

张晓红, 罗静, 陈兴, 等. 2016. 一次春季江淮气旋形成发展特征及暴雨诊断分析. 气象, 42(6): 716-723.

一次春季江淮气旋形成发展特征及暴雨诊断分析^{*}

张晓红 罗 静 陈 兴 靳莉莉 邱旭敏

淮河流域气象中心, 合肥 230031

提 要: 利用 NCEP/NCAR 的再分析资料, 对 2013 年 5 月 25—27 日一次江淮气旋的形成发展及其引发的暴雨过程进行了诊断分析。结果表明: 高空明显的正涡度平流、低层暖平流以及与辐合辐散区相对应的垂直运动是导致气旋发展的重要物理因子。气旋发展过程和湿位涡正压项及斜压项有很好的对应关系, 气旋的增强阶段伴随对流层低层 mpv_1 的增大及 mpv_2 值的减小; 高层湿位涡下传; 使近地面大气斜压性增强, 从而在低层诱生出气旋性环流。气旋的形成发展过程与对流层正涡度柱的形成相对应, 与湿位涡的空间结构及其演变有密切的联系。气旋引发的暴雨位于气旋移动路径的左前方(东北象限), 该区域低层强辐合中心和正涡度中心的耦合, 加剧水汽和能量的辐合, 为暴雨维持提供了条件。

关键词: 江淮气旋, 结构特征, 湿位涡, 暴雨, 诊断分析

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2016.06.007

Formation and Development Mechanism of One Cyclone Over Changjiang-Huaihe River Basin and Diagnostic Analysis of Rainstorm

ZHANG Xiaohong LUO Jing CHEN Xing JIN Lili QIU Xuming

Huaihe River Basin Meteorological Centre, Anhui Province, Hefei 230031

Abstract: The diagnosis analysis for the development mechanism of a cyclone over Changjiang-Huaihe and rainstorm that occurred from 25 to 27 May 2013 was studied utilizing the NCEP/NCAR reanalysis data. The results indicate that positive vorticity advection in upper level, warm air advection in lower level, the divergence located in the right side of the entry of upper jet and convergence located in the left side of the exit of low jet are the most important physical factors for the developing of the cyclone. The development of cyclone is consistent with the mpv_1 and mpv_2 of moist potential vorticity. Formation and development mechanisms of the cyclone correspond to development of vorticity column troposphere, and the download of positive vorticity advection in upper level intensifies the vortex in lower troposphere. The downward extension of moist potential vorticity could have increased the positive vorticity in the lower level and induced cyclonic circulation. The rainstorm triggered by the cyclone is located in the left front of moving track of the cyclone. Coupling structure of intensity convergence and positive vorticity center enhances the convergence of water vapor and energy, which creates the conditions for the maintenance of rainstorm.

Key words: cyclone over Changjiang-Huaihe River Basin, structure characteristic, moist potential vorticity, rainstorm, diagnostic analysis

* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201006037)资助

2014 年 6 月 16 日收稿; 2016 年 2 月 18 日收修定稿

第一作者: 张晓红, 主要从事淮河流域暴雨及水文气象业务研究. Email: zxh58221@sina.com

引言

江淮气旋是造成我国中东部地区暴雨、暴雪及大雾等灾害性天气的主要天气系统(杨成芳等, 2013;孙欣等, 2011)。特别是在每年的春末夏初江淮地区大气斜压性较强,常常引发江淮气旋的形成发展,其带来的暴雨、大风等灾害性天气对该地区的影响十分突出(黄士松等, 1976;吕梅等, 1997)。因此,江淮气旋及其带来的暴雨成为众多学者研究的重点。20世纪70年代以来,江淮气旋发生发展机制的研究取得丰硕成果,包括能量特征(韦统健等, 1983;杨信杰, 1988)、结构特征(袁信轩, 1980;徐夏囡, 1984;张汝秀等, 1988)及形成发展机制等方面(马雷鸣等, 2002;李崇银, 1982, 陈永林等, 2013)。研究表明,江淮气旋环流形势最主要的特征表现在低层的辐合和高层的辐散,以及各层的垂直运动的变化;而凝结潜热加热、温度平流、涡度平流以及斜压不稳定等是导致气旋发生发展和环流维持的主要因素。斯公望(1976)认为在江淮气旋进一步猛烈发展时期,温度平流对气旋发展的贡献最大,即大气本身的斜压性是它进一步发展的重要因素。黄士松等(1976)计算了潜热释放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。陶祖钰等(1980)对长江中下游倒槽静止锋上产生的气旋进行了动力学分析,对上升运动、低层暖平流、高层正涡度平流及不同性质降水释放的凝结潜热对气旋发生发展的贡献做了详细阐述,对气旋形成及发展预报有很好的指示意义。吴海英等(2002)的研究则认为潜热的释放将促使高层的高位涡向下传输,导致低层气旋加深发展。近年来,关于西南低涡及其暴雨的影响研究较为集中(宗志平等, 2013;刘晓波等, 2015;杜倩等, 2013),而对江淮气旋发展机制及其暴雨成因的关注不多。

2013年5月25—27日,淮河流域沿淮淮北出现一次大范围暴雨过程,伴随高空槽的东移发展,高空正涡度平流加强,低层暖平流以及与辐合辐散区相对应的垂直运动不断加强,在对流层低层诱发出低涡,在其东移发展的过程中,湖北大部、河南、山东南部、安徽北部、江苏北部出现大范围的强降雨。本文利用 $1^\circ \times 1^\circ$ 的NCEP再分析资料,对此次气旋形成发展特点及引发的暴雨过程进行诊断分析,重点探讨气旋形成和发展过程中的环流特征及其强降水

形成的机理,为今后淮河流域此类暴雨预报提供一些预报思路和参考依据。

1 气旋路径和降雨特征

2013年5月25—27日,淮河流域自西向东出现了一次大范围的暴雨过程,流域2天共有96个站次出现了暴雨和大暴雨,是2013年淮河流域强降雨范围最大的一次过程,降雨最强时段出现在26日白天。此次淮河流域暴雨范围大,雨区移动性明显,降雨时空分布相对均匀,是一次典型的江淮气旋移动发展过程中产生的降雨。

从气旋移动路径和6h降雨分布看(图1),淮河流域降水和气旋的发展移动密切相关,强降水落区主要位于气旋中心附近及其左前方(东北象限)。流域降雨分为三个阶段:5月25日08:00至26日02:00,西南地区有低槽发展,北支锋区上有小波动并逐渐与南支低槽合并,低层偏南风加强,低涡形成,切变线向东伸展至江淮地区,受低槽和切变线影响,流域自西向东开始出现降雨。5月26日02:00至27日02:00,高空低槽东移加深,江淮气旋经两湖地区逐渐东移至流域上空,低空西南风急流和东南急流加强,低层切变线北抬至沿淮一带;受气旋影响,流域北部出现较大范围暴雨,暴雨中心强度达到 $93 \text{ mm} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$ 。5月27日02:00—08:00,高空低涡逐渐向东北方向移出流域,地面气旋经淮河中下游进入黄海,流域降雨自西向东结束。

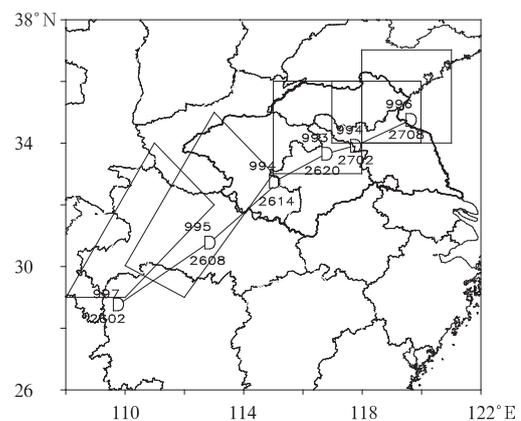


图1 气旋移动路径及 $>30 \text{ mm}$ 降水分布
(方框为不同时段6h降水 $>30 \text{ mm}$ 区域)

Fig. 1 Cyclone moving path and distribution of rainfall more than 30 mm
(Box is the area with 6 h rainfall $> 30 \text{ mm}$)

2 气旋形成发展特征分析

2.1 气旋发展过程的垂直结构

气旋的形成发展过程和对流层涡柱的发展相对应(图 2)。25 日 20 时,对流层中层形成正涡度中心,高层为负涡度区,低涡开始发展;26 日 08 时,中低层正涡度中心进一步加强并向下发展,500 hPa 以下形成垂直的正涡度柱,850 hPa 中心强度达 $28 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$;27 日 02 时,气旋中心西侧对流层高层的正涡度中心东移叠加到低层正涡度中心之上,从地面向上至对流层顶形成垂直正涡度柱,300 和 900 hPa 附近各有一个正涡度中心。分析发现,气旋后部对流层高层 300 hPa 附近正涡度平流的加强并逐渐下传,为气旋发展提供动力条件;当高层正涡度中心移至气旋上空时,整个对流层自上而下形成正涡度柱,气旋上空高层正涡度平流消失,气旋发展达到强盛。

对流层涡度发展的同时,中低层辐合不断加强。25 日 20 时(图 3a)气旋中心北侧对流层中下部为辐合区,高层为辐散区,辐合中心位于 850 hPa,辐散

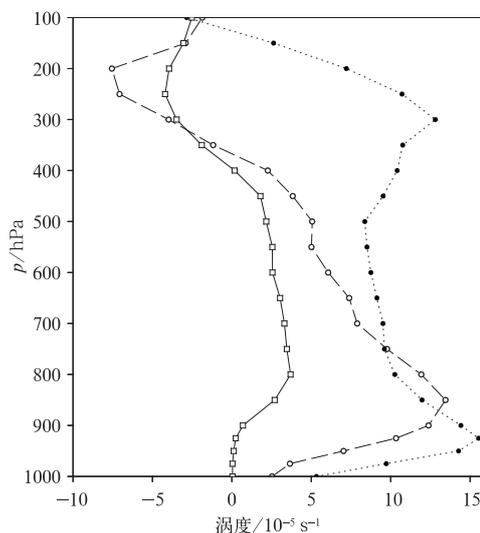


图 2 不同时段气旋上空区域平均涡度的垂直廓线

(实线:25 日 20 时,气旋中心 27°N 、 106°E ;虚线:26 日 08 时,气旋中心 31°N 、 113°E ;点线:27 日 02 时,气旋中心 34°N 、 117°E)

Fig. 2 The vertical profiles of regional average vorticity in different times

(Solid line is for the cyclone center at 27°N , 106°E at 20:00 BT 25; dashed line is for the cyclone center at 31°N , 113°E at 08:00 BT 26; dotted line is for the cyclone center at 34°N , 117°E at 02:00 BT 27 May 2013)

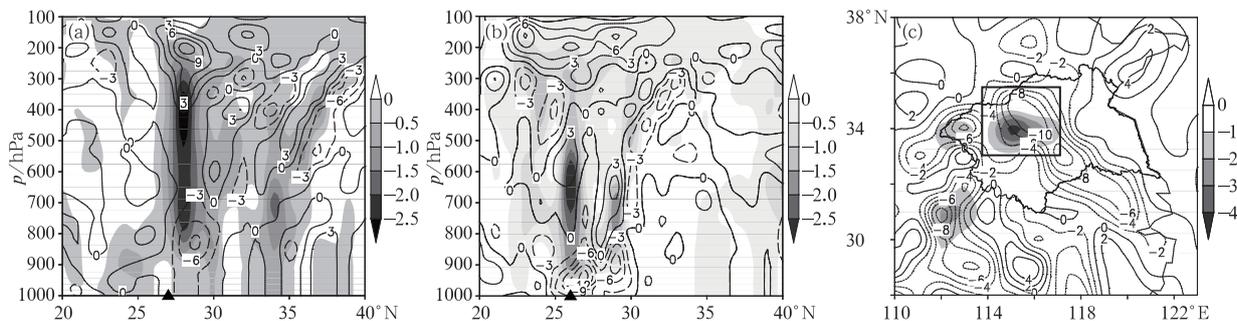


图 3 2013 年 5 月 25 日 20 时(a)、26 日 08 时(b)气旋中心的散度(等值线,单位: 10^{-5} s^{-1})、垂直速度(阴影,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) 纬向剖面图;26 日 08 时 850 hPa 水汽通量散度(等值线,单位: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)、

垂直速度场(阴影)(c)

(▲为气旋中心,下同;矩形框为暴雨区)

Fig. 3 Vertical cross-sections of divergence (contour, unit: 10^{-5} s^{-1}) and vertical velocity (shaded, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) of cyclone center at (a) 20:00 BT 25 May, (b) 08:00 BT 26 May, (c) the 850 hPa water vapor flux divergence (contour, unit: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and vertical velocity (shaded area) at 08:00 BT 26 May 2013

(▲ is the cyclone center, rectangle is the rainstorm area)

中心在 200 hPa,上升运动从 850 hPa 向上伸展到 200 hPa 附近,最大上升运动层位于 500~400 hPa。26 日 08 时(图 3b),辐合向下发展,强度加强,中心

位于 925 hPa 附近;上升运动进一步加强,最大上升速度达 $3 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,最大上升运动层降至 600~700 hPa,且上升运动中心与水汽辐合中心相重叠(图

3c), 有利于低层高温高湿的空气抬升, 为暴雨云团的发生发展提供了有利的中尺度环境。27 日 02 时(图略), 低层辐合、高层辐散及上升运动均明显减弱, 虽然此阶段气旋中心强度仍然较强, 但维持其继续发展的动力条件减弱消失, 预示着后期气旋将逐渐减弱。

气旋过境前后低层 850 hPa 以下均表现为偏南风向偏北风转变, 但在不同发展阶段风场演变存在一定差别。25 日 20 时(图 4a), 气旋中心附近 850 hPa 以下风速很弱, 风随高度基本无变化; 850 hPa 层风速陡增, 存在 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏南风急流中心, 低空急流已经形成。26 日 08 时(图 4b), 气旋中心附

近 850 hPa 以下风速明显增大, 低空急流增强。气旋初生和发展阶段, 气旋上空风随高度顺转, 有暖平流。27 日 02 时(图 4c), 气旋中心区域对流层低层由西南风转为弱的西北风, 风速明显减小, 气旋中心上空风随高度逆转。

从以上分析发现, 气旋发展过程中, 对流层最大正涡度值、最大辐合值和最大垂直上升速度所在高度层逐渐下移, 最大正涡度强度增加, 对流层中低层的辐合和垂直上升运动增大, 气旋上空的垂直上升运动气柱和低层辐合高层辐散有伴随关系; 对流层中低层的风场在发展期随高度顺转, 风速增大, 强盛期风随高度逆转, 风速减弱。

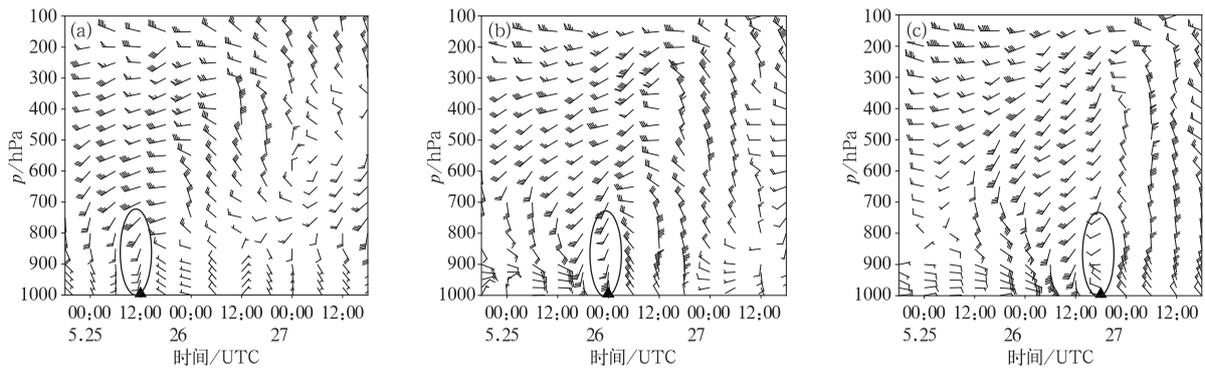


图 4 2013 年 5 月 25—27 日沿气旋中心风场垂直结构时间演变

(a) $29^{\circ}\text{N}, 108^{\circ}\text{E}$, (b) $32^{\circ}\text{N}, 113^{\circ}\text{E}$, (c) $34^{\circ}\text{N}, 117^{\circ}\text{E}$

(椭圆框为气旋中心对流层低层风随高度演变)

Fig. 4 The evolution of wind profile along cyclone center in different stages from 25 to 27 May 2013

(a) $29^{\circ}\text{N}, 108^{\circ}\text{E}$, (b) $32^{\circ}\text{N}, 113^{\circ}\text{E}$, (c) $34^{\circ}\text{N}, 117^{\circ}\text{E}$

(The oval shows the changes of low-level wind in the cyclone center with height)

2.2 湿位涡的演变特征

湿位涡物理量被广泛地应用在气旋和暴雨的研究中(吴国雄等, 1997; 高守亭等, 2002, 王建中等, 1996; 仪清菊等, 1992), Hoskins 等(1985)的研究证明对流层上部或平流层的位涡扰动下传, 可以引起下部及地面气旋发展。Uccellini 等(1985)在对爆发性气旋的研究中指出, 在气旋加强时, 平流层的大值位涡会下沉移至气旋上空。侯定臣(1991)通过位涡理论分析指出如果降水得以维持较长时间且有高纬高位涡空气输入, 波动区域气旋波可缓慢加深, 反之则减弱消失。

在 p 坐标系中, 湿位涡可表示为正压项和斜压项之和。

$$\text{正压项: } mpv_1 = -g(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p}$$

$$\text{斜压项: } mpv_2 = g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y}$$

式中 ζ_p 是垂直方向涡度, f 是地转涡度, θ_e 是相当位温。

mpv_1 体现了惯性稳定性和对流稳定性的作用, 当大气是对流不稳定时, $mpv_1 < 0$; 当大气对流稳定时, $mpv_1 > 0$; mpv_2 包含了湿斜压性和水平风垂直切变的贡献, 当 $mpv_2 < 0$, 大气是条件对称不稳定的; 负值越大说明大气的斜压性越强。大气的斜压性可转化成正压位涡扰动, 有利于气旋的发展(牛宝山等, 2003)。

气旋形成初期(图 5a), 对流层顶有 mpv_1 的大值区, 850 hPa 以下 θ_{se} 线近于垂直; 气旋发展阶段

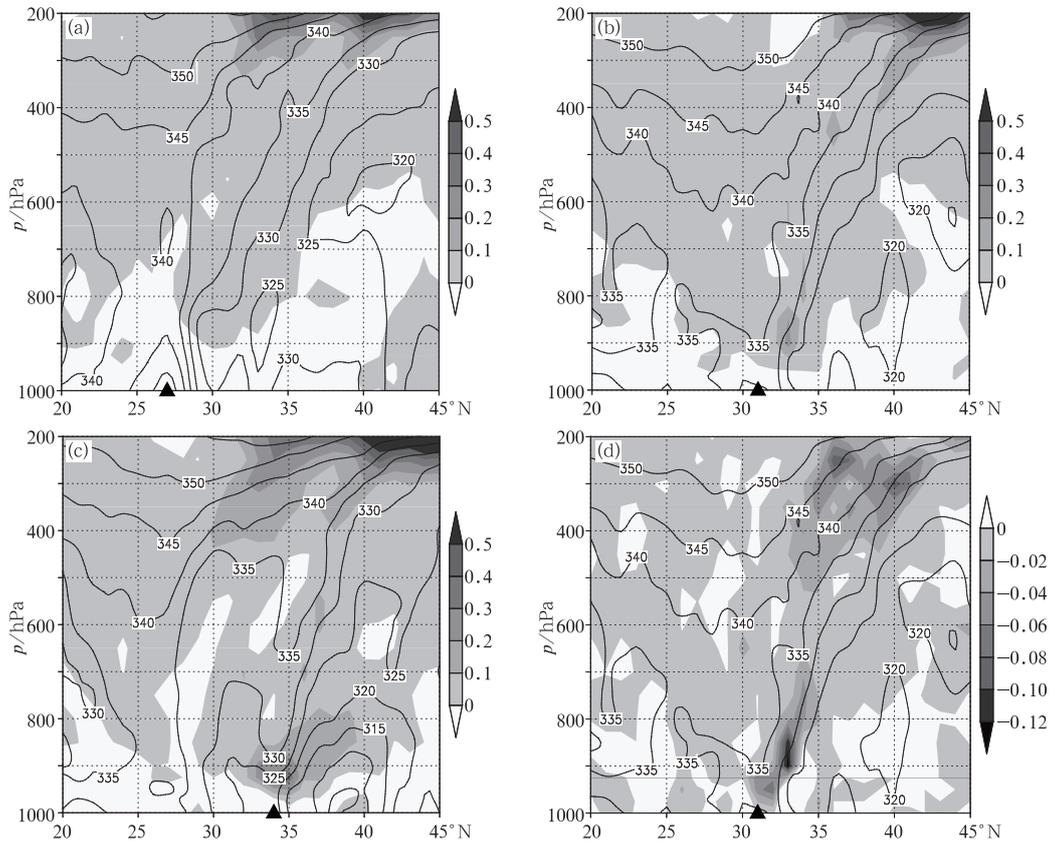


图 5 2013 年 5 月 25 日 20 时(a)、26 日 08 时(b)、27 日 02 时(c)气旋中心湿位涡(阴影区,单位: 1 PVU)正压项、(d)26 日 08 时斜压项及假相当位温(实线,单位: K)剖面图

Fig. 5 Vertical cross-sections of moist potential vorticity (shaded area, unit: 1 PVU) and potential pseudo-equivalent temperature (solid line, unit: K) in different stages

(a) 20:00 BT 25 May, (b, d) 08:00 BT 26 May, (c) 02:00 BT 27 May 2013, (a, b, c) mpv1, (d) mpv2

(图 5b),低涡中心北侧形成 θ_{se} 锋区, mpv_1 的大值区从对流层顶呈漏斗状沿 θ_{se} 锋区倾斜向下伸展,表明平流层有大值位涡的空气微团沿等熵面绝热下传(周毅等,1998)。随着气旋的发展加强,低层 θ_{se} 锋区增强(图 5c),700 hPa 以下沿着锋区有 mpv_2 负值中心发展(图 5d),中心强度为 -0.14 PVU,对流层中低层大气斜压性发展,根据位涡守恒,湿斜压性的变化可导致垂直涡度的显著增长,使得气旋发展。

从 850 hPa 气旋中心位势高度、气旋中心 mpv_1 (虚线,单位:1 PVU)、 mpv_2 的时序演变关系可以很好地反映气旋发展过程和湿位涡正压项及斜压项的对应关系(图 6),气旋发展初期,对流层低层(925 hPa) $mpv_1 < 0$,存在对流不稳定,随着 850 hPa 气旋中心位势高度的下降, mpv_1 的值逐渐增大,在气旋发展到强盛期的前一时刻, mpv_1 达到正的极大值,对流层低层的对流不稳定层结减弱消失; mpv_2 的值逐渐减小(绝对值增大)并达到负的极大值。之后

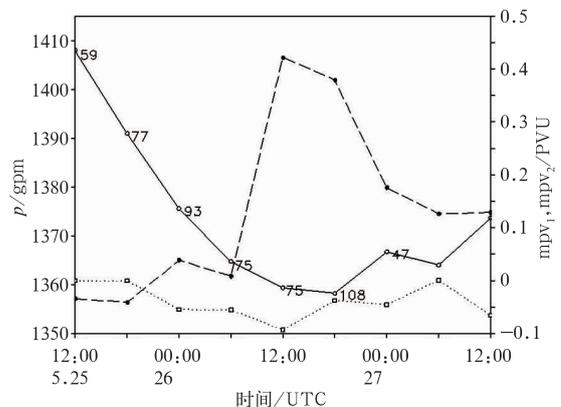


图 6 2013 年 5 月 25—27 日 850 hPa 气旋中心位势高度(实线,单位:gpm)与 925 hPa 气旋中心 mpv_1 (虚线,单位: 1 PVU)、 mpv_2 (点线,单位: 1 PVU)的时序演变图(图中数字为 6 h 最大降水,单位: mm)

Fig. 6 The evolution of 850 hPa geopotential heights (solid line, unit: gpm) and 925 hPa moist potential vorticity (dashed line is mpv_1 , dotted line is mpv_2 , unit: 1 PVU)

(The number is 6 h maximum precipitation, unit: mm)

随着气旋的减弱, mpv_1 的值减小, mpv_2 的值增大, 此时气旋强度减弱, 但气旋环流仍然维持。从气旋路径上 6 h 最大降水强度变化看, 随着气旋的发展, 降水强度有增强的趋势, 随着气旋的减弱, 降水强度明显减弱。

从气旋不同发展阶段的湿位涡经向、纬向剖面图来看(图略), 气旋形成过程的湿位涡空间结构主要分两个区域: 一是气旋东部中低层湿位涡大值区, 二是气旋西北侧高层的大值湿位涡下伸区, 气旋的发展变化主要与这两个正值区的变化密切相关。

3 气旋降水机理分析

气旋的发展东移是导致本次淮河流域大范围暴雨主要原因。暴雨发生期间, $40^{\circ} \sim 50^{\circ} \text{N}$ 为平直西风环流, 其上不断有小波动东移, 乌拉尔山地区维

持稳定的阻塞高压, 乌拉尔山以东、贝加尔湖以西为宽广的低槽区, 在其宽阔槽区内有一个稳定的深低压, 其中心位于贝加尔湖的西北, 在其西南方向有阶梯槽向南延伸至伊朗高原南部。印度半岛至青藏高原南部为弱高压, 四川东部为低槽区。这种环流形势使西风扰动与南支低槽结合并发展, 有利于中低层低涡系统的形成和发展。在高低空影响系统的共同作用下, 淮河流域沿淮淮北自西向东出现大范围暴雨, 这一区域具备了产生暴雨所需的动力、热力和水汽条件。

25 日 08:00(图略), 高空锋区位于 40°N 以北, 青藏高原上空低槽东移加深, 在孟加拉湾至四川形成西南东北向低槽。北支锋区上有小波动并逐渐与南支低槽合并, 低层偏南风加强。26 日 08:00(图 7a 和 7c), 低槽进一步东移, 在河套东部至四川盆地一带发展成天气尺度冷槽, 槽区和 300 hPa 槽前正

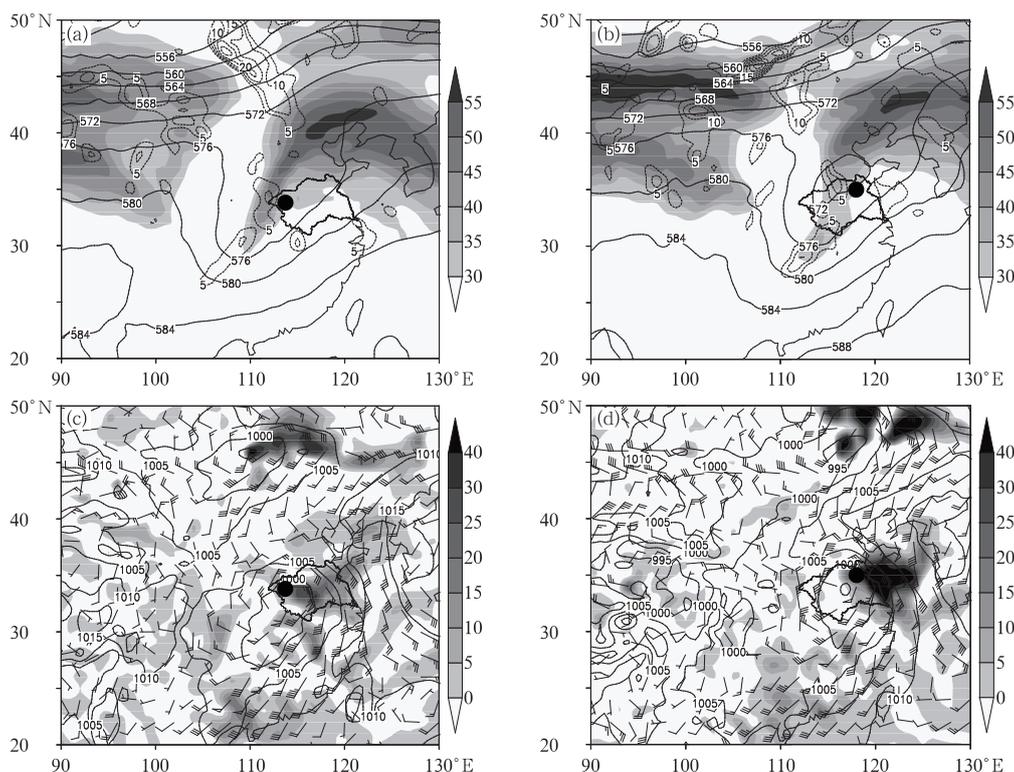


图 7 2013 年 5 月 26 日 08 时(a,c)和 20 时(b,d)环流形势

(●为暴雨中心;a 和 b 中实线为 500 hPa 等高线,单位: dagpm;虚线为 300 hPa 涡度平流,单位: 10^{-8} s^{-2} ; 阴影区为 200 hPa $\geq 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 急流中心;c 和 d 中实线为海平面气压,单位: hPa;风向杆为 850 hPa 风场, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$;阴影区为 850 hPa 温度平流,单位: $10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 7 Distribution of circulation at 08:00 BT (a, c) and 20:00 BT (b, d) 26 May 2013

[● are the center of rainstorm; (a) and (b) are 500 hPa geopotential height (solid line, unit: dagpm), vorticity advection (dashed line, unit: 10^{-8} s^{-2}), horizontal wind is greater than $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ at 200 hPa (shading, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (c) and (d) are 850 hPa wind field (barb, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), sea level pressure (solid line, unit: hPa), temperature advection (shading, unit: $10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$)]

涡度平流区相叠加,促使对流层低层在江汉地区有低涡发展,低涡前部有大于 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的西南低空急流和东南急流,沿急流轴有暖平流向北输送;同时 200 hPa 急流加强,中心强度大于 $50 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,淮河流域位于高空急流入口区的南侧,低空急流出口区左侧。在槽前正涡度平流和低层暖平流的共同作用下,对流层中低层气旋性环流加强,同时地面低压加强。这一阶段降雨明显加强,流域北部出现较大范围暴雨,暴雨中心强度达到 $93 \text{ mm} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$ 。26 日 20:00 (图 7b 和 7d),淮河流域北部形成中心强度

为 572 dagpm 的闭合冷涡,槽区仍维持较强的正涡度平流,高空急流轴北移;低层偏南低空急流加强北上,低涡前部的暖平流进一步加强,地面气旋移至流域境内。分析发现,低空急流的加强向暴雨区输送暖湿空气;对流层高层的正涡度平流及 850 hPa 低涡前部的暖平流促使地面减压,同时加强上升运动。

在暴雨形成、发展和消亡过程中,暴雨区主要位于高空槽前和地面气旋左前方,这一区域正涡度、散度和上升运动明显(图 8),对流层涡度和散度出现明显分层,400 hPa 以下为正涡度,400 hPa 以上为

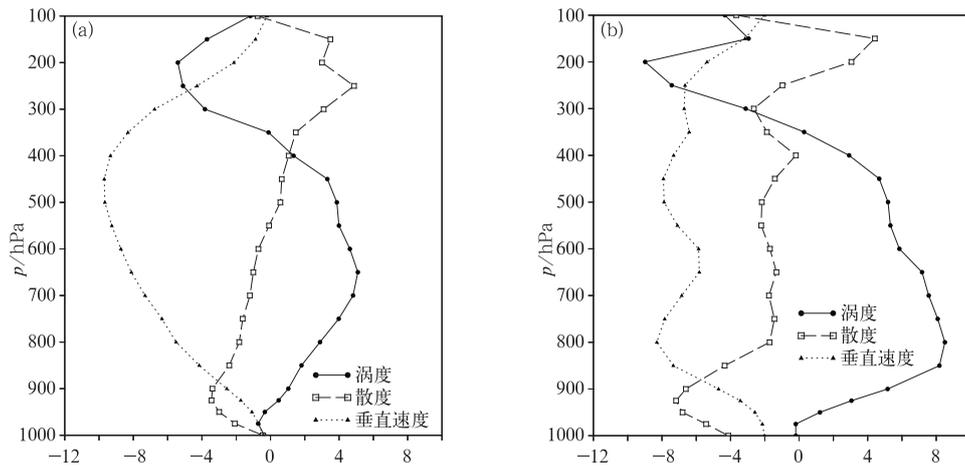


图 8 2013 年 5 月 26 日 02 时(a)和 08 时(b)暴雨中心区域($33^{\circ} \sim 35^{\circ} \text{N}, 112^{\circ} \sim 114^{\circ} \text{E}$)平均涡度(单位: 10^{-5} s^{-1})、散度(单位: 10^{-5} s^{-1})、垂直速度(放大 10 倍,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)廓线

Fig. 8 The profile of average vorticity (solid line; unit: 10^{-5} s^{-1}), divergence (dashed line, unit: 10^{-5} s^{-1}) and vertical velocity (dotted line, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) in rainstorm center ($33^{\circ} \sim 35^{\circ} \text{N}, 112^{\circ} \sim 114^{\circ} \text{E}$) at 02:00 (a) and at 08:00 BT 26 (b) May 2013

负涡度,正涡度中心位于 700~600 hPa;600 hPa 附近为无辐散层,上部为辐散区,下部为辐合区,高层辐散强度大于低层辐合的强度,反映高层有强抽气作用,而强盛的大气抽气作用是上升运动形成和维持的重要机制,是产生暴雨的关键条件。对流层中低层正涡度、低层辐合和高层辐散及强上升运动主要出现在 26 日 02:00,此后 6 h 为暴雨最强阶段,对流层中低层辐合中心和正涡度中心的耦合结构是这次降水过程的动力基础。

水汽的来源和输送是决定降水强度的关键。在本次暴雨中,低涡前部西南气流源源不断地向暴雨区输送水汽;江淮气旋上升支将低层大量高温高湿的空气抬升到对流层高层,为暴雨的产生提供了必要的水汽条件。700 hPa 水汽通量散度的分布显示,从我国西南、华南至江淮地区有两条水汽辐合带(图 9),近似南北向的水汽辐合带向北延伸到淮河

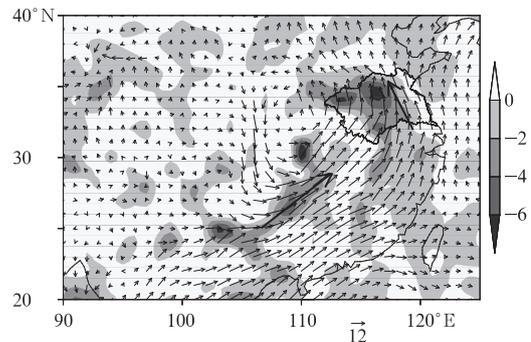


图 9 2013 年 5 月 26 日 02 时 700 hPa 水汽通量(箭头,单位: $\text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$)及水汽通量散度(阴影区,单位: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$)

Fig. 9 The moisture flux (arrow, unit: $\text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$) and moisture flux divergence (shaded area, unit: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$) at 700 hPa at 02:00 BT 26 May 2013

流域上空,在流域北部向西延伸并形成两个强水汽辐合中心,强度超过 $-8 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$,和流域北部的暴雨区对应;另外从云南东部至湖北还有一条水汽辐合带,这两条水汽辐合带呈“人”字形分布,与700 hPa低涡的“人”字型低槽切变对应。同时在850和925 hPa上也存在强水汽辐合区,强度超过 $-10 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$,且底层强水汽辐合区的范围较大,表明此次暴雨过程水汽辐合存在于对流层中低层。

4 结 论

本文对2013年5月下旬一次春季江淮气旋的形成发展过程及引发的暴雨进行诊断分析,重点探讨气旋形成和发展过程中的结构特征及演变机制及其强降水产生的机理,结果表明:

(1) 高空明显的正涡度平流、低层暖平流以及与辐合辐散区相对应的垂直运动是导致气旋发展的重要物理因子。气旋发展过程中,对流层最大正涡度值、最大辐合值和最大垂直上升速度值所在高度层逐渐下移,最大正涡度值强度增加,对流层中低层的辐合值和垂直上升运动增大,气旋上空的垂直上升运动气柱和低层辐合、高层辐散有伴随关系;对流层中低层的风场在发展期随高度顺转,风速增大,强盛期风随高度逆转,风速减弱。

(2) 气旋发展过程和湿位涡正压项及斜压项有很好的对应关系。气旋的发展过程伴随对流层低层 $mpv1$ 的增大及 $mpv2$ 值的减小, θ_{se} 大值区从对流层顶呈漏斗状沿锋区倾斜向下伸展,气旋上空大气斜压性增强。气旋上空的湿位涡空间结构主要分两个区域:一是气旋东部中低层相对大值区,二是气旋西北侧的高层大值湿位涡下伸区,气旋的发展变化主要与这两个正值区的变化密切相关。

(3) 在暴雨形成、发展和消亡过程中,暴雨区主要位于高空槽前和地面气旋左前方,这一区域正涡度、散度和上升运动明显。淮河流域位于江淮气旋东北部西南风低空急流和东南风急流交汇处,水汽通量大值区分布在低空急流带上,西南风低空急流是此次降雨的主要水汽输送带。低空急流为气旋的加强和强降雨的产生提供了水汽和能量的补充。

参考文献

陈永林,曹晓刚,刘敏,等. 2013. 一次源于高原东侧低涡的江淮气旋形成及结构分析. 热带气象学报, 29(5): 793-802.

- 杜倩,覃丹宇,张鹏. 2013. 一次西南低涡造成华南暴雨过程的FY-2卫星观测分析. 气象, 39(7): 821-831.
- 高守亭,雷霆,周玉淑,等. 2002. 强暴雨系统中的湿位涡异常的诊断分析. 应用气象学报, 13(6): 662-670.
- 侯定臣. 1991. 夏季江淮气旋的Ertel位涡诊断分析. 气象学报, 49(2): 141-150.
- 黄土松,林元弼,韦统健,等. 1976. 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, 1(1): 27-41.
- 李崇银. 1982. 论江淮气旋生成的一种机制. 大气科学, 6(3): 258-263.
- 刘晓波,储海. 2015. 一次西南低涡东移引发长江中下游暴雨诊断研究. 气象, 41(7): 825-832.
- 吕梅,陆汉城. 1997. 春季江淮气旋发展的诊断研究. 气象科学, 17(1): 10-16.
- 马雷鸣,秦曾灏,端义宏,等. 2002. 大气斜压性与入海江淮气旋发展的个案研究. 海洋学报, (增刊1): 95-104.
- 牛宝山,丁志英,王劲松. 2003. 一次爆发性气旋的发展与湿位涡关系的研究. 南京气象学院学报, 26(1): 8-16.
- 斯公望. 1976. 一次江淮气旋发生发展动力因素的计算分析. 大气科学, 1(2): 6-17.
- 孙欣,蔡芎宁,陈传雷,等. 2011. “070304”东北特大暴雪的分析. 气象, 37(7): 863-870.
- 陶祖钰,谢安. 1980. 对江淮气旋发生和发展条件的分析. 气象, 6(4): 8-10.
- 王建中,马淑芬,丁一汇. 1996. 位涡在暴雨成因分析中的应用. 应用气象学报, 7(1): 19-27.
- 韦统健,江敦春,楼光平. 1983. 江淮气旋的动能收支分析. 南京大学学报(自然科学版), (4): 764-722.
- 吴国雄,蔡雅萍. 1997. 风垂直切变和下滑倾斜涡度发展. 大气科学, 21(3): 273-282.
- 吴海英,寿绍文. 2002. 位涡扰动与气旋的发展. 南京气象学院学报, 25(4): 510-517.
- 徐夏园. 1984. 夏季江淮气旋的结构. 大气科学, 8(2): 189-196.
- 杨成芳,姜鹏,张少林等. 2013. 山东冬半年降水相态的温度特征统计分析. 气象, 39(3): 355-361.
- 杨信杰. 1988. 江淮气旋的能量变化. 气象学报, 46(4): 486-491.
- 袁信轩. 1980. 春季江淮气旋波的某些特征. 气象学报, 38(1): 92-96.
- 仪清菊,丁一汇. 1992. 东海地区温带气旋暴发性发展动力学分析. 气象学报, 50(2): 152-166.
- 张汝秀,王蒸民. 1988. 江淮气旋的结构特征. 气象科学, 8(1): 75-82.
- 周毅,寇正,王云峰. 1998. 气旋快速发展过程中潜热释放重要性的位涡反演诊断. 气象科学, 18(4): 355-360.
- 宗志平,陈涛,徐珺,等. 2013. 2012年初秋四川盆地两次西南涡暴雨过程的对比分析与预报检验. 气象, 39(5): 567-576.
- Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. Quart J Roy Meteor Soc, 111: 877-946.
- Uccellini L W, Key Ser D. 1985. The President's day cyclone of 18-19 February 1979: Influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis. Mon Wea Rev, 113(6): 962-988.