

895107

林元弼 等编

天气学



南京大学出版社

327

4411

055107

347
451

天 气 学

林元弼 汤明敏 编
陆森娥 包澄渊

南京大学出版社

1988 · 南京

内 容 简 介

本书是南京大学大气科学系“天气学”课程的教科书，它是根据1985年国家教委召开的气象类高校教材会议通过的“天气学”教学大纲编写而成。本书以中国天气过程和天气系统为研究对象，将天气学基本原理、天气分析和预报方法、中国天气过程三方面内容有机地结合在一起，并突出介绍近十几年来研究成果和学科发展方向，如热带天气、暴雨、中尺度天气等。内容全面，简明扼要。

本书共分十章。第一章是天气学基础知识和基本方法。第二—四章是西风带天气系统。第五章是西风带高空天气系统。第六—七章是热带副热带天气系统。第八章是中尺度天气系统。第九章是季风活动和暴雨。第十章是天气预报。

作为天气学的基本技能和方法，还应包括常规天气图分析方法和各种天气学诊断计算方法。这方面内容将作为本书的姊妹篇另行出版。本书既可作为气象类高等院校天气学课程的教科书，也可作为气象、海洋、水文、航空等有关领域的业务、教学和科研人员的参考书。

天 气 学

林元弼 汤明敏 陆森娥 包澄澜 编

南京大学出版社出版

(南京大学校内)

江苏省新华书店发行 建湖印刷厂印刷

1988年7月第1版 1988年7月第1次印刷

开本，787×1092 1/16 印张，24

字数，599千 印数，1—2000册

ISBN 7-306-00047-7

P·6

定价：4.75元

责任编辑：新 平

前 言

人类生活在地球大气层的底层。人类社会的所有活动无不受到大气层中一切天气现象的影响。天气现象是指某一瞬间或时段大气中各种气象要素（如气压、气温、湿度等）和自然现象（如风、云、晴、雨、雷、电、雾、霜等）空间分布的综合表现。天气也就是在一定空间和时间范围内的大气状态及其变化。

“天气学”是研究“天气”的科学，也就是研究大气中的天气现象和天气过程的物理本质及其演变规律，并用以从事天气预报的科学。

天气学经历了一个漫长的发展过程。从古代的神话迷信到千百年来感性知识——农谚，直到1854—1855年出现第一张天气图，才开始了近代科学探索的历史。20世纪20年代，随着地面气象观测网的建立和完善，挪威学派V.皮叶克尼斯等提出了著名的锋面气旋波动理论，从此天气学成为一门现代科学。到30—40年代，由于高空气象观测网的进展，以罗斯贝为代表的芝加哥学派提出了长波理论，使天气学和动力气象学相结合，进入了天气学的第二发展阶段。60年代以来，由于天气学与动力气象学的进一步结合，电子计算机的应用，近代探测工具（卫星、雷达）提供大量资料，天气预报逐步走向客观定量数值化和自动化，进入了一个新的发展阶段。

“天气学”是大气科学中的一个重要分支。现代天气学是以动力气象学为理论基础（结合气候学和大气物理学的基本理论），以天气图为主要研究手段，以常规气象观测资料、气象卫星和雷达观测资料为依据，以大型或微型电子计算机为计算工具，通过对各种尺度天气系统的物理结构及其发生、发展、移动演变过程物理机制的分析研究，从而建立各种天气学概念模式和理论模式，据以进行各种时限的天气预报。总之，天气学是从大量观测资料中，研究天气现象、天气系统和天气过程的物理本质，并据以进行天气预报的科学。

天气预报是大气科学为国民经济和人民生活服务的主要手段。正确的天气预报对于经济建设和国防建设的趋利避害，保障人民生命财产等方面都有极为巨大的社会和经济效益。

天气预报的时限各有不同，分为1—2天的短期天气预报；3—10天的中期天气预报；月、季、年的长期天气预报；1年以上的超长期天气预报（亦即气候预报）；以及12小时以下的超短期预报和0—2小时的即时预报。

天气预报方法多种多样，相互配合。主要包括：以天气图—气象卫星—雷达为主要手段的天气学预报方法，它构成了“天气学”主要内容；以解流体力学—热力学—动力气象学方程为主的数值天气预报方法；以概率论—数理统计为手段的统计预报方法；以中小尺度强烈天气为特定对象的中尺度预报方法。短期（及中期）天气预报以天气学方法为业务预报方法，数值预报方法也较成熟。长期和超长期天气预报以统计预报方法为主，数值预报方法正在初创阶段。中尺度天气学和数值预报方法都有待于大力发展。

南京大学大气科学系的天气学教学有悠久的历史和丰富的经验。本书是以黄土松教授1974年所编教材为基础，根据1985年11月国家教委气象类高等院校教材工作会议原则通过的教学大纲编写的。本书以我国的天气现象、天气系统和天气过程为主要对象，选用国内外有关天气学研究的最新成果，以阐明天气学的基本原理、各种天气过程的概念模式以及天气预报的基本方法。

作为天气学的基本技能方法，还应包括常规天气图分析方法和各种天气学诊断计算方法。这方面内容，我们将作为本书的姊妹篇另外编写出版。两者有机结合，即可作为高等院校“天气学”的教科书，也可作为气象、海洋、水文、航空等有关领域的业务，教学和科研人员的参考书。

本书未加注出处的主要图表均取自书后所列有关参考文献。

目 录

第一章 天气学基础知识和基本方法 1	一、大气中的不连续面.....60
§ 1.1 大气运动的基本特性 1	二、锋的热力结构.....61
一、控制大气运动的方程组..... 1	三、对流层顶附近的锋层.....63
二、大气的大尺度运动..... 2	四、锋的坡度.....63
三、梯度风平衡..... 3	五、锋附近的风场和气压场.....66
§ 1.2 大气热力学基础 5	六、地面锋附近的变压场.....67
一、状态方程..... 5	七、锋附近的铅直运动..... 68
二、热流量方程..... 6	§ 2.4 锋的移动69
三、湿度和气象温度.....10	一、地面变压场与锋的移动.....69
四、绝热图解.....11	二、地面地转风、气压形势与锋 的移动.....70
五、大气层结稳定度.....12	三、地面摩擦及地形对锋的影响.....70
§ 1.3 天气图13	§ 2.5 锋生和锋消71
一、天气图底图及其特点.....14	一、锋生、锋消的概念.....71
二、天气图的种类与结构.....18	二、锋生、锋消公式.....72
§ 1.4 辅助天气图 22	三、各项因子的作用.....73
一、剖面图.....22	四、我国锋生、锋消的概况.....74
二、流线分析.....23	§ 2.6 影响我国的锋75
三、单站高空风图的分析.....24	一、冷锋.....75
四、变量图.....26	二、准静止锋.....75
§ 1.5 天气现象27	三、暖锋.....76
一、几种主要天气形成的宏观条件.....27	四、锢囚锋.....76
二、灾害性天气与危险天气.....29	§ 2.7 能量锋77
三、天气区.....29	一、大气中能量的主要形式.....77
§ 1.6 天气系统与大气环流31	二、能量锋.....78
一、大气环流的平均状态.....32	三、锢囚高能舌.....79
二、天气系统.....40	第三章 温带气旋81
第二章 气团和锋52	§ 3.1 温带气旋的统计学特性81
§ 2.1 气团52	一、温带气旋的水平范围与强度.....82
一、气团的形成与变性.....52	二、温带气旋的源地.....82
二、气团的分类.....53	三、气旋的路径与分类.....85
三、活动于我国的主要气团.....53	§ 3.2 气旋的理论模型86
§ 2.2 锋的基本概念54	一、气旋的发生、发展生命史模型.....86
一、锋的定义和分类.....54	二、气旋结构的模型.....93
二、锋附近云和降水的分布特征.....55	§ 3.3 气旋的发生、发展.....102
§ 2.3 锋的结构60	

一、地面气压变化的物理机制和 气旋发展条件	103	二、切变线	182
二、涡度变化与气旋发展	104	三、西南涡	183
§ 3.4 气旋发展中动能的变化	112	§ 5.5 东亚常见的高空环流	184
一、大气中动能收支	112	一、冬季环流型及其天气特征	184
二、气旋中动能的收支	114	二、夏季环流型及其天气过程特征	189
§ 3.5 热低区	116	三、过渡季节环流型及其天气过 程的特征	192
一、华西热低压（华西低槽）	116	第六章 台风	195
二、黄淮热低压	117	§ 6.1 台风的一般性状	195
第四章 温带反气旋和寒潮	120	一、台风的分类	195
§ 4.1 温带反气旋的概况	120	二、台风生成的频数	196
一、反气旋的定义和分类	120	三、台风的群集性	197
二、反气旋的范围和强度	120	四、台风的移动路径	198
三、冷性反气旋的天气	121	五、台风的分析方法	198
§ 4.2 温带反气旋的发生、 发展和移行	121	§ 6.2 台风的结构和天气	201
一、反气旋的发展	121	一、台风的温压场	202
二、冷性反气旋的活动	123	二、台风的流场	203
§ 4.3 寒潮天气过程	124	三、台风的暴雨	209
一、寒潮概述	125	§ 6.3 台风的发生和发展	213
二、寒潮天气形势	126	一、台风发生的内在物理条件	213
三、寒潮中期天气过程物理机制	138	二、台风发生的物理过程	215
§ 4.4 冬季天气	138	三、台风发生的环境流场条件	218
一、冬季环流主要特征	139	四、台风的再生与变性	223
二、冬季天气	139	§ 6.4 台风的移动	225
三、冷冬月和暖冬月	147	一、影响台风移动的各种力	225
第五章 西风带高空环流系统	150	二、大型环流系统对台风移动的影响	228
§ 5.1 西风带环流的基本特征	150	第七章 热带环流和天气系统	236
一、经向环流与纬向环流	150	§ 7.1 低纬度环流的基本特征	236
二、长波和短波	151	一、平均流场与气压场	236
§ 5.2 西风带长波	152	二、平均温湿场	240
一、长波的结构特征	153	三、要素日变化特点	244
二、长波的移行	155	四、铅直环流	246
三、长波槽脊的发展	157	§ 7.2 西太平洋副热带高压	249
四、长波的调整	167	一、西太平洋副高的结构	249
§ 5.3 阻塞高压与切断低压	170	二、西太平洋副高位置强度的变动	252
一、切断低压	170	三、副高活动与天气	255
二、阻塞高压	176	四、影响西太平洋副高变动的因子	256
§ 5.4 南支波动、切变线、 西南涡	181	§ 7.3 南亚高压	260
一、南支波动	181	一、概述	260
		二、南亚高压环流型及其转换	262

三、高原及其紧邻地区的低层环流特征	267	气系统	326
§ 7.4 云团	268	一、海(湖)陆风	327
一、云团的分类	269	二、山谷风	329
二、云团的结构与发生发展	269	第九章 东亚夏季风和中国的暴雨	331
§ 7.5 热带波动	274	§ 9.1 东亚夏季风活动	331
一、波动的性状与结构	274	一、季风的定义和成因	331
二、东风波对我国沿海地区天气的影响	278	二、东亚季风系统成员	333
§ 7.6 热带副热带旋涡	279	三、越赤道气流	334
一、气旋性旋涡	279	四、东亚季风的推进	335
二、反气旋性旋涡	285	§ 9.2 暴雨的成因	337
§ 7.7 热带辐合带	288	一、充沛的水汽供应	337
一、热带辐合带的结构与形成	288	二、强烈的上升运动	339
二、热带辐合带的位置及其季节性变化	290	三、持久的作用时间	339
三、热带辐合带的中短期变动	291	四、有利的地形	339
第八章 中尺度天气系统	294	§ 9.3 华南前汛期暴雨	339
§ 8.1 雷暴	294	一、概况	339
一、雷暴概况	294	二、暴雨的环流系统	340
二、单细胞雷暴	295	三、暖区特大暴雨	342
三、多单体雷暴	297	四、地形影响	344
四、超级单体雷暴	302	五、华南前汛期暴雨落区预报方法	345
五、与雷暴相伴随的中、小尺度气压系统	305	§ 9.4 江淮流域梅雨	347
六、雷暴中水汽收支以及风垂直切变对雷暴的影响	308	一、梅雨的气候概况	347
§ 8.2 中- β 尺度对流性系统	310	二、梅雨天气形势	347
一、飑线	310	三、梅雨期的暴雨	351
二、中尺度对流复合体(MCC)	314	四、梅雨的预报	356
§ 8.3 强对流天气的大尺度环流背景	317	§ 9.5 北方盛夏暴雨	358
一、高空冷涡型	317	一、北方暴雨的气候特征	358
二、高空阶梯槽型	317	二、有利于北方暴雨的环流与天气系统	359
三、中、低空暖切变型	320	三、华北特大暴雨个例——“638”特大暴雨	361
四、锋面雷暴	321	第十章 气象预报	363
§ 8.4 地形机械作用诱生的中尺度天气系统	322	§ 10.1 我国的气象业务机构与任务	363
一、背风波	322	一、气象业务机构简介	363
二、下坡风	324	二、气象台的任務	364
§ 8.5 地形热力诱生的中尺度天气系统	326	§ 10.2 经验预报	364
		一、外延法	364
		二、预报指标法	365
		三、相似预报法	365

四、经验公式法	366
五、点聚图法	366
六、综合分析预报	367
§ 10.3 概率统计预报	367

一、回归预报	368
二、判别法	369
§ 10.4 数值天气预报及其产品的 应用	372
参考文献	375

第一章 天气学基础知识和基本方法

天气学是研究天气现象与天气系统生成、发展、移动的物理机制以及它们之间相互关系的科学。其目的就是根据研究所得的结果对天气现象的发生、发展进行物理解释。只有对过去的天气给以符合规律的解释。才有可能作出较为准确的未来天气预报。天气现象的产生与天气系统生成的时间，所在位置、性质、强度和移动变化密切相关。而它们又都服从于大气运动的物理学规律。因此制约与支配大气运动的流体力学与热力学定律成为重要的天气学基础知识。此外，天气学还具有它特有的一些方法与手段，例如天气图，绝热图表，等值线分析和各种物理量的计算等。这些方法与手段，不仅在天气学中而且在整个气象学科中也具有极其重要的地位。本章的目的在于概括性地介绍有关大气运动最基本的知识以及它们如何应用在实际天气分析中，阐述天气学的方法与手段，同时还对常用的天气学术语进行解释。

§ 1.1 大气运动的基本特性

一、控制大气运动的方程组

控制大气运动的方程组又简称为控制方程组，它是由：

- (1) 旋转坐标系中的流体动力学方程；
- (2) 连续方程；
- (3) 状态方程；
- (4) 热流量方程；
- (5) 水汽守恒方程；

(6) 辐射方程所组成的一个闭合的方程组。除了辐射方程外它们在 (x, y, z, t) 坐标系中可以表示为下面形式：

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega(v \sin\varphi - w \cos\varphi) + F_x \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\Omega u \sin\varphi + F_y \end{aligned} \quad (1.1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + 2\Omega u \cos\varphi - g + F_z \\ \frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) &= 0 \end{aligned} \quad (1.2)$$

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

$$dQ = C_v dT + p da$$

$$\text{或 } dQ = C_p dT - \frac{RT}{p} dp \quad (1.4)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + w \frac{\partial q}{\partial z} = s \quad (1.5)$$

式中 u, v, w 为风速矢在三个坐标轴 (x, y, z) 上的分量; p 为气压; Ω 为地球自转角速度; φ 为纬度; F_x, F_y, F_z 为 x, y, z 三个方向的摩擦力分量; ρ 为空气密度; g 为地球重力加速度; R 为气体常数; Q 为非绝热加热; C_v, C_p 各为定容和定压比热; a 为比容; q 为比湿; s 为水汽的源与汇。

二、大气的大尺度运动

影响天气变化的大气垂直范围主要限于地面以上30公里厚的一层空气中, 而大尺度的天气系统的水平范围则有几千公里。我们可以认为大气只是覆盖在地面上的一层很薄的气体。因此大尺度大气运动主要是水平的运动。换句话说, 垂直速度的量级要比水平速度的量级小得多。尽管在控制方程组中, 每个方程中各项在某种特征尺度的运动下, 都具有不同的量级; 而对于大尺度运动来说, 运动方程中所含垂直速度的项都是可以略去不计的小量。除垂直速度之外, 在运动方程中局地变化项, 平流项等也都是小项。在自由大气中, 略去所有小项后的方程 (1.1) 变为

$$u_s \approx - \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (1.6)$$

$$v_s \approx \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} \approx -\rho g \quad (1.7)$$

(1.6) 为地转风公式, (1.7) 为静力方程, 这里 $f = 2\Omega \sin\varphi$ 为地转参数, u_s, v_s 为地转风分量。

在天气学实践中常用等压面来代替等高面(参看 § 1.2) 所以垂直坐标用变量 p 来代替 z 将更为方便。在 (x, y, p, t) 坐标系中, 在静力平衡假定下, 自由大气的控制方程可以写成:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial p} = - \frac{\partial \Phi}{\partial x} + 2\Omega v \sin\varphi \quad (1.8)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial p} = - \frac{\partial \Phi}{\partial y} - 2\Omega u \sin\varphi$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial p} = - \frac{1}{\rho} \quad (1.9)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial p} = 0 \quad (1.10)$$

$$dQ = C_p dT - \frac{RT}{p} dp \quad (1.11)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + \omega \frac{\partial q}{\partial p} = \frac{q}{p} T \left(\frac{LR - C_p R T}{C_p R T^2 q L^2} \right) \omega \quad (1.12)$$

式中 u 、 v 为等压面上的水平风分量； $\omega = \frac{dp}{dt}$ 为垂直速度； $\Phi = gz$ 为位势高度； q 为饱和比湿； R 为水汽气体常数； L 为蒸发潜热；其他符号与前面所定义的相同。

略去小量后 (1.8) 式变为

$$u_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y}$$

$$v_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad (1.13)$$

(1.13) 也就是等压面上的地转风公式。 u 、 v 为等压面上地转风分量。由公式 (1.6)、(1.13) 以及 (1.7) 可以知道大尺度大气的平衡运动是近于水平、地转和静力平衡的。同时还必须指出在大尺度运动中垂直速度虽然很小，但它却具有重要的动力意义。此外，在低纬度， φ 很小， u 、 v 一般也很小，这时在 (1.6) 和 (1.13) 中原来略去的小项，就不一定是小项了，所以在低纬度地转近似是不适用的。

在大气中，天气系统的生成是非常迅速的，而生成以后则有一段较长的、稳定的和缓慢的演变时期。在这时期内，大气的运动都在力的准平衡情况下进行。因此，我们所经常观测到的是准平衡状态的运动。大尺度或天气尺度的准平衡运动，就是在地转平衡状态下进行的。地转风公式告诉我们：

- (1) 地转平衡，指大气在水平气压梯度力和水平地转偏向力平衡下的运动；
- (2) 地转风是沿着等压线（等高线）吹，其方向在北半球为背风而立，右手侧为高压，在南半球则反之；
- (3) 地转风的大小与水平气压梯度成正比；
- (4) 在相同气压梯度下地转风速与纬度成反比。

三、梯度风平衡

大气的水平运动并不一定是直线运动，通常是作曲线运动。因此作曲线运动的大气质点必然还要受到惯性离心力的作用，它的数值等于 $\frac{V^2}{R}$ ，这里 V 为风速， R 为轨迹的曲率半径。在天气尺度的大气运动中，离心力可以与水平气压梯度力同量级。因此当大气作曲线运动时，必须考虑水平气压梯度力，地转偏向力，惯性离心力三者的平衡。在这种平衡关系下建立起来的理想大气运动称为梯度风。为了建立梯度风关系式，最方便的方法就是采用自然坐标系。因为我们现在是讨论平衡状态下的大气运动，它本身就是一个定常问题，所以轨迹线与流线（或等压线）互相重合。取一个相互垂直的坐标，其二个轴各为 s 和 n ，其原点跟着空气质点移动，且 s 永远与流线平行， n 指向流线前进方向的左方，如图 1.1（有时也采用指向流线前进方向的右方，这时必须注意公式中有关项要改变符号）。由此很容易就可以得到梯度风公式

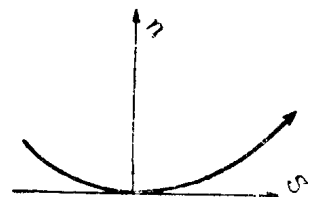


图 1.1 自然坐标系

$$\frac{V^2}{R} + fV = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} \quad (1.14)$$

四、自由大气中地转风随高度的变化

设有二个等压面 p_1 和 p_2 ， p_1 位在 p_2 之下。 p_1 上的地转风为 u_{g1} 、 v_{g1} ， p_2 上的地转风为 u_{g2} 、 v_{g2} 。由(1.13)可得

$$u_{g2} - u_{g1} = -\frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial y} (\Phi_2 - \Phi_1) \quad (1.15)$$

如用 u_T 表示 u_g 随高度变化 $u_{g2} - u_{g1}$ ， $\Delta\Phi$ 表示等压面 p_1 到 p_2 间的厚度 $\Phi_2 - \Phi_1$ ，则可得

$$u_T = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Delta\Phi}{\partial y} \quad (1.16)$$

同理可求得 v_T 随高度变化 v_T 和 p_1 到 p_2 间的厚度的关系式

$$v_T = \frac{1}{f} \frac{\partial \Delta\Phi}{\partial x} \quad (1.17)$$

公式(1.16)和(1.17)的形式和等压面上地转风的公式完全相同。所以，地转风的垂直切变的方向和等厚线平行，且背着切变风而立对于北半球其右边为厚度大值区。且其数值和等压面间厚度线的水平梯度成正比。

由静力方程(1.7)或(1.9)知

$$dp = -\rho d\Phi \quad (1.18)$$

把方程(1.18)由等压面 p_1 到 p_2 积分可得

$$\int_{\Phi_1}^{\Phi_2} d\Phi = -R\bar{T} \int_{p_1}^{p_2} d \ln p \quad (1.19)$$

即

$$\Phi_2 - \Phi_1 = R\bar{T} \ln \frac{p_1}{p_2} = \Delta\Phi \quad (1.20)$$

式中 \bar{T} 为等压面 p_1 到 p_2 间的平均温度。由(1.20)知因为 $\ln \frac{p_1}{p_2}$ 为定值，所以 p_1 到 p_2 间的厚度 $\Delta\Phi$ 和 p_1 到 p_2 间的平均温度成正比，也就是说等厚度线就是等温线。把(1.20)代入(1.16)和(1.17)可得

$$u_T = -\frac{R}{f} \ln \frac{p_1}{p_2} \frac{\partial}{\partial y} (\bar{T}) \quad (1.21)$$

$$v_T = \frac{R}{f} \ln \frac{p_1}{p_2} \frac{\partial}{\partial x} (\bar{T}) \quad (1.22)$$

由(1.21)和(1.22)可以知道等压面 p_1 到 p_2 间地转风的垂直切变是平行于这两层的平均等温线。因此又把 u_T 与 v_T 的合成向量 v_T 称为热成风。

$$V_z = \frac{1}{f} K \Delta \bar{T} \Delta \Phi$$

(1.23)

或
$$V_z = \frac{R}{f} \ln \frac{p_1}{p_2} K \Delta \bar{T}$$

北半球冬季对流层中，温度分布是南高北低。热成风效应使得对流层形成西风带，西风风速随高度增大，而且西风带可往南扩展到靠近赤道的区域。到了夏季，最高温度带出现在副热带。热成风效应造成的行星西风带北撤到了中、高纬度。而在热带地区，由于温度梯度与中、高纬度的温度梯度方向相反，因而对流层中形成深厚的热带东风带。

§ 1.2 大气热力学基础

从热力学观点出发，地球大气可视为由大小不等的热机所构成的热力系统。18世纪英国乔治·哈得来 (George Hadley) 早期研究工作中提到信风环流的成因是一种热力环流，它是由极地和赤道之间太阳增热不均所驱动的。这相当于把整个大气的赤道附近视为热源，两极附近视为热汇的热机。但是由于海、陆分布的不均匀还造成了较小范围的热源与热汇，它们又是驱动季风与海陆风等的热机。作为热力系统的大气，其中所进行的各种热力过程都须遵循热力学规律。

一、状态方程

由波义耳-查理 (Boyle-Charles) 定律得到理想气体状态方程为

$$p\alpha = \frac{M}{\mu} R^* T \quad (1.24)$$

式中 p 为气压， α 为比容， T 为温度， M 为质量， R^* 为普通气体常数 ($8314.3 \text{ 焦耳} \cdot \text{度}^{-1} \cdot \text{千摩尔}^{-1}$)， μ 为千摩尔气体质量 (如一个千摩尔的水就等于 18.016 千克的水，或称千克分子量)。通常将地球大气及其中各成分均视为理想气体，故理想气体状态方程适用于大气。

(一) 干空气状态方程

一般在状态方程右下角加“ d ”表示干空气，则其状态方程可写为

$$p_d \alpha_d = \frac{M_d}{\mu_d} R^* T \quad (1.25)$$

式中 $\mu_d = 28.966$ 为干空气的平均分子量，一个千摩尔的干空气质量等于 28.966 千克。对单位质量干空气而言，其状态方程可写为

$$p_d \alpha_d = R_d T \quad (1.26)$$

$$p_d = \rho_d R_d T \quad (1.27)$$

式中 ρ_d 为干空气密度， $R_d = R^* / \mu_d = 287 \text{ 焦耳} \cdot \text{度}^{-1} \cdot \text{千克}^{-1}$

(二) 水汽状态方程

水汽亦可视为理想气体，其状态方程可写为

$$e \alpha_e = R_e T \quad (1.28)$$

式中 e 为水汽压, α_v 为水汽比容, R_v 是 1 千克水汽的比气体常数, 因水分子量为 18.016, 故 $R_v = R^* / \mu_w = 461 \text{ 焦耳} \cdot \text{度}^{-1} \cdot \text{千克}^{-1}$ 。

(三) 湿空气状态方程

实际大气是湿空气, 由于空气和水汽共同组成, 总质量 M 的湿空气含干空气质量 M_d 和水汽质量 M_v 。比湿 q 的定义为: 湿空气含有水汽质量和湿空气总质量之比

$$q = \frac{M_v}{M} = \frac{\rho_v}{\rho} = \frac{\rho_v}{\rho_d + \rho_v} \quad (1.29)$$

用状态方程代入, 有

$$q = 0.622 \frac{e}{p} \quad (\text{克/克}) = 622 \frac{e}{p} \quad (\text{克/千克}) \quad (1.30)$$

湿空气状态方程为

$$p = \rho RT \quad (1.31)$$

但式中湿空气比气体常数 R 并非常数, 而是随湿空气中水汽含量而变的数值

$$R = R_d (1 + 0.608q) \quad (1.32)$$

则湿空气方程可改写为

$$p = \rho R_d T (1 + 0.608q) \quad (1.33)$$

或 $p = \rho R_d T_v \quad (1.34)$

$T_v = T (1 + 0.608q)$ 是为了在湿空气状态方程中仍使用干空气比气体常数, 让干空气具有与湿空气相同的压强和密度所必须具有的温度, 称虚温。显然, 虚温比实际温度要高, 但最多不过几度, 一般仅 1 度左右。

二、热流量方程

作为热机的大气, 它一面不断从外界获得能量, 另一方面不断供给各种消耗, 由此而维持其永不停息的运动。大气运动当然受到能量守恒原则的约束。

(一) 热力学第一定律

热力学第一定律也就是能量守恒定律。就总体言, 物体除具有宏观的动能和位能外, 还包含其分子或原子的动能和位能所组成的内能。物体内部分子运动的动能增量表现为温度的增加, 而分子位能的改变则是由分子之间相对位置改变所引起的。

若单位质量物体由于热传导或辐射而吸收一定量 Q 的热量 (单位为焦耳), 并对外作一定的功 W (单位亦为焦耳)。物体做功后多余能量为 $Q - W$, 即内能增量 ($u_2 - u_1 = \Delta u$)

$$Q - W = u_2 - u_1 \quad (1.35)$$

写成微分形式有

$$dQ - dw = du \quad (1.36)$$

注意: 热量 Q 和功 W 与状态变化过程有关, 而非初态、终态函数; 内能 u 是态函数, du 为全微分, 仅是初态和终态的函数, 与其变化方式无关。在大气热力学中, 仅需考虑大气系统由于膨胀和压缩过程所作的功, 并假定大气系统的热力过程是准静态过程, 并满足准静力条

件，则热力学等一定律可写为

$$dQ = C_v dT + A p d\alpha \quad (1.37)$$

A 为功热当量 $A = \frac{1}{J} = 0.2389 \text{卡/焦耳}$ ， J 为热功当量， $J = 4.186 \text{焦耳/卡}$ 。

由状态方程得： $p d\alpha + \alpha dp = R dT$

故热力学第一定律也可写成 $dQ = (C_v + AR) dT - A \alpha dp$ (1.38)

或 $dQ = C_v dT - \frac{A}{p} RT dp$ (1.39)

显然， $C_p - C_v = AR$ (1.40)

在绝热过程时，大气中没有辐射、传导、湍流等作用产生的热量交换，也没有水汽相变时的潜热，即

$$dQ = 0 \quad (1.41)$$

这时， $C_v dT = -A p d\alpha$ (1.42)

或 $C_v dT = -\frac{ART}{p} dp$ (1.43)

也就是说，气体内能变化就等于对气体所作的功。积分可得：

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{1}{\gamma}} \quad (1.44)$$

通常取 $\gamma = \frac{AR}{C_v} = 0.288$ 。

如果取标准气压 $p_0 = 1000 \text{hPa}$ ，这时的温度 T_0 就称为位置温度 θ 。则

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{\frac{1}{\gamma}} \quad (1.45)$$

也就是说，干绝热变化过程中，气体的状态 (p, T) 虽然在不断变化，但它的位置温度 θ （简称位温）是不变的。而在干绝热过程中，温度随高度递降率称干绝热递减率 γ_d 是一个常数。

$$\gamma_d = -\frac{\partial T}{\partial Z} = Ag / C_p \approx 1^\circ \text{C} / 100 \text{m} \quad (1.46)$$

对位温定义式取对数再微分，有

$$d \ln \theta = d \ln T - \frac{AR}{C_v} d \ln p$$

则 $C_v T d \ln \theta = C_v dT - \frac{ART}{p} dp$

由 (1.39) 可得热力学第一定律的另一种形式：

$$dQ = C_v T d \ln \theta \quad (1.47)$$

(二) 热力学第二定律

热力学第一定律是能量守恒定律，说明系统在变态过程中的能量关系，并未涉及过程能否实现。热力学第二定律是判别某种过程能否实现及进行的方向和限度的定律。

过程是否可逆，只取决于初态和终态的热力学性质，与中间过渡状态无关。可引进一个新的态函数——熵（ S ）

$$dS \geq \frac{dQ}{T} \quad (1.48)$$

上式中可逆过程取等号，不可逆取不等号。显然熵的含义为态函数，它的微分 ds 等于可逆过程中系统吸收的热量与其绝对温度之比。因此，系统由状态 I 变到 II，熵的变化

$$S_{II} - S_I = \int_I^{II} \frac{\delta Q}{T} \quad (1.49)$$

在绝热过程中， $\delta Q = 0$ ，则

$$dS \geq 0 \quad (1.50)$$

可见，绝热过程中，若熵不变，则过程可逆，若熵增加，则过程不可逆；若熵减少，则过程不能实现。亦可推广到多相系统中应用。

(三) 热流量方程

将热力学第一定律表达式用 dt 除两边，则得

$$\frac{dQ}{dt} = C_p \frac{dT}{dt} + A p \frac{d\alpha}{dt} \quad (1.51)$$

或
$$\frac{dQ}{dt} = C_p \frac{dT}{dt} - \frac{ART}{p} \frac{dp}{dt} \quad (1.52)$$

或
$$\frac{dQ}{dt} = C_p T - \frac{d \ln \theta}{dt} \quad (1.53)$$

或
$$\frac{dQ}{dt} = T \frac{dS}{dt} \quad (1.54)$$

其中 $C_p \frac{dT}{dt}$ 为大气内能变化率， $p \frac{d\alpha}{dt}$ 为体积膨胀或收缩作功率， $\frac{dQ}{dt}$ 为单位质量空气的加热率，即热流量， $C_p \frac{dT}{dt}$ 是焓的变化率， $\frac{RT}{p} \frac{dp}{dt}$ 是压能变化率。如单位质量空气在单位时间内热流量用 E 表示，可得

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{C_p} E + \frac{ART}{C_p p} \frac{dp}{dt} \quad (1.55)$$

选用 p 坐标系，则 $\frac{dp}{dt} = \omega$ 铅直速度；并用 $Ag/C_p = \gamma_d$ ，即温度干绝热递减率，可得