

# 冷性反气旋在黑潮海域发展 演变的天气动力分析

赵绪孔 由保传

(国家海洋局第一海洋研究所, 青岛) (山东海洋学院, 青岛)

**提要** 本文分析研究了冷性反气旋移经黑潮海域, 由一个冷性高压转变成暖性高压, 最后合并到副热带高压的演变过程。通过动力计算和热成风涡度诸因子贡献的分析, 看出了冷性反气旋与暖性反气旋的主要区别与特征, 及其在黑潮海域变性后, 稳定度、垂直速度、温度平流、通量输送等因素与入海前的差异。这些结果对副热带强弱变化及东亚气候与该区的海-气相互作用研究都有一定参考意义。

冷性反气旋入黑潮后的变性过程、温度平流、稳定度及垂直速度等变化量级迄今研究尚少。作者利用中国历史天气图、日本天气图、太平洋海温及其卫星云图等资料<sup>[1-3]</sup>, 定量分析研究了冬季冷性反气旋路经黑潮海域发生变性的过程及规律。通过对制约反气旋发展的各物理因子的计算和分析, 看出了冷性反气旋在黑潮海域变性, 由一个冷性浅薄系统变成暖性深厚系统, 使其稳定度减小。黑潮影响的主要表现在于使冷性反气旋增温、增湿、高压后部产生对流单体, 把热量迅速上传, 所以冷性反气旋入海后 24 小时就能影响到 700 mb 的高度, 入海两天后就变成与原来性质不同的暖性反气旋。

## 一、天气过程演变及其动力分析

### 1. 天气演变过程

发生在贝加尔湖西南部的冷性反气旋, 如果移动方向为东南向, 一般 2—3 天即可影响黑潮海域, 其主要表现是使该海区风力加大、气温降低。例如 1983 年 12 月 10 日发生在贝加尔湖西南部乌兰固木附近的冷性反气旋, 地面中心气压为 1052 mb, 中心最低气温为  $-29^{\circ}\text{C}$ , 12 日冷性反气旋盘据黑潮海域, 气压降为 1025 mb, 气温升至  $-24.4^{\circ}\text{C}$ , 入海的第二天高压位于  $135^{\circ}-145^{\circ}\text{E}$  之间, 中心气压降为 1024 mb, 强度进一步减弱, 但气温却稳定少变。从高空形势来看, 在 700 mb 等压面图上, 10 日冷性反气旋对应东亚大槽, 槽后和槽底有较强的冷平流, 地面上日本岛南部的少数岛屿出现了负变温。11 日东亚大槽移至  $130^{\circ}-140^{\circ}\text{E}$  之间, 温度槽依然落后于高度槽, 槽后和槽底仍然为冷平流, 在黑潮海域到冲绳一带广大洋面上, 都出现了负变温, 由于气压梯度加大, 造成黑潮和琉球群岛一

带风力变大。12日冷性反气旋入海,中心盘据了包括黑潮在内的水面,槽线移至150—160°E之间,温度槽向高度槽靠近,整个东海上空等高线和等温线已经平行,在40°N以南,130—150°E之间仅有较弱的冷平流;30°N以南的洋面变为正变温区,对应700 mb图各站的温度也都在零度以上。13日(入海的第二天)槽线移至170°E,在160°E以西、40°N以南的洋面上空,等温线和等高线基本平行,各站的气温进一步回升,在槽底形成一温度脊。14日温度脊进一步发展,完全变性的反气旋便合并到副高中去,使副高一度加强,整个过程结束。从以上过程看出,冷性反气旋入海后并不马上和副高合并,而是入海后在下垫面的作用下不断增温、增湿,改变了原来的属性,成为与原来性质完全相反的暖性反气旋后才合并到副高中去。

## 2. 动力分析

取500 mb高空为无辐散层,则可以应用涡度守恒律:

$$\frac{d(\zeta_5 + f)}{dt} = 0$$

$$\frac{\partial(\zeta_5 + f)}{\partial t} = -\mathbf{V}_5 \cdot \nabla(\zeta_5 + f)$$

$$\therefore \frac{\partial f}{\partial t} = 0, \therefore \frac{\partial \zeta_5}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla(\zeta_5 + f)$$

$$\mathbf{V}_5 = \mathbf{V}_0 + \mathbf{V}_T \quad (\mathbf{V}_0 \text{ 为地面风速, } \mathbf{V}_5 \text{ 为 500 mb 层风速, } \mathbf{V}_T \text{ 为热成风速})$$

两边取涡度略加变化得:

$$\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} = \frac{\partial \zeta_5}{\partial t} - \frac{\partial \zeta_T}{\partial t} \quad (\text{地转近似}) \quad (1)$$

代入地转风速

$$u_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial H}{\partial y}, \quad v_g = \frac{g}{f} \frac{\partial H}{\partial x}$$

得

$$\zeta_{g5} = \frac{\partial v_g}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial y} = \frac{g}{f} \left( \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right)$$

$$= \frac{1}{f} \nabla^2 \varphi \quad (\text{符号同一般气象书籍})$$

$$\therefore \frac{\partial \zeta_{g5}}{\partial t} = -\mathbf{V}_{g5} \cdot \nabla(\zeta_{g5} + f) = -\mathbf{V}_{g5} \cdot \nabla \zeta_{g5} - \beta \mathbf{V}_{g5} \quad (2)$$

求热成风涡度:

根据热流入量方程和通量方程求得通量交换系数K

$$K = \frac{C_p H_p^2}{(T_1 - T_2) V_{sg}} \left[ \frac{\partial T}{\partial t} + (\Gamma_d - \Gamma) \omega + \left( u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) \right]$$

$$\left( V_s \text{ 为海面风速, } \Gamma_d = \frac{A R T}{C_p P}, \Gamma = \frac{\partial T}{\partial P} \right)$$

其结果在水面  $K$  为 7.35, 850 mb 为 6.81, 700 mb 为 4.89。

如果在海面,  $T_1$  就为海面水温,  $T_2$  为近水层气温, 厚度  $H$  可表示为

$$-\frac{R}{g} \int_{p_0}^{p_s} T d \ln P$$

$$\therefore \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left( -\frac{R}{g} \int_{p_0}^{p_s} T d \ln P \right) \quad \text{其中 } p_0 = 1000 \text{ mb}$$

$$p_s = 500 \text{ mb}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla T + (\Gamma_d - \Gamma) \omega + \frac{1}{C_p} \frac{dQ}{dt}$$

其中,

$$\frac{dQ}{dt} = K(T_1 - T_2)$$

同理有

$$\frac{\partial \zeta_T}{\partial t} = \frac{g}{f} \nabla^2 \frac{\partial H}{\partial t} = -\frac{R}{f} \nabla^2 \int_{p_0}^{p_s} \left[ -\mathbf{V}_{g^s} \cdot \nabla T \right.$$

$$\left. + (\Gamma_d - \Gamma) \omega + \frac{1}{C_p} \frac{dQ}{dt} \right] d \ln P \quad (3)$$

方程右边三项分别为温度平流项、稳定度项和非绝热项。通过式(1)–(3)可求得地面涡度  $\zeta_0$ , 500 mb 涡度  $\zeta_5$  及热成风涡度  $\zeta_{T0}$ 。以 1983 年 12 月 10 日发生在贝加尔湖西南乌兰固木附近的较强冷性反气旋为例, 我们分别计算了冷性反气旋入海前后各天的  $\zeta_0$ ,  $\zeta_5$ ,  $\zeta_{T0}$ 。计算范围, 入海前取 30–60°N, 80–120°E; 入海后为 20–40°N, 120–150°E (以  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  网格)。从计算结果看出, 冷性反气旋在源地时最强, 中心最大负涡度为 -20 (图 1), 而入海后明显减弱, 中心最大负涡度为 -10 (图 2)。从  $\zeta_{g^s}$  (图 3) 来看, 冷性反气旋在源地时, 从贝加尔湖直到我国东南沿海为一大片负涡度区, 最强的中心为 -22, 而入海后范围明显减小 (图 4), 强度也有所减弱。可见冷性反气旋在南移过程中逐渐变性, 到了黑潮上空, 由于下垫面加热场的作用, 使其下部增温、增湿、强度减弱。

另外就热成风涡度而言, 冷性反气旋入海前, 正的热成风涡度不断输送到槽中, 使槽

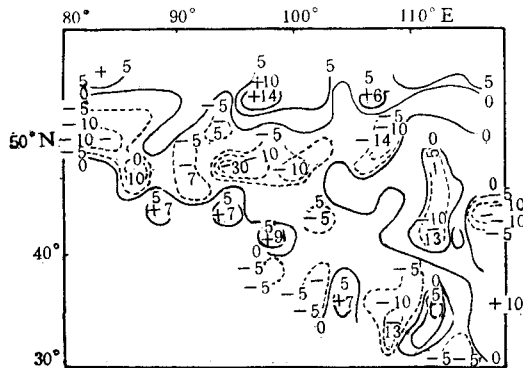


图 1 地面涡度(1983.12.10)

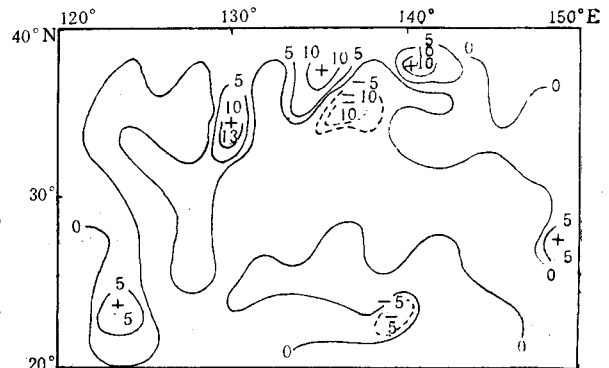


图 2 地面涡度(1983.12.12)

加深,对高空系统的发展起了重要的作用。入海后,等厚度线与等高度线近于平行,高空槽、脊系统不再发展。如前所述 1983 年 12 月 10 日一例,冷性反气旋在源地时,热成风涡度范围广、强度大,从西北向东南形成一负强的热成风涡度区(图 5)。当冷性反气旋南移时,温度槽不断向高度槽靠近,温度平流愈来愈小。当冷性反气旋入海后(图 6),高空等温线和等高线变得基本平行,两层等压面之间的平均梯度趋近于零。地转风随高度变化不大,热成风变得很小,所以由于黑潮加热场的作用,冷平流作用减弱,热成风负涡度也随之减小,使冷性反气旋一直处于减弱状态。在这种情况下,只有高空不断输送负涡度时,变了性的反气旋才会重新发展,否则非绝热项一直使入海后的反气旋减弱。

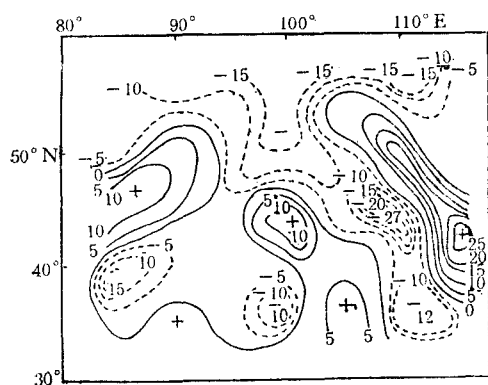


图 3 500mb 涡度(1983.12.10)

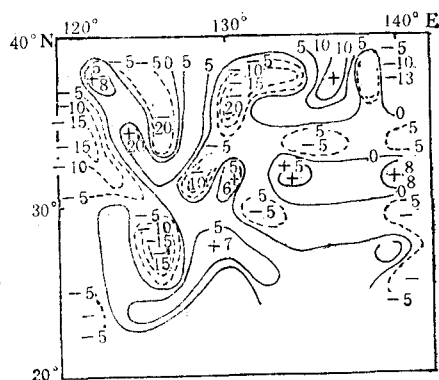


图 4 500mb 涡度(1983.12.12)

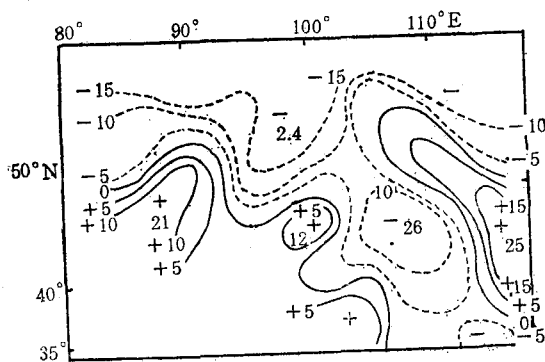


图 5 500mb 热成风涡度(1983.12.10)

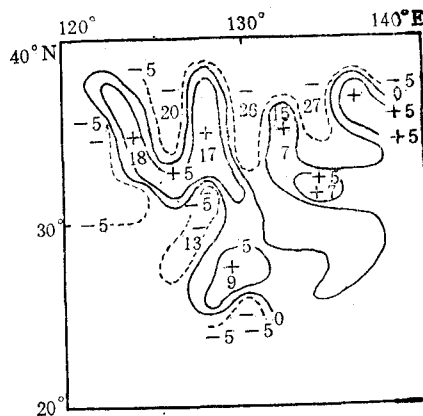


图 6 500mb 热成风涡度(1983.12.12)

### 3. 热成风诸因子贡献的比较

从表 1 看出: (1) 温度平流项从地面到 700 mb 层的范围内,各层在源地都大于海上,这说明在热成风涡度平流中,温度平流的作用在陆地比海上重要得多;(2)就稳定度而言,冷性反气旋在源地时大于海上,入黑潮的第二天小于第一天,这说明在一个时段内,出海时间愈长,冷性反气旋愈加不稳定;(3)垂直速度  $\omega$  在陆地辐散下沉的速度大于海上,这说明冷性反气旋在陆地上比海上稳定,而且强度也大;(4)非绝热项,冷性反气旋在源地时,由于地温低于气温,所以热量是向下输送,入海后截然不同,海面水温,特别是黑潮

表 1 热成风涡度诸因子比较

时间	层次	温度平流	稳定度	垂直速度	非绝热项
1983.12.10	海面	$2.953 \times 10^{-4}$			0
	850	$-5.005 \times 10^{-5}$	1.61	$6.994 \times 10^{-4}$	$-4.9 \times 10^{-1}$
	700	$-1.655 \times 10^{-4}$	1.07	$4.056 \times 10^{-4}$	$2.21 \times 10^{-2}$
1983.12.12	海面	$1.320 \times 10^{-5}$			330
	850	$-1.060 \times 10^{-5}$	0.21	$1.336 \times 10^{-5}$	14.71
	700	$-3.140 \times 10^{-5}$	0.75	$1.764 \times 10^{-5}$	-27.87
1983.12.13	海面				63.7
	850		0.04		8.99
	700		0.80		-18.78

区在冬季明显高于气温,海水起了加热大气的的作用。从海面到850mb热量都是向上输送。一般在700mb层,由于凝结释放潜热,热量输送变成负号;此外海洋供给大气的热量,因第一天海、气温差大,所以第一天输送热量最多,第二天明显减少,通过以上诸因子贡献的分析,可知在源地时冷性反气旋以温度平流项为主,而入海后,温度平流项的作用明显减小,非绝热项起了决定性的作用。

## 二、海面加热场的分析

1. 从剖面图看出,冷性反气旋在源地时(图7a),其主要特点是在剖面图表现出自下而上的温度槽,系统浅薄,层结非常稳定。而入黑潮后第一天(图7b),由于黑潮暖水加热作用,首先在低层出现了温度脊,到700mb层,等温线变得平直;入海的第二天(图7c)变性特征更趋明显,从低空到高空都呈现温度脊向上突起,这说明冷性反气旋入海两天后,就可变成与原来性质不同的气团了。

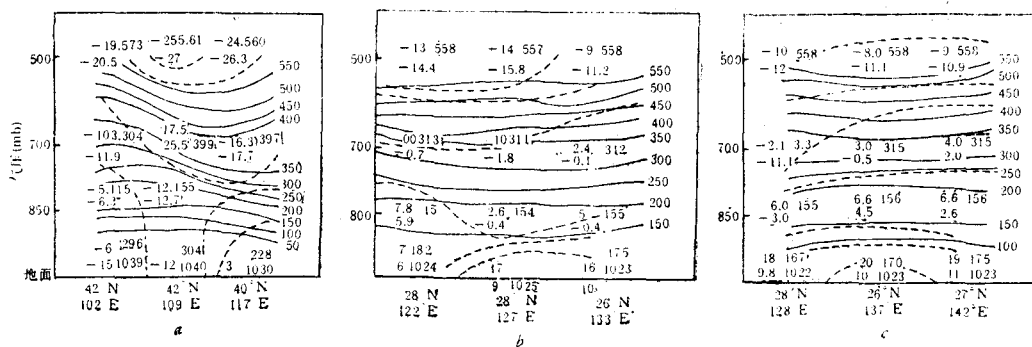


图 7 剖面图

a. 1983.12.10; b. 1983.12.12; c. 1983.12.13.

2. 从层结曲线来看(图8),冷性反气旋在源地,从地面到850mb有逆温层存在,而850mb到高层是逐渐减温的。这说明,冷性反气旋在源地时厚度较小,入海后低层增温幅度较大,24小时后逆温层即可消失,以后增温、增湿的速度便大大减弱,致使逆温层以下

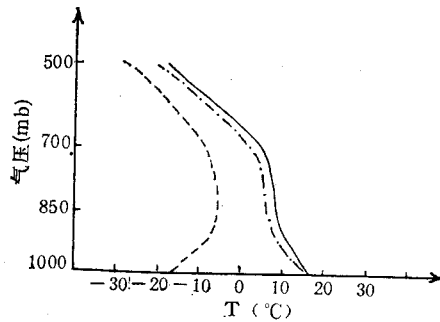


图 8 高压中心附近探空曲线

----陆(乌兰固木)1983.12.10; ——海上第一天(冲绳)1983.12.12;  
- · - · -海上第二天(478站)1983.12.13。

的冷空气团发生根本性的改变。

### 三、结 语

1. 冷高压在到达黑潮海域前,温度槽落后于高度槽,热成风正涡度平流不断向高度槽内输送,使高度槽不断发展和加深,当到达黑潮海域后,由于黑潮加热场的作用,温度槽和高度槽趋于重合,系统不再发展和加强,地面高压迅速减弱。

2. 由于海面加热场的作用,使冷空气增温、增湿,从地面到高空 500mb 的厚度迅速增大,涡度平流变得很小,而非绝热因子起了主要作用,使浅薄的动力性反气旋,逐渐转变成一个深厚的热力暖性反气旋。

3. 冷性反气旋入黑潮后 24 小时可影响到 700mb, 48 小时后可影响高度达 500mb 以上,一个冷性反气旋入海两天后即可变成与原来性质截然不同的暖性反气旋。

4. 冷性反气旋在黑潮加热场的作用下,一直处于减弱的形势,只有当副高趋近,高空有负涡度平行输入时,才会加强成为副高的一部分。

### 参 考 文 献

- [1] 朱乾根等编著,1979. 天气学原理和方法. 气象出版社, 77—102 页。
- [2] 赵绪孔、马成璞、李若纯, 1982. 东海黑潮与东太平洋赤道海区水温的关系及青岛汛期降水预报. 海洋学报 5 (1): 37—39。
- [3] A. H. 佩里,沃克,1977. 海洋大气系统. 张立政等译,1983. 科学出版社,119—137页。

## SYNOPTIC DYNAMIC ANALYSIS OF ANTICYCLON EVOLUTION OVER THE KUROSHIO

Zhao Xukong

*(First Institute of Oceanography, SOA, Qingdao)*

and

You Baochuan

*(Shandong College of Oceanology, Qingdao)*

### ABSTRACT

When any one of anticyclons moves from the area in which it acquires its characteristic properties to the Kuroshio surface, it immediately begins to be modified by the new environment to which it is subjected. This variability is of outstanding importance for the weather condition of eastern China.

Some valuable results are obtained through the analysis of its physical properties and structure. It will be helpful to know (1) some important factors of affecting development for anticyclon; (2) about the distribution and change of the weather.