

引发北方沙尘暴天气快速发展气旋的 数值模拟研究^{*}

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) (国家气象中心, 北京 100081)

摘要 使用非静力中尺度模式, 对2000年4月5~7日引发北方沙尘暴大风天气的蒙古气旋快速发生发展过程做了48 h的预报试验, 发现含全物理过程时, 该模式基本可再现出大尺度背景场演变和蒙古气旋快速发展的过程; 气旋发展前期冷暖空气相当活跃, 有很强的斜压性, 锋生函数辐散项对气旋的发展作用最大; 对流层高层的位涡大值区在向下向东传递过程中, 中低层出现气旋快速发展, 气旋达最强盛时, 对流层中形成一个上下贯通的垂直涡柱; 对流层顶“下陷”, 高层位涡大值区(即高空冷涡低槽的发展)与低层锋区出现相互作用, 这可能是导致斜压扰动发展及气旋初始生成的重要机制; 潜热释放在本次气旋发生发展过程中作用不显著。这与梅雨锋上低压(扰动)等系统的情况有很大差别。

关键词: 温带气旋; 等熵分析; 位涡; 数值模拟

文章编号 1006-9895 (2004) 01-0116-11 **中图分类号** P435 **文献标识码** A

1 引言

近年来, 中外学者对于爆发性气旋发生发展的物理原因和机制做了大量研究^[1~3]。对于夏半年引发降水的江淮气旋、华北低涡、东北低涡和西南涡亦有不少研究^[4~6]。一般来说, 陆地气旋很难达到海洋爆发性气旋发展的强度。相对于海洋爆发性气旋而言, 春季陆地气旋的爆发性(或快速)发生发展的物理机制研究较少。与欧美相比, 我国春季快速发展的气旋机制另具特色, 它们常引发春季大风, 尤其当前期降水较少, 土壤湿度低的情况下, 很容易引起北方地区沙尘暴的发生。研究表明, 东亚地区影响范围大、生命史长的强沙尘暴常常和春季气旋快速发展紧密相连, 其中蒙古气旋快速发生发展尤其值得注意。从全年变化看, 沙尘暴频次与气旋日数之间的相关系数较高, 正相关达0.671^[7]。据统计, 我国北方地区1975~1999年的25年间每年春季平均有蒙古气旋6个, 2000年3~4月间共有13个蒙古气旋出现^[8]。2000年8次沙尘(暴)过程, 除4月12~13日的沙尘天气是冷锋和河套低压所致外, 其余7次都跟蒙古气旋相伴^[9]; 2001年4月7次大的沙尘天气, 5次是蒙古气旋引发^[10]; 2002年3~4月12次大的沙尘天气, 9次是蒙古气旋引发^[11]。因此, 在研究沙尘暴问题时, 蒙古气旋发生

2004-01-08 收到, 2004-02-10 收到修改稿

^{*} 国家财政部“西北地区土壤水分、风蚀和沙尘暴监测预测研究”项目(Y0101)和国家自然科学基金资助项目49875011共同资助

发展的物理机制非常值得注意。

利用数值预报模式对有关的天气现象进行模拟研究是一种有用的方法。如果初值资料足够多,数值模式在很大程度上可以反映真实大气物理过程的话,模式输出的高空分辨结果对于了解天气现象的发生发展机理将提供重要帮助。

为了检验模式模拟结果的可信程度,我们必须要和相应的主要诊断分析结果进行对照。本文利用中尺度数值模式 MM5 对 2000 年 5~7 日华北地区沙尘(暴)天气的气象背景场和主要影响系统——一次春季快速发生发展的蒙古气旋进行了模拟,并将模拟结果与观测资料诊断分析结果^[12]进行了对比,二者基本相符,表明模拟结果是合理的。

2 非静力模式的试验方案选取及初值

这次华北大范围沙尘天气出现在春季西北气流背景下,低层首先出现小扰动,然后高层的高位涡向低层输送快速发展成为蒙古气旋,该气旋东移并在我国东北加强,致使气旋后部偏北大风增强,大风挟沙东南下影响我国华北地区。

MM5 已较广泛应用,并已较成功地模拟了北太平洋和北大西洋上的爆发气旋、热带风暴、中纬度气旋锋面系统,以及高原涡旋、西南涡及其引发的暴雨,强风暴和中尺度对流辐合体等^[4~6,13,14]。本文使用的模式为 PSU/NCAR MM5V3,主要特点为:(1)非静力平衡的动力框架;(2)具有云物理和行星边界层等多种物理过程;(3)具有多重嵌套能力;(4)有四维资料同化的能力。本研究中,数值模拟的计算区域为(80~140°E, 25~60°N);水平格距为 45 km;用 NCAR 水平分辨率为 1.0°×1.0°,间隔为每 6 h 的再分析资料作背景场;垂直分为 24 层(σ 坐标)。模拟起始时间为 4 月 5 日 00 时(UTC),积分 48 h。试验中采用 MM5 全物理过程的非静力方案,包括:(1)边界层方案采用 MRF(NCEP MRF 模式)方案;(2)降水物理过程方案采用半隐式方案。其中,显式方案采用简单冰相过程,隐式方案采用 Grell 积云对流参数化方案;(3)OSU/Eta 陆面过程模式;(4)辐射方案采用云辐射方案;(5)侧边界条件为张弛的流入/流出方案;(6)上边界条件为简单辐射方案。我们称上述模拟试验为全物理过程试验。

全物理过程的非静力数值模拟提供了一批可供分析的输出结果。为叙述方便,时间均为世界时(以下同)。图 1 为模式模拟区域、地形及模拟的气旋路径。模拟的气旋移动路径与观测到的气旋移动路径很相近,都是向偏东方向移动。图 2 为模式模拟的气旋中心气压变化曲线。春季气旋不象海上爆发性气旋那样气压下降强度

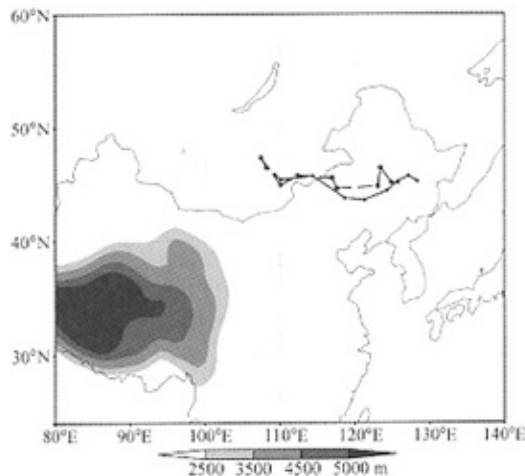


图1 模式模拟区域、地形及观测(虚线)和模拟(实线)的气旋路径

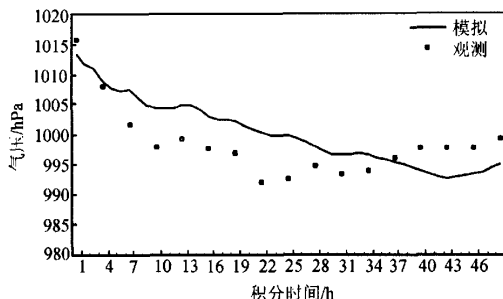


图2 观测和模式模拟的气旋中心气压变化曲线

大,在42 h的模拟中,气旋中心气压共下降了20.64 hPa。该气旋的发展一共经历了3个阶段,在起始阶段发展迅速,从开始到第9 h(模拟时间,若无特殊说明均指模式时间)的8 h内气压下降达8.5 hPa(相当于 1 hPa h^{-1});在第2个阶段,气压下降较为缓慢,第13到第31 h的18 h内气压下降8.4 hPa;在第3阶段,第33到第43 h的10 h的内气压下降4.05 hPa。由此可见,春季快速发展

气旋与海上爆发性气旋的不同之处。在气旋发展初始时刻地面图上(图略),贝加尔湖到我国内蒙古西部是低压槽控制,槽底有小范围的闭合等压线出现,槽区及槽后有冷平流;我国东北和蒙古交界处是暖高压脊控制。850 hPa(文献[12]图2.7a)贝加尔湖东南部到我国内蒙古边境一直是西北气流,在西北气流上有小的波动,这些小波动未来的发展值得关注。500 hPa(文献[12]图2.6a)贝加尔湖东南部附近区域是较浅的高压脊,西北气流较为平直,850 hPa上出现的小波动在这里不明显。对流层高层200 hPa(图略),贝加尔湖至我国内蒙古地区是较为明显的高压脊。由此可以看出,在该气旋初始阶段,低层首先出现扰动,对流层中上层扰动则不明显,且为高压脊控制;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,有利于气旋的发展。

3 数值模拟结果

3.1 高空环流形势和海平面气压的模拟

从24 h的模拟结果可知,形势变化很快,初始时刻位于贝加尔湖东南方向的高压脊已经东移消失,取而代之的是较为明显的低压槽,其位于中蒙边境一线。500 hPa(图3b)贝加尔湖东北部出现了低涡,闭合等高线为5 160 gpm;环流的经向度加强,500 hPa上槽线位于 115°E ,温度槽落后于高度槽;850 hPa(图3c)24 h前位于蒙古南部的小波动,此时已快速东移并发展为低涡,中心闭合等高线为1 320 gpm,冷中心位于贝加尔湖,强度为 -20°C ,从等温线的密集程度可以判定锋区位于 115°E 的中蒙交界处。一般认为海平面气压场的模拟精度有限,但在地面图(图3d)上模拟结果仍有参考价值。该区域($110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$)等压线加密,气压梯度增大,此时气旋得到强烈的发展,最低闭合等压线为1 000.0 hPa,气旋的快速发生发展造成了地面大风。比较图3a、b、c、d得到该气旋从对流层低层到高层,其中心从下到上是向西北倾斜的。比较模拟的风场、高度场与实况分析场^[12]可知,槽脊的位置、强度以及环流形势的模拟效果是令人鼓舞的。另外,相对而言对流层中上层的模拟效果比低层要好,这可能是因为低层受地形及边界层的影响较大的缘故。

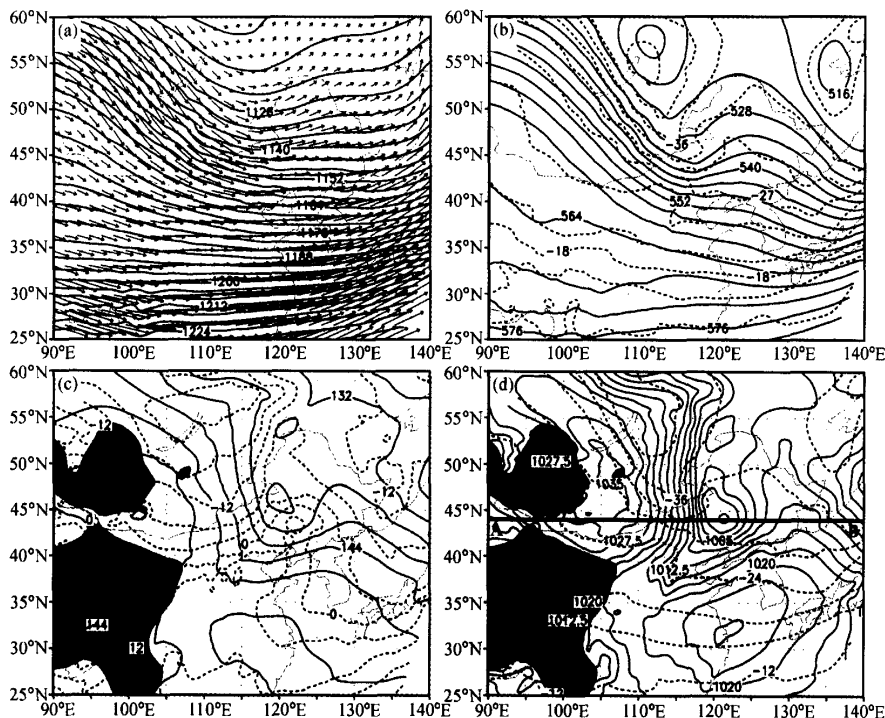


图3 模式24 h积分(2000年4月6日00时)的气象场

(a) 200 hPa 高度场(单位: 10 gpm)及水平风矢量; (b) 500 hPa 高度场(实线, 单位: 10 gpm)和温度场(虚线, 单位: °C); (c) 850 hPa 高度场(实线, 单位: 10 gpm)和温度场(虚线, 单位: °C); (d) 海平面气压(实线, 单位: hPa)和温度场(虚线, 单位: °C)。阴影为地形高度大于1 500 m, AB连线指示图5中剖面基线所在的位置

从海平面气压的变化来看, 初始时刻(图略)位于贝加尔湖东南侧(49°N, 111°E)的低压扰动12 h后迅速加深为气旋, 其中心位于蒙古国境内, 靠近(47°N, 115°E)之处, 最小闭合等压线为997.5 hPa。究其原因, 气旋(低涡)西北部有强烈的冷平流, 从地面、850 hPa到500 hPa的温压场(图略)的配置均非常有利于气旋的进一步发展。低压扰动加深为气旋后(图4a), 贝加尔湖东南至蒙古国乌兰巴托为一地面大风区域(图略), 风速为10~12 m s⁻¹。24 h后, 气旋得到进一步发展并向东南移动(图4b), 在(110~120°E, 40~60°N)范围内等压线迅速加密, 由于气压梯度增大, 蒙古国东南部到我国内蒙古东部至华北一带即气旋后部地面风速达到了10 m s⁻¹以上, 内蒙古锡林郭勒盟以及辽宁出现了16 m s⁻¹的大风(图略)。气旋发展到36 h(图4c), 中心闭合等压线997.5 hPa的范围进一步扩大并向东北移动, 内蒙古东南部到吉林西北部的风速达到14 m s⁻¹以上, 最大达20 m s⁻¹。48 h(图4d)气旋略有东移, 整个内蒙古东部、河北北部、黑龙江南部至辽宁大部地面风速都达到14 m s⁻¹以上, 而此时, 处于气旋后部的内蒙古东南部风速达16 m s⁻¹。纵观该气旋的发展过程, 在

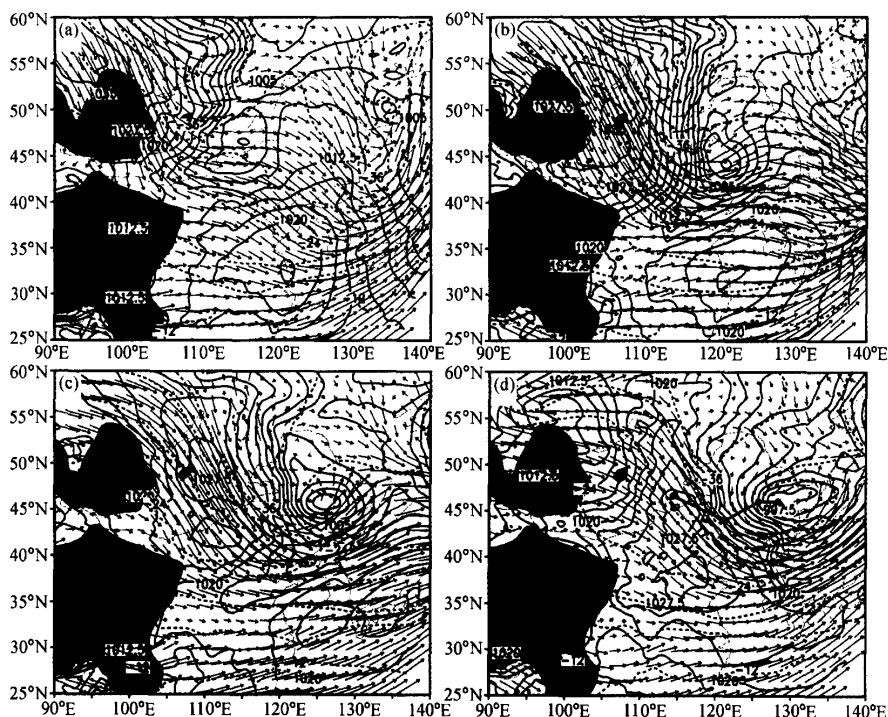


图4 模式模拟的海平面气压(实线,单位:hPa)、地面温度(虚线,单位:℃)和风场

(a) 12 h 积分; (b) 24 h 积分; (c) 36 h 积分; (d) 48 h 积分

(d) 中圆点表示 12、24、36、48 h 气旋中心所在的位置, 阴影为地形高度大于 1500 m

12 h 之内由一个低压扰动迅速转变为一个气旋。气旋生成后, 移动缓慢, 造成气旋后部大范围的大风天气。上述模拟结果大体再现了这次蒙古气旋快速发生发展的过程, 且图 4a、b 与实况分析场(文献[12]图 3.1a、e)中的情况很相近。基于模拟结果有较高的可信度, 下面就以模拟所得资料来讨论气旋的较细结构及发生发展的物理机制。

3.2 气旋发生发展的物理机制分析

3.2.1 气旋发生发展时涡度及位涡的演变特征

由以上分析可知, 该气旋在冷空气的作用下, 迅速发生发展。由图 3、4 的分析不难看出高低空都有强烈的冷平流。图 5 是模式积分 24 h 后沿气旋中心为基线的东西向位温和相当位温的剖面。图中粗线代表海平面气压的相对大小, 等(相当)位温线向上凸起, 表明冷空气堆积较强。气旋的发展是在锋面前的暖区里, 锋前的暖空气区有较强的上升气流; 锋后冷空气堆后部存在下沉气流, 强度弱于暖区的上升气流。另外从剖面图上位温面的倾斜程度也说明冷锋是很强的。图 5a 中冷暖空气堆的位置以及气流的运动方向与分析场(文献[12]图 2.15c)中的情况较为吻合。

图 6 给出了模式模拟的 285 K 等熵面上的气压及相对涡度分布。比较图 6a、b、c、d 发现, 在气旋发生发展的各个阶段, 可以直观地看出等熵面高度的起伏变化。气压高

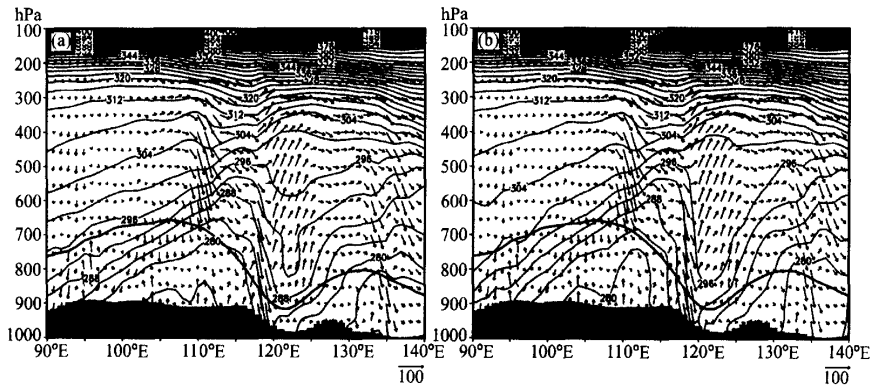


图5 模式积分24 h后(6日00时)沿图3中AB为基线做剖面的(a)风场和位温以及(b)风场和相当位温
粗实线为海平面气压相对大小,阴影为地形,水平风速单位为 m s^{-1} ,垂直风速单位为 10^{-4}hPa s^{-1} ,
位温和相当位温单位为K

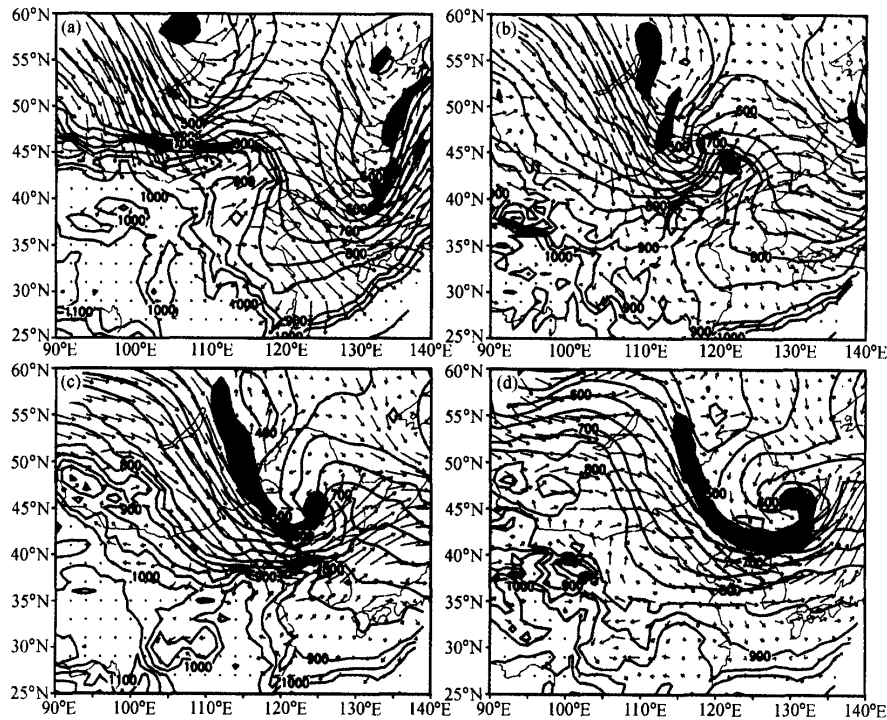


图6 285 K等熵面气压、相对涡度及风矢量场分布

(a) 12 h 积分; (b) 24 h 积分; (c) 36 h 积分; (d) 48 h 积分

气压单位: hPa, 等值线间隔 50 hPa, 阴影区为相对涡度大于 $12\times10^{-5}\text{ s}^{-1}$, 阴影层次间隔 $4\times10^{-5}\text{ s}^{-1}$

的地方等熵面的高度低；气压低的地方等熵面的高度高；等压线密集的地方说明等熵面的坡度大，也表明这里可能是冷暖空气交汇之处。气旋发生初期（图 6a）等压线的密集带位于蒙古国，等压线密集带的北侧可表明冷空气前沿所处的位置，从等熵面上等压面的形态演变可以清楚地看出高层冷空气在等熵面上的活动。冷空气沿西北气流从高空 500 hPa 向东南方向下沉至 1 000 hPa，这时候低层暖空气的上升运动很弱，冷空气的移动速度很快，6 日 00 时（图 6b）到达我国华北地区。在等压线密集带的南侧，我国山东半岛至辽宁一带则有一支偏南气流。这两支气流分别表示了由北向南沿等熵面下滑的冷空气和由南向北沿等熵面爬升的暖空气在等熵面上相遇，表现出等熵面上有风的辐合。在（46°N，120°E）附近即气旋及其西北部有气旋性的辐合且气旋性涡度增加，非常有利于气旋的发展。6 日 12 时（图 6c）辐合明显加强，随着辐合区向东南的推移，气旋性涡度最大值出现在（46°N，126°E）附近，这时气旋也位于（46°N，126°E）附近。可以看出，在气旋发展初期，气旋中心并不位于气旋性涡度最大的地方，而是位于气旋性涡度最大中心的南侧，当气旋中心与气旋性涡度的中心重合时，气旋的发展就进入了后期。

已经知道，在气旋爆发性加强时，平流层和对流层上层的大值位涡可能会下传至对流层中低层，当上下层位涡大值区叠加相连时则更有利于气旋的发展^[15]。该次气旋的发生发展过程就属于这种情况，如图 7 所示，6 日 00 时 300 hPa 强度为 $4.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$ 的位涡向东南方向伸展，高位涡舌的下方有斜压性较强的锋生作用，因此，气旋在该区域得到强烈发展。

图 8 为气旋发展各阶段的位涡高值区经过气旋中心所在位置附近的纬向剖面，其中图 8a（12 h 积分，5 日 12 时）代表气旋的初始生成阶段，图 8b（6 日 00 时）代表气旋的快速发展阶段，图 8c（6 日 12 时）代表气旋的成熟阶段，图 8d（7 日 00 时）代表气旋的成熟阶段。在气旋快速发展前 24 h（图 8a），400 hPa 以上几乎没有位涡高值区出现，只在低层有弱的南北风切变。24 h 后南北风切变增大，风场最显著的特征是对流层整层都出现南北风切变，且对流层中高层的切变更强，南北风的中心分别达 12 m s^{-1} 和 -30 m s^{-1} 。高层 $0.5 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$ 的位涡舌向下伸展到 700 hPa，且 $1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$ 的位涡

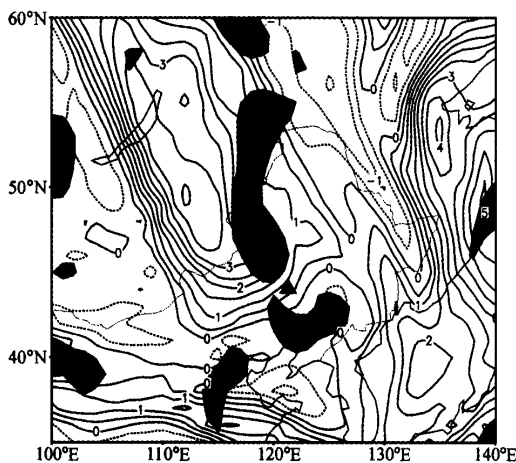


图 7 6 日 00 时 300 hPa 位涡与 850 hPa 锋生区
(阴影，锋生函数大于 0.0)

位涡单位： $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$ ，锋生函数单位：
 $10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ，▲为地面气旋位置

舌向下伸展到 550 hPa，对应天气图上高空冷涡低槽进一步加深发展。36 h 后气旋处于成熟阶段（图 8c），对流层中低层的切变更强，700 hPa 以下南北风切变的中心分别达

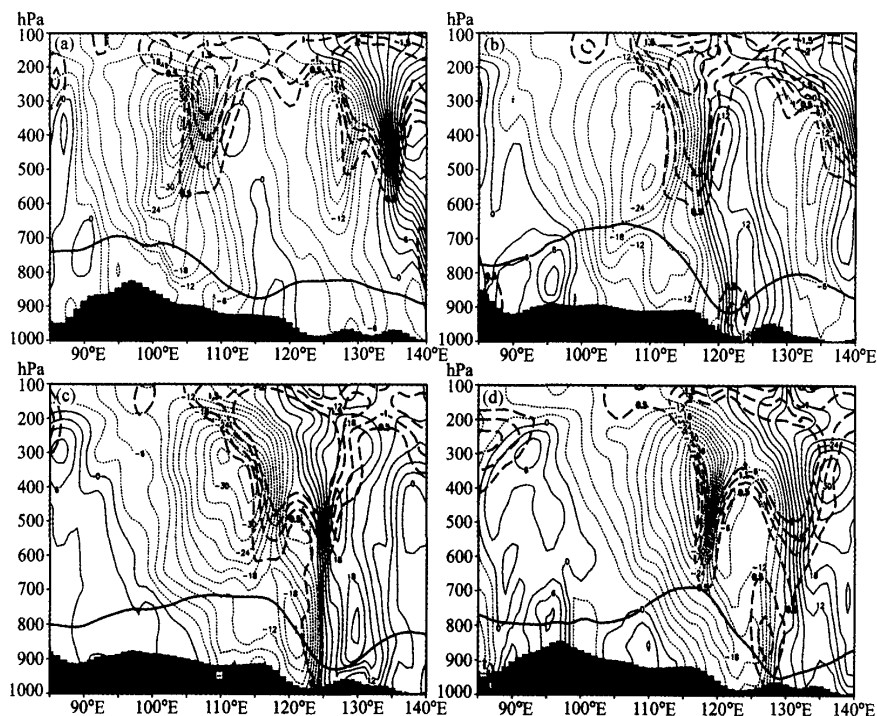


图8 气旋发展各阶段的位涡高值区和 v 分量过气旋中心的東西向剖面

(a) 12 h 积分, 气旋中心 (47°N , 114°E); (b) 24 h 积分, 气旋中心 (44°N , 121°E);

(c) 36 h 积分, 气旋中心 (46°N , 126°E); (d) 48 h 积分, 气旋中心 (46°N , 128°E);

粗虚线为位涡, 单位: $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$; 细 (实/虚) 线为 v 分量, 单位为 m s^{-1} ;

粗实线为海平面气压相对大小; 阴影为地形

21 m s^{-1} 和 -21 m s^{-1} 。在气旋成熟阶段, 高层位涡大值区与中低层位涡大值区上下叠置连为一体, 演变为一直立的位涡柱, 图 8b 与对应时刻的观测分析 (见文献 [12] 图 11b) 相比, 垂直涡柱和南北风切变的位置与实况也相当接近。对流层中低层的锋区也开始减弱, 该位涡柱和强的风切变均位于气旋西部, 当强风切变区和位涡柱位于气旋东部时 (图 8d), 该气旋停止发展。相对湿度场的剖面分析 (图略) 表明, 高层大值位涡区中的相对湿度很小, 中低层位涡大值区中的相对比湿很大, 达到 80% 以上, 说明这是两块性质不同的位涡大值区。

3.2.2 对流层上下层冷暖空气的活动及对流层低层锋生的强迫作用

为更好地说明气流的三维特征, 我们分析了等熵面上的位势高度和风场。由位温的剖面分析 (图略) 可知, 取 290 K 的等熵面来分析中低层的状况较为合适。在气旋发生初期, 对流层上层就有冷空气沿等熵面下沉, 而低层的暖空气上升。由 6 日 00 时 290 K 等熵面上的位势高度和风场分布 (图略) 可以清楚地看到, 贝加尔湖及其以西是一个高压脊, 高层冷空气沿高压脊上西北气流从对流层高层 6000 m 向中低层下沉至

1 500 m; 而暖空气沿槽前西南气流向北由低层 1 500 m 向高层 3 500 m 以上爬升, 并呈扇形展开, 与冷空气在大约 118°E 附近交汇, 形成一个倾斜的锋区。

另外, 由图 7 还可以清楚地看到, 850 hPa 大约在 118°E 附近有一条近乎南北向的锋生带。利用模拟结果计算气旋发展时 850 hPa 锋生函数的散度项、变形项和倾斜项(图略), 计算公式见文献 [3]。比较锋生过程中各项的作用可知, 倾斜项的作用相对较小, 对锋生有主要贡献的是散度项和变形项。散度项锋生函数与气旋的发展关系较为密切, 对气旋发展的贡献较大; 而形变项对气旋发展起了间接的作用。气旋发展在锋生区附近, 表明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。

3.2.3 凝结潜热释放对气旋快速发生发展的影响

已有的动力分析和数值试验发现^[15,16], 在强斜压区中气旋发展时, 涡度平流和温度平流在气旋发展的初期有重要作用。随着降水的增加, 凝结潜热的作用越来越重要。就本文所讨论的蒙古气旋过程而言, 几乎没有降水, 难于归为此种类型。前面的分析, 我们提到本次气旋的发生发展过程中, 涉及到水汽凝结潜热释放的作用。那么, 这种作用到底有多大? 为了回答这个问题, 我们在含有全物理过程的模式中去掉潜热释放的作用, 做无凝结潜热释放的敏感性试验。与全物理过程模式模拟的海平面气压相比(图略), 可以看出, 无凝结潜热加热时, 气旋的加深和移动过程几乎与全物理过程的模拟结果相近。无凝结潜热释放模式模拟的 850 hPa 低涡的情况也有类似结果(图略)。可以证明, 在这次早春华北地区发生的沙尘暴期间, 水汽凝结潜热释放的作用似乎显得并不那么重要。

4 结论及讨论

本文对 2000 年 4 月 5~7 日引发北方沙尘暴大风天气的蒙古气旋快速发生发展过程进行了 48 h 的模拟, 很好地复制出这次蒙古气旋的快速发展过程, 所得出的气旋(低压)中心位置与强度和观测分析的结果^[12]基本一致。表明, 模式可较好地反映出这次蒙古气旋发生发展过程的主要物理特征, 模拟结果有一定参考价值。利用包含全物理过程的中尺度气象数值模式 MM5 模拟得到的高时空分辨率资料, 从等熵分析、位涡异常、斜压性作用几方面, 对该次引发沙尘暴及大风天气快速发展的气旋的物理机制做了数值模拟结果的诊断研究。得到如下看法:

(1) 模拟结果能很好再现气旋的发生、发展、移动和加深, 复制出气旋的热力动力结构及环流特征。在气旋发展最快时, 气压下降强度为 1 hPa h^{-1} , 有快速发展气旋的特征。

(2) 通过等熵分析揭示, 在气旋快速发展前期冷空气的下沉和暖空气的爬升相当激烈, 存在着强斜压区, 气旋的发展中有明显的斜压强迫存在。气旋发生发展的涡度及位涡特征表明, 当涡度值达到最大时气旋发展减慢、甚至停止。

(3) 对流层中的位涡异常分布, 对未来气旋的发生发展可能有某种指示意义。对流层高层的位涡大值区向下向东传递, 气旋在中低层出现快速发展。气旋发展达最盛时, 在对流层形成一个近乎上下贯通的垂直涡柱。气旋的发生发展具有斜压扰动发

展的特征, 对流层顶出现“叠置”现象所形成的高层大值位涡区(即高空冷涡低槽的发展)与低层锋区的相互作用所导致的斜压扰动发展是气旋初始生成的重要机制。

(4) 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是有利的。本文考察了锋生函数与气旋发生发展的关系, 锋生函数的散度项对气旋的发展作用最大。这进一步表明了斜压性在该次快速发展气旋中的作用。此外, 由考虑和不考虑水汽凝结潜热释放的对比试验进一步证明, 潜热释放在本次气旋的发生发展中起的作用不显著。本文所讨论的这类气旋的发生发展与梅雨锋上低压(扰动)的特征有非常显著的差异^[16,17]

本文主要对 2000 年 4 月初一次发生于我国华北东部地区与沙尘暴有关的蒙古气旋的快速发生发展进行了研究。它与我国西部地区引发沙尘暴的天气系统有所不同^[18]。而从已有的文献看, 影响我国沙尘暴的天气系统是复杂多样的^[19,20], 为了弄清有关各种影响天气系统的情况, 今后应对多种类型的沙尘暴进行更多的研究。

参 考 文 献

- 1 Sanders, F., and J. R. Gyakum, Synoptic-dynamic climatology of the “bomb”, *Mon. Wea. Rev.*, 1980, **108**, 1589~1606.
- 2 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.
- 3 Jia Yiqin, and Zhao Sixiong, A diagnostic study of explosive development of extratropical cyclone over East Asia and West Pacific Ocean, *Advances in Atmospheric Sciences*, 1994, **11** (3), 251~270.
- 4 Zhang, D-L, and J. M. Fritsch, Numerical simulation of meso- β scales structure and evolution of the 1977 Johnstown flood. Part I: Model description and verification, *J. Atmos. Sci.*, 1986, **43**, 1913~1943.
- 5 孙建华、赵思雄, 一次罕见的华南大暴雨过程的诊断与数值模拟研究, *大气科学*, 2000, **24** (3), 381~392.
- 6 程麟生、冯伍虎, “987” 突发大暴雨及中尺度低涡结构的分析和数值模拟, *大气科学*, 2001, **25** (4), 465~478.
- 7 全林生、时少英、朱亚芬等, 中国沙尘天气变化的时空特征及其气候原因, *地理学报*, 2001, **56** (4), 477~485.
- 8 王革丽、吕达仁、李鸿洲, 2000 年 4 月 5~7 日浑善达克沙地沙尘暴天气过程分析, *气象*, 2002, **28** (7), 13~17.
- 9 周庆亮, 每月天气——北方风沙多华南降雨大, *气象*, 2000, **26** (7), 58~61.
- 10 刘震坤, 每月天气——北方风沙肆虐南方阴雨连绵, *气象*, 2001, **27** (7), 58~61.
- 11 乔林、薛建军, 每月天气——北方出现强沙尘暴南方阴雨天气多, *气象*, 2002, **28** (6), 58~61.
- 12 赵琳娜, 沙尘(暴)发生发展的机理及起沙机制的数值模拟, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 2002, 170 pp.
- 13 Anthes, R. A., Y. H. Kuo, S. G. Benjamin, and Y. F. Li, The evolution of the mesoscale environment of severe local storms: Preliminary modeling results, *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **110**, 1187~1213.
- 14 孙建华、陈红、赵思雄等, 华北和北京的酷暑天气 II. 模拟试验和机理分析, *气候与环境研究*, 1999, **4** (4), 334~345.
- 15 Uccellini, L. W., and D. Keyser, The presidents’ Day cyclone of 18–19 February 1979: Influence of upstream trough amplification and tropopause folding on rapid cyclogenesis, *Mon. Wea. Rev.*, 1985, **113**, 962~988.
- 16 贝耐芳、赵思雄, 1998 年“二度梅”期间突发强暴雨系统的中尺度分析, *大气科学*, 2002, **26** (4), 526~540.
- 17 张凤、赵思雄, 梅雨锋上引发暴雨的低压动力学研究, *气候与环境研究*, 2003, **8** (2), 143~156.

- 18 方宗义、朱福康、江吉喜等, 中国沙尘暴研究, 北京: 气象出版社, 1997, 1~158.
19 吉野正敏, 中国的沙漠化, 北京: 中国科学技术出版社, 2002, 1~254.
20 石广玉、赵思雄, 沙尘暴研究中的若干科学问题, 大气科学, 2003, 27 (4), 591~606.

Simulation of Rapid Developing Cyclone Associated with Strong Dust Storm 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 The mesoscale model MM5 is used to simulate the spring rapid developing cyclone that associated with strong dust storm occurring on 5~7 April 2000 in North China. The simulation of the complete physics processes of non-hydrostatic version MM5 was basically possessed of a capability to reproduce the formation, development and evolution of the large-scale environment and rapid development of the cyclone. The results show that the thermal advection is very strong initially and increases as the low-level cyclone forms. There exists obvious baroclinic forcing in development of the cyclone mainly rather than release of latent heat. In addition, the isentropic analysis is conducted and there is a deeper sink in Tropopause and overlay with area of low-level frontogenesis when the storm intensifies.

Key words: extratropical cyclone; isentropic analysis; potential vorticity; numerical simulation