

江淮气旋发生发展和暴雨过程 及有关预报问题的研究

黄士松 林元弼 韦统健等*

(南京大学气象系)

提 要

本文就一次典型过程作为例子,分析了江淮气旋发生发展和暴雨过程的特点,指出有利于江淮气旋发生发展的高空天气形势,地面一些中尺度低压和暴雨核的演变与气旋发展的互相联系。发现气旋区内可存在若干个中尺度低压,这些中尺度低压可先于或后于暴雨核生成而出现,并可增强、减弱或合并。文中计算了潜热释放的加热对涡度制造的贡献,指出潜热加热对气旋发展起着极为重要的作用。作者对于影响气旋发展的因子进行了讨论,并对如何根据湿度场、流场和降水分布(或卫星云图)特征来预报江淮气旋提出建议。

1973年4月29日至5月1日在我国长江中游、淮河上游一带地区生成一个气旋,向东北方向移动,迅速发展而进入黄海。这次过程给湖北、河南、安徽、江苏、山东及江西等省部分地区先后带来大雨暴雨,影响甚大。江淮气旋能发展得如此强大是比较少的。本文就这一次气旋发展过程作为例子进行大尺度和中尺度分析,指出江淮气旋的一些发展特点,并讨论影响气旋发展的因子、特别是潜热释放加热的作用,提出了一些预报依据。

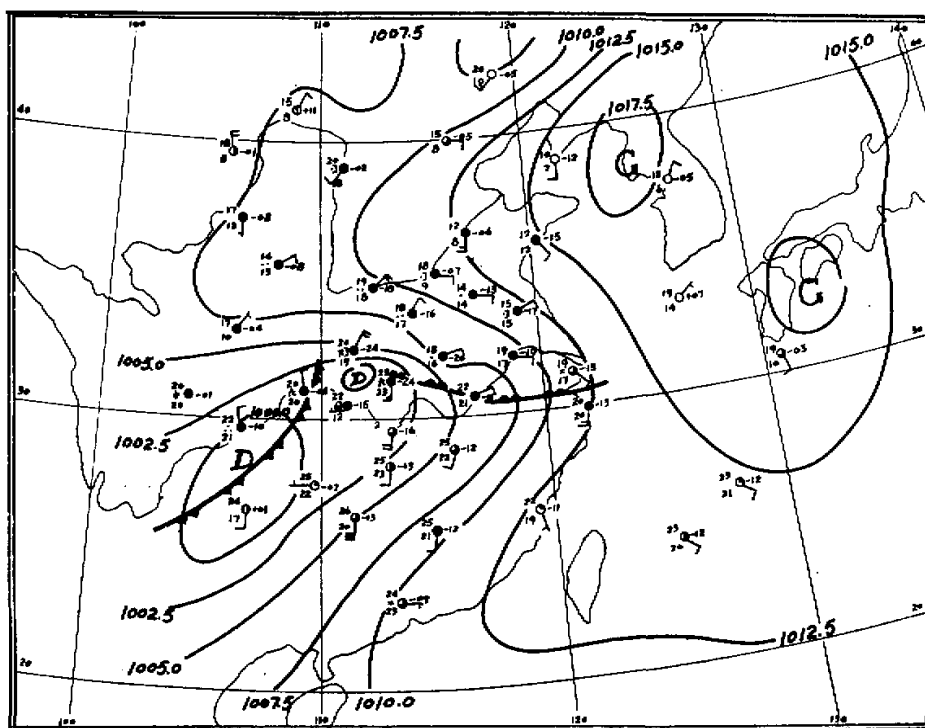
一、发展过程

在地面图上,气旋发生的前两天已有华西低槽形成并逐渐东伸。4月28日20时(北京时、下同)西部有冷锋生成,逐渐向西南移向低槽,29日20时沿江淮流随有暖锋生成,30日02时在华西到槽的东北顶端位于大巴山、巫山的东侧新生一小低压中心,30日08时冷锋和暖锋在低压中心相联接。随后,气旋迅速发展,5月1日08时即发展成一强大气旋,中心移至黄海海面,1日14时发展达最大强度,中心气压在991.7毫巴以下,见图1(a)——(d)。4月29日至30日24小时(08时至08时)降水分布如图2所示。

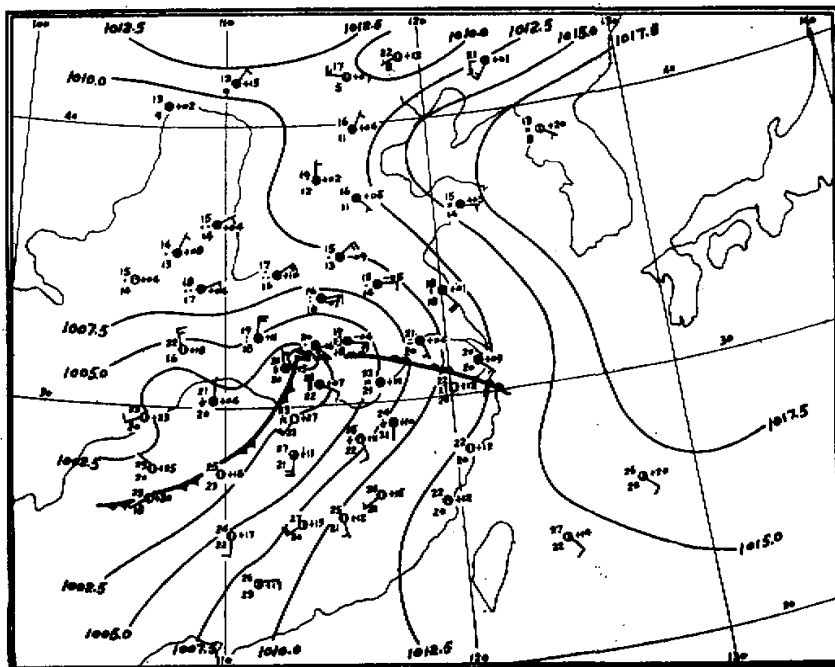
这次过程曾有较详叙述¹⁾,在500毫巴图上,有高原低涡与槽东移;在中纬度(35°—45°N)为平直西风,其上多小波动自西向东移行,其中有两个小波(槽C)相继迭加到东移的高原槽中,促使该槽发展起很大作用,见图3(a)——(c)。而高原槽的发展对引发地面气

* 参加工作的还有周德佩、石宗祥、王岳芳和李建中。

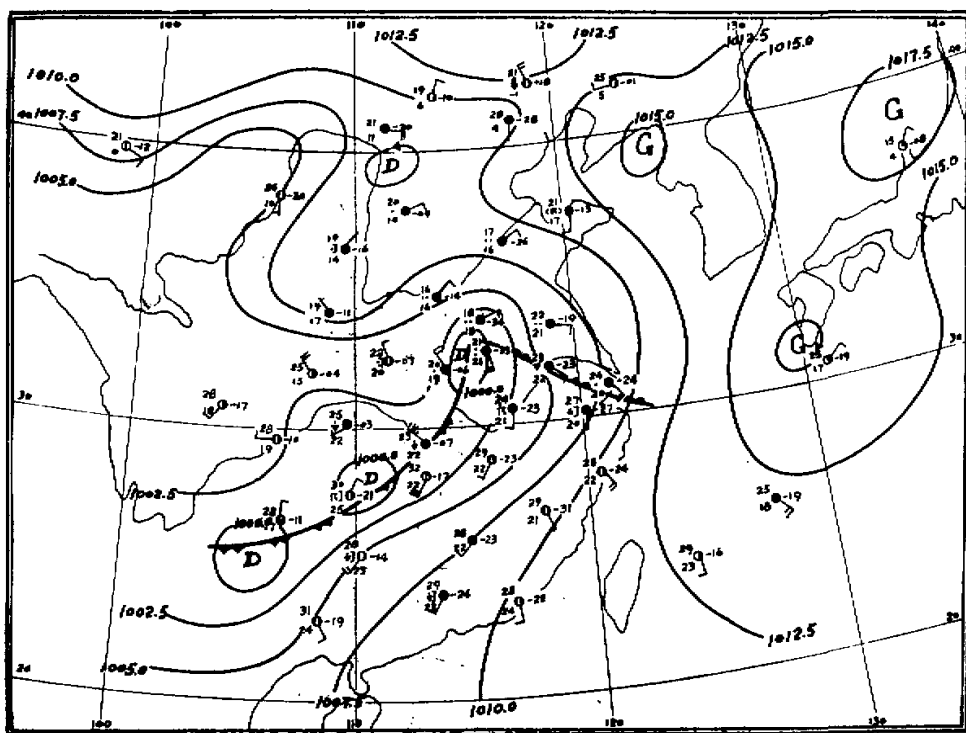
1) 南京大学气象系,《天气分析和预报(基础部分)讲义》,第二分册,1974。



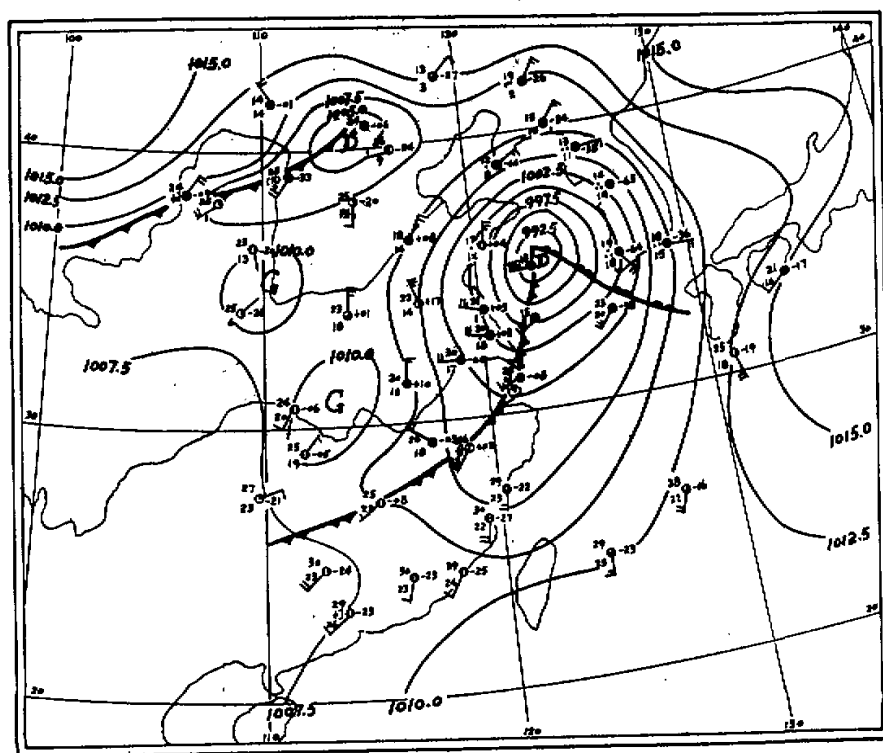
(a) 4月29日02时



(b) 4月30日08时



(c) 4月30日14时



(d) 5月1日14时

图1 1973年4月29日至5月1日地面天气图

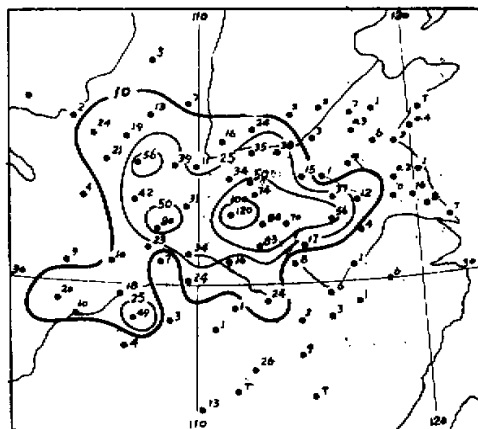
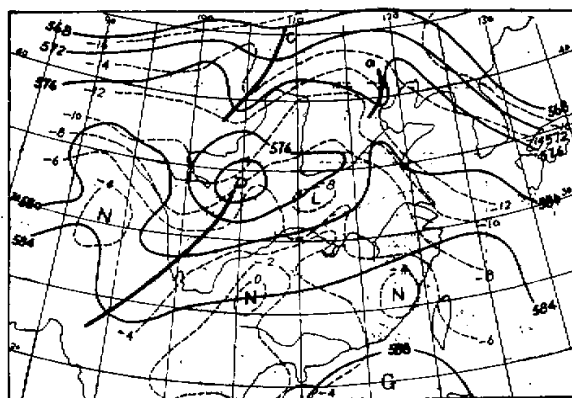
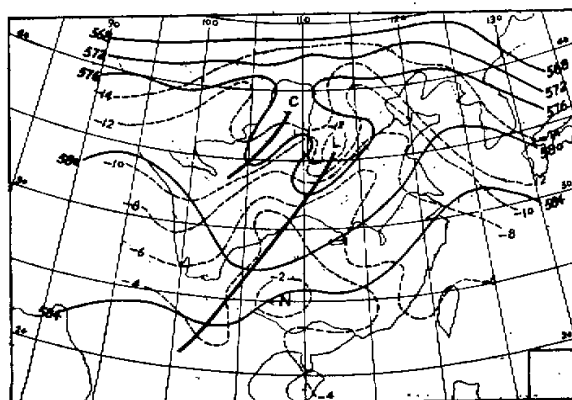


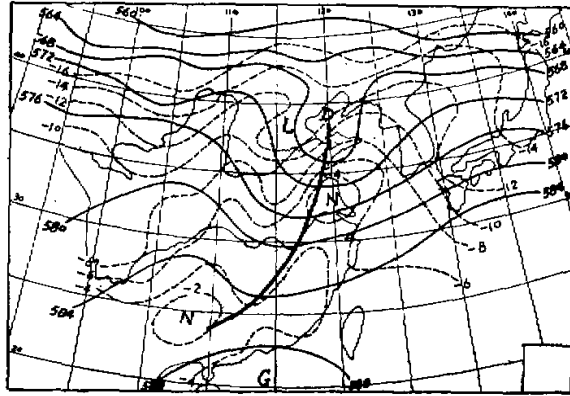
图 2 1973 年 4 月 29 日 08 时—30 日 08 时
24 小时总降水量(毫米)分布图



(a) 4 月 29 日 20 时



(b) 4 月 30 日 08 时



(c) 5月1日08时

图3 1973年4月29日至5月1日500毫巴形势图

旋的发生发展甚为重要,这是值得注意的。

在卫星云图上,高空图上各系统都有云系相应配合(云图略)。700毫巴的高原涡位于500毫巴上涡的东南角,原是暖性,但仍有云雨天气结合。随着500毫巴上涡与槽迭并发展,700毫巴涡亦东移发展,冷空气乃逐步进入涡的西北象限(见图4)。29日20时涡移至 32.5°N , 107°E 附近,云系扩大发展,色调变得更为亮白,此时在700毫巴涡的东南面,地面气压降低,在30日02时地面图上仍出现闭合低压中心,其后发展成气旋。此后云图清楚地示出云系的气旋性环流特点。700毫巴上发展与地面发展是完全一致的。

在地面气旋发展过程中,在对流圈上层有较强的低槽自高原东移,当移到高原东麓

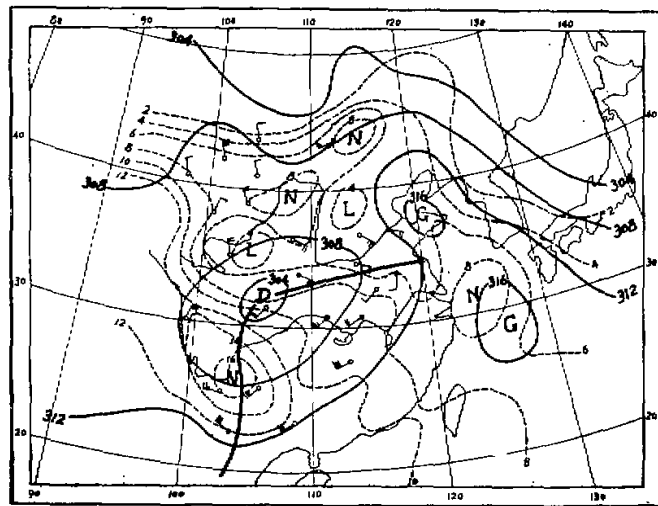


图4 1973年4月29日20时700毫巴形势图

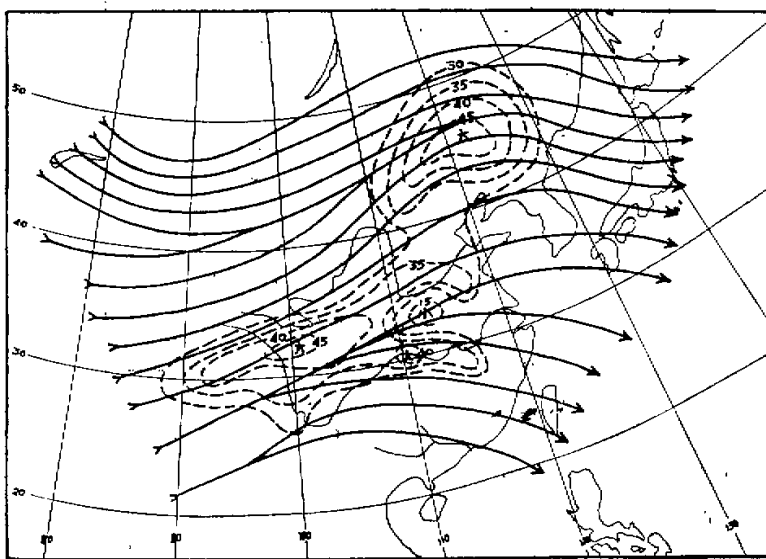


图 5 1973 年 4 月 30 日 08 时 200 毫巴流线与等风速线(虚线,单位:米/秒)图

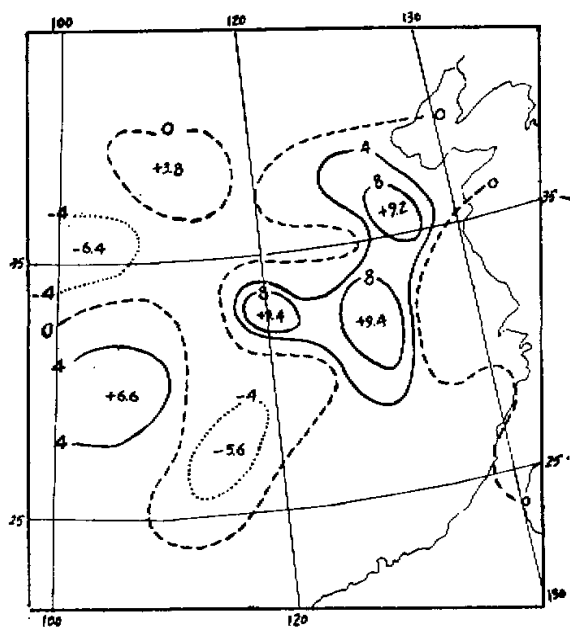


图 6 1973 年 4 月 30 日 08 时 200 毫巴面上散度分布(单位: 10^{-3} 秒 $^{-1}$)

时,槽东南部的等高线明显散开,并有强急流轴出现。图5为4月30日08时200毫巴流线图,图上示出:气流从高原东部流向平原散开甚剧,急流中心区风速达45米/秒以上,急流轴从高东原东伸到鄂西上空分裂为两支,一支朝向东偏北行,一支朝向东偏南行,风速均在30米/秒以上,分叉地区出现一弱风区,风速在15米/秒以下。地面气旋即发生在弱风区南侧和南支强风区北缘间风速气旋性切变最为强烈区附近。

上述情况表明:高空200(或300)毫巴及500毫巴上分别存在较强的速度辐散与涡度平流对于江淮气旋的发展是甚为重要的,正如一般理论所说明的那样^[1,2]。我们计算了4月29日20时(图略)与30日08时200及500毫巴上的辐散场(图6)与涡度平流分布(图略),就更清楚地说明这一事实。而这次气旋发生过程出现在大巴山、巫山的东麓,当与该区上空偏西或西南气流有一分量沿山坡东侧下沉运动的作用分不开的。当低空存在下沉运动与水平辐合,再迭加上高空的辐散和涡度平流,乃导致地面气旋起始生成在山脉东麓并迅速发展。当然,高层的辐散配合低层的辐合,也是产生暴雨所必需的。

二、中尺度分析

在大尺度天气图上,气旋的发生发展过程一般表现为仅一单个闭合低压中心的生消活动,降水多呈片分布。事实上,气旋中有暴雨核,常与一些小低压结合,这过去已有人指出过^[3,4]。本文根据湖北、河南、安徽、山东、江苏等省及湖南、江西、浙江、山西、河北等省部分测站的每小时平均气压、风、雨量资料填成每小时地面天气图进行中尺度分析,对这次气旋发展特点作一些分析讨论。

这次江淮气旋在大尺度天气图上,第一条闭合等压线(1000.0毫巴)首次出现在4月30日02时,位于大巴山、巫山的东面,长江与汉水之间地方。然而,中分析指出,早在4月29日17时以前,即有一近南北向的长形小倒槽自西南低槽分出伸到该地区。在该小长槽内,在宜昌、荆门、江陵间即出现一1002毫巴的闭合小低压,宜昌降水为2.5毫米/时。这个小低压就是后来发展为江淮气旋的初胚,见图7(a)。此小低压生成后,起先位置少变;约自29日22时开始向北移动,且在其东面和北面均有暴雨核配合,例如到30日01时(图略)低压有1001.0毫巴的闭合等压线,中心移至荆门、钟祥、宜城之间,钟祥与宜城的雨量分别达14.0及12.7毫米/时。在30日04时[图7(b)],小低压变为向东偏北移动,并分裂为两个中心 D_1 和 D_2 。 D_1 内有较大的暴雨区,雨区主要位于低压的东部,就是这个低压中心 D_1 为发展成江淮气旋的主体。 D_2 订滞少动,以后趋于消失。此外,在 D_1 之南约1.5个纬距处,即监利附近,出现另一小低压 D_3 ,此低压先向北移行,之后随同江淮气旋一道移动。

至30日06时(图略),与 D_1 联系的暴雨区向东北移动,并入原在信阳附近的暴雨区;另在麻城、英山间主要位于暖锋南面有一较大的暴雨区,此雨区似由原在暖区孝感一带的雨区发展东移而来的。至08时(图8), D_1 向北移到宜城、随县之间,冷锋东移与暖锋在 D_1 中心联接,其东面暴雨区分裂为二,原在暖锋南侧的大暴雨区已移至暖锋北侧固始附近,但显著减小。 D_3 向北移到潜江、钟祥之间,紧贴近冷锋,低压的东面且出现一新暴雨

1) 安徽省气象科研所,一次江淮低涡切变线暴雨过程分析,华东预报技术材料选编,1974。

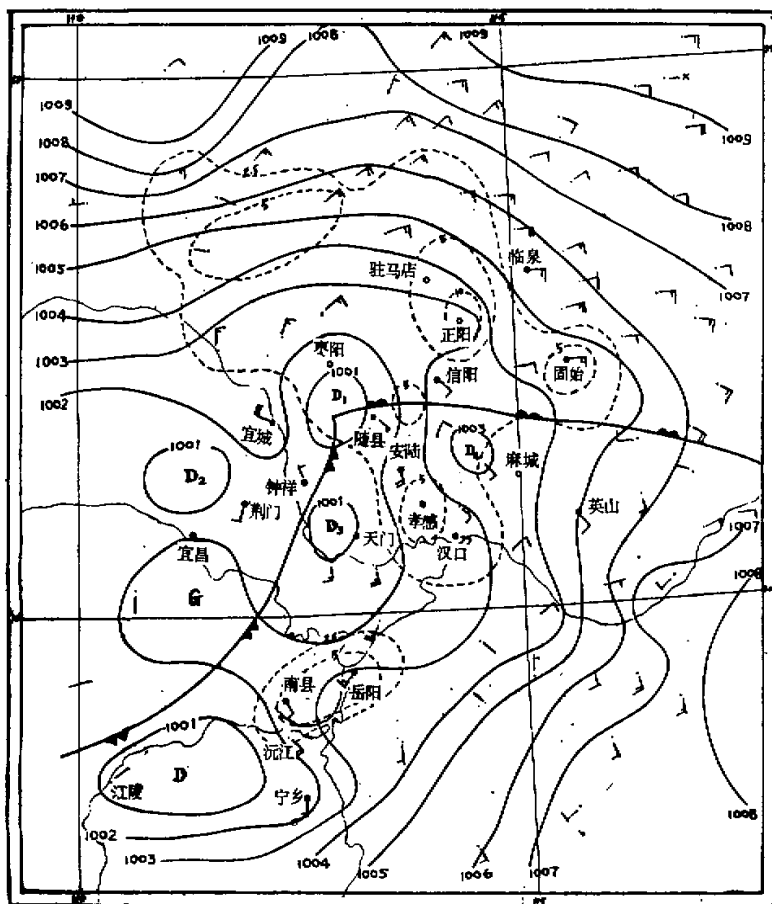


图 8 1973 年 4 月 30 日 08 时地面图

区。值得注意的是：在成对的暴雨区之间生成新的小低压中心，即 D_4 与 D_5 ，这到 30 日 12 时（图略）就更清楚了。此时在 1002.0 毫巴等压线闭合大低压区内共存在四个小低压中心 D_1 、 D_3 、 D_4 、 D_5 ，每个小低压都明显地有一暴雨区相配合。到 30 日 14 时（图略）， D_1 、 D_4 与 D_5 ，特别是 D_4 显著加深，整个气旋范围亦明显增大，而原与 D_4 及 D_5 配合的暴雨区联成一暴雨区，强度增大。同时在暖区内尚有一小低压环流 D_6 ，与其西南面一小高压之间产生暴雨点。

此后，气旋中心转向东北方移动。至 30 日 20 时（图 9）， D_5 已并入 D_4 中，暖锋前强烈降水集中在整个气旋的东部地区，暴雨区有三个（其中有两个雨量在 15 毫米/时以上），分别出现在 D_4 的西北、东北和东南，距 D_4 中心反而较远。另在暖区内 D_6 的向东北移动，原在其西南面的暴雨区亦随而移至 D_6 的东南面。在以后一段时间内，几个小低压依然独立存在，例如在 5 月 1 日 02 时（图略）， D_4 尚未并入 D_1 ， D_6 还是在暖区中，不过，气旋明显发展扩大，中心气压已加深到 996 毫巴以下。此后，气旋更加深发展，成一强大的较为完

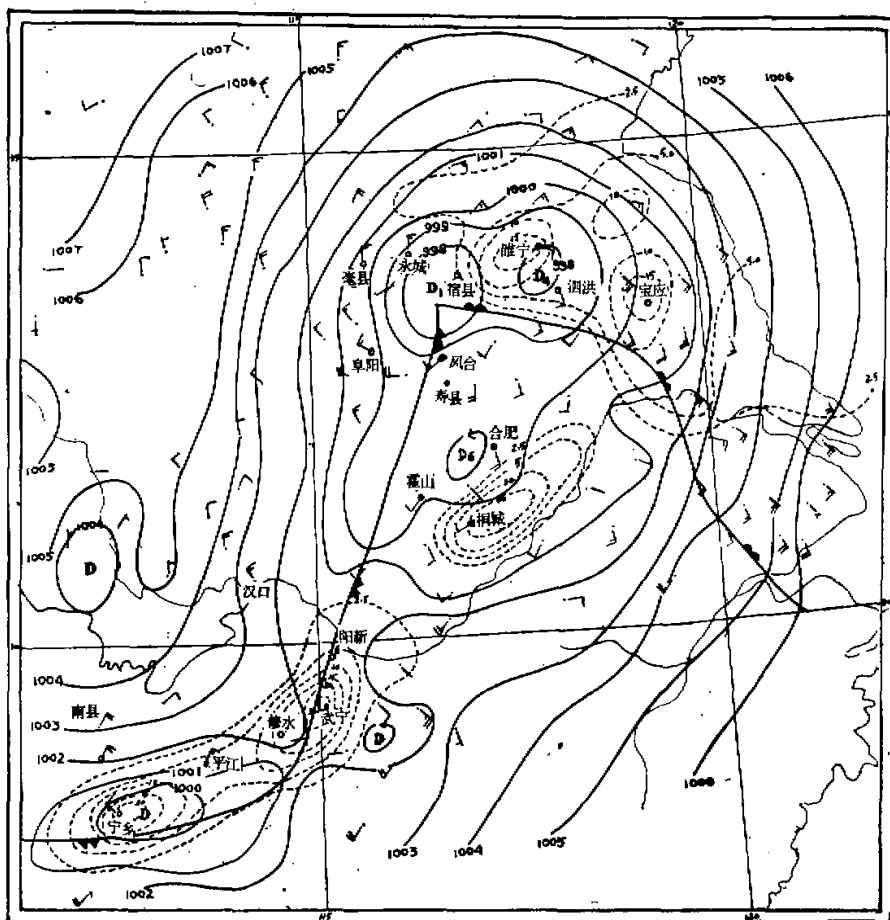


图9 1973年4月30日20时地面图

整的气旋,看来几个小低压可能均合并了;不过因气旋中心部分已移到海上,资料缺少,中分析不太可靠。另外,应当指出,当气旋中心移至朝鲜半岛西南角附近时,例见5月2日02时图(未刊出),在朝鲜海峡又明显存在另一低压中心,此低压当是新生系统,并非由演变而来的。

由上分析可知:

1. 一个地面气旋是由多个小低压先后发生、合并、扩大、加深而发展成的,其中有一个低压是气旋发展的主体中心。
2. 降水区主要集中在暖锋前,位于气旋主中心的前方,但降水并非均匀分布的。强降雨区多呈带状分布其中可有若干暴雨区,这些暴雨区与小低压生消活动有联系。
3. 小低压和暴雨区的联系并不是单相的,起先可以先生成小低压,随而在其附近出现暴雨区;其后则可先出现暴雨区,随而在其附近生成小低压。暴雨区中心不一定与低压中

心重合。小暴雨区可合并而成大暴雨区,随而出现小低压合并,合并后的低压有向合并的暴雨区移行的趋势。有些地区易产生暴雨,这与当地地形作用有一定关系。

4. 暖锋前的暴雨区可先在紧接气旋南面的暖区内产生,之后移至暖锋前。暖锋前的降水区常与暖区内降水区相联,这也与暖区内高度 1—4 公里处强偏西南风(低空急流)的出现,存在较强的水汽自南往北输送有关。在这强西南气流中上升运动自南至北增大,在低压中心区附近暖锋前当更大。这支低空急流起着相似于中高纬度分析中所谓“传送带”作用^[4]。当然,这个问题尚需要深入研究。

因此,我们认为,配合大尺度天气图另进行中尺度分析,不但对气旋发展过程的掌握很重要,对于做好暴雨的短期预报也是十分重要的。

三、潜热加热对气旋发展的作用

以上分析指出,江淮气旋的发生发展是与一定的高空形势密切联系的;另一方面,气旋生成引起降水,降水因凝结潜热释放的加热作用又可反馈地促进气旋发展。过去也曾有人计算指出,由于潜热加热而造成的低层最大风速水平辐合量比由于绝热过程(不包括摩擦)造成的辐合量约大三倍^[5],认为涡度的产生与潜热加热有密切关系。这里我们用不同方法对潜热加热对气旋发展的作用进行分析。

1. 加热场的计算

各高度的加热场是用下述方法求出的。

设 H 为作用于单位质量的加热率,热力学方程可写为

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\theta}{T} \frac{H}{C_p}$$

即

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + V \frac{\partial \theta}{\partial S} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} = \frac{\theta}{T} \frac{H}{C_p} \quad (1)$$

其中 θ 为位温, V 为全风速, S 为流线方向, $\omega = \frac{dp}{dt}$ 为铅直速度。由 $\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{\kappa}$,

(1)式又可写为

$$\frac{H}{C_p} = \frac{\partial T}{\partial t} + V \frac{\partial T}{\partial S} + \left(\frac{1000}{p} \right)^{-\kappa} \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (2)$$

我们即利用(2)式计算 H 值。式中的 ω , 根据连续方程在不考虑地形作用情况下求得; $\partial T / \partial t$ 取为前 12 小时的变温, $\partial T / \partial S$ 取沿风矢 300 公里的温差,求 $\partial \theta / \partial p$ 时,对 850 毫巴面取 100 毫巴厚度间的 θ 差,对 700 与 500 毫巴面则取 200 毫巴厚度间的 θ 差。我们曾计算了 4 月 29 日 08 时与 30 日 08 时的 850、700、500 毫巴等压面上的 H 场。图 10 为 4 月 30 日 700 毫巴面上的加热场, 850、500 毫巴等压面上 H 的分布特点与 700 毫巴面上的基本上相似,但加热一般在高层较大,低层较小,极值中心位置亦稍有变动。

利用(2)式计算得的 H 当包括凝结热加热与感热加热两部分。但根据我们计算的时间尺度,在这么短的时间内,感热加热作用是很小的。试将 H 场与 12 小时的降水分布(02 时至 14 时)(图 11)比较,可见 H 的分布尤其是 700 毫巴面上的 H 分布与降水分布甚为一

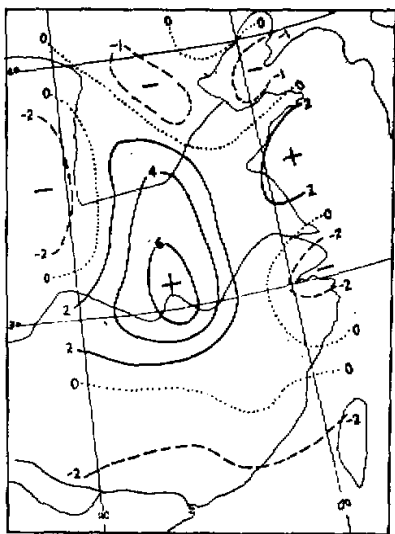


图 10 1973 年 4 月 30 日 08 时 700 毫巴面上的加热场(即 H 场, 单位为卡/克·时)

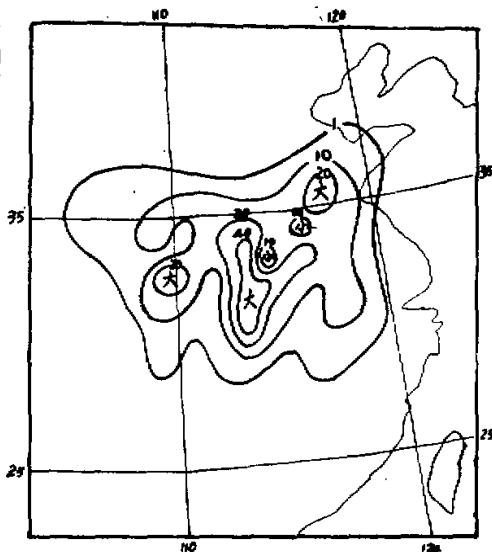


图 11 1973 年 4 月 30 日 02 时至 14 时 12 小时雨量分布图(单位, 毫米/12 小时)

致。这表明 H 主要即为凝结潜热的加热。因此, 在日常业务工作中可用降水分布来近似地代表 700、500 毫巴上的加热场特征。另外, 试比较 H 场与同时时间的卫星云图, 700、500 毫巴面的加热场特征也可近似地取用卫星云图的亮度分布特征来表示。

2. 潜热加热对涡度变化的作用

不考虑摩擦, 涡度方程可写为

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla \cdot (\eta \mathbf{V}) = \omega \frac{\partial \eta}{\partial p} - \left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right) \quad (3)$$

其中 ζ 为相对涡度铅直分量, $\eta = \zeta + f$ 为绝对涡度。式中右端各项倘用热成风关系

$$\frac{\partial u}{\partial p} = \frac{R}{f\rho} \frac{\partial T}{\partial y}, \quad \frac{\partial v}{\partial p} = -\frac{R}{f\rho} \frac{\partial T}{\partial x}$$

代入换算, 而左端中散度项用连续方程 $\nabla \cdot \mathbf{V} = -\frac{\partial \omega}{\partial p}$ 代换, 则上式可写为

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla \eta - \eta \frac{\partial \omega}{\partial p} + \frac{R}{f\rho} \omega \nabla^2 p + \frac{R}{f\rho} \frac{\partial \omega}{\partial v} \frac{\partial T}{\partial v} \quad (4)$$

其中 $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$, ν 为与等温线垂直的方向, 自低温侧指向高温侧, 倘式中的 ω 由 (2) 式代换, 我们可将 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ 分为两部分

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_H + \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_N \quad (5)$$

其中

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_H = \frac{R}{f p} \frac{(1000/p)^*}{C_p} \frac{\partial \theta}{\partial p} \left[H \nabla^2 T + \frac{\partial H}{\partial \nu} \frac{\partial T}{\partial \nu} \right] + \eta \frac{(1000/p)^*}{C_p} \frac{\partial \theta}{\partial p} \left[\frac{\partial H}{\partial p} - \frac{\kappa}{p} H \right] \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_N = & -\mathbf{V} \cdot \nabla \eta - \frac{R}{f p} \frac{(1000/p)^*}{\partial \theta / \partial p} \left\{ \left[V \frac{\partial}{\partial S} \left(\frac{\partial T}{\partial \nu} \right) + \frac{\partial T}{\partial S} \frac{\partial V}{\partial \nu} + \frac{\partial}{\partial \nu} \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) \right] \frac{\partial T}{\partial \nu} \right. \\ & + \left[V \frac{\partial T}{\partial S} + \frac{\partial T}{\partial t} \right] \nabla^2 T \left. \right\} - \eta \frac{(1000/p)^*}{\partial \theta / \partial p} \left[V \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial T}{\partial S} \right) + \frac{\partial T}{\partial S} \frac{\partial V}{\partial p} \right. \\ & \left. + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) - \frac{\kappa}{p} \left(V \frac{\partial T}{\partial S} + \frac{\partial T}{\partial t} \right) \right] \end{aligned} \quad (7)$$

$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_H$ 可称为加热变化部分, 表示由于加热场 H 直接作用所引起的变化; $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_N$ 表示由于其他各种因子所造成的变化, 不直接包括加热场 H 项, 但因包括 $\partial T / \partial t$ 项, 故可含有加热作用的间接影响, 为讨论方便起见, 我们近似地称之为非加热变化部分。

对于气旋中心, 可考虑一个随同气旋一道移动的坐标系, 则气旋中心的涡度变化 $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_o$ 为

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_o = \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_o + \mathbf{C} \cdot \nabla \zeta$$

其中 $\mathbf{C}$ 为气旋移动速度。考虑涡度极值与气旋中心重合, 该处 $\nabla \zeta = 0$, 则

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_o = \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_o$$

又因在气旋中心 $\mathbf{V} = 0$, 则在气旋移动过程中其中心的涡度变化为

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_{oH} = \frac{R}{f p} \frac{(1000/p)^*}{C_p} \frac{\partial \theta}{\partial p} \left[H \nabla^2 T + \frac{\partial H}{\partial \nu} \frac{\partial T}{\partial \nu} \right] + \eta \frac{(1000/p)^*}{C_p} \frac{\partial \theta}{\partial p} \left[\frac{\partial H}{\partial p} - \frac{\kappa}{p} H \right] \quad (8)$$

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_{oN} = & -\frac{R}{f p} \frac{(1000/p)^*}{\partial \theta / \partial p} \left[\frac{\partial T}{\partial t} \nabla^2 T + \frac{\partial T}{\partial \nu} \frac{\partial}{\partial \nu} \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) \right] \\ & - \eta \frac{(1000/p)^*}{\partial \theta / \partial p} \left[\frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) - \frac{\kappa}{p} \frac{\partial T}{\partial t} \right] \end{aligned} \quad (9)$$

第一节中已指出, 地面气旋的发展与 700 毫巴面上低压的发展一致, 为简单起见, 我们取 700 毫巴上发展情况对 $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_H$ 与 $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_N$ 的值进行计算。为了便于预报应用, 计算时式中的 $\partial T / \partial t$ 值取为前 12 小时的变化。例如根据 4 月 30 日 08 时 700 毫巴的 H 场, $\partial T / \partial t$ 取为 29 日 20 时至 30 日 08 时的 T 的变化。计算结果指出, 在 700 毫巴低压中心附近约三个纬距范围内各处, 除极个别点之外, 加热变化部分比非加热变化部分一般要大 1—2 个量级, 下表即为一些计算结果。

该表示出, 在 700 毫巴低压的中心及东、东北面均为正值的加热变化, 且其大小远远超过非加热变化部分。而由图 4 及图 1 可见, 700 毫巴低压与地面低压自 4 月 30 日 08 时至 5 月 1 日 08 时均向东偏北移行并大大加强, 这说明对于江淮气旋的发展, 潜热加热的作用是十分重要的。

变化值(单位: 时 ⁻¹)	位置	O 点 (低压中心)	A 点 (低压中心南 2.5°纬距处)	B 点 (低压中心东 1.5°经距处)	C 点 (B点南2.5° 纬距处)	D 点 (B点北2.5° 纬距处)	E 点 (低压中心北 2.5°纬距处)
$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_H$		1.45×10^{-1}	1.61×10^{-1}	7.43×10^{-2}	2.34×10^{-2}	3.79×10^{-2}	-3.89×10^{-2}
$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_S$		-6.36×10^{-3}	-6.37×10^{-3}	-1.07×10^{-2}	-2.96×10^{-2}	-6.86×10^{-3}	3.22×10^{-2}

四、气旋发展因子讨论及其预报应用

江淮气旋发生发展的预报,除应用一般方法^{[1][2,6]}及本文第一节所讨论的特征外,我们根据文中第三节的结果提出一些新的预报依据。

根据低压中心附近实际情况的计算结果,倘略去(7)式中量级较小的各项,则(7)式可近似地取为

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_S \approx & -\mathbf{V} \cdot \nabla \eta + A \left[\nu \frac{\partial T}{\partial S} \nabla^2 T + \nu \frac{\partial T}{\partial \nu} \frac{\partial}{\partial S} \left(\frac{\partial T}{\partial \nu} \right) + \frac{\partial T}{\partial \nu} \frac{\partial}{\partial \nu} \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) \right] \\ & + B \left[\nu \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial T}{\partial S} \right) + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) \right] \end{aligned} \quad (10)$$

式中

$$A = -\frac{R(1000/p)^*}{f p} \frac{\partial \theta / \partial p}, \quad B = -\eta \frac{(1000/p)^*}{\partial \theta / \partial p}$$

因在一般情况下, $\partial \theta / \partial p < 0$, 在 500 毫巴及以下各层 $\eta > 0$, 则显然 A 与 B 均为正值, 但并非常数, 而(6)式可写为

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_H = -\frac{A}{C_p} \left[H \nabla^2 T + \frac{\partial H}{\partial \nu} \frac{\partial T}{\partial \nu} \right] - \frac{B}{C_p} \left[\frac{\partial H}{\partial p} - \frac{\kappa}{p} H \right] \quad (11)$$

倘把 H 场特征用雨量分布图或卫星云图来近似表示, 则可根据雨量分布或卫星云图以及 T 场、流场的特征来估计气旋的生成发展。由(11)与(10)式可知, 在满足下列一些条件之处可预报有气旋性发展:

1. 当有云雨区出现 ($H > 0$), 等温线有暖中心或呈暖脊分布 ($\nabla^2 T < 0$), 但低温的降水(或云亮度)较高温侧为大(强) ($\frac{\partial H}{\partial \nu} < 0$)。注意, 一般情况有 $\frac{\partial H}{\partial p} < 0$ 。
2. 有较大的正涡度平流 ($-\mathbf{V} \cdot \nabla \eta > 0$)。
3. 等温线呈气旋性弯曲 ($\nabla^2 T > 0$), 温度沿流线方向增高 ($\frac{\partial T}{\partial S} > 0$), 但增高程度在低层比在高层要大 ($\frac{\partial}{\partial p} \frac{\partial T}{\partial S} > 0$); 等温线密度沿流线方向增大; 有局地降温 ($\frac{\partial T}{\partial t} > 0$), 但暖侧降温比在冷侧要小 ($\frac{\partial}{\partial \nu} \frac{\partial T}{\partial t} > 0$), 低空的降温比在高空的要小 ($\frac{\partial}{\partial p} \frac{\partial T}{\partial t} > 0$)。
4. 等温线呈反气旋弯曲 ($\nabla^2 T < 0$), 温度沿流线方向降低 ($\frac{\partial T}{\partial S} < 0$), 但降低程度

1) 江苏省气象局气象台, 4 月份江淮气旋发生的初步探讨, 1974。

在低层比在高层要大 ($\frac{\partial}{\partial p} \frac{\partial T}{\partial s} < 0$); 等温线密度沿流线方向增大; 有局地增温 ($\frac{\partial T}{\partial t} > 0$), 但暖侧的增温比在冷侧要大 ($\frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial t} > 0$), 低空的增温在高空的要小 ($\frac{\partial}{\partial p} \frac{\partial T}{\partial t} > 0$).

上述情况与本文讨论的例子甚为一致, 尤其是第一个条件更为突出. 我们认为, 上述 4 个条件, 在日常工作中可作为一种预报指标应用. 当然, 对于气旋中心的变化, 根据第三节讨论, 我们只需按 (11) 式估计即可, 因为主要决定于加热场的作用.

最后, 顺便指出, 我们亦将第三节讨论的原理应用于副热带高压系统变动的分析预报问题, 获得良好结果¹⁾. 在推求第 (4) — (6) 式时未作任何假设限制, 当可更广泛地应用于中高纬度槽、脊活动的分析预报.

在进行本工作时, 我们曾函请湖北、河南、安徽、江苏、山东及江西等省台站抄寄过程时段地面有关气象资料, 承各台站大力支持, 谨此致谢.

参 考 资 料

- [1] J. Bjerknes and J. Holmboe, On the theory of cyclones, *Jour. Meteor.* 1944, 1, pp. 1—22.
- [2] S. Petterssen, *Weather Analysis and Forecasting* 2nd ed. 1956. Vol. 1.
- [3] 张锡福、王作述, 1956 年 6 月 8—9 日湖北省东部的大暴雨分析, 中国夏季副热带天气系统若干问题的研究, 科学出版社, 1963.
- [4] K. A. Browning, M. E. Hardman, T. W. Harrold and C. W. Pardoe, The Structure of rainbands Within a mid-latitude depression, *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 1973, 99, pp. 215—231.
- [5] M. B. Danard, On the influence of released latent heat on cyclone development, *Jour. Appl. Meteor.*, 1964, 3, pp. 27—37.
- [6] R. C. Sutcliffe and A. G. Forsdyke, The theory and use of upper air thickness patterns in forecasting, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1950, 76, pp. 189—217.

¹⁾ 黄土松、汤明敏等, 副热带高压系统的变动及其预报与流场、温度场、加热场特征, (尚未发表)