

# 一次黄海入海气旋爆发性发展的诊断分析

史得道, 吴振玲

(天津市气象台, 天津 300074)

**摘 要:** 对2013年11月一次黄海入海气旋的爆发性发展过程进行了诊断分析, 结果显示: 此次气旋入海发展过程中始终位于500 hPa高空槽前, 槽前正涡度平流和强烈暖平流是气旋爆发性发展的主要原因。对流层高层有明显正位涡下传至低层, 引起地面气旋性涡度发展, 对气旋爆发性发展有重要作用; 气旋发展过程中始终位于高空急流出口区左侧, 高空辐散、低空辐合以及强上升运动提供了气旋发展的动力条件; 除了低空急流输送, 海洋和大气之间耦合作用为气旋爆发性发展提供了必要的热量输送。

**关键词:** 温带气旋; 爆发性发展; 涡度平流; 位涡; 暖平流; 上升运动

**中图分类号:** P443 **文献标识码:** A **文章编号:** 1003-0239(2016)06-0032-08

## 1 引言

温带气旋是影响我国东部海域的重要天气系统之一, 具有生成突然、发展迅速、影响范围广等特点, 黄渤海地处中纬度, 易受东移发展的温带气旋影响。其地面中心气压短时间内急剧下降, 气旋中心风力猛增, 容易引发强烈大风天气。从而对海上交通运输、渔业养殖、石油平台作业等带来比较大的影响, 造成严重经济损失。尹尽勇等<sup>[1]</sup>针对2007年3月造成黄渤海地区严重海洋灾害的一次入海气旋发生与发展过程进行诊断研究, 分析了低层锋区和斜压性、高低层涡度平流差异、南北西风槽合并对气旋发展的影响。黄彬等<sup>[2]</sup>重点分析了干侵入在一次引发渤海强风暴潮的黄河气旋发展过程中的特征和作用。朱营礼等<sup>[3]</sup>利用扩展Zwack-Okossi方程分析了潜热释放、暖平流、涡度平流等在黄渤海入海气旋快速发展不同阶段的作用。黄彬等<sup>[4]</sup>通过分析一次渤海入海的黄河气旋的发生、发展过程, 认为气旋的强烈发展与温度平流、高空槽前涡度平流、大气斜压性、高低空急流耦合等因素有关。

2013年11月24—25日, 受一次黄海入海气旋

强烈发展影响, 渤海出现7级大风, 渤海海峡和黄海出现8—9级大风。该气旋由长江下游地区地面倒槽发展而来, 在发展过程中向东北方向移动, 从江苏北部沿海地区进入黄海, 在黄海上空爆发性发展, 造成比较恶劣的大风天气(见图1a)。本文通过天气尺度分析和物理量诊断方法分析了此次入海气旋爆发性发展的原因, 为以后强烈发展的黄渤海入海气旋的分析、预报提供一定参考依据。

## 2 资料

本文所用资料包括地面和高空常规观测资料、FY-2E卫星水汽图像资料、NCEP(National Centers for Environmental Prediction)再分析资料, 其中FY-2E卫星资料时间分辨率为30 min, NCEP再分析资料时间分辨率为6 h, 水平空间分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。文中用到的诊断物理量有涡度平流、温度平流、位势涡度、水汽通量散度以及垂直速度、涡度、散度等, 主要分析这些物理量在气旋爆发性发展过程中的表现形式以及对气旋爆发性发展的作用。

收稿日期: 2016-02-03

基金项目: 天津市科技兴海项目(KJXH2014-20); 天津市科技计划项目(15ZCZDSF00210)。

作者简介: 史得道(1985-), 男, 工程师, 硕士, 主要从事海洋气象预报与研究。E-mail: sdd0928@163.com

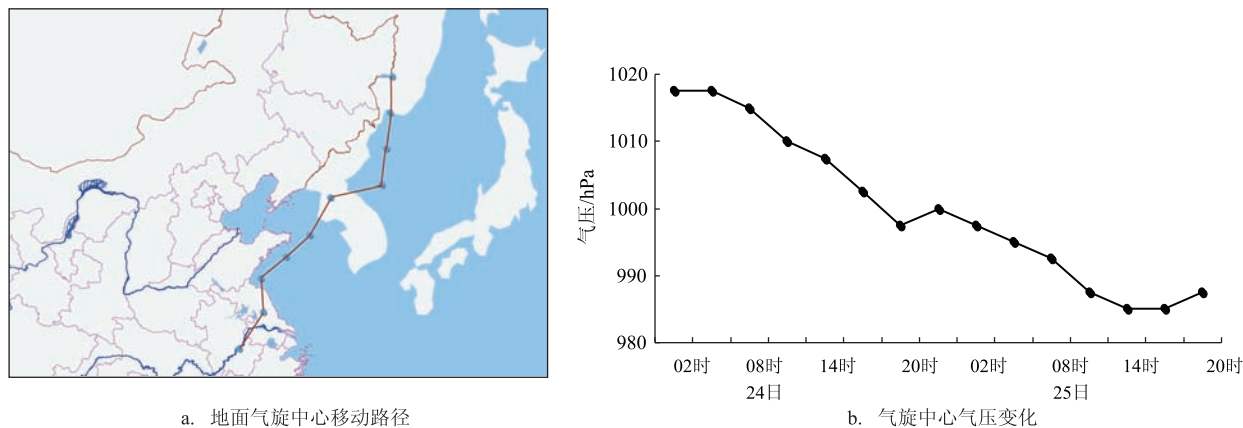


图1 2013年11月24日02时—25日20时地面气旋中心移动路径和气旋中心气压变化

### 3 实况

2013年11月24日02时(北京时,下同),长江下游地区存在一倒槽,倒槽西侧受冷空气影响,冷高压位于青海、甘肃交界处。24日08时,地面倒槽向东北方向移动,形成闭合低压中心,中心气压1 015 hPa。之后低压进入黄海并发展,中心气压不断降低(见图1b)。24日20时气旋中心气压为997.5 hPa。随后气旋穿过朝鲜半岛进入日本海(见图1a),25日08时中心最低气压为985.5 hPa。在气旋向东北方向移动发展过程中,西侧不断受冷空气侵袭,入海气旋与冷空气共同影响造成黄渤海大风天气。Sanders等<sup>[5]</sup>在研究北太平洋和北大西洋温带气旋时对爆发性气旋给出定义:24 h或12 h内气旋中心最低气压降低率大于等于1个贝吉龙时定义该气旋为爆发性气旋。24 h内1贝吉龙=24 hPa/24h $\times(\sin\theta/\sin60^\circ)$ ,12 h内1贝吉龙=24 hPa/24h $\times(\sin\theta/\sin45^\circ)$ ( $\theta$ 表示24 h或12 h内气旋中心所在纬度的平均值)。按此定义,11月24日08—20时气旋中心气压下降17.5 hPa,下降率为1.46 hPa/h,1贝吉龙约为0.83 hPa/h;11月24日08时—25日08时气旋中心气压下降22.5 hPa,下降率为0.93 hPa/h,1贝吉龙约为0.87 hPa/h,因此这次气旋属于爆发性发展。

### 4 环流形势

此次入海气旋发展前期北半球极涡稳定存在,

极涡后部不断有冷空气分裂南下经西伯利亚地区影响我国。2013年11月23日20时(图略),东亚大陆上空500 hPa存在南北两支高空槽,北支槽位于贝加尔湖西侧,南支槽从甘肃宁夏交界向南延伸至孟加拉湾,我国中东部地区大部位于槽前。24日08时两槽缓慢东移(图略),南支槽超前北支槽形成阶梯槽形势,地面气旋开始生成,位于南支槽前西南气流中,且位于高空急流轴出口区左侧,随着急流轴东移而东移(见图2c),与急流轴相对位置基本不变。200 hPa高空急流最大风速超过68 m/s,其出口区左侧向南的非地转风偏差分量使上空有较强的高空辐散<sup>[1]</sup>,对气旋迅速发展极为有利。24日20时(见图2a)高空槽东移,南支槽移到渤海上空,地面气旋位于山东半岛东部海域且爆发性发展,850 hPa(见图2b)黄海上空在地面气旋中心附近形成低涡中心。低涡前部偏南风增大到28 m/s,后部西北风也加强到20 m/s。这种涡后较强冷空气与涡前偏南气流的相互作用,导致气旋突发性发展,且低空急流建立的水汽通道也为气旋爆发性发展输送大量的水汽。地面气压场上(见图2c)气旋中心西部形成较强气压梯度,引起黄渤海大风。水汽图像显示(见图2d)气旋中心东侧向上伸展较高的湿区与气旋中心西侧代表干冷空气的干区相互卷入,干湿缠绕,形成“6、9”型结构,类似于热带气旋高层的外流螺旋云带结构,是气旋中心附近干侵入和湿气流的理想概念模型<sup>[2]</sup>,对气旋发展有重要作用。25日08时地面气旋东移到日本海上空且继续发展(图略),700 hPa也形成闭合低涡中心,由于大气斜压



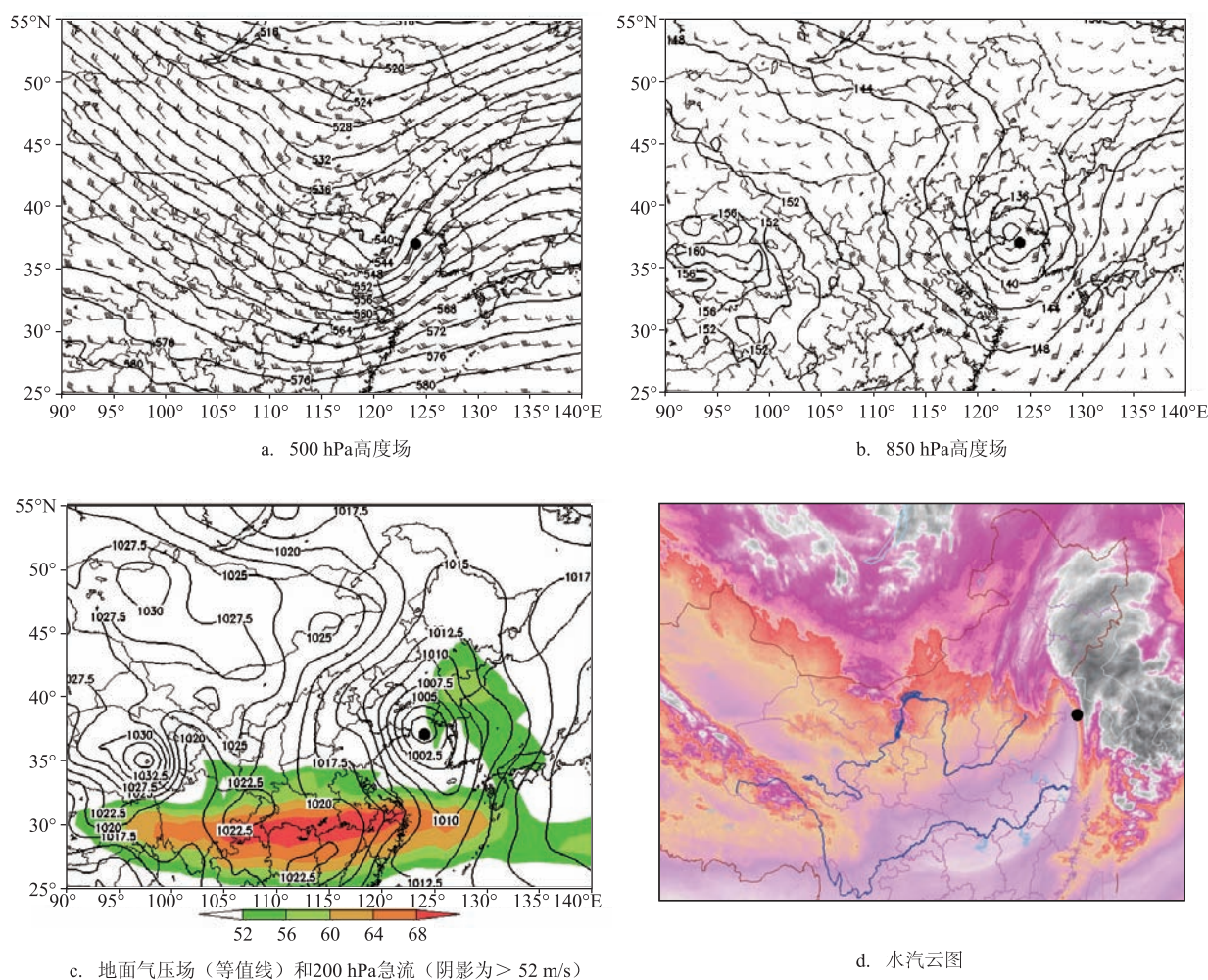


图2 2013年11月24日20时形势场、地面气压场、急流和水汽云图(图中黑色实心圆点代表气旋中心位置)

性,与地面气旋中心略有偏移位于其西北方向,地面气旋中心始终位于500 hPa高空槽前。

## 5 气旋发展分析

### 5.1 涡度平流

温带气旋发生、发展是多种动力学、热力学因子共同作用的结果<sup>[4]</sup>。2013年11月23日夜间,高空槽前山东半岛附近有明显正涡度平流,气旋性涡度增加,在地转偏向力作用下,在气旋性流场中有气流向外辐散,辐散的结果,使得地面减压<sup>[6-7]</sup>,诱发地面气旋生成(见图3a)。同时在接近高空槽底部的区域有涡度平流大值中心。24日白天(见图3b),高空槽东移,槽前正涡度平流中心也东移至黄海上空

且有所加强,超过 $2.5 \times 10^{-8} / \text{s}^2$ ,有利于地面气旋爆发性发展<sup>[8]</sup>。25日08时(见图3c),高空槽前正涡度平流中心仍有 $2 \times 10^{-8} / \text{s}^2$ 。在此次地面气旋爆发性发展过程中,其上方及前方对应500 hPa涡度平流大值区,正涡度平流有利于造成局地涡度增大,强迫产生垂直次级环流,从而在地面造成辐合和涡度的增加<sup>[3]</sup>。涡度平流剖面显示气旋上空正涡度平流从对流层上层一直延伸到中下层,中心区位于500 hPa,从500 hPa往下逐渐减弱,对流层低层800 hPa以下则为负涡度平流,这种涡度平流差异对气旋快速发展也有重要作用<sup>[9]</sup>。

### 5.2 温度平流

温度平流是斜压扰动强力发展的最基本的动力条件,能造成高空槽脊的发展,而高空槽脊发展伴随

的强涡度平流可引起地面气旋或反气旋发展<sup>[10]</sup>。黄彬等<sup>[4]</sup>指出,暖平流的存在有利于地面气旋发展。此次气旋爆发性发展过程中,从气旋中心所在纬度进行温度平流纬向剖面(见图4)来看,气旋前部伴随明显暖平流,后部有冷空气侵入,冷暖交汇剧烈,表明对流层下层存在西冷东暖的斜压结构,使气旋中心地转涡度加强,促使气旋发展<sup>[1]</sup>。2013年11月24日08时(见图4a)气旋刚生成时,气旋上空都为暖平流占据,最强暖平流位于气旋前部3个纬距处900 hPa高度上,超过 $35 \times 10^{-5} \text{ K/s}$ ,气旋后部冷空气在气旋中心西侧3个纬距处,逐渐向气旋中心靠近。24日14时,气旋前部暖平流中心值加强到 $80 \times 10^{-5} \text{ K/s}$ ,气旋后部出现由高空下传下来的冷平流,冷平流强度比暖平流强度弱一些。24日20时(见图4b),气旋前部暖平流继续加强到 $110 \times 10^{-5} \text{ K/s}$ ,气旋后部冷平流也加强,气旋中心位于冷暖空气交汇处。冷平流降温和暖平流增温汇合加大了气旋发

展区域的斜压性,致使该区域层结的斜压不稳定增长<sup>[8]</sup>,这种斜压不稳定引起的上升运动对气旋发展有利。25日08时(见图4c),气旋前部暖平流比24日20时有所减弱,后部冷平流也减弱,气旋发展速度减缓。

### 5.3 位势涡度

位涡是反映流场特征的涡度与反映温度场特征的层结稳定度的组合量,能综合反映大气运动状态和热力状态特征<sup>[11]</sup>。Uccellini等<sup>[12]</sup>在对爆发性气旋的研究中指出,当平流层的高值位涡下传到对流层,且上下层位涡高值区连通时,最有利于气旋的爆发性发展。Hoskins等<sup>[13]</sup>也利用位涡理论论证了对流层上部的位涡扰动下传可引起对流层下部及地面气旋发展。在等压坐标系下,绝热和无摩擦条件下,位涡(Potential Vorticity, PV)可表示为:

$$PV = PV1 + PV2 \quad (1)$$

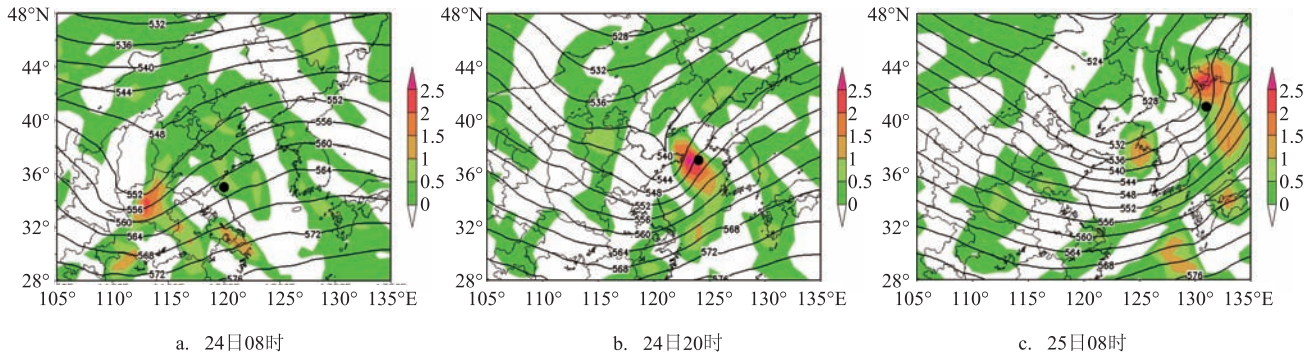


图3 2013年11月24日不同时刻500 hPa高度场(等值线)和涡度平流(阴影,单位: $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ )  
(图中黑色实心圆点代表气旋中心位置)

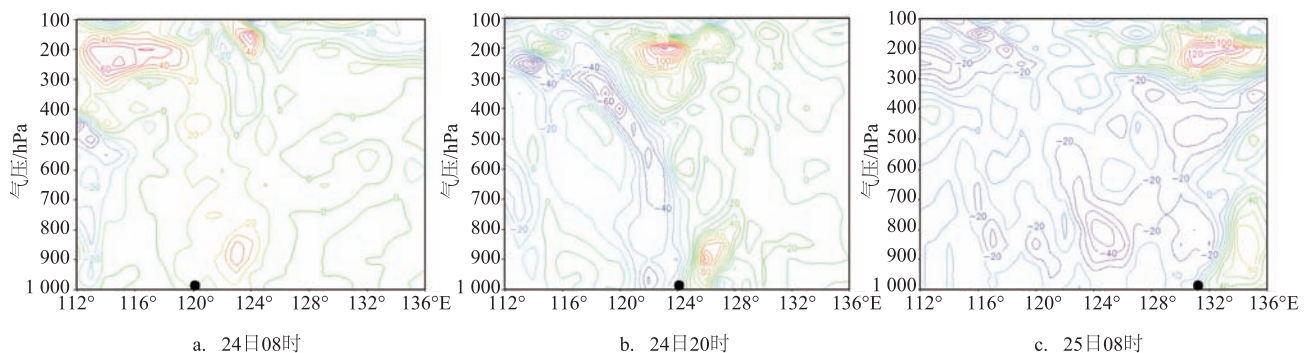


图4 2013年11月24日、25日不同时刻沿气旋中心温度平流(单位: $1 \times 10^{-5} \text{ K/s}$ )纬向剖面  
(图中黑色实心圆点代表气旋中心位置)



$$PV1 = -g(s+f)\frac{\partial\theta}{\partial p} \quad (2)$$

$$PV2 = g\left(\frac{\partial v}{\partial p}\frac{\partial\theta}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p}\frac{\partial\theta}{\partial y}\right) \quad (3)$$

式(1)—(3)中:  $PV1$  为正压项, 与大气稳定度有关;  $PV2$  为斜压项, 包含风速垂直切变与位温的水平梯度;  $s$  为绝对涡度;  $f$  为柯氏参数;  $\theta$  为位温;  $g$  为重力加速度  $9.8$ ;  $u$  为纬向风,  $v$  为经向风;  $p$  为气压。

位涡理论已多次应用在气旋发展研究中<sup>[1-2, 14-15]</sup>。2013年11月24日08时, 地面气旋西侧对流层上层有大范围的正位涡区并向下伸展(见图5a), 450 hPa附近有一正位涡中心, 最大位涡值超过  $3.6$  PVU, 大于  $0.9$  PVU 的位涡区已向下伸展至  $800$  hPa 附近。24日14时对流层中高层正位涡区下传至对流层低层, 地面气旋上空出现明显正位涡柱与高空正位涡区联成一片, 中心位涡值最大为  $1.5$  PVU。24日20时(见图5b), 高层正位涡继续下传, 气旋上空位涡

强度继续加强, 最大位涡值为  $1.8$  PVU。25日08时(见图5c)气旋上空位涡强度减弱, 但大于  $0.9$  PVU 位涡区范围扩大。这种情况下, 高层正位涡不断下传至对流层低层, 使低层大气斜压性增大, 对流稳定度减小, 导致地面气旋性涡度加强<sup>[2]</sup>, 气旋爆发性发展。

#### 5.4 上升运动

2013年11月24日08时, 地面气旋上空对流层中低层  $500$  hPa 以下有明显的正涡度(见图6), 但涡度值较小, 同时看到在气旋西侧  $500$  hPa 附近有涡度大值区向低层输送正涡度, 使得气旋附近上空涡度在24日14时加强到  $15 \times 10^{-5}$  以上, 24日20时加强到  $20 \times 10^{-5}$  以上。并且由于中高层不断的涡度下传, 到25日08时气旋上空大于  $15 \times 10^{-5}$  涡度范围仍可向上扩展至  $250$  hPa。同时气旋中心上空对流层中上层存在明显的正散度, 从24日08时至20时不断加

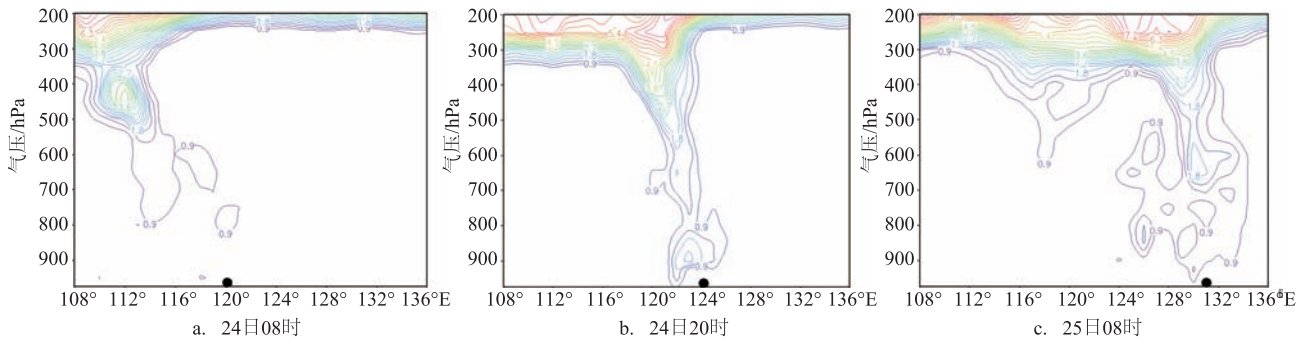


图5 2013年11月24日、25日不同时刻沿气旋中心位势涡度(单位:  $1$  PVU,  $1$  PVU =  $10^{-6} \text{m}^2 \cdot \text{K} / (\text{s} \cdot \text{kg})$ ) 纬向剖面  
(图中黑色实心圆点代表气旋中心位置)

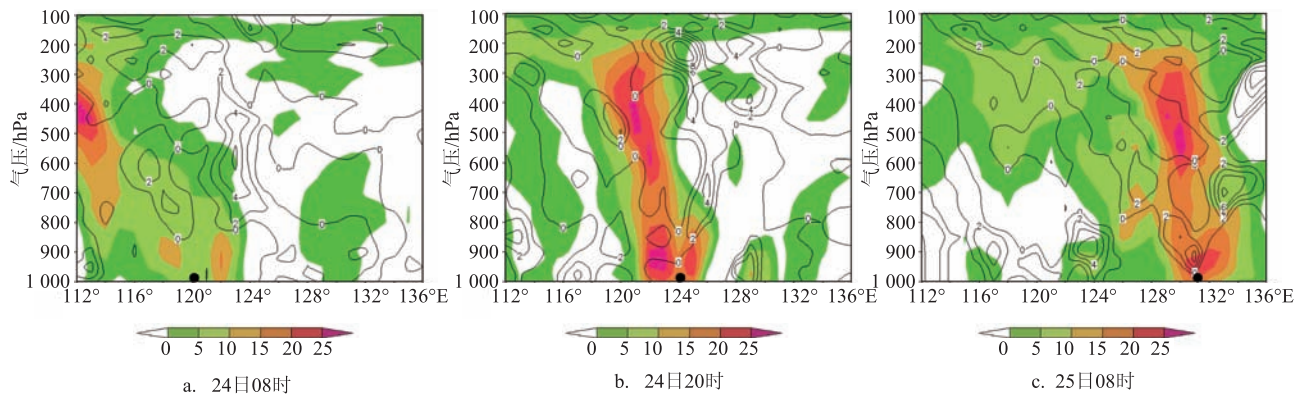


图6 2013年11月24日、25日不同时刻沿气旋中心涡度(阴影, 单位:  $1 \times 10^{-5}$ ) 和散度(等值线, 单位:  $1 \times 10^{-5}$ ) 纬向剖面  
(图中黑色实心圆点代表气旋中心位置)

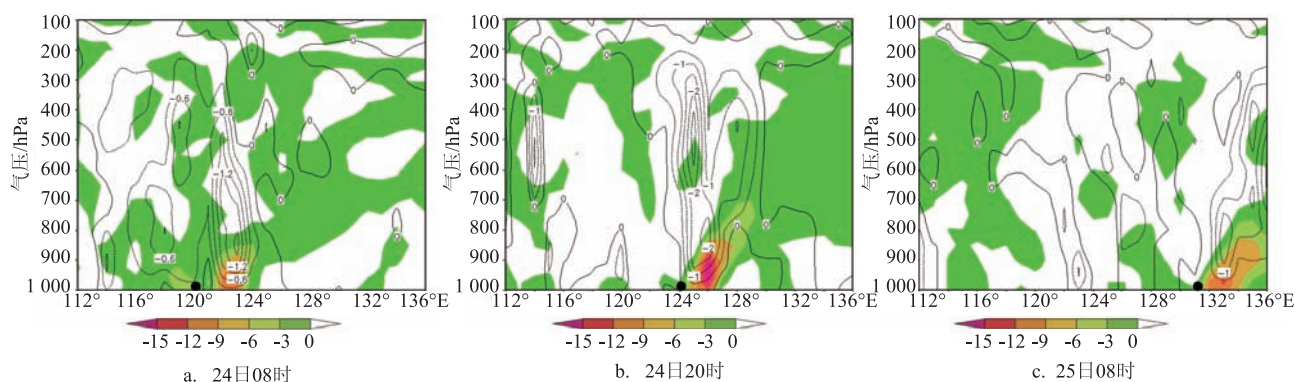


图7 2013年11月24日、25日不同时刻沿气旋中心水汽通量散度(阴影)和垂直速度(等值线,单位:pa/s) 纬向剖面(图中黑色实心圆点代表气旋中心位置)

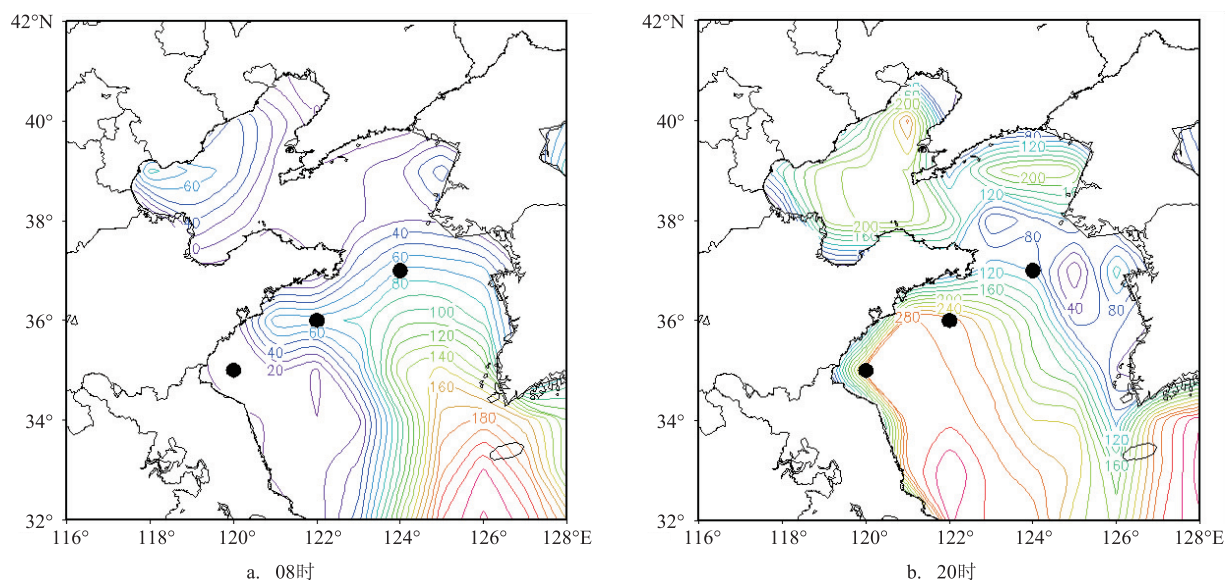


图8 2013年11月24日不同时刻海表面潜热通量  
(单位: $\text{W}/\text{m}^2$ ,图中黑色实心圆点代表24日08时至20时气旋中心移动位置)

强,之后到25日08时又有所减弱,但这种低空辐合、高空辐散的配置,有利于气旋内部上升运动的发展。从横穿气旋中心的垂直运动剖面图(见图7)可以看出,气旋附近上升运动可从地面一直向上延伸至200 hPa,24日08时上升运动中心在气旋上空850 hPa附近为1.5 pa/s,之后不断加强,到24日20时最强上升运动区抬升至500 hPa附近,上升运动中心为2.5 pa/s,上升运动的加强加剧了地面辐合,促使地面气旋爆发性发展。同时看到在气旋上空700 hPa以下存在明显的水汽辐合,水汽辐合之后在上升运动作用下冷却凝结释放潜热,释放的潜热可

使得对流层中、上层不断增暖,高层气压升高,产生辐散<sup>[6]</sup>。高层辐散又促使低层产生辐合,进一步加强上升运动,从而使气旋发展加强。

### 5.5 海洋热输送

在气旋入海发展过程中,海洋的作用也不可忽视。海上水汽供应充足,且渤海海气界面存在明显正的潜热通量(见图8),11月24日08—20时气旋爆发性发展过程中海洋向大气的潜热输送加强,山东半岛南部气旋中心经过海域潜热通量由24日08时的 $70 \text{ W}/\text{m}^2$ 增大到20时的 $120 \text{ W}/\text{m}^2$ 以上,部分海

域超过  $200 \text{ W/m}^2$ 。感热通量要弱于潜热通量(图略),不到其二分之一,也是从海洋指向大气,同样在黄海中部海域存在感热输送的大值区,由24日08时  $10 \text{ W/m}^2$  增大到20时的  $40 \text{ W/m}^2$  以上,气旋入海发展过程基本是在热通量大值区进行的。海洋向大气的热输送加大了低层大气不稳定性<sup>[16-17]</sup>,对气旋入海初期阶段能有效促进气旋发展<sup>[17-18]</sup>。气旋本身从海洋获得热供应,海洋热输送又因气旋存在而加强,这种情况不断往复循环加剧了海气之间耦合作用,从而加强海洋对气旋发展的影响<sup>[18]</sup>。另外气旋爆发性发展伴随大量凝结潜热释放,海-气之间的潜热输送与低空急流输送共同给气旋发展提供了足够的水汽。

## 6 小结

通过对2013年11月24日一次爆发性发展的入海气旋进行天气学动力诊断分析,得出以下结论:

(1)这次入海气旋发展过程中始终位于高空槽前,槽前存在明显正涡度平流,是地面气旋爆发性发展的主要因素;

(2)气旋前部暖平流强盛,后部冷平流明显,冷暖汇合引起的斜压不稳定增长是气旋爆发性发展的另一主要因素;

(3)对流层高空明显正位涡下传至低层,引起对流层低层和地面气旋性涡度发展。另外气旋发展过程中始终位于高空急流出口区左侧,伴随明显高空辐散,高空抽吸作用引起的强烈上升运动也有利于地面辐合减压,气旋发展;

(4)海洋与大气之间的耦合作用为气旋发展提供了必要的热量输送;

(5)通过分析,以后可以从以下几个方面来对爆发性气旋进行预报,比较深厚的高空槽,槽前后冷暖平流明显;气旋附近高空辐散,低空辐合,上升运动强烈;气旋上空存在较强正涡度平流;气旋上空有较强正位涡下传至对流层低层或地面。这些都是气旋爆发性发展的有利因子,在进行预报时要着重考虑。

## 参考文献:

- [1] 尹尽勇,曹越男,赵伟,等. 一次黄渤海入海气旋强烈发展的诊断分析[J]. 气象, 2011, 37(12): 1526-1533.
- [2] 黄彬,钱传海,聂高臻,等. 干侵入在黄河气旋爆发性发展中的作用[J]. 气象, 2011, 37(12): 1534-1543.
- [3] 朱营礼,周淑玲,林曲凤,等. 一次入海气旋快速发展的动力和热力学特征分析[J]. 高原气象, 2012, 31(3): 788-797.
- [4] 黄彬,代刊,钱奇峰,等. 引发黄渤海大风的黄河气旋诊断研究[J]. 气象, 2013, 39(3): 302-312.
- [5] Sanders F, Gyakum J R. Synoptic-Dynamic Climatology of the "Bomb"[J]. Monthly Weather Review, 1980, 108(10): 1589-1606.
- [6] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 天气学原理和方法[M]. 4版. 北京: 气象出版社, 2007: 320-323.
- [7] 项素清. "2008.4.9"江淮气旋后部大风过程诊断分析[J]. 海洋预报, 2009, 26(4): 37-43.
- [8] 项素清,龚雯. 一次东海气旋爆发性发展数值模拟[J]. 气象科技, 2010, 38(3): 275-280.
- [9] 尹尽勇,曹越男,赵伟. 2010年4月27日莱州湾大风过程诊断分析[J]. 气象, 2011, 37(7): 897-905.
- [10] 蔡丽娜,隋迎玖,刘大庆,等. 一次爆发性气旋引发的罕见暴风雪过程分析[J]. 北京大学学报(自然科学版), 2009, 45(4): 693-700.
- [11] 张永刚,孙成志,吕美仲,等. 冬季海上爆发性气旋成因的动力学研究[J]. 海洋预报, 2000, 17(3): 28-36.
- [12] Uccellini L W, Keyser D, Brill K F, et al. The Presidents' Day Cyclone of 18-19 February 1979: Influence of Upstream Trough Amplification and Associated Tropopause Folding on Rapid Cyclogenesis[J]. Monthly Weather Review, 1985, 113(6): 962-988.
- [13] Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. On the Use and Significance of Potential Vorticity Maps[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1985, 111(470): 877-946.
- [14] 吕筱英,孙淑清. 气旋爆发性发展过程的动力特征及能量学研究[J]. 大气科学, 1996, 20(1): 90-100.
- [15] 牛宝山,丁治英,王劲松. 一次爆发性气旋的发展与湿位涡关系的研究[J]. 南京气象学院学报, 2003, 26(1): 8-16.
- [16] 袁耀初,周明煜,秦曾灏. 黄海、东海入海气旋爆发性发展过程的海气相互作用研究[J]. 海洋学报, 2002, 24(S1): 1-19.
- [17] 马雷鸣,秦增灏,端义宏,等. 海洋热通量对东海气旋发展影响的数值试验[J]. 海洋学报, 2002, 24(S1): 112-122.
- [18] 谢柳森,王彬华,左中道. 黑潮加热场对气旋发展影响的动力分析[J]. 海洋学报, 1985, 7(2): 154-164.



## Diagnostic analysis of an explosive developing extratropical cyclone over the Yellow Sea

SHI De-dao, WU Zhen-ling

(*Tianjin Meteorological Observatory, Tianjin 300074 China*)

**Abstract:** An explosive developing extratropical cyclone over the Yellow Sea on November 2013 is diagnostically analyzed. The results show that the development process of explosive cyclone occurred in front of 500hPa. The positive vorticity advection and strong warm advection were the main reasons for the development of explosive cyclone. There was an obvious positive potential vorticity on the top of troposphere transferring to the bottom of troposphere, and triggering the development of surface cyclone vorticity which was important for the explosive cyclone. The explosive cyclone always located at the left side of the exit of upper jet stream, and the upper level divergence, low level convergence and strong ascending motion provided dynamical conditions for the development of cyclone. Besides the low jet stream, the interaction between ocean and atmospheric provided essential heat transfer for the development.

**Key words:** extratropical cyclone; explosive developing; vorticity advection; potential vorticity; warm advection; ascending movement