

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^{*}

赵琳娜^{1,2)} 赵思雄¹⁾

1) (中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

2) (中国气象局国家气象中心, 北京 100081)

摘 要 对造成 2000 年 4 月 5~7 日华北大范围严重沙尘天气、产生大风的蒙古气旋快速发展过程进行了研究。气旋发展初期和发展成熟期温度平流均为气旋发展的主要因子, 涡度平流也起了作用, 但较温度平流作用弱且随气旋的发展而减弱。斜压作用开始出现在低层且位于气旋的后部, 气旋发展开始时气旋区高低空并没有很强的锋生, 但到气旋发展到最强时, 对流层高空锋生区叠加在低层锋区上气旋周围的斜压作用增强, 这对于有效位能的释放、动能的制造及气旋的加深有很大作用。此外, 斜压强迫诱发出强烈的非地转风; 对流层顶出现较深的“下陷”, 显示出冷空气的快速下沉及高低空系统之间存在明显的相互作用; 水汽和潜热释放的作用不明显; 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 的 A、B 类气旋发展、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; 温带气旋; 大风天气; 等熵分析

文章编号 1006-9895 (2004) 05-0722-14 **中图分类号** P445 **文献标识码** A

1 引言

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。沙尘暴的研究和预报涉及到一系列的多学科的重大问题, 包括沙源分布、沙尘暴形成机理、沙尘的输送与沉降、化学及辐射过程、沙尘暴的警报与预报以及沙尘暴对气候、海洋、生物及人类生活的影响等。为了弄清沙尘暴的形成机理, 赵琳娜等^[1]已对 2000 年 4 月一次沙尘暴天气的起沙机制进行了研究, 但对于其相关的有利的气象环境场未做更深入的讨论, 因而这是不够的。已经知道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, 诸如飑线及 MCS 有关^[2,3]。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, 而这类气旋又多属于快速发展之列。对其特性应做深入的探讨。为此, 本文着重讨论了 2000 年 4 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。

2003-05-12 收到, 2003-09-24 收到修改稿

^{*} 国家财政部资助项目 Y0101 和国家自然科学基金资助项目 9875011 共同资助

这次蒙古气旋是一个春季快速发展的陆地气旋。根据 Sanders 和 Gyakum^[4] 的定义, 24 小时内气旋中心海平面气压平均每小时下降 $1 \times (\sin\varphi/\sin 60^\circ)$ hPa 为爆发性气旋, 其中 $\sin\varphi/\sin 60^\circ$ 为纬度协调因子, φ 为气旋加深最强时中心所在的纬度值。当气旋中心 24 小时气压下降未达到, 但却相当接近上述标准时, 称为快速发展气旋。

近年来, 对于爆发性气旋的发展问题有不少研究, 尤其是对于海洋爆发性气旋发生发展的物理原因和机制的研究, 中外学者做了大量工作^[4~6]。对于海洋上的温带爆发性气旋, 现在认为重要的影响因子有多种, 诸如涡度平流、温度平流、凝结潜热释放、摩擦作用及斜压不稳定等等。经典的挪威学派强调低层的斜压扰动。Petterssen^[7] 总结的 A 类气旋发展斜压不稳定引起扰动增幅并从低层开始, 具有明显的锋区和斜压性。温度平流在此类气旋发展中起着主要作用, 其 B 类气旋发生发展的启动机制在高空, 与 A 类气旋不同, B 类气旋在发展时低层不一定有锋面存在, 高空温度平流是气旋发展的主要因子, 气旋发生在高空槽前正涡度平流赶上并叠加在地面冷锋上方的时候。Uccellini 等^[8] 发现, 在气旋爆发过程中常伴有很强的副热带西风急流。吕筱英等^[9] 指出高空的强迫作用很重要, 在爆发前 12 小时高层辐散风能量明显增大。Gyakum^[10] 通过对 QE II 风暴天气过程的诊断发现, 积云对流在爆发性气旋发展阶段一直起着很重要的作用, Bosart^[11] 对总统日暴雪的研究中强调了斜压不稳定机制在气旋爆发性发展中有重要贡献, 贾逸勤等^[6] 提出在气旋快速发展过程中斜压区的影响不可忽视。

然而, 对春季陆地气旋的爆发性(或快速)发生发展的物理机制研究相对较少。一般来说, 陆地气旋很难达到上述海洋爆发性气旋发展的标准。但它们作为快速发展气旋对春季大风的产生, 尤其是在前期降水较少、土壤湿度较低的情况下, 很容易引发北方地区沙尘暴的发生, 因而它是一类非常值得关注的系统。田生春等^[12] 对 1983 年 4 月 25~26 日一次快速发展气旋暴风雨的诊断分析表明: 气旋爆发前副热带急流异常强劲, 经向度明显加大, 且有高低空强风区的耦合出现。李振军等^[13,14] 对与上述陆地气旋有关的春季强冷锋进行了详细诊断。Ogura 和 Juang^[15,16] 曾对北美大陆上的爆发性气旋进行过诊断分析和数值模拟。他们的研究认为, 这次气旋快速发展的过程中, 斜压不稳定机制是第一重要的, 而潜热释放相对重要性是第二位的。就本文所讨论的蒙古气旋而言, 几乎没有降水, 难以完全归为此种类型。

2000 年 4 月 5~7 日一次蒙古气旋的快速发展引发地面大风, 造成华北和北京严重的沙尘天气(图 1), 东北、江淮、江南地区以及朝鲜半岛和日本均受到浮尘影响。以北京市而言, 4 月 6 日 01 时(世界时, 下同), 风速突然由 1~2 级增至 6~7 级, 最大瞬时风力达 8 级, 能见度也由 6 km 多降到 2 km 左右, 小于 1 km(沙尘暴)时段达 2 个小时以上, 局地(南苑机场)达 6 个小时以上, 能见度最低时只有 500~600 m。给交通、运输、飞行、高空作业造成严重的影响。同时, 沙尘暴天气也造成北京地区空气质量严重污染。据在北京中国科学院大气物理研究所 325 m 气象观测塔区域距地 8 m 处的采样分析, 20 种元素总质量浓度高达 $1536 \mu\text{g m}^{-3}$, 是 1999 年同期的 31.4 倍^[17]。因此, 有必要对这次沙尘天气做进一步的分析研究, 为今后沙尘天气的预报、警报提供参考和科学依据。

对于这次影响华北和北京的沙尘暴过程的起沙过程, 已由沙尘暴数值模式作了成功的模拟研究^[1], 但仍有一些问题需要解答, 例如沙尘暴的中尺度环境场是如何演变

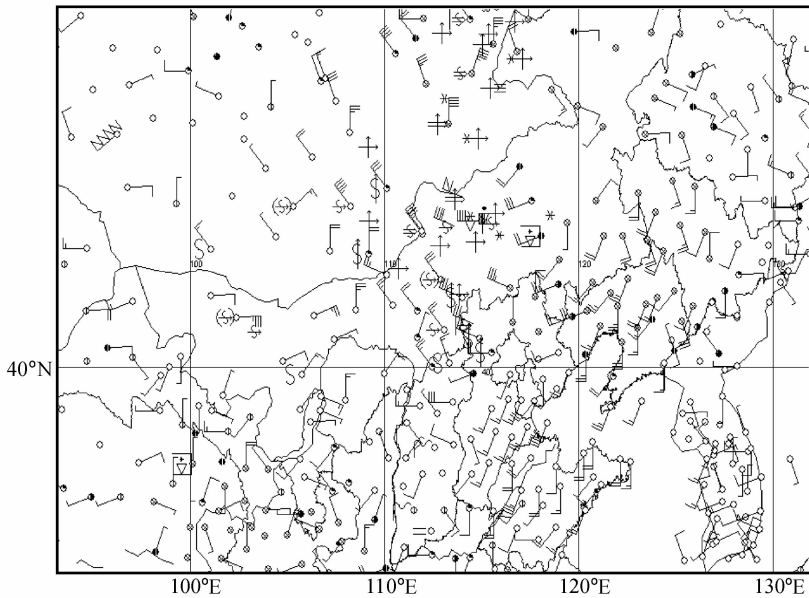


图 1 2000 年 4 月 6 日 00 时地面天气图总云量、风向风速和天气现象

的？蒙古气旋为何快速发展引发大风？蒙古气旋的动力和热力结构和演变过程特征如何？为此，本文作了一系列的研究：为讨论气旋发生发展与斜压性的关系，我们计算了二维准地转锋生函数，为讨论温度场和流场配置与非地转风的关系，又对 Q 向量进行了计算。另外，为讨论高低空系统的相互作用及气旋结构的演变过程，还做了等熵分析。为讨论水汽的作用，又计算了水汽通量辐合的分布等。限于篇幅，关于该蒙古气旋发生发展的中尺度数值模拟研究，将另文发表。

2 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。图 2 为 2000 年 4 月 5 日 09 时~6 日 00 时海平面气压的地面观测值分布图，由图可以看到气旋移动、演变和发展的全过程。5 日 09 时（图 2a），有一地面低压槽从蒙古国东南部伸向我国内蒙古西北部地区。在此倒槽内，（ 46°N ， 110°E ）处有一弱的低压存在，中心气压约为 1 000.0 hPa。而我国内蒙古东部和东北地区则被一个高压脊控制。到了 5 日 12 时（图 2b）1 002.5 hPa 等压线出现闭合，此后该气旋稳定少动。15 时气旋进一步加深（1 002.5 hPa 的等压线范围扩大），5 日 18 时，1 000.0 hPa 的闭合等压线形成（图 2c），5 日 21 时，997.5 hPa 的闭合等压线形成（图略），仅仅 12 小时气旋就从发生到发展，达到最强，气旋后部出现地面大风，大风中心达 14 m s^{-1} ，中心气压的数值虽然不算非常低，但是引起的风力较强，这是春季气旋的一大特点。6 日 00 时气旋开始向东偏南方向移动（图 2d），强度保持不变至 6 日 09 时。从位于气旋中心附近的阿尔

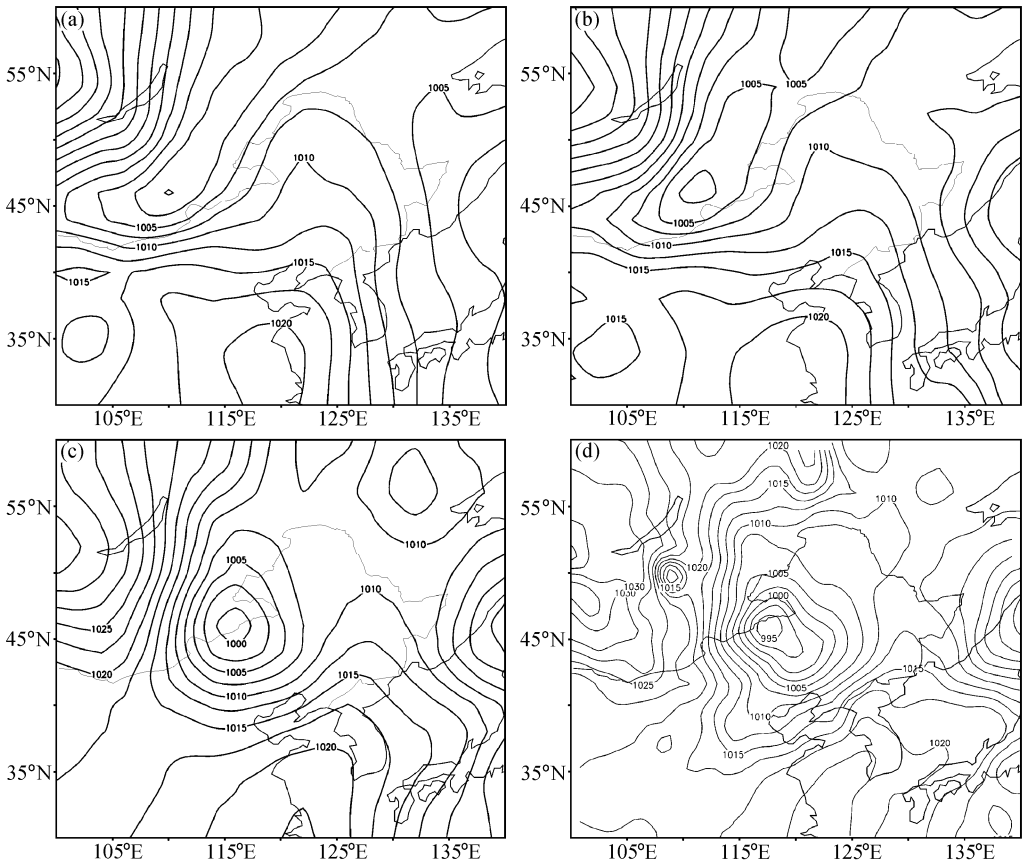


图2 2000年4月5日09时~6日00时海平面气压演变(单位:hPa)
(a) 5日09时;(b) 5日12时;(c) 5日18时;(d) 6日00时

山站〔(47.17°N, 119.95°E)〕每3小时间隔的海平面气压演变图,可以得知该气旋演变的特征(图略):5日06时到6日06时,24小时内该站海平面气压下降了15 hPa,而如果只看5日12时至6日00时这一段时间,则下降幅度更大,为12 hPa(相当于1 hPa/1 h),表明该气旋发展速度的确很快。

3 气旋发展基本物理量场的特征

为了弄清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、涡度场及层结分布。

3.1 垂直速度

5日18时沿气旋中心位置116°E的垂直剖面图上,44~55°N范围内从地面到高空300 hPa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李振军^[13]等的春季陆地气旋个例要强,上升运动最大值见于700 hPa。垂直速度比 -9×10^{-3} hPa s⁻¹要强(图略)。6日00时,低涡位于118°E,上升运动区向南移动(图3),上升运动伸展到250 hPa,最大值在750 hPa,中心为 -9×10^{-3} hPa s⁻¹,6日12时此上升区分裂为两个中心。与“98·7”暴雨期间的垂直运动相比,此次沙尘天气的垂直

运动范围比暴雨天气的宽广，但最大上升区所在高度比暴雨天气的低；垂直运动层的厚度也比暴雨过程要低^[18]。

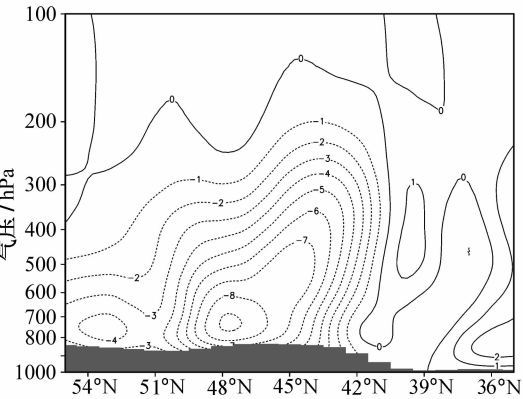


图 3 2000 年 4 月 6 日 00 时过低涡中心(47°N, 118°E)沿 118°E 垂直速度剖面图 (单位: 10^{-3} hPa s^{-1})

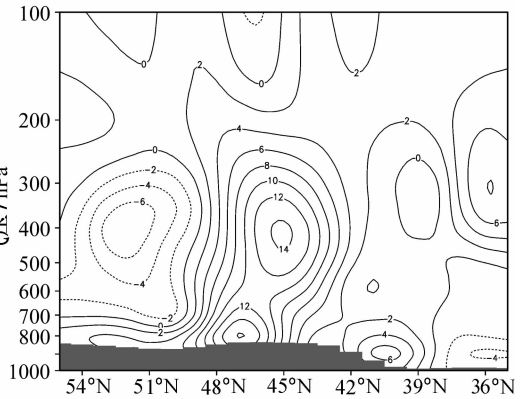


图 4 2000 年 4 月 6 日 00 时过低涡中心(47°N, 118°E)沿 118°E 涡度径向剖面图 (单位: 10^{-5} s^{-1})

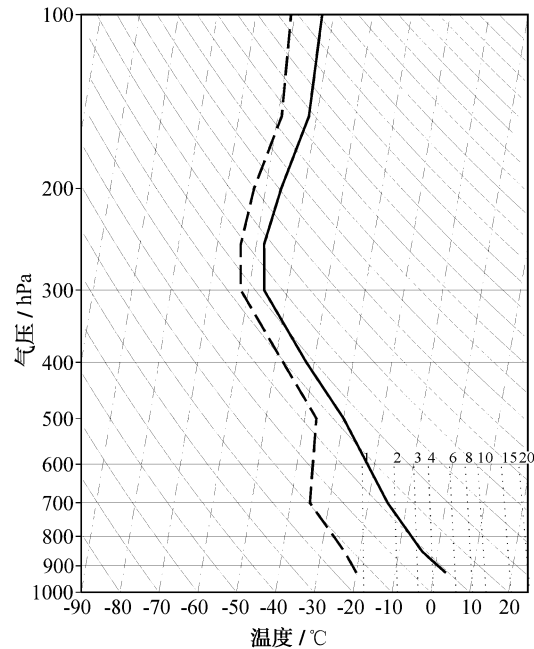


图 5 2000 年 4 月 5 日 12 时索伦站(46.61°N, 121.23°E)的层结曲线
粗实线: 温度层结线; 粗虚线: 露点层结线;
细实线: 干绝热线; 细虚线: 等温度线

3.3 层结分析

一些研究指出，沙尘暴发生时，大气层结有表现为不稳定状态^[19]。这在某些环境中是可能存在的，是否一定都属于这种情况？我们作了分析，因为无水汽， $-\partial \theta_{sc} / \partial P$ 可能相当于 $-\partial \theta / \partial P$ 。分别沿 118°E、120°E 和 47°N 对 θ_{sc} 做了径向和纬向剖面图（图略），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 6 日 06

3.2 相对涡度场与散度场

5 日 18 时低涡中心位于 (47°N, 116°E)，从过 116°E 的垂直剖面图上，38~55°N 范围内，对流层低层均为正涡度，最大中心在 850 hPa，其值大于 $10 \times 10^{-5} s^{-1}$ ，600 hPa 以上正涡度区变窄在 44~49°N 之间，高度到达 200 hPa。正涡度区的南北两侧为负涡度区。6 日 00 时（图 4）低涡位于 118°E，过低涡中心的涡度径向剖面图上，正涡度区范围增大并向上扩展成为一个深厚的涡旋系统，在此系统内有两个大值中心：一个位于 45°N，在高空的 400 hPa。中心强度大于 $14 \times 10^{-5} s^{-1}$ ，另一个位于 47°N，在低空 820 hPa 附近，中心强度大于 $16 \times 10^{-5} s^{-1}$ ，正涡度区与气旋区域相对应，且强度变化一致，而辐散区与负涡度区有很明显的对应关系。气旋附近的正涡度区比李振军等^[13]的春季陆地气旋个例要强。

时的 120°E 剖面上，气旋南侧对流层中下层为中性层结。选择低压生成时刻，位于低压附近的索伦（46.61°N，121.23°E）探空站，从该站层结曲线上可发现该站整层为稳定层结（见图 5），这与暴雨两个例是不大相同的。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。

4 气旋发展的热力和动力作用分析

4.1 温度平流、涡度平流的作用

5 日 12 时气旋初生期，沿 47°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；400 hPa 以上为暖平流，冷中心分别位于 800 hPa 和 300 hPa，且冷平流势力较强。冷平流中心值为 40 K d⁻¹。这股冷平流也随气旋缓慢东移，到 18 时（图 6）气旋爆发时冷平流达最强，中心值达 64 K 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。相应的径向剖面图上及 850 hPa 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^[7]总结的 A 类气旋有相似之处。

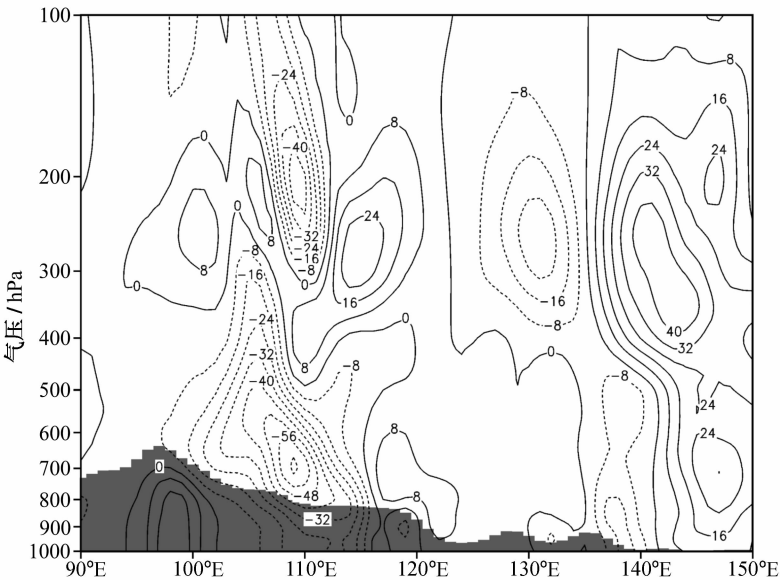


图 6 2000 年 4 月 5 日 18 时沿 47°N 温度平流垂直剖面图（单位：K d⁻¹）

在气旋发展前期 5 日 12 时 500 hPa 高度场上（图略），贝加尔湖附近（110°E）有一浅槽，槽的南部伸至 45°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，槽轴和脊轴均向西倾斜，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。槽前我国东北地区为暖脊控制，暖平流较强，相应 850 hPa 高度场该地区的暖平流较 500 hPa 上的强，高空槽前南端地面上有一个气旋波动。6 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-30℃的冷舌也伸向地面冷锋的位置。此时，气旋发展加深为995.0 hPa（图2d），地面气旋后部的气压梯度增大，强风区增强，大风中心达 16 m s^{-1} ，我国内蒙古中部开始出现沙尘暴天气（图1）。12时500 hPa低槽发展加深为低涡，出现闭合等高线为5280位势米，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，因此，根据高空500 hPa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^[7]所归纳的A类气旋发展标准，也不象其B类气旋的发展特征，那么斜压性对气旋的发展作用又是怎样的呢？

4.2 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4月5日18时整层的水汽通量散度得知气旋附近最大水汽辐合中心为 $-1\times10^{-7}\text{ kg m}^{-2}\text{ d}^{-1}$ ，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（图略）。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^[6]，以考察大气斜压性对气旋发生发展的贡献。

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。850 hPa的锋生函数显示，从5日12时开始，蒙古国以及我国内蒙古中东部区域存在一个锋生区。该锋生区有两个中心：一个在蒙古国乌兰巴托东面；另一个在我国内蒙古锡林郭勒盟，后者的中心强度为 $8\times10^{-10}\text{ K s}^{-1}\text{ m}^{-1}$ ，大于前者，表明该区域有较强的斜压性。此后，该锋生区分成两部分：一小部分仍在蒙古国东部，其他大部分东南移至我国内蒙古地区，且强度加强。到6日06时（图7），也就是气旋发展较强时，在内蒙古东部和黑龙江、吉林西部仍有锋生，其最大值为 $7\times10^{-10}\text{ K s}^{-1}\text{ m}^{-1}$ ，锋生中心在气旋中心略偏西位置，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。

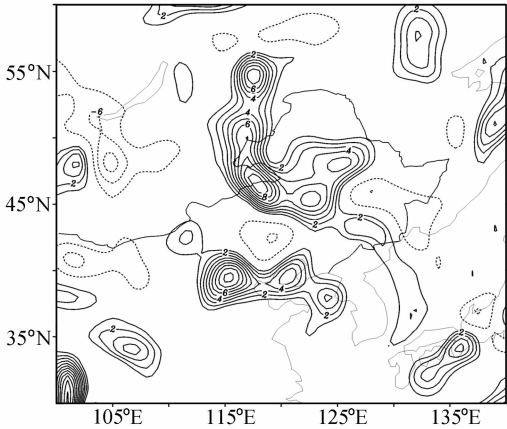


图7 2000年4月6日06时850 hPa锋生函数
(单位： $10^{-10}\text{ K s}^{-1}\text{ m}^{-1}$)

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（图略）可发现：5日12时、18时气旋的后部为锋生函数较强区域且集中在400 hPa以下；6日00时锋生函数厚度增强至200 hPa，最大锋生中心出现在250 hPa，中心大于 $7\times10^{-10}\text{ K s}^{-1}\text{ m}^{-1}$ 。到6日06时，气旋前部120°E附近700 hPa以下出现锋生区，原先位于气旋后部的锋生区留在110°E，最大锋生中心下降至400 hPa，强度为 $13\times10^{-10}\text{ K s}^{-1}\text{ m}^{-1}$ 。6日12时高空锋生区东移叠加在低层锋生区上。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，但位于气旋的后部，气旋发展时，气旋区高低空并没有很强的锋生作用，但到气旋发生的后期，高低空的锋生区发生作用，强度随气旋的发展而加强。因此，从斜压作用的角度来说，该蒙古气旋既难于归为文献 [7] 中的 A 类气旋，也不属于其 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，是否是东亚的大地形，或者其他因素有关，需进一步探讨。

4.3 Q 矢量与非地转风分析

1978 年，Hoskins 等^[20]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 ω 方程，它克服了传统形式 ω 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^[20]。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^[20]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。图 8a 给出了 6 日 00 时 Q 矢量和温度的分布，可以看到在气旋中心有非地转气流。另外，在我国东北南部也有很强的非地转气流，且这些气流是辐合的。在我国内蒙古、吉林和辽宁交界处， Q 矢量穿越等温线从冷空气一侧进入暖空气一侧，它们相当于锋区侧向非地转环流圈中低层的一支，且十分明显，辐合也非常强烈，而这第二个 Q 矢量辐合区恰恰是气旋在 6 日 06 时的位置。6 日 06 时，上述两个 Q 矢量辐合区连结起来，形成一条 Q 矢量辐合带（图 8b），这个辐合带呈“人”字形，强度较前一时刻大，左边的一支从内蒙古经东北伸向山东半岛；右边的一支从东北伸向日本海。两支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 6 日 06 时的 850 hPa 锋生函数（图 7）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

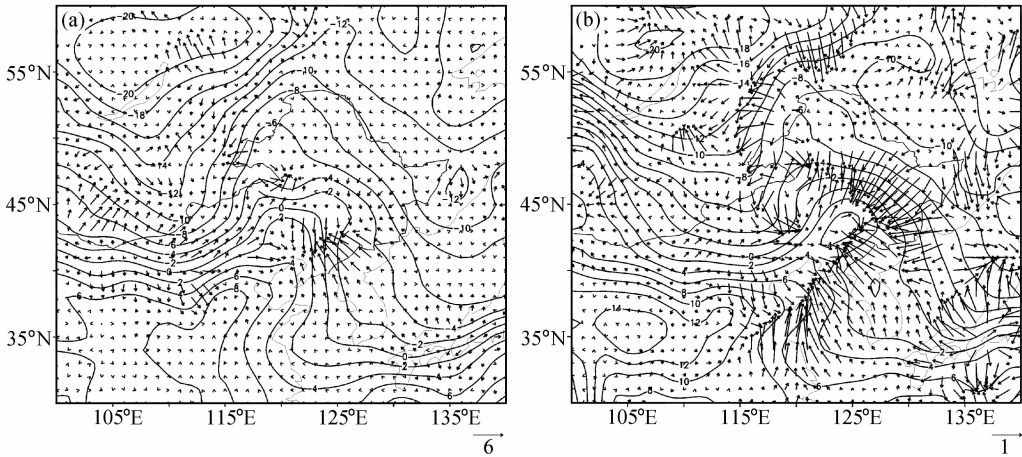


图 8 850 hPa Q 矢量（单位： $10^{-9} \text{ m hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ）和温度分布（单位： $^{\circ}\text{C}$ ）
(a) 6 日 00 时；(b) 6 日 06 时

(图略) 对比发现: Q 矢量辐合区与地面气旋锋区的走向非常接近。

5 等熵分析与对流层顶气旋结构的演变

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, ζ_θ 是等熵面上的相对涡度, ζ_p 是等压面上的相对涡度, θ 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 $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$ 。

5.1 冷暖气流作用的三维图像

在某种意义上, 等熵面不同于等高面或等压面, 在绝热情况下, 它有可能更好地反映气流的三维运动特征。我们分析了等熵面上的位势高度场和风场。取 290 K 的等位温面来代表低层的情况。图 9 给出的是 6 日 00 时 290 K 等熵面上的位势高度和风场分布。可以看到, 5 日 18 时贝加尔湖以西是一个高压脊, 冷空气沿高压脊下沉; 另一方面, 暖空气沿脊前偏南气流由低空向北方输送, 这种分布与气旋发展是一致的。至 6 日 00 时, 这一波动有了强烈的增幅, 气旋后部的地面大风强度加强。整个气旋系统向东南移动, 冷空气沿高压脊从高空 7 000 m (约 400 hPa) 向东南方向下沉至低层 1 640 m (约 850 hPa), 另一方面暖空气沿脊前偏南气流由低空 1 000 m (约 900 hPa) 向北爬升至 4 200 m 以上。上升气流与下沉气流并不完全在一个面上, 而是呈螺旋式旋转上

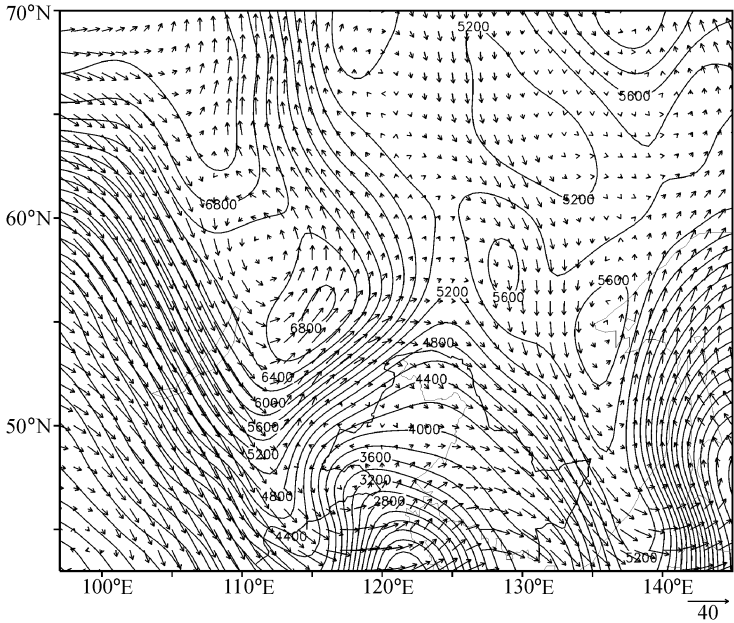


图 9 6 日 00 时 290 K 等熵面上的高度 (单位: m) 和风矢量 (单位: m s^{-1})

升和下降。

5.2 气旋发生发展过程中高低层系统的相互作用

与 Hoskins 等^[21]的取法类似，本文亦定义位涡为 $2 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$ 的面相当于中纬度对流层顶。图 10 给出了气旋发展时（6 日 00 时）的对流层顶气压分布值。在此分布图上等值线间隔为 30 hPa，气压高的地方等熵面的高度低；气压低的地方则相反，表明那里的等熵面高度高。可以看到对流层顶沿纬向出现明显的“断裂”：在贝加尔湖及其南面、日本海对流层顶的高度较低，都在 450 hPa 以下，说明对流层顶高度下降明显。图 10 反映了对流层顶等熵面高度的起伏变化。沿贝加尔湖南北一线，等熵面的高度非常低：200 hPa 正涡度中心对应位置的对流层顶高度从 5 日 12 时的 420 hPa 降低为 5 日 18 时的 540 hPa（图略），等压线密集的边缘地带说明等熵面的坡度很陡。可以认为，5 日 18 时对流层顶高度的大幅度下降与气旋的生成有很大关系。从 5 日 18 时的相对湿度（图略）可以看出，该气旋是一个发展较强的系统。5 日 18 时 200 hPa 贝加尔湖南面存在一正涡度中心，此时正好与地面闭合等压线出现、气旋形成强烈发展相对应。

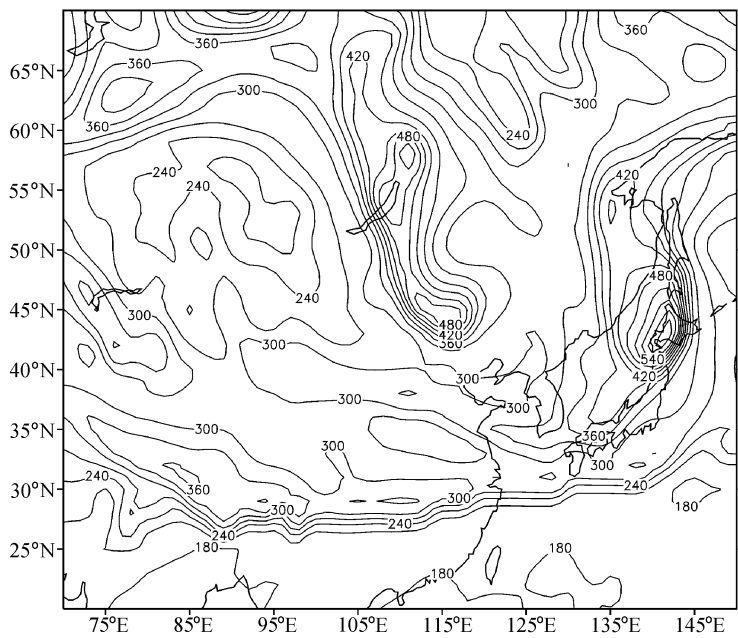


图 10 2000 年 4 月 6 日 00 时对流层顶上的气压分布（单位：hPa）

为了讨论气旋发生发展阶段三维的动力和热力结构。我们将位涡和位温沿气旋中心作了垂直剖面图。从 5 日 18 时的经向（117°E）和纬向（46°N）剖面图（图略）上可以看出：位温较低值区可能与较干较冷的空气相对应。对流层低层位温低值区位于气旋的北部和西部。在对流层低层 700 hPa 以下气旋扰动区的空气相对周围较暖。

与文献 [15] 的做法类似，以 $1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$ 的等值线代表位涡相对大值区，5 日 18 时 v 分量及位涡沿 46°N 纬向（图 11）及经向 117°E 剖面（图略）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 107°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。5 日

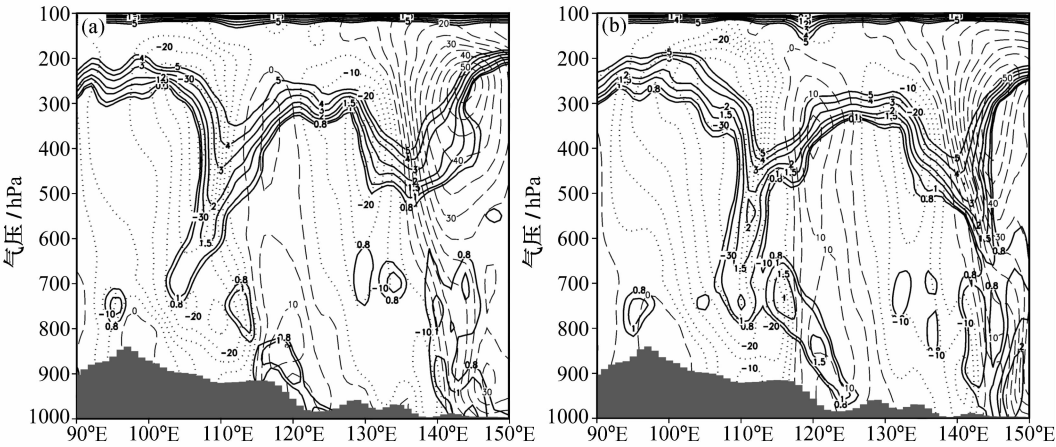


图 11 位涡高值区和 v 分量沿 46°N 经向剖面图

(a) 5 日 18 时; (b) 6 日 00 时

实线为位涡, 单位: $10^{-6}\text{m}^2\text{s}^{-1}\text{K kg}^{-1}$; 长虚线为南风、点线为北风, 单位: m s^{-1}

12 时下传到 500 hPa (图略), 5 日 18 时达 750 hPa, 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。而经向剖面上, 高层位涡大值区还未开始下传。6 日 00 时 46°N 纬向剖面图上, 对流顶层位涡大值区向东向下伸到达 800 hPa, 低层的位涡高值区从地面向西、向上伸至 650 hPa。在 6 日 00 时 117°E 位涡垂直剖面图上, 在气旋生成位置的南侧, 高层位涡大值区向南、向下伸展, 高低空位涡大值区此时已非常接近。特别是对 $0.8\times 10^{-6}\text{m}^2\text{s}^{-1}\text{K kg}^{-1}$ 等值线而言, 整个对流层中已连成一片, 上下贯通成一个整体。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, 6 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。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。这种现象与海洋以及温带气旋的强烈发展^[6,10,12,13]有某些类似之处。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东南部。

6 结论与讨论

本研究工作采用 NCEP 资料和常规气象观测资料, 对 2000 年 4 月 5~7 日引发华北地区严重沙尘天气的影响系统进行了诊断研究, 主要结果归纳如下:

(1) 2000 年 4 月 5~7 日, 有一次蒙古气旋爆发, 并引发强烈的沙尘暴天气。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 400 hPa 都有闭合气旋性环流存在, 最后发展为一个深厚系统。气旋发展初期和发展成熟期, 温度平流均为气旋发展的主要因子, 涡度平流在气旋开始发展时有作用, 但涡度平流较温度平流弱。与温度平流不同, 涡度平流随气旋的发展而减弱。与文献 [7]

中 B 类气旋的发展不同之处在于，本例气旋的发展主要因子是高空温度平流起主要作用，涡度平流也有作用。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。

(2) 斜压性与气旋发展的作用分析表明：一开始低层有斜压作用，但位于气旋的后部。气旋发展时，气旋所在区域高低空并没有很强的锋生，但当气旋发展到最强时，对流层高空锋生区叠加在低层锋生区上，使气旋周围的斜压作用更强。对流层低层到中层，从贝加尔湖东南到我国内蒙古中部是锋生函数的大值区，气旋在此时加强并随锋生函数大值区发展移动，说明随着气旋的发展，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 [7] 中 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。另外，我们得知该气旋发展时，水汽的贡献不明显，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^[12]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。诊断表明，在气旋发展区由非地转风引发了较强的上升运动。

(4) 从等熵面上的风场分析可看到气旋发展过程中冷空气下沉并向南扩展，以及暖空气向上、向北移动的过程，从而清楚地揭示出冷暖空气相互作用的图像。等熵面位涡分析与高低层系统的相互作用分析表明：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见于低层。可以注意到，本例气旋东南移发展过程中，对流层中、高层有一个相对的高位涡区从蒙古向东南移向中蒙边境；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，这再次表明涡旋的发展的确与冷空气活动关系密切，且高低空的相互作用明显。

总之，春季快速发展的蒙古气旋主要受冷空气活动、斜压强迫所致，常表现为大风天气、降水甚微、水汽及凝结潜热释放较少。与引发降水的江淮气旋、梅雨锋上的中尺度低压，乃至西南涡等具有不同的结构，其物理过程也有较大差别。与前人研究的陆地春季快速发展气旋的机制也有许多不同。另外，应强调指出的是，大风环境是引起沙尘暴天气的重要条件之一，如果没有强风，沙尘暴难以发生，本文在一定程度上可回答此类大风产生的原因。但大风又不是唯一条件，沙尘暴可能还与前期的降水量、气温升高以及当时的土壤和植被状况有关系。赵琳娜等^[1]对起沙机制的研究，可以帮助了解这一看法。需要强调指出的是，由于收集的资料所限，本文对蒙古气旋分析的结果还是初步的，而且引发沙尘暴的天气系统中，肯定也不止蒙古气旋一种类型。因而，在今后的工作中，还需要对其他类型的个例^[22,23]进行更深入的分析研究。

致谢：本项研究工作得到曾庆存院士的热情指导，国家气象中心提供了宝贵的观测资料，在此一并致谢。

参 考 文 献

1 赵琳娜、孙建华、赵思雄，一次引发华北和北京沙尘（暴）天气起沙机制的数值模拟研究，气候与环境研究，

- 2002, **7** (3), 279~294.
- 2 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, 高原气象, 1996, **15** (2), 178~185.
- 3 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, 应用气象学报, 1996, **7** (4), 385~395.
- 4 Sanders, F., and J. R. Gyakum, Synoptic-dynamic climatology of the “bomb”, *Mon. Wea. Rev.*, 1980, **108**, 1589~1606.
- 5 丁一汇、朱彤, 陆地气旋爆发性发展的动力学分析和数值试验, 中国科学 (B辑), 1993, **23** (11), 1226~1232.
- 6 Jia Yiqin, and Zhao Sixiong, A diagnostic study of explosive development of extratropical cyclone over East Asia and West Pacific Ocean, *Adv. Atmos. Sci.*, 1994, **11** (3), 251~270.
- 7 Petterssen, S., and S. J. Smebye, On development of extratropical cyclones, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1971, **97**, 457~482.
- 8 Uccellini, L. W., P. J. Kocin, and R. A. Petersen, The presidents' Day cyclone of 18-19 February 1979: Synoptic overview and analysis of the subtropical jet streak influencing the pre-Cyclonegenetic period, *Mon. Wea. Rev.*, 1984, **112**, 31~55.
- 9 吕筱英、孙淑请, 气旋爆发性发展过程的动力特征及能量学研究, 大气科学, 1996, **20** (1), 90~100.
- 10 Gyakum, J. R., On the evolution of the QE II storm, II: Dynamic and thermodynamic structure, *Mon. Wea. Rev.*, 1983, **111**, 1156~1173.
- 11 Bosart, L. F., The presidents' Day snowstorm of 18-19 February 1979: A subsynoptic-scale event, *Mon. Wea. Rev.*, 1981, **109**, 1542~1566.
- 12 田生春、刘苏红, 一次快速发展气旋的诊断分析, 气象学报, 1988, **46** (3), 285~293.
- 13 李振军、赵思雄, 东亚春季强冷锋结构及其动力学诊断研究 I. 东亚春季强冷锋结构, 大气科学, 1996, **20** (6), 662~672.
- 14 李振军、赵思雄, 东亚春季强冷锋结构及其动力学诊断研究 II. 动力学诊断研究, 大气科学, 1997, **21** (1), 91~98.
- 15 Ogura, Y., and H. -M. H. Juang, A case study of rapid cyclogenesis over Canada. Part I: Diagnostic study, *Mon. Wea. Rev.*, 1990, **118**, 655~672.
- 16 Juang, H. -M. H., and Y. Ogura, A case study of rapid cyclogenesis over Canada. Part II: Simulations, *Mon. Wea. Rev.*, 1990, **118**, 674~704.
- 17 张仁健、王明星、浦一芬等, 2000 年春季北京特大沙尘暴物理化学特性的分析, 气候与环境研究, 2000, **5** (3), 259~266.
- 18 赵思雄、孙建华、陈红等, 1998 年 7 月长江流域特大洪水期间暴雨特征的分析研究, 气候与环境研究, 1998, **3** (4), 368~381.
- 19 许宝玉、钱正安、焦彦军, 西北地区五次特强沙尘暴前期形势和要素场的综合分析 with 预报, 见: 方宗义等编, 中国沙尘暴研究, 北京: 气象出版社, 1997, 44~51.
- 20 Hoskins, B. J., I. Draghici, and H. C. Davies, A new look at the ω -equation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1978, **104**, 31~38.
- 21 Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson, On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1985, **111**, 877~946.
- 22 岳虎、王锡稳、李耀辉, 甘肃强沙尘暴个例分析研究, 北京: 气象出版社, 2003, 318pp.
- 23 吉野正敏, 中国的沙漠化, 北京: 中国科学技术出版社, 2002, 254pp.

A Diagnostic Study of Rapid Developing Cyclone in North China

Zhao Linna^{1,2)} and Zhao Sixiong¹⁾

- 1) (*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)
- 2) (*National Meteorological Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081*)

Abstract A diagnostic analysis is conducted for the environmental fields of weather system producing the severe dust storm in North China. Among them, the rapid development of cyclone that appears in Mongolia and North China in spring is concentrated. Rapid formation and development of the cyclone near the boundary region between China and Mongolia on 5~7April, 2000 are investigated. The results show that the amount of thermal advection is very large initially and increases as the low-level cyclone intensifies, but the amount of vorticity advection aloft is small as the cyclone intensifies. The baroclinicity in the lower troposphere is near the west part of cyclone initially and the area of frontogenesis in the upper troposphere is overlayed with the area of lower-tropospheric frontogenesis as the storm intensifies. There exists obvious baroclinic forcing in development of the cyclone mainly rather than release of latent heat. In addition, the isentropic analysis is completed and there is a deeper sink in the tropopause. It implies that there exists distinct interaction of systems between the upper and lower troposphere. The mechanism of development of cyclone is quite different from that in South China, in the rainy season, especially, in the Meiyu season.

Key words: dust storm; extratropical cyclone; strong wind; isentropic analysis