

# 锋面分析和预报的现状与展望

赵 思 雄

(中国科学院大气物理所)

## 提 要

锋面问题是气象学的古老课题之一,但从70年代以来,随着探测技术和计算技术的发展,这方面的研究又重新活跃起来,取得了若干进展,发现了一些新的事实并进行了一些较为成功的数值模拟。

本文从锋面雨带的中尺度结构、锋生现象、锋区垂直环流、锋面向上的 $\beta$ 中尺度系统、锋面的动力学问题和地形对锋面的影响等方面,简要地介绍了锋面研究近几年所取得的进展,指出动向,并结合实际情况提出了我国今后进行锋面分析和预报工作时应注意的问题。

70年代以来,对锋面的研究重新开始活跃<sup>[1, 2]</sup>。其原因,一方面是由于新的观测手段的出现,尤其是多普勒雷达等探测工具的问世,揭示出许多新的事实,发现锋面降水系统具有明显的中尺度特征。另一方面也由于大型电子计算机的发展,为对锋面进行数值模拟提供了有利条件,从而有可能采用高分辨率的模式对中尺度系统的演变和结构进行模拟。

近年来许多气象工作者从动力学的角度对锋生理论、锋面垂直环流及中尺度系统的稳定性进行了深入的研究。

锋面对温带气旋的发生发展有重要作用,锋面附近常伴有强烈的天气现象(如暴雨、冰雹、龙卷以及飚线等)。随着对短时预报要求的日益迫切,作为中尺度对流系统发生发展环境场之一的锋面,也受到了极大的注意。在美国即将进行的“STORM”试验计划中,把锋面作为一个重要的影响系统来进行研究,以期能对锋面预报有所改进。

本文拟简要介绍近年来锋面研究方面所取得的进展及今后的动向。

### 一、锋面雨带的中尺度结构

挪威学派的锋面模式,在暖锋区为均匀

的层状云降水,在冷锋区为强烈的对流性降水,这些降水沿锋面呈带状分布。冷锋的后部为散乱的对流性降水。在冷暖锋之间的暖区内无降水发生。但近年来大量观测事实揭示的实际情况远较此复杂得多<sup>[3]</sup>。图1概括了在一个气旋中观测到的主要的雨带的类型以及它们相对于锋面的位置。类型1为暖锋雨带,它们发生于锋面系统的前部(型1a),或者与地面暖锋的位置相近(型1b),其典型的宽度为50km。类型2为暖区雨带,这些雨带出现于暖区中与地面冷锋的走向平行,其宽度大约为50km。类型3为宽冷锋雨带,它们常平行于冷锋,宽度也约50km,或跨于地面冷锋的两侧或在地面冷锋之后。在某些情况下,它们是同高空的冷锋相联系。类型4为窄冷锋雨带。这些雨带与其它类型的雨带明显的不同,它很窄,大约只有5km,常和地面冷锋的位置相近。类型5为锋前冷涌产生的雨带,这多是在锢囚的情况下,冷空气以脉冲的形式推进于暖锋之上而引起。类型6为锋后雨带,这是形成于锋后强下沉区后冷气团的对流云线,由于这种雨带过境时,各要素有变化,常看作次冷锋。

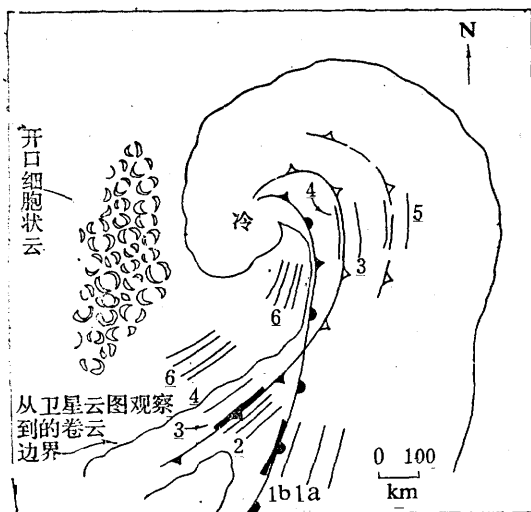


图1 在温带气旋中观测到的雨带类型  
(霍布斯, 1981), 说明见正文

附表〔4〕列出中纬度锋面降水系统的尺度特征。我国夏季长江中下游梅雨锋上的中尺度雨带的特征却与此有差别。从雷达观测上可看到, 有几个相互平行呈西南—东北向的中尺度回波同时存在, 并向东北方向移动。回波的间距和波长是 100—200km。中尺度雨带主要产生于中间尺度低压或天气尺度低压的东南象限。然而, 由于缺乏在这一地区稠密的中尺度观测网, 因而对梅雨锋暴雨中尺度雨带的高空结构研究的还不多〔5〕。

## 二、锋生现象

锋生是讨论锋面生消时所引入的一个重要概念。为了定量地描述锋生现象, 我们定义某种物理属性  $Q$  (例如位温) 的水平梯度的时间变化率为锋生函数。锋生函数包含非

附表 中纬度锋面系统中降水区

| 现 象          | 说 明                                         | 水平尺度 (km)                                     | 垂直速度 ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) | 水平散度 ( $\text{s}^{-1}$ ) |
|--------------|---------------------------------------------|-----------------------------------------------|-----------------------------------------|--------------------------|
| 对流降水单体       | 小尺度的降水系统, 常仅限于高(中)层或对流层低层, 有时可达很厚的层次。       | $\sim 10^{\frac{1}{2}}$                       | $\sim 10^2$                             | $\sim 10^{-3}$           |
| 中尺度降水区 (MPA) | 由对流单体形成的降水团                                 | $\sim 10^{1\frac{1}{2}}$                      | $\sim 10$                               | $\sim 10^{-4}$           |
| 中尺度雨带        | 经常由中尺度降水区排列而成, 有时很窄, 近于二维的分布                | 宽度 $\sim 10^{1\frac{1}{2}}$<br>长度 $\sim 10^2$ | $\sim 10^{1\frac{1}{2}}$                | $\sim 10^4$              |
| 天气尺度降水区      | 通常在与暖输送带有关的倾斜上升气流区内, 它包含了中尺度降水带及其它一些中尺度降水区。 | 宽度 $\sim 10^2$<br>长度 $\sim 10^3$              | $\sim 1$                                | $\sim 10^{-5}$           |

绝热项、变形项、辐散项和倾斜项四方面的贡献〔6〕。图2a、b、c分别给出了由一次中尺度观测资料计算得到的变形、辐散和倾斜项沿垂直于锋面的剖面上的分布情况。从图可见所有三项数量级相同, 前两项有利于锋生, 第三项利于锋消。图2d为所有上述三项之和。

大家知道, 早在1928年贝吉龙已提出大气中的锋生是由于水平的伸长变形场所引起, 而后大量的观测事实表明, 水平方向上的切变变形场对于锋生也有重要的贡献。威

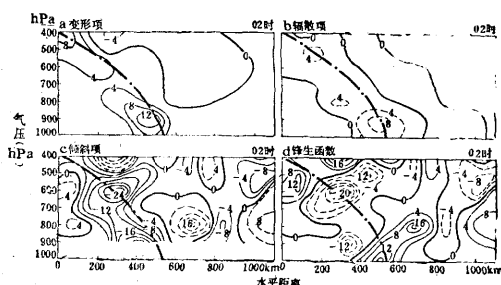


图2 与锋面正交的垂直剖面上的锋生函数及其有关的各项(小仓义光, 1982)  
纵坐标为高度(hPa), 横坐标为水平距离(km)

廉斯(1967)通过数值实验证实了这一看法<sup>[7]</sup>。1972年, 霍斯金斯等在锋生理论的研究方面取得了很好的结果。他们采用了一个半地转的模式, 成功地求得了由水平变形引起的锋生现象的解析解<sup>[8]</sup>。因此自1972年以来已用霍斯金斯的模式讨论了一系列的问题: 温度梯度的非线性增强, 锢囚过程, 不同类型暖锋的形成过程以及在锋形成过程中能量的转移过程。

### 三、锋区垂直环流

无论用数值模拟的方法还是由求解解析解的方法得出的锋面垂直环流, 与实际情况都相差甚远。若与桑德(1955)<sup>[9]</sup>及小仓义光等(1982)<sup>[6]</sup>用观测资料得到的结果相比, 这个垂直环流都要弱得多。但是如伊曼纽尔(1985)所指出的那样, 弄清垂直环流是很重要的, 这不仅因为它涉及到锋面的一些基本动力学问题, 而且更重要的, 是因为它常常作为一种有组织的中尺度对流现象(如中尺度雨带及飑线)的触发机制而出现的<sup>[10]</sup>。通过它可以使锋面与中小尺度系统联系起来。近年来, 人们开始探讨锋区的垂直环流如何引发中尺度对流系统的问题。并且已观测到中尺度热力环流的若干例子。例如科克(1984)在美国俄克拉荷马州一带, 由卫星观测到在冷锋后有60—70km宽度的晴空区。夏皮罗(1982)对飞机观测到的湿度资料进行分析之后发现, 在一条露点锋附近的线状对流区后面亦有宽度小于50km的强下沉区存在<sup>[11]</sup>。然而, 现有的数值模式都不能成功地再现出这种垂直环流, 模拟环流的强度弱, 水平尺度大, 可达几百公里。通过试验, 当考虑地面感热和摩擦影响时, 尤其是当锋的暖区一侧热通量增大时, 热力直接环流大大增强。有人曾试验, 当给定暖区中的热通量比冷区中的热通量的数值大8倍时, 锋区环流的宽度会缩小, 达60—80km。由此看来, 地面感热通量在冷暖空气两侧的差异是锋面环流发展的一种可能机制。当然, 要在日常

业务工作中直接了解这些环流是困难的。近年来已有人通过锋生函数的计算, 来推测与锋面有关的中尺度对流系统的发生发展。

### 四、锋面上的 $\beta$ 中尺度系统

既然冷锋上产生的降水是不均匀的, 这就表明我们除了要对冷锋上的 $\alpha$ 中尺度系统(250—2500km)进行研究外, 亦应对 $\beta$ 中尺度系统(25—250km)予以讨论。在观测资料不足的情况下, 我们常借用电子计算机来进行模拟。罗斯和奥兰斯基(1982)用高分辨率数值模式讨论了锋区的中尺度特点<sup>[11]</sup>。总的看来, 模拟得到的锋面的移动和强度与观测到的结果相似。采用滤波的方法, 先滤去小于250km的波动, 得 $\alpha$ 中尺度系统, 然后得到 $\beta$ 中尺度系统。讨论了不同尺度的系统对粘性和湿度影响的敏感性, 对 $\alpha$ 中尺度系统, 粘性大时, 锋面在24小时内减速大约为100km。对 $\beta$ 中尺度系统而言, 低粘性情况下, 有利于细胞状对流的发展; 而在高粘性时, 常会抑制这种发展。当引进湿度后, 由于对流引起的凝结潜热的释放, 使锋面环流得以加强, 从而使锋面的中尺度结构更加清楚。

### 五、锋面的动力学问题

近年来, 已开始从动力学的观点来研究锋面上中尺度雨带的成因, 主要涉及以下几方面。

1) 位势不稳定能量的释放。一种解释认为, 雨带的形成是由于位势不稳定能量的释放。当高空的冷空气侵入到暖输送带时, 可形成位势不稳定层。但现在还不清楚, 对流所以能组织成带状, 是高空冷空气原有带状结构的结果, 还是其它动力因子导致输送带中产生出带状的中尺度上升运动分布型式。

2) 赫姆霍茨不稳定。有人提出不稳定的赫姆霍茨波所造成的强垂直运动, 可使位势不稳定气层抬升, 从而触发对流单体的发生。由于在锋面附近水汽含量和由摩擦而产生

生的风垂直切变等比其它地区要大,因而可以满足条件  $Ri < \frac{1}{4}$ , 从而造成不稳定波。

这种波动的波长约100km左右,甚至更小。Carbone曾在文章中给出了一条冷锋附近的低层水平风场分布图(图略),可以看到在冷锋区内有一条强的切变线<sup>[12]</sup>。从多普勒雷达的观测结果还进一步发现,它是由两种不同尺度的小系统共同作用的结果。一个是准二维的切变线,其不稳定波长是13km,而另一个是半径为1km的涡旋环流。这个小涡旋是在切变线上生成并发展的。

3) 条件对称不稳定(CSI)。对称不稳定表现为滚轴状扰动的干燥大气中的二维不稳定性,滚轴的轴与斜压区平行,大部分锋区对对称不稳定来说是稳定的。但在饱和锋区中,上升气流区中释放出来的潜热能引起对称不稳定<sup>[13]</sup>,故称此为条件对称不稳定(CSI)。对于饱和大气中的CSI的增长率可近似地由下式表达:

$$\sigma_2 = -q_0/N_0^2$$

这里  $N_0^2 = g/\theta_0 (d\theta_0/dz)$  是湿空气的 Brunt-Väisälä 频率,而  $q_0$  是湿球位温面上的涡度。在这种情况下其雨带的产生大体可分为三个阶段:第一,空气向北移动,并在一个斜压波内上升时,因为湿度梯度与热成风的方向相同,湿球位势涡度成为负值。第二,当空气受抬升达饱和,此后由于条件对称不稳定引起了锋面的垂直环流并出现云带。第三,这个垂直环流在对流层中层产生出对流单体并诱发出带状降水区。

4) 对称斜压波——CISK 机制(即 SBWC)。我们知道在 CSI 中,不稳定产生的过程是由潜热释放造成,而在 SBWC 中,则是由于对流有效位能的释放所引起。这意味着,SBWC 只能出现在一个已经存在对流不稳定的区域之中,而不象 CSI 那样,它可以使一个原来稳定的区域变成一个对流不稳定的区域。另一方面,两者在雨带

方面的差别也甚大。SBWC 的雨带是相对于平均气流而传播的,而 CSI 的对流雨带是随平均气流而移动的。

5) 重力流。由于降水强迫(即蒸发和拖带作用),可以产生下沉气流,当下沉气流到达地面时,可以引起重力流。

中尺度雨带形成机制是中尺度气象学研究的重要问题之一。然而,迄今为止对于锋面上各种中尺度雨带的解释还没有一致的看法,有人认为条件对称不稳定的理论能够解释暖区雨带及宽冷锋雨带的生成。对称斜压波——CISK 机制可以说明暖区雨带的形成。至于窄冷锋雨带能分成为若干小的中尺度雨区,这些小的系统的出现,其能量来自与地面冷锋有联系的水平切变中。至于锋后雨带,正交于雨带的风分量的垂直切变在它们的生成中是起作用的。总之,这种种推论都只能说是粗略的看法,有待进一步检验,虽然理论方面的研究工作目前还难于用在日常预报之中,不过这些理论一旦得以证实,它将会为预报思路提供帮助。

## 六、地形对锋面的影响

观测事实表明地形对锋面尤其是对锋面降水的影响甚大。因此,要做好短时预报必须要对局地的地形特征有所了解。一般来说,地形对降水的影响大概可分为三种类型:

1. 在宽阔的山坡上,由上升气流引起的降水,这是由于地形的强迫产生垂直运动(或者说是在光滑地形上的上升运动)触发了对流,从而引起凝结并最后形成降水。

2. 在一个小山丘上降水的增强,虽然从已有的云中产生的降水在达到地面之前有部分蒸发掉了,然而由于局地地形引起的上升运动所形成的低层碎云,其云滴合并的结果仍使得降水增强。

3. 由地形抬升而在条件不稳定气团中形成积雨云,这是由于太阳入射辐射对山坡的加热产生了上坡风从而使山顶上的对流云能

得以维持。

由上可见, 1 和 2 是地形对锋面降水影响的主要方式。常可观测到, 同一锋面系统影响下的山区和非山区降水强度增强减弱的趋势是类似的, 但强度有很明显的差别<sup>[14]</sup>。

同时还需指出, 不同系统下地形所造成的影响是不相同的。暖锋和宽冷锋雨带只是在大的山地的背风坡才出现减弱或消散, 而在迎风坡, 地形的抬升引起的凝结会使雨带的降水增强。类似地, 暖区雨带中, 地形的抬升也使雨带增强。总之, 对于在山区出现的雨带来说, 无论是低层(如锋后), 还是在高空(如在暖区内), 只要大气处于不稳定时, 雨带都有可能出现。而当低层气流稳定且与山脉的走向平行时, 雨带常常消散。另外, 尽管有时高山可以改变雨带的走向, 然而与窄冷锋有关的雨带一般不受山脉的影响。

### 七、对锋面问题研究的建议

近 30 年来, 我们对锋面作过不少研究(文献略), 但限于条件, 目前在锋面的分析和预报方面还有一些问题有待解决, 建议今后注意如下几个问题。

#### 1) 锋面的天气气候特征

我国地处亚洲大陆东岸, 冷暖空气交锋强烈。在特定的地形及环流条件下形成了各种类型的锋面。除了暖锋、冷锋、锢囚锋外, 还有长江流域的梅雨锋, 以及华南静止锋等, 这些锋面系统与欧洲、北美洲的锋面到底有无差异, 应当认真弄清(切不可生搬硬套国外的模式), 它们的三维结构, 发生、发展、消散的全过程, 锋面环流以及降水分布特征等都应进一步研究。为此需要更多地揭露事实, 在有条件的情况下, 应当尽量利用卫星、雷达及各种常规探测资料综合分析。

#### 2) 梅雨锋及其上的中尺度对流系统

梅雨锋是东亚特有的天气系统, 应当给予足够的注意。其上的中尺度对流系统与北美的 MCC(中尺度对流复合体)出现的频

数、强度、发展、移动、合并等规律差异何在。此外, 亦应探讨长江流域的地形如三峡峡区、大别山脉对暴雨的作用。

#### 3) 影响锋面的物理过程

如锋面与急流中心的关系, 地面感热输送和高空潜热释放等非绝热过程对锋面的影响, 以及行星边界层中及自由大气中的摩擦对锋面的作用等, 都需要认真考虑。

#### 4) 锋面环流与各种中尺度不稳定

对于锋面环流, 我们需要搞清, 是否它比锋面本身的作用更加重要, 如果结论是肯定的话, 则必须回答: 这个环流是受哪些物理因子制约的。同时, 我们也需要弄清锋面环流如何造成了使小尺度现象(如飑线和对流雨带)得以发生的那样一些不稳定区域, 如条件和对流不稳定, 对称不稳定及凯尔文-赫姆霍茨不稳定等。应围绕这些方面, 适当地开展一些研究。

在上述的工作基础上, 可以相信, 对于锋面的认识必将进一步深化, 从而有可能更好地解决我国锋面的分析与预报问题。

### 参考文献

- [1] Browning, K. A, Mesoscale structure and mechanisms of frontal precipitation systems, 1983, p1—91.
- [2] Keyser, D, and M. A. Shapiro, , A review of the structure and dynamics of upper-level frontal zones, Mon. Wea. Rev., Vol 114, 1986, 452—499.
- [3] Houze, R. A, Jr, and P. V. Hobbs, Organization and Structure of Precipitating Cloud Systems, Advances in geophysics. Vol 24, 1982, pp225—315.
- [4] Atkinson, B. W, Meso-scale atmospheric circulations, Academic Press, London, 1981, pp495.
- [5] Akiyama, T, A medium-scale cloud cluster in a bai-u front, Part I, Evolution process and fine structure, J. Met. Soc. Japan, Vol 56, 1984, pp485—504.

- [6] Ogura, Y, and D. Portis, Structure of the cold front observed in SESAME-AVE III and its comparison with the Hoskins-Bretherton frontogenesis model. *J. Atmos. Sci.*, Vol 39, 1982, pp2773—2792
- [7] Williams, R. T, Atmospheric frontogenesis, A numerical experiment, *J. Atmos. Sci.*, Vol 24, 1967, pp162—174.
- [8] Hoskins, B. J, and F. P. Bretherton, Atmospheric frontogenesis models, mathematical formulation and solution, *J. Atmos. Sci.*, Vol 29, 1972, pp11—37.
- [9] Sanders, F, An investigation of the structure and dynamics of an intense surface frontal zone, *J. Meteor.*, Vol 12, 1955, pp542—552.
- [10] Emanuel, K. A, Frontal circulations in presence of small moist symmetric stability. *J. Atmos. Sci.*, Vol 42, 1985, pp1062—1071.
- [11] Ross, B. B, and I. Orlanski, The evolution of an observed cold front, Part I, Numerical simulation, *J. Atmos. Sci.*, Vol 39, 1982, pp296—327.
- [12] Carbone, R. E, A severe frontal rainband, Part I, Stormwide hydrodynamic structure. *J. Atmos. Sci.*, Vol 39, 1982, pp258—279.
- [13] Emanuel, K. A, On assessing local conditional symmetric instability from atmospheric soundings, *Mon. Wea. Rev.*, Vol III, 1983, pp2016—2033.
- [14] Hill, F. F, K. A. Browning, and M. J. Bader, Radar and raingauge observations of orographic rain over South Wales, *Quart. J. R. Met. Soc.*, Vol 107, 1981, pp643—670.

## A review of analysis and forecast of frontal system

Zhao Sixiong

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

### Abstract

Great advances have been made in frontal research since 1970s. Mesoscale structure of frontal rainbands was revealed by Doppler radar. Frontogenetical theory was developed and evolution of meso- $\beta$  system on front was successfully simulated by numerical model.

Nevertheless, future observational, diagnostic and theoretical investigation is still needed. Relation between front and upper level jet streaks as well as interaction between cross-front circulation and mesoscale convective system on the front should be clarified. Meanwhile, various mesoscale dynamical instabilities including conditional symmetrical instability should be inquired further.

Finally, some suggestions about research of the fronts in China are made.