

沈阳,孙燕,蔡凝昊,等,2019.一次引发极端降水事件的江淮气旋发生发展分析[J].气象,45(2):166-179. Shen Y, Sun Y, Cai N H, et al, 2019. Analysis on the generation and evolution of a Jianghuai Cyclone responsible for extreme precipitation event[J]. Meteor Mon, 45(2):166-179(in Chinese).

一次引发极端降水事件的江淮气旋发生发展分析*

沈 阳¹ 孙 燕² 蔡凝昊¹ 苏 翔¹ 史达伟³

1 江苏省气象台,南京 210008

2 江苏省气象科学研究所,南京 210008

3 江苏省连云港市气象局,连云港 222006

提 要: 利用 NCEP $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 再分析数据和多种观测资料,对 2017 年 6 月 9—10 日在苏皖地区引发区域性大暴雨并在江苏数个观测站造成极端降水事件的江淮气旋过程(简称“0609”过程)进行了分析,从气旋的生成、发展、冷暖锋和相当正压性等方面与前一次降水较弱的江淮气旋过程(同年 6 月 5 日过程,简称“0605”过程)进行了对比,结论如下:(1)对流层高层正涡度平流及流出区引发高空辐散场,继而导致对流层低层动力减压,是“0609”江淮气旋的启动机制,而“0605”过程对流层低层强盛的暖平流引起的上升运动导致了气旋的生成;(2)对锋生函数的计算表明“0609”过程锋生作用较“0605”过程更强,前者暖锋锋区较后者更为陡立且在一定区域内缓慢移动,暖锋附近及暖区一侧上升运动更强且更为深厚,以上因素直接导致了“0609”过程区域性大暴雨的发生;(3)相对涡度和纬向风 0 值线的垂直分布表明,“0609”过程气旋在 700 hPa 以下表现为集中的涡度柱形态,强度较大,系统随高度几近垂直分布,相当正压结构十分明显,而“0605”过程气旋涡度柱仅存在于 850 hPa 以下,强度较弱,相对涡度和纬向风 0 值线随高度北倾,斜压性明显;(4)“0609”过程强降水引起的潜热释放通过涡度混合加强了气旋,加强的气旋又增强了降水,降水和气旋之间建立了类似于“CISK”机制的正反馈过程,这可能是“0609”过程气旋表现出较强正压性的原因,说明了江淮气旋发展方式的多样性。

关键词: 江淮气旋,区域性大暴雨,极端降水,准地转理论,相当正压性

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2019.02.003

Analysis on the Generation and Evolution of a Jianghuai Cyclone Responsible for Extreme Precipitation Event

SHEN Yang¹ SUN Yan² CAI Ninghao¹ SU Xiang¹ SHI Dawei³

1 Jiangsu Meteorological Observatory, Nanjing 210008

2 Jiangsu Institute of Meteorological Sciences, Nanjing 210008

3 Lianyungang Meteorological Office of Jiangsu Province, Lianyungang 222006

Abstract: A Jianghuai cyclone which caused regional severe torrential rain in East China and extreme precipitation events at several stations in Jiangsu Province during 9—10 June 2017 is analyzed based on NCEP $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ reanalysis data and multiple observation data. The generation, development, front structure and equivalent barotropy are studied by comparing with another Jianghuai cyclone with less precipitation. The results are as follows. (1) The divergence caused by positive vorticity advection and distributary at upper troposphere led to the generation of the “0609” (9 June 2017) cyclone while the warm advection at lower troposphere triggered the “0605” (5 June 2017) cyclone. (2) The calculation of frontogenesis function

* 国家自然科学基金项目(41575081)、江苏省自然科学基金项目(BK20161603)、中国气象局预报员专项(CMAYBY2018-028)和江苏省气象学会青年科研基金项目(KQ201804)共同资助

2017 年 7 月 29 日收稿; 2018 年 9 月 27 日收修定稿

第一作者:沈阳,主要从事短期天气预报研究. Email:489462177@qq.com

通信作者:孙燕,主要从事江淮气旋机理研究. Email:851142939@qq.com

indicates that frontogenesis was much intenser in the “0609” cyclone than the other which made the frontal surface less tilted and the upward motion in warm area much stronger and deeper. These factors and the slow motion of front could be the direct reason for the regional torrential rain. (3) Vertical profile of relative vorticity and 0 contour of zonal wind indicates that the “0609” cyclone had an intense vorticity column and vertical structure below 700 hPa, which made itself some equivalent barotropic, while the “0605” cyclone had a tilted structure and it was more baroclinic. (4) The latent heat released by intense precipitation could strengthen the cyclone by mixing vorticity and the strengthened cyclone could enhance the precipitation conversely, creating a positive feedback mechanism like CISK between cyclone and its precipitation. This could be the reason for the equivalent barotropy of the “0609” cyclone, showing the multiple evolution pattern of Jianghuai cyclone.

Key words: Jianghuai cyclone, regional severe torrential rain, extreme precipitation, quasi-geostrophic, equivalent barotropy

引 言

江淮气旋是产生于长江中下游地区和淮河流域,生命史 ≥ 12 h,且具有明显冷、暖锋结构的低值系统。春季和初夏是江淮气旋活动的最盛期,通常伴有暴雨和大风等灾害性天气,给所经之处带来明显的风雨影响。因此,其生成、发展、移动和天气落区等特征一直是研究的重点(江苏省气象局预报课题组,1988;魏建苏等,2013)。曹钢锋等(1981)认为,根据季节、高空形势和地面形势的不同,江淮气旋的发展类型可归为两类,一类是静止锋上生成的气旋波,另一类是北支槽与西南涡结合产生的气旋波。前者由于缺乏高空槽的有利影响而不发展,后者则在高空槽的影响下迅速加深。对江淮气旋的罗斯贝数和罗斯贝形变半径的分析表明,其空间尺度介于典型的中纬度天气系统和中小尺度天气系统之间,可视为 α 中尺度系统。因此,可运用准地转理论在一定程度上解释其发生发展过程(侯定臣,1991)。陶祖钰和谢安(1980)指出,对流层低层的暖平流和对流层高层的正涡度平流是江淮气旋发生发展的重要原因,尤其后者往往是气旋明显加深的因素。黄士松等(1976)在对一次引发区域性暴雨的江淮气旋个例进行分析后指出,高空正涡度平流对气旋的加深至关重要,气旋引起的暴雨落区可自气旋暖区移动至暖锋前部。对其他个例的分析表明,江淮气旋的暴雨落区存在于气旋中心和冷锋附近,甚至是气旋北侧(陈永林等,2013;陈筱秋和王咏青,2016)。可见江淮气旋所引发的暴雨区位置是多变的。郑媛媛等(2009)从高时空分辨率的多普勒雷达数据出发,对伴随强降水的江淮气旋过程进行了详细的分

析。

从江淮气旋生成、发展的地理位置及其冷暖锋结构而言,江淮气旋应归为温带气旋,属于斜压系统。然而,已有观测表明,江淮气旋在结构上与纬度较高的温带气旋(如蒙古气旋等)又有所不同。江淮气旋垂直厚度较为浅薄,其最强的气旋性环流一般出现在对流层中低层,这些特征与蒙古气旋这样深厚的温带气旋相比存在明显的差别(徐夏因和焦佩金,1984;张汝秀和王蒸民,1988)。甚至在生命史的某些时刻,江淮气旋还会表现出类似热带气旋的相当正压结构(侯定臣,1992)。综上所述,江淮气旋在生成、发展以及结构等方面与经典的温带气旋相比,异同共存,这正是需要进一步研究的方向。

1 资料和方法

本文选取了2017年6月9—10日在苏皖地区并引发极端降水事件的江淮气旋过程(以下简称“0609”过程)作为研究对象。此次江淮气旋于10日08时(北京时,下同)在河南驻马店附近生成,生成后向偏东方向移动,经安徽六安、合肥、滁州进入江苏南京后,转为东南向移动,最终经杭州湾入海。移动过程中气旋中心气压在1000~1002.5 hPa变动,最低约1000.7 hPa(图1a)。该气旋在苏皖两省造成了区域性(相邻3个基本站以上)大暴雨、局部特大暴雨的强降水过程。自9日20时至10日20时,南京站、常州站、句容站和金坛站的24 h累计雨量分别达245.3、234.1、259.9和265.3 mm,南京站雨量打破了1951年以来的历史纪录,其他3站雨量则刷新了历史第二极值。因此,对造成此次极端降水事件的江淮气旋过程进行分析,有助于加深对

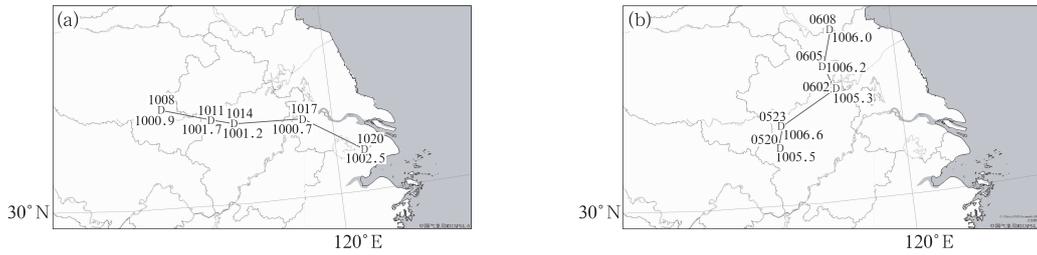


图 1 2017 年 6 月 10 日 08—20 时(a)和 6 月 5 日 20 时至 6 日 08 时(b)江淮气旋路径示意图

(“D”:气旋中心;下方数字为中心气压,单位:hPa)

Fig. 1 The track of Jianghuai cyclone

(a) the “0609” Case in 08:00—20:00 BT 10 June 2017,

(b) the “0605” Case from 20:00 BT 5 to 08:00 BT 6 June 2017

(‘D’ is center position, number for pressure, unit: hPa)

江淮气旋发生发展过程的理解,对提高此类气旋过程降水预报准确率有着积极的意义。为了进行对比,本文还选取了发生在同年 6 月 5—6 日的仅造成区域性大雨的江淮气旋过程(以下简称“0605”过程)作为比较对象,此次气旋于 5 日 20 时在安徽六安附近生成,向东北方向移至蚌埠后,转为偏北向移动并最终在江苏徐州附近填塞消失,期间中心气压最低值仅 1005.3 hPa(图 1b)。为了细致地分析两次江淮气旋过程,本文采用了 NCEP 提供的空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 细网格再分析资料,CMORPH 中国大陆地区 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 逐小时融合降水数据以及常规地面观测数据,以准地转理论为基础,着重对比两次江淮气旋过程在生成、发展、降水和自身结构等方面的差异。

2 两次江淮气旋过程形势对比分析

2.1 气旋生成期间高空形势对比

“0609”过程气旋生成前的 6 月 8 日 20 时至 9 日 20 时,500 hPa(图略)上亚洲中高纬地区为两槽一脊的形式。新疆北部和东北地区分别有低槽和低涡活动,贝加尔湖至华中地区受高空脊控制。受缓慢东移的东北冷涡阻挡,该高空脊后部新疆地区的北支槽和高原东侧的南支槽移速较缓,导致四川、重庆、湖北、河南一带短波活动较为活跃。而“0605”过程气旋生成前(6 月 4 日 08 时至 5 日 08 时),蒙古中部至云南地区受深槽控制,西太平洋副热带高压自 6 月 4 日 20 时北跳约 3 个纬度。受其阻挡,该槽东移的速度十分缓慢,110°E 以东的华中和华东地

区均在其控制之下。

鉴于江淮气旋的空间尺度具有天气尺度的部分特征,运用准地转理论(陶祖钰,2011;周小刚等,2013)对江淮气旋的生成发展进行诊断分析是合理可行的。下文将从对流层高层涡度平流和低层温度平流的角度,分析两次气旋生成过程的差异。

图 2a, 2c, 2e 为“0609”过程气旋生成期间 200 hPa 环流形势。6 月 9 日 20 时至 10 日 08 时,湖北北部和河南南部(淮河上游地区)上空的风场为西南风,其西侧为平直西风,无明显高空槽出现。在西风与西南风转折处逐渐有较强的正涡度平流生成,小时最大值 $\geq 20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。当这支西风气流接近安徽地区时其前部出现明显的分流(皖北为西南风,皖中和皖南为西北风),与正涡度平流和分流场对应的是位于淮河上游地区、强度 $\geq 5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的高空辐散场。而“0605”过程(图 2b, 2d, 2f)中 200 hPa 环流形势则明显不同。虽然湖北北部和河南南部地区一直处于缓慢东移的高空槽前部,但是仅维持着 $\leq 5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$ 的正涡度平流,高空辐散场亦相应地较为微弱。因此,“0609”过程江淮气旋的生成过程中,高空出流条件较好,较“0605”过程更有利于气旋的发生发展。

两次气旋过程中不但对流层高层的形势存在明显差异,对流层低层(图 3)的环流亦差别较大。在“0609”过程中,9 日 20 时至 10 日 08 时(图 3a, 3c, 3e),850 hPa 上副热带高压西北侧有一支源自南海的西南急流经华南地区逐渐北抬至湖北北部和河南南部,并在上述地区发生气旋性弯曲,最终于 10 日 02 时在河南南部形成闭合的气旋性环流,西南急流的发展与气旋生成过程是一致的。但其间暖平流一

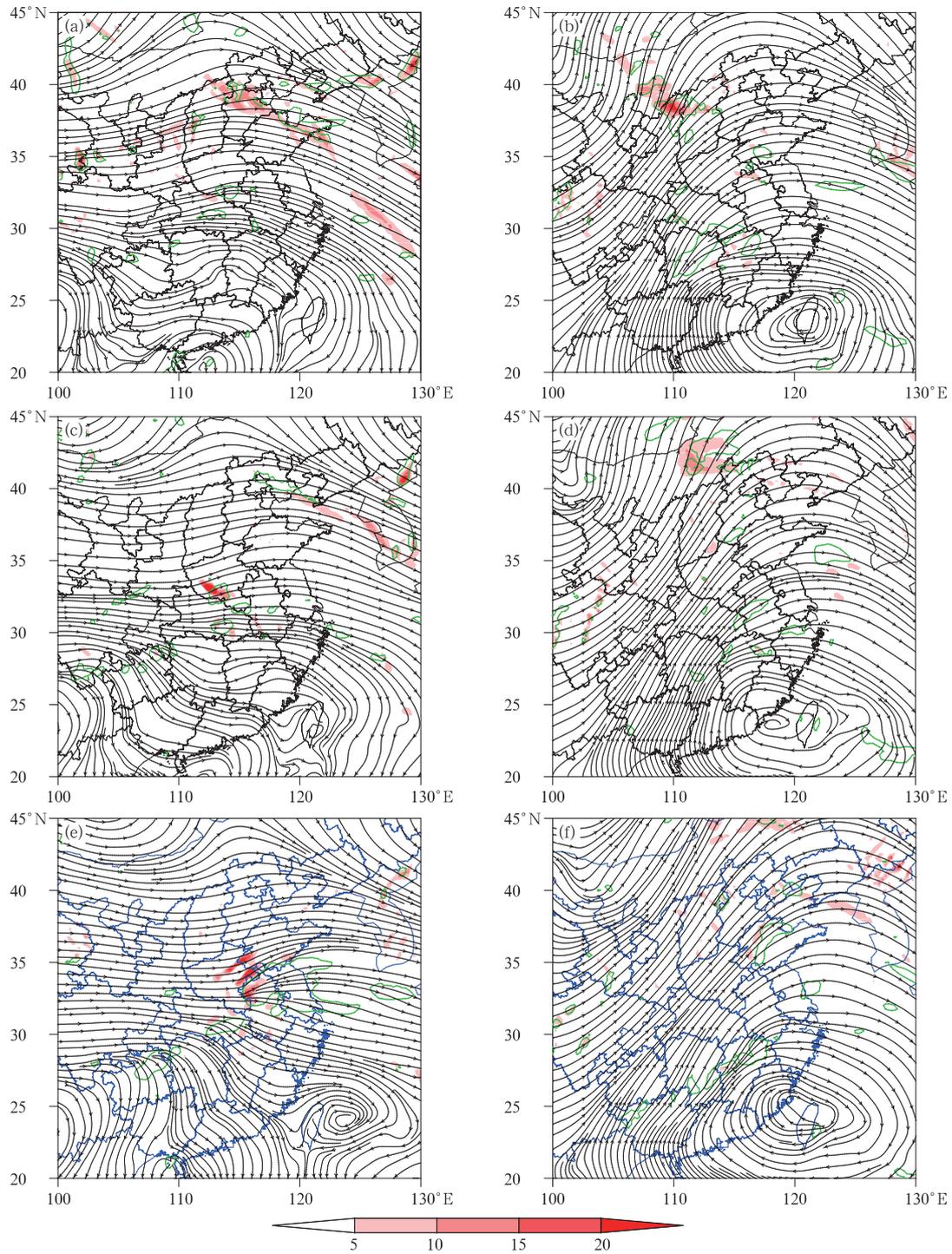


图 2 2017 年 6 月 9 日 20 时(a)、10 日 02 时(c)和 08 时(e)、5 日 08 时(b)、14 时(d)和 20 时(f)的 200 hPa 流线、正涡度平流(阴影,单位: 10^{-5} s^{-1})和散度(绿色等值线; $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

Fig. 2 Distributions of the 200 hPa stream line, positive advection of relative vorticity (shaded, unit: 10^{-5} s^{-1}) and divergence (green contour: $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) at 20:00 BT 9 (a), 02:00 BT (c) and 08:00 BT (e) 10 June 2017, and at 08:00 BT (b), 14:00 BT (d) and 20:00 BT (f) 5 June 2017

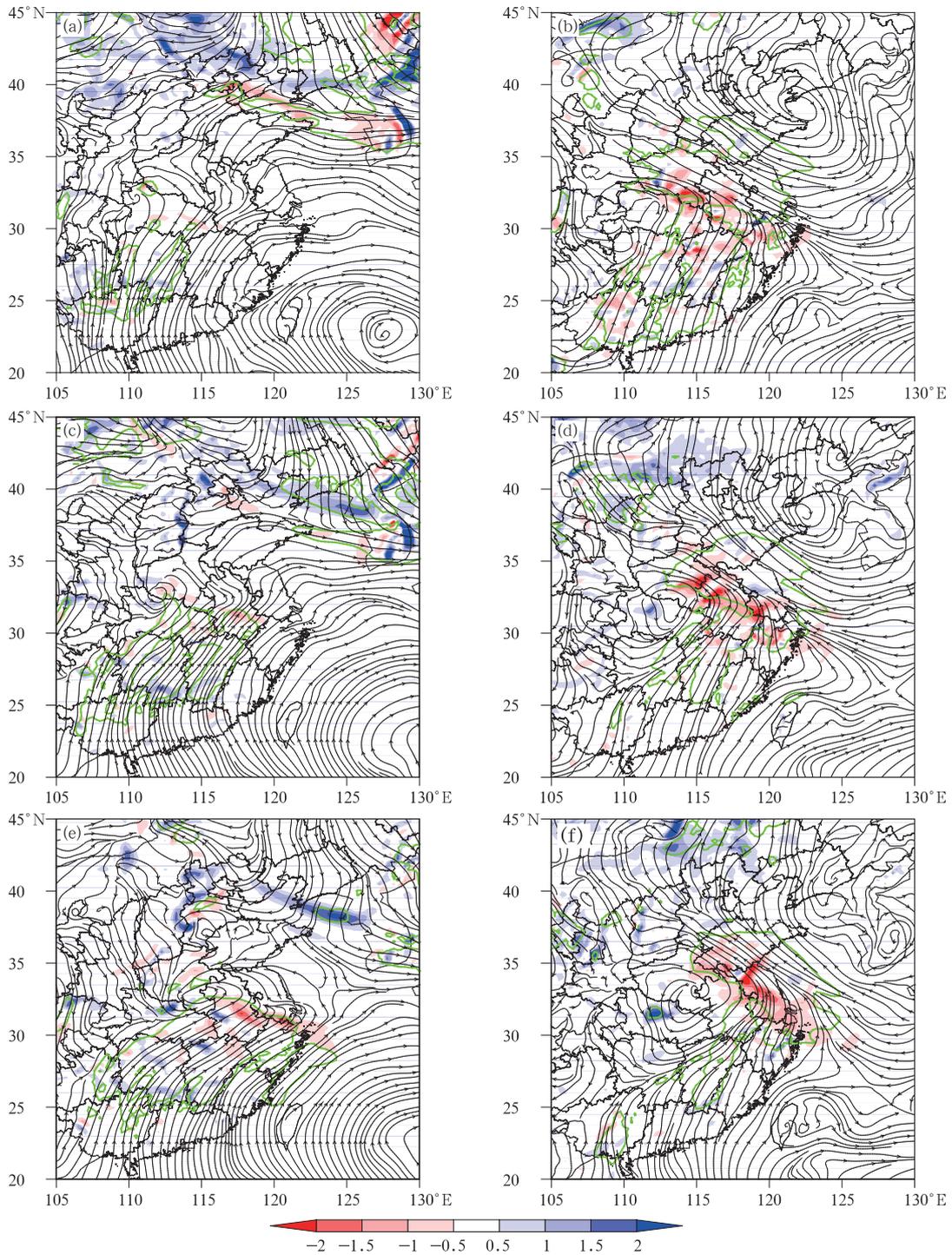


图 3 同图 2, 但为 850 hPa 流线、温度平流(阴影, 单位: $^{\circ}\text{C} \cdot \text{h}^{-1}$) 和风速(绿色等值线; $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) 分布

Fig. 3 Same as Fig. 2, but for distribution of stream line, advection of temperature (shaded, unit: $^{\circ}\text{C} \cdot \text{h}^{-1}$) and wind speed (green contour; $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)

直较弱, 仅在气旋生成后随着气旋南侧西南急流的发展有所增强。而在“0605”过程中(图 3b, 3d, 3f), 源自南海的 850 hPa 西南急流在气旋生成前就已经

存在, 且在河南、安徽和江苏地区发生明显的气旋式切变, 最终于 5 日 14 时在河南南部生成闭合的气旋性环流。在这支西南急流顶部西南风与东南风切变

处较强的暖平流($\geq 2^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$)始终维持,其环流形势与“0609”过程极为不同。

已有研究表明,对流层高层正涡度平流和低层暖平流对江淮气旋的生成十分关键。由上文分析可以发现,“0609”过程中高层正涡度平流及相应的辐散场较强,但低层的暖平流十分微弱;“0605”过程则相反,高层正涡度平流微弱,低层的暖平流却较为强盛。对比图2和图3中850 hPa上气旋生成位置与高层正涡度平流或者低层暖平流位置后可见两者匹配较好。由此可以认为,“0609”过程江淮气旋的生成源自高层正涡度平流造成的动力减压,而“0605”过程则是因为低层暖平流产生上升运动继而引起气旋性辐合。前者启动机制在对流层高层,而后者启动机制在低层。“0609”气旋是在高空环流较为平直但存在显著正涡度平流和辐散场的背景下生成,而“0605”气旋生成期间虽然高空有深槽配合,但槽前正涡度平流并不显著。熊秋芬等(2016)在对一个温带气旋个例进行分析后发现,低层温度平流仅在气旋初生阶段起主要作用,高层涡度平流决定了地面气旋的发展。而图1气旋中心气压演变表明,“0609”过程气旋较“0605”过程发展更为强烈,结合以上分析可见高空正涡度平流或高空辐散场较低空暖平流对气旋发展的影响更为关键,这一特征与已有的研究结论一致。

尽管两次江淮气旋源于不同的触发机制,但850 hPa环流均清晰可见,然而在700 hPa上,两者环流又存在显著差异(图略)。“0609”过程中,9日20时700 hPa上在湖北北部已经有很弱的气旋性闭合环流和闭合等高线生成。这个较弱的低涡在10日08时已经加强为一个显著的气旋,表现为中心附近风速有所加强,闭合等高线的面积亦明显扩大。此时可以判定江淮气旋在700 hPa上的环流已经生成。10日20时该气旋中心已东移南落至江苏沿江地区。自9日20时至10日20时,700 hPa上我国东北至日本海之间有一冷涡缓慢东移,冷涡后部西北气流控制着渤海和黄海地区。副热带高压在此期间脊线稳定维持在 $20^{\circ}\sim 22^{\circ}\text{N}$,其西部的西南气流从我国华南延伸至华东地区。在南北气流的综合影响下,“0609”过程气旋路径偏东,有利于其东段暖锋在江苏的沿江苏南地区长时间停留造成强降水。与之相反,“0605”过程气旋自5日08时至6日08时700 hPa始终无闭合环流生成,说明“0605”过程江淮气旋的垂直厚度较前者更为浅薄。加之

700 hPa上自河套至华中地区存在深槽,该气旋在槽前西北气流引导下迅速北移,不利于降水在固定地区长时间发生。

2.2 地面气旋和冷暖锋对比

由江淮气旋的定义可知,冷暖锋结构是江淮气旋的必备条件之一。图4a,4c,4e为“0609”过程气旋海平面气压演变情况。10日08时自西南至我国华东地区为广泛的低压区,地面气旋生成于河南南部淮河上游地区,气旋性辐合流场清晰可见,在中心附近可分析出1002.5 hPa等压线,冷暖锋结构已经建立。对比10日02时(图2c)和08时(图2e)200 hPa涡度平流和散度场,可见河南境内淮河上游地区是正涡度平流和辐散场的分布区,由此造成的动力减压使得低层气旋性环流生成并加强。位于气旋南侧的西南急流随气旋增强后,其顶端的暖平流和暖式切变线均相应地显著增强(图3c和3e),直接导致了暖锋锋生。气旋西侧加强的偏北气流亦使得冷平流增强后形成冷锋。10日14—17时,地面气旋已东移至江苏的沿江西部地区,中心气压稳定维持,暖锋在沿江苏南地区摆动徘徊。而“0605”过程中(图4b,4d,4f),气旋性辐合中心于5日20时在安徽的江淮之间西部地区生成后表现为自西南延伸至华东地区的倒槽形态,闭合等压线不可见。5日14—20时(图3d和3f),850 hPa上苏皖地区维持着较强的暖平流和暖式切变,冷平流亦有所增强,有利于冷暖锋的形成。随后,气旋向东北方向移动至江苏徐州地区,暖锋亦随气旋北抬自南向北迅速扫过江苏。其间气旋略有加深,中心附近可分析出1007.5 hPa闭合等压线,但中心气压仍高于“0609”过程气旋。

综上所述,对两次江淮气旋过程的天气学分析结果表明,两者生成前期的环流场和启动机制存在明显差别。“0609”过程气旋源地无明显高空槽,但存在较强的高空正涡度平流和辐散区,“0605”过程气旋源地尽管受到经向度很大的深槽影响,但正涡度平流和分流区均不明显;前者气旋启动机制源于200 hPa正涡度平流和分流区引发的动力减压,而后者则是由850 hPa暖平流诱发。虽然气旋的生成机制存在区别,但两次过程均首先在850 hPa上形成闭合的气旋性流场,从700 hPa和地面闭合环流生成时间上判断,江淮气旋自850 hPa先向高层发展,最后向地面发展。从地面冷暖锋的生成、运动上

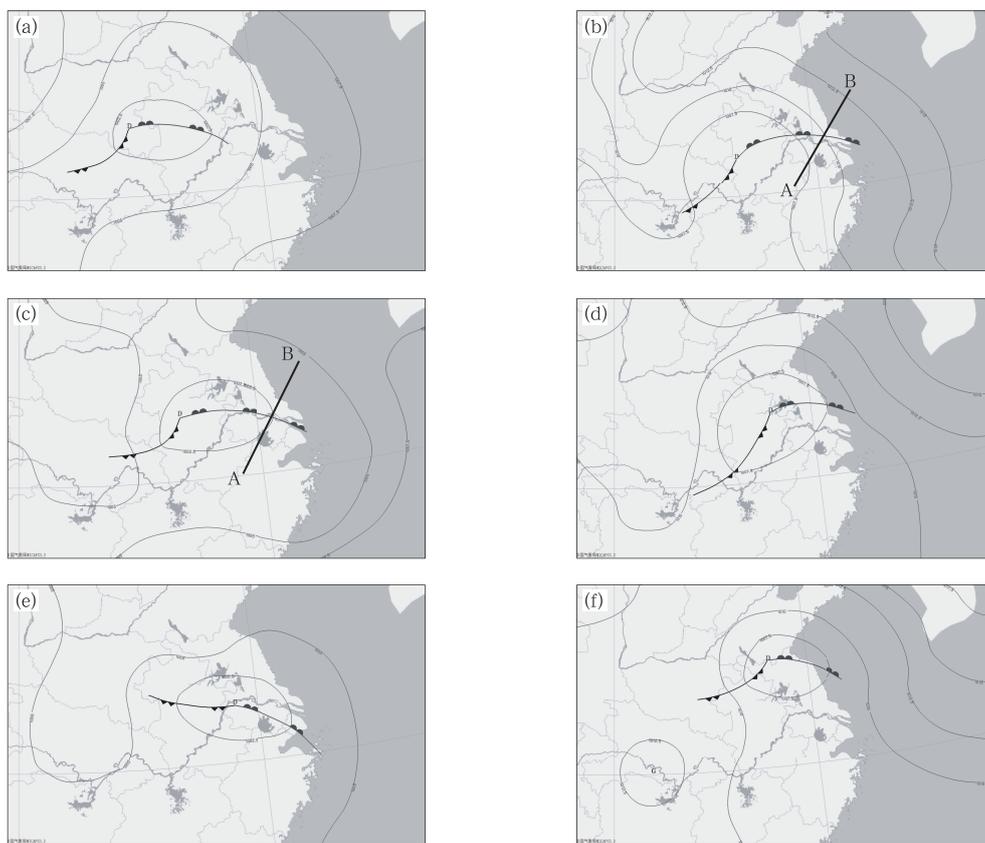


图 4 2017 年 6 月 10 日 08 时(a)、14 时(c)和 17 时(e),以及 5 日 20 时(b)、6 日 02 时(d)和 08 时(f)的海平面气压(单位:hPa)、地面气旋和锋面演变
 Fig. 4 The evolution of SLP (unit: hPa), surface cyclone and front at 08:00 BT (a), 14:00 BT (c) and 17:00 BT (e) 10 June 2017, and at 20:00 BT 5 (b), 02:00 BT (d) and 08:00 BT (f) 6 June 2017

看,“0609”过程气旋暖锋形成后在江苏的沿江苏南地区缓慢移动,而“0605”过程气旋暖锋形成后由南向北迅速经过江苏。暖锋运动特征的不同与两次气旋过程在降水方面的巨大差异有着密切关系,以下将予以重点讨论。

3 两次江淮气旋过程降水差异及原因分析

3.1 降水量和降水落区对比

“0609”过程江淮气旋在苏皖地区造成了区域性大暴雨,个别站点雨量甚至达特大暴雨(图 5a),南京、常州、句容和金坛等站的 24 h 雨量更是刷新历史极值。统计结果表明,江淮气旋造成区域性大暴雨事件的概率约为 10% (江苏省气象局预报课题组,1988),如此大范围强降水过程实属罕见。从

CMORPH 逐 6 h 雨量(Shen et al,2014)分布上看,“0609”过程雨带分布较为集中且变动明显。9 日 20 时至 10 日 08 时(图 5c 和 5d),降水中心由零星分布迅速发展为自河南中部至江苏南部呈西北—东南走向的暴雨带,江苏境内的降水集中在仪征、常州、太仓一线西侧,达区域性暴雨,而皖北地区 10 日 08 时的 6 h 降水已达区域性暴雨。10 日 08—20 时(图 5e 和 5f),强降水东移至苏皖地区,雨带自安徽北部至江苏沿江苏南地区,仍呈西北—东南走向。10 日 08—14 时 6 h 降水再次激增,江苏沿江一带已出现区域性大暴雨,随后降水有所减弱,但是区域性暴雨仍然存在。可见“0609”过程降水集中发生在 10 日凌晨至白天,尤其以 10 日 08—14 时最盛,降水的时间分布不均匀性较强,但空间分布非常集中。反观“0605”过程 24 h 雨量分布(图 5b),江苏境内仅宜兴 1 站出现暴雨,沿江苏南地区和江淮之间中部地区仅发生区域性大雨,雨量较小且逐 6 h 雨量时间分

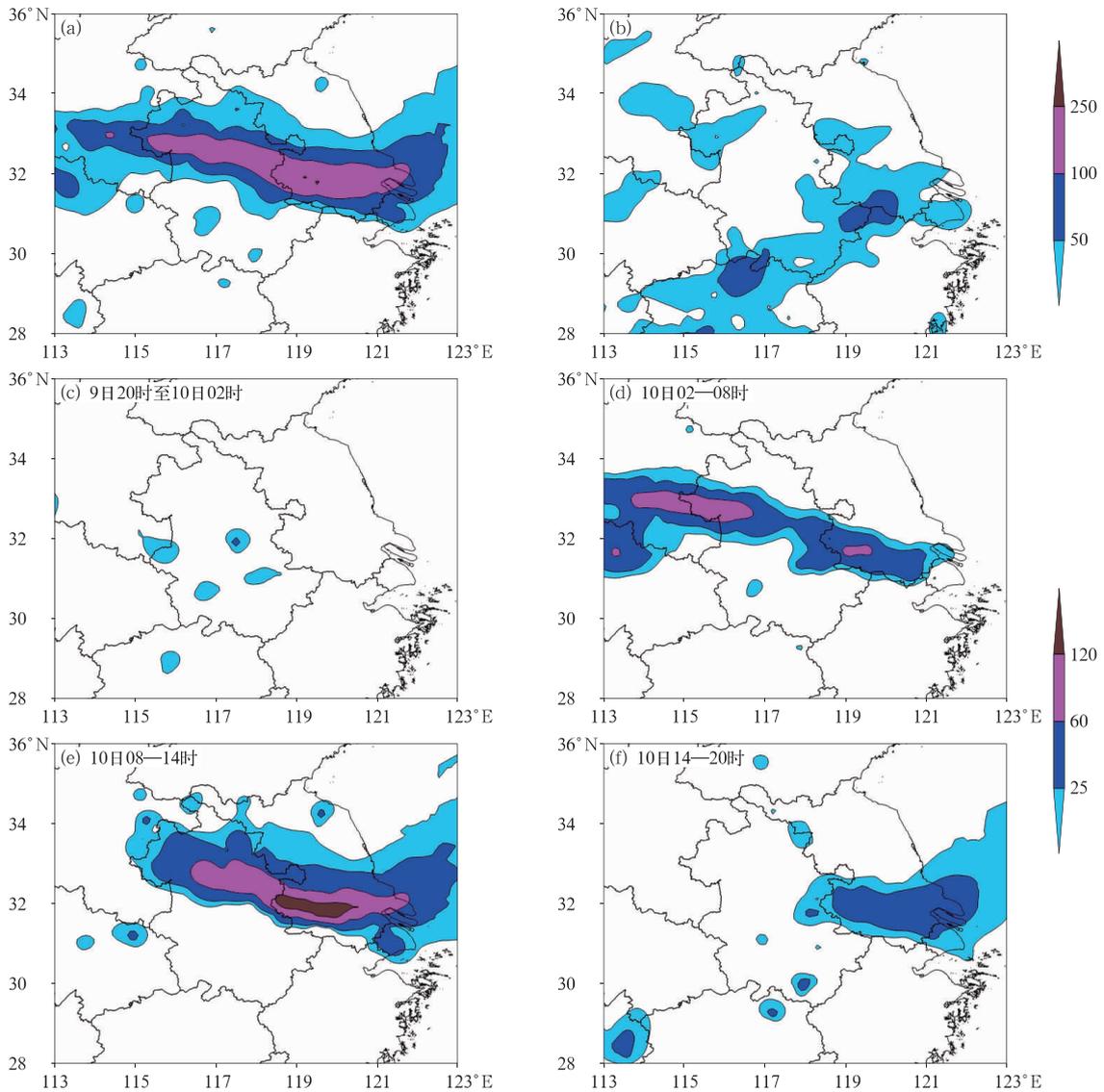


图 5 基于 CMORPH 融合降水的实况雨量分布(单位:mm)
 (a)2017 年 6 月 10 日 20 时和(b)6 日 08 时的 24 h 累计降水量,
 (c,d,e,f)9 日 20 时至 10 日 20 时逐 6 h 累计降水量(单位:mm)
 Fig. 5 The 24 h accumulated precipitation (unit: mm) by 20:00 BT 10 (a) and
 08:00 BT 6 (b) June 2017 and the 6 h accumulated precipitation (unit: mm)
 from 20:00 BT 9 to 20:00 BT 10 June 2017 (c-f)
 (all based on CMORPH real precipitation product)

布亦较为均匀(图略)。

3.2 暖锋强度和暖式切变强度对比

对比图 3“0609”过程暖式切变线、图 4 地面暖锋位置和图 5 暴雨落区可以发现,此次极端降水事件为一次明显的暖区降水过程,强降雨落区位于暖锋(暖切变)的南侧。而“0605”过程则表现出降水较为分散的特征,降水中心也大体呈自南向北运动的

状态(图略)。两次气旋过程降水量级和落区的差异与各自暖锋(暖切变)的移动特征密切相关。从“0609”过程 10 日 14 时垂直于暖锋的剖面上看,700 hPa 以下暖锋坡度较大,因此暖区一侧空气沿暖锋爬升时的垂直速度也较大,800 hPa 附近可见 $\geq 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的上升运动中心,700 hPa 以上虽然锋面坡度变缓,但 500 hPa 附近也存在 $\geq 3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的上升运动中心。所以自近地面直至对流层中层,

暖锋附近(暖区一侧)的上升运动十分强烈,且 850 hPa以下暖区一侧空气的 θ_{se} 均 ≥ 346 K,说明暖区低层高能高湿,可以为强降水提供充沛的能量与水汽。而在“0605”过程中(以 5 日 14 时为例,图 6b),自近地面至高空,暖锋的坡度较为平缓。所以锋面附

近最大上升运动中心强度仅 $\geq 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,并且暖气团一侧 850 hPa 以下几乎均为下沉运动, θ_{se} 数值亦大幅低于“0609”过程。显然“0609”过程暖锋结构更有利于产生剧烈的降水。

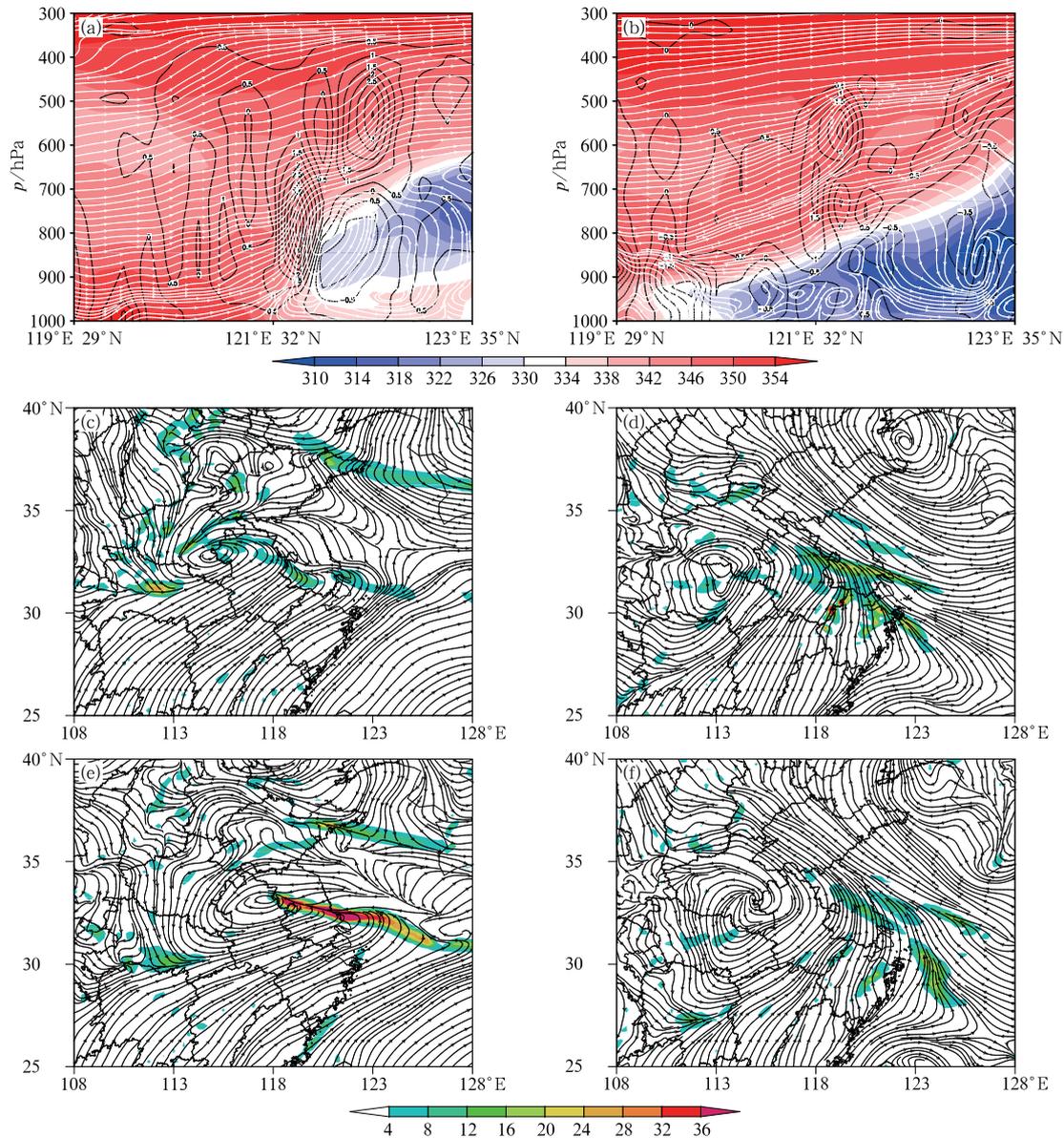


图 6 2017 年 6 月 10 日 14 时(a)和 5 日 14 时(b)经过暖锋锋区的垂直剖面
(图 4 中 AB 线段;阴影: θ_{se} ,单位:K;实线/虚线:上升/下沉运动,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),
10 日 08 时(c)和 14 时(d),5 日 14 时(e)和 20 时(f)的 850 hPa 上锋生函数($-F_n$,
阴影,单位: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)和流线分布

Fig. 6 Vertical cross section from A to B as shown in Fig. 4
(shaded; θ_{se} , unit: K; solid/dashed line: ascending/descending motion, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
at 14:00 BT 10 (a), 14:00 BT 5 (b) June 2017; and distribution of frontogenesis function
($-F_n$, shaded, unit: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), stream line at 08:00 BT (c),
14:00 BT (d) 10 June 2017, and 14:00 BT (e), 20:00 BT (f) 5 June 2017

为表征锋生作用强度,采用如下锋生函数:

$$F_n = \frac{1}{|\nabla_p \theta_e|} \left[\frac{\partial \theta_e}{\partial x} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right) + \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right) + \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right) \right] \quad (1)$$

$$F_s = \frac{1}{|\nabla_p \theta_e|} \left[\frac{\partial \theta_e}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right) - \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \left(\frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right) + \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \left(-\frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right) \right] \quad (2)$$

式中, $|\nabla_p|$ 表示水平梯度的模长; $\frac{\partial}{\partial x}$, $\frac{\partial}{\partial y}$, $\frac{\partial}{\partial p}$ 分别表示在 p 坐标系下沿纬线、经线和垂直方向的梯度; F_n 为经典锋生函数 (Petterssen, 1956), 其负值/正值表示锋生/锋消; F_s 为旋转锋生函数, 正值/负值表示气旋性旋转锋生/反气旋性旋转锋生。式(1)和式(2)中等号右侧第三项与前两项相比为小项, 故计算时略去 (Keyser et al, 1988), 并用 θ_{sc} 代替式中的 θ_e 。图 6c 和 6d 分别为“0609”过程气旋 10 日 08 和 14 时 850 hPa 上的 F_n 分布, 可见暖锋锋生区位于气旋中心东南侧, 锋生作用逐渐增强, 且经过江苏的沿江苏南地区; 而在“0605”过程中 (图 6e 和 6f) 中, 自 5 日 14—20 时, 虽然锋生区活动范围与“0609”过程较为一致, 但是其锋生作用却是逐渐减弱的。在两次过程中 F_s 的作用均较小 (图略), 与 F_n 相比不甚重要。因此, F_n 作用的差异直接导致了“0609”过程暖锋锋面比“0605”过程更强。

暖式切变线暖区暴雨是 6 月和 7 月在长江中下游地区发生次数最多且强度最大的暖区暴雨类型, 此类暴雨降水量的多少与切变线的强弱密切相关 (陈玥等, 2016)。考虑到气旋本身的旋转特性以及切变线两侧风向均为气旋式转变, 用相对涡度可以表征气旋本体及其切变线的强度 (熊秋芬等, 2016)。图 7a, 7c, 7e 是 10 日 02—14 时 850 hPa 上正相对涡度分布, 可见气旋中心与强涡度中心几乎完全重合。随着气旋的发展, 其东南方向的暖式切变线愈发明显, 与之配合的是一条自气旋中心伸出的强涡度带。整个强涡度区的强度可达 $30 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上, 强切变线在沿江苏南一带活动; 而在“0605”过程中 (图 7b, 7d, 7f), 850 hPa 气旋生成后, 其环流中心附近无强涡度中心存在, 其东侧亦无强切变线发展。整个气旋流场内强度 $\leq 15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的涡度呈广泛分布, 无集中的大涡度区出现。因此, “0609”过程中江淮气旋及其东侧暖式切变线的强度较“0605”过程更大。另外, 从水汽通量散度的分布上看, “0609”过程气旋中心及东侧暖锋附近 $\geq -12 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 的水汽辐合区从最初的分散状态逐渐合并扩大为沿暖锋分布的带状结构, 说明水汽供应在暖锋附近有组织且长时间存在。相较而言,

“0605”过程气旋中心及暖锋附近的水汽辐合区分布零散, 不但没有合并扩大的趋势, 甚至随着时间推移逐渐缩小。两次气旋过程在低层水汽供应方面亦表现出较大的差距。

4 气旋相当正压性分析

如前文所述, 江淮气旋与中高纬温带气旋 (如蒙古气旋) 相比生成地点纬度较低, 其部分性质与温带气旋明显不同, 反而在生命史的某些时刻表现出类似热带系统的正压性。图 8a, 8c, 8e 为经过“0609”气旋 850 hPa 环流中心、南北各 4 个纬度的纬向-高度剖面。可见 700 hPa 以下相对涡度呈柱状集中分布, 中心位于 900 hPa 附近, 后向高空延伸至 800 hPa 附近, 中心强度 $\geq 40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。950 hPa 附近纬向风 0 值线逐渐向下发展至 1000 hPa, 佐证了上文所述“气旋自高空向地面发展”的过程。纬向风 0 值线和涡度柱随着气旋的加深几近垂直分布, 表明此次江淮气旋强度随高度减弱, 但上下层倾斜程度很小, 表现出了较强的相当正压性。这些特征与上下层倾斜分布的斜压系统明显不同。而“0605”气旋 (图 8b, 8d, 8f) 700 hPa 以下涡度中心和纬向风 0 值线随高度北倾, 1000 hPa 上的气旋中心偏离 850 hPa 中心 1~1.5 个纬度。气旋上下层倾斜程度较大, 表现出明显的斜压性。且因为系统较弱, 涡度大小和集中程度均不如“0609”气旋。

通常认为温带气旋是斜压波动发展的结果 (苗春生等, 2015), 但是涡度的垂直分布却表明“0609”气旋虽然是一个生成于中纬度地区且具有冷暖锋结构的气旋, 但是却具备了较强的相当正压性, 这一现象可能与降水存在密切的关系。前文分析表明, “0609”过程江淮气旋上空出流条件较好且维持时间较长, 有利于低层和地面系统的发展加强, 相应地降水也较“0605”过程更为剧烈。虽然降水释放了大量潜热, 但是在与图 8 对应的温度剖面图 (图略) 上却未表现出“0609”过程气旋中心存在暖心结构, 这应当与强降水位于气旋中心南侧有关, 即降水释放的潜热并不能引起气旋中心减压继而使气旋加强。

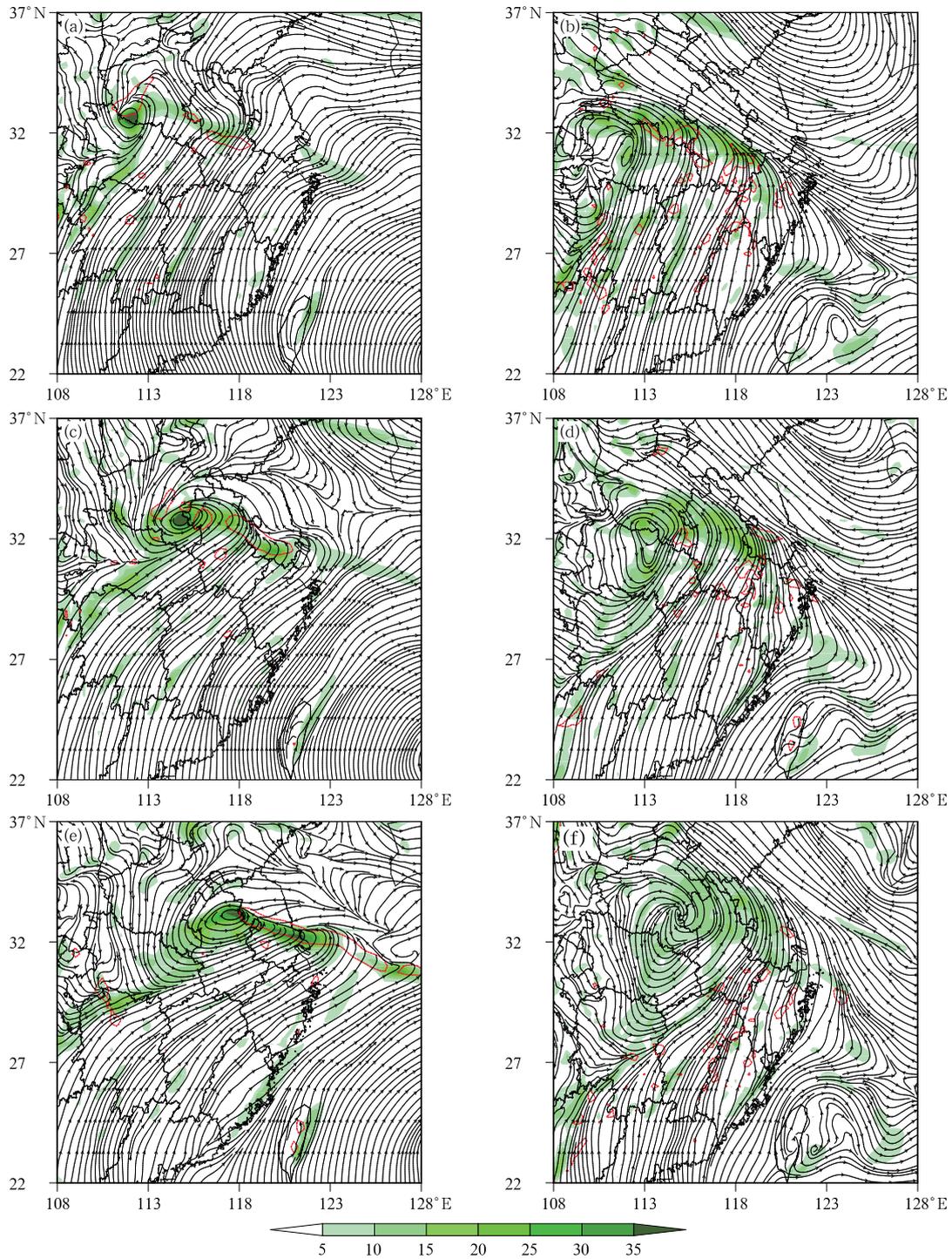


图 7 2017 年 6 月 10 日 02 时(a)、08 时(c)和 14 时(e),以及 5 日 08 时(b)、14 时(d)和 20 时(f)的 850 hPa 相对涡度(阴影,单位: 10^{-5} s^{-1})、水汽通量散度(红色等值线: $-12 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)和流线

Fig. 7 Distribution of the 850 hPa relative vorticity (shaded, unit: 10^{-5} s^{-1}), moisture flux divergence (red contour line: $-12 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) and stream line at 02:00 BT (a), 08:00 BT (c) and 14:00 BT (e) 10 June 2017, and at 08:00 BT (b), 14:00 BT (d) and 20:00 BT (f) 5 June 2017

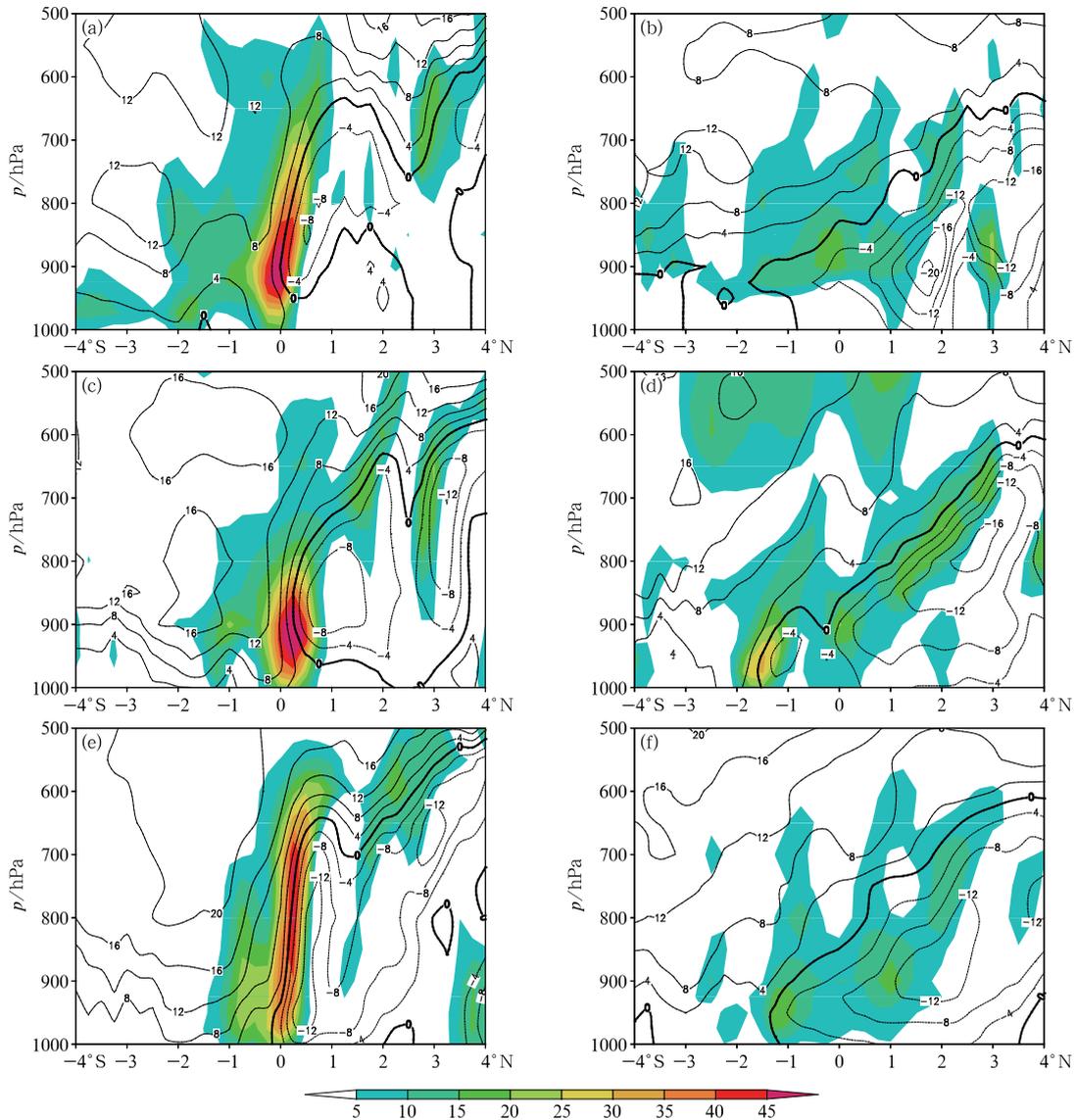


图 8 2017 年 6 月 10 日 02 时(a)、08 时(c)和 14 时(e),以及 5 日 08 时(b)、14 时(d)和 20 时(f)的自南(横轴左端)向北(横轴右端)经过 850 hPa 气旋中心的经向-高度剖面
(横坐标中 0 表示气旋中心位置,正/负值表示气旋中心以北/南;阴影:相对涡度,单位: 10^{-5} s^{-1} ;黑色等值线:纬向风速,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$,正值/负值表示东风/西风,加粗为 0 等值线)

Fig. 8 Meridional-height cross section along the cyclone center at 850 hPa from south (left of horizontal axis) to north (right of horizontal axis) at 02:00 BT (a), 08:00 BT (c) and 14:00 BT (e) 10 June 2017, at 08:00 BT (b), 14:00 BT (d) and 20:00 BT (f) 5 June 2017

(The 0 symbol on the horizontal axis represents cyclone center and positive/negative value indicates the north/south of cyclone center, shaded: relative vorticity, unit: 10^{-5} s^{-1} , black contour: zonal wind speed, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; positive/negative for east/west wind, bold for contour 0)

根据李崇银(1982)的解释,潜热释放是通过涡度混合的方式加强系统,增强的系统又可以促进降水发展,如此反复形成气旋与降水之间类似于“CISK”的正反馈机制。“0609”过程中的气旋强涡度和强降水共存,一定程度上能够说明潜热释放引起的涡度混

合使气旋本身具备了较强的正压性。另外,熊秋芬等(2016)指出,当温带气旋上下层涡度中心重合时气旋即停止发展。但“0609”气旋在该情形下仍然不断增强,表明虽然“0609”气旋中心附近温度平流较小,斜压强迫较弱,但通过降水凝结潜热的反馈作用

仍然可以引起涡度的增长。尽管通过“0609”和“0605”两个过程个例的对比并不能说明正压结构较斜压结构更有利于江淮气旋的发展,但是至少证明了江淮气旋发展途径的多样性。

5 结 论

本文利用 NCEP 再分析数据和多种观测数据,对 2017 年 6 月 9—10 日在苏皖地区引发区域性大暴雨并在数个观测站造成极端降水事件的江淮气旋过程进行了分析,着重分析了气旋的生成、发展、冷暖锋结构和动力热力结构等方面,全文结论如下:

(1) 天气学分析表明,“0609”过程中尽管无明显的高空槽存在,但对流层高层的正涡度平流仍然较强,与之相应的高空辐散场引起的对流层低层动力减压导致了江淮气旋最初的形成。气旋形成前期,对流层低层的暖平流十分微弱;而在“0605”过程中,虽然气旋生成区域位于经向度很大的高空槽前,但是对流层高层正涡度平流很弱,反而低层的暖平流十分强盛,暖平流引起的上升运动是此次过程气旋启动的机制。从预报江淮气旋发生发展的角度而言,即便对流层高层系统较为平直,仍需关注正涡度平流和分流区的发展。

(2) “0609”过程气旋中暖锋锋区较“0605”更为陡立,暖锋附近及暖区一侧中心强度 $\geq 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的上升运动自近地面延伸至对流层中层,而“0605”过程中暖区一侧 850 hPa 以下为下沉运动。前者的暖锋锋区在江苏的沿江苏南地区缓慢移动,而后者则移动较快。因此“0609”过程中垂直运动分布和暖锋的移动对强降水的发生极为有利。锋生函数表明“0609”过程锋生作用逐渐增强,而“0605”过程中则是逐渐减弱。并且“0609”过程气旋中心涡度和暖式切变线上的涡度(暖锋两侧风场切变的强度)均比“0605”气旋更强,说明整个系统的强度前者更甚。强系统在某一地区缓慢移动是导致强降水发生的直接原因。

(3) 相对涡度的垂直剖面表明,“0609”过程气旋在 700 hPa 以下表现为集中的涡度柱形态,数值较大。涡度柱和 U 风场 0 值线几近垂直分布,表现出较强的正压性;而“0605”过程涡度分布较为分散,涡度柱仅存在于 850 hPa 以下,强度较弱。涡度柱和风场 U 分量 0 值线随高度北倾,斜压性较强。潜热释放引起的涡度增长可能是“0609”气旋正压性较

强的原因。降水和气旋发展间建立了类似“CISK”的正反馈机制,说明了江淮气旋发展方式的多样性。

参考文献

- 曹钢锋,赵从兰,谢安,等,1981. 江淮气旋个例分析[M]//北方天气文集编委会. 北方天气文集(1). 北京:北京大学出版社:46-57.
- Cao G F, Zhao C L, Xie A, et al, 1981. Case analysis of Jianghuai cyclone[M]// Editorial Board About Collection of North China Weather(No. 1). Beijing: Peking University Press: 46-57 (in Chinese).
- 陈永林,曹晓岗,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[J]. 热带气象学报, 29(5): 793-802. Chen Y L, Cao X G, Liu M, et al, 2013. An analysis on the generation and structure of a cyclone over Yangtze-Huaihe River valleys associated with the vortex on the east side of Tibetan Plateau[J]. J Trop Meteor, 29(5): 793-802(in Chinese).
- 陈筱秋,王咏青,2016. 基于 NCEP 资料的一次东移引发暴雨的江淮气旋结构特征分析[J]. 暴雨灾害, 35(1): 53-60. Chen X Q, Wang Y Q, 2016. Structure and mechanism analysis of a Jianghuai cyclone with an eastern path and heavy rain based on NCEP data[J]. Torrential Rain Disaster, 35(1): 53-60(in Chinese).
- 陈玥,湛芸,陈涛,等,2016. 长江中下游地区暖区暴雨特征分析[J]. 气象, 42(6): 724-731. Chen Y, Chen Y, Chen T, et al, 2016. Characteristics analysis of warm sector rainstorms over the middle lower reaches of the Yangtze River[J]. Meteor Mon, 42(6): 724-731(in Chinese).
- 侯定臣,1991. 夏季江淮气旋的准地转诊断分析[J]. 南京气象学院学报, 14(4): 524-531. Hou D C, 1991. A quasi-geostrophic diagnosis of the summer cyclones over the Changjiang-Huaihe Valley [J]. J Nanjing Institute Meteor, 14(4): 524-531(in Chinese).
- 侯定臣,1992. 夏季江淮气旋结构的比较分析[J]. 气象科学, 12(1): 93-99. Hou D C, 1992. A comparative study on the structures of summer cyclones over the Changjiang-Huaihe Valley[J]. Scientia Meteor Sinica, 12(1): 93-99(in Chinese).
- 黄士松,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[J]. 大气科学, 1(1): 27-41. Huang S S, Lin Y B, Wei T J, et al, 1976. Studies of the Changjiang-Huaihe cyclogenesis and its development and the rainstorm process and the related forecast questions[J]. Sci Atmos Sinica, 1(1): 27-41 (in Chinese).
- 江苏省气象局预报课题组,1998. 江苏重要天气分析和预报(上册)[M]. 北京:气象出版社:1-20. Forecasting Subject Group of Jiangsu Meteorological Office, 1998. Important Weather Analysis and Forecast of Jiangsu Province (Volume I)[M]. Beijing: China Meteorological Press: 1-20(in Chinese).
- 李崇银,1982. 论江淮气旋生成的一种机制[J]. 大气科学, 6(3): 258-263. Li C Y, 1982. On the mechanism of the genesis of cyclone over the Changjiang and Huaihe River Basin[J]. Sci Atmos Sinica, 6(3): 258-263(in Chinese).
- 苗春生,宋萍,王坚红,等,2015. 春夏季节黄河气旋经渤海发展时影

- 响因子对比研究[J]. 气象, 41(9):1068-1078. Miao C S, Song P, Wang J H, et al, 2015. Comparative study of impact factors of the Yellow River cyclones over the Bohai Sea in spring and summer[J]. Meteor Mon, 41(9):1068-1078(in Chinese).
- 陶祖钰, 2011. 基础理论与预报实践[J]. 气象, 37(2):129-135. Tao Z Y, 2011. Basic theories and forecast practices[J]. Meteor Mon, 37(2):129-135(in Chinese).
- 陶祖钰, 谢安, 1980. 对江淮气旋发生和发展条件的分析[J]. 气象, 6(4):8-10. Tao Z Y, Xie A, 1980. Analysis on occurrence and development of Jiang-Huai cyclone[J]. Meteor Mon, 6(4):8-10(in Chinese).
- 魏建苏, 刘佳颖, 孙燕, 等, 2013. 江淮气旋的气候特征分析[J]. 气象科学, 33(2):196-201. Wei J S, Liu J Y, Sun Y, et al, 2013. Climate characteristics of Jiang-Huai cyclone[J]. Sci Meteor Sin, 33(2):196-201(in Chinese).
- 熊秋芬, 张昕, 陶祖钰, 2016. 一次温带气旋涡度场演变特征及气旋发生发展机制分析[J]. 气象, 42(3):294-304. Xiong Q F, Zhang X, Tao Z Y, 2016. An analysis of vorticity evolution and physics mechanism on an extratropical cyclone[J]. Meteor Mon, 42(3):294-304(in Chinese).
- 徐夏囡, 焦佩金, 1984. 夏季江淮气旋的结构[J]. 大气科学, 8(2):189-196. Xu X N, Jiao P J, 1984. The structure of cyclone over the Changjiang-Huaihe River Valley in summer[J]. Sci Atmos Sinica, 8(2):189-196(in Chinese).
- 张汝秀, 王蒸民, 1988. 江淮气旋的结构特征[J]. 气象科学, 8(1):75-82. Zhang R X, Wang Z M, 1988. The structure features of Jiang-Huai cyclone[J]. Scientia Meteor Sinica, 8(1):75-82(in Chinese).
- 郑媛媛, 张小玲, 朱红芳, 等, 2009. 2007年7月8日特大暴雨过程的中尺度特征[J]. 气象, 35(2):3-7. Zheng Y Y, Zhang X L, Zhu H F, et al, 2009. Mesoscale characteristic analysis of the excessive storm on July 8, 2007[J]. Meteor Mon, 35(2):3-7(in Chinese).
- 周小刚, 王秀明, 陶祖钰, 2013. 准地转理论基本问题回顾与讨论[J]. 气象, 39(4):401-409. Zhou X G, Wang X M, Tao Z Y, 2013. Review and discussion of some basic problems of the quasi-geostrophic theory[J]. Meteor Mon, 39(4):401-409(in Chinese).
- Keyser D, Reeder M J, Reed R J, 1988. A generalization of Petterssen's frontogenesis function and its relation to the forcing of vertical motion[J]. Mon Wea Rev, 116(3):762-780.
- Petterssen S, 1956. Weather Analysis and Forecasting [M]. New York: McGraw-Hill:428.
- Shen Y, Zhao P, Pan Y, et al, 2014. A high spatiotemporal gauge-satellite merged precipitation analysis over China[J]. J Geophys Res, 119(6):3063-3075.