

夏季江淮气旋的结构

徐夏因 焦佩金*

(中央气象台)

提 要

本文用1980年6月23—25日和8月23—25日的常规观测资料,分析两次江淮气旋的运动场和热力场的平均结构。分析中使用了活动坐标网格,对风、温度、湿度和降水等气象要素进行合成。研究指出,这类气旋的波长为2000—2500公里,水平闭合环流的尺度为1000—1500公里,垂直伸展高度达7—8公里左右,气旋轴线随高度显著地向北倾斜。气旋性环流和气旋性涡度在对流层中层的700毫巴附近最强。锋区在对流层上部明显,在对流层低层反而较弱;在气旋中心附近及其北侧,在700毫巴附近及以下仅有一狭窄的冷带。强降雨区出现在低压前部,与上升运动区及低层辐合区基本吻合。

一、引 言

夏季常有低涡从我国西南地区向东移动,在长江、淮河流域造成暴雨。以往通常把这种气旋分析成为温带气旋。对这种气旋的移动路径、形成条件和发生发展,以及它所带来的天气都曾有过的分析和研究^[1,2]。但对它的结构特征分析却不多。1980年6月22—25日和8月22—25日在江、淮流域地区出现了该年两次最强的暴雨过程,都是由高原低涡移出高原后形成的气旋活动所造成。在24小时雨量图上,暴雨带东西长达1500公里,大于100毫米的大暴雨带的长度也竟近达1000公里,最大日降雨量超过200毫米,几乎影响四川盆地东部及其以东的整个汉水和淮河流域地区。

近年来,对于高原地区的大气环流和天气系统的分析研究很多。1979年高原试验期间,对高原地区天气系统的活动和结构特征进行了更为深入的研究^[3,4]。他们指出:活动于高原地区的低涡大部分产生于高原西部,消失于高原东部。我们使用1980年6—8月的常规无线电探空和测风资料,追踪了在高原上生成的、生命史超过24小时的低涡(系指500毫巴等压面上有闭合低压环流的系统)的活动,发现在37°N以南的高原地区共有29个低涡活动,它们大部分都消失于高原东部地区,但仍有8个移出高原,并对我国东部地区造成较大影响,计占低涡总数的27.6%。1980年这两个影响最强的低涡移出高原后,由于在对流层中低层卷入了变性冷空气,低压南侧出现强盛的暖平流,便演变成为低层锋区与对流层中上层的副热带锋区相接的江淮气旋。这两个气旋以平均每日800公里左右的速度向东移动,强度变化不大,因而本文用合成方法分析这类气旋的平均结构特征。

1982年4月12日收到,10月4日收到再改稿。

* 孙鹤莲、常荣成、陆志善和王淑青等同志参加本文部分统计和计算工作。

二、资料和方法

由于本文着重分析低涡移出高原后在东部地区造成暴雨时的结构,因而选用了1980年6月23—25日00时和8月23—25日00时每日两次观测资料进行平均和合成。分析中使用了我国及其邻近地区104个测站的地面和高空无线电探空测风资料。此外,还使用了国内东部地区国家气象站的6小时和24小时降水量记录。

由于低涡在700毫巴等压面上的气旋性环流最强,在进行合成时,取700毫巴低涡环流中心作为 $x-y$ 坐标的原点(下文中简用“+”点来表示)。纬圈方向作为 x 轴,经圈方向作为 y 轴,取向东和向北为正。由于切变线东段与西段长度不等,因此自原点起向东和向西至切变线的端点,各自分别进行6等分,各个时次的间隔不等,平均间隔约为180公里。在 y 方向自原点向北和向南各取等距的6点,间隔为150公里。从而,组成一活动网格。

在进行风场的合成前,先把每一时次的各层风的观测资料分解成东西风分量和南北风分量,分析等风速线。然后,用每一时刻的700毫巴流场为基准所组成的网格,读取各网格点上的数值,求得各对应格点上的东西风和南北风的平均值。最后进行矢量合成,便得到各等压面上的合成风场。

温度、湿度、涡度、散度和垂直运动等物理量场,均采用上述同样的方法得到。在计算涡度场和散度场时,选用150公里见方的网格。用运动学方法,由修正的连续方程积分求得。自1000毫巴起至100毫巴,计算了间隔为100毫巴的各层的垂直运动场和散度场。在1000、850、700、500、300和100毫巴各等压面上,计算风、温度和涡度场。湿度场采用相对湿度,由于记录的限制,只给出500毫巴及其以下各标准等压面的相对湿度值。

三、结构分析

(一) 水平环流

图1给出了1000、700、500和300毫巴等压面上合成风的水平流场。图中点线为6小时平均降雨量10毫米线,阴影区为 ≥ 30 毫米区。在1000毫巴等压面上,有一个流入中心,略偏“+”点的东南方。在这个流入中心的东侧,有着较明显的偏南风 and 偏东风的切变。

与其他各等压面比较,700毫巴等压面上低涡的气旋性环流最强,范围亦最大。在涡旋南侧出现一支完整的偏西南风,最大风速达16米/秒;中心东侧有明显的西南风和偏东风的切变,切变北侧的偏东风的最大风速达8米/秒。

在500毫巴等压面上,气旋性环流的中心已明显向北偏,偏离“+”点大约有500公里。并且气旋性环流开始明显减弱,范围也显著缩小。和700毫巴一样,中心南侧有一支完整的强偏西南风。

在300毫巴等压面上,合成风场的气旋性环流已经完全消失,一支强盛的副热带偏西南风急流通过700毫巴低压中心所在的上空。

再往高层直至100毫巴上空,低涡中心就处在南亚高压东北侧的西北气流控制之下

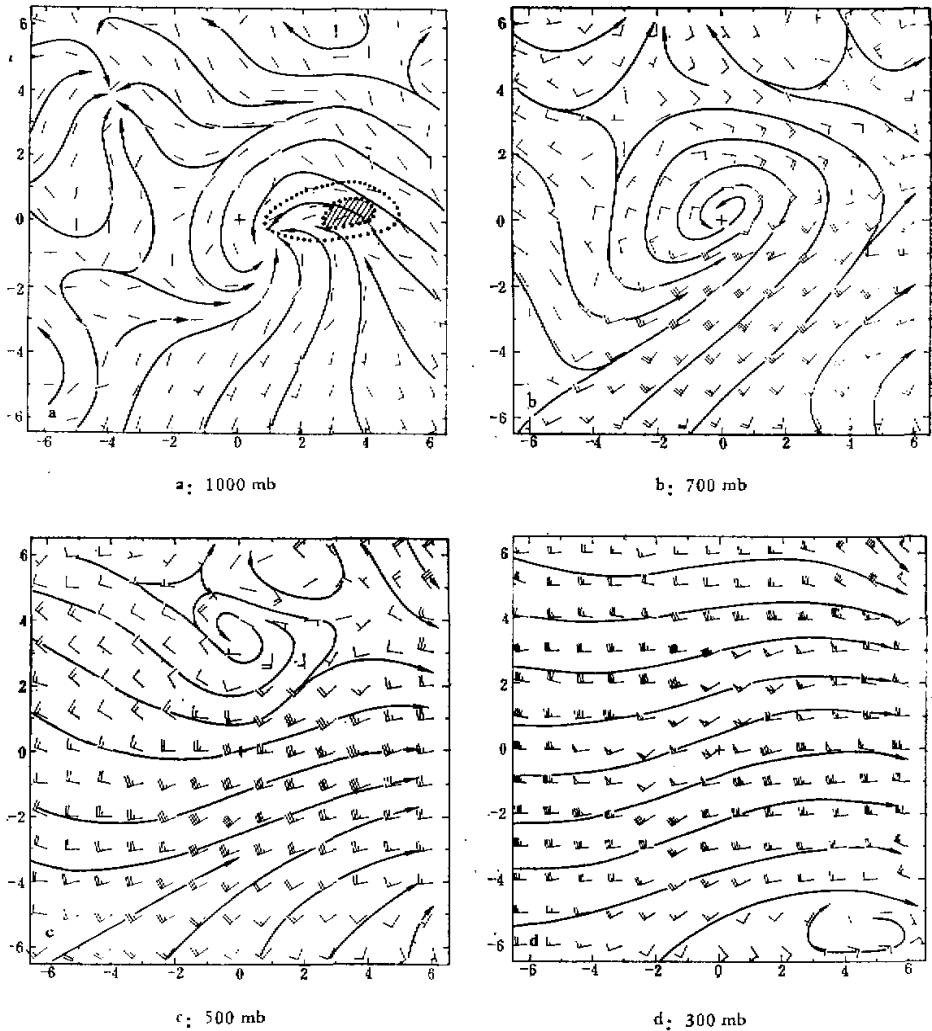


图1 合成风场流线图

(图略)。

由上面分析可知:这类气旋的平均波长大约为 2000—2500 公里,气旋性闭合环流的水平尺度平均大约为 1000—1500 公里,是一种活动在高空副热带西风急流下的气旋性环流系统。

分析了降水区与水平流场间的关系,发现 6 小时的平均最大降水量中心超过 30 毫米,大于 10 毫米的平均降水量区处于 1000 毫巴气流流入中心东侧、紧靠 700 毫巴涡旋中心东侧偏西南风和偏东风的强气旋性切变区,并且位于对流层中低层强西南风气流最大风速区下风方向,和对流层高层副热带西风急流区的右侧。显然,这种流场特征有利于出

现下面将要叙述到的散度场和垂直运动场的分布,暴雨区恰好位于在对流层低层强辐合中心(高层强辐散中心)及上升运动中心附近(见图 1、4 和 5)。

(二) 垂直结构

1. 风场

分别作了通过“+”点的经向风的東西向剖面 and 纬向风的南北向剖面图(图略),用来描述水平流场的空间结构。在对流层中下部的 700 毫巴附近,有一对北风和南风风速中心,最大北风风速可达 5 米/秒,位于低压中心的西侧;南风风速中心在低压中心的东侧略偏南方,最大值可达 10 米/秒。另外还有一个最大偏南风的中心出现在低涡中心上空 200—300 毫巴之间。在对流层的中低层,南北风分量的零线在低压中心附近随高度略向西倾斜,而东西风分量的零线随高度显著地向北倾斜。东风的最大值出现在低压中心以北的 850 毫巴上,为 10 米/秒。在零线的南侧,西风随高度增加,最大值超过 22 米/秒,出现在 700 毫巴低压中心的上空、对流层上部的 200—300 毫巴间。

上述分析表明,这类气旋中心的轴线随高度显著地向北倾斜。涡旋的气旋性环流以对流层中低层为最强,一般出现在 650—850 毫巴之间,400 毫巴以上就不清楚了。

2. 温度场

各层温度场的分布用与纬向温度平均值的差值来表示。正偏差表示高于纬向温度平均,负偏差表示低于纬向温度平均。温度场的分布表明,在对流层低层,低压中心附近有一条明显的东北-西南向冷带,冷带西北侧气温再度升高。而在对流层中高层,低压中心的西北方存在一强锋区。这种特点在通过“+”点的温度偏差纬向垂直剖面图(图 2)和经向垂直剖面图(图略)明显地反映出来。以在气旋西北侧 700—850 毫巴间的负偏差为最强,偏差零线明显地随高度向西和向北倾斜。700 毫巴涡旋中心上空的对流层中上层转为正温度偏差。出现在 300—400 毫巴之间的正中心是由涡旋南侧偏南气流的暖平流和

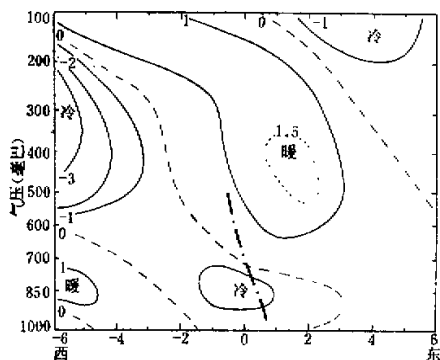


图 2 通过 700 毫巴气旋中心的温度偏差纬向垂直剖面图(单位 $^{\circ}\text{C}$)粗锁线为低涡中心轴线(下同)

湿空气上升凝结潜热释放的结果。分析表明,低涡的西、北侧冷,东、南侧暖是这种气旋热力结构的主要特征。在对流层低层,气旋中心附近的冷带窄,横贯气旋中心有一弱锋区,并与高空副热带锋区相接。

3. 湿度场

在 1000—500 毫巴等压面的相对湿度场图上,气旋的南北两侧湿度低,靠近中心附近湿度大,气旋东侧的湿度比西侧大,这是各层相对湿度分布的共同特点。涡旋中心附近,相对湿度大于 90% 的峰值区伸至对流层中层。这是由于气旋中心附近的强烈上升运动把来自南方的暖湿空气带到了高层。湿度高值区与上升运动区基本一致,并与 6 小时降雨量的大值区相对应。

4. 涡度场

在 1000—500 毫巴各等压面相对涡度分布图上,正涡度大值区均出现在各层涡旋中心附近及东南侧,700 毫巴附近的正涡度值为最大。这些特点基本反映在图 3 中。1000 毫巴的涡度值较弱,在气旋中心附近 200—300 公里的范围内才达到 $1 \times 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}$ 。自气旋中心附近向上,相对涡度值逐渐增大,在 700 毫巴涡旋中心附近出现正涡度的最大值,为 $7 \times 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}$ 。负涡度最大中心出现在涡旋东南方上空的 200—300 毫巴之间,最大值达 $-3.5 \times 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}$ 。另一个负涡度中心出现在涡旋中心西北侧的 850 毫巴附近,中心值为 $-1.6 \times 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}$ 。相对涡度的中心与涡旋轴一起,随高度向北倾斜。以上分析表明,这类江淮气旋是一种对流层中低层气旋性涡度强的涡旋,以涡旋中心东南侧的气旋性涡度为最大。

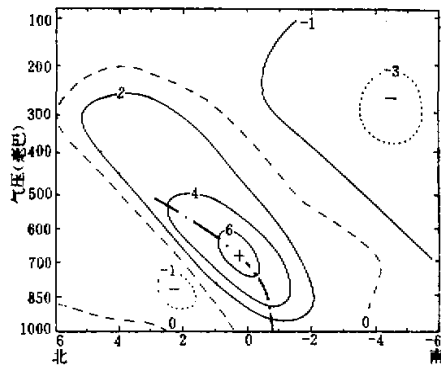


图 3 通过 700 毫巴气旋中心的相对涡度经向剖面(单位: $10^{-5}/\text{秒}$)

5. 散度场

在 1000 毫巴等压面上,辐散和辐合都较弱,但随着高度的增加,散度场逐渐增强。如图 4 所示,在气旋东侧 600—800 毫巴之间的辐合为最大,中心值超过 $-1.5 \times 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}$,

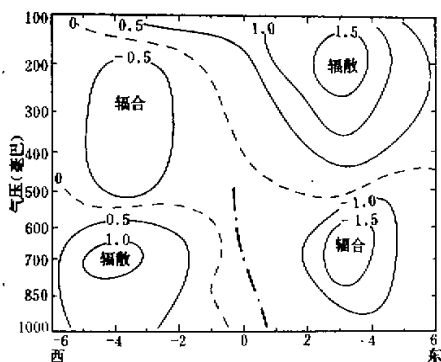


图 4 通过 700 毫巴气旋中心附近的散度场纬向垂直剖面(单位: 10^{-5} /秒)。

200 毫巴附近出现约 2×10^{-5} 秒 $^{-1}$ 的辐散中心。低压西侧的散度分布与东侧相反, 700 毫巴附近为辐散中心, 辐合中心出现在 300 毫巴附近。平均无辐散位面接近 500 毫巴。对流层下部和对流层上部的辐合和辐散互相近乎补偿。

6. 垂直运动

本文中的垂直运动是由水平散度场采用运动学方法垂直积分求得, 边界条件取地面和 100 毫巴的上升速度为零。计算结果表明, 各层的上升运动区都在低涡的东侧, 下沉运动区在涡旋西侧。最大上升运动在涡旋东侧的 600 毫巴附近, 达 -4.5×10^{-3} 毫巴 $\cdot$ 秒 $^{-1}$, 涡旋西侧的最大下沉运动也在 600 毫巴附近, 达 3.5×10^{-3} 毫巴 $\cdot$ 秒 $^{-1}$ (见图 5)。上升运动的大值区与天气尺度的降雨区相对应, 强降雨中心与上升运动的最大中心也基本吻合。

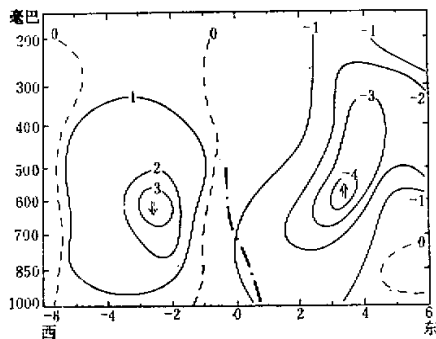


图 5 通过 700 毫巴气旋中心的垂直运动纬向垂直剖面图(单位: 10^{-3} 毫巴/秒)

7. 垂直环流

在通过“+”点的经向环流垂直剖面上(图略), 700 毫巴低涡中心的南方, 有一支来自

偏南方向的气流,从近地层起就开始向北爬升。此外,在低涡的北侧对流层中下层还有一个垂直环流圈。环流圈的上升运动分支与来自南方的爬升气流形成辐合,辐合区从地面一直伸展到对流层中部的 600 毫巴附近。这个辐合区与涡旋附近及其南侧的对流层下部的辐合场及上升运动区相对应。因此,这种型式的垂直环流有可能是造成气旋前部暴雨的原因。

四、结 论

由这类江淮气旋的平均结构分析,我们得到以下一些结论:

(1) 这类气旋是一种活动在高空副热带西风急流下的涡旋,其平均波长大约为 2000—2500 公里,水平闭合环流的尺度为 1000—1500 公里,闭合环流垂直伸展高度达 7—8 公里左右。平均每天以 800 公里左右的速度向东移动。

(2) 这类气旋是一种较强的对流层中低层涡旋,最强的气旋性环流和气旋性涡度出现在 700 毫巴附近。在涡旋中心东南侧,相对涡度的最大值达 7×10^{-3} 秒⁻¹。涡旋中心的轴线随高度明显向北倾斜,东西向的倾斜却不显著。

(3) 这类气旋的无辐散面平均在 500 毫巴附近,对流层下半部的强辐散、辐合中心位于 600—800 毫巴之间,低压前部辐合、后部辐散,相应的垂直运动场的分布为低压前部上升、后部下沉。

(4) 在热力结构上,这类气旋是一种半冷半暖的斜压性气旋。在对流层低层,低压中心附近有一条东北-西南向的狭窄冷带,锋区很弱。在对流层中上层却存在着较明显的锋区。

(5) 强暴雨区位于气旋东侧,它的形成和气旋东南侧对流层低层的强西南气流及对流层上部的副热带西风急流密切相关。

这类出现于夏季东亚季风区的气旋,具有它特有的特征。它虽然和极锋锋区下的温带扰动一样,在西风气流中东移,但两者却有着许多显著差异。例如,温带扰动的闭合环流有时可伸展到 200 毫巴^[1],锋区结构在对流层低层比高层更为明显,气旋性环流和对流层下半部的散度场往往在近地层最强^[6]等等。然而,它和高空副热带东风带下的某些热带扰动,例如印度季风低压的结构却有着不少相似之处。它们最强的气旋性环流和涡度都出现在对流层中低层,涡旋的垂直伸展高度和水平尺度也比较接近^[7,8]。近年来,我们发现有些从高原东移的低涡的形成,与副热带东风急流中的某些扰动活动有关。

本文仅是通过 1980 年两个实例分析,得出这类江淮气旋的平均结构特征,所得到的结论是十分初步的,今后尚需作更深入的工作。

陶诗言先生对本工作曾给予热情鼓励和指导,在此深表感谢。

参 考 文 献

- [1] 王荣华,东亚温带低压路径,气象学报, Vol. 33, No. 1, 15—24, 1963.
- [2] 黄土松、林元钙等,江淮气旋发生发展和暴雨过程及有关预报问题的研究,大气科学,第一期, 27—41, 1976.
- [3] 罗四维、王玉佩, 1979 年 5—8 月青藏高原地区天气系统的统计分析,青藏高原气象科学实验文集(一), 科学出版社, 269—278, 1984.

- [4] 吕君宁、郑至昌,雨季前的青藏高原低涡的研究,(同上), 218—228, 1984.
[5] 归佩兰、王作述,一个东北低涡的机制分析,气象学报, Vol. 30, No. 2, 150—163, 1959.
[6] E. 帕尔门, C. W. 牛顿, 大气环流系统, 97, 科学出版社, 1978.
[7] T. N. Krishnamurti, Masao Kanamitsu, Ramesh Godbole, Chia-Bo Chang, Fred Corr and Julianna H. Chow, Study of a Monsoon Depression (I) Synoptic Structure, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 53, 227—240, 1975.
[8] Godbole, R. V., The Composite Structure of the Monsoon Depression, *Tellus*, Vol. 29, No. 1, 25—40, 1977.

THE STRUCTURE OF CYCLONE OVER THE CHANGJIANG-HUAIHE RIVER VALLEY IN SUMMER

Xu Xianan Jiao Peijin

(Central Meteorological Observatory)

Abstract

In this paper the structure of two cyclones over the Changjiang-Huaihe River Valley is analyzed by using conventional meteorological data during the period of 23—25 June and 23—25 August, 1980. A moving network is used for obtaining the average distributions of composite elements, such as wind, temperature, relative humidity and precipitation. Analysis shows that the mean wavelength of the cyclones is about 2000—2500 km, the closed vortex has a horizontal scale of 1000—1500 km and vertically extends to a 7—8 km height and cyclone axis slopes pronouncedly northward with height. The strongest cyclonic circulation and vorticity are at about 700 mb. The frontal zone is stronger at upper troposphere, but weaker in lower troposphere. There is a narrow cold zone nearby the centre and north side of vortex at about 700 mb and below. A heavy rain region appears in front of the depression, and is well coincident with the regions of upward motion and lower layer convergence.