

高等学校教材

气象学

(陆地水文专业用)

河海大学 吴和康 合编
成都科技大学 张志明

水利电力出版社

高等学校教材

气象学

(陆地水文专业用)

河海大学 吴和赓
成都科技大学 张志明 合编

水利电力出版社

高等学校教材

气象学

(陆地水文专业用)

河海大学 吴和康 合编
成都科技大学 张志明

*

水利电力出版社出版

(北京三里河路8号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

水利电力出版社印刷厂印刷

*

787×1092毫米 16开本 12.5印张 284千字 1插页

1986年11月第一版 1986年11月北京第一次印刷

印数00001—3400册, 定价2.25元

书号 15143·6167

前 言

这本教材是根据高等学校水利水电类专业教材编审委员会水文学教材编审小组1983年在南京举行的教学大纲讨论会上拟订,并经水电部教育司审订的编写大纲编写的。

全书在绪论以下,共分六章,另附地面气象观测实习。根据水文教材编审小组的意见,第二、六章由成都科技大学张志明编写;其余由河海大学(即原华东水利学院)吴和赓(主编)编写。请吴伯雄(南京大学)审查。

这本教材系陆地水文专业基础专业课教材。在编写过程中力求引用现代最新气象、水文学科的研究成果和观测资料。第一章,叙述大气结构和其性质;第二章,讨论从太空进入地球大气系统内的能量(辐射能、感热和潜热)转换,提出若干计算辐射量的方法,大气、水体和地面上的温度分布;第三章,以热力学第一定律为依据,讨论大气层结稳定度,埃梅图在气象学中的若干应用;第四章,讨论大气中空气运动的规律及运动方程简化后的各种风;第五章,说明自然界内水相变化、水汽输送及降水物形成过程,为了引起读者对我国多暴雨的重视,列举若干地方24h降水量超过500mm的实例;第六章,阐述水面蒸发、陆面水蒸散等的物理过程,及在理论上和经验上建立的蒸发量计算方法。

本教材除了作为陆地水文专业的教材外,还可供大专院校水文、气象、地理、农林、环保等专业的师生和工作者参考。

在编写过程中,得到河海大学气象教研组熊学农、张学军等提出的许多有益的意见。谨此致谢。

本教材错误、遗漏之处在所难免,热情欢迎读者批评指正。

编 者

一九八六年元月

目 录

前 言

绪 论	1
-----------	---

第一章 大气概述	3
----------------	---

第一节 大气的组成	3
-----------------	---

第二节 大气的结构	5
-----------------	---

第三节 大气的状态方程	7
-------------------	---

第四节 大气静力学	10
-----------------	----

第五节 气象要素	15
----------------	----

第二章 辐射收支与热量平衡	29
---------------------	----

第一节 太阳概况	29
----------------	----

第二节 有关辐射的基本知识	31
---------------------	----

第三节 地球大气顶上太阳辐射随季节和纬度的分布	35
-------------------------------	----

第四节 大气中太阳辐射的减弱	38
----------------------	----

第五节 到达地面的太阳辐射	42
---------------------	----

第六节 地面有效辐射	45
------------------	----

第七节 地面与大气上界的辐射差额	47
------------------------	----

第八节 地面热量平衡与地气系统热量收支	48
---------------------------	----

第九节 计算辐射各分量的经验公式	51
------------------------	----

第十节 土温、水温和气温的变化	54
-----------------------	----

第三章 大气热力学概要	60
-------------------	----

第一节 热力学第一定律	60
-------------------	----

第二节 干空气的绝热过程	61
--------------------	----

第三节 湿绝热过程	63
-----------------	----

第四节 假绝热过程	67
-----------------	----

第五节 热力图简介和其部分应用	69
-----------------------	----

第六节 大气层结的稳定度	70
--------------------	----

第七节 物理量的变化	75
------------------	----

第四章 大气运动	79
----------------	----

第一节 绝对运动和相对运动	79
---------------------	----

第二节 作用于空气块上的外力	82
----------------------	----

第三节 非牛顿参考系和“视示力”	87
------------------------	----

第四节 大气运动方程及其简化	90
----------------------	----

第五节 P 坐标系、自然坐标系中的运动方程	94
-------------------------------	----

第六节 自由大气中的风	100
-------------------	-----

第七节	地转偏差	108
第八节	摩擦层中的风	110
第九节	连续方程	113
第十节	地面风的季节变化和日变化	116
第五章	大气中的水分	119
第一节	水循环	119
第二节	饱和水汽压	123
第三节	水分方程	132
第四节	大气可降水量及水汽输送量	135
第五节	大气中水汽的凝结	138
第六节	云中微滴的增长	144
第七节	降水	150
第六章	蒸发	158
第一节	蒸发过程的物理实质	158
第二节	水面蒸发量的观测	160
第三节	用经验公式确定蒸发量	161
第四节	应用湍流扩散法确定蒸发量	161
第五节	热量平衡法确定蒸发量	163
第六节	由气象因素确定陆面蒸发量	168
附录 A	气象观测实习提要	172
附录 B	常用常数	194

绪 论

包围地球的整个深厚的空气层，称为大气。它是由氮、氧、氩等多种气体混合组成。此外，在大气低层内还含有固体和液体杂质。由于空气的密度随着高度增加而减小，愈向上空空气愈稀薄，并逐渐向星际空间过渡；根据人造地球卫星获得的资料分析，认为大气的上界达到60,000km。

大气中经常发生的各种物理现象和化学现象，例如冷暖干湿、风云雨雪、霜雾霾霭及尘烟、化学污染等的演变，均相互联系、相互依赖和相互制约着。而且这些现象和其演变过程几乎都决定于太阳辐射、下垫面的性质、地球的自转和公转运动及大气本身的物理特性；另外，在一定程度上还受到人类活动的影响。

人类活动主要局限于低层大气内，而且主要的各种大气现象也出现在低层大气内。因此，大气中的各种现象与人类的日常生活、生产和科学实验息息相关。认识大气中的各种现象及其过程的本质，始终成为人类的迫切要求。气象学正是研究大气中各种现象的一门自然科学，是地球物理学科的组成部分之一。气象学的任务在于了解大气、揭示大气物理过程演变的规律，从而达到预报天气和人工控制天气的目的。

气象学是一门很古老的科学，而在当前它又是一门发展得很快的科学。就前者来说，我国一些古籍（如农书）中就有许多有关气象知识的记载；就后者来说，由于人类生产的社会化，观测仪器的发明创新，观测方法的改善和先进理论与技术的不断引入气象领域，气象学的发展突飞猛进。先进技术包括用雷达、火箭、气象卫星观测大气，对大气的认识更为全面和深刻；应用电子计算机，可能在短期内分析综合大量观测资料，计算有关的各种物理量，根据气象卫星云图计算降水量、气温、风，作出定量天气预报等等。此外，由于所有上述因素，气象学领域内出现若干分支和边缘科学，例如水文气象学便是其中之一。

气象学的内容颇为丰富和广泛。由于各种气象问题的处理方法具有一定的差别，气象学可分为若干具有相对独立的分支学科。其中与水文科学的关系较为密切的有：

1.普通气象学 普通气象学是一门有关大气科学基础理论的课程，着重介绍有关大气的性质、热学特性、大气运动及水的相变的基本知识和基本理论，以及具有代表性的处理方法。本教材以普通气象学的内容为主。

2.天气学 “天气”是指某一瞬间或一定时段内的大气状态。而大气状态可用各种表征大气的物理特性和物理现象的量（例如气压、气温、风云、降水等）的综合结果来表示。天气学是一门研究大气物理过程的发展规律及其在天气预报上的应用的科学。根据天气预报时效的不同，天气预报分为短时天气预报（时效为0~12h）、短期天气预报（时效为48~72h）和长期天气预报（时效为10~15d或15d以上）。根据天气预报方法，天气预报又可分为天气图预报及数值天气预报。

3. 气候学 “气候”指某一地区多年期间所特有的天气情况，而且一般指平均天气情况，是由实际天气情况归纳而得。气候学的主要内容为研究气候的形成因素、气象(气候)要素的分布规律、气候区域的划分、气候振动和气候变化的规律。

天气学和气候学在国防和国民经济建设各方面的应用甚为广泛。

4. 应用气象学 应用气象学为气象理论应用于人类活动的科学。面对某些业务部门的特殊需要，出现一些独立的学科，例如水文气象学、农业气象学、海洋气象学、工程气象学、航空气象学等等。

5. 水文气象学 它是气象学与水文学相结合的边缘科学，研究水循环在大气中和陆地上的那一部分水的变化规律，并强调这两方面的相互关系。水文气象学对水文业务中提出的各种需求和问题，利用气象学的理论、方法和资料作出适当的解答。

此外，还有动力气象学、物理气象学、物理气候学等。

气象学与水文学的关系颇为密切，这不只因为它们都是地球物理学中的一个分支，而且还因为在水文测验、水文预报、水文分析计算业务中，若不应用天气学、气候学等的理论，则无法在成因上阐明水文要素随时间和空间的变化规律。近年来，我国在水利规划中要求用气象理论和知识，估算大坝设计洪水，并在有关规范中作了明文规定。水文中的长期预报在资料、方法上与天气学上的中长期预报颇为相似或相同，它们之间的关系之密切，不言而喻。

气象学是陆地水文专业的基础课。陆地水文专业的学生学习气象学不仅为今后学习有关水文和气象的后续课奠定基础，也为学生将来从事水文业务工作、特别是研究工作取得必需的气象知识，加强分析问题和解决问题的能力。

思考题与习题

1. 天气与气候的意义是什么？
2. 气象学、气候学、天气学三者之间有何联系、有何异同？
3. 气象学与水文学之间有何联系，有何关系？

第一章 大 气 概 述

本章讨论大气的基本性质、空气的状态方程、流体静力学方程及其应用和各种气象要素。这些内容是气象学的基本内容，在以后各章及其他气象课程中经常用得到。

第一节 大 气 的 组 成

一、低层大气的成分

大气是由多种气体混合而成，并掺有一些悬浮在其内的固体和液体微粒。若清除了固体和液体微粒及水汽，留下的大气称干洁大气。实验证明，这种干洁大气主要由氮、氧、氩组成，此外还有少量二氧化碳、臭氧、氦、氟、氖、氙、氢等。表1-1列举25km高度以下，干洁大气的成分和它们的分子量等。

表 1-1 干 洁 空 气 的 成 分

气 体 种 类 和 分 子 式	含 量 (%)		分 子 量, μ	临界温度($^{\circ}\text{C}$)和临界 压力($9.8 \times 10^4 \text{Pa}$)		沸点温度($^{\circ}\text{C}$) (当气压为 101.3kPa)
	按 容 积	按 质 量				
氮 N_2	78.110 ± 0.004	75.52	28.016	-147.2	33.5	-195.0
氧 O_2	20.953 ± 0.004	23.75	32.000	-118.9	49.7	-183.1
氩 Ar	0.934 ± 0.001	1.28	39.944	-122.0	48.0	-185.6
二氧化碳 CO_2	$0.00-0.1(\text{平均} 0.032)$	0.05	44.010	31.0	73.0	-78.2
臭氧 O_3	$0-0.1(30\text{km})$	—	48.010	-5.0	92.3	-111.1
干洁空气	100	100	28.966	-140.7	37.2	-193.0

由表1-1可见，干洁大气中，氮、氧、氩三种气体的总量（按质量计）占99.95%（按容积百分数计，占99.993%），其他气体成分的总含量就不到0.1%。干洁大气的平均分子量为28.966。多次观测和分析结果表明，在90km以下，干洁大气的成分和各成分的比例基本上不变，这是由于大气运动和分子扩散运动，使得空气充分混合的结果。因此，可将90km高度以下的干洁空气当作一种分子量为28.966的单一气体。这样，将使得有关的运算简便得多。

在干洁大气中，二氧化碳和臭氧所占比例虽极小，但它们对大气的温度分布却有较大的影响。

二氧化碳 大气中二氧化碳只占整个大气容积的万分之三，多集中在20km高度以下。它主要是有机物燃烧、腐烂和生物呼吸过程中产生的。因此，在大工业区、城市上空，大气中二氧化碳含量较多，可占到该处空气容积的万分之五以上；在农村和人烟稀少的地区，大气中二氧化碳含量较少。此外，大气中二氧化碳含量还随季节和昼夜而有较大变

化,一般冬季多,夏季少;夜间多,白天少;阴天多,晴天少。二氧化碳对太阳短波吸收很少,仅在波长 $4.3\mu\text{m}$ ^①附近有一较弱的吸收带。但二氧化碳能强烈吸收和放射长波辐射,特别是在 $12.9\sim 17.1\mu\text{m}$ 范围内,因此可使地面和大气保持一定的温度,起到“温室效应”的作用,从而影响地球-大气系统的热量平衡。

臭氧 大气中的臭氧是在太阳紫外辐射及闪电作用下,部分氧分子离解为氧原子,氧原子再和氧分子化合而成的气体。大气中臭氧含量很少,按容积计尚不及万分之一。臭氧含量随着高度变化:在近地面大气层中,臭氧含量最小,而且很不固定;从5km高度起,其含量随着高度增加而增大;在20~25km高度上,其含量达到最大;再向上,其含量又逐渐减小,到55~60km高度上,臭氧就极少。臭氧是能大量吸收太阳紫外辐射波的唯一的气体,并使得大气中40~50km高度处的温度大为增加;因此,臭氧保护了地面上的生物圈,使之免受过多的紫外辐射的伤害。

水汽 实际大气中,除上述气体成分外,还含有水汽和其固态、液态微粒。含有水汽的空气,称为湿空气。大气中,水汽约 $13,500\text{km}^3$,占地球总水量的0.001%^②,但就空间和时间上说,水汽含量的变化很大,其容积百分比为0.7;而且还随地区、时间和气象条件而异。一般说,低纬地区大气中水汽含量比高纬地区的多,在热带多雨地区,其值达总容积的4%,而在沙漠等干燥地区,其值不到0.01%;水面上大气中的水汽含量要比陆地上空的多。

由于水汽来源于广阔水域和潮湿陆地等,借空气的铅直交换作用向高层输送,因此大气中的水汽含量随着高度减少。观测资料表明,一般从地面到高空,每升高1.5~2.0km,水汽含量减少 $\frac{1}{2}$ 。到5km高度上,水汽含量减少到地面上的1/10。在8~10km以上的高空,水汽就非常少。

大气中水汽含量虽少,但它却是大气中唯一能发生相变(即气态、液态、固态三者之间可相互转变)的大气成分,在天气变化中起着很重要的作用。同时,水汽能强烈吸收和放出长波辐射能;在水汽相变过程中还能释放和吸收热量。这些水汽对热能的转换过程,也引起地面与大气之间的热量交换。

主要在下层大气中悬浮着的固态、液态微粒(又称气溶胶粒子)中,有些不溶于水,但可为水所湿润,例如微尘、烟粒等;有的易溶于水,例如盐粒;有的杂质本身就是水汽凝结物,例如微水滴、冰晶等。大气中悬浮的固态、液态微粒分布得很不均匀,而且随着高度的增加而减少得很快。但是,它们是水汽凝结(凝华)的核心。此外,它们还有减弱太阳辐射强度和保持地球温度的作用。

二、高层大气的成分

在离地面20~25km到1000km的高层大气中,大气的主要成分仍为氮和氧,其他气体都很少。但随着高度的增加氧所占的比例逐渐减少,氮所占的比例则逐渐增多。这是因为在离地面90km以上,氧分子开始离解,而且其离解的程度随着高度的增加而加强得很快,

① $1\mu\text{m} = 10^{-4}\text{cm} = 10^{-6}\text{m}$

② 地球大气中的总水量为 $1,385 \times 10^6 \text{km}^3$ (见The New Encyclopedia Britannica, Vol.9, p.104, 1980.)

到130km高度处,氧原子约占氧气体的70%。与此同时,氮也开始离解,但其离解速度随着高度的增加而增长得相当缓慢。根据卫星探测资料,在230~820km高度范围内,氮的离解程度仅增大两倍。由此可见,即使在1000km左右的高度处仍有分子氮。图1-1表示0~300km高度上氧和氮的组成比例的大致情况。

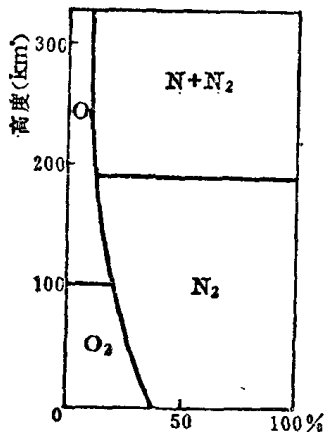


图 1-1 各高度上氧和氮的组成比例

三、大气污染

由于人类活动,使得局部甚至全球范围的大气成分发生了有害于人类和各种生物圈的变化,这种过程称大气污染。随着工业的发展,大气污染在近代气象科学中占有很重要的地位。由于工厂、机动车辆排出的废气和粉尘等不断污染着大气,它已成为许多国家的“公害”,威胁着广大人民群众的生活和健康,并且对周围环境、农作物、建筑物、动物等造成不同程度的危害。此外,有人认为大气污染为决定气候的第四个因子(太阳辐射、大气环流和下垫面特性为三大因子),其主要理由为大气中污染物不断增加,使大气辐射性质发生改变,从而引起大气热状况和运动状况的改变。据研究指出,工业城市接受到的阳光要比乡村接受的少15%到20%。近年来气温的增高与大气中悬浮粒子的增多有关。空气中二氧化碳的增多,对大气起着“温室效应”的作用。地面温度增高引起极地冰覆盖的融化,海洋水位升高,将导致一些港口被淹没。

大气污染物的成分或污染物的品种很多,但尚无准确统计。已产生危害、或已引起人们注意的污染物约有100种,其中影响范围广、对人类危害较大的有粉尘、二氧化硫、一氧化碳、一氧化氮、硫化氢、碳氢化合物和氨等,其中氮氧化合物和碳氢化合物经太阳紫外线照射可产生毒性很大的光化学烟雾。

第二节 大气的结构

一、大气的铅直结构

大气层的厚度达60,000km,大气质量的二分之一集中在5km以下的大气层底层,愈向上大气愈稀薄,逐渐过渡到星际空间。不同高度上大气的性质不同,若以温度的铅直分布的特征为根据,大气圈可分为下列五层。

1. 对流层

对流层是大气的最低层,下界为地面,上界为对流层顶,上界随着纬度和季节而异。平均说来,对流层的厚度在低纬度地区为16~18km;在中纬度高压地区,它为13km,在低压地区,它约为7km;在极地区域,它为8~10km。从季节变化来说,夏季对流层的厚度要比冬季的大。

对流层内,集中了四分之三的大气质量及十分之九的水汽质量。大气中的各种天气现象(例如,风、云、雨、雪等)大都发生在这个气层内。所以,对流层是气象学家研究的主

要对象。对流层的主要特点有下列几方面。

(1) 在这层内, 就温度说, 平均每上升100m温度约降低 0.65°C , 但这种温度随高度的变化又随地区、时间和季节而有变化。

(2) 有强烈的铅直混合作用。这种规模大的铅直运动(即对流运动)和不规则的湍

流运动, 使得大气中的水汽、尘埃和热量等充分交换。

(3) 对流层中气象要素的水平分布极不均匀。对流层中空气的属性受地面的影响很大, 其温度、湿度等的水平分布就很不均匀。不仅南方和北方的空气的冷暖、干湿不同, 而且在同一纬度上, 由于地面状况不同, 空气的性质也不一样, 水面上的空气要比陆面上的空气潮湿。

在对流层与平流层之间有一过渡层, 叫对流层顶。对流层顶的厚度约为几百米到 $1\sim 2\text{km}$ 。在对流层顶内, 温度随高度而降低的现象颇不明显, 甚至出现温度随高度而增高的现象。在对流层顶内, 温度变化于 -51° 到 -79°C 之间。对流层顶下边界的高度也就是对流层的高度, 它随

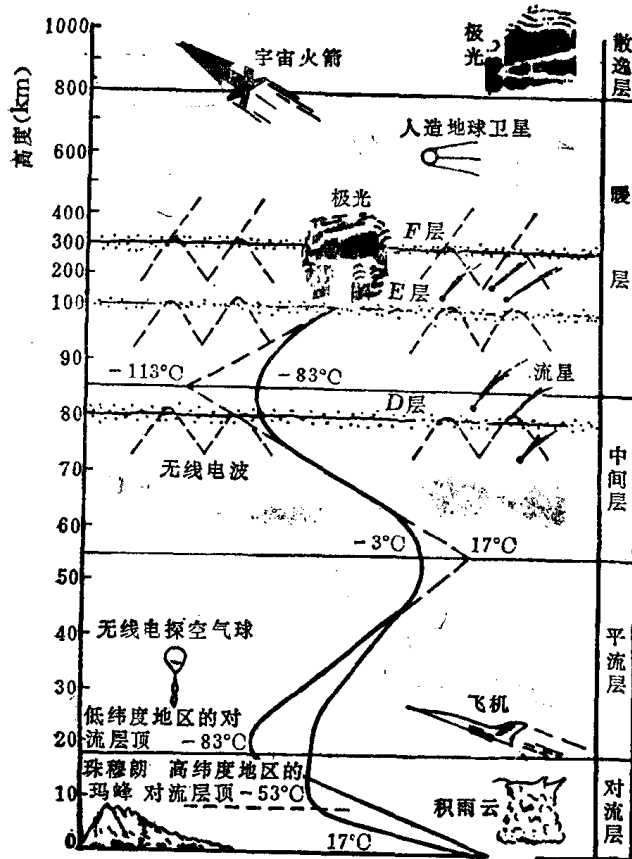


图 1-2 大气层结构示意图

季节和纬度而异。由于对流层顶是个稳定气层, 对铅直运动起着很强的阻挡作用, 使得对流层内铅直发展的云层顶部常展开呈砧状。

2. 平流层

从对流层顶到55km左右的高度的气层为平流层。它的特点有:

(1) 在平流层的底部, 温度随高度无大变化或不变, 其上半部内的温度随高度增加而明显增高。到平流层顶即平流层的上边界, 温度可达 0°C 左右; 大约在50km高度上, 最高温度达 7°C , 这是由于臭氧强烈吸收太阳紫外辐射的结果。平流层顶内的温度变化要比对流层顶内的小, 在极地上空该处的温度为 -53°C , 赤道上空其温度为 -83°C 。

(2) 平流层中, 空气运动以平流为主, 铅直混合作用明显减弱; 在平流层上半部, 几乎没有铅直气流。

(3) 在平流层中, 水汽和尘埃均很少, 云很少, 所以大气透明度较好。

3. 中间层

从平流层顶到85km左右的高度的气层, 称中间层。这个气层的最重要的特点是, 温度

随高度的升高而降低得很快，在80km高度上，其温度降低到 -73°C ；夏季，在高纬地区，其温度低于 -113°C 。由于温度随高度降低得很快，所以有相当强烈的铅直运动。

4. 暖层

从中间层顶到离地面800km左右高度的气层，叫暖层。暖层主要有两个特点。其一，温度随高度的升高而迅速增高，在480km高度上，气温约为 1232°C 以上，温度日变化可达几百度；其二，暖层的空气处于游离状态，这是由于该层空气受到强烈的太阳紫外辐射和宇宙射线的照射所致。由于这个特点，暖层又称电离层，地面发射的无线电波就在这层反射回来，故它对无线电通讯的关系极为重要。

5. 逸散层

暖层顶以上大气的边缘层，叫逸散层。在这样的高度上，地球大气消失于星际空间的气体中。这是由于这个气层的温度很高，空气极为稀薄，地球引力很小，高速运动着的空气原子克服地球引力和其周围空气的阻挡，而逸散入星际空间，例如氢原子就是如此逸入星际空间的。

此外，根据电学特性，大气圈可另行分层。在80km高度以下，大气主要是由空气的中性分子组成，其运动情况主要决定于气压梯度力和地球的重力场，在此气层内，地球（负）和电离层（正）之间的垂直电位差达到400,000V。地球上所有出现的雷暴足以产生和维持这样的电位差。

在80到480km高度的气层中，含有许多带电的质点或离子和许多中性分子，所以这层叫电离层。这层是极光出现的气层和无线电波长途传递的气层。

在480km高度以上的气层，称磁性层。这是地球磁场几乎能够完全控制离子和原子质点的气层。在3,000到30,000km高度的气层，称“辐射层”。其中含有许多高能质点。这层首先由J.A. Van Allen(美国)和S.N. Vernov(苏联)根据人造卫星所得资料分析得出，称Van Allen辐射带^①。

二、大气的水平结构

大气无时无刻不在运动着，其静止是相对的、暂时的和局部的，而且大气的运动既有水平运动，又有铅直运动，既有大尺度的运动，又有湍流运动，情形相当复杂。当大气相对于地球而静止时，一般地说，由于地面海陆分布，纬度高的地区，空气干燥寒冷，而纬度低的地区，空气暖和潮湿，而且它们的热结构和稳定性也各不相同。大范围的干冷空气，称为冷气团；反之，大范围的暖湿空气，称为暖气团。

在冷气团与暖气团之间，有一个过渡层，称为锋面。锋面与地面相交的过渡带，简称为锋。锋有一定的宽度或厚度。许多云雨等天气现象出现在锋面附近或锋面上。

第三节 大气的状态方程

本节讲授气象上最基本和最重要的方程之一，即大气的状态方程。

^① 见J.S. Weisterg, 1976; Meteorology-The Earth and Its Weather, 8~10; &The Encyclopedia Americana Vol.2, p.628

一、理想气体的状态方程

描述气体的四个物理量：质量 M 、温度 T 、体积 V 和压强 P （即习惯上所称的气压，下同）之间的关系式，称状态方程。在通常条件下，这四个量是同时发生变化的。根据科学实验，导出了联系这四个量的状态方程为：

$$pV = \frac{M}{m} RT \quad (1-1)$$

式中 m 为气体的克分子量， R 为通用气体常数，对于一切气体来说， R 都相同，是一个常量，它等于 $8.313\text{Jmol}^{-1}\text{K}^{-1}$ 。上式对于任意质量的任何气体都是正确的。严格说，上式是理想气体的状态方程。但在一般情况下，可用于实际气体，大气也不例外。上式表明，一定质量的气体的状态发生变化（此时 M 、 m 和 R 固定不变），量 pV/T 为常量。

对于单位质量($M=1\text{g}$)的气体说，状态方程(1-1)变为

$$p\alpha = \frac{R}{m} T \quad (1-2)$$

式中 $\alpha = \frac{1}{\rho} = \frac{V}{M}$ ， ρ 为密度， α 为比容，即单位质量气体所占的立方厘米数。(1-2)式可写成

$$p = \rho \frac{R}{m} T \quad (1-3)$$

(1-2)和(1-3)都是以通用气体常数来表示大气的状态方程。

二、干空气的状态方程

严格的说，空气并无一种分子量，因为它是混合气体，而且也不存在象空气分子这样一类的东西。但给干空气选定一种“分子量”仍有可能，那就是按空气中各种气体的质量百分比加权平均而得的一种“分子量”，这样就可使状态方程适用于空气。选取“分子量”的数值为 28.966gmol^{-1} 作为干空气的分子量，就相当正确的了。对于水汽来说，其分子量的数值为18，是水的分子量。

令 $R_a = \frac{R}{m_a}$ 为干空气的比气体常数，因为干空气的分子量为 28.966gmol^{-1} ，所以由(1-3)式，得到干空气的状态方程为

$$p_a = \rho_a R_a T = \rho_a \frac{R}{m_a} T \quad (1-4)$$

式中

$$\begin{aligned} R_a &= \frac{8.313\text{Jmol}^{-1}\text{K}^{-1}}{28.966\text{gmol}^{-1}} \\ &= 0.287\text{Jg}^{-1}\text{K}^{-1} \end{aligned} \quad (1-5)$$

p_a 、 ρ_a 和 T 分别为干空气的压强、密度和温度。

精确测量表明，这种状态方程只是近似正确。压强愈高而温度愈接近于 0K ，即气体愈近液化状态，愈偏离这种状态方程。完全遵循这个方程的气体，称为理想气体。实际气体遵循这个方程，而且可近似地认为大气中的气体为理想气体。气象和水文气象工作者，在叙述概念时常常用到状态方程，在作计算时也常用此方程。状态方程是气象学上最基本最

重要的方程之一。

三、水汽效应—虚温

大气中的所有气体，包括水汽，都具有各自的分压强，由道尔顿定律可知，一种混合气体的总压强等于各分压强之和。同理可推论，在混合气体中，各种气体都各自占有混合气体的总体积，好像其他气体不存在一样。气象上把空气看作“干空气”和水汽的混合气体，在处理一些问题时就较方便。

如果在混合气体中各气体的相对含量不变，(1-3)式的状态方程可适用于混合气体，否则就不可用这种状态方程，因为“分子量” m 不是一个常数。在大气中，水汽的含量有明显变化，而又是重要的气体，故须单独处理。由于水汽的分子量小于干空气的“分子量”，在温度和压强一定时，混合气体有了水汽将使得混合气体的密度减小。可把水汽状态方程写成下列形式

$$e = \rho_w \frac{R}{m_w} T \quad (1-6)$$

$$\text{或} \quad \rho_w = \frac{em_w}{RT} \quad (1-7)$$

其中 e 是气象学中常用的水汽的分压强（水汽压），下标指水汽。

干空气的状态方程，由(1-4)式

$$p_d = \rho_d \frac{R}{m_d} T \quad (1-4)$$

$$\text{或} \quad \rho_d = \frac{p_d m_d}{RT} \quad (1-8)$$

考虑水汽对空气密度的影响，不去改变混合气体的“分子量”，而是给混合气体引入一个“虚温”，而“虚温”部分地决定于空气中水汽含量的多少。就是说，水汽增加使空气密度减小，温度增加也使得空气密度减小，而把前者的效应加之于温度，使得这个增大的温度恰好对应于由水汽所引起的那个减小的密度。这个新的温度称为虚温。虚温定义为具有和湿空气同样的总压强、总密度的干空气温度。

由上述理由，把(1-7)和(1-8)式合并，湿空气的总密度为

$$\rho = \rho_d + \rho_w = \frac{p_d m_d + em_w}{RT} = \frac{(p-e)m_d + em_w}{RT} \quad (1-9)$$

式中 p 为总压强（ $p_d + e$ ）。如果取 pm_d 作为一个乘数，则得

$$\rho = pm_d \frac{\frac{e}{p} \frac{m_w}{m_d} + \left(1 - \frac{e}{p}\right)}{RT} = \frac{pm_d}{RT} \left(1 - \frac{3}{8} \frac{e}{p}\right) \approx \frac{pm_d}{RT \left(1 + \frac{5}{8} \frac{e}{p}\right)} \quad (1-10)$$

因为 $\frac{m_w}{m_d} = \frac{18}{28.966} \approx \frac{5}{8}$ ，如果设 $T_v = T / \left(1 - \frac{3}{8} \frac{e}{p}\right)$ ，则有

$$\rho = \frac{pm_d}{RT_v} \quad (1-11)$$

式中 T_v 即为虚温。以后将指出， e/p 为比湿 q 的一个函数，比湿是一克湿空气中水汽的克数，所以

$$T_v = T / \left(1 - \frac{3}{5} q \right) \approx T \left(1 + \frac{3}{5} q \right) \quad (1-12)$$

由(1-11)式可知,借助于虚温,才可能使用以总压强和干空气的“分子量”所表示的状态方程。因为 q 或 e/p 很少超过0.02,所以 T_v 与 T 之差很少超过 2°C 或 3°C 。正确的湿空气状态方程为

$$p\alpha = \frac{R}{m_d} T_v \quad (1-13)$$

或

$$p = \rho \frac{R}{m_d} T_v \quad (1-14)$$

第四节 大气静力学

由于大气中气压随高度而减小,由气压所造成的作用于一个薄块空气的向上的力,与由地球引力造成的向下的重力近似地保持平衡,大气处于铅直方向静止状态。据此,就可推导得下列重要方程。

一、流体静力学方程

由于大气的密度随着高度增加而减小,压强也随高度增加而减小,我们用导数 $\frac{\partial p}{\partial z}$ 表示气压与高度的关系,其中 z 是铅直距离(高度),向上为正。现在讨论在铅直方向大气所受各种作用力达到平衡时,气压随高度而变化的定量关系。取一个单位面积铅直气柱(图1-3),高度变化 δz ,压强从 p_1 变到 $p_2 = p_1 + \frac{\partial p}{\partial z} \delta z$;所以,在这个气柱的上、下面的压强之差为

$$p_2 - p_1 = p_1 + \frac{\partial p}{\partial z} \delta z - p_1$$

而 $p_2 - p_1 = \rho g \delta z$,即厚度为 δz 的气层的重量,但它的方向与压强梯度的方向相反。于是得到流体静力学方程:

$$-\frac{\partial p}{\partial z} \delta z = \rho g \delta z \quad (1-15)$$

或

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (1-16)$$

上式中的“-”号表示,在 z 增大的方向上压强减小。

利用状态方程(1-3)式,消去(1-16)式中的空气密度 ρ ,则可得到

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g \frac{pm}{RT} \quad (1-17)$$

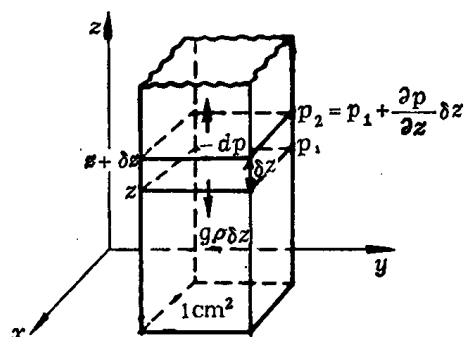


图 1-3 气层的静力平衡

这个方程表明，压强随高度的变化与温度成反比。以后将看到，压强随着高度的变化与气层的温度之间的关系，以及气层的厚度与气层的温度之间的关系。

二、单位压强高度差

单位压强高度差又称气压阶，它表示在大气静力平衡条件下压强随高度减小的快慢，或压强随高度减小一个单位所需要上升的高度。由流体静力学方程(1-16)，令单位压强高度差为 h ，则

$$h = -\frac{dz}{dp} = \frac{1}{\rho g} \quad (1-18)$$

或

$$h = \frac{R_d T}{g p}$$

将 $g=980.6\text{cm s}^{-2}$ ， $R_d=0.287\text{J g}^{-1}\text{K}^{-1}$ 代入上式，则得到

$$h = 0.292 \frac{T}{p} (100\text{mhPa}^{-1}) \quad (1-19)$$

因为 $T=T_0(1+\alpha t)$ ，代入上式，就得到常用的单位压强高度差

$$h = \frac{8000}{p} (1+\alpha t) \quad (\text{mhPa}^{-1}) \quad (1-20)$$

式中， $\alpha = \frac{1}{273}$ ， t 为温度 $^{\circ}\text{C}$ 。上式表示，单位压强高度差与压强 p 成反比，而与温度 T 成正比。实际上气层的压强 p 与温度 T 都随着高度而变化。为此，可用(1-18)式来说明单位压强高度差随高度的变化。因为大气的密度随高度而减小，所以实际大气中单位压强高度差 h 随着高度而增大。由(1-19)式可知，暖气层中压强随高度的减小要比在冷气层中的慢。因此，在相邻的冷暖气层中，若地面压强相同，则在地面以上的某一高度上，暖气层内的压强将比冷气层内的压强大。

三、由气压求高度

当温度给定，由流体静力学方程可确定压强与高度之间的关系。由方程(1-17)，从气压为 p_0 的海平面($z=0$)积分到气压为 p 的高度 z ，则得到

$$\int_{p_0}^p \frac{dp}{p} = -\frac{mg}{R} \int_0^z \frac{1}{T_v} dz = \ln \frac{p}{p_0} \quad (1-21)$$

及

$$p = p_0 e^{-\frac{mg}{R} \int_0^z \frac{1}{T_v} dz} \quad (1-22)$$

从上式可知，压强随着高度按指数减小。

把大气划分成许多100hPa厚的气层，就可利用每一个气层的平均虚温确定该气层的厚度，然后把各气层的厚度相加，就得到总高度。因此，对于 z_1 和 z_2 高度之间的具有平均虚温为 $\bar{T}_v$ 的气层，就得到

$$\int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{p} = -\frac{mg}{R \bar{T}_v} (z_2 - z_1) \quad (1-23)$$