

文章编号:1006 - 7639(2003) - 03 - 0079 - 04

# 中尺度动力学的基础研究和进展

王 文<sup>1</sup>, 陈志勇<sup>2</sup>, 陆怀平<sup>3</sup>

(1. 兰州大学 大气科学系, 甘肃 兰州 730000; 2. 民勤气象局, 甘肃 民勤 733300)

3. 兰州气象学校, 甘肃 兰州 730021)

中图分类号: P432

文献标识码: A

## 引 言

中尺度动力学是研究尺度为 20 ~ 2000km 的天气系统发生发展规律的大气动力学分支。这个尺度上的天气系统, 常常带来与强对流相联系的暴雨、冰雹、飑线、龙卷等天气以及引发洪水、海难和空难事件, 对国民经济和人民生命财产构成严重威胁。这类天气系统突发性强、预报时效短、常造成重大自然灾害。然而这类系统的预报一直是一个相当困难的问题, 这是因为人们对这种尺度上系统发生发展的机制缺乏了解。相对于大尺度动力学和小尺度动力学而言, 中尺度动力学理论基础薄弱, 这一领域特别困难的原因是它既不能做大尺度准地转简化, 也不能做小尺度无旋系统近似。

## 1 中尺度运动系统的尺度划分

尺度分类通常有经验、理论、实用三种方法。早期主要按经验分类: 得出传统的三段分类, 把天气系统划分为大尺度 ( $10^6$  m,  $10^5$  s)、中尺度 ( $10^5$  m,  $10^4$  s) 和小尺度 ( $10^4$  m,  $10^3$  s)。小尺度系统(雷暴、龙卷)和大尺度系统(气旋、锋)很早就有了明确的概念, 而中尺度系统的定义要稍微复杂一些, Ligda (1951) 在评论雷达在气象上的成就与其远景时说: 可以预期雷达将为研究大气中微气象学与天气学所不能研究的那一类运动的特征和结构提供有益的信息。我们用雷达观测到降水形成, 其过程无疑是很有意义的, 但降水的尺度大到不能用单站观测, 而又小到甚至不能在区域天气图上看出来。具有这种尺度的现象不妨称为中尺度气象现象。到 1953 年, Swingle 和

Rosenberg 在第一次天气雷达会议的一篇论文中使用了 meso 这个词, 到 20 世纪 50 年代中期被公认, 并代替了 Fujita (1951) 提出的 micro。目前, 中尺度系统(飑线)被描述性的定义为时间尺度和水平空间尺度比常规探测网的时空密度小, 但比积云单体的生命期及空间尺度大得多的一种尺度(几十到几百 km、几到十几 h)。理论分类: Vinnichenko (1970) 对自由大气和近地层东西风分量的平均动能做谱分析, 发现在几十分至十几个小时的时段上, 为能量密度的低谷, 称为中尺度缝隙。它在大尺度和小、微尺度运动之间的能量交换过程中起着重要的作用。

Tepper (1959) 向人们说明了“中尺度气象即大尺度大气运动和局地天气之间的一种联系”的重要性, 认为尺度比大尺度运动小的运动在气象上绝不能认为是不重要的, 它也不是气象噪音。反之, 它对局地天气预报是很重要的, 而且对整个大气环流的能量流动也是不可缺少的。Van der Hoven 作了许多不同地方的谱分析, 都在同样大小的周期处有一个最小的方差。由于风速变率与风速扰动的动能成正比, 所以 Van der Hoven (1957) 总结说, “没有支持大气涡动能量的物理过程是这个范围的谱中产生这个低谷的原因”。取自不同条件下大气的不同部分的谱分析似乎都包含一个“谱中低谷”, 在时间尺度上是 10min 到 24h, 在空间尺度上大约是从 5 ~ 150km, 它依赖于在做谱分析时所用的频率或波数。

Goldman 不同意 Van der Hoven 的结果, 认为水平风速谱符合 Kolmogorov 的  $-5/3$  指数定律。Panofsky (1969) 认为“天气尺度代表了辐射的水平不均匀性尺度, 小尺度代表了温度和风场的垂直不均匀尺度”。Robinson 认为中尺度环流是大气从很

收稿日期: 2003 - 08 - 22; 改回日期: 2003 - 09 - 19

作者简介: 王文 (1957 - ), 男, 甘肃会宁人, 副教授, 主要从事中尺度动力学和气候诊断研究。

大到很小能量串级中的一个关键环节,指出大多数谱并没有在中尺度段显示出异常极小,而是在微尺度段中显示了一个极大。Fiedler 与 Panofsky 承认低谷是在微尺度与中尺度之间,而不是组成一个中尺度区间。尽管低谷表明中尺度环流的能量密度较小,但这并不说明与大尺度和微尺度现象相比中尺度不是一种重要的天气现象,它们可在微尺度与大尺度之间能量转换中起着关键作用。A. A. White 说,“即使浴室中水管流出的水经常不多,但一堵塞则会很不方便”。

在物理本质上,气压梯度力项与科氏力近于平衡时,就形成“地转风”;当加速度项与气压梯度近于平衡,就形成“欧拉风”;当摩擦力与气压梯度近于平衡,就形成“摩擦风”;当加速度项与科氏力近于平衡,就形成“惯性圆”运动;当浮力大于重力项则产生“对流”运动。K. Emanuel (1983) 根据罗斯贝数 ( $Ro$ ) 进行尺度分析,他应用了两个无量纲数:拉格朗日时间尺度 ( $T$ ) 和罗斯贝数。 $Ro$  可用  $T$  表示,即  $Ro = 2 / fT$ 。尺度愈大,  $Ro$  愈小;尺度愈小,  $Ro$  愈大。按  $Ro$  的数量级大小,可将行星纬向气流分成四类基本的运动形式,即斜压波动、倾斜对流、积云对流以及边界层湍流,相当于大、中、小和微尺度。斜压波动和积云对流分别和斜压不稳定及重力不稳定相对应。

首先根据发生在该系统中不同性质的稳定度来确定运动尺度,当  $Ri$  很大时为斜压不稳定,它由  $\overline{u_z}$ ,  $N$ ,  $f$  和  $\overline{u_z}$  等参数决定,  $H = \frac{f^2 \overline{u_z}}{N^2} \sim 18\text{km}$ ,  $L = \frac{f \overline{u_z}}{N} \sim 1800\text{km}$ ,  $T = \frac{2}{f \overline{u_z}} \sim 3d$ , 与周期为数天的能量谱峰值相对应;当  $Ri < \frac{1}{4}$  时,将产生小尺度的不稳定,地转作用一般不影响其时间尺度,主要由参数  $\overline{u_z}$ ,  $N$  和  $D$  决定,  $D$  为  $Ri$  很小或负的区域厚度。因小尺度不稳定的水平和垂直尺度之比为 1,所以空间尺度由  $D$  决定,其时间尺度为  $N^{-1}$ 。这种不稳定产生小尺度对流和湍流,与周期为几分钟的峰值相对应。在  $Ri < 1$ , 介于以上两种尺度之间,由浮力和科氏力共同作用产生的不稳定为对称不稳定,  $H \sim D$ ,  $L \sim \frac{u_z D}{f}$ ,  $T \sim f^{-1}$ 。它的产生不像以上两种普遍,在能量谱上也没有对应的峰值,一般发生在斜压气旋的饱和区。

另外的途径是以自由振动的频率为基础来确定

尺度,假设在平面上有层结为常数的均匀气流,被一水平波数为  $k$  的正旋地形强迫而产生稳定的振动。对地形强迫的线性响应与气流的自由振动有关,不同尺度的自由振动在垂直方向的传播特征不同,这可用垂直波数来表示。(波长即相邻两个上升运动之间或两个高压中心之间的平均距离;周期是相邻两个峰值之间或两次温度极值之间的平均时间)。

实用分类法:Orlanski (1975) 同时根据时间和空间长度划分为:大、大尺度,中、中和中尺度,以及小、小和小尺度系统。中尺度的范围在  $2 \sim 2000\text{km}$ , 核心为  $20 \sim 200\text{km}$ , 即中尺度系统,而中和中尺度系统分别兼有大尺度(锋、飓风或台风)和小尺度(雷暴单体)的特性。在时间尺度上,一个月至一天的运动受  $(L_R)^{-1}$  的控制,其中  $L_R = \frac{HN}{f}$  为罗斯贝变形半径;一天至几小时的运动则受参数  $f^{-1}$  的控制;而生命史为几小时的运动则由  $N^{-1} = (\frac{g}{d} \frac{d}{dz})^{-1/2}$  所控制;时间尺度为  $\text{min}$  和  $s$  的外重力波和湍流运动的平流时间分别由参数  $(g/H)^{-1/2}$  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不统一,如在日本的尺度划分中,包含一个“中间尺度”,相当于中尺度。而中或中间尺度相当于“次天气尺度”,而大尺度则相当于“天气尺度”系统。

中、和尺度系统的  $w$  分别为  $10^{-1}$ 、 $10^0$  和  $10^1\text{m/s}$ , 比大尺度运动大  $1 \sim 3$  个量级,相应的散度和涡度也是一样。大尺度运动中,地转偏向力的作用相对重要,小尺度运动中,浮力的作用相对重要;而在中尺度运动中,两者都要考虑。大尺度运动是地转和静力平衡的运动,小尺度是非地转、非静力和湍流运动。典型的中尺度应该是:其水平尺度足够大,以致可以适用静力平衡关系;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。

## 2 中尺度天气系统动力学研究

由于大气探测新技术的迅速发展,其中多普勒雷达的应用是中尺度观测的重要突破。此外同步卫星、新型飞机遥感仪、声光雷达、天电观测等也成了中尺度观测的有效手段。不少国家和地区进行了多

次野外中尺度对流天气的研究试验,从而提高了对中尺度天气系统内部气流运动和变化的认识,提出和得到了强风暴天气系统的三维天气学概念模式,即概括了不同类型强风暴系统的物理模型,如超级单体、多单体风暴、雷暴群、中纬度和热带飑线、中尺度对流复合体(MCC)、一些锋面暴雨带等,研究揭示这种尺度更大和生命史更长、与早期雷暴模式相比有很大差别的局地强风暴的结构,有助于了解组织化了的对流风暴的物理本质,是研究强风暴天气系统的基础。从观测研究的角度确认了强垂直切变是长生命期强风暴的主要条件,是具有倾斜上升运动强风暴系统的发展机制。此外干暖盖、中空冷空气吸入、干线、重力波及局地地形强迫常常是强对流运动的触发和增强机制。

中尺度天气系统动力学的中心问题是强风暴动力学,它与积云动力学相比有明显差别,它们是组织化了的积云群系统。其发生发展与大气内部过程及下垫面有关,具有高度的非线性,或者说与环境大气有着明显的相互作用。

对于中尺度环流系统来说,其动力学机制包括中尺度环流的动力结构、产生和维持机制,均以 Boussinesq 近似为主要物理模型,研究中尺度不稳定问题。在具有切变和层结的基本气流中,浮力不稳定、切变不稳定(或 Kelvin - Helmholtz 不稳定)及惯性浮力不稳定(或对称不稳定),使中尺度环流能够不稳定增长。但第一、二种不稳定尺度较小,不能解释组织化了的成带状分布的强风暴系统,对称不稳定就成为讨论中尺度系统发展机制的主要原因。中尺度对称不稳定实质上是一种惯性重力波的不稳定,因此在均匀物理参数的基流中传播的重力波与在非均匀物理参数的基流中传播的重力波有很大的区别,而且用线性和非线性模式讨论得到的结果也有差别,进一步肯定了环境大气对中尺度天气系统发展的作用。此外,中尺度对流系统在发展过程中的反馈,如凝结潜热及动量的传输使基流状态改变时,对扰动的不稳定作用也有了新的发现。

对称不稳定除了解释线状中尺度对流风暴以外,还对涡旋大气中的重力波发展提供了理论证明,这是因为具有轴对称的大气涡旋中的螺旋性云雨带的传播同样具有重力波的特征。此外,横波不稳定、WAVE - CISK、斜压 - CISK 等联合不稳定也被用来解释中尺度系统的发展。

中尺度强迫和中尺度波的传播特征,这包括中

尺度波的波导现象、波作用密度(波能)、波包发展和弥散等问题。在物理参数非均匀分布的基流中,中尺度波的能量转换及弥散具有中尺度扰动的特征。能量转换伴随波包的尺度变化,还发现尺度变化的分离效应,波包传播与基流有关,波的能量弥散则与基流状态有关。运用半地转模式研究了锋面中尺度特征、锋面中尺度环流发展、地形对冷锋、暖锋和锢囚锋的影响,得到了迎风、背风坡上锋生、锋消不同的结果。

由于积云尺度和中尺度相互作用是热带正压大气中有组织的中尺度系统,需要进一步从理论上得到阐明。而斜压大气中的对流推动的中尺度环流发展已经得到证实,湿过程是一个值得重视的原因。大尺度大气运动的能量、热量和水汽输送对中尺度环流的触发等问题是值得重视的,这必须通过在模式中改进参数化而得到进一步研究。

### 3 中尺度数值试验和预报

中尺度天气系统按成因大致分为两类,一类主要由地面非均匀性强迫产生的(地形诱发的中尺度系统),如海陆风、山谷风、城市环流和起伏地形上的强迫气流,模拟起来困难较小,因为这类中尺度环流的强迫源在地理上是固定的,其控制因子固定或呈周期性变化,具有 12h 左右的时间尺度,可在大尺度系统较弱环境下重复出现。这类中尺度系统一般不会远离源地,对应变量的初始条件、上边界条件和测边界条件也不要求给予详细的空间表示。另一类主要由移行大尺度扰动不稳定性强迫产生的(天气尺度运动诱发的中尺度系统),如锋生、飑线、飓风和移动性中尺度云团等,基本不受下垫面强迫而产生,较少出现在固定区域。由于大气某种不稳定所激发出来的中尺度扰动(如 CISK),在特定的地理位置上通常是很少发生的,因此这类中尺度扰动不受确定地理特征的强迫,所以,对这类扰动的中尺度模拟所需要的初始化资料不是能直接得到的。地球上大部分降水就是由天气尺度扰动有组织地进入这种扰动所诱发的中尺度降水云系产生的。如果二者相互结合和影响,即由大尺度内部不稳定激发生成的中尺度系统受下垫面热力或地形强迫作用而进一步加剧,则会造成局地极大灾害。

中尺度数值模式的设计涉及到各种动力学问题而且涉及到云的微物理学及相互作用,为有限区域

模式。中-尺度模式基本是静力平衡模式,一般在天气尺度模式基础上增加水平和垂直分辨率,并且改进了参数化方案。利用中-尺度模式能够模拟一系列中尺度现象,包括中尺度对流复合体、雨带、锋面环流、海陆风、飚线等。试验表明影响中尺度预报的因子的重要性依次为:边条件、湿过程、边界层、初条件和分辨率。因而好的中尺度模式要有详尽的物理过程和参数化方案、较细的分辨率及实测边条件,侧边条件比初条件更重要。一个好的中尺度模式比较真实地处理地面条件及物理过程,只要用较好的大尺度条件作为初值,已能较好模拟中尺度现象。中-尺度模式一般是非静力平衡模式,目前是在理想条件下模拟中尺度现象,用以研究中尺度对流系统的物理机制,随着计算机能力的增强,特别是强风暴天气系统的结构特征及物理本质的揭示,中-尺度数值模式具有很强的理论价值和预报意义。中-尺度模式也是非静力平衡的,并且要包含有描述云和降水的微物理过程,弄清水物质各相的作用。一般一维和二维的中-尺度模式对于这些过程描述得相当详细,而三维模式则限于计算条件,采用高度简化的参数化方法。三维模式除了模拟风暴单体本身特征,还可模拟环境风切变、中尺度涡旋偶、中纬度对流风暴和热带深对流。用中-尺度模式已模拟出强风暴的许多重要特征,倾斜上升气流、穹形云顶、密度流、降水质点循环等,也可研究冰雹形成及降水演化。这种模式对于人工影响局部天气的试验也很重要。

华南暴雨常见的中尺度系统有两类,一类是中尺度涡旋,其主要特点是具有明显的辐合中心与暴雨中心对应;另一类是中尺度切变线,常联系着一个或几个雨团。台风中心附近的热力、动力结构和云带都具有中尺度特征;在大尺度静止锋上的梅雨锋云雨带中镶嵌着有组织的中尺度对流系统,这些对流系统经常组织成1~2条雨带,长约400~600km,宽约80~150km,这些中-尺度的雨带又是由一些移动的中-尺度雨团构成。我国华北和东北地区与气旋锋面相联系的中尺度雨带,特别是冷锋雨带和冷锋前部暖区中的雨带(最强的为飚线)是造成暴雨、冰雹的主要天气系统;雹暴有超级单体和多单体结构,是一类强对流中尺度系统,主要发生在冷锋或锋前暖区的飚线附近。我国的雹灾主要发生在西

北地区,是世界上的多雹地区;沙尘暴具有突发性强、影响范围广、破坏性大等特点,其形成和发展与中尺度系统有关,与其相伴的冷锋具有飚线性质。

中尺度系统的地域性很强,欧美的工作只能作为我们的借鉴。中尺度气象学的根本任务与目标是提高暴雨、台风等灾害性天气的监测和短时预报水平。随着探测技术水平的迅速发展与成熟,目前实时监测的问题已基本解决,主要困难在于定点、定时、定量的业务预报水平还不高,解决这个问题的根本途径在于发展完善的中尺度天气业务数值预报模式。

#### 参考文献:

- [1] Emanuel K A. On the dynamical definition (s) of "mesoscale" [A]. Mesoscale Meteorology - Theories, Observations and Models[M]. Boston Mass:Reidel Publishing Company,1983.1-11.
- [2] Fujita T T. Analytical Mesometeorology:A Review. Severe Local Storms[J]. Meteor Monogr, Amer Meteor Soc,1963,5(27):77-125.
- [3] Ligda M G H. Radar Storm Observation. Compendium of Meteorology[J]. Amer Meteor Soc,1951.1265-1282.
- [4] Orlanski I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes[J]. Bull Amer Meteor Soc,1975,56:527-530.
- [5] Swingle D M, Rosenberg C. Mesometeorological analysis of a cold front passage using radar weather data. Proc. Conf. Radar Met., Austin, Texas,1953.
- [6] Vinnichenko N K. The kinetic energy spectrum in the free atmosphere - 1 second to 5 years[J]. Tellus,1970,22:158-166.
- [7] Tepper M. Mesometeorology - the link between macro-scale atmospheric motions and local weather [J]. Bull Amer Met Soc, 1959,40:56-72.
- [8] Van der Hoven I. Power spectrum of horizontal wind speed in the frequency range from 0.0007 to 900 cycles per hour[J]. J Met, 1957,14:160-164.
- [9] Panofsky H A. Spectra of atmospheric variables in the boundary layer[J]. Radio Sci,1969,4:1101-1109.
- [10] Goldman J L. The power Spectrum in the Atmosphere below Macroscale[M]. Texas: Institute of Storm Research, University of St Thomas, Houston,1968.
- [11] Robinson G D. Some current projects for global meteorological observation and experiment[J]. Q J R Met Soc,1967,93:409-418.
- [12] Fiedler F, Panofsky H A. Atmospheric scales and spectral gaps [J]. Bull Am Met Soc,1970,51:1114-1119.
- [13] 陆汉城,王敬伍. 梅雨锋中尺度扰动的结构及稳定性研究[J]. 大气科学,1988,12(2):12.
- [14] 茅卫平,何齐强,陆汉城. 区域地形影响下冷锋后飚线的数值模拟[J]. 大气科学,1988,12(6):20.