

梅雨期暴雨中强雷达回波的中尺度组织化

杜秉玉 夏家虎*

提 要

本文通过一种滤波技术,将滤出的周期约10小时左右的中尺度气压扰动与雷达回波和地面实测降水比较后发现,雷达回波带沿这种中尺度扰动的某一波阵面排列,而强雷达回波系统(暴雨中心)与波长更短的扰动配合沿回波带向东传播。

一、引 言

综合利用地面、高空、雷达和卫星云图资料分析梅雨期暴雨的各种特征,国内外已有许多研究指出^{[1][2]**}:梅雨锋上的暴雨发生在副热带气团内,它们主要与南方暖湿气团的北侵有关。在卫星云图上,梅雨锋云系是一条近似西西南~东东北走向的几千公里长的云带,在大片的中低云中嵌有一个个积雨云组成的白亮云团。天气雷达探测发现,梅雨锋降水回波也是一条带,主要由积雨云组成的强回波排列成尺度为100公里左右的中尺度回波群或回波带;一个中尺度回波群(带)的活动就给相应地区带来1场暴雨。但是,这些中尺度回波群(带)是怎样组织起来的呢?了解它们的演变规律,对于暴雨的临近预报显然是有很大意义的。

1981年6月27日至28日,梅雨锋上长江中游地区发生了一次大暴雨过程。27日08时到28日08时,湖北、安徽(缺江西资料)沿江大部分测站的降水量都在100毫米以上,桐城、安庆站以及马斯铺、镜主庙两水文站的降水量都超过200毫米。本文利用安徽暴雨试验期间获得的安徽省各气象站逐时实测资料,安徽部分水文站资料,合肥、安庆的天气雷达资料,以及湖北、河南部分气象站资料,应用一种滤波技术,从海平面气压中滤去天气尺度的扰动,得到一种周期为10小时左右的中尺度气压扰动。将这种中尺度气压扰动结合雷达回波、地面逐时降水等资料综合分析,揭示了产生暴雨的中尺度强雷达回波群(带)的组织化过程及传播规律。

*江西省气象台

**中央气象局气象科技情报研究所,《国外暴雨专题参考资料》,1977

二、滤波方法

我们用不同方差的 χ^2 不等权正态分布函数,对海平面气压时间序列进行平滑再加求差处理的方法*,求得中尺度气压扰动。

设海平面气压时间序列为 $P_i (i = 1, 2, \dots, N)$,得到标准化序列

$$\hat{P}_i = \frac{P_i - \bar{P}}{Q} \quad (i = 1, 2, \dots, N)$$

式中 \bar{P} 是平均气压, $\bar{P} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N P_i$; Q 是方差, $Q = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (P_i - \bar{P})^2}$ 。

令权函数

$$W_t = (2\pi Q^2)^{-\frac{1}{2}} \exp(-t^2/2Q^2)$$

经权重平滑后得 $\tilde{P}_i = \sum_{t=-K}^K W_t \hat{P}_{i+K} (i = 1 + K, \dots, N - K)$ 。因而中尺度气压扰动为

$$\Delta \hat{P}_i = \hat{P}_i - \tilde{P}_i \quad \left(\begin{array}{l} i = 1 + K, \dots, N - K \\ j = 1, 2, \dots, N - 2K \end{array} \right)$$

在我们的工作中,取 $N = 63$ (1981年6月26日20时到29日10时),当取方差 $Q = 3$ 时,得到一种周期约10小时左右的中尺度扰动。

三、中尺度气压扰动与雷达回波带的组织化

分析主要降水时期(27日05时到28日15时)每小时一张的中尺度气压扰动图发现,在降水初期和中期,中尺度气压扰动的高值区和低值区呈近东西向带状分布,而扰动则自西北向东南传播。图1a是6月27日15时的中尺度扰动图,图中给出了雷达回波的范围和3小时降水量大于10毫米的区域。图1b和图1c是沿图1a中AA'和BB'方向的剖面图。比较不同时刻的这种平面图和剖面图后发现,这种近东西向带状分布的中尺度气压扰动波长约500公里,周期约10小时。在近东西向的某一个波谷后波峰前,有着近东西向的带状回波区,而大于10毫米/小时的强降水则都在这些地区发展(图1b)。当东西向的带状扰动向东南传播时,与之相伴随的带状回波也南移。换句话说,雷达回波带的排列方向,总是与这种中尺度气压扰动的某一个波阵面有关。

*田生春、杜长董,中小尺度的天气系统滤波及其功率谱,未印本,1980

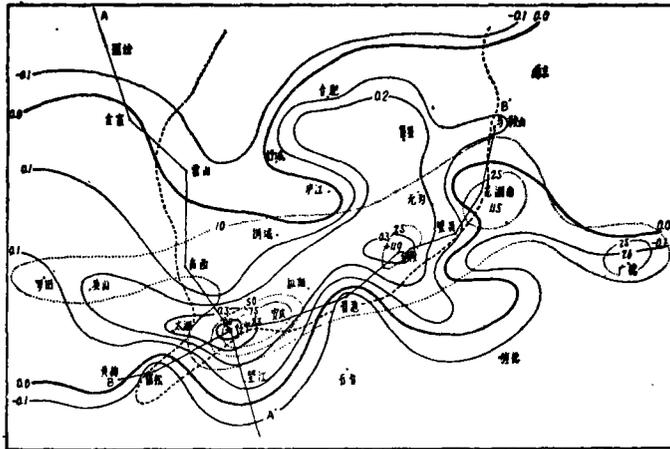


图 1a 1981年6月27日15时中尺度气压扰动图。粗虚线是合肥雷达站14时44分和安庆雷达站14时05分的回波综合位置；细点线是27日14~17时3小时雨量(毫米)；实线为中尺度扰动等值线

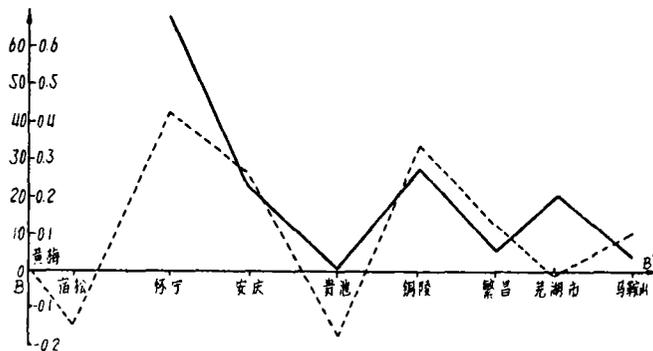
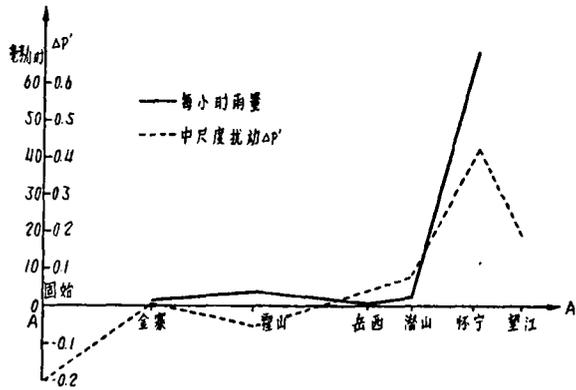


图 1b 图1a中沿AA'线中尺度扰动与1小时雨量

图 1c 图1a中沿BB'线中尺度扰动与1小时雨量

雷达观测还发现，在一个中尺度回波带上，回波发展强度并不是一致的，真正造成暴雨的仅是一些尺度约 100 公里左右的强对流回波群(带)，而在梅雨锋附近，往往有一处或几处同时出现这种强回波区。这种强回波区的出现有没有规律呢？

仔细分析方差等于 3 的中尺度气压扰动图，发现在东西向的扰动低值区后部，高值带上，还有波长约 200 公里的中尺度扰动，它们沿周期为 10 小时左右的扰动的某一个波阵面自西向东传播，也就是说，沿带状雷达回波的走向传播。图 2a 和 2b 是 27 日 19 时、20

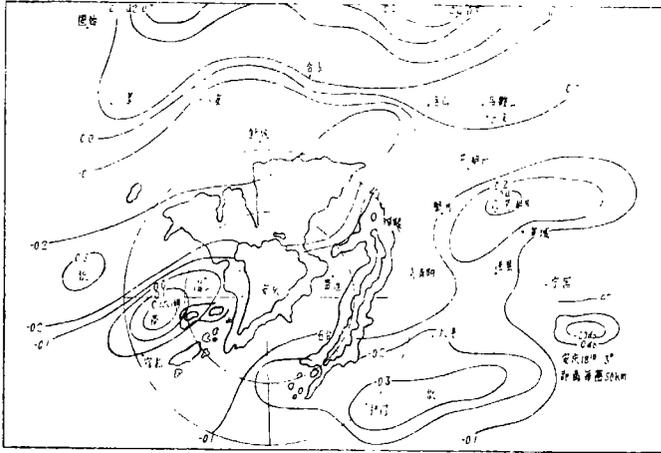


图 2a 1981年6月27日19时 $\Delta \hat{P}_1$ 分布及雷达回波图

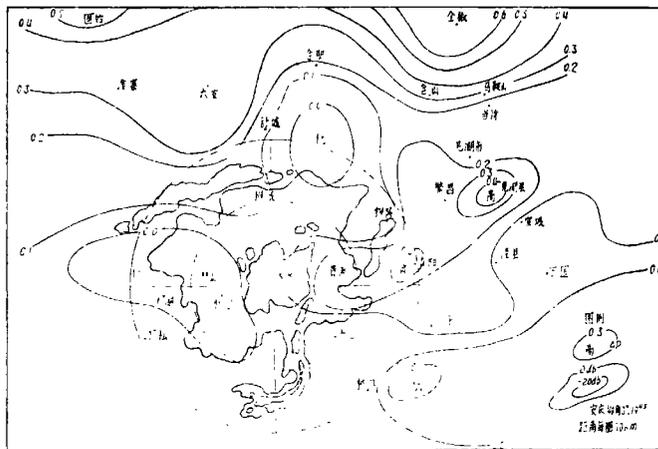


图 2b 1981年6月27日20时 $\Delta \hat{P}_1$ 分布及雷达回波图

时的中尺度扰动和雷达回波图。整个中尺度扰动的空间分布是北正南负，18~19时在南部的负值带后，太湖、潜山等地有一个小的正值扰动，在其南侧的怀宁附近，18时10分可以清楚地看到一块回波在发展；在铜陵、石台一线，较小的负扰动已过，那里也有一

条回波带在发展。到20时,扰动高值已传播到青阳、芜湖一带,怀宁附近的回波已见减弱,而在泾县、宣城则出现了26.6毫米/小时和31.0毫米/小时的强降水,强降水中心向东传播。在图1a上,这种特征也很清楚。

在地面气象要素上,这种较短波长的中尺度扰动也可以看出来。在沿长江自西向东伸展的梅雨锋附近,27日7时左右,湖北的沔阳、汉口;湖北英山、安徽岳西、桐城;以及马鞍山市三个地区几乎同时出现雷暴,这三个地区之间大致相距200公里。表1是6月

表 1

站 名	开 始 时 间	3 小时雨量(毫米)
沔 阳	7 时	36.4(7—11时88.4)
汉 口	8 时	55.8(8—11时78.0)
英 山	8 时	40.7
岳 西	8 时	76.5
桐 城	8 时	72.5
马 鞍 山 市	7 时	43.0

27日上午一个以大于10毫米/小时降水为起点的3小时雨量峰值(暴雨中心)开始出现的时间。由表1可见,在汉口附近,岳西附近,以及马鞍山附近,几乎同时出现暴雨中心。图3是27日大别山附近第2场雨的一个3小时雨量中心出现的时间和传播方向图。如果认为3小时暴雨中心(强雷达回波区)的出现是与中尺度扰动的一个峰值相对应,对于同一时间来说,则暴雨中心之间的距离也就是这个中尺度扰动的波长,暴雨中心的传播速度也就是这个中尺度扰动的传播速度。由图3可见,这种中尺度扰动的波长约200公里,传播速度约50~70

公里/小时。在这次暴雨过程中,雷达回波带(雨带)27日上午从大别山区南移,28日上

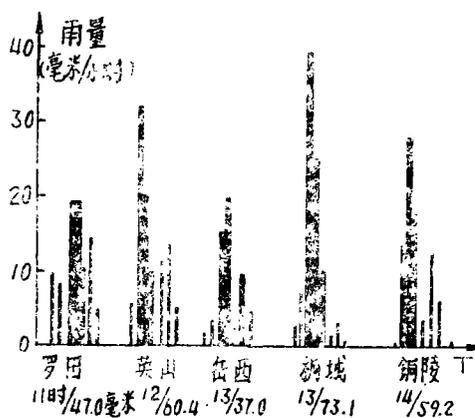


图 3 1981年6月27日第2场雨(大别山区12时前后)中自西向东五站暴雨中心传播图。图下数字是3小时最大降水的起始时间和降水量

午在皖南山区消失，回波带移动速度远小于50~70公里/小时。

分析这种中尺度气压扰动的单站演变曲线与每小时降水量之间的关系，发现在降水过程中，这种中尺度扰动的某一个低值后的高值区内，几乎总是对应着一次强降水，也就是1场雨。统计了暴雨区中日降水量大于100毫米的20个站的这种对应关系，发现这20个站共经历了58场雨，其中有51场雨与中尺度扰动的一个峰值区相对应，相关高达88%，对应不好的7场雨，都是暴雨过程中这个站经历的最后一场雨。图4是这次暴雨过程中降水量最大的英山(234.6毫米)、安庆(216.3毫米)、桐城(213.5毫米)和岳西(195.3毫米)四站逐时中尺度扰动与每小时降水量演变图。由图4可见，暴雨过程中这些站一般都经

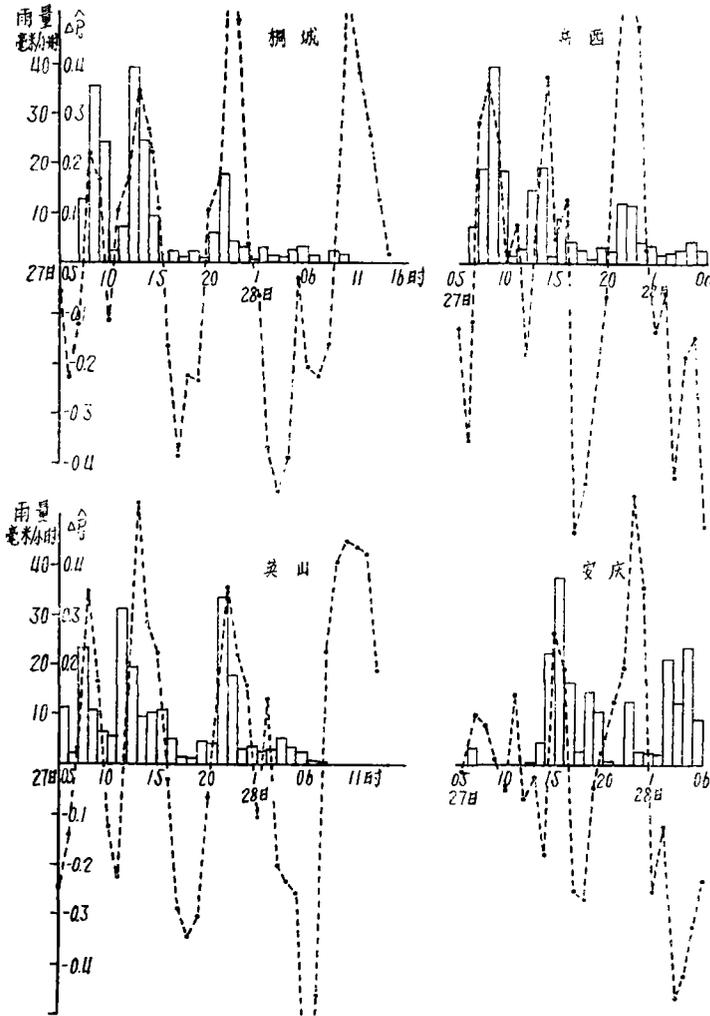


图4 桐城、岳西、英山、安庆四站 $\Delta\hat{P}_i$ 及每小时降水演变曲线

历了3场雨，这3场雨几乎都对应了一个中尺度扰动的高值区，只有安庆最后1场雨例外。这个结果清楚地说明，暴雨时周期约10小时左右的中尺度气压扰动的某一个高值区，

确实对应着一个中尺度强回波区，即一个暴雨中心。由图4还可以看到，在没有降水时，这种中尺度扰动也是存在的。如果认为这种扰动的高值就是中高压，那么这种中高压显然不是由于降水在云下近地面层的蒸发冷却作用和雷暴的下沉气流造成的；只要产生暴雨的各种条件能够满足，当降水被触发后，正是这种中尺度扰动，对暴雨中心（雷达强回波区）的出现起了组织作用。

暴雨的临近预报比较困难，单纯依靠雷达监视，固然不至于漏掉回波系统，但等到发现可以识别的雷达强回波系统时，强降水即将开始或已经开始，预警时间已经很短了。如能利用稠密的气象站（水文站）网资料，分析出可能出现降水回波系统的地区，有目的地监视这些地区，则当这些地区一但出现对流降水回波时，就可以立即发出警报，这对准确预报暴雨落区和提高预报时效显然是有帮助的。当出现暴雨中心后，由事先分析得到的中尺度气压扰动的传播方向和速度，结合雷达回波演变判断暴雨中心的未来动向，显然比单纯依靠雷达回波外推要客观得多。

四、小 结

综上所述，通过一种滤波技术过滤出来的周期约10小时的中尺度气压扰动，对于触发梅雨锋降水，尤其对雷达回波系统的排列和强回波系统的出现，起着重要的作用。这种中尺度气压扰动的空间分布和传播，决定了雷达回波带的排列和传播，而沿某一波阵面（雷达回波带的方向）传播的尺度较小的中尺度扰动，则触发了回波带上的强回波区，即暴雨中心。它在中尺度气压扰动的单站时间演变曲线上表现为扰动的高值区就对应了暴雨过程中的1场雨。因此梅雨锋附近降水回波带出现的区域，它的排列方向以及带上强回波区的出现，并不是随机的，它受到周期约10小时的中尺度气压扰动的制约；分析这种中尺度气压扰动并结合雷达回波演变来综合判断，对制作暴雨的临近预报是有很大帮助的。

参 考 文 献

- [1] K. Ninomiya, M. Ikawa and T. Akiyama, Long-Lived Medium-Scale Cumulonimbus Cluster in Asian Subtropical Humid Region, J. Met. Soc., Japan, Vol. 59, No. 4, 1981.
- [2] 章名立、肖稳安等，《中国科学院大气物理研究所集刊》第7号，科学出版社，1978。