



普通高等教育“十一五”国家级规划教材

Zhongchidu
Qixiangxue

中尺度气象学

◎ 寿绍文 主编

(第二版)

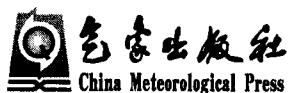
普通高等教育“十一五”国家级规划教材

Mesoscale Meteorology
中尺度气象学

(第二版)

寿绍文 主编

寿绍文 励申申 寿亦萱 姚秀萍 编著



内容简介

中尺度气象学是气象学的一个重要分支,主要研究中尺度天气系统及其直接相关的很多严重灾害性天气,如台风、雷暴、暴雨、冰雹、龙卷等的发生、发展机制和分析预报的理论及方法,是当代大气科学中最受人们关注的研究领域之一。本书对这一领域的知识进行了概要介绍。全书共九章,从第一章至第九章依次讨论的内容为:中尺度天气系统的特征;地形性中尺度环流;自由大气非对流性中尺度环流;中尺度孤立对流系统;中尺度带状对流系统;锋面气旋及台风附近的中尺度雨带;中尺度对流复合体;影响中尺度对流系统发生发展的因子;中尺度天气预报书中内容广泛,涉及了当今中尺度研究中的重要问题。每章后都附有参考文献,以便于查阅和进一步的探究。本书可作为高等学校大气科学或相关专业的教材,也可作为气象及相关学科的科研及业务人员的参考书。

图书在版编目(CIP)数据

中尺度气象学/寿绍文主编. —北京:气象出版社,2009.2
ISBN 978-7-5029-4693-7

I. 中… II. 寿… III. 中尺度-气象学 IV. P432

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2009)第 018867 号

Zhongchidu Qixiangxue

中尺度气象学

寿绍文 主编

出版发行:气象出版社

地址:北京市海淀区中关村南大街 46 号

总编室:010-68407112

网址:<http://www.cmp.cma.gov.cn>

责任编辑:李太宇 王萃萃

封面设计:博雅思企划

印刷:北京昌平环球印刷厂

开本:787mm×960mm 1/16

字数:400 千字

版次:2009 年 2 月第 2 版

印次:2009 年 2 月第 1 次印刷

定价:40.00 元

邮政编码:100081

发行部:010-68409198

E-mail: qxcs@263.net

终审:黄润恒

责任技编:吴庭芳

印张:21.25

印数:1~3000

本书如存在文字不清、漏印以及缺页、倒页、脱页等,请与本社发行部联系调换

再版前言

中尺度气象学是研究中尺度天气系统及其直接相联系的很多严重灾害性天气,如台风、暴雨、雷暴、冰雹、龙卷、下击暴流等发生、发展机制和分析预报理论及方法的学科,是气象学的一个重要分支,也是当代大气科学中最受人们关注的研究领域之一。本书是对中尺度气象学基本知识的概要介绍。全书共九章,从第一章至第九章依次讨论的内容为:中尺度天气系统的特征;地形性中尺度环流;自由大气非对流性中尺度环流;中尺度孤立对流系统;中尺度带状对流系统;锋面气旋及台风附近的中尺度雨带;中尺度对流复合体;影响中尺度对流系统发生发展的因子;中尺度天气预报。本书适合于作为高等学校大气科学或相关专业的教材或气象及相关学科的科研及业务人员的参考书。

本书荣幸地被立项为“普通高等教育‘十一’五国家级规划教材”。值此出版的机会,我们将本书初版(2003年出版)内容作了大量的调整、修改、更新和充实,使其更适应教学、科研及业务工作的需要。限于作者水平,书中难免有错误和不足之处,热忱希望大家批评指教,以便今后改正。

本书在编写过程中得到了有关领导和同事们以及很多专家学者和气象出版社的领导和编辑的鼓励、支持与帮助,在此谨向他们表示诚挚的感谢。

编著者

2008年11月

目 录

再版前言

第一章 中尺度天气系统的特征	(1)
1.1 天气系统的尺度划分	(1)
1.2 中尺度大气运动的基本特征	(5)
1.3 描述中尺度运动的方程组	(7)
本章小结	(9)
参考文献	(10)
第二章 地形性中尺度环流	(12)
2.1 地形波	(12)
2.2 大气涡街	(23)
2.3 热岛环流	(24)
2.4 海陆风和山谷风	(28)
2.5 多种地形性环流的相互作用	(37)
本章小结	(45)
参考文献	(45)
第三章 自由大气非对流性中尺度环流	(51)
3.1 自由大气的重力波	(51)
3.2 重力波的发生发展	(55)
3.3 锋和急流系统	(58)
3.4 锋—急流附近的次级环流	(62)
本章小结	(66)
参考文献	(67)
第四章 中尺度孤立对流系统	(70)
4.1 普通单体雷暴	(70)
4.2 多单体风暴	(73)
4.3 超级单体风暴	(76)
4.4 龙卷风暴	(81)
4.5 下击暴流	(92)

4.6 龙卷及下击暴流的爆发	(105)
本章小结	(111)
参考文献	(112)
第五章 中尺度带状对流系统	(116)
5.1 温带飏线系统	(116)
5.2 中纬度飏线的形成方式及机制	(124)
5.3 具有前导线和尾随层状区型的飏线系统	(127)
5.4 飏线天气过程的个例分析	(132)
本章小结	(149)
参考文献	(149)
第六章 锋面气旋及台风附近的中尺度雨带	(155)
6.1 锋面气旋附近天气尺度的降水机制	(155)
6.2 锋面附近的中尺度雨带	(161)
6.3 锋面附近中尺度雨带的成因	(172)
6.4 地形对锋面降水的影响	(176)
6.5 台风附近的中尺度雨带	(181)
本章小结	(185)
参考文献	(187)
第七章 中尺度对流复合体	(191)
7.1 中尺度对流复合体的特征和结构	(191)
7.2 MCC 发展各阶段的天气尺度环境	(197)
7.3 中层中尺度涡旋	(203)
7.4 准静止对流系统	(205)
7.5 大尺度环境中 MCS 加热的作用	(212)
7.6 MCS 的全球性分布和影响	(214)
7.7 MCS 在热带气旋发展中的作用	(215)
7.8 关于 MCS 的一些认识	(217)
本章小结	(219)
参考文献	(220)
第八章 影响中尺度对流系统发生发展的因子	(226)
8.1 大气位势不稳定性与对流的关系	(226)
8.2 第二类条件性不稳定与中尺度对流系统的关系	(229)
8.3 条件性对称不稳定与中尺度对流系统的关系	(232)
8.4 夹卷等因子对对流系统发生发展的影响	(235)

8.5	风垂直切变对对流风暴传播的作用	(240)
8.6	环境热力和动力条件对对流风暴强度和类型的综合影响	(242)
8.7	风垂直切变对雷暴的组织 and 分裂作用	(245)
8.8	边界层中尺度锋及其影响	(248)
本章小结		(256)
参考文献		(258)
第九章 中尺度天气预报		(266)
9.1	中尺度天气预报方法概论	(266)
9.2	暴雨的分析和预报	(290)
9.3	强对流天气的分析和预报	(300)
9.4	遥感资料在临近预报和甚短期预报中的应用	(312)
9.5	临近预报和甚短期预报系统	(318)
本章小结		(321)
参考文献		(324)

第一章 中尺度天气系统的特征

大气环流系统具有不同的尺度和不同的特征。著名气象学家里查森曾把由不同尺度的天气系统组成的大气环流形象地比作一部由大小齿轮组成的机器,大齿轮推动着小齿轮转动,小齿轮又会影响大齿轮的运动。正是由于大气中各种不同尺度的环流系统互相影响、互相作用才造成了复杂的大气运动和天气变化。本章将讨论大气运动系统的尺度划分、中尺度运动的基本特征以及描述中尺度运动的方程组。

1.1 天气系统的尺度划分

大气环流包含着从湍流微团到超长波等各种尺度的运动系统,不同尺度的系统具有不同的物理性质,为了便于研究须将它们进行分类。尺度分类通常有经验、理论和实用(几何)等方法。人们在早期主要按经验分类,并得出了经典的三段分类,即把天气系统划分为大尺度、中尺度和小尺度三类(其空间尺度分别为 10^6 m、 10^5 m 和 10^4 m,时间尺度分别为 10^5 s、 10^4 s 和 10^3 s)。对于小尺度系统(如雷暴、龙卷等)和大尺度系统(如气旋、锋等)人们根据长期的单站观测和常规天气图分析的经验,很早就有了明确的概念。而关于中尺度系统(如飑线、中气旋等)的概念则是在进行了很多比较细致的天气图分析,特别是在有了雷达等探测工具之后才建立起来的。Ligda (1951)最早提出“中尺度(mesoscale)”这一概念。他根据对降水系统进行雷达探测所积累的经验指出,有些降水系统,太大以致不能由单站观测全,但又太小以致即使在区域天气图上也不能显现,他建议把具有这种尺度的系统称为“中尺度系统”。自此以后,中尺度这一介于大尺度和小尺度之间的特殊尺度的名称和概念便逐渐得到公认。目前,“中尺度”一般被描述性地定义为时间尺度和水平空间尺度比常规探空网的时空密度小,但比积云单体的生命期及空间尺度大得多的一种尺度。也就是说,其水平尺度约为几十千米至几百千米;时间尺度约为几小时至十几小时。

近代很多人试图从物理本质上对天气系统进行分类。我们知道,大气是一个流体动力和热力学系统,它可以由运动方程、连续方程、状态方程、热力学方程和水汽方

程等来描述。运动方程表明,当空气质点受力不同时,其运动方式也是不同的。例如,当科氏力项大大超过加速度项和摩擦力项,气压梯度力项与科氏力近于平衡时,就形成“地转风”;当浮力项大于重力项则产生“对流”运动。各种力的相对重要性,常常用各种量纲参数表征。人们常常通过讨论不同尺度的大气运动系统所对应的某些量纲参数的大小来对它们进行分类。在这里我们要介绍 Emanuel(1983)根据罗斯贝数(Ro)作出的大气运动系统的尺度分类。为了进行尺度分类,Emanuel 应用了两个无量纲数:拉格朗日时间尺度(T)和罗斯贝数 Ro 。其中 Ro 可以用 T 表示,即 $Ro = 2\pi/fT$ (f 为科氏参数)。各种大气现象均有相应的 T 和 Ro 值。表 1.1 列出了斜压波动、倾斜对流、积云对流以及边界层湍流等四种运动的垂直尺度、水平尺度、时间尺度和罗斯贝数,同时还给出了它们在地球大气中出现的频率。如果将各种现象按其具有的典型的 Ro 值的大小排列起来(图 1.1),则可得到一个尺度序列。尺度愈大, Ro 愈小;尺度愈小, Ro 愈大。表 1.1 中的四类运动的尺度就相当于通常所说的大、中、小和微尺度。其中倾斜对流的垂直尺度为 D ,水平尺度 L 为 $U_z D/f$,所以状态比 $L/D = U_z/f$ 。

表 1.1 四类大气运动的特征参数 (Emanuel,1986)

类型	垂直尺度	水平尺度	时间尺度	罗斯贝数	在地球大气中出现的频率
斜压波动	$f^2 U_z / (N\beta^2)$	$f U_z / (N\beta)$	$2\pi N / (f U_z)$	$1/\sqrt{Ri}$	从极地到 30° 纬度几乎普遍存在
倾斜对流	D	$U_z D / f$	f^{-1}	2π	高度间歇性的
积云对流	D	D	N^{-1}	$2\pi N / f$	在热带海洋上空普遍存在并到处间歇性地发生
边界层湍流	h	h	h/U^*	$2\pi U^* / (hf)$	在边界层普遍存在

注: a —地球半径; U —平均纬向速度尺度; f —地转参数; β — f 的经向梯度; U^* —摩擦速度尺度; h —行星边界层(PBL)深度; N —平均浮力频率尺度; N_w —湿浮力频率尺度; Ri —里查逊数 $= N^2/U_z^2$; R —最大风尺度半径; V_T —最大切向风尺度; φ —纬度; D —不稳定层深度; U_z —纬向风垂直切变尺度。

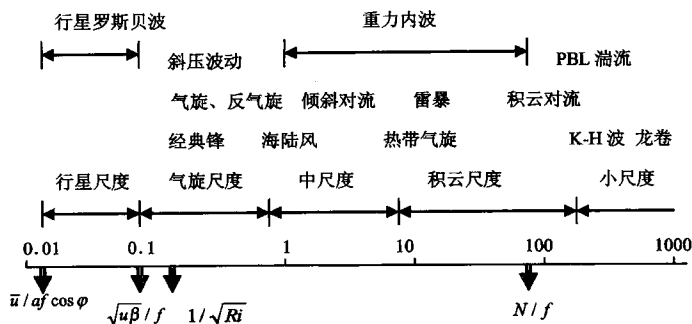


图 1.1 按拉格朗日罗斯贝数 Ro 作出的尺度分类 (Emanuel,1986)

Emanuel 把具有状态比 $L/D=U_z/f$ 和时间尺度 $T=f^{-1}$ 的运动定义为“中尺度”运动。水平尺度 $L=U_z D/f$ 和时间尺度 $T=1/f$, 正与“对称不稳定”的尺度一致, 这说明对称不稳定是一种中尺度不稳定。而斜压波动和积云对流则分别和斜压不稳定及重力不稳定相对应。由此可见, 这种尺度分类法把运动尺度和稳定性相联系起来了。

以上分析表明尺度的经验分类和理论分类基本是一致的, 但实际大气中天气系统的尺度谱更复杂, 从实用的角度来说需要更细致的分类。Ogura(1963)用 5 个数组 I, II, III, IV, V 表示五种尺度, 分别代表 10000 km, 1000 km, 100 km, 10 km 和 1 km, 对应从行星尺度到 Rayleigh 对流的尺度。Fujita(藤田哲也, 1963)强调, 中尺度扰动的观测, 需要建立三种密度的中尺度观测网, 即 α 中尺度(meso- α)、 β 中尺度(meso- β)、 γ 中尺度(meso- γ)。作中尺度数值模拟时把网格距分为三类, 相当于 Ogura(1963)分类中的 III, IV, V 三种尺度。Orlanski(1975)根据观测和理论的综合分析结果, 提出了一个比较细致的尺度划分方案, 得到了比较普遍的采用。按他的方案, 天气系统可粗分为大、中、小尺度三类, 其中大尺度系统可再分为 α , β 两类。中尺度和小尺度系统则可分别分为 α , β , γ 三类, 相邻两类的空间尺度相差 1 个数量级(图 1.2)。按这种划分, 中尺度成了一个范围很宽的尺度(即 2~2000 km)。小至某些通常称为小尺度的系统(如雷暴单体等), 大至某些通常称为大尺度的系统(如锋、台风或飓风等)都可包括在中尺度的范围内。但其“核心”则为 20~200 km 的系统, 即 β 中尺度系统。 β 中尺度系统具有典型的中尺度特性, 而 α 和 γ 中尺度系统则分别兼有大尺度和小尺度的特性。

Orlanski 的尺度划分是根据时间和空间长度同时作出的, 注意图 1.2 中沿着时间尺度这一排的括弧中的物理参数, 正是这些参数控制着每一个特定的时间尺度范围。其中 $(\beta L_R)^{-1}$ 即地转参数(f)随纬度的变化(β)与罗斯贝变形半径 $L_R = (H/f) \left[(g/\theta) \left(\frac{d\theta}{dz} \right) \right]^{-\frac{1}{2}}$ 的乘积的倒数(其中 H 为均质大气的厚度, θ 为位温), 1 个月至 1 天之间的尺度受此参数控制。对于尺度为 1 天至几小时的运动来说, 则受参数 f^{-1} 的控制。而生命史为几小时的运动受浮力频率的倒数 $N^{-1} = [(g/\theta)(d\theta/dz)]^{-1/2}$ 所控制。至于时间尺度为分和秒的外重力波和湍流运动的平流时间则分别由参数 $(g/H)^{-1/2}$ 和 L/u 所决定。关于大气运动系统的尺度划分标准以及各种尺度的名称至今仍是不统一的。在图 1.2 中左部列出了当前世界上的几种有代表性的尺度划分标准与 Orlanski 的尺度划分之间的相互对照关系。在日本的尺度划分中, 包含一个“中间尺度”。它相当于 Orlanski 所定义的 α 中尺度。中间尺度或 α 中尺度也相当于通常所说的“次天气尺度”, 而 β 大尺度则相当于通常所说的“天气尺度”。对于 α , β 和 γ 三种中尺度, 有时也有人分别称它们为“大的中尺度”、“典型

尺度的定义				生命 期 水平 尺度	1天 (f) ⁻¹		1分 ($\frac{g}{\theta}$) ^{-1/2} ($\frac{1}{\theta}$)		1秒
					1月 (βL_e) ⁻¹		1时 ($\frac{g}{\theta}$ $\frac{d\theta}{dz}$) ^{-1/2}		
大尺度	A	B	大尺度	10000 (km)	驻波超长波		潮汐波		α 大尺度
				2000km	斜压波				β 大尺度
中间尺度	C	A		200km	锋 飓 风				α 中尺度
		B		200km			夜发性 低空急 流 飓风线		β 中尺度
中尺度		C	中尺度	20km			雷暴 重力内波 晴空湍流 城市效应		γ 中尺度
		D		2km			龙卷 深对流 短重力波		α 小尺度
				200m				尘卷 热旋风	β 小尺度
小尺度			小尺度	20m				卷流 粗糙度 湍流	γ 小尺度
日本的命名	欧洲的命名	CATE命名	美国的命名	大气科学委员会	气候尺度	天气尺度 行星尺度	中尺度	小尺度	尺度

*注:GATE是全球大气研究计划大西洋热带试验

图 1.2 Orlanski 的尺度划分(右)及几种主要的尺度定义的对照(Orlanski, 1975)

中尺度”和“小的中尺度”。

除了图 1.2 中所列的各种尺度划分外,还有一些别的尺度划分和名称。例如 Fujita 等按英文的五个元音字母 A, E, I, O, U 的次序,把天气系统按大小分别给以 Maso, Meso, Mišo, Moso 及 Muso 等前缀,把天气系统划分为 5 个等级(分别对应 40000 km, 400 km, 4 km, 40m 以及 40 cm),前四个等级又分别划分为 α, β 两个次尺度(图 1.3)。Agee 等(1976)建议在 10 m (10^1 m) 和 100 km (10^5 m) 之间再分出 10^2 m, 10^3 m 和 10^4 m 等量级。Fujita 在研究下击暴流、微下击暴流和龙卷吸管涡旋等特殊的小尺度天气现象时,进行测站布局 and 观测及研究方法的设计等实用目的,又对小尺度现象作了更进一步的分类,即除了将小尺度划分成 α, β, γ 三类外,还增加了 δ 和 ϵ 两个次尺度。

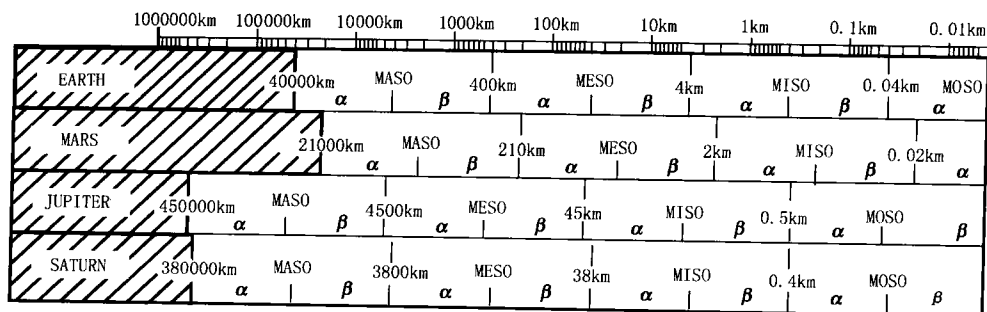


图 1.3 Fujita 定义的地和其他行星大气系统的 Maso, Meso, Miso, Moso 及 Muso 等尺度 (最大尺度取为行星的赤道长度; Earth, Mars, Jupiter, Saturn 分别为地球、火星、木星和土星) (Fujita, 1981)

1.2 中尺度大气运动的基本特征

通过 1.1 节的讨论, 我们已经知道中尺度是一个比较特殊的尺度, 归纳起来可以从以下几个方面来认识其基本特征:

(1) 尺度

按 Orlanski 的划分标准, 中尺度系统的水平尺度在 $2 \times 10^0 \sim 2 \times 10^3$ km 之间, 时间尺度在几十分钟至几天之间。这是一个很宽的范围, 因此中尺度系统不仅区别大、小尺度系统, 而且大小不同的中尺度系统之间也具有性质的差别。一般来说, 水平尺度为 20~200 km 的 β 中尺度系统是中尺度系统的核心, 具有典型的中尺度系统特性, 而 α 和 γ 中尺度系统则分别兼有大、小尺度系统的特性。

(2) 散度、涡度、垂直速度

从连续方程可得: $W \leq HV/L$ (其中 W, V 分别表示空气的垂直和水平速度; H, L 分别表示垂直和水平尺度)。取 $V \sim 10$ m/s, $H \sim 10$ km, 则对 α, β, γ 中尺度系统, W 分别可为 10^{-1} m/s, 10^0 m/s 和 10^1 m/s, 这都比大尺度垂直运动大 1 到几个量级。相应地, 中尺度的散度、涡度也要比大尺度的散度、涡度大 1 到几个量级。很多天气现象的强度都是与散度、涡度、垂直速度的强度相联系的, 例如在水汽条件相同的情况下, 降水强度一般与垂直速度成正比。所以强降水常常与中尺度运动, 特别是与 β 中尺度系统密切相关, 因为它们既有较强的垂直运动, 又有较长的生命期, 所以降水强度较大, 总降水量也较大。

(3) 地转偏向力和浮力的作用

在大尺度运动中, 地转偏向力的作用相对重要, 浮力可以忽略。在小尺度运动

中,浮力的作用相对重要,地转偏向力可以忽略。而在中尺度运动中,地转偏向力和浮力的作用都必须考虑。这种性质可以用罗斯贝数 Ro 和里查森数 Ri 来表示。对三种基本尺度而言, Ro 和 Ri 数的典型值分别如表 1.2 所列。

表 1.2 大中小尺度系统的 Ro 和 Ri 数的典型值

	大尺度	中尺度	小尺度
$Ro = V/fL$	0.1	1.0	>1.0
$Ri = N^2/U_z^2$	100.0	1.0	<1

由此可见,尺度愈大, Ro 数愈小, Ri 数愈大;反之,尺度愈小, Ro 数愈大, Ri 数愈小。而 Ro 数与地转偏向力成反比, Ri 数与浮力成反比。所以尺度愈大,地转偏向力作用愈大,浮力作用愈小;反之,尺度愈小,地转偏向力作用愈小,浮力作用愈大。对较小的中尺度运动,地转偏向力项相对较小,运动具有非地转性,而对较大的中尺度运动,地转偏向力项相对较大。运动具有一定的地转性。Phillips(1963)引入了 Burger 数 $B(B=Ro^2 Ri)$,并定义了两类地转运动:当 $B \approx 10^{-2}$ 时,称为第二类地转运动; $B \approx 1$ 时称为第一类地转运动。较大的中尺度运动正好具有 $B \approx 1$ 的关系,因此也说明它具有地转性。不过虽然大、中系统都可能出现 $B \approx 1$ 的情况,但由于两类运动的 Ro 和 Ri 数明显不同,因此两类运动仍有明显差别。通过地转偏向力及浮力相对重要性的分析可见,大尺度运动是地转和静力平衡的运动,小尺度运动是非地转、非静力和湍流运动,而中尺度运动则介于两者之间。大的中尺度运动可为准地转和准静力平衡运动,小的中尺度则可为非地转和非静力平衡运动;而典型的中尺度运动,则可能是非地转和准静力平衡的。因此典型的“中尺度”也可以定义为符合以下判据的一种特殊尺度:①其水平尺度足够大,以致可以适用静力平衡关系;②其水平尺度足够小,以致地转偏向力项相对于平流项和气压梯度力项是小项(Pielke,1984)。这时形成的流场,即使在没有摩擦作用的情况下(在行星边界层以上),也与梯度风和地转风关系有本质的不同。所以在中尺度分析中,用地转风和梯度风作为实际风的近似已不合适,而流体静力近似一般仍能有效地表示气压的垂直分布。但是要强调指出,流体静力假设的正确性同时与天气系统的尺度和大气的稳定度以及风速大小有关。当大气比较稳定,风速较小时,流体静力假设对较小尺度的系统也是适用的。但是当风速增大,热力稳定度减小时则流体静力假设的正确性便减小,以致不适用。

(4) 质量场和风场的适应过程

对大尺度运动而言,一般是风场适应质量场,而中尺度运动中则为质量场适应风场。对于这一点可作一些简单的解释。考虑一个初始无界海洋,在水平范围为 $2A$,深度为 H 的水柱。在地转平衡时,每单位长度的地转水流的动能 E_{geo} ,位能为 P_{geo} 。动能与位能之比为:

$$(E/P)_{\text{geo}} = L_R^2/L^2 \quad (1.2.1)$$

式中 $L_R = \sqrt{gH}/f$, 称为罗斯贝变形半径, 它是由重力、地球自转以及流体深度所决定的空间尺度; L 是天气系统的水平尺度。

由式(1.2.1)可见, 当 $L \gg L_R$ 时, 有 $E_{\text{geo}} \ll P_{\text{geo}}$ 。由此可知当增加动能时, 必须发生很大的位能才能使地转平衡恢复。但当增加位能时, 则只需发生很小的动能便能适应。显然后一种情况容易成功。因此, 对于水平尺度大于 L_R 的扰动而言, 一般是速度场适应质量场。而当 $L \ll L_R$ 时, 情况正好相反。所以对中小尺度扰动而言, 一般是质量场适应速度场。

1.3 描述中尺度运动的方程组

在直角坐标系 (x, y, z) 中, 忽略湍流扩散的大气动力学和热力学基本方程组为

$$\text{运动方程: } \begin{cases} \frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv \\ \frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu \\ \frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \end{cases} \quad (1.3.1)$$

$$\text{连续方程: } \frac{d\rho}{dt} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0 \quad (1.3.2)$$

$$\text{状态方程: } p = \rho RT \quad (1.3.3)$$

$$\text{位温方程: } \theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{\frac{\kappa}{\gamma}} \quad (1.3.4)$$

$$\text{热流量方程: } \frac{d\theta}{dt} = \frac{\theta}{c_p T} \frac{dQ}{dt} \quad (1.3.5)$$

以上各式中,

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}$$

上述方程组一般不直接用来讨论中小尺度天气问题, 因为: (1) 在方程中包含了大、中、小尺度运动以及声波等气象噪声; (2) 对不同尺度的运动, 方程中各项量级不同, 可以简化; (3) 方程中的非线性项表现了气象要素场之间的相互作用, 对中小尺度天气问题来说是重要的。但其中某些项, 如气压梯度项, 可以通过对密度的适当假设, 而将其线性化, 从而使问题简化。

为此我们先来讨论简化方程组的主要依据。首先, 把任一大气热力学变量 f 看作是天气尺度参考量 $\bar{f}$ 和偏离 $\bar{f}$ 的中尺度扰动量 f' 之和, 即

$$f = \bar{f} + f' \quad (1.3.6)$$

然后根据观测事实,假设:

(1)天气尺度状态的变化远慢于中尺度扰动的变化,即

$$\left| \frac{\partial \bar{f}}{\partial t} \right| \ll \left| \frac{\partial f'}{\partial t} \right| \quad (1.3.7)$$

(2)天气尺度的水平梯度远小于中尺度水平梯度,即

$$\left| \frac{\partial \bar{f}}{\partial x} \right| \ll \left| \frac{\partial f'}{\partial x} \right|, \quad \left| \frac{\partial \bar{f}}{\partial y} \right| \ll \left| \frac{\partial f'}{\partial y} \right| \quad (1.3.8)$$

(3)中尺度扰动量 f' 远小于天气尺度参考量 $\bar{f}$, 也就是说,中尺度扰动量与天气尺度参考量之比远小于1,即

$$\left| \frac{f'}{\bar{f}} \right| \ll 1 \text{ 或 } |f'| \ll |\bar{f}| \quad (1.3.9)$$

根据以上简化依据,我们便可得到水平运动方程为:

$$\begin{cases} \frac{du}{dt} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial x} + f v \\ \frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial y} - f u \end{cases} \quad (1.3.10)$$

垂直运动方程为:

$$\begin{aligned} \frac{dw}{dt} &= -\frac{1}{\bar{\rho} + \rho'} \left(\frac{\partial P}{\partial z} + \frac{\partial p'}{\partial z} \right) - g \\ &= -\frac{1}{\bar{\rho} + \rho'} \frac{\partial p'}{\partial z} + \left(\frac{1}{\bar{\rho} + \rho'} - 1 \right) g \\ &= -\frac{1}{\bar{\rho} + \rho'} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho'}{\bar{\rho} + \rho'} g \\ &\cong -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho'}{\bar{\rho}} g \end{aligned} \quad (1.3.11)$$

对连续方程进行尺度分析,略去相对小项后可得:

$$\alpha \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0 \quad \text{或} \quad \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1.3.12)$$

式中 $\alpha = \frac{1}{\bar{\rho}}$ 称为比容,式(1.3.12)是在 $\frac{\partial \alpha}{\partial z} \approx 0$ 的条件下成立的。这一条件一般只适用于浅层运动的情况,因此式(1.3.12)称为浅对流连续方程,这一关系式常称为不可压缩性假设。这一表达式不仅消除了声波,而且略去了密度的空间变化。

由上可见,在推导运动方程时,做了下述近似处理:(1)大气密度在水平方向变化很小,所以以 $\frac{1}{\bar{\rho}}$ 代替 $\frac{1}{\rho}$,从而使气压梯度力项线性化;(2)在垂直方向的运动方程中,考虑了由密度扰动引起的浮力;(3)假定大气运动是准不可压缩的,从而略去了由

于空气压缩性而产生的声波。上述近似处理称为 Boussinesq(布西内斯克)近似或“对流简化”。在推导上述方程组时,假定流体运动只限制在一薄层内。因此这一简化方程组一般适用于研究像积云对流、海陆风环流、边界层急流中的重力波活动等发生在浅层内的中尺度运动。

但是在研究深层运动时,由于深层运动的垂直范围大,因此在这类运动中 $\frac{d\rho}{dz}$ 必须考虑,不能略去。这样,连续方程必须采取另一种形式。与推导浅对流连续方程一样,同样采用尺度分析方法,结果可得连续方程为:

$$w \frac{\partial \bar{\alpha}}{\partial z} + \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0 \quad \text{或} \quad w \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} + \bar{\rho} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0 \quad (1.3.13)$$

式(1.3.13)称为深对流连续方程。设 $\bar{\rho} = \bar{\rho}(z)$, 则式(1.3.13)可以改写成

$$\partial \bar{\rho} u / \partial x + \partial \bar{\rho} v / \partial y + \partial \bar{\rho} w / \partial z = 0 \quad (1.3.14)$$

Ogura 和 Phillips(1962)在处理深对流问题时,把连续方程中的 $\frac{\partial \rho}{\partial t}$ 项略去了,但在绝热方程中却仍保留了该项。他们把这种近似处理称为滞弹性(anelastic)近似或“隔音假设”。

和 Boussinesq 近似方程组相比,滞弹性近似的主要区别之一,就是在连续方程中考虑了 $\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z}$ 项的作用,因此这种近似适用于研究深层运动。滞弹性近似可以看作是广义的 Boussinesq 近似。Boussinesq 近似、滞弹性近似和原始方程组主要区别在于对密度的处理。它们也分别被称为非弹性、滞弹性和全弹性方程组。它们在不同情况下被应用来解决中尺度问题。

本章小结

(1) 基本内容

本章讨论了大气运动系统的尺度划分,从经验、理论和实用(几何)三方面对中尺度给出了定义,从尺度、散度、涡度、垂直速度的量级,地转偏向力和浮力作用的相对重要性以及质量场和风场的适应过程等方面讨论了中尺度运动的基本特征,最后讨论了描述中尺度运动的方程组。

(2) 复习思考

1) 什么是“中尺度”? Ligda, Emmanuel, Orlanski 和 Pielke 等怎样定义“中尺度”?

2) α, β, γ 中尺度系统在性质和对强天气形成的作用方面有什么不同?

- 3)通过对地转偏向力和浮力作用的相对重要性以及质量场和风场的适应过程等方面的讨论可知,对中尺度系统的分析和对大尺度系统的分析方法应有什么不同?
- 4)为什么一般不直接使用原始方程组讨论中尺度运动?
- 5)简化方程时应用了哪些规则?
- 6)什么是 Boussinesq(布西内斯克)近似?
- 7)Boussinesq 近似与滞弹性近似的连续方程有什么区别,它们各适用于描述什么运动?

参考文献

- Cotton W R, Anthes R A. 1993. 叶家东等译. 风暴和云动力学. 北京:气象出版社.
- Fujita T T. 1981. 下击暴流. 北京:气象出版社.
- 阿特金森 B W. 1987. 大气中尺度环流. 北京:气象出版社.
- 巢纪平,周晓平. 1964. 积云动力学. 北京:科学出版社.
- 丁一汇. 1991. 高等天气学. 北京:气象出版社.
- 古特曼 Л. H. 1976. 中尺度气象过程非线性理论引论. 北京:科学出版社.
- 陆汉城等. 2000. 中尺度天气原理和预报. 北京:气象出版社.
- 寿绍文. 1993. 中尺度天气动力学. 北京:气象出版社.
- 寿绍文等. 1993. 中尺度对流系统及其预报. 北京:气象出版社.
- 寿绍文等. 2003. 中尺度气象学. 北京:气象出版社.
- 伍荣生等. 1983. 动力气象学. 上海:上海科技出版社.
- 伍荣生主编. 1999. 现代天气学原理. 北京:高等教育出版社.
- 杨大升,刘余滨,刘式适. 1983. 动力气象学. 北京:气象出版社.
- 杨国祥,何齐强,陆汉城. 1991. 中尺度气象学. 北京:气象出版社.
- 杨国祥. 1983. 中小尺度天气学. 北京:气象出版社.
- 张玉玲. 1999. 中尺度天气动力学引论. 北京:气象出版社.
- 朱乾根,林锦瑞,寿绍文. 1981. 天气学原理和方法. 北京:气象出版社.
- Emanuel K. 1983. On the dynamical definition of "Mesoscale Meteorology": Theories, observations and models. Lilly D K and Gal-Chen T Eds. Reidel Publishing Co., Boston Mass. 1-11.
- Emanuel K. 1984. *Some dynamical aspects of precipitating convection*, *Dynamics of mesoscale weather Systems*. NCAR. 591pp.
- Emanuel K A. 1986. Overview and definition of mesoscale meteorology. Chapter 1, in Ray P S (Editor), *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, Amer. Meteor. Soc. 1-16.
- Fujita T T. 1981. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *J. Atmos. Sci.* **38**(8):1511-1534.
- Fujita T T. 1986. Mesoscale classification: their history and their application to forecasting. Chap-