

黄彬,代刊,钱奇峰,等. 2013. 引发黄渤海大风的黄河气旋诊断研究. 气象, 39(3):302-312.

引发黄渤海大风的黄河气旋诊断研究^{* 1}

黄 彬¹ 代 刊¹ 钱奇峰¹ 许映龙¹ 王小光²

1 国家气象中心,北京 100081
2 华风气象影视信息集团,北京 100081

提 要: 利用 NCEP/NCAR 1°×1°的再分析资料、常规观测资料和风云 2E 卫星云图资料,分析研究 2011 年 4 月 26—27 日突发性黄河气旋造成黄渤海大风的物理变化过程及诊断黄河气旋发生、发展的物理机制。结果表明:这次大风是在欧亚中高纬环流发生调整,高纬不稳定小槽东移发展及东亚大槽重建的过程中发生的。突发性强烈发展的黄河气旋使黄渤海产生强偏北大风。在气旋发展初期涡度平流起了主要作用,而在气旋发展中温度平流又起了主要作用;冷锋上的斜压性对于气旋发生发展起着重要作用,斜压性有利于有效位能的释放、动能制造及气旋加强;气旋始终位于 Q 矢量散度梯度最大区域,有利的动力和热力条件使得能量积累,促使气旋前期发展、后期维持。高空偏西急流和低空偏南急流的相互耦合,低空暖湿气流的热力强迫,使得低层大气产生强上升运动,黄河气旋强烈发展。变压梯度、气压梯度、高空风动量下传和超低空急流的偏差风辐散的共同作用,形成黄渤海强风。

关键词: 黄河气旋, 诊断分析, 强风, 涡度平流, 温度平流, 斜压性

中图分类号: P458 **文献标识码:** A **doi:** 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2013. 03. 004

Diagnosis of Yellow River Cyclone Induced Strong Winds over Yellow and Bohai Seas

HUANG Bin¹ DAI Kan¹ QIAN Qifeng¹ XU Yinglong¹ WANG Xiaoguang²

1 National Meteorological Centre, Beijing 100081
2 Huafeng Group of Meteorological Audio and Video Information, Beijing 100081

Abstract: Based on NCEP/NCAR 1°×1° reanalysis data, conventional observational data and the FY-2E satellite data, the physical mechanism of an emergent Yellow River cyclone which induced strong winds over Yellow and Bohai Seas during 26—27 April 2011 is analyzed. It is shown that this event occurred during the period of adjustment of Eurasia mid-high latitude circulations, east moving and development of unstable short-wave trough at high latitudes and rebuilding of East Asian major trough. A strongly developed Yellow River cyclone was the engenderer of the northerly gale winds. Vorticity advection was a key factor in the growth of the cyclone, and subsequently, temperature advection played an important role. The baroclinicity near cold front was important to the genesis and development of cyclone by transforming available potential energy into kinetic energy. As the cyclone moves, Q vectors always matched well with divergence maxima, and dynamic and thermal conditions were favorable to accumulate potential energy as well as to enhance and maintain the cyclone. Our results indicate that the strongly development of Yellow River cyclone was associated with vertical coupling between the upper westerly and lower southerly jets, thermal forcing of low level moist-warm flow, and subsequently, the ascending motion in lower layers. And the gale winds over Yellow and Bohai Seas resulted from the combined impact of isallobaric gradient, pressure

^{*} 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201106006)和中国气象局预报员专项(CMAYBY2011-060)共同资助
2012 年 3 月 5 日收稿; 2012 年 8 月 23 日收修定稿
第一作者: 黄彬,主要从事台风与海洋气象预报工作. Email: hbj199928@163. com

gradient, downward propagation of upper level momentum and divergence of super-low-level jet.

Key words: Yellow River cyclone, diagnostic analysis, gale winds, vorticity advection, temperature advection, baroclinicity

引言

黄河气旋是影响我国黄河下游、辽东半岛、黄海、渤海的重要天气系统之一。它一年四季均可发生,具有生成突然、发展迅速之特征;常给这些地区带来强风、暴雨(雪)、沙尘暴等恶劣天气,时常还造成较严重的灾害。如2007年3月3—5日,一个爆发性的黄河气旋诱发渤海风暴潮袭击了山东半岛沿海,致使海水倒灌冲毁防海堤坝,部分码头塌陷,船只损坏,房屋倒塌,农田被毁,海水养殖业受损严重,受灾人口达64.15万,直接经济损失40.1亿元,达到特大型气象灾害标准。因此,多年来国内外很多学者对中高纬度突发性气旋(或称“气象炸弹”)作了全面和深入的分析研究。

早期主要是统计研究,揭示有关温带气旋发生的频率和发展条件(Sanders et al, 1980; Roebber, 1984; 齐桂英, 1993),指出了这种爆发性气旋主要出现在冬半年,集中在大西洋和太平洋西部。近年来,学者通过动力学和数值模拟分析,探讨气旋突发性发展的物理机制。Robert等(1996)研究了对流层中层以上气旋性涡度平流和暖平流、非绝热加热过程、低层静力稳定度、海表温度梯度、前期地面的涡度发展以及地面能量通量几个因子的综合作用是气旋爆发性发展不可缺少的。Uccellini等(1985)指出,高空急流出口区北侧的辐散区为爆发性气旋发展提供了动力条件,上游斜压性的发展使对流层顶发生折叠,平流层与对流层相互作用增强。Gao等(1990)指出,由于高空波动引起高空急流加速,在急流入口区也十分有利于低层气旋波的发展。孙淑清等(1993)研究了东亚寒潮过程相伴随的大环流调整给下游气旋猛烈发展提供了极好的背景条件。有研究通过个例诊断和数值模拟比较了绝热斜压过程与非绝热强迫过程以及它们之间的相互作用,在迅速加强的赤道外气旋的发生发展中的相对重要性,认为赤道外气旋的发生发展应该是在湿斜压不稳定条件下,斜压动力学与非绝热过程的非线性相互作用的结果(Erie et al, 1991; Ying-Hwa et al, 1991)。Marco等(1999)数值模拟研究了次级海洋气旋爆发

对初始误差的影响随着积分时间消退,在干模式中消退更快,当不计地表蒸发时,降水减少,气旋无法发展。Anthes等(1983)指出斜压不稳定是浅薄的气旋初期发展的主要机制,而潜热释放是后期发展的重要因素。Rogers等(1986)对大西洋气旋的研究发现,初期气旋是一个弱的斜压系统,当高空槽到达气旋上空时,气旋得到迅速发展,强调了斜压性和对流凝结潜热加热的作用。数值模拟研究也指出,如果没有潜热释放,就不会出现气旋的爆发性发展,潜热释放是爆发性发展的关键因子(Marco et al, 1999; Xu et al, 1999)。吕筱英等(1996)研究两个不同路径的爆发性气旋,发现高空大值位涡空气的下伸是气旋爆发性发展的一个重要条件。初生气旋逐渐向强位涡区移近,并形成上下位涡区相接的形势,使气旋迅速发展。Rasmussen(1979)从理论上解释冷锋通过暖的下垫面时形成的大气位势不稳定可导致类似CISK机制的发生,从而促使气旋强烈发展。Emanuel(1979; 1983)认为对称不稳定对海洋气旋的爆发性发展可能是重要的。Huang等(1998)指出能量频散效应是气旋爆发性发展的一种机制。而海面能通量在气旋初始时刻比后期更重要(黄立文等, 1999; 谢柳森等, 1985; 杜俊等, 1991)。

尽管近年来锋面气旋倍受关注,学者从天气学、动力学诊断和数值模拟方面对气旋突发性发展做了不少工作(黄彬等, 2011a; 2011b; 尹尽勇等, 2011; 盛春岩等, 2012),得到气旋发展基本上是一种斜压不稳定现象,其中温度平流、涡度平流、高低空急流、凝结潜热释放和高空位涡空气下伸等因子对其发生发展都有作用,但各种影响因子的相对重要性说法还不十分一致,需要做进一步深入研究。至今所有的研究个例都限于北大西洋或东太平洋,而对太平洋西岸个例的研究还很少。本文利用NCEP/NCAR $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的再分析资料、常规观测资料和风云2E卫星云图资料,分析研究2011年4月26—27日突发性黄河气旋造成黄渤海强风天气过程的演变特征,采用动力学诊断和云图分析来审视整个气旋发生发展物理变化过程,试图更好地研究和了解锋面气旋及其发生发展机制,初步探索大气的温度平流、涡度平流、斜压性的发展、非地转风及高低空急流对温带气

旋发展的重要作用;还从地转偏差风角度讨论了黄渤海强风产生的原因。为气旋动力学研究、天气分析预报提供有参考价值的信息。今后,还要通过多个海洋爆发性气旋的中尺度模拟和敏感性试验,对上述问题进行探讨。

1 黄河气旋路径和大风概况

这次黄渤海大风与黄河气旋的移动路径和强度密切相关。该气旋于 2010 年 4 月 26 日 14 时(北京时,下同)在华北平原南部生成后向偏东方向移动,在当晚 20 时前后移入渤海,其中心气压开始明显降低,移速减慢;27 日凌晨进入渤海湾,27 日 08 时转向东北方向移动,并于中午前后移进朝鲜西北部,而后折向偏北方向移动,进入了我国吉林省境内(图 1)。在渤海期间黄河气旋突发性发展,27 日 02 时至 14 时的 12 个小时内,中心气压从 1003 hPa 下降至 992 hPa,共降 11 hPa。当移至吉林省气旋的中心强度开始显著减弱。28 日当移至吉林省西北部时其逐渐减弱消失。

受此突发性黄河气旋的影响,26 晚上至 27 日,渤海、黄海北部和中部出现了 9 级偏北和偏西大风,阵风达 10~11 级(图 1);河北东部、山东大部、辽宁南部和吉林南部也出现了 7~8 级偏北风,阵风 9~10 级,山东并伴有沙尘暴。本次大风天气过程具有大风突发性强,风力大之特征,造成部分地区风灾损失严重,仅山东省受灾人口约为 150 万,因灾死亡 3 人,养殖大棚倒塌、房屋损毁,直接经济损失达 3.96 亿元;烟台、威海和青岛等海域相继发生 8 起船舶险情。

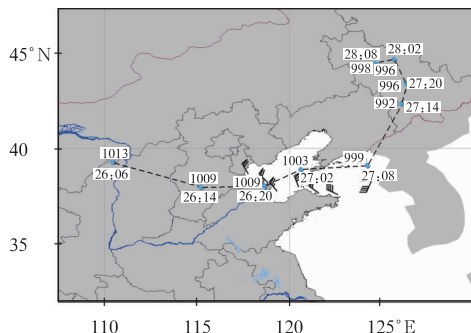


图 1 2010 年 4 月 26—28 日黄河气旋移动路径和黄渤海大风实况图

Fig. 1 Track of the Yellow River cyclone and gale winds observed over Yellow and Bohai Seas during 26–28 April 2011

2 黄河气旋发生发展的环流特征

本次黄渤海大风天气过程是在欧亚中高纬两槽一脊向两槽两脊环流型转换过程中发生的。过程前 4 天,两个长波槽分别位于欧洲西部和贝加尔湖及以东地区,东欧到中西伯利亚是一宽阔的长波脊。此后,在泰米尔半岛附近出现一不稳定小槽,由于西欧低槽的斜压不稳定发展,小槽沿着东欧至乌拉尔山经向发展的西段脊前部不断加强的偏北气流往南加深,促使中西伯利亚的东段脊加速分离并东移控制了贝加尔湖以东地区,替代原先的长波槽,该槽逐渐移出亚洲。24 日 08 时,西段脊在乌拉尔山到西西伯利亚平原一带发展成南北经向度很大的阻塞长波脊,脊前冷平流及正的热成风涡度平流导致泰米尔半岛不稳定小槽在勒拿河流域加强成一低涡,与低涡相连的槽线长达 25 个纬度(以下简称影响槽),至此,在欧亚中高纬建立了两槽两脊经向环流形势(图 2a)。

25 日当影响槽移到贝加尔湖附近时,勒拿河低涡移至东西伯利亚北部,涡后正变高并入到东移的东段脊中,使得影响槽被切断,槽内冷空气与高纬冷空气脱离而孤立起来,在蒙古国东北部诱生一低涡,涡前后有明显的冷暖平流,对应西南和西北风速为 $10\sim 20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,同时,在 700 和 850 hPa 上有 $20^\circ\text{C}/5$ 个纬距强锋区配合;25 日 08 时当冷锋移进地面低压中与暖锋相连接,生成一蒙古气旋。蒙古气旋向偏北方向移动,26 日 02 时当中心行抵到黑龙江西北部时,其中心部分和西南边的暖区脱离,在西南暖区部位的内蒙古中部逐渐形成一个新的低压中心,对应云图上残留下一个近似圆形的涡旋云系,它逐日南移,范围扩大,密闭云区逐渐变得较为清晰,表明其在增强。这个低压形成之初,低压内无锋面,伴随着贝加尔湖低涡后部转下一横槽,与横槽相伴在蒙古国西部有一条断裂破碎而且很窄的不活跃冷锋云带,其移速较快。当涡旋云系移至华北平原时,虽其范围较大,而云系结构变得松散。当横槽转竖以后,高空槽加深,槽前暖平流加强并生成暖锋,即当冷锋云系进入涡旋云系中形成了凸起的波状云型(图 2b)。26 日 14 时在河北衡水附近生成一次级黄河气旋。此后,位于黑龙江北部的蒙古气旋显著减弱,横槽后部南下的较强冷空气与槽前强西南气流(风速达 $14\sim 24\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)相互作用,导致黄河气旋

突发性发展。此时,气旋云系凸起更明显,在其后方开始下凹,表明有干冷舌开始侵入。26 日 19 时,黄河气旋中心附近开始出现螺旋状云系,27 日 02 时当移至渤海西部时快速发展(图 2c),干舌已伸向云

系中心。促使气旋中心气压剧烈下降(图 2d)。在气旋西部出现了 20 hPa/5 个纬距的较强气压梯度,造成黄渤海及黄淮等地产生强风。

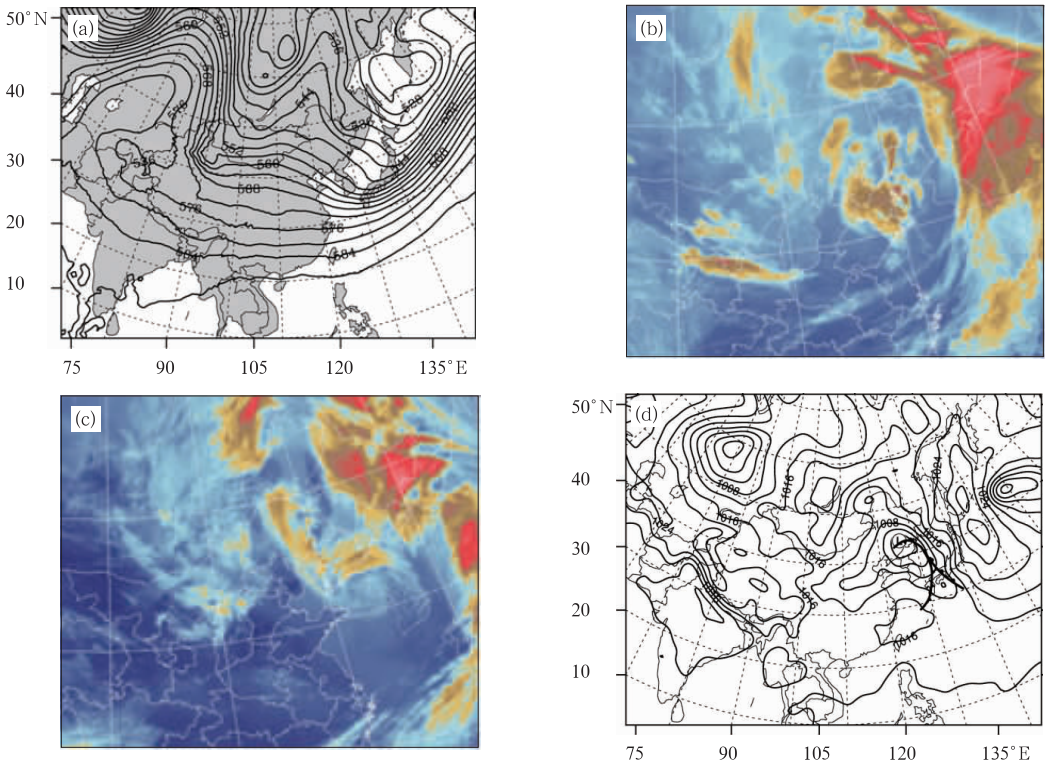


图 2 2010 年 4 月 24 日 08 时 500 hPa 高度场(a,等值线间隔 4 dagpm)、26 日 14 时(b)、27 日 02 时(c)FY-2E 红外云图和 27 日 14 时海平面气压(d,等值线间隔 4 hPa)
Fig. 2 The 500 hPa geopotential heights at 08:00 BT 24 April 2010 (a, unit: dagpm), the FY-2E infrared images at 14:00 BT 26 April (b), and 02:00 BT 27 April (c), and the sea level pressure at 14:00 BT 27 April 2010 (d, unit: hPa)

3 黄河气旋突发性发展的动力学诊断分析

3.1 温度平流和涡度平流的作用

温带气旋发生发展是诸多动力、热力学因子共同作用的结果。但在各类气旋发展的不同阶段,都会有某些因素起主要作用。本次黄河气旋是移进渤海时逐渐加强的,当然海洋通过感热、潜热向大气输送热通量对于该气旋开始发展起了重要作用,而在爆发性发展进程中附加的感热和水汽是不显著的,在气旋中心及东南面这种交换是反方向的,其他各项的重要性逐渐增大(黄立文等,1999;谢柳森等,

1985),在这些项中尤以温度平流项的作用增加最为显著,表征大气斜压性作用逐步成为影响黄河气旋发展的主要因素。

4 月 26 日 14 时黄河气旋初生,从沿 39°N 纬向温度平流垂直剖面图(图 3a)可看出,对应气旋冷锋到 400 hPa 以下层为冷平流,冷中心位于 850 hPa 上,中心值小于 $-6\times10^{-4}\text{ K}\cdot\text{s}^{-1}$;伴随气旋暖锋从 117°~121°E 整层均为暖平流,该暖平流还与气旋后部冷平流区 400 hPa 以上层暖平流连通。由 27 日 02 时气旋突发性发展时纬向温度平流垂直剖面图(图 3b)中可见,气旋后部 500 hPa 以下层仍被冷平流控制,但强度有所减弱,而在气旋前部从 120°~127°E 整层为暖平流区,600 hPa 上中心值大于 $4\times10^{-4}\text{ K}\cdot\text{s}^{-1}$,表明暖平流范围扩大,强度加强。

从位势倾向方程第二项温度平流随高度的变化项：
$$-\mathbf{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p} = \frac{k}{p} \mathbf{V}_g \cdot \nabla T \propto \mathbf{V}_g \cdot \nabla T$$
可知，在暖平流中，沿气流方向温度降低 $\mathbf{V}_g \cdot \nabla T < 0$ ，当暖平流随高度减弱时， $\frac{\partial}{\partial p}(-\mathbf{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p}) < 0$ ，等压面高度升高 ($\frac{\partial \phi}{\partial t} > 0$)。在冷平流区中，沿气流方向温度升高， $\mathbf{V}_g \cdot \nabla T > 0$ ，当冷平流随高度减弱时， $\frac{\partial}{\partial p}(-\mathbf{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p}) > 0$ ，等压面高度降低 ($\frac{\partial \phi}{\partial t} < 0$)。

在对流层自由大气中，一般来说温度平流总是随高度减弱的，因此，对于对流层中上层的等压面来说，在其下层若有暖平流，等压面将升高。若有冷平流，等压面将降低。故冷暖平流促使气旋波动振幅增大，地面图上闭合等压线增多，中心气压比外围低得多。而由地面气压的发展方程也可知，地面到无辐散层的平均暖平流有利于地面气旋的发展。可见，高空冷暖平流在该气旋的发生发展中起了主要作用。这与 Petterssen 等(1971)总结的 A 类气旋

有相似之处。在 500 hPa 贝加尔湖东部的横槽转竖后气旋生成，槽前等高线疏散，说明槽前有正涡度平流。正涡度平流区分布在 550 hPa 以下层(图 3c)，平流中心在 700 hPa 层附近，中心值大于 $1 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$ 。气旋突发性发展时，槽前正涡度平流位于 600 hPa 以下(图 3d)，平流中心消失且垂直范围减小，反映正涡度平流明显减弱，而此时，高空槽后有一温度槽配合，温度槽明显落后与高度槽，槽前北行的暖平流和槽后南下的冷平流非常有利于高层扰动的维持和加强。同时，槽轴和脊轴均向西倾斜，这表明水平温度平流使扰动有效位能增加，垂直环流又使有效位能转换为扰动位能。槽前我国东北地区东部到日本国为暖脊控制，暖平流较强，相应 850 hPa 上暖平流较 500 hPa 上强得多。槽后 -30°C 的冷舌也伸向地面冷锋的位置。此时，气旋发展加强为 995 hPa (图 2d)。气旋突发性发展后，地面气旋后部的气压梯度增大，大风区增强。我国北部海区开始出现大风。28 日 08 时 500 hPa 低槽加深为低涡，此时，地面气旋开始填塞，气旋停止发展。

从以上分析可知，在气旋发展中温度平流起了

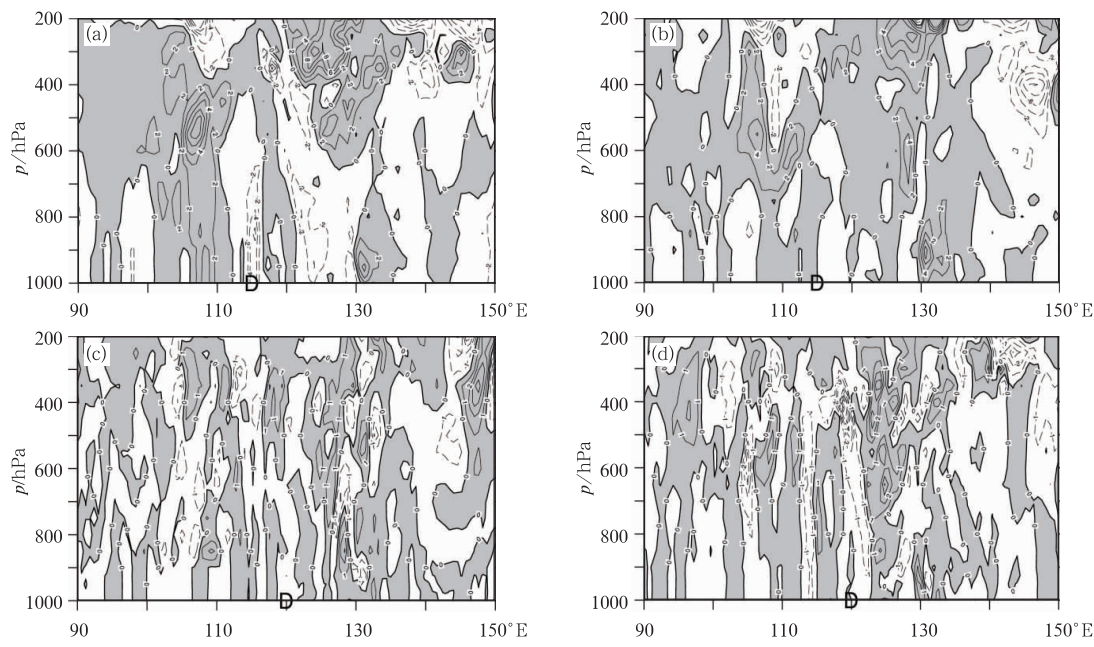


图 3 2010 年 4 月 26 日 14 时(a,初生)、27 日 02 时(b,发展)沿 39°N 纬向
温度平流(单位: $10^{-4} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)和 4 月 26 日 14 时(c)、27 日 02 时(d)
沿 39°N 纬向涡度平流(单位: 10^{-8} s^{-2} , D 是气旋中心)垂直剖面

Fig. 3 Vertical sections of zonal temperature advection (unit: $10^{-4} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$) along latitude 39°N
at 14:00 BT 26 April (a, newborn), at 02:00 BT 27 April 2010 (b, developing), and
vertical sections of zonal vorticity advection (unit: 10^{-8} s^{-2}) along latitude 39°N
at 14:00 BT 26 April (c), and 02:00 BT 27 April 2010 (d) (D is the center of cyclone)

主要作用,但高空槽前的涡度平流在气旋发展初期也起了明显作用。

3.2 斜压的作用

本次过程仅个别测站出现微量降雨,基本属于干过程。因位温在干过程中具有保守性,故用位温计算锋生函数,以讨论大气斜压性对气旋发生发展的作用。

锋生函数
$$F = \frac{d}{dt} |\nabla \theta| = F_1 + F_2 + F_3 + F_4$$
 这里, $F_1 = (\theta_x \dot{q}_x + \theta_y \dot{q}_y) / |\nabla \theta|$, 为非绝热加热项; $F_2 = (\theta_x \omega_x + \theta_y \omega_y) \theta_z / |\nabla \theta|$, 为与垂直运动有关的倾斜项; $F_3 = -\frac{1}{2} (u_x + v_y) |\nabla \theta|^2 / |\nabla \theta|$, 为水平辐散项; $F_4 = -\frac{1}{2} [(\theta_x^2 - \theta_y^2)(u_x - v_y) + 2(v_x + u_y)\theta_x \theta_y] / |\nabla \theta|$, 为形变项。其中, θ 是位温, $\dot{q}$ 是绝热加热源, ω 是垂直速度, u 是纬向风, v 是经向风。

因考虑到非绝热项计算的精确度问题,本文只计算了水平辐散、形变项及与垂直速度有关的倾斜

项三项。

在黄河气旋 4 月 26 日 14 时生成时,850 hPa 的锋生函数显示,内蒙古中东部至华北北部和西部有一近东北—西南向的锋生区(图 4a),3 个锋生中心分别位于内蒙古中南部、河北西北部和山西中部,中心强度依次为 5.5×10^{-10} 、 4.2×10^{-10} 和 $7.5 \times 10^{-10} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 。表明华北锋生区中这些地区有较强的斜压性,利于气旋形成。随后,该锋生区随着黄河气旋东移突发性发展,气旋北侧的两个锋生中心合并加强并且向南延伸,但始终位于黄河气旋北侧和西侧。到 27 日 02 时即气旋强烈发展时,锋生区最大中心值达到 $28 \times 10^{-10} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 以上。原在山西中部的锋生中心移至冀鲁交界处,范围变小,但与气旋北侧和西侧的强锋生区仍连接成一片(图 4b)。可见冷锋上的斜压性对于气旋发生发展起着重要作用。此后,在气旋附近一直伴有强烈的锋生,直到气旋锢囚。可见大气的斜压性与气旋的发展有密切关系,斜压性对于有效位能的释放、动能的制造及气旋的加强无疑是有帮助的,斜压强迫可能是气旋发生发展的重要原因之一。

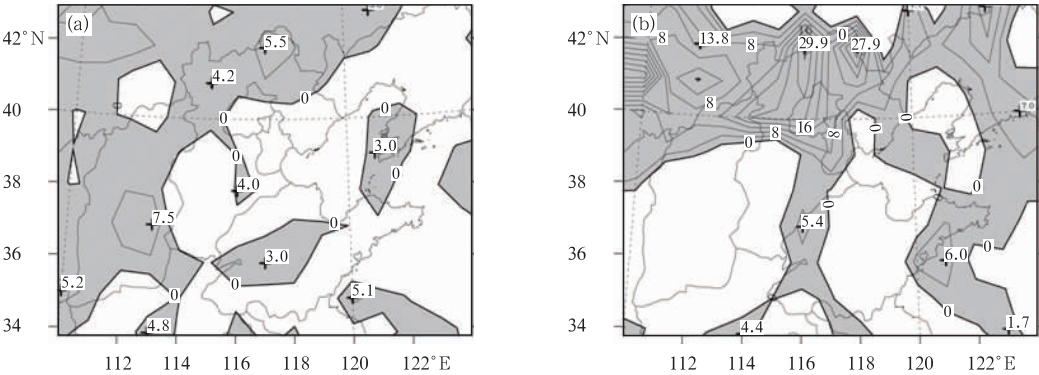


图 4 2010 年 4 月 26 日 14 时(a)和 27 日 02 时(b)850 hPa 上的锋生函数分布

(图中等值线间隔 $4 \times 10^{-10} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$,
阴影部分为大于 0 的区域,数值为中心值)

Fig. 4 The 850 hPa frontogenetic functions (unit: $10^{-10} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$)
at 14:00 BT 26 April (a) and at 02:00 BT 27 April 2010 (b)

(Contours at intervals of 4, shaded areas denote positive value, maximum value is labeled)

3.3 Q 矢量与非地转风分析

近年来,Hoskins 等(1978)的 Q 矢量方法被作为一种诊断工具用于短期预报业务(白乐生,1988;李英等,1999)。因为这种方法不仅避免了传统方程右边涡度平流和温度平流作用的两项互相抵消问

题,而且又避免了 Sutcliffe 方法中略去地转变形项作用的不足,并具有物理意义清楚、计算简便之特点,适用于整个对流层。 Q 矢量和非地转风存在一定关系,Hoskins 等(1978)指出,为了维持大气中的地转平衡和静力平衡, Q 矢量必定沿着低层非地转风的方向,同时指出上升区,反之,为下沉运动。因

而,低层 Q 矢量近似与非地转风呈比例,由此可以通过 Q 矢量来估计非地转风的分布。图 5a 是 26 日 14 时气旋生成时 850 hPa Q 矢量和温度分布图,由图可见,在气旋中心有非地转气流,同时,在气旋东侧和西侧均有较强的非地转气流,并且这些气流是辐合的。27 日 02 时,气旋的矢量辐合区随着气旋东移到黄渤海(图 5b),与黄海的 Q 矢量辐合区连接成一条 Q 矢量辐合带。强度较气旋初生大得多。在辐合带上一边有强烈 Q 矢量穿越等温线,从冷空气一侧进入暖空气一侧,而另一边则有 Q 矢量穿越

等温线从暖空气一侧进入冷空气;表明低层锋区侧向非地转对流十分明显,辐合非常强烈。与 27 日 14 时的 850 hPa 锋生函数分析结果一致。将上述两个时刻的 Q 矢量图与对应的地面形势图对比发现: Q 矢量辐合区与地面气旋锋区的走向非常接近。到了 27 日 14 时,非地转环流最为明显,辐合更加强烈,这种状态一直维持到气旋锢囚,气旋始终位于 Q 矢量散度梯度最大的地方,有利的动力和热力条件促使能量积累,从而,利于黄河气旋前期发展和后期维持。

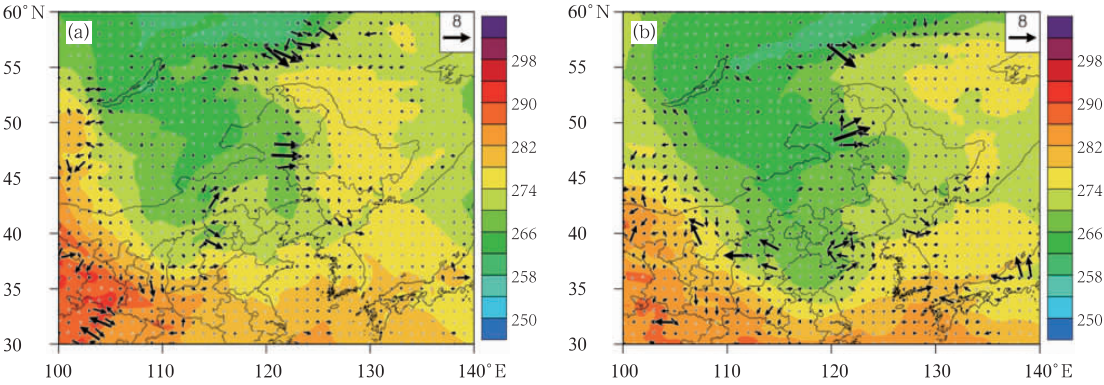


图 5 2010 年 4 月 26 日 14 时(a)和 27 日 02 时(b)850 hPa 上的 Q 矢量及温度场
(图中温度等值线间隔 4 K)

Fig. 5 The 850 hPa Q -vectors and temperature at 14:00 BT 26 April (a), and at 02:00 BT 27 April 2010 (b)
(Isotherm interval is 4 K)

3.4 高低空急流的作用

图 6a 是黄河气旋生成时 200 hPa 流场和风速, 4 月 26 日 14 时在高空槽后部 60°~35°N 附近有一支偏北风急流向南流动,急流中心最大风速位于 32°N,风速达 $69\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。而在 33°N 以南的高空槽底部到前部存在着高空副热带西风急流,高空槽底部到前部的地面气旋中心在急流中心北侧的左后方,气流辐散不强,中心值为 $2\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$,且北风急流与副热带西风急流未连接。27 日 02 时(图 6b),气旋中心已移到急流中心左前方主槽前部,流场散开,辐散较强中心值达到 $4\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 。急流随着气旋向偏东方向移动加强,大风核也东传,26 日 14 时,位于 113°E,最大风速中心为 $68\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,27 日 02 时,最大风速中心移至 116°E,风速增大到 $74\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,北风急流已与副热带西风急流连接在一起,气旋进入了爆发阶段。此后,地面气旋始终处于高空急流轴出口区左前方的下部。在急流出口区将发生质量调

整,在出口减速区有指向其右侧的非地转分量,引起质量的向南输送,出口区非地转风所引起质量调整是使其下方减压,有利于气旋的发展。同时,高层的偏北风急流向南、向低层迅速穿透所带来的动量及其他有利于气旋式环流发展的物理属性下传,也促使气旋得以强烈发展。总之,南、北两支急流的动力作用都是引起高空出现强辐散。所以,此次过程中南、北两支急流的配置对气旋的快速发展起着极强的动力作用。从 850 hPa 流场和风速图(图 6c 和 6d)上可看出,从江淮经黄淮到东北地区西部一带盛行一支偏西到西南风低空急流,急流上有 2 个中心风速大于 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的急流核,但均在东北地区西部,急流核的左前方是低空的强辐合区,垂直速度为 $-0.8\text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$,与前述的蒙古气旋对应。但低空偏北风急流较强,位于晋南中心风速大于 $25\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的强西北风速带。到 27 日 02 时,南支急流已向东北方向移动并逐渐增强,在朝鲜半岛东北部至吉林南部形成一新的急流中心,中心风速达 $28\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

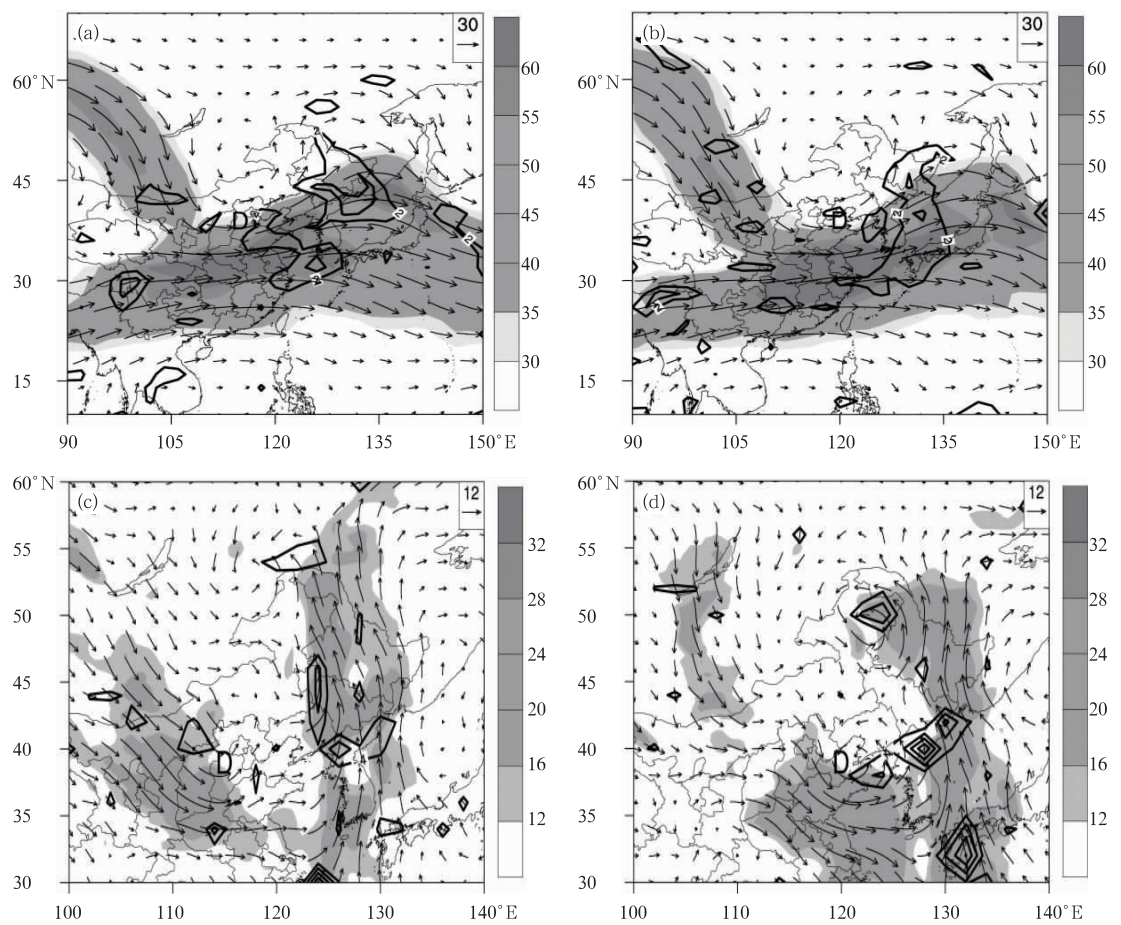


图 6 2010 年 4 月 26 日 14 时(a)、27 日 02 时(b)200 hPa 上的风矢量及速度场
(图中粗等值线为散度,等值线值从 2 开始,间隔 4,单位为 10^{-5} s^{-1})
和 4 月 26 日 14 时(c)、27 日 02 时(d)850 hPa 上的风矢量及速度场
(图中粗等值线为垂直速度,等值线值从 -0.4 开始,间隔 -0.4 ,单位为 $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)
Fig. 6 The 200 hPa wind vector and speed fields at 14:00 BT 26 April (a),
and at 02:00 BT 27 April 2010 (b), and the 850 hPa wind vector and speed
fields at 14:00 BT 26 April (c), at 02:00 BT 27 April 2010 (d)
[Thick solid lines in (a) and (b) denote wind divergence, contours start at 2 and at intervals
of 4 (unit: 10^{-5} s^{-1}). Thick solid lines in (c) and (d) denote vertical velocity,
contours start at -0.4 and at intervals of -0.4 (unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)]

而蒙古国中西部至我国西北地区东部上空偏北风急流输送强盛的冷空气南下至鲁、皖、苏地区。造成我国东北部沿海海区大风。偏南风急流不仅向北方输送水汽也输送热量。暖湿气流在北进中,会因热力强迫作用而上升。高空偏西急流和低空偏南急流动力学上的相互耦合,再加上低空南来暖湿气流的热力强迫,就使得对应的低层大气产生了强烈的上升运动,垂直速度达到 $-2 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,致使黄河气旋强烈发展。从涡度变化的角度看,低空急流前方的辐合所伴随的涡度制造则是气旋强烈发展过程中涡度

迅速增大的动力学原因。

4 黄渤海大风的成因分析

黄海气旋强烈发展导致本次黄渤海大风,强气压梯度和变压梯度的动力作用是造成地面强烈大风的重要原因。

从 2010 年 4 月 27 日 08 时海平面气压场和 10 m 风场(图 7a)可以看出,黄河气旋中心此时位于黄海西北部,而气旋产生的强风带则分布在其环

流西南侧,即渤海西南部和黄海西北部海域,中心最大风速超过 $16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。强风带出现在气压梯度大值区中,而且风向与等压线之间的交角基本很小或甚至平行,这是海洋下垫面摩擦力很小所致。相对于地转风来说,通常地面实测风向与等压线之间的交角可达 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}$,风速甚至只有地转风的一半。由于海表面光滑,本次黄河气旋所产生的海上大风接近地转风,这也是风力无摩擦损耗,是海上持续强风的原因之一。另外,从沿气旋强风带经向垂直剖面图(图 7b)上可看出,在地面 $34^{\circ}\sim 39^{\circ}\text{N}$ 强风范围内 900 hPa 以下层有一支超低空急流,急流中心风速 $28\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,并有明显的冷温度槽和下沉区与之对应,揭示气旋后部高空冷空气向低层迅速穿透所带来大风动量下传以及在超低空急流右侧的偏差风

辐散都是造成地面强风不可忽视的原因,即: $\mathbf{V} = -\frac{1}{f^2}\nabla\frac{\partial P}{\partial t} + \left(\frac{\mathbf{V}}{f}\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial S} - \frac{V^2}{fr_s}\right) + \frac{R\omega}{Pf^2}\nabla_p T$ 。其中:右边三项分别为变压梯度、风速水平平流和风速垂直切变产生的偏差风。由于后两项量级很小,它们之间相差 $1\sim 2$ 个量级,故后两项可以忽略不计。可见变压梯度产生的变压风是起了主导作用。从 2010 年 4 月 27 日 08 时的变压风场图(图 7c)中可看到,黄河气旋东侧的负变压和西侧的正变压以及与华北平原的负变压之间存在最大的变压梯度,与变压风中心相对应。图 7a 显示,黄河气旋中心附近气压梯度不太大,故气压梯度造成的风速也不小。因此可见,渤海、黄海北部沿海海区的强风主要是大变压梯度造成的变压风,而气旋西南侧的等压线密集,山东

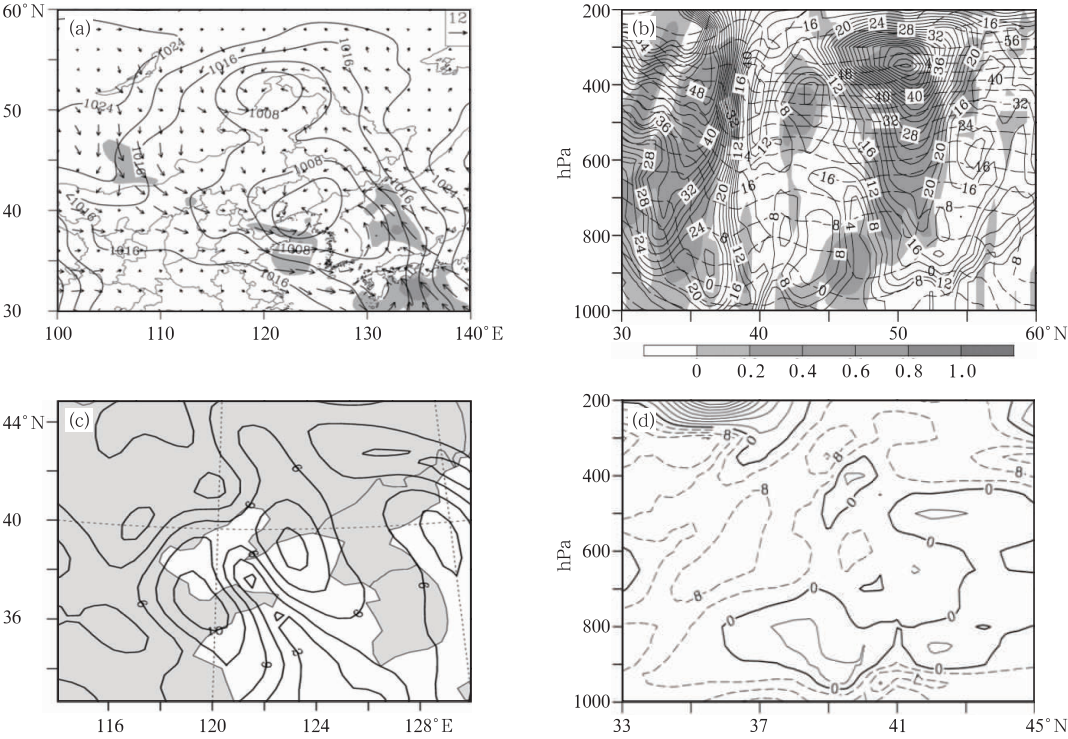


图 7 2010 年 4 月 27 日 08 时海平面气压及地面 10 m 风场(a,阴影区风速 $>12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)和沿 124°E 的经向剖面图(b;实线为水平风速,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; 虚线为气温; 阴影为垂直速度,单位: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$; 阴影区对应下沉区域),变压风速(c)和沿经向 124°E 动量下传 $\frac{\partial v}{\partial p}$ 分布图(d,单位: $10^{-4}\text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$)

Fig. 7 Charts at 08:00 BT 27 April 2010 for sea level pressure and 10 m winds (a, shaded area denotes wind speed exceeding $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), vertical-latitude cross-sections (b; solid line denotes horizontal wind, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; dashed line denotes temperature; shaded denotes vertical velocity, unit: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$), allobaric wind (c) and vertical-latitude cross-section of downward propagation

($\frac{\partial v}{\partial p}$) distribution along 124°E (d, unit: $10^{-4}\text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$)

半岛沿海、黄海中部强风主要是由气压梯度造成的,变压梯度的贡献不大,而冷空气的动量下传也起了一定作用。湍流动量输送项有这样的关系(余志豪等,1982): $|V'| = L \left| \frac{\partial v}{\partial z} \right|$, L 为混合长, V' 为 V 的脉动值。当 V 的分量存在 $\frac{\partial u}{\partial z} > 0, \frac{\partial v}{\partial z} > 0$, 且垂直速度 $\omega > 0$, 即产生动量下传。4月26日14时黄河气旋生成后向偏东方向移动,随着气旋后部冷空气的东移南下,26日华北平原已转为下沉运动,26日08时,在 39°N 以北 700 hPa 以上层有动量区(图略)向低层向南传递,它是由高空冷平流所产生的。到了27日08时,900 hPa 出现一个 $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的风速中心,且 u, v 风向与底层一致,此时, $\frac{\partial u}{\partial z} > 0, \frac{\partial v}{\partial z} > 0$, u, v 均有动量下传,在 $36^\circ \sim 45^\circ\text{N}$ 的 950~500 hPa 上空有 $\frac{\partial v}{\partial p} < 0$ 动量下传区, $38^\circ \sim 40^\circ\text{N}$ 上空 900~800 hPa 层有一个 $\frac{\partial v}{\partial p} < 4 \times 10^{-4} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 的中心(图7d),表明高空的动量下传区已经传递到黄海北部的底层。因此,冷空气的动量下传对于强风的形成也起到了不可忽略的作用。

5 结 论

通过对2010年4月26—27日黄河气旋突发性发展造成黄渤海强风的成因进行了天气动力学诊断分析,得到以下结论:

(1)这次强风天气是在欧亚中高纬度两槽一脊向两槽两脊对流型转换的过程中,乌拉尔山高压脊经向发展,泰米尔半岛不稳定小槽东移加深,致使东亚大槽重建过程中出现的。大槽中一横槽转竖引导冷空气大举南下,槽前后盛行暖冷平流,导致一个次级黄河气旋形成、发展,引发黄渤海出现大风。

(2)不活跃冷锋云系进入涡旋云系中形成凸起的波状云型,黄河气旋形成;气旋云系凸起更为明显,其后方开始下凹,表明干冷舌开始侵入,黄河气旋中心附近开始出现螺旋状云系,当干舌已伸向云系中心,气旋强烈发展。卫星云图的特征对于监测气旋的发生发展有较好的指示意义。

(3)在气旋发展中温度平流起了主要作用,但高空槽前的涡度平流在气旋发展初期也起了主要作用。大气的斜压性与气旋的发展有密切关系,冷锋

上的斜压性对于气旋发生发展起着重要作用。斜压性对于有效位能的释放、动能的制造及气旋的加强是有帮助的,斜压强迫可能是气旋发生发展的重要原因之一。 Q 矢量辐合区与地面气旋锋区的走向非常接近,气旋始终位于 Q 矢量散度梯度最大北方,有利的动力和热力条件提供能量积累,利于黄河气旋前期发展和后期维持。高空偏西急流和低空偏南急流动力学上的相互耦合,低空暖湿气流的热力强迫,使得低层大气产生了强上升运动,促使黄河气旋强烈发展。低空急流前方的辐合所伴随的涡度制造是气旋强烈发展过程中涡度迅速增大的动力学原因。

(4)这次黄河气旋引发的黄渤海大风接近地转风。渤海、黄海北部沿海海区的强风是大值变压梯度造成的变压风;黄海中部、山东半岛沿海强风是大值气压梯度所造成的梯度风;高空冷空气向低层迅速穿透所带来的大风动量下传以及超低空急流右侧的偏差风辐散都是造成地面强风不可忽略的因素。

参考文献

- 白乐生. 1988. 准地转 Q 矢量分析及其在短期天气预报中的应用. 气象, 14(8): 25-30.
- 杜俊, 余志豪. 1991. 中国东部一次入海气旋的次级环流分析. 海洋学报, 13(1): 43-50.
- 黄彬, 陈涛, 康志明, 等. 2011a. 诱发渤海风暴潮的黄河气旋动力学诊断和机制分析. 高原气象, 30(4): 901-912.
- 黄彬, 钱传海, 聂高臻, 等. 2011b. 干侵入在黄河气旋爆发性发展中的作用. 气象, 37(4): 1534-1543.
- 黄立文, 秦曾灏, 吴秀恒, 等. 1999. 海洋温带气旋爆发性发展数值模拟. 气象学报, 57(4): 410-418.
- 李英, 段旭, 潘里娜. 1999. 昆明准静止锋的准地转 Q 矢量分析. 气象, 25(8): 6-10.
- 吕筱英, 孙淑清. 1996. 气旋爆发性发展过程的动力特征及能量学研究. 大气科学, 20(1): 90-100.
- 齐桂英. 1993. 北太平洋爆发性气旋的气候特征. 应用气象学报, 4(4): 426-433.
- 盛春岩, 杨晓霞. 2012. "09. 4. 15" 渤海和山东强风过程的动力学诊断分析. 气象, 38(3): 266-273.
- 孙淑清, 高守亭. 1993. 东亚寒潮活动对下游爆发性气旋的诊断分析. 气象学报, 51(3): 304-314.
- 谢柳森, 王彬华, 左中道. 1985. 黑潮加热场对气旋发展影响的动力分析. 海洋学报, 7(2): 154-164.
- 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. 气象, 37(4): 1526-1533.
- 余志豪, 王彦昌. 1982. 流体力学. 北京: 气象出版社, 132-136, 226-230.
- Anthes R A, Kuo Y H, Gyakum J R. 1983. Numerical simulations of

- a case of explosive marine cyclogenesis. *Mon Wea Rev*, 111(6): 1174-1188.
- Emanuel K A. 1979. Inertial instability and mesoscale convection systems, Part I: Linear theory of inertial instability in rotating viscous fluids. *J Atmos Sci*, 36(12): 2425-2449.
- Emanuel K A. 1983. On assessing local conditional symmetric instability from atmospheric soundings. *Mon Wea Rev*, 111(10): 2016-2033.
- Erie R, Lance F B. 1991. A diagnostic study of two intense oceanic cyclones. *Mon Wea Rev*, 119(4): 965-996.
- Gao Shouting, Tao Shiyao, Ding Yihui. 1990. The generalized E-P flux of wave-meanflow interactions. *Sciences in China (series B)*, 33(6): 704-715.
- Hoskins B J, Draghici I, Davies H C. 1978. A new look at the equation. *Quart J Roy Meteor Soc*, 104: 31-38.
- Huang Liwen, Qin Zhenhao. 1998. Energy dispersion effect on explosive development of the extratropical cyclone. *Acta Meteor Sinica*, 12(4): 486-503.
- Marco L C, Gyakum J R, Zhang Da-Lin. 1999. A numerical case study of secondary marine cyclogenesis sensitivity to initial error and varying physical processes. *Mon Wea Rev*, 127(5): 641-660.
- Petterssen S, Smebye S J. 1971. On development of extratropical cyclones. *Quart J Roy Meteor Soc*, 97: 457-482.
- Rasmussen E. 1979. The polar low as an extratropical CISK disturbance. *Quart J Roy Meteor Soc*, 105(445): 531-549.
- Robert L, Rausch M, Smith P J. 1996. A diagnosis of a model-simulated explosively developing extratropical cyclone. *Mon Wea Rev*, 124(5): 875-904.
- Roebber P J. 1984. Statistical analysis and updated climatology of explosive cyclones. *Mon Wea Rev*, 112: 1577-1589.
- Rogers E, Bosart L F. 1986. An investigation of explosively deepening oceanic cyclones. *Mon Wea Rev*, 114(4): 702-718.
- Sanders F, Gyakum J R. 1980. Synoptic dynamic climatology of the "Bomb". *Mon Wea Rev*, 108: 1589-1606.
- Uccellini L W, Keyser D, Brill K F, et al. 1985. Was 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.
- Xu Yinlong, Zhou Mingyu. 1999. Numerical simulations on the explosive cyclogenesis over the Kuroshio Current. *Adv Atmos Sci*, 16(1): 64-75.
- Ying-Hwa, Shapiro M A, Evelyn G D. 1991. The interaction between baroclinic and diabatic processes in a numerical simulation of a rapidly intensifying extratropical marine cyclone. *Mon Wea Rev*, 119(2): 368-384.