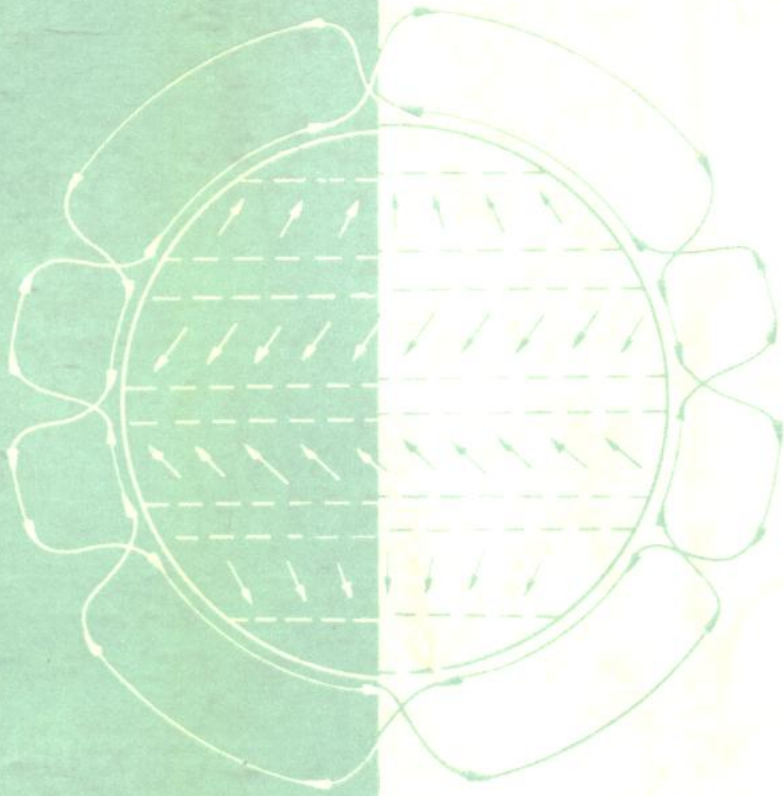


叶笃正
李崇银 编著
王必魁



动力气象学

科学出版社

P43
YDZ

动力气象学

叶笃正 李崇银 王必魁 编著

科学出版社

1988

137517

内 容 简 介

本书全面而系统地论述了动力气象学的基本内容,对地球大气的基本性质、大气运动方程组、大气波动、不稳定理论、适应理论和大气环流及其理论等都作了深入的讨论,同时在热带大气动力学、平流层动力学和大气边界层方面也作了专门论述,尤其是突出了近些年来动力气象学的新理论和新进展。本书既适于作大专院校气象专业的教材或教学参考书,也可供研究生和气象科技工作者阅读。

动力气象学

叶笃正 李崇银 王必魁 编著

责任编辑 赵徐懿 缪琴仙

科学出版社出版

北京朝阳门内大街137号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1988年7月第 一 版 开本:787×1092 1/16

1988年7月第一次印刷 印张:22

印数:0001—1,520 字数:504,000

ISBN 7-03-000335-7/P·55

定价:8.30元

前 言

动力气象学是大气科学的一个分支学科。它应用物理学和数学等方面的知识,研究大气运动和天气演变的重要特征以及大气热力和动力过程的基本规律。

动力气象学和天气学是不可分割的,它将天气学中所发现的现象,通过其基本方程组进行理论分析和求解,从而对有关大气运动和天气现象给予理论的、定性或定量的解释。同时,动力气象的研究结果又应用于天气分析和预报,使天气分析和预报有理论依据,并成为数值天气预报的重要理论基础。

20世纪20年代,以皮叶克里斯(Bjerknes)为首的挪威学派提出了气旋学说,开拓了动力气象学;30年代末至40年代,罗斯贝(Rossby)提出了长波理论,建立了大气波动力学。在罗斯贝长波理论的基础上,查尼(Charney, 1947)和伊迪(Eady, 1949)提出了斜压不稳定理论,郭晓岚(1949)提出了正压不稳定理论,基别尔(Кибль, 1940)和查尼(1948)提出了大气运动的尺度理论,进一步发展了动力气象学,使气象学从经验阐述学科变成数学学科。随着长波理论的发展,应用大气运动的尺度理论建立了滤波模式,从而在50年代初成功地作出了数值天气预报,不仅开始了客观与定量预报天气的新阶段,而且在此基础上开始了以大气环流为主的大气运动的数值模拟,加深了对大气运动规律的认识。60年代,以台风动力学、积云对流参数化和罗斯贝-重力混合波的动力学为代表,热带大气动力学也有很大发展。70年代以来,人们对中小尺度系统和平流层大气运动的动力学,以及大气对外界强迫的响应等给予了极大重视,并取得了新的成果。特别值得提出的是,人们普遍重视了海洋和大气间的相互作用,并开创与发展了地球流体动力学。由于无论是大气还是海洋的运动都受到地球旋转、重力和加热的支配,因此把这两种流体的运动结合在一起研究,无疑将更有利于认识自然规律。

本书反映了动力气象学的发展,其内容不仅包括了动力气象学的系统基础知识,而且以较大的篇幅讨论了动力气象学的近代理论和最新进展。

同一般流体不同,地球大气运动有其自身的特点。因此大气运动方程组的建立、转换和针对不同情况的简化,以及大气中的平衡运动都是动力气象学的最基本内容。大气运动的能量根本上来自太阳辐射,但太阳辐射能并不直接推动大气运动,大气中存在着比较复杂的能量转换和热力学过程。因此,大气热力学也是动力气象学的重要内容。本书比较系统地讨论了上述问题,气象工作者掌握这些知识是很必要的。

本书还用较长篇幅系统地讨论了大气波动和大气运动的不稳定理论,读者不仅可以学习现代动力气象学的基础知识,例如各种大气波动的性质、产生和演变规律,各种尺度运动的不稳定条件等,而且还可以了解有关的主要新进展,例如凝结加热对斜压不稳定的影响以及非线性斜压不稳定等。我国学者对大气运动的适应过程作过比较深入的研究,为动力气象学的发展作出了自己的贡献。读者根据本书简要的与系统的讨论,可以了解大气运动适应问题的各个主要方面。

热带大气动力学是近二十年来比较活跃的领域。本书对热带大气动力学的基本内

容,如热带大气运动的尺度特征、热带大气中的罗斯贝-重力混合波、开尔文(Kelvin)波、积云对流参数化和第二类条件不稳定(CISK)理论等,都有较系统的讨论。平流层和中层大气动力学是一个正处于发展的领域,但读者也可以从本书中了解行星波垂直传播、爆发性增温和准两年周期振荡等基本动力学问题的讨论。

七十年代以来,大气环流,特别是大气环流的数值模拟有了长足的发展。本书不仅讨论了大气环流的一些基本问题,即大气环流的主要特征和基本控制因子、大气中的角动量、热量和水汽平衡、大气能量循环等,还介绍了近几年才发现的大气环流演变的遥相关现象及其机理。同时,作者用一章的篇幅讨论了大气环流的理论模拟(主要是数值模拟),读者既可以从中看到成功的数值模拟结果,认识数值模拟这种现代化手段在研究大气环流及其演变中的重要性,也将了解土壤湿度、土壤温度、雪盖和大气中二氧化碳含量等对大气环流和气候的可能影响。

本书是在中国科学技术大学60年代的“天气动力学”讲义(叶笃正等编写)的基础上,大量引入近20年来的新发展,并通过数年在“中国科学技术大学”的教学实践,逐步改写而成的。其中第一—五章和七—九章由王必魁执笔,其余各章由李崇银执笔,最后由李崇银整理全稿,叶笃正统一审定。

中国科学技术大学陈月娟同志和南京大学伍荣生教授对原稿提出了宝贵意见,又承中国科学院大气物理研究所王婉文同志绘制了全书附图,谨向他们表示深切谢意!

虽几经校正,但限于作者水平,书中一定还存在缺点和错误之处,恳切欢迎读者批评指正。

作者

1985年7月于北京

目 录

前言	i
第一章 引论	1
§ 1.1 地球大气的成分	1
§ 1.2 地球大气的垂直分层	2
§ 1.3 地球的运动及其对大气运动的影响	4
§ 1.4 引力和重力	6
§ 1.5 量纲分析法	8
第二章 大气热力学	9
§ 2.1 气体状态方程	9
§ 2.2 气体膨胀所作的功	10
§ 2.3 比热	10
§ 2.4 热力学第一定律和位温	11
§ 2.5 热力学第二定律和熵	12
§ 2.6 理想气体的熵	15
§ 2.7 热力学图解	16
§ 2.8 湿空气的热力学性质	19
§ 2.9 湿空气热力学过程	20
§ 2.10 温度和湿度参量概述	23
第三章 大气的垂直稳定度	25
§ 3.1 静力平衡	25
§ 3.2 干绝热和湿绝热温度直减率	28
§ 3.3 垂直稳定度判据——气块法	29
§ 3.4 不稳定能量和条件不稳定图解	33
§ 3.5 垂直稳定度判据——薄层法	34
§ 3.6 对流不稳定	36
§ 3.7 动力夹卷过程	39
第四章 大气运动的基本方程	42
§ 4.1 作用于地球大气的基本作用力	42
§ 4.2 旋转坐标系中的虚拟力	44
§ 4.3 运动方程的矢量形式	47
§ 4.4 球坐标系中运动方程的分量形式	51
§ 4.5 标准坐标系中运动方程的分量形式	53
§ 4.6 β 平面近似	55
§ 4.7 连续方程	56

§ 4.8	大气运动的基本方程组	58
§ 4.9	边界条件和初始条件	59
§ 4.10	气象上的常用坐标系	60
§ 4.11	自然坐标系中的水平运动方程	66
第五章	自由大气中的平衡运动	68
§ 5.1	地转风	68
§ 5.2	热成风——地转风随高度的变化	71
§ 5.3	流线和轨迹	74
§ 5.4	梯度风	76
§ 5.5	旋衡风	79
§ 5.6	惯性风和惯性圆	80
第六章	大气运动的尺度分析	82
§ 6.1	大气运动的分类及其特征量	82
§ 6.2	大气运动的无量纲方程	83
§ 6.3	大气运动的动力学参数	86
§ 6.4	运动方程组的平衡简化	87
§ 6.5	运动方程组的非平衡近似	89
§ 6.6	小参数展开法	91
第七章	环流、涡度与涡度方程	93
§ 7.1	涡度	93
§ 7.2	环流	95
§ 7.3	正压和斜压	97
§ 7.4	力管	98
§ 7.5	环流理论	99
§ 7.6	角动量方程	103
§ 7.7	涡度方程	106
§ 7.8	涡度方程的简化	108
§ 7.9	浅水模型中的涡度方程	110
§ 7.10	位势涡度及位势涡度方程	111
第八章	准地转位势倾向方程和ω方程	115
§ 8.1	水平风速场的特征	115
§ 8.2	散度方程和平衡方程	116
§ 8.3	准地转位势倾向 $\left(\frac{\partial\Phi}{\partial t}\right)$ 方程	117
§ 8.4	ω 方程	119
§ 8.5	准无辐散模式	121
§ 8.6	垂直速度的近似计算	122
第九章	大气中的能量关系	124
§ 9.1	大气中主要的能量形式	124

§ 9.2	能量的变化和守恒	125
§ 9.3	平均能量和扰动能量	129
§ 9.4	有效位能	132
§ 9.5	大气中的非绝热加热	135
第十章	大气边界层	138
§ 10.1	气象要素的平均值和雷诺应力	138
§ 10.2	湍流交换系数和湍流通量	140
§ 10.3	混合长理论	142
§ 10.4	大气边界层及其风随高度的分布	143
§ 10.5	埃克曼边界层理论	146
§ 10.6	埃克曼抽吸和旋转衰减	148
§ 10.7	有摩擦的准地转动力学	150
第十一章	大气中的波动	154
§ 11.1	波动的基本概念	154
§ 11.2	小扰动方法及方程组的线性化	156
§ 11.3	大气中的声波	158
§ 11.4	重力波	160
§ 11.5	惯性内波与惯性振荡	164
§ 11.6	重力惯性外波	166
§ 11.7	重力惯性内波	167
§ 11.8	可压缩大气中的波动	171
§ 11.9	罗斯贝波	174
§ 11.10	各种波动产生的条件及滤波	175
第十二章	长波和超长波动力学	179
§ 12.1	长波的形成机理及其移速	179
§ 12.2	地形罗斯贝波	181
§ 12.3	群速度	182
§ 12.4	上游效应	185
§ 12.5	超长波及其尺度理论	188
§ 12.6	层结大气中的超长波	190
§ 12.7	超长波活动与中期天气演变	192
第十三章	不稳定理论	193
§ 13.1	不稳定的概念	193
§ 13.2	扰动发展的能源	194
§ 13.3	惯性不稳定	195
§ 13.4	正压不稳定	197
§ 13.5	急流内不稳定	200
§ 13.6	斜压不稳定	203
§ 13.7	两层模式中的斜压不稳定	206

§ 13.8	扰动结构与斜压不稳定发展机制	208
§ 13.9	环境状况对斜压不稳定的影响	210
§ 13.10	非线性斜压不稳定	213
§ 13.11	重力惯性波的不稳定	214
§ 13.12	开尔文-亥姆霍尔兹不稳定	218
第十四章	大气运动的地转适应过程	221
§ 14.1	问题的提出	221
§ 14.2	天气变化过程的阶段性——适应过程和发展过程	222
§ 14.3	正压大气的地转适应过程	225
§ 14.4	能量频散——地转适应的机制	229
§ 14.5	地转适应的尺度理论	232
§ 14.6	斜压大气中的地转适应过程	234
§ 14.7	准地转过程和准无辐散过程	239
§ 14.8	旋转适应过程	240
第十五章	热带大气动力学	244
§ 15.1	热带大气运动的尺度分析	244
§ 15.2	罗斯贝-重力混合波	248
§ 15.3	开尔文波	251
§ 15.4	积云对流	252
§ 15.5	凝结加热及湿对流调整	256
§ 15.6	对流参数化方案	259
§ 15.7	第二类条件不稳定 (CISK) 和台风发展理论	264
§ 15.8	切变基本气流中的 CISK	268
§ 15.9	热带辐合带 (ITCZ) 形成的动力学机理	271
第十六章	平流层和高层大气动力学	277
§ 16.1	平流层和高层大气运动的基本特征	277
§ 16.2	大气臭氧层	278
§ 16.3	平流层和高层大气运动的能量	283
§ 16.4	平流层和高层大气运动方程组及其简化	285
§ 16.5	行星波的垂直传播	288
§ 16.6	平流层中的斜压不稳定	290
§ 16.7	准两年周期振荡理论	292
§ 16.8	平流层爆发性增温	296
§ 16.9	平流层与对流层环流的相互影响	300
第十七章	大气环流	304
§ 17.1	大气环流模型发展的回顾	304
§ 17.2	北半球大气环流的主要观测事实	305
§ 17.3	大气环流演变的遥相关	309
§ 17.4	控制大气环流状态的基本因子	311

§ 17.5	角动量平衡和输送	313
§ 17.6	对流层中的热量和水分平衡	315
§ 17.7	能量循环	318
§ 17.8	大气环流的内在统一	320
第十八章	大气环流理论模拟	322
§ 18.1	大气环流数值模式	322
§ 18.2	大气环流的数值模拟结果	326
§ 18.3	土壤湿度和温度的影响	329
§ 18.4	雪盖和地面反照率的影响	330
§ 18.5	大气中二氧化碳含量增加的影响	332
§ 18.6	海洋的影响	334
§ 18.7	大气环流的实验模拟	336
参考文献	338

第一章 引 论

动力气象学研究与天气、气候有关的大气运动以及与之伴随的物理状态的演变规律，它广泛应用力学、流体力学和热力学等学科的基本知识。由于主要是研究 50km 以下的大气宏观运动，其运动速度远小于光速，因而大气中的力学问题属于“经典力学”范畴。

显然，大气可视为连续分布于空间的流体介质，描述大气运动的物理量，如气压、温度、密度和速度等可看成是空间和时间的连续函数。因此，动力气象学与流体力学的关系更为密切。众所周知，力学是研究机械运动的科学，而流体力学中的机械运动往往和其它形式的运动有关。大气作为可压缩流体，它的运动与热运动有着十分密切的相互联系和影响。实际大气运动以及与之伴随的天气现象都是大气的动力和热力过程的综合结果。

在此我们首先指出，在以后将要讨论的问题中，起支配作用的基本定律是：牛顿第二定律和动量矩定律，热力学第一定律、第二定律以及状态方程，质量守恒定律和粘性定律。在应用这些定律时，要特别注意地球大气的特点。

第一，在一般力学或流体力学中，运动都是在惯性(没有加速度)坐标系中进行。而大气的运动是在旋转的地球上进行，在 § 1.3 中我们将看到，地球可近似地看成是以定角速度 Ω 绕地轴自转的非惯性坐标系。因此，静止于地球上的观测者要描述大气运动时，必须考虑因坐标系(地球)的旋转而产生的“虚拟力”，即惯性力。

第二，地球大气的密度在空间分布上是不均匀的，尤其依赖于高度，即大气具有密度层结的特征。这种层结分布通过浮力对大气的垂直运动、风场和气压场之间的相互影响起着非常重要的作用。

第三，由于辐射和水汽相变，大气不断受到加热或冷却，这对大气的热力状态直接产生很大影响，从而引起动力作用。水汽相变给天气变化带来丰富多彩的内容，同时也增加了大气运动的复杂性。

由于篇幅所限，我们将不对大气辐射问题作系统讨论，读者可参考有关专题论著。

第四，由于大气不是理想气体，需要考虑粘性作用，这主要表现在近地面 1—1.5km 的一层大气中。

另外，大气运动所涉及的范围不同，运动的性质也有很大区别。

上述这些特点在以后的章节里将逐步进行讨论。本章简单介绍地球和大气的一般概况。

§ 1.1 地球大气的成分

在近地面 25km 以内，大气是由一些固有气体所组成的混合物，其中还包括其含量不断在改变着的水汽、液态和固态的水滴，以及其它杂质。水汽在大气中的含量甚微，最多只占某一空气样品容积的 4%。但即使如此微小的含量，它对大气中各种物理现象和物理过程却起着重大的作用。

表 1.1.1 在 25km 高度以下干洁空气的成分表

成分	所占容积的百分数	所占质量的百分数	分子量	比气体常数(J/g·K)
氮	78.09	75.51	28.02	0.2967
氧	20.95	23.14	32.00	0.2598
氩	0.93	1.3	39.94	0.2081
二氧化碳	~0.03	~0.05	44.01	0.1889
氖	180×10^{-3}	120×10^{-5}	20.18	-
氦	52×10^{-3}	8×10^{-5}	4.00	-
氪	11×10^{-3}	29×10^{-5}	83.7	-
氙	5.0×10^{-3}	0.35×10^{-5}	2.02	-
氙	0.8×10^{-3}	3.6×10^{-5}	131.3	-
臭氧	$\sim 0.1 \times 10^{-3}$	$\sim 0.17 \times 10^{-5}$	48.00	-

在低层大气中,干洁空气的成分可由表 1.1.1 给出。

氮和氧约占空气成分的 99%,但这两种气体对于低层大气过程不起作用;而水汽在大气热力学过程中起主要作用(因为水汽能发生相变),此外,水汽在大气辐射过程中也很重要。二氧化碳不管在低空还是在高空都存在,其混合比基本上保持常数;臭氧主要集中在 20—30km 的高空,通常称为臭氧层。由于二氧化碳和臭氧对太阳短波辐射有较强的吸收,又有较强的红外放射,因此这两种气体对大气的辐射过程也有重要影响。所以一般把水汽、二氧化碳和臭氧视为对大气过程影响最大的气体,尽管它们在大气中的含量都极微。

一直到 50km 的高度,除了上述三种气体外,空气的成分几乎不变。在 80km 高度以上,氧在太阳的紫外辐射作用下分解成氧原子,在更高的高度上氮也分解成原子状态,但在 80km 高度以上空气量已极微,现在还看不出这种分解现象对天气过程的作用,而对无线电波的传播却有很大影响。

大气中还含有非气体杂质,其种类甚多,对大气过程影响的重要程度各不相同,大气中主要非气体杂质包括有:尘埃、烟粒、由海水蒸发而成的盐粒以及水滴和冰粒等。这类杂质对于辐射在大气中的传播有影响,且也能影响大气的能见度。这些固体或液体杂质的浓度变化范围甚大,最小只是每立方米空气中几个粒子,最大可达每立方米空气中含有几百万个粒子。大气中的盐粒能起凝结核的作用,从而对云和降水过程有影响。尘埃和烟粒,尤其是火山爆发喷射到大气中的火山灰,通过影响大气辐射等过程,对天气气候变化带来一定影响。

§ 1.2 地球大气的垂直分层

按照在垂直方向上大气温度、成分、电离状态及其它物理性质的特点,可以把大气分为若干层次。其中以温度的垂直分布特征最显著,通常就根据温度垂直分布特点,将大气分为对流层、平流层、中层以及热层四个层次;这些层次的顶分别称为对流层顶、平流层

顶、中层顶和热层顶。

“标准大气”温度的垂直分布如图 1.2.1 所示,图中曲线 a 和 b 分别表示国际和美国规定的标准大气的垂直温度廓线。各个地方实际观测到的温度分布大体上与曲线 b 相接近,但是与标准大气温度分布偏差 20K 的情况也是常见的。图 1.2.2 表示北半球从地面到约 100km 高度大气温度结构的典型剖面图,它描绘出了不同季节的温度特征。

对流层: 地球大气的最低层,其中气温随高度逐渐降低。对流层包含了地球大气中 80% 以上的大气质量,并有强烈的对流运动。由于空气的对流运动,使此层内空气得以上下交换,这对于云雨的形成起着重要作用,地面所观测到的天气现象均出现在这个层次中。平均而言,每升高 100m,对流层大气的温度下降 0.65℃,但这个数值随着地点和时间有很大变化。我们以温度“直减率”

$$\gamma = - \frac{\partial T}{\partial z}$$

表示温度随高度的分布。当 $\gamma > 0$ 时,温度随高度下降;当 $\gamma < 0$ 时,表示温度随高度增加。在对流中出现 $\gamma < 0$ 的情况只是局部的暂时的,称之为逆温。

在对流层顶部,温度直减率迅速减小,甚至出现逆温。温度直减率在对流层顶部呈现不连续现象,一般把此温度逆转的高度称作“对流层顶”。对流层顶对于对流层中的对流运动有阻挡作用,当强烈发展的积云顶到达此高度常被阻平衍而成砧状。

对流层顶的高度随纬度和季节而变化,低纬地区高于高纬地区,夏季高于冬季。热带对流层顶的高度一般介于 16—18km,中纬度地区对流层顶高度大约在 10—12km;在两极地区,夏季对流层顶大约在 8—10km 高度,冬季对流层顶不明显。

平流层: 对流层顶以上到 55km 附近的大气层称为平流层。平流层底层的气温随高度基本不变或微微升高,大约到 30km 高度以上,气温随高度迅速增高,至 55km 附近可达到 260—290K。平流层中温度随高度升高的主要原因是臭氧对太阳紫外辐射的强烈吸收。除了平流层底部有时可见到由对流层强烈发展的云顶外,一般没有什么天气现象。

中层: 平流层顶以上到 85km 左右的一层大气称为中层。此层大气的温度同对流层有些类似,随高度递减,在中层顶附近,温度可下降到 150—190K。由于观测资料的缺乏,中层大气的运动情况目前尚不十分清楚。

热层: 在 85km 以上,大气温度随高度迅速增加,大约在 500 km 高度附近温度可达 2000K,一般称这层大气为热层。在热层里,空气极为稀薄,而且空气分子都处于游离化状态。热层的具体伸展高度以及其中大气的温度主要决定于当时太阳活动的情况。

一般说来,在 55km 以下的对流层和平流层中,描写大气运动的流体力学方程组是适

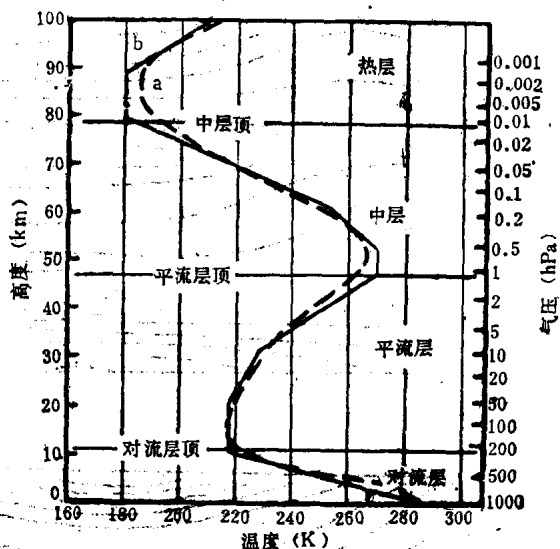


图 1.2.1 标准大气温度的垂直分布

(a—国际, b—美国)

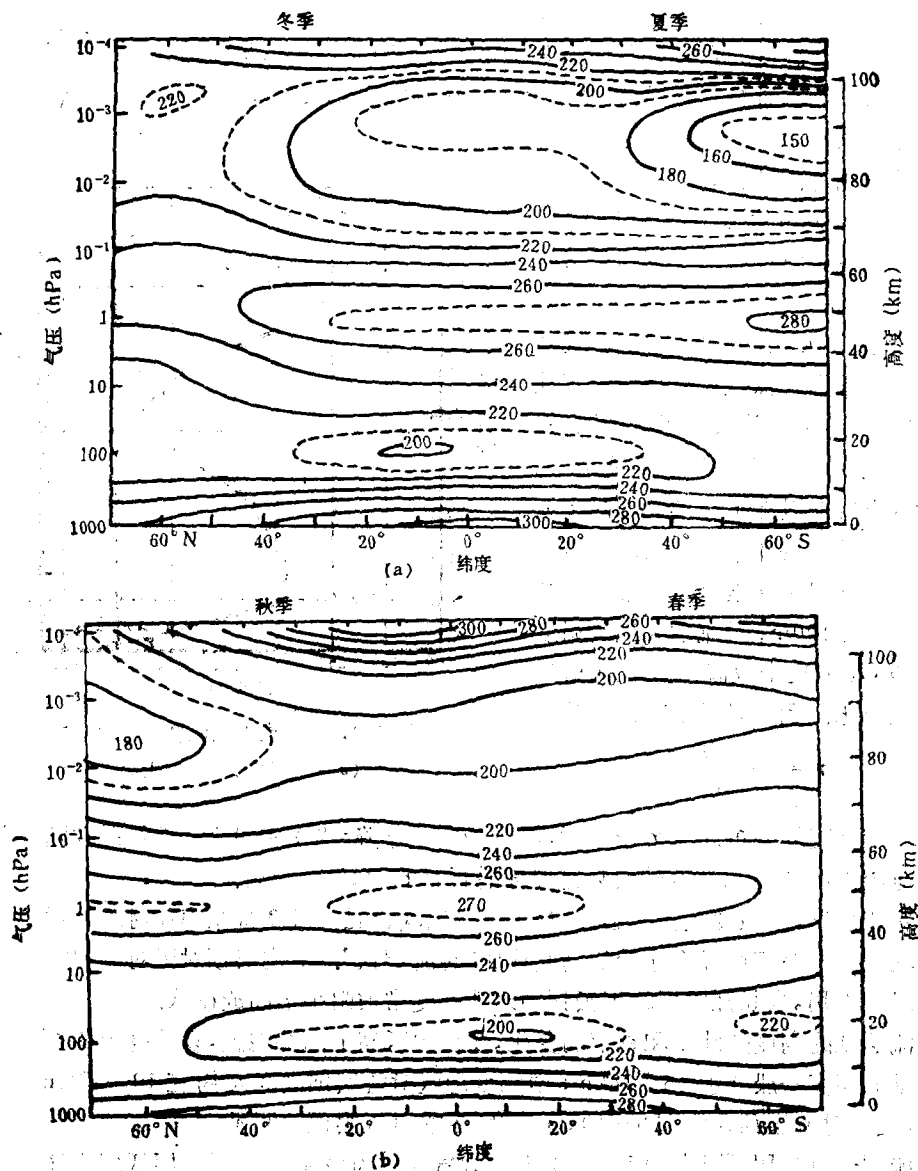


图 1.2.2 从地面到 100km 附近北半球大气温度结构的典型剖面(引自 [67])

(a) 冬季和夏季; (b) 春季和秋季

用的, 因此, 目前动力气象学研究的范围是对流层和平流层, 85km 以上的大气处于游离状态, 需要用磁流体力学和电动力学的原理研究其大气运动。平流层和高层大气中, 光化学过程是很重要的, 研究这两层大气的运动, 必须同时考虑大气的光化学过程。

§ 1.3 地球的运动及其对大气运动的影响

地球是旋转着的扁平球体, 赤道半径为 6378.4km, 两极半径为 6356.9km, 两种半径

的差值大约为 21km。在地球上最高山脉的高度不超过 10km，这个高度不到地球平均半径 ($a \approx 6371\text{km}$) 的 0.2%，因此一般可以把地球考虑作为球体。

在一年中地球相对于太阳自转 365.25 周。我们把地球相对太阳自转一周的时间称作太阳日，全年的平均太阳日等于 24h。另外，相对于天球上某一固定的恒星而言，在一年中地球自转 366.25 周。地球相对其它恒星自转一周的时间称作恒星日，恒星日为 23h 56 min 4 s。恒星日比太阳日约短 4 min，地球自转的角速度为

$$\Omega = \frac{2\pi}{1 \text{ 恒星日}} = \frac{2\pi}{86164} = 7.29 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$$

在纬度 φ 处，地球自转角速度可以分解成对于地面垂直和在水平面上向北的两个分量，设此两个分量分别为 Ω_x 和 Ω_y (图 1.3.1)，则有

$$\Omega_x = \Omega \sin \varphi, \quad \Omega_y = \Omega \cos \varphi$$

而在纬度 φ 处，地球表面上的静止物体以线速度 $a\Omega \cos \varphi$ 在空间运动着。

除自转外，地球的另一重要的运动就是绕着太阳的公转，一年 (365.25d) 绕太阳一周。地球的这一公转基本上决定了一年四季的变化。图 1.3.2 说明春分、夏至、秋分和冬至四个时刻地球相对于太阳的位置。南北半球的春夏秋冬四季的成因由此图可以看出。

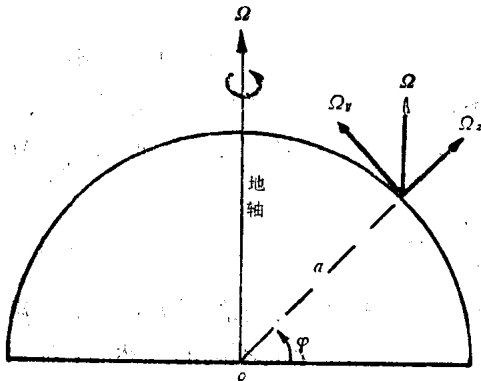


图 1.3.1 地球自转角速度的分解

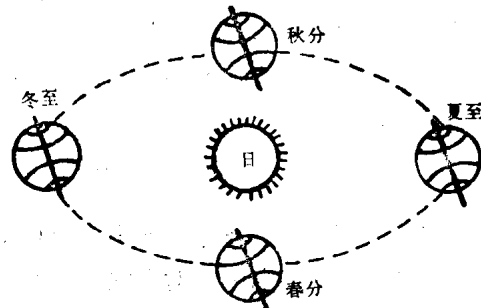


图 1.3.2 地球绕太阳公转，春、夏、秋、冬的相对位置

地球的轨道平面与它的赤道平面的交角为 $23^\circ 30'$ 。所以在冬至，太阳直射南纬 $23^\circ 30'$ 夏至直射北纬 $23^\circ 30'$ 。南、北纬 $23^\circ 30'$ 纬圈分别叫作南、北回归线。当太阳直射一个半球的 $23^\circ 30'$ 时，在另一个半球上自 $(90^\circ - 23^\circ 30') = 66^\circ 30'$ 到极顶 (90°) 终日见不到阳光。在春分或秋分这天，太阳直射赤道，太阳照射地球的大圆通过南北极顶，地球上各纬度日照时数都相等，且昼夜时间相等。

南、北纬 $66^\circ 30'$ 纬圈分别称为南北极圈，在南北极圈到南北极顶的区域内，每年至少有一天见不到阳光，同时也至少有一天太阳总是不落，纬度越高，这个时间越长，在极顶有六个月为黑夜，六个月为白昼 (参见图 1.3.3)。由于地球公转的轨道平面与赤道平面存在交角，因此对于地球上的固定位置，一年中太阳照射角度和日照时数都有变化，这便形成地球上四季的交替。天文上的四季划分是：春分到夏至为春季；夏至到秋分为夏季；秋分

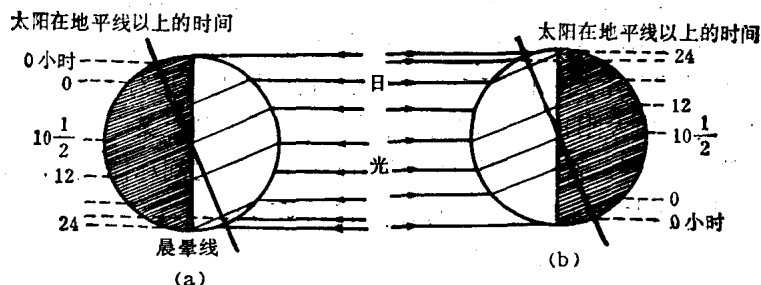


图 1.3.3 昼夜变化、日照角度和日照时数
(a) 太阳直射南纬 $23^{\circ}30'$; (b) 太阳直射北纬 $23^{\circ}30'$

到冬至为秋季;冬至到春分为冬季。

由于地球自转加速度远大于公转加速度,故在动力气象学中只考虑地球自转,而不考虑地球的公转。于是,近似地把地球看成具有角速度为 $7.29 \times 10^{-5} \text{rad/s}$ 绕地轴自旋的球体。

§ 1.4 引力和重力

地球引力是受万有引力定律所支配的。万有引力定律指出,宇宙间任何两个质量元都彼此吸引着,其引力大小与它们的质量成正比,而与它们之间的距离平方成反比。因而,如果两个质量元分别为 M 和 m , 距离为 $r = |\mathbf{r}|$ (矢量 \mathbf{r} 从 M 指向 m), 那么质量 M 作用于 m 上的引力为

$$\mathbf{F}_g = -\frac{GMm}{r^2} \mathbf{n} \quad (1.4.1)$$

式中 G 为万有引力常数, \mathbf{n} 表示 \mathbf{r} 方向上单位矢量。(1.4.1) 式表示的引力定律,实际上只适用于假想的“质点”,因为对有限大小的物体,在不同部位 \mathbf{r} 是不同的。然而,对于质量分布是球对称的物体来说,如果 r 表示两球中心之间的距离,则 (1.4.1) 式是适用的。然而,如果地球的质量为 M , 而大气元的质量为 m , 则地球作用于单位大气质量的引力是

$$\frac{\mathbf{F}_g}{m} = \mathbf{g}^* = -\frac{GM}{r^2} \mathbf{n} \quad (1.4.2)$$

在动力气象学中,习惯用海拔高度作为垂直坐标。如果以 a 代表地球平均半径,而 z 代表海拔高度,并略去地球形状的非球形微差,则 $r = a + z$ 。所以, (1.4.2) 式可改写为

$$\mathbf{g}^* = -\frac{g_0^*}{(1 + z/a)^2} \mathbf{n} \quad (1.4.3)$$

式中 $g_0^* = -(GM/a^2)\mathbf{n}$ 为平均海平面上地球引力。在气象应用中, $z \ll a$, 因此在允许的误差范围内,可令 $\mathbf{g}^* = g_0^*$, 并把地球引力简单地看作常数。

引力 \mathbf{g}^* 是一个有势力场,设其势函数为 Φ^* , 于是有

$$\mathbf{g}^* = -\nabla\Phi^* \quad (1.4.4)$$

$$\int_a^b \mathbf{g}^* \cdot \delta\mathbf{r} = -\int_a^b \nabla\Phi^* \cdot \delta\mathbf{r}$$

可以得到

$$\Phi_r^* - \Phi_0^* = \frac{GM}{a} - \frac{GM}{a+z} \quad (1.4.5)$$

其中 Φ_r^* 为 r 处引力位势, Φ_0^* 为海平面上引力位势。

静止于地球上的任何质点除了受地球引力作用外,还要受到离心力作用,关于离心力在第四章中将要详细讨论。由于地球引力和离心力总是同时作用于质点上的,习惯上总是把两者组合起来定义为重力(或有效重力),即

$$g = g^* + \Omega^2 R \quad (1.4.6)$$

设想地球是正球体,引力 g^* 指向地心,而离心力 $\Omega^2 R$ 的方向从自转轴指向外。因此,除两极和赤道外,重力并不指向地心,如图 1.4.1 所示。这样,重力便出现一个指向赤道的分量,使得正球体表面上的质点向赤道方向移动,在达到平衡状态时,引力与离心力的矢量和应与地球表面相垂直,这时正球体形状便成为扁平的球体。实际地球就是这样一个扁平球体,在此球面上,地球引力和离心力都随纬度和高度而改变,因而重力也是纬度和高度的函数。重力随着纬度增加而增加,随着高度增加而减小。但从理论上计算重力加速度相当困难,一般可以用以下经验公式计算

$$g = 980.612 - 2.5865 \cos 2\varphi + 0.0058 \cos^2 2\varphi - 0.0038z \quad (\text{cm/s}^2) \quad (1.4.7)$$

其中 φ 是纬度; z 是海拔高度,以 m 为单位。

在海平面上,重力加速度数值从赤道的 978.031cm/s^2 增加到两极处的 983.204cm/s^2 ,两者相差约 5.2cm/s^2 。在 45°N 处,海平面上的重力加速度为 980.612cm/s^2 。在海平面和 20km 高度处的重力加速度差值为 6.2cm/s^2 。气象学中通常取 $g \approx 980 \text{cm/s}^2$ 。

在地球影响范围内,作用于任何物体上的重力都是地球引力和离心力的矢量和。由于地球引力和离心力都是有势力,所以它们的合力也是有势力。定义一个重力位势 Φ ,简称位势,其微分表达式为

$$d\Phi = g dz \quad (1.4.8)$$

对上式积分,且设 $z = 0$ 处, $\Phi = 0$,于是在任一高度 z 处有:

$$\Phi = \int_0^z g dz \quad (1.4.9)$$

Φ 就是在 z 高度上的单位质量空气块相对海平面的势能。显然

$$g = \frac{d\Phi}{dz} \quad (1.4.10)$$

位势相等的面称为等位势面,它处处与重力垂直,海平面就是一个等位势面,一般将它看成 $\phi = 0$ 的面;而等高面上并不是处处与重力垂直的,故在气象学中常常取等位势面作为参考面。由于在 $z = 1 \text{m}$ 处,重力位势 $\phi \approx 9.8 \text{m}^2/\text{s}^2$,为了方便,定义

$$1 \text{ 位势米} = 9.8 \text{m}^2/\text{s}^2$$

并引进位势米和 m^2/s^2 之间的换算当量 β

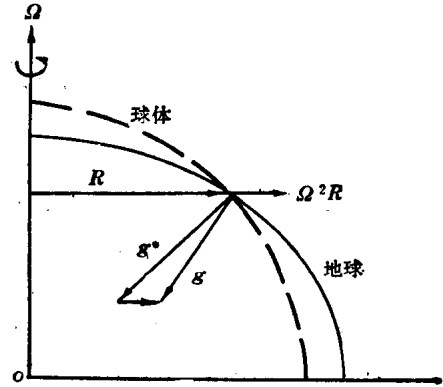


图 1.4.1 地球的重力和引力