越大。

在近地面层,取 $P \approx 1000 \text{ hPa}$, $T \approx 273 \text{ K}$, $g = 9.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$, $R_d = 287 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$, 则由式(1.9)可求得 $h' \approx 8.0 \text{ m/hPa}$, 即在近地面层,高度每升高 8 m ,气压就下降 1 hPa 。

在 500 hPa 附近,取 $T = 250 \text{ K}$, 则可求得 $h' \approx 14.6 \text{ m/hPa}$ 。显然,高空的单位气压差比近地层大得多。

三、气压随时间的变化

根据长期观测的结果,发现气压随时间的变化有周期性和非周期性两种变化。

1. 气压的日变化

气压的日变化如图 1.3 所示。其特点是:在一天中气压有两个峰值和两个谷值,呈现两个大致对称的半日波。两个峰值分别出现在地方时 10 时和 22 时,两个谷值分别出现在 04 时和 16 时,其中 10 时的峰值最高,16 时的谷值最低。

一天中最高气压值与最低气压值之差称为气压日较差。由图 1.3 也可看出,气压日变化在热带地区表现明显,日较差较大,可达 $3 \sim 4 \text{ hPa}$,随着纬度增高,气压日较差逐渐减小。

2. 气压的年变化

月平均气压以一年为周期的变化,称为气压的年变化。一年中出现一个月气压最高,另一个月气压最低。在大陆上冬季最高,夏季最低;在海洋上则夏季最高,冬季最低,即在北半球,大陆上 1 月份气压最高,7 月份气压最低;海洋上 1 月份气压最低,7 月份气压最高。

气压的年变化在中纬度地区最明显,其年较差值也较大。海上气压的年较差较小,越深入内陆年较差越大。

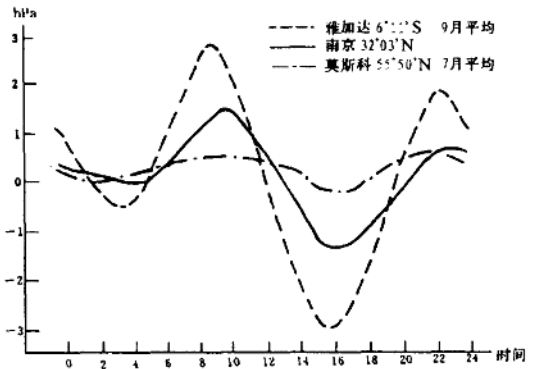


图 1.3 气压的日变化

3. 气压的非周期性变化

气压没有固定周期的变化,称为气压的非周期性变化。它是气压系统移动和演变的结果。

实际观测到的气压变化是周期性变化与非周期性变化叠加的结果。气压非周期性变化的幅度远大于周期性变化。只有在中高纬度地区稳定的天气形势下,才能记录到明显而完整的气压日变化。

§ 1.3 气温

一、气温的定义和单位

气温(air temperature)是用来表示空气冷热程度的物理量。

气象上通常采用摄氏温标和热力学温标,其温度单位分别是摄氏度($^{\circ}\text{C}$)和开(K),水的冰点和沸点分别是 0°C , 273 K 和 100°C , 373 K 。摄氏温度($t^{\circ}\text{C}$)和热力学温度($T\text{K}$)之间的关系为

$$T = t + 273 \quad (1.10)$$

热力学温标多用于理论计算,而摄氏温标多用于业务工作和日常生活中。

目前有些英语国家仍习惯采用华氏温标,其单位是华氏度(°F),水的冰点和沸点分别为 32°F 和 212°F。华氏温度(t_h °F)和摄氏温度(t °C)之间的换算关系为

$$t = \frac{5}{9}(t_h - 32) \quad \text{或} \quad t_h = \frac{9}{5}t + 32 \quad (1.11)$$

二、气温随高度的变化

大气温度随高度的变化率(即单位高度内温度的变化),称为温度直减率,通常用 γ 表示。

若 Z_1 高度上的气温为 T_1 , Z_2 高度上的气温为 T_2 (如图 1.4),则 Z_1 与 Z_2 之间气层的温度直减率为

$$\gamma = -\frac{T_2 - T_1}{Z_2 - Z_1} = -\frac{\Delta T}{\Delta Z} \quad (1.12)$$

由式(1.12)可见,当气温随高度的增加而降低时, $\gamma > 0$; 当气温随高度的增加而升高时(逆温层中), $\gamma < 0$; 当气温不随高度变化时(等温层中), $\gamma = 0$ 。

例如,1998年3月23日07时某站探空仪测得气温: 200 m 高度 8°C, 1 000 m 高度 4°C, 1 400 m 高度 5°C, 则 200~1 000 m 高度这一气层的温度直减率为

$$\gamma_1 = -\frac{4^\circ\text{C} - 8^\circ\text{C}}{1\,000\text{ m} - 200\text{ m}} = 0.5^\circ\text{C}/100\text{ m}$$

1 000~1 400 m 高度这一气层的温度直减率为

$$\gamma_2 = -\frac{5^\circ\text{C} - 4^\circ\text{C}}{1\,400\text{ m} - 1\,000\text{ m}} = -0.25^\circ\text{C}/100\text{ m}$$

γ 值随时间、空间而变化,即不同时间、不同地点、不同层次的 γ 值是不等的。对流层中的 γ 一般是大于零,也可小于零,等于零;其平均值为 $0.65^\circ\text{C}/100\text{ m}$ 。

三、气温的非绝热变化

气温的非绝热变化,是指空气与外界有热量交换的情况下所引起的温度变化。当空气从外界得到的热量多于支出时,气温升高(增温),收入少于支出时,气温下降(冷却)。对流层空气的增温和冷却主要受下垫面的影响,这种影响主要是通过下垫面与空气之间的热量交换来实现的。

下垫面与空气之间的热量交换途径主要有:热传导、辐射、水相变化、平流、垂直运动和湍流。

气温的局地变化是上述各种过程共同影响的结果,只是在不同情况下其作用大小不同。通常,地面与大气之间的热量交换以辐射为主,湍流和水相变化次之;各地空气之间的热量交换,以平流为主;上下气层之间的热量交换以垂直运动和湍流为主;热传导的作用微小,通常不予考虑。

四、气温随时间的变化

气温以一天和一年为周期的变化,称为气温的日变化和年变化,气温无固定周期的变化,称为气温的非周期性变化。

1. 气温的日变化

气温日变化的特点是:一天内有一个最高值和一个最低值。陆上最高值冬季出现在 13~14 时左右,夏季出现在 14~15 时,最低值出现在日出前。海洋上最高值出现的时间比大陆上

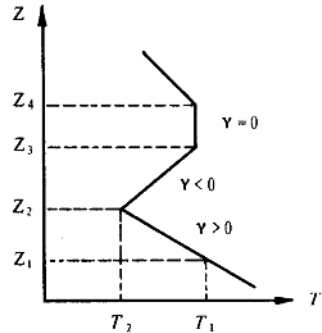


图 1.4 气温随高度的变化率

早,在中午 12 时 30 分左右,最低值也出现在日出前。海洋上气温日变化的这一特点可以用空气直接吸收太阳辐射而增温的作用来解释。

一天中气温的最高值与最低值之差,称为气温日较差。气温日较差的大小和纬度、季节、地表性质、天气状况和海拔高度有密切关系。一般是,低纬地区的气温日较差大于中、高纬,夏季大于冬季,内陆大于海洋,晴天大于阴雨天,海拔高度低处大于高处。

陆上气温日较差在热带地区平均为 12°C ,温带地区约 $8^{\circ}\text{C}\sim 9^{\circ}\text{C}$,极地附近只有 2°C ;在中纬度地区气温日较差的季节变化明显,夏季平均为 $10^{\circ}\text{C}\sim 15^{\circ}\text{C}$,冬季为 $3^{\circ}\text{C}\sim 5^{\circ}\text{C}$ 。海洋上气温的日较差略大于洋面水温的日较差(通常小于 0.4°C),仅为 $1.0^{\circ}\text{C}\sim 1.5^{\circ}\text{C}$ 。

2. 气温的年变化

月平均气温一年内也有一个最高值,一个最低值。在北半球,陆上最高值出现在 7 月份,最低值出现在 1 月份;南半球,陆上最高值出现在 1 月份,最低值出现在 7 月份。海洋上最高(最低)值出现时间比陆地上迟一个月左右。

一年中月平均气温的最高值与最低值的差,称为气温的年较差。低纬地区,季节变化不明显,年较差很小;中高纬地区,季节变化明显,年较差较大;同一纬度上,陆上年较差大于海洋上;海拔高度越高,年较差越小。

值得注意的是,在赤道地区,气温的年较差很小。但一年中却出现了两个高值和两个低值,它们分别出现在春分、秋分和夏至、冬至之后。这是赤道地区在一年内接收太阳辐射能量的年变化造成的。春分、秋分太阳直射赤道,气温高;夏至、冬至太阳斜射赤道,气温低。

3. 气温的非周期性变化

气温的实际变化情况并不像上述的周期性变化那样简单,它的变化还时刻受着大气运动的影响。这种变化是非周期性的。例如,每当寒潮或冷空气影响时,气温便下降,过后气温又回升,而两次寒潮或冷空气活动之间的时间间隔是不等的。

实际的气温变化是周期性变化和非周期性变化共同影响的结果。不过,从总的趋势和大多数情况来看,周期性变化是主要的。

§ 1.4 大气湿度

一、湿度的定义和表示方法

湿度(humidity)是大气湿度的简称,它是度量空气中水汽含量多少的物理量。

湿度的大小是决定云、雾、降水等天气现象的重要因子。它对航海的影响也是明显的。例如,大气低层温度低、湿度大时常形成雾,给船舶航行带来困难;大气中长期湿度很大,可能引起很多货物因受潮而霉烂变质。

为了不同目的,湿度可用不同的参数表示。湿度参数通常有四种:

1. 绝对湿度(a)

单位体积湿空气中含有的水汽质量,称为绝对湿度。常用单位是 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ 。它实际上就是大气中的水汽密度。它直接表示空气中水汽的绝对含量,但不易直接测量。

2. 水汽压(e)

空气是干空气和水汽组成的混合气体。大气压强是大气中各种气体压强的总和,其中由水汽所引起的那一部分压强,称为水汽压。单位同气压。

当温度一定时,大气中水汽含量越多,水汽压越大。

在温度一定的情况下,一定体积空气中能容纳的水汽量是有限度的,超过了这个限度时,水汽就会发生凝结。如果空气中的水汽含量未达到这个限度,这时的空气称为未饱和空气;如果达到了这个限度,这时的空气就称为饱和空气。

饱和空气中的水汽压,称为饱和水汽压,常用 E 表示。它随温度的升高而增大,在高温时增大的程度要比低温时大得多(见图 1.5)。此外,饱和水汽压还受蒸发面的性质、曲度等的影响。如,同温度下冰面与过冷水(0°C 以下不结冰的水)面相比,过冷水面的饱和水汽比冰面大;凸面的饱和水汽压要比凹面的大。当气温为 0°C 时,冰面饱和水汽压与水面饱和水汽压相等,均为 6.11 hPa 。

3. 相对湿度(f)

空气中的实际水汽压(e)与同温度下饱和水汽压(E)的百分比,称为相对湿度,即

$$f = e/E \times 100\%$$

f 的大小直接反映空气距离饱和的程度。 f 越小,空气距离饱和程度越远; $f=100\%$ 时,表示空气饱和。

相对湿度不仅随空气中的水汽含量而变,同时也随着气温而变化。

4. 露点(t_d)

当空气中的水汽含量不变且气压一定时,降低气温,使空气刚好达到饱和时的温度,称为露点温度,简称露点。其单位与气温相同。显然,露点时的饱和水汽压 E 就是空气中的实际水汽压 e 。在天气分析中,常用 $t-t_d$ (称温度露点差) 来表示空气距离饱和的程度, $t-t_d \geq 0$, 空气未饱和时, $t-t_d > 0$; 空气饱和时, $t-t_d = 0$ 。

二、水汽压(e)与绝对湿度(a)之间的关系

若 e 的单位用 mmHg , a 的单位用 $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$, 则两者之间有如下关系:

$$a = 289 \frac{e}{T} \quad (1.13)$$

当气温为 16°C ($T=289 \text{ K}$) 时, $a=e$ 。因为近地面气温的变化通常在 $-40^{\circ}\text{C} \sim +40^{\circ}\text{C}$ 之间,即 $289/T \approx 1$, 所以, $a \approx e$ 。这表明,当 e 的单位用 mmHg 时, a 与 e 在数值上相等。

应当注意, a 与 e 是两个意义不同的物理量,引用 $a=e$, 仅是为了实用方便而已(因为 a 不易直接测量)。

若 e 的单位用 hPa , 则式(1.13)变为

$$a = 289 \times \frac{3}{4} \times \frac{e}{T} = 217 \frac{e}{T} \quad (1.14)$$

三、湿度的日变化和年变化

这里,我们主要讨论地面层空气湿度的日变化和年变化规律。

1. 水汽压的日变化和年变化

在近地面层空气中,水汽压的日变化比较明显。在海洋、沿海地区和大陆上对流不强的季节,水汽压的日变化与温度一致。一天中有一个高值和一个低值。高值出现在午后气温最高的时候,低值出现在日出前,日变化振幅随温度日变化振幅的增大而增大。在大陆上对流较强的季节,一天中水汽压有两个高值、两个低值。

水汽压的年变化与气温年变化相似。一年中有一个高值,一个低值。北半球,高值出现在

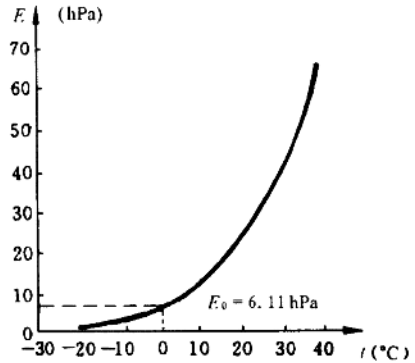


图 1.5 纯水面的饱和水汽压与温度的关系

7~8 月份, 低值出现在 1~2 月份。南半球, 高值出现在 1~2 月份, 低值出现在 7~8 月份。

2. 相对湿度的日变化和年变化

相对湿度在一天中也有一个高值和一个低值, 但其变化与温度变化呈反位相, 高值出现在日出前, 低值出现午后。

相对湿度的年变化可分为两种类型: 一种是在季风区, 其年变化与温度年变化一致, 高值出现在夏季, 低值出现在冬季。另一种是在内陆, 干燥且水汽压变化不大的地区, 相对湿度的年变化与温度年变化呈反位相, 高值出现在冬季, 低值出现在夏季。

§ 1.5 风

大气相对于地球总是处于不断运动的状态。其主要运动方式包括有规则的环流运动和无规则的湍流运动。前者又可分为水平运动和垂直运动两个分量。

空气相对于地球表面的水平运动, 称为风(wind)。它是天气预报的重要项目之一, 又是天气预报的重要依据之一。风也是一种对航海有重大影响的气象要素, 对船舶航行具有很大影响的海浪和海流就是主要由风直接引起的。

一、风向和风速的表示方法

风是矢量, 既有大小又有方向。风向是指风的来向, 常用 16 个方位或方位度数($0^{\circ}\sim 360^{\circ}$)表示, 如图 1.6。前者多用于陆上, 后者多用于海上和高空。

风速是单位时间内空气所流经的水平距离。常用的风速单位有: 米/秒(m/s)、公里/小时(km/h)和海里/小时(n mile/h)即节(kn)。它们之间有如下关系:

$$1 \text{ km/h} = 0.28 \text{ m/s} \quad (1.15)$$

$$1 \text{ kn} = 0.51 \text{ m/s} \quad (1.16)$$

在日常生活和实际工作中, 人们习惯于用风力表示风的大小。风力等级是根据风对地面或海面的影响程度来确定的。目前国际上采用的风力等级是英国海军大将蒲福于 1805 年拟定的, 故又称“蒲福风级”(Beaufort Wind Scale), 从 0~12 共分 13 个等级。无风为 0 级, 最强的风称为飓风, 风力 12 级(风速 32.7~36.9 m/s)。因此, 人们常用“飓风”、“12 级风”来形容风力之强劲。随着气象仪器的发展, 已测知自然界的大风实际上大大超过 12 级, 如有的龙卷风风速可达 100 m/s 以上。为便于研究较大的风速, 1946 年后, 把蒲福风级扩展到最大 17 级, 如表 1.1 所示。

风级 B 与风速 V (m/s) 的关系为

$$V = 0.836B^{3/2}$$

风吹过障碍物时, 在与风向垂直的单位面积上所受到的压力称为风压。风压与风速之间的关系可以用下式近似地表示

$$P_v = 0.0625V^2 \quad (1.17)$$

式中: P_v 表示风压, 单位用 kg/m^2 ; V 表示风速, 单位 m/s。例如, 当风速为 30 m/s(11 级)时, 面积 $6 \text{ m} \times 3 \text{ m}$ 的船舷上就将受到 1 t 多的压力。

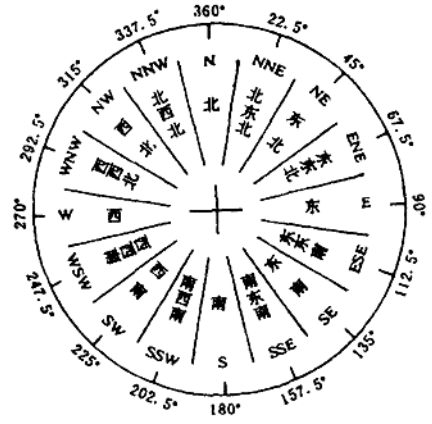


图 1.6 风向表示法