

黄、渤海气旋暴发性发展的个例分析*

仪清菊

丁一汇

(中国气象科学研究院, 北京 100081)

(国家气候中心, 北京 100081)

提 要

对1993年6月初的一个在黄、渤海区达到暴发性发展强度, 并形成了一个有明显眼区的温带气旋个例进行了诊断研究. 结果表明, 温度平流和涡度平流、沿岸锋生以及高空急流的动力作用对气旋暴发性发展有重要贡献.

关键词: 暴发性气旋; 发展机制; 黄、渤海.

引 言

自80年代初, Sanders和Gyakum^[1]提出温带气旋暴发性发展的概念以来, 不少气象学者从观测和理论上对其发生发展的过程做了不少工作. 然而, 事实表明, 温带气旋暴发性发展是一个很复杂的物理过程, 至今还没有一个模式能模拟出这类气旋实际加深的强度.

我国东部沿海地区的温带气旋也能达到暴发性发展的程度(即24 h气旋中心气压下降24 hPa或以上). 本文选取1993年6月的一个例子进行分析, 所用资料取自国家气象中心T42的格点资料, 分析范围 $105^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 、 $25^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{N}$.

1 云图分析

5月30日23:00~6月2日05:00的一系列云图变化表明, 该气旋是由一中尺度云团和冷锋云系结合而暴发性发展的. 5月31日17:33的云图上, 我国西南方有一块明亮的中尺度云团, 其西北方为一冷锋云系, 两云系在东移过程中, 于5月31日23:00连接在一起, 形成了类似逗点的云系. 6月1日05:32逗点云系的头部曲率进一步加大, 表明气旋性环流加强, 于6月2日05:32形成了一个明显的眼区(图1). 从地面天气图的分析可知, 该气旋最大的加深率出现在6月1日00:00~2日00:00, 24 h中心气压下降30 hPa, 达到了暴发性发展的强度(图2). 眼的形成发生在气旋暴发性发展之后, 即成熟时期, 位于渤海到朝鲜半岛之间. 由于这一海区的资料所限, 本文尚无法对

* “国家自然科学基金”项目资助.

1995-04-18收到, 1995-08-20收到修改稿.

眼的形成过程作更多的分析,重点讨论该气旋暴发性发展的条件.

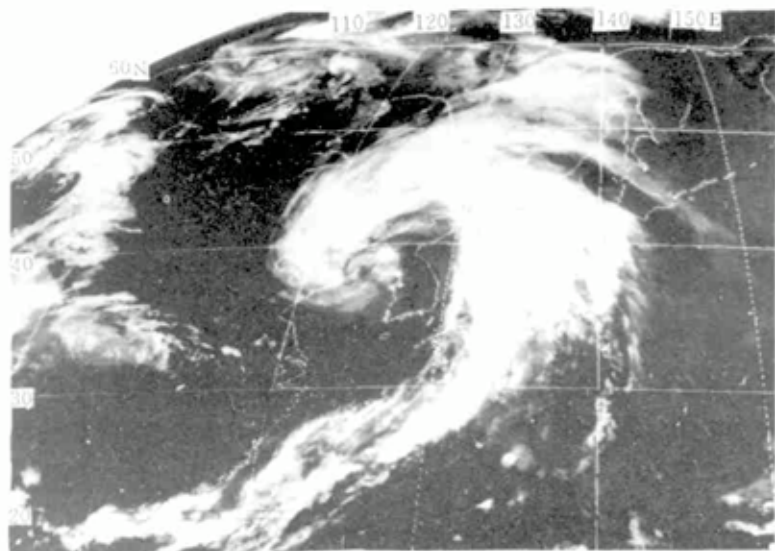


图1 1993-06-02 05:32的GMS云图

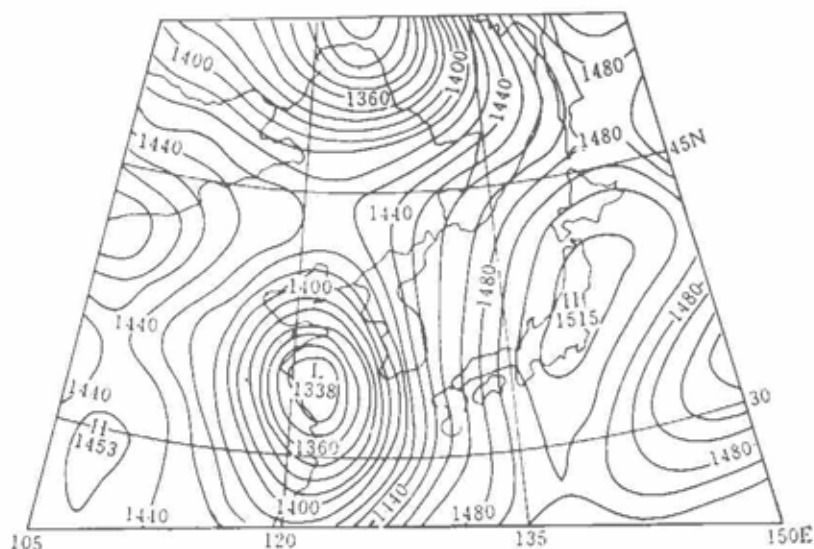


图2 6月1日12:00的850 hPa高度场(单位: gpm)

2 气旋暴发性发展的大尺度流场

在5月31日00:00气旋发展的初期阶段,500 hPa的形势为亚洲东部地区高、低纬系统呈反位相,40°N以北为槽,以南是脊.由于南、北系统的移速不同,31日12:00南

支系统原脊的位置被东移的南支槽代替, 与北支槽近乎同位相. 到 6 月 1 日 00:00 (即气旋暴发性发展开始时刻), 南、北支槽加深并且进一步合并, 特别是北支槽中心气压下降了 40 gpm, 形成了一个强的东亚大槽 (图略). 与此同时, 一个很强的温度槽也建立, 并在 6 月 1 日 12:00 又明显加强 (图 3), 温度槽明显落后高度槽, 表明大气的斜压性强, 为气旋发展提供了有利的环境场.

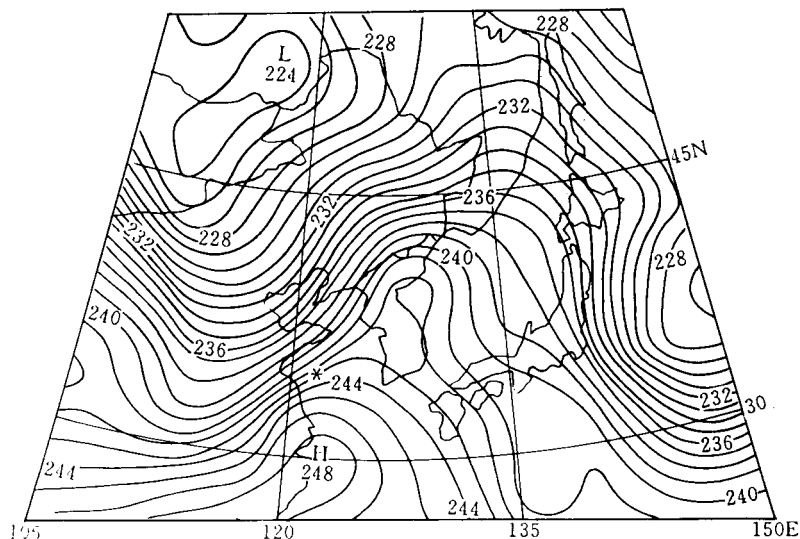


图 3 6 月 1 日 12:00 (气旋暴发阶段) 500 hPa 温度场 (单位: K)

温度平流的分析表明, 6 月 1 日 00:00 850 hPa 的气旋区域, 以冷锋为界有一对明显的冷、暖平流区, 其中中心强度分别为 $-17.2 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C/s}$ 和 $5.4 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C/s}$, 6 月 1 日 12:00, 这对冷、暖平流中心进一步加强, 分别为 $-28.3 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C/s}$ 和 $15.0 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C/s}$, 冷平流更强. 可以看出东亚大槽的建立和加深, 以及强的温度平流对气旋的暴发性发展提供了有利条件.

高空 200 hPa 的形势分析表明, 急流对气旋暴发性发展的作用也是十分明显的. 发展初期, 5 月 31 日 12:00, u 分量场上东亚到西太平洋地区, 存在南、北两支急流带, 北支急流轴位于 40°N 附近, 南支急流轴在 30°N , 且南支急流轴在沿岸是不连续的, 断裂为东、西两段 (图略). 6 月 1 日 00:00 由于高空冷空气的暴发, 致使急流形势相应变化, 北支急流的西段南压, 与南支急流连接在一起, 形成了一个东北—西南向的强风带 (图略), 气旋中心位于急流入口区右侧. 6 月 1 日 12:00 南、北支急流又断裂, 这时气旋中心已移到南支急流出口区的左侧 (图 4), 均引起了气旋的暴发性发展.

散度场的分布进一步表明了高空急流对气旋暴发性发展的动力作用. 表 1 是气旋区域平均的散度垂直分布. 从表中可知, 与高空急流有关的高层辐散在暴发阶段达最强, 但最大辐散层不仅仅限于 200 hPa. 从表中还可以看出, 高空的强辐散在暴发性开始时刻增强最明显. 从气旋暴发阶段 3 个时刻的气旋中心与急流的相对位置可知 (图略), 在暴发开始时刻气旋位于南支急流入口区的右侧, 而在暴发 12 h 和 24 h 时, 气旋中心位

于南支急流出口区的左侧. 由急流轴非地转分布动力模型可知^[2], 上述急流的两个区可产生强的高空辐散, 并与低层的强辐合(表1)迭加, 促进了气旋的暴发性发展.

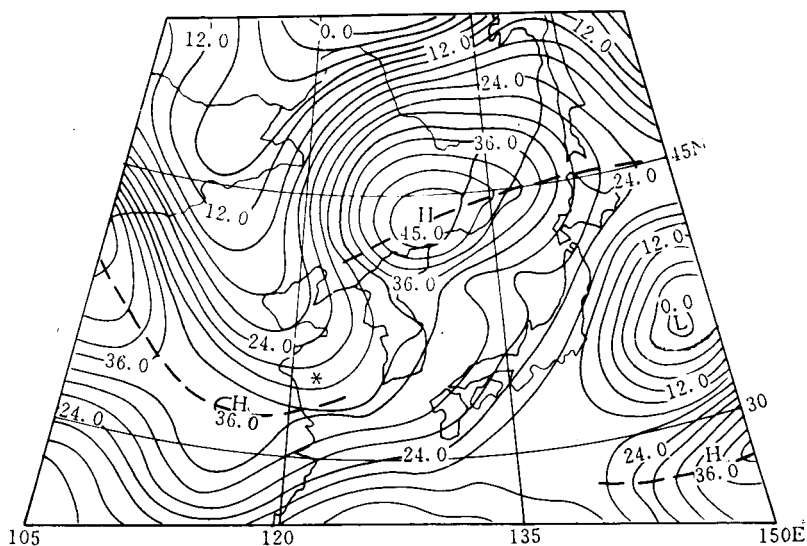


图4 1993-06-01 12:00 200 hPa u 风场(单位: m/s) (*为气旋中心)

表1 气旋区域平均的散度(单位: 10^{-6} s^{-1})

气压 (hPa)	初期阶段	暴发性发展阶段			成熟阶段
		开始时刻	12 h	24 h	
1000	-13.0	-17.6	-25.4	-12.1	-11.0
850	-5.0	-16.8	-21.9	-19.1	-8.2
700	-11.0	-14.3	-15.9	-3.2	8.1
500	0.3	2.1	10.9	-2.8	3.7
400	11.1	8.6	17.2	-2.2	2.7
300	9.9	9.1	25.0	8.1	0.4
250	11.8	17.1	28.7	28.6	0.9
200	9.7	24.3	26.3	22.8	6.4
150	5.6	31.8	23.1	12.6	14.3
100	1.3	7.1	2.2	12.2	8.9
70	8.9	8.6	3.9	17.0	4.4
50	4.2	7.4	1.4	16.4	2.5

3 涡度趋势方程的分析

Sanders^[3]指出, 在暴发性气旋的暴发期, 各层的相对涡度均会明显增强, 其中对流层为最强. Macdonald 与 Reiter^[4]的研究结果表明, 在气旋发展的初期和暴发期, 相对涡度强度的垂直递减率增大, 而一般气旋的涡度垂直梯度较小. 本节以涡度趋势方程分析气旋暴发阶段的涡度变化, 涡度趋势方程可写成^[5]:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla(\zeta + f) - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - \nabla \cdot \vec{V}(\zeta + f) + \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial x} \quad (1)$$

其中 ζ 为相对涡度, \vec{V} 为水平风场, $\omega = \frac{dp}{dt}$, 其它符号为通用符号. 式中等号右边第一项为水平涡度平流, 第二项为等压坐标垂直涡度平流, 第 3 项为由辐合、辐散而来的涡度变化, 最后两项则为涡管效应, 由于该项远小于其它项, 故只讨论前三项对涡度变化的作用.

表 2 和表 3 是气旋暴发阶段不同时刻方程(1)中主要项的垂直分布. 从表中可以看出, 对流层中下层气旋内涡度的增强是相当显著的, 特别是对流层中层. 从表 2 中整个气柱的积分值可知, 涡度的水平平流项对涡度的增强贡献最大, 在对流层中上层更突出, 显然这与高空槽的作用密切相关. 辐散项($-\nabla \vec{V} \cdot (\zeta + f)$)对涡度增强的贡献为第

表 2 6 月 1 日 00:00 涡度方程各项大小(单位: 10^{-8} s^{-2})

气压 (hPa)	$\frac{\partial \zeta}{\partial t}$	$-\vec{V} \cdot \nabla(\zeta + f)$	$-\omega \frac{\partial \zeta}{\partial p}$	$-\nabla \vec{V} \cdot (\zeta + f)$
1000~850	-1.9	-41.36	-6.01	71.18
850~700	6.85	-38.28	3.45	61.24
700~500	22.16	-9.43	26.26	56.85
500~400	20.32	22.17	27.42	12.17
400~300	27.50	51.73	38.21	-19.07
300~250	13.31	39.92	16.12	-17.03
250~200	10.93	44.20	7.01	-15.38
200~150	2.87	35.47	0.21	-12.28
150~100	-3.59	23.09	-2.19	-13.52
100~70	-1.76	7.60	-1.45	-6.80
70~50	-0.69	1.87	-0.55	-1.25
1000~50	95.99	136.98	108.47	116.10

表 3 6 月 1 日 12:00 涡度方程各项大小

气压 (hPa)	$\frac{\partial \zeta}{\partial t}$	$-\vec{V} \cdot \nabla(\zeta + f)$	$-\omega \frac{\partial \zeta}{\partial p}$	$-\nabla \vec{V} \cdot (\zeta + f)$
1000~850	1.43	-49.84	-6.59	110.94
850~700	15.30	-36.79	-0.41	79.92
700~500	31.68	2.41	15.59	46.55
500~400	22.36	27.28	25.58	6.03
400~300	19.66	62.70	41.63	-22.74
300~250	6.21	55.73	18.69	-27.04
250~200	-1.42	72.13	8.41	-28.58
200~150	-6.68	67.10	-0.33	-27.60
150~100	-1.25	38.94	-1.15	-19.74
100~70	3.00	10.70	0.35	-4.01
70~50	2.30	4.65	0.17	-0.70
1000~50	92.59	255.01	101.94	112.94

表4 气旋区相对涡度和上升运动的垂直分布($\zeta \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, $\omega \times 10^{-4} \text{ hPa s}^{-1}$)

暴发时刻	hPa							
	850	700	500	400	300	250	200	
6月1日00:00	ζ	9.1	12.7	11.4	9.2	4.2	-2.3	-6.4
	ω	-6.7	-12.3	-17.8	-19.1	-16.5	-13.4	-9.3
6月1日12:00	ζ	13.4	19.0	20.4	17.1	11.0	1.4	-12.6
	ω	-9.6	-16.1	-20.8	-21.4	-18.3	-14.8	-10.0

二大项, 对流层中下层(500 hPa 以下)为正的贡献, 表明由于空气的辐合而导致气旋性涡度的加大. 涡度的垂直输送项($-\omega \frac{\partial \zeta}{\partial p}$)对涡度的增强在对流层中上层为正的贡献, 特别是500~400 hPa 之间最明显. 由涡度趋势方程得知, 当相对涡度随高度的增加而减弱时(在气压坐标下为 $\frac{\partial \zeta}{\partial p} > 0$), 在上升运动区($\omega < 0$)涡度增强. 由表4可知, 由于在这两个暴发时刻, 400 hPa 的上升运动明显大于700 hPa 的上升运动, 而700 hPa 的相对涡度大于400 hPa 的相对涡度, 因此可以推得400 hPa 的垂直涡度平流主要是由垂直运动场起主导作用, 在对流层低层则以涡度的垂直梯度为主. 在气旋中心附近, 低层的上升运动会将低层强的涡度带至中层.

由此可见, 在气旋暴发性发展阶段, 其区域内的涡度有显著的变大, 其中又以对流层中层最显著, 涡度平流是最重要的贡献项, 而辐散项对气旋区对流层中、低层涡度的增强作用显著, 垂直输送项对气旋内对流层中层的涡度改变也起了重要作用.

4 沿岸锋生的分析

利用锋生函数^[5]

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} |\nabla_2 \theta| &= \frac{\theta_x}{|\nabla \theta|} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{d\theta}{dt} \right) + \frac{\theta_y}{|\nabla \theta|} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{d\theta}{dt} \right) + \\ &\quad \frac{|\nabla \theta|}{2} (|\text{def}_r| \cos 2b - \nabla \cdot V_h) - \\ &\quad \frac{\theta_x}{|\nabla \theta|} \omega_x \theta_p - \frac{\theta_y}{|\nabla \theta|} \omega_y \theta_p \end{aligned} \quad (2)$$

分析气旋暴发过程中锋生的作用. 式(2)右端各项依次为非绝热加热项、变形项、辐合项和倾斜项. 计算结果表明, 在气旋暴发阶段, 我国东部地区出现了明显的锋生带($F > 0$), 气旋恰恰位于这个锋生区(图5). 进一步分析各项对锋生函数的贡献可知, 倾斜项和非绝热加热项的贡献较变形项和辐合项明显偏大, 表明了大气的斜压性和非绝热加热(其中主要是降水所产生的凝结潜热释放)对气旋的暴发性发展起了重要作用.

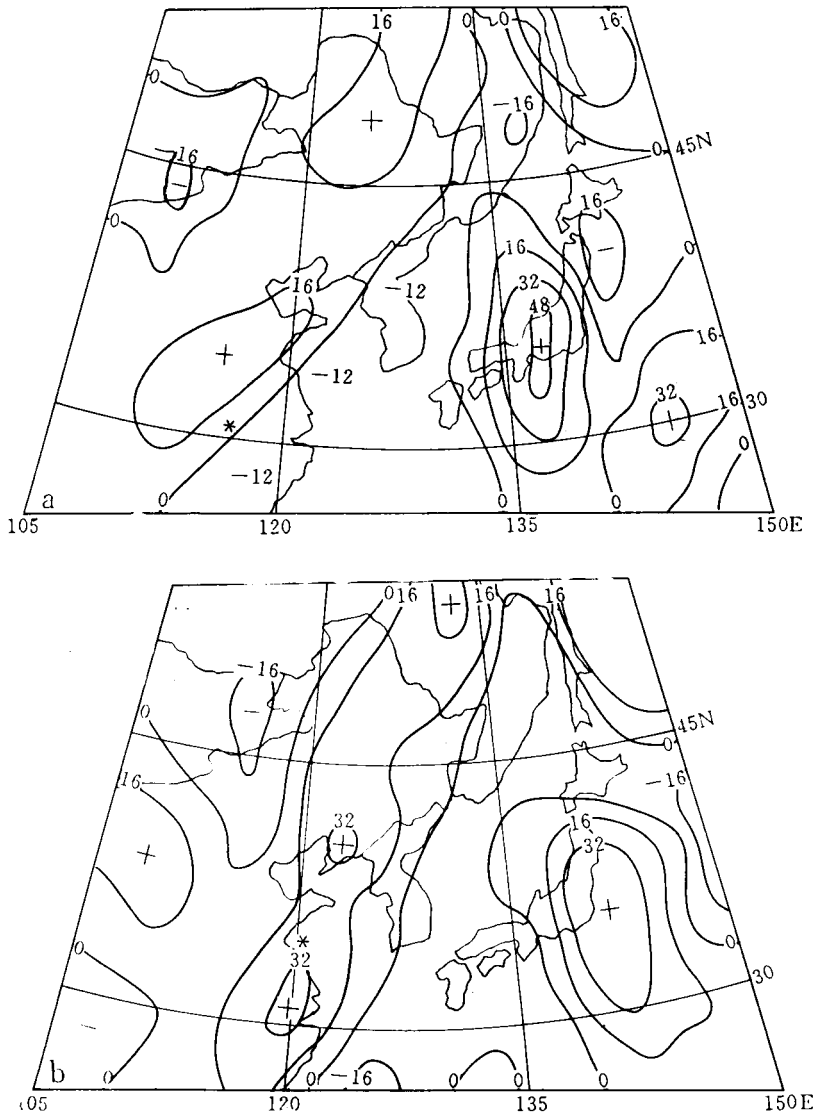


图5 锋生函数分布(a)5月1日00:00(b)6月1日12:00
 (* 气旋中心, 单位: $10^{-10} K/m \cdot s$)

5 小 结

通过对黄、渤海海区一个温带气旋暴发性发展的诊断分析, 可得如下结果:

(1) 一系列的云图分析发现, 该气旋在发展后期形成了一个象台风一样的眼区, 表明暴发性温带气旋仍可出现眼区。

(2) 高空形势分析表明, 气旋在暴发阶段的不同时刻与高空急流的相对位置出现了两种情况, 其一是急流入口区右侧, 其二是急流出口区左侧, 均激发了气旋的暴发性发

展.

(3) 诊断分析结果表明, 该气旋暴发性发展的主要物理条件与已往的研究结果^[6]类似, 但是, 物理量场的强度更加强烈.

参 考 文 献

- 1 Sanders F and Gyakum J R. Synoptic dynamic climatology of the "Bomb". *Mon. Wea. Rev.*, 1980, **108**: 1589~1606.
- 2 徐祥德, 丁一汇, 解以扬, 仪清菊. 不同垂直加热廓线对气旋暴发性发展的作用. *气象学报*, 1996, **54**: 73~81.
- 3 Sanders F. Explosive cyclogenesis in the west-contral North-Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, 1986, **114**: 1781~1794.
- 4 MacDonald B C and Reiter E R. Explosive cyclogenesis over the eastern United States. *Mon. Wea. Rev.*, 1988, **116**: 1568~1586.
- 5 丁一汇. 天气动力学中的诊断分析方法. 北京: 科学出版社, 1989.
- 6 仪清菊, 丁一汇. 海洋温带气旋发生发展的研究. *大气科学*, 1989, **13**: 238~246.

AN ANALYSIS OF THE EXPLOSIVE CYCLONE OVER YELLOW SEA AND BOHAI SEA

Yi Qingju

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

Ding Yihui

(*National Climate Center, Beijing 100081*)

Abstract

A case of explosive cyclone with a obvious "eye area" occurred over the Yellow Sea and the Bohai Sea in early June, 1993 is studied. The results show that the dynamic functions of thermal advection, vorticity advection, coastal frontogenesis and upper air jet stream made great contribution to the explosive development of the cyclone.

Key words: Explosive cyclone; Developmental mechanism; The Yellow Sea and the Bohai Sea.