

驾驶专业

新版

全国海船船员适任考试培训教材

航海气象与海洋学

 中国海事服务中心组织编审



人民交通出版社
China Communications Press



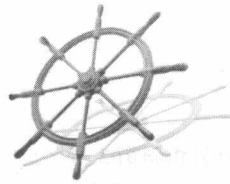
大连海事大学出版社

新版

全国海船船员适任考试培训教材

航海气象与海洋学

中国海事服务中心组织编审



人民交通出版社

大连海事大学出版社

图书在版编目 (CIP) 数据

航海气象与海洋学/中国海事服务中心组织编写. —北京: 人民交通出版社; 大连: 大连海事大学出版社, 2008.3

全国海船船员适任考试培训教材
ISBN 978-7-114-06791-4

I .航... II .中... III .海洋气象学 IV .P732

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2007) 第 135539 号

书 名: 航海气象与海洋学

著 者: 张永宁 黄 磊 等

责任编辑: 钱悦良

出版发行: 人民交通出版社

地 址: (100011)北京市朝阳区安定门外外馆斜街 3 号

网 址: <http://www.chinasybook.com> (中国水运图书网)

销售电话: (010)64981400, 64960094

总 经 销: 北京中交盛世书刊有限公司

经 销: 人民交通出版社交实书店

印 刷: 北京鑫正大印刷有限公司

开 本: 787×1092 1/16

印 张: 15.5

字 数: 394 千

版 次: 2008 年 3 月 第 1 版

印 次: 2008 年 3 月 第 1 次印刷

书 号: ISBN 978-7-114-06791-4

印 数: 0001 - 5000 册

定 价: 41.00 元

(如有印刷、装订质量问题的图书由本社负责调换)

前 言

《中华人民共和国海船船员适任考试、评估和发证规则》(简称 04 规则)已于 2004 年 8 月 1 日生效,新的《中华人民共和国海船船员适任考试大纲》也自 2006 年 2 月 1 日实施。为了更好地帮助、指导船员进行适任考前培训和进一步提高船员适任水平,在交通部海事局领导下,中国海事服务中心组织全国有丰富教学、培训经验和航海实际经验的专家共同编写了与《中华人民共和国海船船员适任考试大纲》相适应的培训教材。本教材的编写将改变长期以来船员适任培训使用本、专科教材的现状,消除由于教材版本众多所造成知识内容上存在的混淆和分歧,对今后的船员适任培训具有重要的指导意义。

本套教材知识点紧扣考试大纲,具有权威、准确、系统、实用的特点,重点突出船员适任考前培训和航海实践需掌握的知识,旨在培养船员在实践中应用知识的能力,并可作为工具书为船员上船工作使用。本套教材在着重于航海实践的同时,紧密结合现代船舶的特点,考虑到将来有关船舶技术的发展,教材内容涉及到最新的航海技术,与时俱进,进一步拓展船员的知识层次。

本套教材由航海学、船舶值班与避碰、航海气象与海洋学、船舶操纵、海上货物运输、船舶结构与设备、船舶管理(驾驶)、船长业务、航海英语、轮机英语、轮机长业务、轮机工程基础、主推进动力装置、船舶辅机、船舶电气、轮机自动化、轮机维护与修理、船舶管理(轮机)组成。

本套教材在编写、出版工作中得到中华人民共和国海事局、各航海院校、海员培训机构、航运企业、人民交通出版社、大连海事大学出版社等单位的关心和大力支持,特致谢意。

中国海事服务中心

2008 年 2 月

编者的话

本教材是根据中华人民共和国海事局制定的《中华人民共和国海船船员适任考试大纲》编写的。内容符合中华人民共和国海事局和STCW 78/95公约对各类海洋船舶驾驶人员在航海气象与海洋学方面的基本要求,适于无限航区、近洋航区和沿海航区的海船管理级(船长、大副)、操作级(二副、三副)适任证书考试培训使用。本书还可作为船舶驾驶专业本科、专科、函授自学以及航政管理、国际海事或其他相关专业的参考书,也可供海船驾驶与管理、海洋渔业捕捞、海上油气开发、沿海工程以及海洋天气预报、海洋环境保护、海上安全监督、海事仲裁等部门的有关人员在业务中参考。

本教材编写的指导思想是教材能够覆盖海船船员适任考试大纲的全部内容,加强对学员的基础理论知识和实际应用能力的培养,帮助学员顺利地通过适任证书的考试。在编写过程中力求概念清楚、理论正确、重点突出、条理清晰、文字通顺、理论结合实际。全书共分六章。第一章包括气温、气压、湿度、风、云、雾和天气现象等气象要素的特征、时空分布及其变化规律,大气运动的基本特征及其规律和船舶水文气象观测;第二章介绍了海流、海浪、海冰等特征及其变化规律;第三章介绍了气团、锋、温带气旋、冷高压、副热带高压、热带气旋等天气系统的天气特征和演变规律;第四章介绍了天气图的基本知识;第五章介绍了船舶气象信息的获取途径、分析及其应用;第六章介绍了船舶气象导航的概念、安全性、经济效益、法律作用,气象导航制作方法及其使用程序。此外,本书针对每一章,列出了部分练习题,供学员练习使用。

本书由张永宁、黄磊主编。其中第一、第二章由黄磊编写;第三、第七章由张永宁编写;第四章由冷梅编写;第五章由王辉编写;第六章由李志华编写;刘大刚参加了第三章第五节的编写工作。教材中的部分插图由白春江绘制。全书最后由张永宁修改定稿。

在本书编写过程中,一些兄弟院校、海洋气象部门和港航部门的专家学者们对本书的编写工作十分关心,与编者进行过多次有益的讨论,并提供许多最新信息和宝贵的参考资料,在此表示诚挚的感谢和敬意。

对于本书中的错误、不当或不足之处,热诚欢迎读者批评指正。

编者
2008年2月

目 录

第一章 气象基础知识	1
第一节 大气概况	1
第二节 气温	4
第三节 气压	10
第四节 大气湿度	14
第五节 空气的水平运动——风	17
第六节 大气环流	26
第七节 空气的垂直运动和大气稳定度	39
第八节 云和降水	44
第九节 雾和能见度	50
第十节 船舶海洋水文气象要素观测	57
第二章 海洋学基础知识及其应用	71
第一节 海流	71
第二节 海浪	81
第三节 海冰	86
第三章 天气系统及其天气特征	90
第一节 气团和锋	90
第二节 锋面气旋	99
第三节 冷高压	108
第四节 副热带高压	112
第五节 热带气旋	116
第六节 热带辐合带、东风波、热带云团	134
第七节 中小尺度天气系统	136
第四章 天气图基础知识	142
第一节 天气图的一般知识	142
第二节 地面天气图	144
第三节 高空天气图	149
第五章 船舶气象信息的获取和应用	152
第一节 船舶获取气象信息的途径	152
第二节 船舶分析和应用气象信息	156
第六章 船舶气象导航	177
第一节 概述	177
第二节 气象航线和气候航线	177
第三节 气象导航的安全性与经济效益	179



第四节	影响船舶运动的海洋环境因素	181
第五节	气象导航优选航线方法简介	183
第六节	船舶气象导航服务程序	185
第七节	船舶使用气象导航程序及注意事项	187
第七章	世界海洋气候	190
第一节	太平洋气候特征	190
第二节	大西洋气候特征	193
第三节	印度洋气候特征	195
第四节	中国近海气候特征	198
附录	常用航海气候资料	202
	航海气象与海洋学模拟考题集	204
	参考文献	242



第一章 气象基础知识

天气,变化多样,十分复杂。船舶在大洋中航行,必须避开狂风恶浪海域,选择有利的气象海况条件,以保障船舶安全经济航行,提高营运效益。要达到此目的,驾驶员首先应掌握气象基础知识。

环绕地球表面的整个空气称为大气层,简称大气(Atmosphere)。表示大气状态的物理量(如气温、气压、湿度等)和物理现象(如风、云、雾、雨、雪、霜等)统称为气象要素(Meteorological elements)。

每一个气象要素都体现着天气的一个侧面,例如:气温可以体现大气的冷暖,湿度可以体现大气的潮湿程度。在一特定区域,在较短时间内,各种气象要素综合在一起能够反映出一种特定的状况,称为天气。各种气象要素的多年平均特征(其中包括极值),能够反映出一种特定的状况,称为气候。

气象要素可以通过仪器测定和目测估计。测定了气象要素值后,可以依据它们判定当时的天气状况。连续地测定气象要素值就能反映出一段时间内的天气变化。天气变化过程是一个持续性的变化过程,在做天气预报时,可以通过分析过去的天气资料来推算判定未来的天气。天气预报是应用多种资料进行综合分析或数理统计做出的,在航海上,天气图是进行天气分析和预报的一种最基本的工具。

因此,要正确地解释发生在大气中的各种物理现象和物理过程,掌握它们的变化规律,必须先研究气象要素。本章涉及的气象学基础知识包括:(1)大气的特性和状态;(2)气象要素的特征、时空分布及其变化规律;(3)大气运动的基本特征及其规律;(4)船舶水文气象观测等。

第一节 大气概况

一、大气成分

1. 干洁空气

干洁空气(Dry Air),又称干纯空气,是组成大气的主要成分,它是多种气体的混合物。观测证明,在离地面 100km 以内的大气中,各主要气体的组成比例几乎不变,其中氮气占 78.09%,氧气占 20.95%,氩气占 0.93%,三者合占大气总体积的 99.97%。二氧化碳占 0.03%,其他气体(氢、氦、氩、氪、氙、氡、臭氧等)含量甚微,约占 0.01%。

干洁空气中的气体在地球的常温和常压下总保持气体状态。在地面附近,干洁空气的密度为 $1.293 \times 10^3 \text{ g/m}^3$,平均分子量为 28.966。大气是可压缩气体,大气密度随高度增加而迅速减少。

在大气成分中,氮气和氧气成分对大气温度的变化影响不大,而含量稀少的二氧化碳、臭氧和水汽是影响大气温度分布及其天气变化的主要成分。

二氧化碳对太阳的短波辐射吸收很少,能强烈地吸收和放射长波辐射,使地面和大气保持





一定的温度,这种现象称为大气的温室效应。

大气中臭氧的分布是随高度、纬度等的不同而变化的,在近地面层臭氧含量很少,从10km高度开始逐渐增加,在20~30 km高度处达最大值,再往上则逐渐减少,到55km高度上含量极少。因此,通常把臭氧集中的20~40 km气层称为臭氧层(Ozonosphere)。臭氧能强烈吸收太阳紫外线,使臭氧层增暖,影响大气温度的垂直分布,从而对地球大气环流和气候的形成起着重要的作用。同时,臭氧层是一个“保护层”,减少到达地表的对生物有杀伤力的太阳紫外线,使得人类和动物、植物免受紫外线的伤害。观测表明,近年来大气平流层中的臭氧有减少的现象,尤以南极最为明显,出现“臭氧空洞”。据研究,臭氧减少或臭氧层的破坏与人为排放氟氯烃等气体成分有关。

2. 水汽

水汽(Vapour)是实际大气的主要成分之一,它是一种无色、无味、透明的气体。水汽来源于潮湿的陆地、江河湖海等表面的蒸发。通常把含水汽的空气叫做湿空气(Wet air),在同一气压和温度下,湿空气密度只有干空气的62.2%。大气中水汽含量的多少,随时间、地点和气象条件的不同而有较大的差异。在热带洋面上,空气中的水汽含量可高达空气体积的4%,而在极地和沙漠地区却可少至空气体积的0.01%以下。

在湿空气里水汽含量的大小有个限度,刚好达到这个限度的空气称为饱和湿空气,未达到这个限度的空气称为未饱和湿空气,超过这个限度的空气称为过饱和湿空气。湿空气容纳水汽的最大限度随温度的升高而迅速增大。

水汽与其他干洁空气有着本质的区别,它是自然界中唯一一种在常温和常压下能够发生相变而引起各种天气变化的气体。如果没有水汽,自然界中就不会出现云、雨、雪、雾等天气现象。热带气旋之所以能够强烈发展,其能量主要来自于水汽凝结释放的潜热。

水汽与二氧化碳一样,能强烈地吸收和放射长波辐射,对地面和大气的温度有较大的影响。水汽与二氧化碳和臭氧都是影响天气及气候变化的重要成分。

大气中的水汽随高度的增加而迅速减少,99%集中在距地面十几公里的大气层内。云、雨、雪、雾等天气现象几乎都发生在这一范围内。

水汽密度比干空气小,水汽的存在使实际大气的密度变得小些。同一气压条件下,暖湿的空气最轻,干冷的空气最重。

3. 微尘

悬浮于大气中的固体、液体粒子,称为微尘,也可称为杂质。它的来源,海洋上主要是浪花飞溅在空中蒸发留下的微小盐粒;陆地上主要是灰尘和烟粒等。

微尘主要集中在大气的下层,随时间、地点和气象条件的变化很大。它对天气的作用以及对航海的影响都很大。大气中的微尘,是水汽凝结的核心,对于成云致雾和降水等天气现象的形成起着重要作用。大气中的微尘还有削弱太阳辐射、阻挡地面辐射,从而保持地面温度的作用。大气中的微尘达到一定程度时,可使能见度变坏,直接影响了船舶的安全航行。

局部甚至全球范围内大气成分发生有害于人类和各种生物的变化过程称为大气污染。大气污染物种类很多,其中影响范围广、危害较大的,除粉尘外,还有二氧化硫、一氧化碳、一氧化氮、硫化氢、碳氢化合物和氨等。

二、大气垂直结构

大气在垂直方向上的分布很不均匀,不同气层中的性质差异很大。世界气象组织(WMO)



建议,根据大气的运动状态和温度的垂直变化特点,将大气在垂直方向自下而上依次分为以下5层,如图1-1所示。

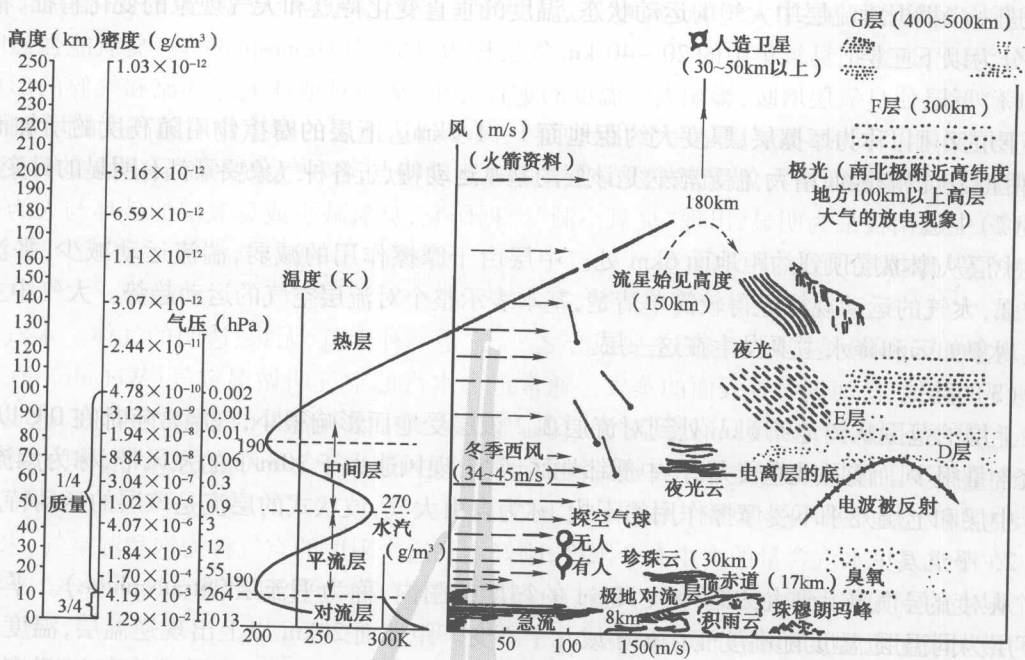


图1-1 大气的垂直结构

1. 对流层

对流层(Troposphere)是紧挨着地面的一层,厚度随纬度和季节而变化。在赤道大约17~18km;中纬大约10~12km;高纬大约6~8km。夏季比冬季厚些。

1) 对流层的特征

对流层的厚度不到整个大气厚度的1%,但是这一层集中了大气质量的3/4,包含了大气中几乎所有的水汽,云、雾、雨、雪等天气现象都发生在这一层。除此之外,对流层有三个重要的特征:

(1) 气温随高度的升高而降低

在对流层中,空气的热量来源主要是长波辐射而非太阳的短波辐射。因而,愈接近地面大气获得的热能就越多,气温也就越高;越远离地面,气温越低。气温随高度增加而降低,其量值因所在地区、高度和季节等因素而异。平均而言,高度每增加100m,气温则下降约0.65℃,这称为气温直减率,也叫气温垂直梯度,通常以 γ 表示:

$$\gamma = -\frac{dT}{dz} = 0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m} \quad (1-1)$$

(2) 具有强烈的对流和湍流运动

由于对流层中气温垂直分布的特征和地面热力性质的非均匀性,有利于形成大规模的强烈的对流运动以及无规则的湍流运动。空气垂直混合的同时,上下层的热量和水汽得以交换。上升气流中的水汽,由于温度降低而凝结或凝华,形成云、雾、雨、雪等天气现象。

(3) 气象要素水平分布不均匀

由于对流层受地表面的影响最大,而地表面有海陆差异、地形起伏等,因此在对流层中,温度、湿度等的水平分布是不均匀的。一般说来,低纬比中高纬温暖、潮湿,海上比内陆地区要潮



湿一些。

2) 对流层的分层

进一步根据对流层中大气的运动状态、温度的垂直变化特点和天气现象的变化特征,将对流层分为以下三层:

(1) 下层

下层又可以称为摩擦层,厚度大约距地面 1 ~ 1.5km。下层的摩擦作用随高度的增加而减小,风随高度的增加而增大,湍流输送是该层的基本运动特点,各种气象要素都有明显的日变化。

(2) 中层

中层从摩擦层顶到约距地面 6km 处。中层由于摩擦作用的减弱,湍流运动减少,平流运动增强,大气的运动规律显得较简单清楚,基本表示整个对流层空气的运动趋势。大气中主要天气现象如云和降水主要发生在这一层。

(3) 上层

上层的范围从离地面 6km 处到对流层顶。该层受地面影响很小,气温常年都在 0℃ 以下,水汽含量很少。该层风速较大,在中低纬地区,常出现风速大于 30m/s 的强风带,称为急流。

中层和上层几乎不受摩擦作用的干扰,称为自由大气,波状式的层流是该层的运动特点。

2. 平流层

从对流层顶向上到大约距地面 55km 的高度范围内,称为平流层(Stratosphere)。平流层的下层为同温层,温度随高度变化很小或几乎不变。距地面 20km 以上出现逆温层,温度随高度的升高而增大,这是由于臭氧层的存在而造成的。平流层中气流以水平运动为主,没有强烈的对流运动。

3. 中间层

距地面大约 55 ~ 85km 的高度范围内,称为中间层(Mesosphere)。中间层温度随高度的上升而迅速下降,再次出现明显的空气对流和湍流现象,故又称高空对流层。大约 60km 高度上存在一个只有在白天出现的电离层,称为 D 层。

4. 热层

距地面大约 85 ~ 800km 的高度范围内,称为热层(Thermosphere),又称暖层。热层温度随高度的增加而迅速升高,空气处于高度电离状态。各高度被电离的程度不同,其中以距地面大约 100 ~ 120km 的 E 层和 200 ~ 400km 的 F 层最为显著。它们都能反射短波无线电波,对实现远距离无线电通信具有重要的意义。罗兰 C 等无线电导航仪就是靠电离层的反射作用来实现定位目的的。

5. 散逸层

距地面大约 800km 以上的大气层,称为散逸层(Exosphere),又称外层。散逸层温度随高度的增高而迅速增高,空气相当稀薄,一些高速运动的大气质点可以挣脱地球的引力束缚,克服周围其他大气质点的阻碍,逃逸到宇宙空间中去,散逸层由此而得名。

第二节 气 温

气温是大气重要的状态参数之一,也是日常天气预报的主要指标。由于温度与气压及风之间存在着相互制约的内在联系,温度的变化必然引起气压和风的变化,进而引起天气的变化。此外,气温的分布和变化还与大气稳定度以及云、雾、降水等天气现象密切相关。因此,掌





握气温的变化规律,不论对天气形势预报还是气象要素预报都是十分重要的。

一、气温的定义和温标

气温(Air temperature)是用来表示空气冷热程度的物理量。空气的冷热程度,实质上是反映空气分子运动的平均动能。当空气获得热量时,其分子运动的平均速度增大,平均动能增加,气温也就升高。反之当空气失去热量时,其分子运动平均速度减小,平均动能随之减少,气温也就降低。

大气中的温度一般以百叶箱中干球温度为代表,温度的数值表示法称为温标。目前我国采用摄氏($^{\circ}\text{C}$)温标和绝对温标。摄氏温标以气压为1 013.25 hPa时,纯水的冰点为 0°C ,沸点为 100°C 。在理论研究上常用绝对温标,以 K 表示,其零度值等于摄氏 -273.15°C ,称为“绝对零度”。两种温标之间的换算关系如下:

$$K = C + 273 \quad (1-2)$$

一些欧美国家使用华氏温标($^{\circ}\text{F}$)。华氏温标将纯水的冰点定为 32°F ,沸点定为 212°F 。华氏温标和摄氏温标之间的关系:

$$C = \frac{5}{9}(F - 32) \quad (1-3)$$

$$F = \frac{9}{5}C + 32 \quad (1-4)$$

二、太阳、地面和大气辐射

自然界中一切温度高于绝对零度的物体,都在时刻不停地以电磁波的形式向四周放射能量,同时也接收着周围射来的电磁波,这种传递能量的方式称为辐射。电磁波作为一种电场和磁场相互作用的交变波动,一般用频率、波长、波数和波速来描述。不同波长和频率的电磁波具有不同的物理性质,因此根据波长和频率来划分电磁波,并给以不同名称,称之为电磁波谱。电磁波的波段从波长短的一侧开始,依次叫做伽马射线、艾克斯射线、紫外线、可见光、红外线、无线电波(图1-2)。研究表明:物体的温度愈高,放射能力愈强,辐射出的波长愈短;温度愈低,放射能力愈弱,辐射出的波长愈长。任何物体一方面因放射辐射消耗内能而使本身的温度降低,另一方面又因吸收其他物体放射的辐射能并转变为内能而使本身的温度增高。

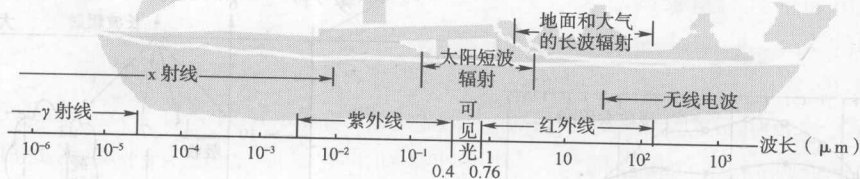


图1-2 各种辐射的波长范围

1. 太阳、地面和大气辐射

太阳是一个巨大的火球,表面温度约 $6\ 000\text{K}$,直径约139.14万公里,为地球直径的104倍,它离地球的平均距离为 $1.459 \times 10^8\text{km}$ 。太阳辐射是地球表面和大气唯一的能量来源。太阳辐射通常以太阳常数、太阳光谱和太阳辐射到达地面后的吸收光谱来描述。所谓太阳常数是指在不考虑大气,在平均日地距离处,垂直于太阳入射表面的单位面积上接收的太阳辐照度。太阳辐射的主要能量集中在波长 $0.15 \sim 4\mu\text{m}$ 范围内,气象上称为短波辐射(图1-2)。

地面和大气的温度约为 300K,比太阳表面温度低得多,辐射能量弱,主要是红外辐射。根据近年来的观测资料发现,地球大气辐射能量的 95%集中在 $4 \sim 120\mu\text{m}$ 的范围内,最大辐射所在的波长约为 $10\mu\text{m}$,气象上称为长波辐射(图 1-2)。

然而太阳辐射能很少直接被大气吸收,大部分穿过大气射向地面,被地面吸收之后再通过地面辐射的方式传给大气。地面和大气在获得辐射能的同时,本身又不断地放射出辐射而冷却。不同性质的物体对不同波长的辐射具有不同的吸收、反射和透射特性。例如,雪对短波辐射的反射率很大,但对长波辐射则几乎全部吸收;干空气对红外线几乎是透明的,而水汽却能强烈地吸收红外线。气象中几乎所有的重要天气现象都与辐射的传递过程有关。

2. 地气系统的辐射差额

地面和大气因辐射进行热量的交换,其能量的收支状况,是由短波和长波辐射收支作用的总和来决定的。我们把物体收入辐射能与支出辐射能的差值称为净辐射或辐射差额。即:辐射差额 = 收入辐射 - 支出辐射。

在没有其他方式进行热交换时,辐射差额决定物体的升温或降温。辐射差额不为零,表明物体收支的辐射能不平衡,会有升温或降温产生。辐射差额为零时,物体的温度保持不变。

图 1-3 描绘了南北半球各纬度辐射收支情况。由图可以看出,无论南、北半球,地—气系统的辐射差额在纬度 35° 处是一转折点。在 35° 以下的低纬赤道地区辐射差额是正值, 35° 以上的高纬极地地区是负值。多年的观测事实表明,高纬及低纬地区的平均温度变化是很微小的,基本保持恒定。这说明必定有另外一些过程进行高低纬地区之间的热量交换,这种热量的交换正是由大气的经向输送和海水的冷暖流交换来完成的。

3. 地气系统的热量收支

如图 1-4 所示,对全球平均情况而言,如果把从大气上界进入大气层的太阳辐射作为 100 个单位,其中地气系统反射和散射占 30%,大气本身和漂浮在大气中的云层与粉尘等直接吸收占 19%,直接被地球表面吸收 51%。地球表面吸收这些辐射后,除一部分传入深层或存留在近地表的土壤和水层中外,地面放出长波辐射占 21%,热传导占 7%,水汽相变等过程释放能量占 23%。由此可见,大气受热的主要直接能源是地球表面,它主要靠吸收地面放射的几乎全部波长的长波辐射来维持其一定温度。

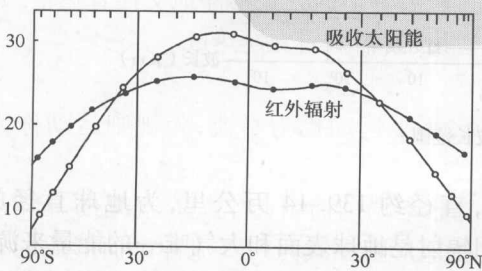


图 1-3 地气系统各纬度辐射收支

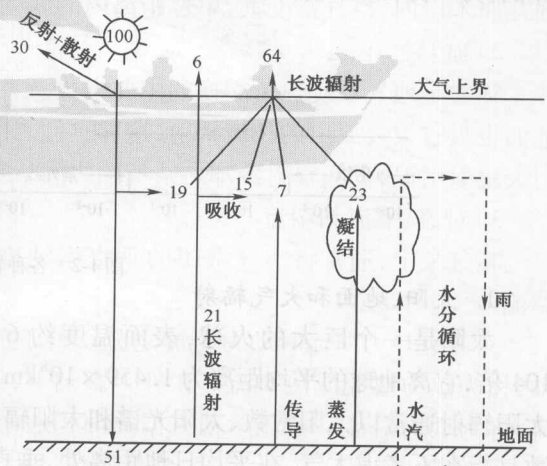


图 1-4 地—气系统的热量收支



三、空气增热和冷却方式

空气的增热和冷却可分为两种方式:一种与外界没有热量交换,称为绝热变化;另一种与外界有热量交换,称为非绝热变化。研究表明,空气增热和冷却的主要过程是非绝热的。

1. 气温的绝热变化

在气温的绝热变化过程中,空气块与外界没有热量交换,由于外界压强的变化,空气块被压缩或膨胀,此时机械能与热能发生转换,空气块出现增热或冷却。

1) 干绝热变化

气温绝热变化过程中,如果不发生水相变化,称为干绝热变化。在干绝热变化过程中,气温的垂直递减率,称为干绝热直减率,通常用 γ_d 表示。 γ_d 值约为 $1^\circ\text{C}/100\text{m}$,也就是,在干绝热变化过程中,空气块每上升 100m ,温度约下降 1°C ;相反,空气块每下降 100m ,温度约升高 1°C 。

干空气块与未饱和湿空气块在升降过程中没有水相变化,空气块内的气温绝热变化属于干绝热变化。

2) 湿绝热变化

在气温绝热变化过程中,如果发生水相变化,称为湿绝热变化。在湿绝热变化过程中,气温的垂直递减率,称为湿绝热直减率,通常用 γ_m 表示。可以证明,对于湿绝热过程而言,恒有 $\gamma_m < \gamma_d$,这是因为在湿绝热上升过程中,水汽凝结放出潜热使冷却作用变得缓慢;反之,在湿绝热下降过程中,水滴蒸发吸收的蒸发热使增温作用减弱。 γ_m 不是常数,而是随气压和温度改变的,通常取 γ_m 为 $0.5^\circ\text{C}/100\text{m}$ 或 $0.6^\circ\text{C}/100\text{m}$ 。

2. 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。大气热量的初始来源是太阳辐射,下垫面是对流层大气的直接热量来源。对流层大气与下垫面之间的热量交换途径有以下几种:

1) 热传导

空气与地面之间,空气团与空气团之间,当有温度差异时,就会以分子热传导方式交换热量。但是地面和大气都是不良的热导体,所以通过这种方式交换的热量很少。只有在贴近地面几厘米以内,空气密度大,单位距离内的温度差异也较大,热传导交换较为明显。

2) 辐射

辐射是地气系统热量交换的主要方式。大气主要依靠吸收地面的长波辐射而增热,同时,地面也吸收大气放出的长波辐射,这样它们之间就通过长波辐射的方式不停地交换着热量,如白天辐射增温,夜间辐射冷却。空气团之间,也可以通过长波辐射而交换热量。

3) 对流、平流和湍流

在气象上,通常将空气微团的垂直运动称为对流,水平运动称为平流,无规则运动称为湍流。

对流有热力对流和动力对流之分。由于下垫面受热不均匀而引起空气有规则的升降运动,称为热力对流或热对流。在外力影响下,如气流受地形阻挡或另一气流冲击而形成的对流,称为动力对流。对流运动占据的面积通常只有单个云块的尺度,但进行得相当剧烈和迅速。它伴随着热量的向上输送,将低层热量传输到对流层中上层,直到对流层顶。

平流运动的范围要大得多,持续时间也长得多,从整个地球来看,平流是大气中最重要的



热量传递方式。“南风送暖,北风送寒”,对局地温度变化的影响甚大。随着空气的水平运动,各种气象属性或物理量都要作水平输送,所以平流的含义是指某物理量的水平输送,如温度平流、湿度平流等。

湍流运动一般只发生在1km以下的摩擦层中,因为湍流的产生比对流更经常和普遍,所以它是下垫面与空气之间热量交换的重要方式之一。当下垫面受热不均匀的范围和程度较小时,可以形成一些小规模的、不太强的、无规则的空气运动,称为热力湍流。当空气流经粗糙的下垫面时,也能造成空气的无规则运动,称为动力湍流。地面受热愈不均匀,地面愈是高低不平,湍流发展愈激烈。湍流能使空气在各个方向上得到充分的混合,也使热量、水分和尘埃等伴随着得以交换,使之趋于均匀。

4) 水相变化

在大气常温状态下,水有液态、气态和固态之间的变化,当水在蒸发(或冰在升华)时要吸收热量;相反,水汽在凝结(或凝华)时,又会放出潜热。例如,从地面蒸发的水汽,在空中发生凝结时,就把地面的热量传给了空气。因此,通过蒸发(升华)和凝结(凝华),促使地面和大气之间、空气团与空气团之间发生潜热交换。由于大气中的水汽主要集中在5 km以下的气层中,所以这种热量交换主要发生在对流层中下层。

四、气温随时间的变化

气温随时间具有一定周期性的变化,称为气温的周期性变化。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。气温随时间无固定周期的变化,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:一天内有一个最低值和一个最高值。最低值出现在日出前1h。陆地上最高值冬季出现在13~14时,夏季出现在14~15时。海洋上气温日变化很小,最高值滞后陆地1~2h。

一天中最高气温与最低气温之差,称为气温日较差。其大小与以下5个因素有关:

- 1) 纬度:随纬度的增高而减小。
- 2) 季节:中纬度的气温日较差有明显的季节变化,夏季大,冬季小。这与太阳照射的高度和昼夜长短有关。
- 3) 下垫面性质:海洋比内陆小,且自沿海向内陆逐渐增大,沙漠最大。
- 4) 海拔高度:高度越高,气温日较差越小。盆地气温日较差大于高原。
- 5) 天气状况:晴天比阴天大。

2. 气温的年变化

气温年变化的特点是:一年内月平均气温有一个最低值和一个最高值。在北半球,最高值陆上出现在7月份,海上出现在8月份;最低值陆上出现在1月份,海上出现在2月份。在南半球,最高值陆上出现在1月份,海上出现在2月份;最低值陆上出现在7月份,海上出现在8月份。

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。其大小与以下三个因素有关:

- 1) 纬度:随纬度增高而变大,赤道附近最小,两极地方最大。
- 2) 下垫面性质:海洋上气温年较差小,陆地上则较大。从沿海向内陆气温年较差逐渐



增大。

3) 海拔高度: 高度越高, 气温年较差越小。

需要注意的是, 在赤道地区, 气温年较差很小, 但一年中却出现两个高值, 分别出现在春分和秋分; 出现两个低值, 分别出现在冬至和夏至。这是赤道地区一年内接受太阳辐射能量的年变化造成的。

3. 气温的非周期性变化

气温的实际变化情况要比上述的周期性变化复杂, 它的变化时刻受到大气运动的影响, 这种变化是非周期性的。例如, 每当寒潮来临时, 气温便下降, 过后气温又回升。

气温的日变化规律不被破坏, 一般预示着好天气。如果气温日变化规律出现异常, 则说明天气系统发生移动或演变, 天气将发生变化。

五、气温随高度的变化

在对流层中, 气温一般随高度增高而降低, 平均气温直减率为 $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。这是因为在对流层中, 空气获得的热量主要是吸收地面的长波辐射, 因此, 离地面愈近的空气获得的长波辐射热能愈多, 气温就愈高, 离地面愈远的空气获得的长波辐射热能愈少, 气温就愈低; 其次, 近地面的空气密度大、水汽和杂质多, 吸收地面辐射的效能大, 气温高; 高空空气密度小、水汽和杂质少, 吸收地面辐射的效能小, 气温低。实际上, 在对流层内各高度的气温垂直变化是因时因地而不同的。

六、海平面平均气温的分布

海平面平均气温由于受到纬度、海陆分布、地形起伏和海流等因素的影响, 表现为如下几个主要特点:

1) 在赤道地区气温高, 向两极逐渐降低, 等温线大致与纬度平行, 但并不完全平行, 分布不规则。

等温线大致与纬度平行, 原因在于太阳辐射增暖地面对气温的影响主要由纬度决定。

等温线不完全与纬度平行, 原因在于受到海陆分布、地形起伏和海流等因素的影响, 例如:

(1) 北半球由于受到海陆分布的影响, 与纬度不平行现象比较显著。

海陆热力性质差异对气温分布有一定的影响。海面和陆面是两种热属性很不相同的下垫面, 如果吸收同样的热量, 海面温度与陆面温度的变化有很大不同, 海面变化缓和, 陆面变化剧烈, 这是因为: ①海水的容积热容量 (1cm^3 海水升温 1°C 所需的热量) 较大; ②水具有流动性; ③太阳辐射穿透陆地只限于表面一个薄层, 在海洋却可达几十米。

(2) 北半球冬季大洋西部从低纬向东北方向伸出一个暖舌直达大洋东部中高纬海域。这是因为在北半球大洋西部存在强大暖流(黑潮、湾流)所致。

2) 夏半球的等温线较稀疏, 冬半球的则较密集。这与冬、夏季高、低纬之间地面所接受的太阳辐射差的不同有关。

3) 在南半球, 只有一个冷极, 不论冬夏最低气温都出现在南极地区。地球上最冷的地方是南极, 1967 年在南极极点附近测得 -94.5°C 的低温。在北半球夏季只有一个冷极, 最低气温出现在极地地区; 冬季有 2 个冷极: 一个在西伯利亚, 1 月平均气温在 -48°C 以下, 另一个在格陵兰, 1 月平均气温在 -40°C 以下。在西伯利亚的奥依米亚康地区曾测得最低温度为 -73°C 。

4) 近赤道地区有一最高气温带, 1 月和 7 月的平均气温均高于 25°C , 这个高温带称为热赤



道。热赤道有南北位移,均移向夏半球,其平均位置约在 10°N 附近。热赤道上的高温区均位于大陆上。极端最高气温出现在 $15^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 范围内的沙漠地区。在索马里的黎波里境内,曾测得 63°C 的高温记录。

5) 赤道与极地的温差,无论南北半球,冬季约为夏季的两倍。年较差由赤道向极地增大,在赤道附近只有 1°C 左右,极地达 $35\sim 40^{\circ}\text{C}$ 。在纬度相同的情况下,北半球的年较差比南半球大。这是由于北半球陆地面积较大的缘故(北半球陆地面积占半球面积的 39% ,而南半球只占 19%),也是由于这个缘故,北半球的平均气温高于南半球,前者为 15.2°C ,后者为 13.3°C ,全球平均气温为 14.3°C 。

第三节 气 压

气压与天气有着密切的联系。当气压降低时,天气往往变坏,而当气压升高时,天气往往转好。因此,气压是作天气和海况预报的重要依据。

一、气压的定义与单位

单位面积上大气柱的重量称为大气压强,简称气压(Pressure)。航海上,气压的常用单位有百帕(hPa)、毫巴(mb)、毫米汞柱高(mmHg),它们之间的关系式为:

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

当气温为 0°C ,在纬度 45° 的海平面上,760mm汞柱高时的大气压称为标准大气压,相当于1 013.25 hPa。

二、气压随高度的变化

气压随高度的变化而变化,它变化的根本原因是空气密度和空气柱高度的改变引起的。如果空气密度增大,单位面积上空气柱质量增大,气压就随着升高;如果空气柱高度增加,空气柱总重量增加,气压也会升高。在垂直气柱中,气压每改变一个单位所对应的高度变化值称为单位气压高度差。在同一气压下,气温越高,密度越小,单位气压高度差越大。在同一气温下,气压值愈大的地方,空气密度愈大,单位气压高度差愈小。

对任何地点,气压总是随着高度的增加而迅速递减,在地面最大,在大气上界等于零。航海上,近似认为高度每增加8m,气压下降1hPa。

三、水平气压梯度

水平气压梯度是一个表示气压水平分布不均匀程度的矢量,用符号 $-\frac{\Delta p}{\Delta n}\vec{n}$ 表示。其中 Δp 为两相邻等压线之间的气压差, Δn 为两等压线之间的垂直距离,负号表示沿水平气压梯度方向气压是减小的, \vec{n} 表示水平面上等压线法线方向的单位矢量,其大小为1,仅表示方向。水平气压梯度的单位是hPa/km,在实际工作中常用百帕/赤道度来表示。1赤道度=60n mile。水平气压梯度方向是垂直于等压线由高压指向低压,大小等于垂直等压线方向上单位距离内的气压差。如图1-5所示, p_1 、 p_2 为等压线,而且 $p_2 > p_1$, Δn 为

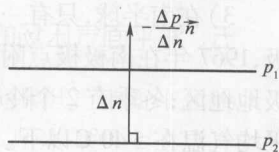


图1-5 水平气压梯度

