

郭达烽,熊秋芬,张昕,2017. 一次北上江南气旋的结构特征与演变机理分析[J]. 气象,43(4):413-424.

一次北上江南气旋的结构特征与演变机理分析^{*}

郭达烽¹ 熊秋芬² 张 昕²

¹ 江西省气象台,南昌 330046

² 中国气象局气象干部培训学院,北京 100081

提 要: 利用常规的高空、地面观测、NCEP 的 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 再分析资料和 FY-2E 水汽图像等资料,分析了一次北上的江南气旋降水分布、生成环境、结构特征及气旋发展和移动的成因。结果表明:(1)气压场形状和强降水落区的演变类似于 Shapiro-Keyser 气旋模型。(2)江南气旋发生并向北发展,表现为 250 hPa 高空辐散,500 hPa 西北槽与高原东部槽东移合并、下游脊加强环流的背景。(3)这次气旋虽然没有出现 Shapiro-Keyser 气旋模型中明显的暖锋后弯现象,但在低压中心附近存在弱的暖核,该核主要位于 850 hPa 以下层次。(4)当正相对涡度区随高度向西倾斜、地面气旋中心西侧的冷锋锋区增强、高层相对涡度值增大时,气旋处于快速加深过程中;当高低层正相对涡度中心几乎垂直重合、且对流层低层冷锋锋区减弱,则气旋缓慢发展。(5)暖湿气流向北发展和垂直于暖锋的次级环流加强使得暖锋附近的降水增强。(6)用准地转 ω 运动方程诊断得到,在气旋的初生阶段,地面气旋上空垂直上升速度几乎为 0,气旋基本不发展;但其下游暖平流和高低层涡度平流差值大,有利于气旋快速向东北方向移动。在气旋发展阶段,地面气旋上空垂直上升速度加大,气旋快速发展,但其下游暖平流和高低层涡度平流差值减小使得气旋移速缓慢。在气旋发展停滞阶段,地面气旋上空垂直上升速度微弱,气旋发展趋于停止,且其下游暖平流和高低层涡度平流差值继续减小,气旋移速进一步变缓。

关键词: 江南气旋,暖核,相对涡度,成因, ω 方程

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.04.003

Structure and Mechanism Analysis of One Jiangnan Cyclone with Northern Track

GUO Dafeng¹ XIONG Qiufen² ZHANG Xin²

¹ Jiangxi Meteorological Observatory, Nanchang 330046

² China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

Abstract: The structure and mechanism of a Jiangnan cyclone with a northern track that occurred during 10–13 May 2014 was analyzed by using conventional observations, NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ reanalysis data and water vapor images from FY-2E. The results are as follows: (1) The distribution of pressure and rainfall areas is similar to the output of Shapiro-Keyser conceptual model. (2) The Jiangnan cyclone occurred under the weather situation of the divergence at 250 hPa, and trough merger and ridge development downward at 500 hPa. (3) The weak warm core existed close to the low center under 850 hPa, but there was no back-bent warm front as Shapiro-Keyser conceptual model showed. (4) When the positive relative vorticity tilted westward with height, the cold frontal zone intensified in the western side of surface cyclone and the positive relative vorticities in the upper troposphere strengthened, the cyclone was rapidly deepening; when the positive relative vorticities at different levels were nearly vertically overlapped and the cold frontal zone in the low troposphere weakened, the cyclone developed slowly. (5)

^{*} 国家自然科学基金项目(91637105 和 41475041)及中国气象局预报员专项(CMAYBY2015-039、CMAYBY2016-092 和 CMAYBY2016-093)共同资助

2016 年 4 月 7 日收稿; 2017 年 2 月 17 日收修定稿

第一作者:郭达烽,主要从事中短期天气预报及其研究. Email: guodafeng@sina.com

通信作者:熊秋芬,主要从事天气分析预报教学和研究. Email: xiongqf@cma.gov.cn

Heavy rain was caused by warm and moisture air, strong upward vertical velocity with two secondary circulation crossing the warm front. (6) It was also found by equation that surface cyclone hardly developed without upward vertical velocity at the initial stage, but it moved rapidly toward northeast as the result of warmer advection and larger differential vorticity advection between the upper-level and low-level troposphere downstream during cyclogenesis. Then surface cyclone was intensified rapidly by strong upward vertical velocity, but it moved slowly due to the less warm advection and differential vorticity advection. Surface cyclone was slowly deepening due to weakly upward vertical velocity, and it moved more slowly because of the weakly warm advection and differential vorticity advection.

Key words: Jiangnan cyclone, warm core, relative vorticity, mechanism, ω -equation

引 言

中高纬度灾害性天气 (Bjerknes and Solberg, 1921; Houze et al, 1976; 尹尽勇等, 2011; 盛春岩和 杨晓霞, 2012; 陈筱秋和王咏青, 2016) 通常与温带气旋相联系, 自 19 世纪以来许多学者对该天气系统进行了一系列的研究。Bjerknes (1919; 1935)、Bjerknes and Palmén (1937) 和 Bjerknes and Solberg (1922)、Shapiro and Keyser (1990)、Tao et al (2014) 研究了温带气旋的演变和结构特征; Petterssen (1956)、Pettersen et al (1956)、陶祖钰等 (1980)、Lupo and Smith (1992)、丁一汇 (2005)、熊秋芬等 (2016a; 2016b; 2016c) 探讨了温带气旋发生发展的环境条件和影响因子。从他们的研究结果可以得到温带气旋结构和演变的多样性。这些结构和演变的多样性依赖于许多热力和动力因子, 如气旋所处的大尺度环境背景 (Schultz et al, 1998)、地面摩擦、非绝热加热、地理位置 (Tibaldi et al, 1990; Hobbs et al, 1990) 等; 而大尺度的环境场则与高空槽 (Gaza and Bosart, 1990; Strahl and Smith, 2001)、高空急流及斜压锋区密切相关 (Shapiro and Keyser, 1990)。

目前关于温带气旋结构和演变特征主要有两种被普遍接受的模型, 即挪威气旋模型和 Shapiro-Keyser 气旋模型 (Schultz et al, 1998)。在经典的挪威气旋模型中, 冷锋锋区和具有冷心结构的气旋沿经向拉长, 这种沿冷锋经向拉长的锋生意味着存在纬向的热力直接次级环流有利于上升运动, 因此沿冷锋锋区有丰富的降水。在大西洋爆发性气旋试验中发现的 Shapiro-Keyser 气旋模型中, 暖锋锋区和具有暖心结构的气旋沿纬向拉长, 而沿暖锋纬向拉长的锋生则意味着存在经向的热力直接次级环流有利于上升运动, 因此暖锋锋区一侧有丰富的降水

(Schultz and Vaughan, 2011)。虽然这两种温带气旋的演变模型多发生在中高纬的大气中, 且 Shapiro-Keyser 气旋模型主要存在于冬季海洋爆发性气旋中 (Shapiro and Keyser, 1990), 但熊秋芬等 (2013) 的研究表明陆地上蒙古气旋也存在类似于海洋爆发性气旋的暖锋后弯和暖核隔离的现象。那么生成于中低纬度的江南气旋在演变的过程中是否具有 Shapiro-Keyser 气旋模型的某些特征呢?

本文利用常规的高空、地面观测、NCEP 的 $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料和星下点分辨率为 5 km 的 FY-2E 水汽图像等资料, 先分析了 2014 年 5 月 10—13 日的江南气旋移动路径和强度、云图演变特征和发生发展的环流背景, 然后讨论了气旋北上过程中结构的变化, 再用准地转 ω 方程解释了气旋发展和向北移动的机制。以探讨我国温带气旋结构的多样性, 也为今后分析和预报江南气旋北上及降水落区变化提供参考。

1 过程概况

1.1 气旋中心移动路径、强度及降水落区变化

图 1 给出了 2014 年 5 月 10 日 20 时至 13 日 08 时每 6 h 一次的地面气旋中心移动路径、强度分布特征。图中显示地面气旋 10 日 20 时在长江中游以南的湖南东北部生成, 中心海平面气压 1000 hPa; 此后气旋迅速向东北方向移动, 至 11 日 02 时中心海平面气压略有上升, 此阶段气旋强度减弱但移速快。而 11 日 08 时气旋继续向东北方向移动而中心海平面气压开始下降; 11 日 14 时以后气旋转向东北偏北方向的移动, 速度变慢, 而中心气压下降明显, 其中 11 日 08 时至 12 日 08 时为气旋快速发展阶段, 24 h 气压下降 11 hPa; 这一阶段气旋加深快

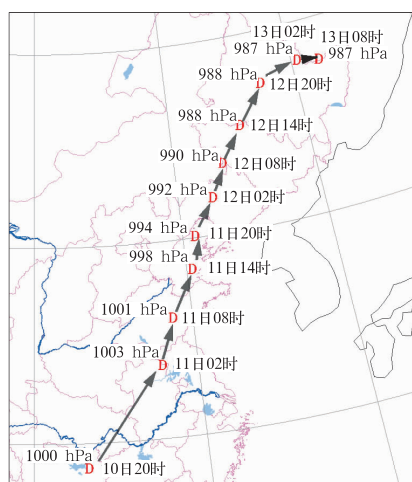


图1 2014年5月10日20时至13日08时
每6 h一次的地面气旋中心强度
和移动路径分布

Fig. 1 Temporal evolution of sea level pressure
and track at the extratropical cyclonic
center in 10–13 May 2014

但移速变慢。12日20时以后转向东北偏东方向移动,气旋中心气压略有下降,气旋发展变缓;13日14时以后(图略),中心气压开始上升,气旋减弱;此阶段气旋发展趋于停滞、移动均匀且移速慢。

从海平面气压场分布来看,地面气压场的形状在北上过程中发生了变化,即由11日08时(图2a, 2b)以前南北向的椭圆型逐渐转为11日20时(图2c, 2d)以后东西向拉长的椭圆型,类似于 Shapiro-Keyser 模型中气压场的分布。另外,10日14—20时(图2a),气旋顶部的降水较为明显;10日20时至11日02时(图略),除气旋的西部外,其他部位均有5 mm以上的降水,并且与冷暖锋相伴的降水区呈现出“逗点”特征;;11日02—08时(图2b)具有典型的中纬度锋面气旋结构特征,即冷锋和暖锋降水均很清楚,但暖锋降水强且“逗点”特征更明显;11日14—20时(图2c),冷暖锋分离,气旋南部及伴随冷锋的降水减弱,主要降水出现在气旋的东部和北部;12日02—08时(图2d),冷锋进一步减弱,

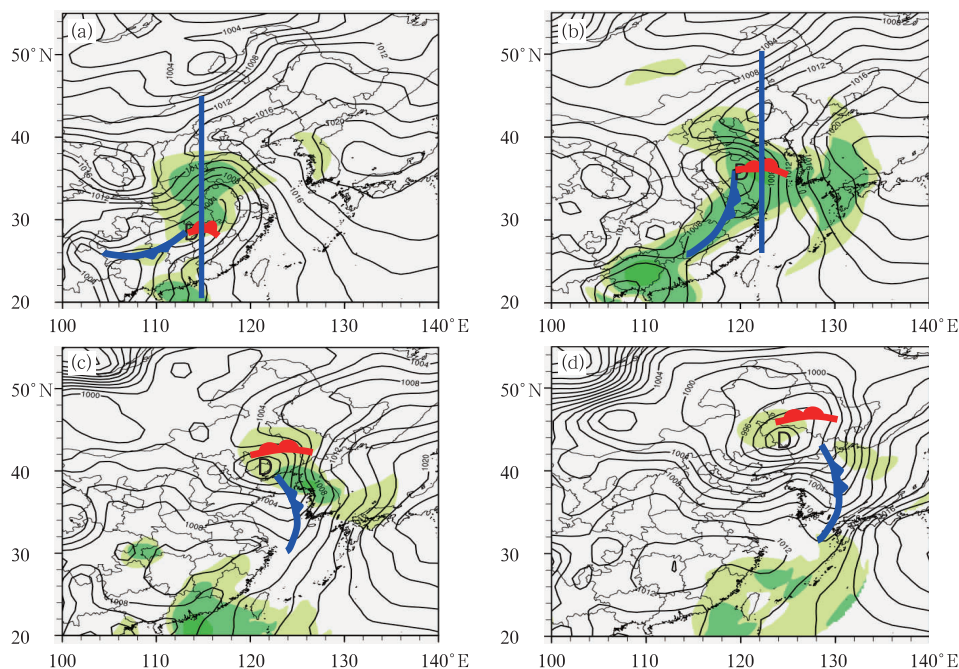


图2 2014年5月10日20时(a)、11日08时(b)、11日20时(c)、12日08时(d)
海平面气压场(实线,单位:hPa)地面中心气旋D及冷、暖锋分布
(填色区域为10日14—20时(a)、11日02—08时(b)、11日14—20时(c)、12日02—08时(d)
6 h降水量 ≥ 5 mm,图2a, 2b中的粗实线为图9中剖面的基线)

Fig. 2 Distribution of sea level pressure (solid line, unit: hPa) surface cyclonic center (D),
cold and warm fronts at 20:00 BT 10 (a), 08:00 BT 11 (b),
20:00 BT 11 (c) and 08:00 BT 12 (d) May 2014

(Shaded areas show rainfall ≥ 5 mm at 6 h interval from 14:00 BT to 20:00 BT 10 (a),
02:00 BT to 08:00 BT 11 (b), 14:00 BT to 20:00 BT 11 (c) and 02:00 BT to 08:00 BT 12 May 2014,
respectively; bold solid line is baseline of Fig. 9 in Figs. 2a, 2b)

降水减弱且分布在气旋的西北部;12 日 14 时以后,减弱的降水仅出现在气旋的北部。

从上述的分析可知,10 日 14—20 时,主要的降水发生在气旋的顶部;至 10 日 20 时才具有冷、暖锋的降水特征;11 日 02 时以后与气旋相伴的主要的降水区经历了逐渐转移到气旋的南部、东部、北部的过程,且暖锋降水强,类似于 Shapiro-Keyser 模型中降水的演变特征。

在这次江南气旋北上的过程中,11 日 23 时、12 日 05 时蓬莱北部近海出现平均风力 6 级的偏西大风,我国陆地上没有出现,因此气旋大风不是本文关注的重点。

1.2 云图演变特征

图 3 中的水汽图像反映了这次气旋北上过程中由 10 日 20 时斜压叶状云系(图 3a)演变为 11 日 20

时逗点云系(图 3b),再由 12 日 08 时逗点云系(图 3c)转变为 12 日 20 时螺旋云系的特征(图 3d);在逗点云系和螺旋云系阶段(图 3c,3d),逗点云系的头部东西向拉长、并有钩状云向气旋中心卷曲。从图 3 中还可以清楚地看到随着地面气旋中心(D)快速向东北方向移动,水汽图像中的暗区由远离地面气旋的我国新疆地区进入气旋的南部和东部的过程。对比熊秋芬等(2016a;2016b;2016c)的分析发现,图 3 反映了这次温带气旋云图演变特征类似于 Shapiro-Keyser 气旋模型的暖锋云系明显且东西向拉长的特点。

2 气旋发生发展的环流背景

图 3a 显示 10 日 20 时地面气旋 D 生成于 250 hPa 高空槽前斜压叶状云系中,且在副热带急流出口处

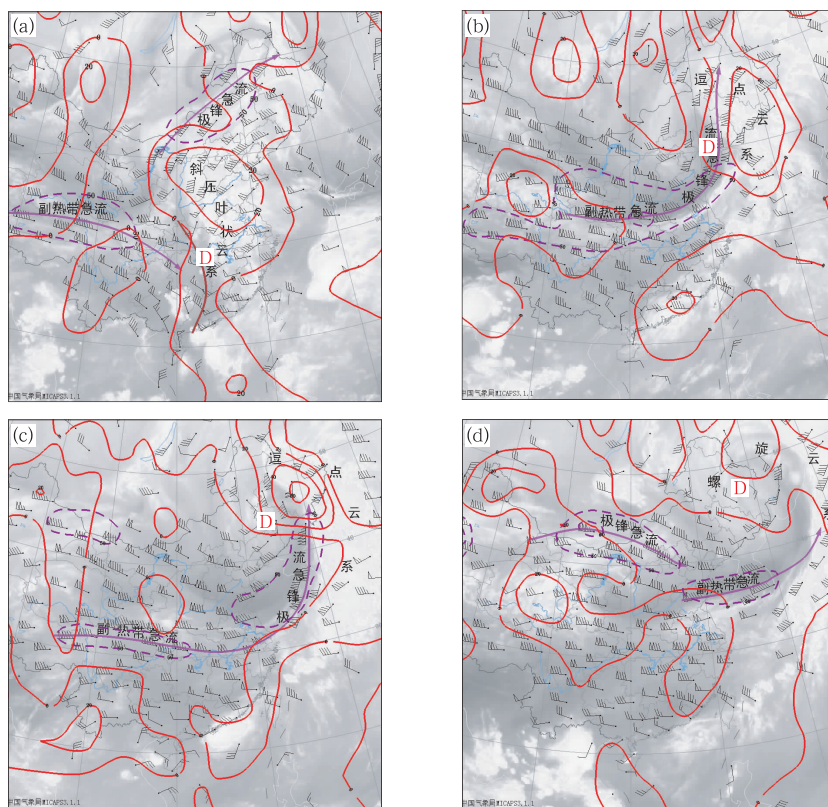


图 3 2014 年 5 月 10 日 20 时(a), 11 日 20 时(b), 12 日 08 时(c) 和 12 日 20 时(d) FY-2E 水汽图像和 250 hPa 观测风场、 $\geq 50 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的等风速线(紫色虚线)和散度场(单位: 10^{-5} s^{-1} , 红色实线) (D 为地面气旋中心, 紫色箭头为急流轴, 棕色粗实线为槽线)

Fig. 3 Water vapor images from FY-2E and 250 hPa wind observation, isotach over $50 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (purple dashed line) and divergence (red solid line, unit: 10^{-5} s^{-1}) at 20:00 BT 10 (a), 20:00 BT 11 (b), 08:00 BT 12 (c) and 20:00 BT 12 (d) May 2014 (D is surface cyclonic center, purple arrow is upper-level jet axis and brown solid line is trough)

的左侧,该处位于高空槽前的辐散区中。11日08时至12日08时随着高空副热带急流和极锋急流的合并及东北移,地面气旋中心D在东北上过程中一直位于高空急流出口区的左侧的辐散中(图3b, 3c);而此阶段也对应着地面气压快速发展下降(图1)。至12日20时(图3d),地面气旋中心D北移至250 hPa气旋性环流的下方,虽已远离高空急流轴,但仍然存在弱的高空辐散。

过程发生前10日08时的500 hPa图上(图略),东亚大陆中高纬为两脊一槽的形势,高压脊分别位于西西伯利亚至我国新疆、雅库茨克至我国东北地区,两高之间的低涡位于蒙古国东部,该涡南部的低槽位于内蒙古西部到甘肃西部(简称西北槽);高原东部有浅槽。至10日20时(图略),蒙古国东部低涡减弱北收,其南部的西北冷槽则加深东移到河西走廊—甘肃南部,而雅库茨克—我国东北地区暖脊发展;此时高原东部浅槽已东移到川东地区;该浅槽前地面气旋在湖南东北部生成。至11日08时,西北冷槽与高原浅槽在东移过程中合并(图4中粗虚线),并在华北北部形成低涡(粗虚线北侧的L1),中高纬环流经向度加大;地面气旋中心气压开始快速下降并沿500 hPa槽前正涡度平流(图略)和偏南气流北上。12日08时(图4)华北低涡L2继续

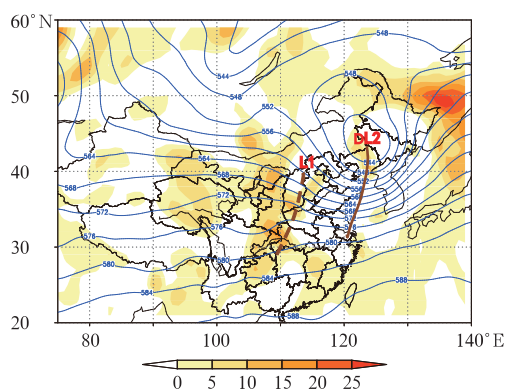


图4 2014年5月12日08时500 hPa高度场(细实线,单位: dagpm)、温度平流(彩色,单位: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)

和槽线(粗实线), L2为500 hPa低涡中心, D为地面气旋中心; 11日08时槽线(粗虚线)和低涡中心(L1)

Fig. 4 Distribution of the 500 hPa geopotential height (thin solid line, unit: dagpm), thermal advection (shaded area, unit: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$) and trough (bold solid line), low vortex center (L2) and surface cyclone center (D) at 08:00 BT 12 May 2014, and the 500 hPa trough line (bold dashed line) and low vortex center (L1) at 08:00 BT 11 May 2014

向东北方向移动;而其下游高压脊继续东移加强。而地面气旋中心D也随着槽(粗实线)前偏南气流北上到东北地区,且逐渐靠近500 hPa低涡中心L2。12日20时地面气旋中心逐渐落后于500 hPa低涡中心,而其下游高压脊东移减弱,环流逐渐向纬向型转变,气旋中心气压发展变缓(图略)。

由上分析可知,地面气旋在发生发展过程中一直存在高空辐散;该气旋10日20时生成于东移的高原东部浅槽前暖平流中;11日08时500 hPa西北槽与高原东部浅槽合并以后,槽前暖高压脊和地面气旋均发展,气旋中心气压明显下降;并沿槽前正涡度平流和偏南暖湿气流向偏北方向移动。可见这次地面气旋在500 hPa西北槽与高原东部浅槽合并之前12 h已经生成。

3 气旋不同发展阶段的特征

3.1 水平结构分析

3.1.1 温度场、温度平流和风场

该气旋在对流层低层925 hPa上的位温、风场和位势高度的结构演变特点见图5。10日08时925 hPa上(图略)沿东东北—西西南向、连续锋区右侧的江南中部地区有气旋式环流出现,对应地面西南低压向北发展(图略)。至10日20时925 hPa低压中心L附近有明显的冷锋和暖锋锋区(图5a中的粗双实线),对应地面在江南有气旋中心生成、且伴有冷锋和暖锋(图2a)。11日08时925 hPa低压中心L已向东北移动到黄河下游,且气旋式环流加强(图5b);而在低压中心的西北侧有冷空气补充南下,冷锋锋区东移,同时暖锋锋区沿偏南气流向北发展增强,地面气旋加强北上(图2b)。11日20时(图5c),925 hPa低压中心L加强北上到渤海湾附近,但该中心附近的锋区不明显,类似于Shapiro-Keyser锋面断裂的现象;冷锋锋区东移已进入低压南部的暖区,而暖锋锋区继续沿偏南气流北上,使得低压中心的东侧为暖舌区(图5c中的粗实线)。地面气旋继续加强北上,但冷暖锋开始分离(图2c)。12日02时(图5d),925 hPa低压中心L继续加强北上,冷锋锋区东北移,冷空气气旋式地包围了原位于低压中心附近的暖舌,并在低压中心东侧出现了弱的暖中心W,即暖核被隔离出来;而暖锋锋区已

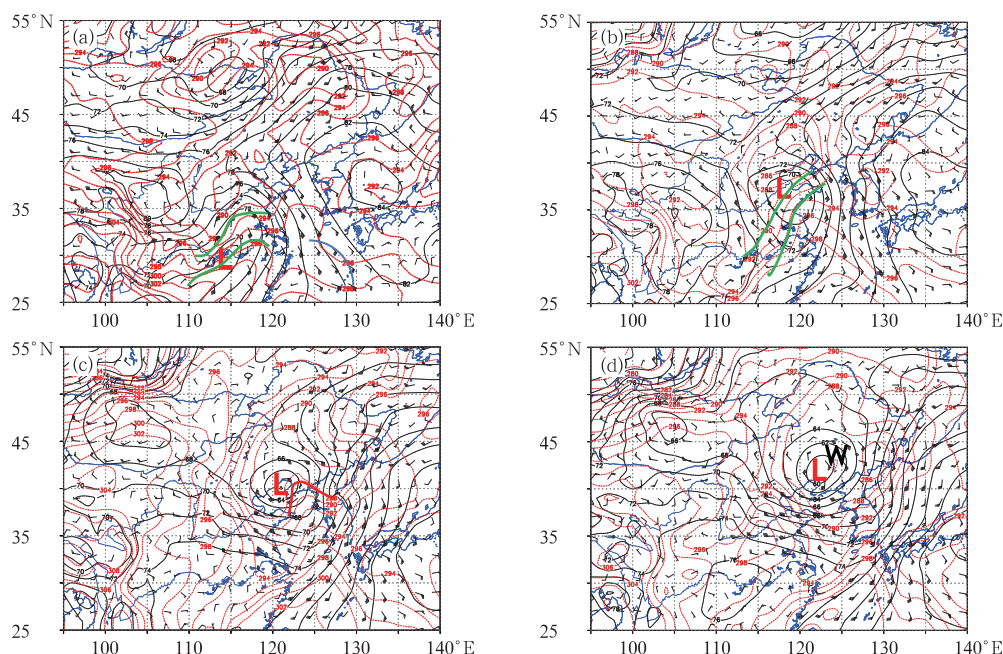


图 5 2014 年 5 月 10 日 20 时(a), 11 日 08 时(b), 11 日 20 时(c) 和 12 日 02 时(d)
925 hPa 风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、位势高度(单位: dagpm, 实线)、
位温(单位: K, 虚线)、暖核(W)和低压中心(L)分布
(绿色粗双实线为锋区, 红色粗实线为暖舌)

Fig. 5 Distribution of 925 hPa wind (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), geopotential height (solid line, unit: dagpm), potential temperature (dashed line, unit: K), warm core (W) and low center (L) at 20:00 BT 10 (a), 08:00 BT 11 (b), 20:00 BT 11 (c) and 02:00 BT 12 (d) May 2014
(Frontal zone is represented by double bold green, solid line; warm tongue is by bold red solid line)

减弱北上,位于低压中心的东北部;此时地面气旋仍在发展,但冷暖锋进一步分离(图略)。12 日 08 时以后(图略),虽然 925 hPa 低压中心 L 继续北上,但冷锋锋区进一步减弱东移,而气旋东北部及北部的暖锋锋区由于日本海偏东暖湿气流的输送而有所加强。

另外对地面和其他层次的位温、风场和位势高度分析还发现,这次过程中的暖核仅存在于地面至 850 hPa。

可见,这次气旋在初生时期具有与经典气旋类似的冷暖锋结构,但在气旋强烈发展过程中并不存在地面冷锋赶上暖锋形成锢囚锋的现象,而是具有冷锋和暖锋分离、暖核隔离的特征。但这次气旋过程中暖核的强度不如文献(熊秋芬等,2013)中蒙古气旋强,层次也不如其深厚,且暖锋锋区后弯特征不如其明显,表明了气旋结构的多样性。

图 6 给出了与图 5 对应时刻 925 hPa 温度平流的分布。11 日 20 时(图 6a)在低压中心 L 的西侧为冷平流、东北侧有较强的暖平流,暖平流降压作用将

使得向东北方向快速移动。12 日 08 时(图 6b)低压中心 L 东北侧的暖平流增大、西侧和南侧的冷平流减小,地面气旋继续降压并沿暖平流方向移动;对应图 5b 中的暖锋锋区在增强。11 日 20 时(图 6c)低压中心 L 已移到渤海湾,该中心附近冷暖平流均减弱,但其东侧仍有暖平流,与图 5c 中的暖舌一致。13 日 02 时(图 6d)低压中心 L 附近被冷平流包围,而其北部有弱的暖平流,与图 5d 中弱的暖核对应。由于气旋东北侧的暖平流减弱,气旋移动也将变缓。

进一步分析图 5 和图 6 中的风场可以看出,在地面气旋发展北上的过程中,低层的低涡也随之北上,其东侧的西南急流和东南急流也加强。至 11 日 08 时,925 hPa 低涡达到黄河下游,其东侧的东南风急流增加到 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,比湿 $10 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上的区域由长江中下游扩展至黄淮地区(图略),有利于该地区强降水的产生。11 日 20 时以后,925 hPa 低涡逐渐从渤海湾北上到东北地区,其东侧虽然存在低空急流,但强度减弱,同时比湿也减小。

3.1.2 相对湿度和垂直速度

图7所示的对流层中层500 hPa相对湿度和垂直速度分布可以清楚地展示气旋发展过程中水汽图像上斧形暗区的演变过程。10日20时起500 hPa上新疆到甘肃南部的相对湿度 $<40\%$ 干空气在500 hPa等压面上形成一条近于东西向的干冷舌(图略),且以下沉运动为主,对应水汽云图(图3a)

中的暗区。11日08时地面北上气旋发展阶段,500 hPa上相对湿度 $<40\%$ 的干冷舌向东移到低压中心的西侧和南侧,见图7a中L西侧和南侧的白色下沉运动区域,其东侧为较强的相对湿度 $>90\%$ 的湿空气上升运动(彩色区域),与冷锋云带(图略)及气旋东侧的强降水(图2b)对应。11日20时(图略),500 hPa干舌在向东继续推进时与西南暖湿气流汇

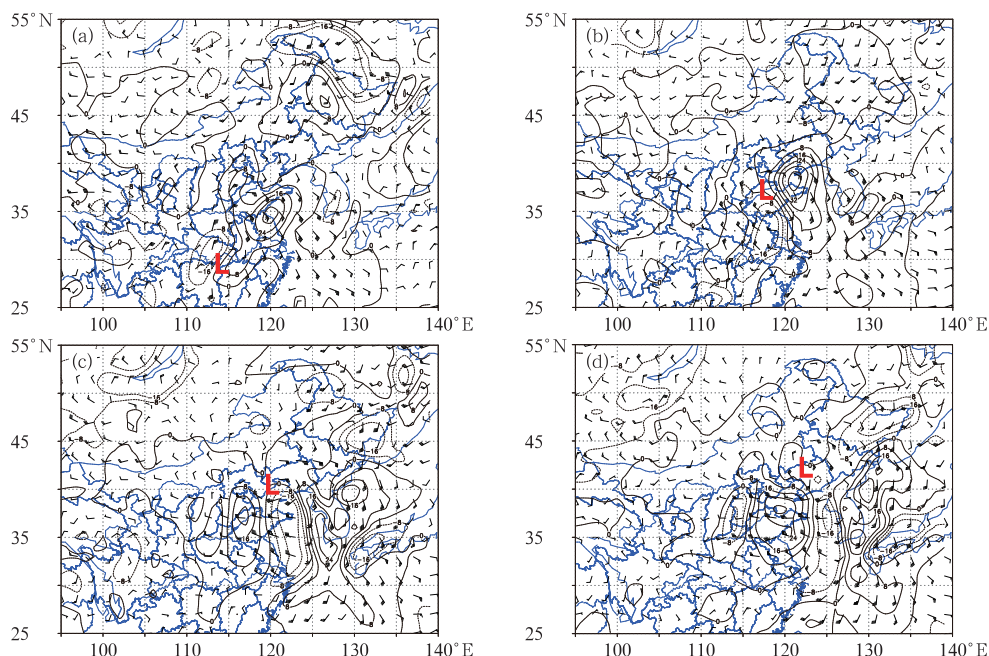


图6 2014年5月10日20时(a),11日08时(b),11日20时(c)和12日02时(d)925 hPa 风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),温度平流(等值线,单位: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)和低压中心(L)分布
Fig. 6 Distribution of 925 hPa wind (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), thermal advection (contour, unit: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$) and low center (L) at 20:00 BT 10 (a), 08:00 BT 11 (b), 20:00 BT 11 (c) and 02:00 BT 12 (d) May 2014

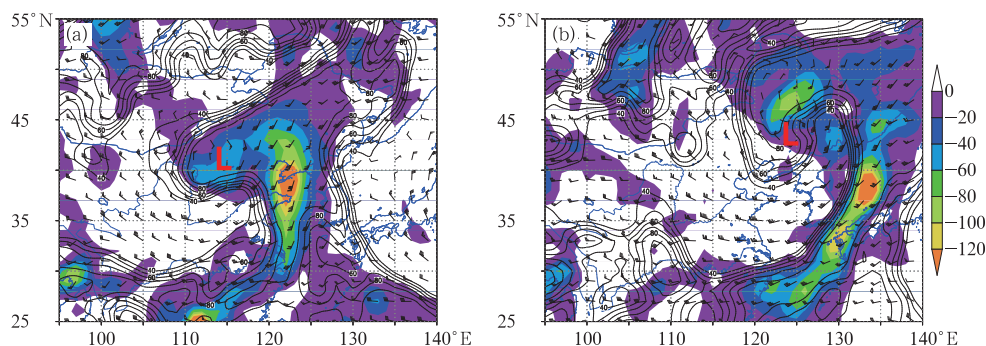


图7 2014年5月11日08时(a)和12日08时(b)500 hPa风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),相对湿度(黑色实线,等值线间隔 10%),上升速度(阴影,单位: $10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$,空白区为下沉运动区)和低压中心(L)分布
Fig. 7 Distribution of 500 hPa wind (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), relative humidity (black line, interval 10%), upward vertical velocity (shaded area, unit: $10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, blank denotes downward vertical velocity), low center (L) at 08:00 BT 11 (a) and 08:00 BT 12 (b) May 2014

合,形成强的水平变形场,干区头部逐渐出现向左和向右的气流,使干冷空气形成一个斧形干区(图 3b 中急流轴所在位置);此时斧形干区头部向左流动(向极地一侧)的干空气已转为上升运动,而向右流动(向赤道)的干空气维持下沉运动,但冷锋云带上仍有强的上升运动中心。至 12 日 08 时(图 7b),斧形干区头部继续向东北移动接近低压中心、仍以上升运动为主;与冷锋云带相伴的湿上升运动逐渐远离低压中心,在图 3c 中也可以看到此时低压中心和冷锋云带之间有明显的暗区。另外,在图 7b 中还可以发现低压中心的西北侧的上升运动加强,出现了 $-80 \times 10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 的上升运动中心,与图 2d 中的降水区对应。12 日 20 时以后(图略),斧形干区头部随低压中心向东北移动,逗点云系的头部和冷锋云系的上升运动均减弱。

3.2 垂直结构分析

3.2.1 温度场及相对涡度场

气旋发生发展期间沿地面气旋中心温度场、风场和相对涡度场的演变特点见图 8。10 日 20 时(图略)地面气旋初生时,其上空有垂直风切变;气旋中心 D 西侧对流层中低层有锋区,正相对涡度区随高度向西倾斜,且对流层中低层相对涡度数值大于对流层上层。11 日 08 时(图 8a)地面气旋上空垂直风切变加大,其西侧对流层中低层锋区增强;整层正相对涡度区仍向西倾斜,但坡度变大,高层正相对涡度值增大且超过低层,此时地面气旋处于发展期。11

日 20 时(图略),地面气旋上空垂直风切变维持,其西侧的锋区变窄;高层正涡度中心逐渐接近低层正相对涡度中心,整层正相对涡度区坡度很陡,但高层正相对涡度值继续增大且大于低层,气旋继续发展。12 日 08 时(图 8b),地面气旋上空垂直风切变变小,其西侧的锋区减弱,坡度变大;高低层的正相对涡度中心几乎垂直重合,高低层正相对涡度值均减小,但高层正相对涡度仍大于低层,气旋发展变缓。12 日 20 时之后(图略),地面气旋上空垂直风切变继续减小,其西侧锋区进一步减弱,高低层正相对涡度区进一步减弱但高层正涡度区出现前倾的配置,地面气旋中心逐渐被填塞。

可见当地面气旋上空垂直风切变较大,其西侧对流层中低层锋区强,整层正相对涡度区随高度向西倾斜时,气旋发生发展;当地面气旋上空垂直风切变维持,对流层中低层锋区变窄,高低层正相对涡度中心近乎垂直重合时,气旋发展变缓。当垂直风切变和对流层低层锋区减弱,高层正相对涡度已超前于低层时,气旋将不再发展。

3.2.2 水汽通量散度和垂直速度

图 2 反映出气旋在发展过程中暖锋降水加强而冷锋降水减弱的特点,特别是 11 日 08 时暖锋附近的降水强度较 10 日 20 时明显增强,从 3.1.1 节的分析可知,11 日 08 时 925 hPa 比湿 $10 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上的区域由长江中下游扩展至黄淮地区,下面主要从水汽通量散度和上升运动来解释降水维持和增强的原因。图 9 给出了这两个时次垂直于地面暖锋的

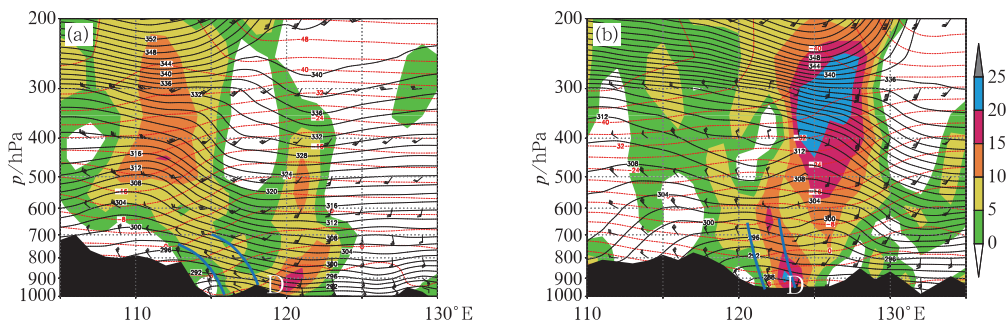


图 8 2014 年 5 月 11 日 08 时(a),12 日 08 时(b)沿气旋中心的温度(红线,单位: $^{\circ}\text{C}$)、位温(黑线,单位: K)、风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和正相对涡度(阴影,单位: 10^{-5} s^{-1})纬向垂直剖面(D 为地面气旋中心,双实线为锋区上下界)

Fig. 8 Zonal cross-sections of temperature (red line, unit: $^{\circ}\text{C}$), potential temperature (black line, unit: K), wind (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and positive relative vorticity (shaded area, unit: 10^{-5} s^{-1}) at 08:00 BT 11 (a) and 08:00 BT 12 (b) May 2014

(D is surface cyclonic center, double solid line is front zone boundary)

水汽通量散度和垂直速度经向剖面图,剖面基线见图2。

图9a表明10日20时在地面暖锋附近对流层低层有南北风的辐合和地形(幕阜山)抬升作用,暖锋前后均有湿空气上升运动(相对湿度图略,下同)和水汽通量散度辐合区,但暖锋前的上升运动和对流层低层的水汽通量散度辐合区强于锋后,因此主要的降水位于暖锋前(图2a);在湿上升运动区的南北两侧有干空气的下沉运动,因此垂直于暖锋的南北两支次级环流圈有利于上升运动和水汽辐合的维持。至11日08时(图9b),中低层的南风明显增强,925、700 hPa分别达28、32 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,有利于水汽的输送、暖锋锋生(图5b)及上升运动的加强,最大暖湿上升运动在暖锋前的对流层中层($-180 \times 10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$),但仅在湿上升运动区的南侧有干空气下沉运动,而在上升运动区北侧的对流层低层则是湿空气的下沉运动,这与气旋北侧的冷湿输送带有关;同时在暖锋前水汽通量散度的辐合区强度增强、辐合层次变厚,因此南北两支次级环流圈有利于水汽的持续辐合上升,南风和上升运动及水汽辐合的增强使得暖锋附近降水的加强(图2a)。

4 气旋发生发展和北上的机制分析

从第一节的分析可知,这次气旋发生过程存在三个明显阶段,即10日20时至11日02时移动迅

速但是中心气压有所上升、11日08时至12日14时气旋迅速加深却移速缓慢、12日20时之后气旋移动慢且均匀而发展逐渐停滞。准地转垂直运动方程可以用来解释这次气旋发生发展和移动的原因。

地面气旋并不是由高空引导气流的刚体(周小刚等,2013),而是低压中心的传播。因此陶祖钰等(1980)、周小刚等(2013)和王秀明等(2013)利用准地转垂直运动方程(ω 方程)对地面气旋发生发展和移动进行判断。即:

$$-\omega_2 \propto \frac{1}{\sigma} \nabla^2 \left[-\mathbf{V}_{g^2} \cdot \nabla \left(\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right)_2 \right] + \frac{f_0^2}{2\Delta p \sigma} [-\mathbf{V}_{g^1} \cdot \nabla (\zeta_{g^1} + f) + \mathbf{V}_{g^3} \cdot \nabla (\zeta_{g^3} + f)] \quad (1)$$

式(1)中,下标1,2,3分布代表对流层上层、中层和下层,式(1)中通过温度平流和高低层涡度平流差(高空涡度平流与低空涡度平流之差)来确定垂直运动区域的。若地面气旋上空对流层中层为上升运动,低层辐合,引起地面气旋发展;反之,则气旋减弱。地面气旋的移动是从下沉运动区移向上升运动区,移向暖平流更大的区域,移向下游正涡度平流随高度愈加气旋式区域即高低层正涡度平流差值大的区域,下坡向南移动或移向非绝热加热更大的区域。这里仅考虑温度平流和涡度平流对地面气旋发展和移动的影响,且沿图1中气旋移动方向做西南—东北向的垂直剖面。

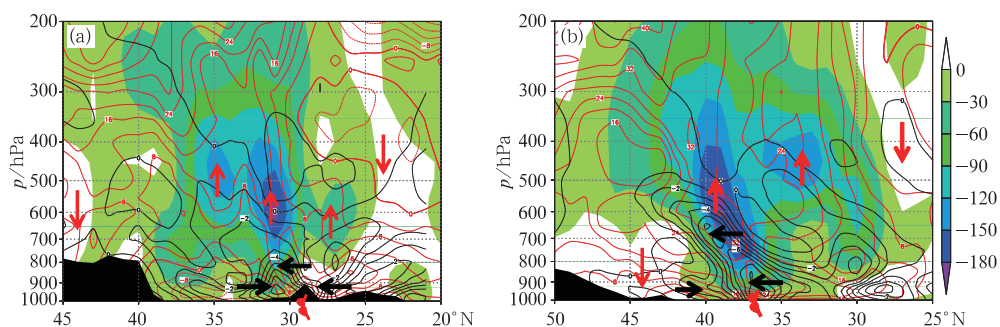


图9 2014年5月10日20时(a),11日08时(b)分别沿图2中115°E、122°E的水汽通量散度(黑线,单位: $10^{-8} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$)、南北风(红线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和垂直速度(阴影,单位: $10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)的经向垂直剖面(红色箭头表示上升和下沉运动,黑色箭头表示v风,为地面暖锋位置)

Fig. 9 The meridional cross-sections of divergence of moisture flux (black line, unit: $10^{-8} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$), v component (red line, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and vertical velocity (shaded area, unit: $10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$) at 20:00 BT 10 (a), 08:00 BT 11 (b) May 2016 along 115°E, 122°E in Fig. 2

(Red arrows are upward and downward motions, black arrows are v component, is the location of warm front at surface)

气旋刚生成的 10 日 20 时(图略),地面气旋中心上空有弱暖平流($<10 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)、高层正涡度平流大而低层负涡度平流小,中层上升速度几乎为 0,因此地面气旋基本上不发展。但地面气旋中心西部对流层中低层有冷平流、东北部有暖平流($40 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$),气旋将沿暖平流方向即东北向移动;且高、低层涡度平流差值的大值区($120 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$)位于地面气旋中心的下游,较强的上升运动中心($-180 \times 10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)在 500 hPa 附近,因此高低空涡度平流的差值将加强地面气旋东北移的分量,移速较快。

气旋发展的 11 日 08 时(图 10a),地面气旋中心 D 上空暖平流增强($40 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$),高层正涡度平流和低层负涡度平流强度变化不大,但中层上升运动加强,气旋将快速发展。此时地面气旋中心的下游(即图 10a 中 D 的右侧)高低层涡度平流差值增大($120 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$),中低层暖平流值更大($60 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$),对流层中层伴有大范围强的上升运动中心($-180 \times 10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$),因此 11 日 08—14 时气旋中心气压下降 3 hPa 且快速向东北方向移动。

气旋继续增强的 11 日 20 时(图 10b),气旋中心上空的对流层中低层温度平流为接近 0,高层正涡度平流明显增大($120 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$),中层垂直上升运动有所减弱,但气旋仍将发展。同时地面气旋西南侧(图 10b 中的 D 左侧)中低层有冷平流、东北侧

(图 10b 中的 D 右侧)仍有暖平流,但暖平流值减小到 $40 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$,气旋东北侧伴有减弱的高低层涡度平流差值($60 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$)和上升运动($-60 \times 10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$),地面气旋将继续向东北方向移动,但移动速度减缓。

气旋发展趋于停滞的 12 日 20 时以后(图略),冷平流已开始进入地面气旋上空,高层正涡度平流减弱而低层也转为正涡度平流,中层垂直上升运动极其微弱,气旋几乎不发展。气旋中心下游(东北侧)中低层暖平流减弱($<20 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$),高低层正涡度平流差值和上升运动($-30 \times 10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)进一步减弱,但地面气旋仍将向暖平流和高低层正涡度平流差值大的方向即东北方向移动,但移速变缓。

由此可见,10 日 20 时地面气旋上空垂直上升速度近乎为 0,气旋中心气压没有下降,但其下游暖平流和高低层涡度平流差值大,有利于气旋快速向东北方向移动。11 日 08 时以后,地面气旋上空垂直速度大,气旋快速发展,但其下游暖平流和高低层涡度平流差值减小使得气旋移动缓慢。12 日 20 时以后,地面气旋上空垂直上升速度微弱,气旋发展趋于停止,且其下游暖平流和高低层涡度平流差值进一步减小,气旋缓慢东北移。

另外,Petterssen et al(1955)认为高空涡度平流引起的辐散叠加到中低层锋区上时,有利于地面气旋的发生发展。结合图 3 中的散度场、图 5 中锋

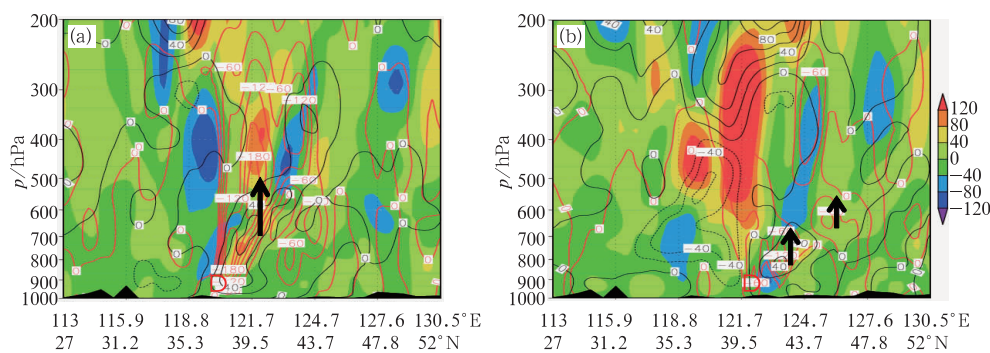


图 10 2014 年 5 月 11 日 08 时(a)、20 时(b)沿图 1 中地面气旋中心移动方向上

温度平流(黑线,单位: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)、涡度平流(阴影,单位: 10^{-10} s^{-2})和

垂直上升速度(红线,单位: $10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)垂直剖面

(图中 D 为地面气旋中心,黑色箭头为上升运动中心)

Fig. 10 Cross-sections of thermal advection (black line, unit: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$), vorticity advection (shaded area, unit: 10^{-10} s^{-2}) and vertical velocity (red line, unit: $10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)

along surface cyclone track in Fig. 1 at 08:00 BT (a), and 20:00 BT (b) 11 May 2014

(D is surface cyclonic center, black arrow is center of upward vertical motion)

区、图6中的温度平流和图10中的涡度平流可以看出,12日20时之前这次气旋生成和发展期间,对流层高层存在明显的正涡度平流引起的辐散,对流层中低层有较强的锋区和暖平流;但12日20时以后,当对流层高层正涡度平流或中低层暖平流减弱时,地面气旋发展趋于停止。因此也说明高空正涡度平流和中低层暖平流是气旋发生发展的机制。

5 结论和讨论

通过对这次北上江南气旋强度、移动路径、产生的环流背景及结构、气旋发展及移动成因的分析,主要结论如下:

(1) 这次气旋过程中气压场形状和强降水落区的演变特点类似于 Shapiro-Keyser 气旋模型,即东西向拉长的气压场和暖锋降水强。

(2) 江南气旋生成于 500 hPa 高原东部槽前的暖平流中,西北冷槽与高原东部槽东移合并有利于其发展和移动。因此,在实际预报中要关注不同纬度上槽脊的变化对气旋发展和移动的影响。

(3) 气旋在演变过程中对流层低层出现暖心结构,与 Shapiro-Keyser 气旋模型中的暖核相似。

(4) 当正相对涡度区随高度向西倾斜、地面气旋上空的对流层低层冷锋锋区增强时,地面气旋发生发展;当高低层正相对涡度中心几乎垂直重合、低层冷锋锋区减弱时,气旋缓慢发展。

(5) 暖湿气流向北发展和垂直于暖锋的次级环流加强使得暖锋附近的水汽辐合及降水加强。

(6) 用准地转垂直运动方程分析表明,在气旋的初生阶段(10日20时至11日02时),地面气旋上空的垂直上升速度几乎为0,气旋基本不发展;但其下游暖平流和高低层涡度平流差值较大,有利于气旋快速向东北方向移动。在气旋发展阶段(11日08时至12日14时),地面气旋上空垂直上升速度加大,气旋快速发展,但其下游暖平流和高低层涡度平流差值减小使得气旋移动缓慢。在气旋发展停滞阶段(12日20时以后),地面气旋上空垂直上升速度微弱,气旋发展趋于停止,且其下游暖平流和高低层涡度平流差值进一步减小,气旋移速变缓。

上述的分析和研究发现这次北上的江南气旋既有与经典气旋类似的结构特征,也有与 Shapiro-Keyser 气旋模型类似的结构,揭示了我国温带气旋结构的多样性,也说明在温带气旋的发生发展过程

中两种模型可以相互转换(Schultz et al, 1998),有待今后用更多的实例进行进一步的研究;另外,11日02时气旋中心海平面气压较10日20时升高可能与气压的日变化有关,因此非绝热效应对气旋的影响也是值得研究的问题。

参考文献

- 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): 1-6.
- 丁一汇,2005. 高等天气学[M]. 北京:气象出版社.
- 盛春岩,杨晓霞,2012. 渤海和山东强风过程的动力学诊断分析[J]. 气象, 38(3): 266-273.
- 陶祖钰,谢安,方乾,等,1980. 对江淮气旋发生和发展条件的分析[J]. 气象, 6(4): 8-10.
- 王秀明,周小刚,陶祖钰,等,2013. 斜压二层模式框架下的准地转理论及其应用[J]. 物理学报, 62(2): 029201.
- 熊秋芬,牛宁,章丽娜,2013. 陆地上爆发性温带气旋的暖锋后弯结构分析[J]. 气象学报, 71(2): 239-249.
- 熊秋芬,苟尚,张昕,2016a. 一次温带气旋特殊移动路径及其结构和成因分析[J]. 高原气象, 35(4): 1060-1072.
- 熊秋芬,郭达烽,牛宁,等,2016b. 温带气旋暖锋后弯云图特征及结构成因分析[J]. 暴雨灾害, 35(4): 297-305.
- 熊秋芬,张昕,陶祖钰,2016c. 一次温带气旋过程中涡度场演变特征及气旋发生发展机制分析[J]. 气象, 42(3): 295-306.
- 尹尽勇,曹越男,赵伟,等,2011. 一次黄渤海入海气旋强烈发展的诊断分析[J]. 气象, 37(12): 1526-1533.
- 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.
- Bjerknes J, 1919. On the structure of moving cyclones[J]. Mon Wea Rev, 47(2): 95-99.
- Bjerknes J, 1935. Investigations of selected European cyclones by means of serial ascents. Case 3: December 30 - 31, 1930 [J]. Geofys Publ, 11(4): 3-18.
- Bjerknes J, Palmén E, 1937. Investigations of selected European cyclones by means of serial ascents. Case 4: February 15 - 17, 1935 [J]. Geofys Publ, 12(2): 1-62.
- Bjerknes J, Solberg H, 1921. Meteorological conditions for the formation of rain[J]. Geofys Publ, 2(3): 3-61.
- Bjerknes J, Solberg H, 1922. Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation[J]. Geofys Publ, 3(1): 3-18.
- Gaza R S, Bosart L F, 1990. Trough merger characteristics over North America[J]. Wea Forecasting, 5: 314-331.
- Houze R A, Hobbs P V, Biawak K R, et al, 1976. Mesoscale rainbands in extratropical cyclones[J]. Mon Wea Rev, 104: 868-878.
- Hobbs P V, Locatelli J D, Martin J E, 1990. Cold fronts aloft and the forecasting of precipitation and severe weather east of the Rocky Mountains[J]. Wea Forecasting, 5: 613-626.
- Lupo A R, Smith P J, 1992. A Diagnosis of the explosive development

- of two extratropical cyclones[J]. *Mon Wea Rev*, 120:1490-1523.
- Petterssen S, 1955. A general survey of factors influencing development at sea level[J]. *J Meteor*, 12:36-42.
- Petterssen S, 1956. *Weather Analysis and Forecasting*[M]. New York:Mcgraw-Hill.
- Petterssen S, Dunn G E, Mesns L L, 1955. Report of an experiment in forecasting of cyclone development[J]. *J Meteor*, 12: 58-67.
- Schultz D M, Keyser D, Bosart L F, 1998. The effect of large-scale flow on low-level frontal structure and evolution in midlatitude cyclones[J]. *Mon Wea Rev*, 126:1767-1791.
- Schultz D M, Vaughan G, 2011. Occluded fronts and the occlusion process: a fresh look at conventional wisdom[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 92:443-466.
- Shapiro M A, Keyser D, 1990. Fronts, jet streams and the tropopause[C]//Newton C W, Holopainen E O. *Extratropical Cyclones: The Erik Palmén Memorial Volume*. Amer Meteor Soc, 167-191.
- Strahl J L S, Smith P J, 2001. A Diagnostic study of an explosively developing extratropical cyclone and an associated 500-hPa trough merger[J]. *Mon Wea Rev*, 129:2310-2328.
- Tao Z Y, Xiong Q F, Zheng Y G, et al, 2014. Overview of advances in synoptic meteorology: four stages of development in conceptual models of frontal cyclones[J]. *J Meteor Res*, 28(5): 849-858.
- Tibaldi S, Buzzi A, Speranza A, 1990. Orographic cyclogenesis[C]//Newton C W, Holopainen E O. *Extratropical Cyclones: The Erik Palmén Memorial Volume*. Amer Meteor Soc, 107-127.