

# 一次引发强沙尘天气的快速发展 蒙古气旋的诊断分析

张志刚 赵琳娜 矫梅燕 周宁芳 孔 期

(国家气象中心,北京 100081)

**提 要:** 利用 NCEP 分析资料和常规气象观测资料对造成 2006 年 3 月 9—10 日华北大范围强沙尘天气,产生大风的蒙古气旋快速发展过程进行了分析。结果表明:气旋发展前期,高层反气旋性流场对波能量发展有正的贡献,有利于气旋的爆发性发展。在气旋发展过程中,温度平流和涡度平流均为气旋发展的主要因子,但涡度平流在气旋发展初期相对温度平流较弱。斜压作用出现在低层,并随着气旋后部的锋消作用以及前部的锋生而显著增强,这对于有效位能的释放、动能的产生以及气旋的发展有重要作用,同时,斜压强迫能够诱发出强烈的非地转风。此外,位涡分析表明,气旋的发展与冷空气活动的关系比较密切,并且存在明显的高低空系统之间的相互作用,而水汽和潜热释放产生的作用不明显。同时揭示出该气旋发生发展机制不但与挪威学派的温带气旋模型有较大差别,而且与 Petterssen 总结的 A、B 类气旋、引起我国夏半年降水的江淮气旋和西南涡等低压系统亦不相同。

**关键词:** 沙尘暴 蒙古气旋 大风天气 斜压作用

## Diagnostic Analysis of a Rapid Developing Cyclone in Mongolia Causing Severe Sandstorm

Zhang Zhigang Zhao Linna Jiao Meiyuan Zhou Ningfang Kong Qi

(National Meteorological Center, CMA, Beijing 100081)

**Abstract:** Based on the NCEP-NCAR data and the observational data on March 9-10, 2006, a diagnostic analysis is conducted for the development of Mongolia cyclone inducing the severe dust storm. The results show that high-level anticyclonic flows contribute to development of the wave energy, and make the explosive cyclone. Although vorticity advection and thermal advection are

基金项目:科技部社会公益研究专项“北京主要尘源性大气污染研究”(2004DIB1J031)和中国气象局气象新技术推广项目  
“亚洲沿海海区爆发性气旋的结构和发生发展成因分析”(NMC-P2004-003)共同资助

收稿日期:2007 年 1 月 15 日; 修定稿日期:2007 年 3 月 25 日

important to the cyclone development, vorticity advection is weaker than thermal advection at the first stage of cyclone development. The baroclinicity in the lower troposphere strengthens significantly with frontolysis at the rear part of the cyclone and the frontogenesis of foreside the cyclone, which is helpful for release of available potential energy, production of kinetic energy and the development of the cyclone. In addition, the potential vorticity analysis indicates that the cyclone development is related to the activities of cold air, and there exist distinct interactions between systems of the upper and lower troposphere, but the role of water vapour and release of potential heat is not obvious. The mechanism of development of cyclone is quite different from that of other cyclones associated with the summer precipitation in China.

**Key Words:** dust storm Mongolia cyclone gale baroclinic effect

## 引 言

沙尘暴是一种严重的灾害性天气。我国位于东亚地区,是世界上沙尘暴多发区之一。近年来,我国北方沙尘暴天气又趋活跃,引起了各方面关注,相继开展了沙尘暴气候学和成因机制的研究。沙尘暴天气的起因一是与地表的特征有关,另一是与冷空气的活动及其引起的大风过程相联系,而大风又常常和冷锋、锋生过程及气旋的发生发展过程密切关联,有时甚至和某些强烈发展的中尺度系统,诸如干飚线及 MCS 有关<sup>[1-2]</sup>。对于夏半年引发降水的江淮气旋、华北低涡、东北低涡和西南涡已有不少研究。相对而言,对于引发春季大风的蒙古气旋的研究尚不太多,赵林娜<sup>[3]</sup>等、薛建军<sup>[4]</sup>等分别研究了 2000 年 4 月和 2002 年 3 月引起沙尘暴天气的蒙古气旋,申红喜<sup>[5]</sup>对比研究了蒙古气旋型和西风槽型沙尘天气,以上研究都指出了蒙古气旋的一些特性,然而对于其快速发展的原因还有待进一步探索。为此,本文着重讨论了 2006 年 3 月的一次引发严重沙尘暴天气的蒙古气旋发生发展的过程。

## 1 资料来源及气旋概况

诊断分析中所用资料为  $1^\circ \times 1^\circ$  NCEP 分析资料,该资料每 6 小时一次;常规气象观测

资料中,地面资料为 3 小时一次;高空资料为 12 小时一次。

为了更好地确定气旋的位置和移动,我们分析了海平面气压场。3 月 8 日 06 时(世界时,下同)在贝加尔湖东南部存在一低压,中心气压值为 1010hPa,到了 12 时低压东移加强为蒙古气旋,1010hPa 的等压线范围明显扩大。此后该气旋缓慢移动,强度无明显变化。9 日 00 时气旋开始发展,到了 03 时,中心气压值为 1000hPa,3 小时以后中心气压值又下降了 5hPa,为 995hPa。仅仅 6 个小时气旋就从发展达到最强,气旋后部出现地面大风,中心风速达  $24\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,中心气压的数值虽然不算非常低,但是引起的风力很强,这是春季气旋的一个特点。气旋中心 6 小时下降 15hPa,相当于每小时下降 2.5hPa,表明该气旋发展速度的确非常快。由位于中蒙边界的满都拉站 9 日的能见度与气压的关系(表 1)可以看出,气压迅速下降时能见度也快速下降,二者存在一定的正相关。气旋发展最强时,满都拉站出现了强沙尘暴。

表 1 满都拉站 2006 年 3 月 9 日能见度与气压的变化

时间(世界时)	9 日 00 时	9 日 03 时	9 日 06 时	9 日 09 时
气压/hPa	1011.8	999.7	998.6	1003.3
能见度/m	30	0.9	0.2	1

## 2 气旋发展基本物理量场的特征

为了分析该气旋发生发展的原因,我们

对一些主要的物理量进行了计算分析。包括垂直速度、散度及层结分布。

### 2.1 垂直速度

8 日 18 时沿气旋中心位置 49°N 的垂直剖面图上, 95~110°E 范围内从地面到高空 300hPa 为一宽广的上升运动区。就垂直分布而言, 对流层低层的垂直运动比赵琳娜<sup>[3]</sup> 等的蒙古气旋个例要弱一些, 上升运动最大值位于 750hPa, 垂直速度比  $-7 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$  要强。9 日 06 时, 低涡位于 46°N, 上升运动区向东移动, 上升运动伸展到 200hPa, 最大值在 750hPa, 中心为  $-7 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ , 9 日 12 时此上升区分裂为两个中心。

### 2.2 相对涡度场

8 日 18 时低涡中心位于 49°N、106°E。从过 106°E 的垂直剖面图上(图 1), 45~51°N 范围内, 700hPa 以下均为正涡度, 最大中心在 850hPa, 其值大于  $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , 700hPa 以上为负涡度区。由 200hPa 流场图分析(图略), 低涡前部的负涡度区是由反气旋流场造成。之后负涡度区逐渐东移, 远离低涡, 低涡上空为气旋性曲率流场控制, 正涡度区范围增大并向上扩展成为一个深厚的涡旋系统。采用自然坐标系, 周伟灿等<sup>[6]</sup> 研究指出, 当

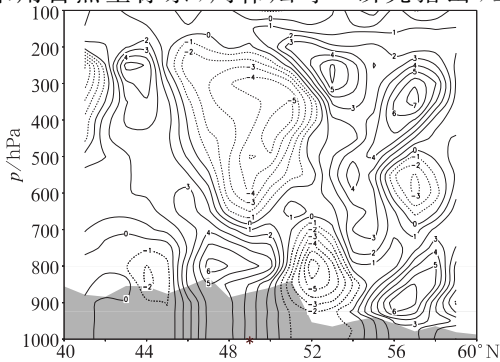


图 1 2006 年 3 月 8 日 18 时过低涡中心 (49°N、106°E) 沿 106°E 涡度垂直剖面图 (单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )

基流为非平直, 且不满足梯度风平衡关系时, 波包能量变化为:

$$\frac{\partial E}{\partial T} = - \iint \frac{m}{k} \frac{\Phi_0^2}{\lambda^2} f \mathbf{C}_g \cdot \nabla (\Delta \bar{U}_{\theta f}) dY dZ - 2 \iint \frac{m}{k} \frac{\Phi_0^2}{\lambda^2} f \mathbf{C}_{gy} \frac{\partial}{\partial Z} (K_s \bar{U}) dY dZ$$

第一项表示由于气压梯度力、惯性离心力、柯氏力三力不平衡, 在垂直方向变化而造成的非梯度风平衡基流的非热成风空间分布的不均匀性对扰动波包发展的作用。第二项是热成曲率涡度对扰动波包发展的作用。

根据文献[6], 假设 Y 轴指向正北,  $m/k > 0$  和  $m/k < 0$  分别表示扰动等位相线向南和向北倾斜, 实际天气过程中波动等位相线向冷区倾斜, 即  $m/k < 0$ ,  $\mathbf{C}_g = C_{gy} \mathbf{j} - C_{gz} \mathbf{k}$  为波包群速度;  $\Delta \bar{U}_{\theta f} = \Delta \bar{U}_{\theta} - \frac{(K_s \bar{U}^2)_g}{f}$  表示非梯度风平衡基流的非热成风;  $\Delta \bar{U}_{\theta} = \bar{U}_{\theta} - \bar{U}_z$  为非热成风;  $\bar{U}_{\theta} = -\frac{1}{f} \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial n}$  为基本气流温度场热成风;  $\bar{U}_z = \frac{\partial \bar{U}}{\partial Z}$  为风的垂直切变;  $K_s$  为基流的曲率常数, 反气旋环流时,  $K_s < 0$ , 气旋环流时,  $K_s > 0$ 。

由以上可知方程右端第一项:

$$\nabla (\Delta \bar{U}_{\theta f}) = - \nabla \left( \frac{1}{f} \frac{g}{\theta} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial n} \right) - \nabla \left( \frac{\partial \bar{U}}{\partial Z} \right) - \nabla \left( \frac{(K_s \bar{U}^2)_g}{f} \right)$$

因而用  $\theta$  场和风场的垂直切变在水平面的分布可以定性讨论右端第一项对波能量的贡献。

由 8 日 18 时 200hPa  $\theta$  场(图 2)和 200~850hPa  $\partial \bar{U} / \partial z$  分布图(图 3)可知, 在气旋中心附近,  $\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial n} > 0$ ,  $\nabla \left( \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial n} \right) > 0$ , 由于此时气旋向南移动, 因而  $C_{gy} < 0$ , 热成风的变化对  $\frac{\partial E}{\partial T}$  有正贡献, 在急流以下, 由图可见,  $\frac{\partial \bar{U}}{\partial Z} > 0$ , 风的

垂直切变对  $\frac{\partial E}{\partial T}$  也有正的贡献;若  $K_s$  为常数,且  $K_s < 0$ , 则  $K \nabla (\bar{U}^2)_x < 0$ , 该项对  $\frac{\partial E}{\partial T}$  的贡献为负。由尺度分析, 由于  $K_s \sim 10^{-6}$ ,  $\nabla \left( \frac{K_s \bar{U}^2}{f} \right)_x$  的量级较前两项小。因此,  $\nabla \left( \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial n} \right)$ 、 $\nabla \left( \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \right)$  的分布均对  $\frac{\partial E}{\partial T}$  有正贡献, 所以这种能量的分布对波能量的发展有利。

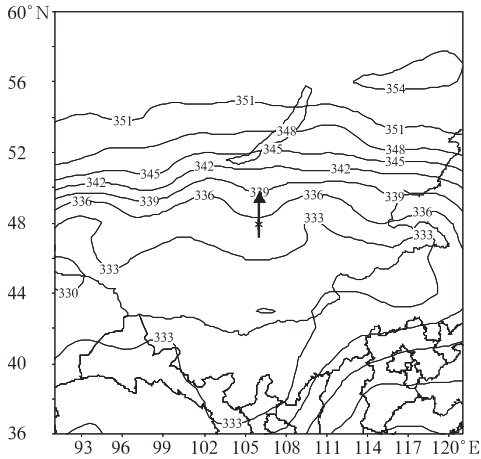


图2 2006年3月8日18时200hPa  
 $\theta$ 场(单位:K)分布  
箭头为  $n$  的方向, 其长短定性表示  $\partial\theta/\partial n$  的大小

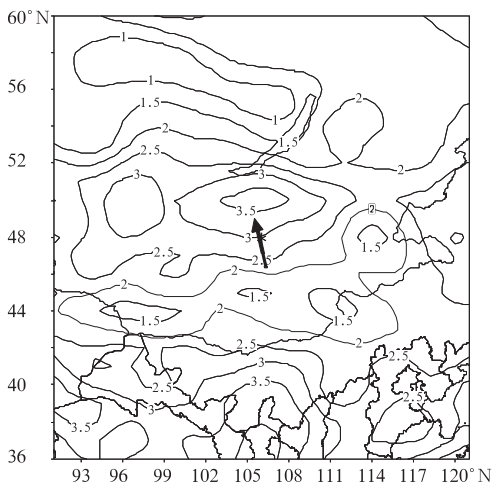


图3 2006年3月8日18时200~850hPa  
 $\frac{\partial \bar{U}}{\partial z}$  分布图(单位:  $\times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ )  
箭头方向为  $n$  的方向

由方程右端第二项, 在急流以下,  $\frac{\partial \bar{U}}{\partial z} > 0$ , 当  $K_s < 0$ ,  $C_{gY} < 0$  时, 波能量发展。8日18时, 波的能量向南传播,  $C_{gY} < 0$ , 由200hPa流场图可知, 气旋前部为反气旋流场,  $K_s < 0$ , 所以此时气旋处在一个波能量发展的位置。

综上所述, 在气旋强烈发展前, 这种负涡度场对气旋的爆发性发展非常有利。

### 2.3 层结分析

分别沿  $102^\circ\text{E}$ 、 $109^\circ\text{E}$  和  $46^\circ\text{N}$  对  $\theta_{se}$  做了经向和纬向剖面图, 发现从气旋初生期到爆发, 与气旋相对应的大部分区域为层结稳定区。在9日06时的  $111^\circ\text{E}$  剖面上, 气旋附近对流层中下层为中性层结。选择气旋即将发展时刻9日00时, 位于气旋附近的二连浩特探空站 ( $42.57^\circ\text{N}$ 、 $110.45^\circ\text{E}$ ), 从该站层结曲线上可发现该站整层为不稳定性层结(图略), 与赵琳娜等<sup>[3]</sup>研究的个例基本相似, 其对流活动不是很明显, 系统性的较大范围动力强迫上升运动的贡献可能是主要的。

## 3 气旋发展的热力和动力作用分析

### 3.1 温度平流、涡度平流的作用

3月8日18时气旋爆发前期, 沿  $49^\circ\text{N}$  的温度平流剖面图上, 从地面到对流层中层均为冷平流控制; 450hPa以上为暖平流, 冷中心位于700hPa, 暖中心位于300hPa, 且冷平流势力较强。冷平流中心值为  $40 \text{K} \cdot \text{d}^{-1}$ 。这股冷平流也随气旋缓慢东移, 到9日06时(图4)气旋爆发时冷平流达最强, 中心值达  $50 \text{K} \cdot \text{d}^{-1}$ , 很明显高空为暖平流, 低层是冷平流, 温度平流随高度是减弱的。由地面气压的发展方程得知, 地面到无辐散层的平均暖平流有利于地面气旋的发展。此后, 该冷平流始终与气旋相伴。相应的经向剖面图上及850hPa温度平流图上也可以得到类似的

结果。很明显，高空温度平流在该气旋的发生和发展中起了主要作用。这一点似乎与 Petterssen 等总结的 A 类气旋有相似之处。

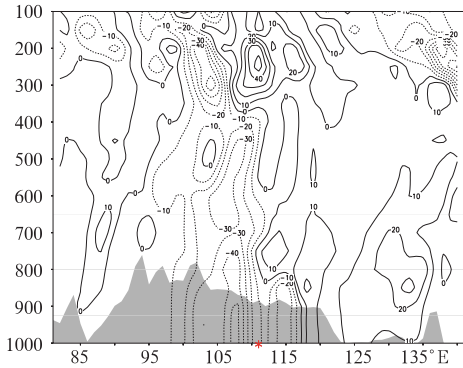


图 4 2006 年 3 月 9 日 06 时沿 46°N 温度平流垂直剖面图(单位:K·d<sup>-1</sup>)

在气旋发展前期 8 日 12 时 500hPa 高度场上,贝加尔湖南部(105°E)有一浅槽,槽的南部伸至 42°N,槽上与槽前略有疏散,说明槽前有正的涡度平流。该高度槽后有一温度槽相配合,温度槽明显落后于高度槽,槽前北行的暖平流和槽后南下的冷平流十分有利于高层扰动的维持和加强。同时,槽线和脊线均向西倾斜,这表明水平温度平流使扰动的有效位能增加,垂直环流又使有效位能转换为扰动位能。槽前我国内蒙古东部和东北地区为暖脊控制,相应 850 hPa 高度场该地区的暖平流较 500hPa 的强。9 日 00 时,低槽加深并向原先槽前暖平流的区域移动,且离地面气旋的距离越来越近。温度场也有所变化,原先槽后 -28℃ 的冷舌也伸向地面冷锋的位置。此时,地面气旋后部的气压梯度增大,强风区增强,大风中心风速达 16m·s<sup>-1</sup>,蒙古国南部和我国内蒙古北部开始出现沙尘暴天气,此后气旋强烈发展,06 时,气旋发展加深为 995hPa,强风区不断增强,大风中心风速高达 24m·s<sup>-1</sup>。蒙古国大部和我国内蒙古中部出现大范围的沙尘暴天气。12 时 500hPa 低槽发展加深,温度槽和高度槽重

合,此时地面气旋开始填塞,气旋停止发展。

从以上分析得知,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作用也很明显,并且随着气旋的发展涡度平流也增强。因此,根据高空 500hPa 的温度平流和涡度平流演变与地面气旋发展的关系,既不完全符合 Petterssen 等所归纳的 A 类气旋发展标准,也不完全像其 B 类气旋的发展特征,与赵林娜等<sup>[3]</sup>研究的个例也不相同,那么斜压性对气旋的发展作用又是怎样的呢?

### 3.2 斜压作用的分析

本次过程只有个别测站有微量降水,基本属于干过程。分析 3 月 8 日 18 时整层的水汽通量散度得知气旋附近最大水汽通量辐合中心为  $-1 \times 10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ ,表明在气旋发生初期对流层低层水汽的作用很小,而且随着高度的增加水汽为辐散。由于位温在干过程中具有保守性。因此我们用位温计算了锋生函数<sup>[7]</sup>,以考察大气斜压性对气旋发生发展的贡献。

锋生函数表示成如下形式:

$$F_G = \frac{d}{dt} |\nabla\theta| = F_{G1} + F_{G2} + F_{G3} + F_{G4}$$

$$F_{G1} = \frac{1}{|\nabla\theta|} ((\nabla\theta) \cdot \nabla(\frac{d\theta}{dt}))$$

$$F_{G2} = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla\theta|} (\nabla\theta)^2 D$$

$$F_{G3} = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla\theta|} ((\frac{\partial\theta}{\partial x})^2 - (\frac{\partial\theta}{\partial y})^2) A + 2 \frac{\partial\theta}{\partial x} \frac{\partial\theta}{\partial y} B$$

$$F_{G4} = -\frac{1}{|\nabla\theta|} \frac{\partial\theta}{\partial p} (\frac{\partial\theta}{\partial x} \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial\theta}{\partial y} \frac{\partial w}{\partial y})$$

其中: $\theta$  是位温,  $D$  是水平散度,  $A = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}$ ,

$B = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$ 。严格来讲,锋生函数应包含 4

项,  $F_{G1}$  是非绝热加热项;  $F_{G2}$  是水平辐散项;

$F_{G3}$ 是形变项; $F_{G4}$ 是与垂直运动有关的倾斜项。

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、形变项以及与垂直速度有关的倾斜项三项。850hPa的锋生函数显示,从9日00时开始,蒙古国中部至我国二连浩特一带存在一个近似东西走向的锋生区,锋生中心位于蒙古国东南部,中心强度为 $12 \times 10^{-10} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ,表明该区域有较强的斜压性。此后,该锋生区随着蒙古气旋向东移动并且强烈发展,锋生中心始终位于蒙古气旋的东侧,中心强度明显增加。到9日06时(图5),也就是气旋发展最强时,锋生区最大值达到 $40 \times 10^{-10} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 。到9日12时,在气旋西侧有中心值为 $20 \times 10^{-10} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 的锋生中心出现,表明冷锋上的斜压性仍在起作用,对于向动能的转换仍有帮助,使得蒙古气旋能够维持在1005hPa的强度。此后气旋附近一直伴有强烈的锋生,直到气旋锢囚。

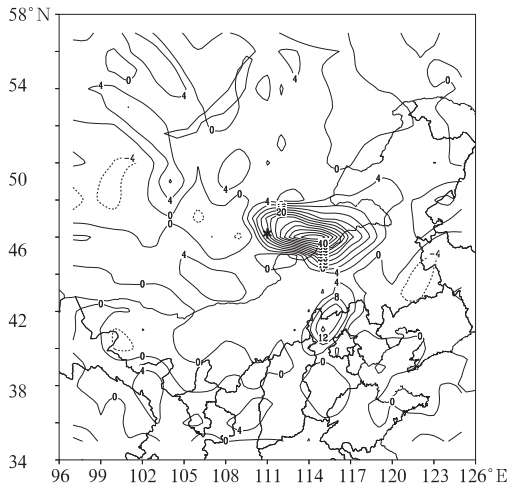


图5 2006年3月9日06时850hPa锋生函数  
(单位: $10^{-10} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ )

为了了解锋生过程在三维空间的分布,分析气旋发展各个阶段上该气旋中心位置附近的锋生函数的垂直剖面图可发现:9日00时气旋的前部后部均为锋生函数较强区域,

气旋前部的锋生函数更强并且集中在750hPa以下;9日06时也就是气旋发展最强时刻,气旋后部的锋生函数减弱,而气旋前部的锋生函数显著增强,最大锋生中心出现在在975hPa,中心大于 $40 \times 10^{-10} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ 。9日12时,气旋前部750hPa以下依然维持了较强的锋生区,但数值较前一个时刻已经明显减小,此后锋生区始终与气旋相对应,直到气旋锢囚。综上所述,可以认为斜压性与气旋的发生发展有很密切的关系,大气的斜压性对于有效位能的释放、动能的制造及气旋的加深无疑是有帮助的。斜压强迫可能是该气旋发生发展的重要原因之一,但就斜压作用的特征来讲,一开始低层有斜压作用但数值较小,气旋发展时,气旋后部的锋生区减弱消失,而前部的锋生区随着气旋的发展而显著增强,到气旋发展的后期,锋生区随着气旋的减弱而减小。因此,从斜压作用的角度来说,该蒙古气旋可以归为Petterssen等<sup>[8]</sup>总结的B类气旋。综合温度平流、涡度平流及斜压性在气旋发展中的作用分析,该气旋的发展还不完全同于前人的研究,是否是与东亚的大地形,或者其他的因素有关,需进一步探讨。

### 3.3 Q矢量与非地转风分析

1978年,Hoskins等<sup>[9]</sup>提出了准地转Q矢量的概念,并推导出以准地转Q矢量散度作为强迫项的准地转 $\omega$ 方程,它克服了传统形式 $\omega$ 方程右边两项互相抵消的问题,且有物理意义清楚、计算简单的特点,可适用于整个对流层。采用Q矢量带来了某些方便。我们注意到Q矢量与非地转风存在一定的关系,Hoskins等<sup>[9]</sup>指出,为了维持大气中的地转平衡和静力平衡,这个Q矢量必定沿着低层非地转风的方向,同时指向上升区,反之,为下沉运动。因而,低层Q矢量近似与非地转风呈比例,由此可以通过考察Q矢量



来估计非地转风的分布。给出9日00时850hPaQ矢量和温度的分布图,可以看到在气旋中心有非地转气流。另外,在气旋东侧和西侧均有很强的非地转气流,并且这些气流是辐合的。从Q矢量散度图来看(图略),在气旋中心附近Q矢量散度中心值达到 $-16 \times 10^{-9} \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,此时低层的Q矢量辐合比较强。9日06时(图6),气旋东侧的Q矢量辐合区随着气旋东移,与在内蒙古东部的Q矢量辐合区连接形成一条矢量辐合带,这个辐合带呈东西走向,强度较前一时刻大,辐合带上一边有强烈的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一侧,这说明低层锋区侧向非地转环流十分明显;辐合非常强烈。这与9日06时的850hPa锋生函数分析结果一致。将上述两个时刻的Q矢量图与同时刻的地面天气图对比发现:Q矢量辐合区与地面气旋锋区的走向非常接近。到了夜间12时,非地转环流更加明显,辐合更加强,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,因此有利的动力条件和热力条件有利于能量的积累,促进气旋前期的发展和后期的维持。

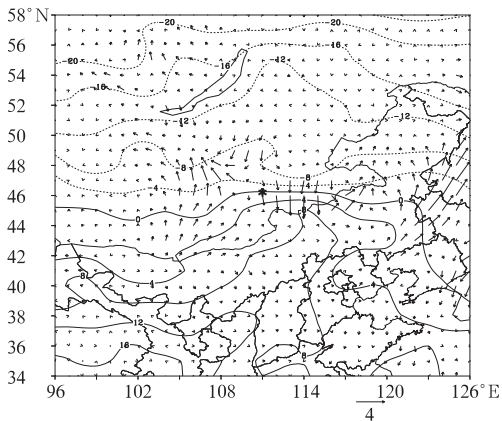


图6 2006年3月9日06时850hPaQ矢量单位: $10^{-9} \text{m} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 和温度分布图(单位: $^{\circ}\text{C}$ )

#### 4 气旋发生发展过程中高低层系统的相互作用

近几年,位涡理论在天气动力学研究中,尤其是爆发性(或快速发展)气旋和锋面研究中得到广泛的应用和发展。位涡在等熵面上和等压面上的表达式分别为:

$$P = -g(\zeta_{\theta} + f) \frac{\partial \theta}{\partial p}$$

和

$$P = -g(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta}{\partial p}$$

其中, $\zeta_{\theta}$ 是等熵面上的相对涡度, $\zeta_p$ 是等压面上的相对涡度, $\theta$ 是位温, $f$ 为地转参数, $g$ 为重力加速度, $P$ 为气压。位涡的单位为 $10^{-6} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。

与 Juang 等<sup>[10]</sup>的做法类似,以 $1.0 \times 10^{-6} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的等值线代表位涡相对大值区,8日18时 $v$ 量及位涡沿 $49^{\circ}\text{N}$ 纬向及 $102^{\circ}\text{E}$ 经向剖面上看到,在气旋扰动区,纬向和经向剖面上低层均存在一个小的位涡正距平区。纬向剖面图上 $92^{\circ}\text{E}$ 附近对流层高层大位涡区向东、向下传。出现一个类似“漏斗状”的结构。8日12时下传到350hPa(图略),8日18时达400hPa,此时,对流层低层的位涡大值区也向西、向上伸展;但是高、低空位涡大值区尚未相互连接。9日00时 $47^{\circ}\text{N}$ 纬向剖面图上,对流顶层位涡大值区向东向下伸到达500hPa,低层的位涡高值区从地面向西、向上伸至650hPa,高低空位涡大值区此时已非常接近,特别是 $0.5 \times 10^{-6} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$ 值线而言,整个对流层中已连成一片,上下贯通成一个整体(图7)。合并后的位涡大值区在气旋中心的东侧。已经注意到,对流层高层位涡大值区向下伸展的整个过程与气旋加深相一致。位涡大值区下传的路径是由西北向气旋中心靠近的,9日00时高层位涡下传的速度最快。致

使高层的位涡大值区移至低层的位涡大值区上,二者相互合并。合并后,气旋发展加快。而经向剖面上,高层位涡大值区在气旋强烈发展阶段一直未明显下传,因此,强烈发展的气旋几乎沿着一条直线向东移动。而在气旋发展的后期,9日12时高层位涡大值区明显向南下传,18时高层大值位涡和低层大值位涡上下贯通,气旋明显向东南方向移动。我们注意到,不仅低层暖平流,而且高层正的位涡平流,它们共同造成了气旋强烈发展。这种现象不但与海洋以及温带气旋的强烈发展有某些类似之处,而且与赵琳娜<sup>[3]</sup>研究2000年的个例也极为相似,但位涡的数值要偏小一些。由此进一步确认,气旋发展过程中的确存在着明显的高低空系统的相互作用,高空位涡高值区下传位于气旋性环流区的西部和北部。

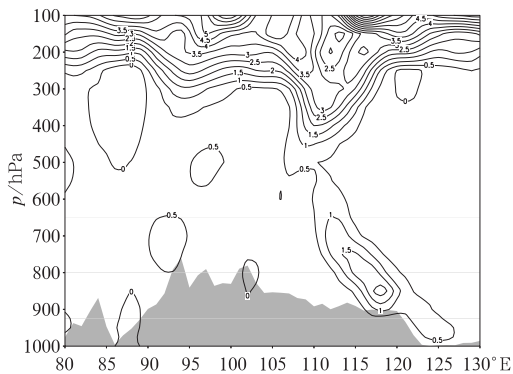


图7 2006年3月9日00时沿47°N位涡垂直剖面图(单位: $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$ )

## 5 结论与讨论

图8给出了蒙古气旋发生发展的物理图像,其物理过程有以下特点。

(1) 该气旋是干冷结构,斜压性较强。开始时只是在低层明显,后扩展至高层,以致从地面到450hPa都有闭合气旋性环流存在,最后发展为一个深厚系统。气旋发展前期,高层反气旋性流场对波能量发展有正的

贡献,有利于气旋的爆发性发展。在气旋发展过程中,温度平流和涡度平流均为气旋发展的主要因子,但涡度平流在气旋发展初期相对温度平流较弱。与温度平流相同,涡度平流随气旋的发展也显著增强。与文献[8]总结的B类气旋的发展不同之处在于,本例气旋的发展主要因子初期是高空温度平流起主要作用,成熟期为涡度平流和温度平流共同作用。气旋附近区域的平均涡度较大、垂直运动较强,大气层结较稳定。

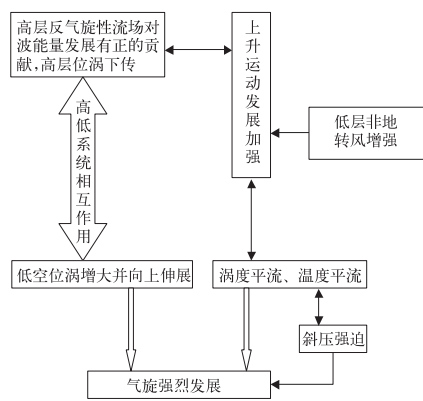


图8 蒙古气旋发生发展的物理图像

(2) 斜压性与气旋发展的作用分析表明:随着气旋的发展,斜压强迫是逐渐增强的,同时是气旋发展加强的主要因子。这与文献[8]总结的A类气旋发展不同,后者一开始在低层就有较强的斜压区存在。从斜压作用的角度来看,该蒙古气旋与B类气旋有些相似之处。此外,我们得知该气旋发展时,水气的贡献不明显,凝结潜热对该气旋发展的作用甚微,是“干气旋”。这与田生春等<sup>[11]</sup>春季快速发展气旋的个例不同,该个例中斜压作用和潜热释放的作用均是很重要的。

(3) Q矢量诊断与非地转风的作用分析表明:在气旋生成区的附近对流层中低层,特别是低层有较强的非地转气流存在,Q矢量辐合区与地面气旋锋区的走向非常接近。诊断分析表明,在气旋发展区由非地转风引发



了较强的上升运动。

(4) 本例气旋东移发展过程中,对流层中、高层有一个相对的高位涡区从蒙古向东移向中蒙边境;对流层低层也有一个相对较高的高位涡区从内蒙古向东北移至中蒙边境;高空和低空的两个位涡大值区相互连接、合并,存在着明显的高低空系统的相互作用。移动过程中高位涡区始终与气旋发展的区域相配合。气旋发展位于位涡大值区前沿的东南侧,表明涡旋的发展与冷空气活动关系密切,并且高低空的相互作用明显。同时表明:该气旋与挪威学派“锋面波动”的气旋模型不同,经典气旋的扰动主要在低层。

(5) 本例气旋与赵琳娜等<sup>[3]</sup>研究的2000年4月5—7日的蒙古气旋有某些相似之处,但某些物理量从数值上有所差别,主要表现为比2000年的个例偏小,但是气旋发展与之相比更加猛烈,6小时气旋中心气压下降了15hPa,地面大风与之相比也比较大,大风中心达到了 $24\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,是比较少见的快速发展的蒙古气旋。究其原因可能与气压的日变化、沙尘辐射冷却正反馈机制以及气旋经过的下垫面的条件有一定的关系,还需要进一步深入分析。

## 参考文献

- [1] 胡隐樵,田光宁.强沙尘暴发展与干飚线——黑风暴形成的一个机理分析[J].高原气象,1996,15(2):178-185.
- [2] 程麟生,马艳.“93.5”黑风暴发展结构和不同模式分辨率的数值试验[J].应用气象学报,1996,7(4):385-395.
- [3] 赵林娜,赵思雄.一次引发华北和北京沙尘暴天气的快速发展气旋的诊断研究[J].大气科学,2004,28(5):722-735.
- [4] 薛建军,刘月巍,牛若芸,等.2002年3月18—22日强沙尘暴过程分析[J].气象,2004,30(9):39-44.
- [5] 申红喜,李秀连,石步鸣.北京地区两次沙尘(暴)天气过程对比分析[J].气象,30(2):12-16.
- [6] 周伟灿,陈久康.非平直基流中尺度扰动的对称发展[J].南京气象学院学报,1996,19(4):419-425.
- [7] Jia Yiqin, and Zhao Sixiong. A diagnostic study of explosive development of extratropical cyclone over East Asia and West Pacific Ocean[J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 1994, 11(3):251-270.
- [8] Petterssen, S., and S. J. Smebye. On development of extratropical cyclones[J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1971, 97:457-482.
- [9] Hoskins, B. J., I. Draghici, and H. C. Davies. A new look at the equation[J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1978, 104:31-38.
- [10] Juang, H. M. H. and Y. Ogura. A case study of rapid cyclogenesis over Canada. Part II: Simulations [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 1990, 118:674-704.
- [11] 田生春,刘苏红.一次快速发展气旋的诊断分析[J].气象学报,1988,46(3):285-293.
- [1] 胡隐樵,田光宁.强沙尘暴发展与干飚线——黑风暴