

〔日〕小仓义光 著

大气动力学原理

科学出版社

115

大气动力学原理

小仓义光 著

黄荣辉 译

科学出版社

1986

内 容 简 介

本书简明扼要地阐述了地球大气及海洋中各种运动的基本原理及主要动力学过程，分别讨论了描述大气及海洋运动的各种方程组；大气及海洋中的各种波动；地转近似与地转适应；大气中各种动力不稳定性及温带气旋动力学；大气边界层的各种动力过程；非弹性系统及积云动力学；大气环流；海洋中各种大、中尺度运动的动力过程。本书在讨论大气及海洋各种动力学问题中侧重于说明其物理意义而尽量避免了繁杂的数学推导。

本书不仅可作为大学气象系、海洋物理系的教科书，而且对于从事气象、海洋物理研究的科学工作者也是一本很好的参考书。

小倉義光 著

气象力学通論

東京大学出版会，1978

大气动力学原理

小仓义光 著

黄荣辉 译

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

1981年2月第一版 开本：787×1092 1/32

1986年4月第二次印刷 印张：10

印数：2,651—3,350 字数：225,000

统一书号：13031·1477

本社书号：2034·13—15

定价：2.35元

TW=4/ε

译者的话

本书是前东京大学海洋研究所所长，现伊利诺斯大学气象学教研室主任小仓义光教授在一九七八年编著的一部日文版动力气象学教科书。

本书不仅全面地阐述了大气动力学的基本原理，而且着重介绍近代动力气象学所研究的主要问题，包括大气运动的基本方程式、大气的各种波动、原始方程组、地转调整、动力不稳定与温带气旋动力学、大气边界层、对流性云的动力学、大气环流等等。除此之外，还简明地阐述了海洋中的主要波动与海洋中的大、中尺度的运动。本书侧重于大气动力学及海洋动力学的基本概念及物理原理的分析，避免繁杂的数学推导，以使各章内容简明、扼要，结构严谨。因此，此书不仅可作为从事气象学研究的科学工作者及大学气象系师生参考，而且可作为海洋物理科学工作者及海洋系师生参考。

本书与迄今所著的动力气象学相比，不仅在大气波动方面写得很系统，而且在大气边界层、非弹性系统与对流性云的动力学、海洋中的大、中尺度的运动这三章所叙述的内容是一般动力气象学教科书中所没有，而这些内容正是从事强对流与暴雨研究及从事气候形成理论研究所需要的。本书不足之处是地转适应过程写得过于简略。

由于没有“日汉气象学词汇”，有一些专业词汇全凭译者所知译出，肯定会有许多欠妥之处。原书中所附英文术语，译者认为必要时，也加于引附，使读者便于理解。另在书后还有二个附录，即主要符号表、矢量运算。为了避免混淆起见，在

书中及附录中出现的矢量符号作了适当的修改。

在翻译本书时 一直得到陶诗言先生的指导,陶诗言先生在百忙之中给予审校,在此表示衷心的感谢。

前 言

近年来,随着环境、公害、能源、粮食等作为社会问题而受到重视,气候及其变动问题也引起社会的关注。无论是每天的天气变化或是气候变动都是与大气运动的变化有联系的。因此,本书想要借助于初等物理学与数学的语言来描述这种大气的运动。因为本书是从推导气象学的基本公式及概念出发的,所以阅读本书按理并不一定特别需要气象学及流体力学的预备知识。但是,就大学课程来说,则需要理工科三年级应用数学的知识。虽然出现了微分方程式,但解都是用三角函数及指数函数等等的初等函数来表示的。而且,虽使用了矢量运算,但需要的公式都作为附录刊载在卷末。

在写本书时,我特别注意的是:尽可能使本书通俗易懂,并前后统一地进行讨论。为此,编排尽可能先从简单的情况出发,而后渐渐转到复杂情况。这样作是为了使一个个数学公式所表示的物理意义容易明白,数学公式容易求解。不过,在开始时(如第2章)读者也许不清楚书中所讲的问题如何同大气及海洋的运动联系起来。但是,随着章节的推后应该清楚其联系。并且,其数学公式的处理方法开始时很详细,而愈到后来表达的就愈简单。

写本书时最困难的问题是篇幅的限制。东京大学出版社会要求不要把本书写得太厚,对页数有一定限制。因此,从初稿到最后定稿,这中间删去了我认为是很可惜的材料,所以有些地方说明过于简单了。本来,本书的目的不是详细描述实际大气中所观测的现象,而是说明对于理解其现象一些方便而

又必要的原理及概念。也就是说，本书的目的只是给予大气动力学的大纲，而不是给予详细内容。从这个意义上讲，若要把本书的标题译成英文的话，则译成“Principles of Atmospheric Dynamics”(大气动力学原理)大概是最妥当的吧！

因为大气动力学是以力学的方法来研究大气流体运动的，在这个意义上它是流体力学的一个分支。但是，重点之所在当然与航空力学、水力学不同。然而，如第9章所讲，大气动力学与海洋动力学有很多共同点。所以在本书中，说明大气动力学的原理时，也适当地引用了海洋中运动的例子。

因为本书是一本入门书，引用文献压缩到所必要的最小限度，我想说明一下，与其列举大气动力学发展史上的重要文献，不如把重点放在引用综合报告上。

本书的许多材料是我在麻省理工学院、东京大学、伊利诺斯大学等地对大学最后一学年或研究生院第一年度的学生们讲演的材料。大部分原稿是作为特邀教授在麻省理工学院气象系逗留期间所写的。这里也是我迁往东京大学海洋研究所之前曾度过6年多的故居。在此我要感谢气象教研室主任恰尼教授，他在我这次在麻省理工学院逗留期间给我提供了各种方便。

小仓义光

1978年1月

目 录

前言

第 1 章	基本方程式	1
1.1	序论	1
1.2	基本力	4
1.3	旋转坐标系与可视力	6
1.4	旋转地球上的运动方程式	9
1.5	用球坐标系所表示的运动方程式	14
1.6	质量守恒定律	20
1.7	摩擦力	22
1.8	干空气热力学	24
1.9	基本运动方程组	29
1.10	能量守恒定律	31
1.11	环流定理	35
1.12	位势涡度的守恒定律	39
第 2 章	惯性重力波、凯尔文波、罗斯贝波	43
2.1	β 平面近似与静力学平衡	43
2.2	小扰动的波动方程式	50
2.3	长波长的重力波	51
2.4	惯性重力波与惯性振动	54
2.5	群速度与能量的传播	60
2.6	凯尔文波	64
2.7	罗斯贝波	68
2.8	混合罗斯贝-重力波	78
2.9	泰勒-弗罗德曼定理(Taylor-Proudman)	83
第 3 章	原始方程组	89

3.1	处于静力平衡的大气	89
3.2	静力稳定度	92
3.3	P 坐标系	95
3.4	原始方程组	99
3.5	涡度方程式与散度方程式	104
3.6	有效位能	106
第 4 章	地转风运动	114
4.1	地转风与热成风	114
4.2	海洋中的地转流	119
4.3	准地转预报方程组	121
4.4	准地转方程组的能量守恒定律	128
4.5	超长波的地转运动	130
4.6	地转调整	133
4.7	数值预报	139
第 5 章	动力不稳定性与温带气旋动力学	144
5.1	温带气旋的构造	144
5.2	惯性不稳定	152
5.3	正压不稳定	153
5.4	急流内不稳定性	157
5.5	斜压不稳定	161
5.6	季风低压与中尺度低压	167
第 6 章	大气边界层	173
6.1	参数化	173
6.2	混合长理论与涡粘性系数	179
6.3	表面边界层	182
6.4	大气中的埃克曼(Ekman)边界层	185
6.5	埃克曼抽吸与旋转衰减	189
第 7 章	非弹性系统和对流云动力学	196
7.1	重力内波	196
7.2	非弹性系统和包辛内斯克(Boussinesq)近似	203

7.3	潮湿空气热力学	208
7.4	CISK 和台风的发展理论	215
第 8 章	大气环流	226
8.1	大气环流	226
8.2	对流层内的热量和水分平衡	230
8.3	对流层环流的能量循环	238
8.4	对流层内的角动量平衡	242
8.5	大气环流的模拟	245
8.6	平流层、中间层大气环流	249
第 9 章	海洋中的大、中尺度运动	257
9.1	海洋的热力构造和基本运动方程式	258
9.2	海洋中环流的概况	263
9.3	均质海洋中的风吹环流	265
9.4	埃克曼边界层与风吹环流	272
9.5	外波型与内波型	276
9.6	海洋中的斜压不稳定	283
9.7	沿岸涌升	289
9.8	热盐环流与深层环流	295
附录 1	主要符号表	301
附录 2	矢量运算	304
引用文献	307

第 1 章 基本方程式

1.1 序 论

大气动力学是一门把地球大气看作连续流体、并根据流体力学与热力学定律研究地球大气中所发生的各种运动的学科。虽然在理、工科的各个领域都研究流体力学及其应用,但作为大气动力学,要特别注意地球大气的特性。

第一,不言而喻,地球在不停地旋转着。因为我们是从固定于固体地球的坐标系来眺望这个旋转地球大气(及海洋)运动的,这种运动受着科里奥利力与被称为可视力的作用。不仅如此,由于地球大体上是球形的,因此科里奥利力的大小随纬度不同而不同。这是很重要的事实,例如,在大洋西边界存在着黑潮及墨西哥湾流等强洋流,假如没有科里奥利力随纬度不同这个效应的话,那是不能考虑的(第 9 章)。并且这种效应对于控制每日天气变化的中纬度西风带中波动的传播也有很大的作用。

第二,地球大气的密度是随地点(特别依赖于高度)而不同的,即大气具有密度层结。假设密度在任何地点均相同,而且大气也没有自由表面,则流体即使在重力场中,重力对流体运动不给予什么影响。然而,由于大气及海洋均具有密度层结,浮力就变得非常重要。这不仅仅限于积雨云是由浮力产生的(第 7 章),而且大气和海洋中的大尺度运动在很大程度上受到密度层结的支配(如第 5 章与第 9 章)。

第三,伴随着辐射和大气中水份的相变,大气不断受到加

热或冷却，这就引起大气中空气的流动。关于流动是怎样产生的这个问题，在一般流体力学教科书中是不多讲的，但对于大气及海洋动力学来说，重要的问题是要研究流动受到什么力的作用、受到什么动力不稳定的作用、受到什么加热冷却等的热力作用而产生的？其结果所产生的流动是什么样的？并且，为了产生这种流动，原来的场（如压力及温度分布）要有什么样的变化？

除上所举的三个主要原因外，还有一个原因，即大气和海洋的流动均不是所谓层流，而经常是乱流（第6章），这也算是大气及海水运动的特性之一。

我们把地球大气的运动取成更复杂的情况（因而使得对其研究更令人感兴趣），如图1.1所示，大气的运动包含着各种空间及时间尺度。这种现象对于海水的运动也是一样的，

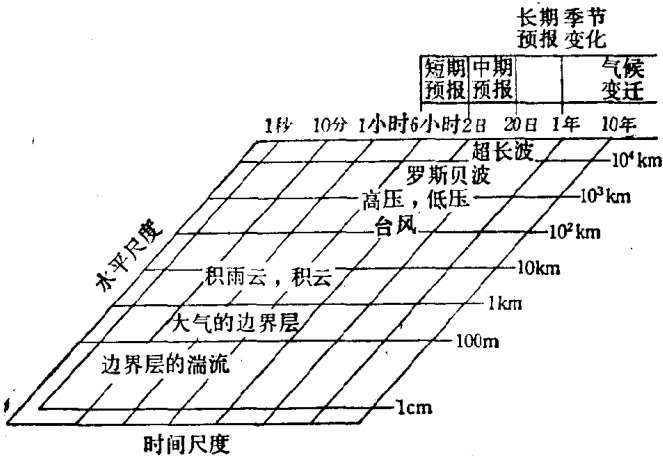


图 1.1 大气运动的时间及空间尺度

在海洋中包含着许多尺度的运动。从小的湍流、在海面上风吹动的波浪、内波、惯性振动，或100—500公里左右的中尺度涡的运动，一直到流经各海域的环流。

这样,认识各种不同尺度的运动,对于大气及海洋动力学是非常重要的。其理由如下,支配流体运动的动力学,用数学公式来表示就是运动方程式,但其方程式一般是非线性的(第2章),要求其解析解,除个别情况外,是极其困难的,而且,大气现象不同,引起这种现象的机制,以及在这种现象中本质的物理过程是完全不同的。例如,对于图1.1所示西风带中的罗斯贝波来说,地球是旋转着的,并且是球形的,这两点在本质上是重要的。并且静力学平衡的条件也成立,这样方程式就变得简单了。然而,对于积云及积雨云来说,可以把地球看成平面,也可以不考虑地球的旋转。因此,表示积云动力学的方程式也应当进行一些简化。相反,由于静力学平衡不成立,对积云动力学来说,由水蒸汽的凝结所产生的加热在本质上是重要的(第7章)。

因此,对于我们来说,对应于当前所要研究的现象应当将一般运动方程式尽可能地简化,然后应当根据简化了的方程式讨论该现象最本质的机制及物理过程。因此,本书首先在第1章推导一般方程组,在以下各章中对应于各种现象,对方程组适当的简化问题。

更重要的问题是象这样不同尺度的运动,它们并不是各自独立地发生,它们之间具有强的相互作用。例如,上面讲过,对积云及积雨云的动力学来说,可以不考虑地球旋转的影响。但对于台风动力学来说,因为地球旋转的影响是相当重要的,所以就不能忽略。同时,台风发生发展的能量来源是积云及积雨云中的水蒸汽凝结时所产生的潜热释放(第7章)。这就是说,这时我们必须考虑尺度为100公里的台风和尺度为1—10公里的积雨云的相互作用。

让我们再举一个各种尺度相互作用的例子。如图1.1所示,在接近地表面的大气中存在着从1厘米到100米左右的各

种各种大小的湍涡。这种边界层中的湍流起着将各种各样的物理量(动量、热量、水蒸汽等等)穿过边界层垂直向上输送的作用(第6章)。另一方面,在图1.1中空间尺度最大的运动是在全地球上流动的大气环流(第8章),而时间尺度大的运动包括有季节变化、年变化以及气候的长期变动。最近由于与世界的粮食问题、能源问题、公害问题有关联,气候变动问题引起社会的关注。因此,了解气候变动的实际情况,研究引起气候变动的种种物理过程、研究人类活动对气候影响的可能性或人工控制气候变化的可能性,这是今后气象学的重要课题之一。气候变动问题,也是大气环流长期间变化的问题,人们认为大气与海洋的相互作用是引起大气环流长期变化的重要原因之一。而且,这种海-气相互作用是在大气和海洋的交界面上(即在海面上)通过一些物理量的交换来实现的,由于大气和海洋的边界层中湍流的作用,使得这些进行交换的物理量在垂直方向上输送,并很快影响到整个大气与海洋的运动。

1.2 基本力(万有引力与气压梯度力)

根据牛顿力学第二定律,对于固定于绝对空间坐标系,某一物体的动量随时间的变化率等于作用于该物体力的总和。

对本书中作为研究对象的大气及海洋的运动来说,最重要的力有万有引力、气压梯度力、摩擦力。关于摩擦力将在1.7节叙述,我们首先讲万有引力与气压梯度力。

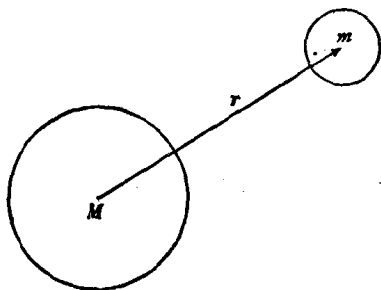


图 1.2 作用于两个球形物体之间的引力

设图 1.2 中两个物体的质量分别为 M 与 m , 把连结两个物体的矢量用 \mathbf{r} 来表示。根据牛顿万有引力定律, 质量 M 作用于质量 m 的引力 \mathbf{F}_r 是

$$\mathbf{F}_r = -\frac{GMm}{r^2} \left(\frac{\mathbf{r}}{r} \right) \quad (1.1)$$

这里 $r = |\mathbf{r}|$, G 是万有引力常数 ($=6.668 \times 10^{-8}$ 达因厘米²克⁻²)。虽然 (1.1) 式应该适用于体积为无限小的理想质点, 但对于象地球这样大致成球形的物体, 若把 $|\mathbf{r}|$ 作为两个球心的距离, 此公式照样可适用。因此, 若假设 M 为地球的质量, m 为大气(或海洋)的微小部分(下称质元)的质量, 则作用于单位质量的大气(海洋)质元上的地球引力是

$$\frac{\mathbf{F}_r}{m} \equiv \mathbf{g}^* = -\frac{GM}{r^2} \left(\frac{\mathbf{r}}{r} \right) \quad (1.2)$$

设距离平均海面的高度值为 z , 地球的平均半径设为 a ($=6371$ 公里), 由于 $r = a + z$, 所以变成:

$$\mathbf{g}^* = \frac{\mathbf{g}_0^*}{\left(1 + \frac{z}{a}\right)^2}$$

在这里 $\mathbf{g}_0^* = -\left(\frac{GM}{a^2}\right)\left(\frac{\mathbf{r}}{r}\right)$ 是在平均海面处的引力。通常在大气及海洋动力学中所处理的问题是 $z \ll a$, 所以本书假设地球引力与高度无关。

下面, 为了讨论气压梯度力, 如图 1.3 所示, 考虑以 (x_0, y_0, z_0) 为中心的大气质元。其体积 $\delta V = \delta x \delta y \delta z$ 。在其容积的中心的压强设为 p_0 , 则在图 1.3 中容器壁 A 处的压强, 由泰罗级数展开, 是

$$p_0 + \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\delta x}{2} + \text{高次项}$$

因此, 若省略高次项, 则作用于容器壁 A 处的气压力是

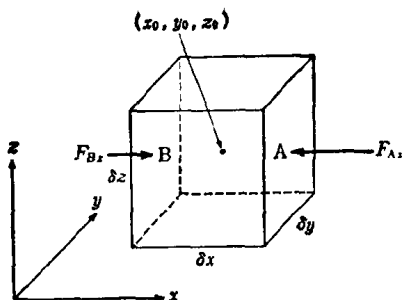


图 1.3 作用于流体质元的气压梯度力的 x 分量

$$F_{Ax} = -\left(p_0 + \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\delta x}{2}\right) \delta y \delta z$$

同样, 作用于容器壁 B 处的气压力是

$$F_{Bx} = +\left(p_0 - \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\delta x}{2}\right) \delta y \delta z$$

因此, 作用于这个空气质元的气压梯度力的 x 分量是

$$F_x = F_{Ax} + F_{Bx} = -\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right) \delta x \delta y \delta z$$

假设这个大气质元的密度为 ρ , 则这个质元的质量 $m = \rho \delta x \delta y \delta z$ 。因此, 作用于每单位质量的空气质元的气压梯度力的 x 分量是

$$\frac{F_x}{m} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

同样, 单位质量气压梯度力的 y 以及 z 分量分别可写为

$$\frac{F_y}{m} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad \frac{F_z}{m} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}$$

因此, 若把气压梯度力用矢量符号表示, 则成为下式:

$$\frac{\mathbf{F}}{m} = -\frac{1}{\rho} \nabla p \quad (1.3)$$

1.3 旋转坐标系与可视力

我们居住在地球上并与地球一起旋转着, 为了描述大气

及海洋中的运动,自然要应用固定于地球上的坐标系。然而,对于这个旋转坐标系,应用牛顿力学的第二定律时,除了在前一节所叙述的实际存在的力外,还必须加上可视力。例如,根据牛顿第一定律,相对于在空间固定的坐标系,以一定速度运动着的物体,若没有外力作用于此物体,此物体将保持等速度运动。这种运动一般称作惯性运动,并把在空间固定的坐标系称为惯性系统或牛顿系统。然而,固定于旋转地球上的物体,对于惯性系统并不是静止的,也不是以等速度运动着。也就是说,在旋转地球上以等速运动着的物体,从空间固定的惯性坐标系来看,应当是不断地加速着的(因此受着力)。

为了最简单地推导这样的可视力,以作为下节的准备,如图1.4所示,

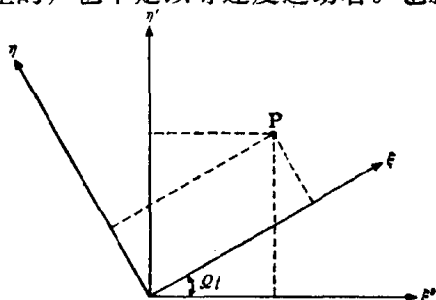


图 1.4 两个坐标系(ξ, η)与(ξ', η')的关系

我们考虑在空间固定的直角坐标系(ξ', η', ζ')与相对于这个坐标系以角速度 Ω 旋转的坐标系(ξ, η, ζ)。为了简单起见,设 ζ 轴与 ζ' 轴是一致的。设 \mathbf{F}' 表示在惯性系统中作用于质量为 m 的物体的力,根据在前节所讲的牛顿第二定律,是

$$\ddot{\xi}' = \frac{F'_{\xi}}{m}, \quad \ddot{\eta}' = \frac{F'_{\eta}}{m}, \quad \ddot{\zeta}' = \frac{F'_{\zeta}}{m} \quad (1.4)$$

在这里变量上面两点表示对时间的微商。例如 $\ddot{\xi} = \frac{d^2\xi}{dt^2}$ 。

在某时刻, ξ' 与 ξ , η' 与 η 轴之间的夹角为 Ωt 。因此,图 1.4 中任一点 P 的坐标用这两个坐标系来表示的话,则是

$$\begin{aligned} \xi' &= \xi \cos \Omega t - \eta \sin \Omega t \\ \eta' &= \xi \sin \Omega t + \eta \cos \Omega t \end{aligned} \quad (1.5)$$