

沙尘暴过程中沙尘对流层-平流层输送的 数值模拟初步分析*

姜学恭¹ 陈受钧² 顾润源³ 陈 磊⁴

JIANG Xuegong¹ CHEN Shoujun² GU Runyuan³ CHEN Lei⁴

1. 内蒙古自治区气象台, 呼和浩特, 010051

2. 北京大学物理学院大气科学系, 北京, 100871

3. 山东省青岛市气象局, 青岛, 266003

4. 南京信息工程大学, 南京, 210044

1. *Inner Mongolia Autonomous Regional Meteorological Observatory, Hohhot 010051, China*

2. *Department of Atmospheric Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871, China*

3. *Qingdao Meteorological Bureau, Qingdao 266003, China*

4. *Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China*

2011-12-30 收稿, 2012-08-08 改回.

Jiang Xuegong, Chen Shoujun, Gu Runyuan, Chen Lei. 2012. A preliminary numerical analysis of the troposphere-stratosphere transportation of dust aerosol in a dust storm event. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(6): 1223-1234

Abstract Based on a confirmation of the troposphere-stratosphere transportation (TST) of dust aerosol in East Asia from the observational data, the TST of dust aerosol in a Mongolia cyclongenesis induced super dust storm process was analyzed by using the observational data and the NCEP reanalysis data and through the numerical simulation method. The results show that: the baroclinic instability is the dominant forcing causing the Mongolia cyclongenesis. Following the maturation of cyclone, the formation of upper level cut low led the subsiding of upper level jetstream, which induced the tropopause fold and the downward transportation of upper level potential vorticity. The folded tropopause was funnel-shaped with its bottom approaching near 500 hPa. The upper level jet stream underwent quasi-vertical subsiding with its core locating at the south and east sides of the cut low. Around the tropopause fold region between 300 hPa and 500 hPa, the resultant wind between the ascending motion and the western, southern and eastern wind, passed through the folded tropopause into the stratosphere horizontally or aslant upwards (through the bottom of the folded tropopause). As time goes by it approached the deep part of the stratosphere (100 hPa). The trajectory analysis shows that the air particles at the lower troposphere in the areas with dust weather occurred were raised upward driven by the spiral ascending motion over the cyclonic area. The dust aerosol transportation belt split into two branches when it got to the upper level of the troposphere. One passed through the folded tropopause into the stratosphere and then conducted an anticyclonic movement downwards within it. The other retained in the troposphere and maintained the cyclonic movement downwards. A net Stratosphere-Troposphere Transportation occurred accompanying with the process of downward transportation of upper level potential vorticity. After that, a net Troposphere-Stratosphere Transportation took place and its strength exhibits an exponential growth. This characteristic is favorable for the Troposphere-Stratosphere Transportation of dust aerosol.

Key words Dust storm, Dust aerosol, Troposphere-stratosphere transportation, Numerical simulation

* 资助课题: 国家自然科学基金项目(40965005)。

作者简介: 姜学恭, 主要从事数值模拟及沙尘暴研究。E-mail: jiangxuegong@yahoo.com.cn

摘 要 在初步明确东亚沙尘气溶胶对流层-平流层输送监测事实的基础上,利用观测资料、NCEP再分析资料以及基于中尺度天气模式 MM5 的数值模拟方法,对一次蒙古气旋沙尘暴过程中沙尘对流层-平流层输送问题进行了初步分析。结果表明:斜压不稳定是本次蒙古气旋发展的主要强迫要素,伴随气旋发展成熟,高空切断低涡的形成引导高空急流下落并诱发对流层顶折叠和高空位涡下传。对流层顶折叠区呈漏斗状,底部达 500 hPa 左右。高空急流产生近似垂直的下落,并在高空切断低涡的南侧和东侧达到最强。在对流层顶折叠区周边的 300—500 hPa,上升气流与低涡区偏西、偏南、偏东气流叠加,或水平横穿折叠的对流层顶,或斜升并准垂直地穿过下落的对流层顶到达平流层,且随着时间的推移,空气质点能够进一步抵达平流层中部(100 hPa)。轨迹分析表明,沙尘天气区对流层低层的空气质点在气旋涡旋上升气流的驱动下呈气旋式盘旋上升,并在对流层高层形成分支,一支穿过对流层顶到达平流层,并在平流层向下游进行反气旋式螺旋运动,另一支则留在对流层高层并向下游进行准水平的气旋式螺旋运动。在高空位涡下传过程中,主要产生平流层到对流层的净输送;高空位涡停止下传之后则出现对流层到平流层的净输送,且强度随时间呈指数型增长。这一特征有利于形成更强的沙尘对流层-平流层输送。

关键词 沙尘暴, 沙尘气溶胶, 对流层-平流层输送, 数值模拟

中图法分类号 P435

1 引言

沙尘气溶胶是气候和生态环境的重要影响因素。沙尘气溶胶能够吸收和反射太阳光,减少地面接收到的太阳辐射,导致大气冷却,产生抵消温室效应的作用。沙尘暴形成后,大部分沙尘粒子在沙尘源区附近沉降,其余部分被高空气流输送至遥远的下游地区,通过远距离传输,沙尘气溶胶在大气中的滞留时间和影响范围大大增加,其辐射强迫效应也相应增强。因而沙尘远距离传输是沙尘暴产生气候效应的关键环节。

有关研究估计,全球每年约有 $(10-30) \times 10^8$ t 沙尘气溶胶注入大气,其中 8×10^8 t 来自亚洲。在亚洲沙尘暴多发季节——春季,沙尘气溶胶 70% 来自东亚地区 (Penner, et al, 2001, Zhao, et al, 2006)。其中,蒙古及中国北方沙漠区为主要沙尘源区。东亚沙尘气溶胶约半数在源区及其附近沉降,其余主要部分被扬升至 3—10 km 的对流层并沿 40°N 附近的带状区域向下游输送,分别在东亚内陆、太平洋西岸、太平洋及北美大陆沉降。PACDEX (PACific Dust EXperiment) 研究报告指出,沙尘气溶胶经太平洋到北美洲的远距离传输已经成为全球扩展范围最广和最严重的污染事件,使得春季的太平洋成为全球最大的污染影响海区 (Stith, et al, 2006)。东亚沙尘远距离传输在全球气候变化中扮演越来越重要的角色。

沙尘传输的高度也是影响沙尘传输及其气候效应的关键环节。通常情况下,沙尘传输层的高度越高,沙尘传输的距离越远,沙尘在大气中的滞留时间也越长。另外, PACDEX 研究发现,在亚洲和太平

洋地区,对流层中高层气溶胶常常侵入到北太平洋中纬度对流云系中,气溶胶与云系的相互作用改变了云系的微物理和辐射特征,导致云辐射——这一温室效应的主要制约因素——对温室效应的抵消作用出现很大的不确定性 (Stith, et al, 2006),因而太平洋地区的气溶胶可能成为影响全球气候变化的敏感因素。而沙尘是太平洋地区大气气溶胶的重要成分,特别是在春季,这进一步说明沙尘气溶胶对于气候变化的重要影响。

需要指出,在特定情况下,如果沙尘气溶胶能够穿过对流层顶到达平流层,则沙尘粒子在平流层滞留时间在 4 d 到 2 周,并在一个纬度带内完成环绕地球的传输 (Stith, et al, 2006, Stohl, et al, 2003)。这种情况下,沙尘气溶胶的气候效应会大大增强。邱金桓等 (2003) 基于激光雷达探测资料研究发现,中国北方发生强沙尘暴后,北京上空 4—10 km 高度出现气溶胶粒子层,峰值位于 8 km 上下。而 SAGE (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment) 观测发现北太平洋气溶胶传输层的高度可以达到 15 km。这些研究一定程度揭示了沙尘对流层-平流层输送的可能性。

沙尘气溶胶穿过对流层顶到达平流层表明沙尘上扬过程中产生了对流层-平流层输送,这一过程是对流层-平流层交换 (STE) 的重要部分。在中高纬度地区,由温带气旋和深对流引发的对流层-平流层输送过程具有重要的气象学意义,原因在于这一输送过程的不可逆性 (Holton, et al, 1995)。在温带气旋发展过程中,对流层中高层常形成切断低涡,引发高空锋区加强和对流层顶折叠,因而有利于产生对流层-平流层输送 (Wirth, et al, 1999,

Stohl, et al, 2003)。输送过程由强烈发展的地面气旋暖区一侧快速上升气流驱动,能够将行星边界层中的空气输送至平流层低层并在平流层中形成传输(Holton, et al, 1995, Wirth, et al, 1999, Stohl, et al, 2003)。

在东亚地区,蒙古气旋是影响沙尘暴的主要天气系统之一。作为东亚地区影响最大、发生最频繁的温带气旋,在蒙古气旋的旺盛发展阶段,常常形成对流层顶的折叠,相当多的研究表明其对流层顶下落的高度可以达到 500 hPa 以下。一些有关对流层-平流层交换的研究也表明蒙古气旋过程中能够产生明确的对流层—平流层输送(杨健等, 2003a, 2003b)。可见,东亚地区具备了沙尘气溶胶产生对流层—平流层输送的客观条件,而中外目前在该领域的研究还是空白。为此,本文拟针对一次典型的蒙古气旋沙尘暴过程,综合利用天气观测资料、中尺度数值模拟输出结果,对蒙古气旋沙尘暴过程中沙尘气溶胶的对流

层—平流层输送问题进行初步的探讨。

2 沙尘气溶胶对流层—平流层输送的若干观测事实

明确东亚沙尘气溶胶对流层—平流层输送的观测事实是开展本文研究工作的基础。常规观测手段通常难以捕捉到上对流层—下平流层的大气气溶胶状况。因此,卫星、激光雷达等成为这类事实的重要监测手段。Li 等(2012)利用 2000—2005 年 SAGE II 气溶胶观测资料及东亚地区的 98 次沙尘天气过程资料,对比分析了 268 个沙尘暴日与多年平均的常态大气的气溶胶消光系数差异,结果表明,在平流层低层,0.525 和 1.020 μm 波段沙尘暴日大气消光系数明显大于常态大气(图 1),且 0.525 μm 波段更为显著(通过信度大于 90% 的 t 检验)。说明在东亚沙尘暴天气观测中,沙尘气溶胶常常能够完成对流层—平流层输送并到达平流层低层。

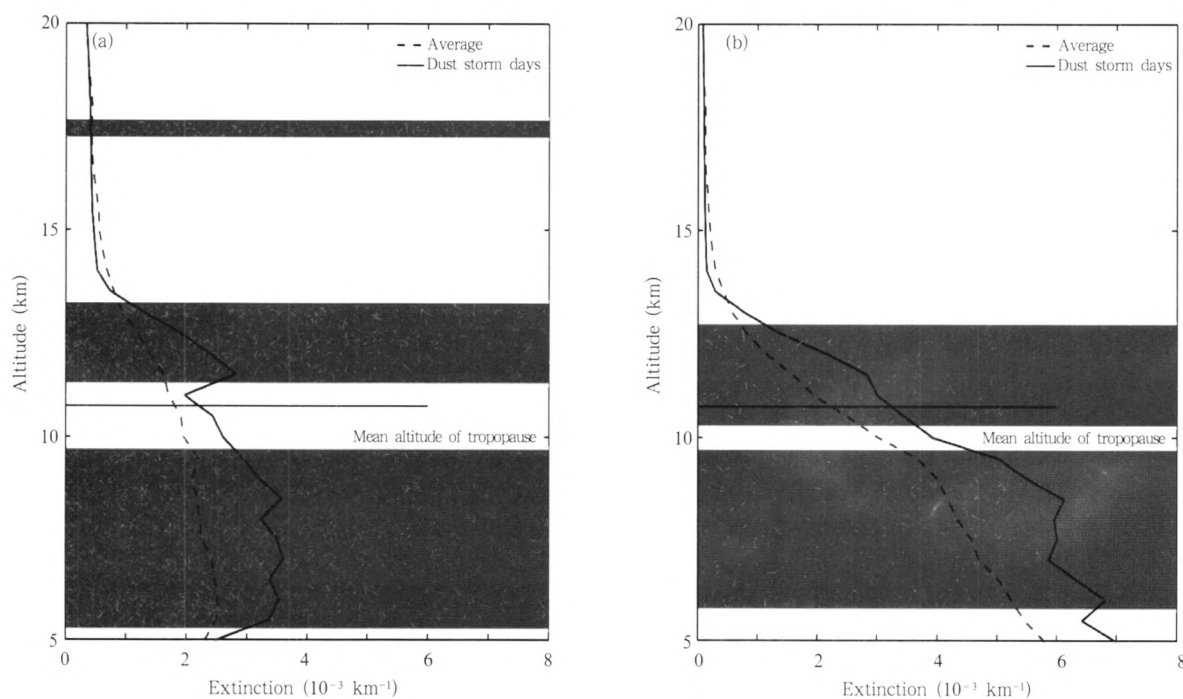


图 1 东亚区域(30°—50°N, 70°—130°E)2000—2005 年 98 次沙尘天气过程(实线)

和 6 a 平均(虚线)的气溶胶消光系数(a. 0.525 μm , b. 1.020 μm)对比^①

Fig. 1 Vertical profile of the 0.525 μm and the 1.02 μm wavelength aerosol extinction for the 98 dust storm events (solid line) and that of the annual average (dashed line) in EAST Asia over the years 2000 to 2005

(The horizontal straight line represents the annual mean altitude of the tropopause)

① Li C C, Shu H L, Zhang Q H. 2012. Evidence of East Asia dust aerosols transported to the stratosphere. 私人通信.

另外,陈勇航等(2009)利用 NASA 的 CALIPSO 卫星(气溶胶激光雷达和红外开拓者卫星)观测资料,研究了 2007 年 3 月 28 日到 4 月 2 日中国北方一次强沙尘暴过程沙尘气溶胶的垂直分布特征,结果表明,在(34.2°N, 93.6°E)—(46.1°N, 97.4°E)轨迹范围内(内蒙古西部、蒙古西南部)大量的云与气溶胶并存(陈勇航等, 2009),气溶胶高度大约在海拔 8—13 km。从其中一点(37.17°N, 94.46°E)的退偏比可以看到(陈勇航等, 2009),在 8 km 以上,退偏比在 40%—100%,说明其中颗粒的不规则程度相当大,在这样的天气条件下,这些气溶胶无疑是微小的沙尘粒子。

可见,不论是典型沙尘暴天气个例,还是沙尘暴过程的多年平均状况,都表明在东亚沙尘暴过程中,沙尘气溶胶能够通过对流层—平流层输送到达平流层低层。

3 天气过程概述

2001 年 4 月 6—8 日沙尘暴过程是一次对中国北方产生严重影响的灾害性天气过程,沙尘天气波及中国西北、华北、东北多个省区,并在内蒙古中部偏北地区引发黑风暴(满都拉、朱日和等 5 个测站能见度达到 0 m)。

本次沙尘暴天气过程是蒙古气旋强烈发展引发的。5 日 20 时(北京时,下同),在地面图上,蒙古气

旋尚未生成,有多个弱低压散布于萨彦岭山地附近,扬沙天气开始出现在该区域个别测站。6 日 05 时,地面低压在山地东部合并,同时,有冷空气自西北侵入低压导致地面蒙古气旋形成(中心 995 hPa),气旋冷锋影响新疆并引发小范围扬沙天气。6 日 08 时,蒙古气旋快速增强,气旋冷锋东移侵入内蒙古,在内蒙古西部引发大范围扬沙天气。14 时,蒙古气旋继续增强,沙尘暴随之增强并向东扩展至内蒙古中部,内蒙古中、西部出现大范围沙尘暴和强沙尘暴,多数测站能见度在 200—300 m(图 2)。6 日 20 时—7 日 02 时,气旋进入爆发性发展阶段(地面气压降低速度 6 hPa/6 h),沙尘暴区稳定在内蒙古中部并向东扩展至内蒙古东部偏南地区,在内蒙古中部偏北地区达到最强。期间,黑风暴出现在二连浩特、满都拉等 5 个测站(能见度 0 m)。7 日 08 时,气旋锢囚并开始减弱,沙尘暴主体仍维持在内蒙古中部及东部偏南地区,强度略有减弱,同时,浮尘、扬沙、沙尘暴天气开始出现在内蒙古东北部地区及黑龙江、吉林等地。7 日 11—20 时,蒙古气旋维持缓慢东移并减弱,沙尘暴区仍主要出现在内蒙古中东部偏南地区,内蒙古东北部地区、吉林、黑龙江等地沙尘暴逐渐增强、范围扩大。8 日 02—05 时,随蒙古气旋减弱,内蒙古地区沙尘天气逐渐减弱停止,而吉林、黑龙江部分地区沙尘暴继续维持至 8 日 17 时才逐渐停止。至此,这次始于 6 日 05 时的强沙尘暴过程结束。

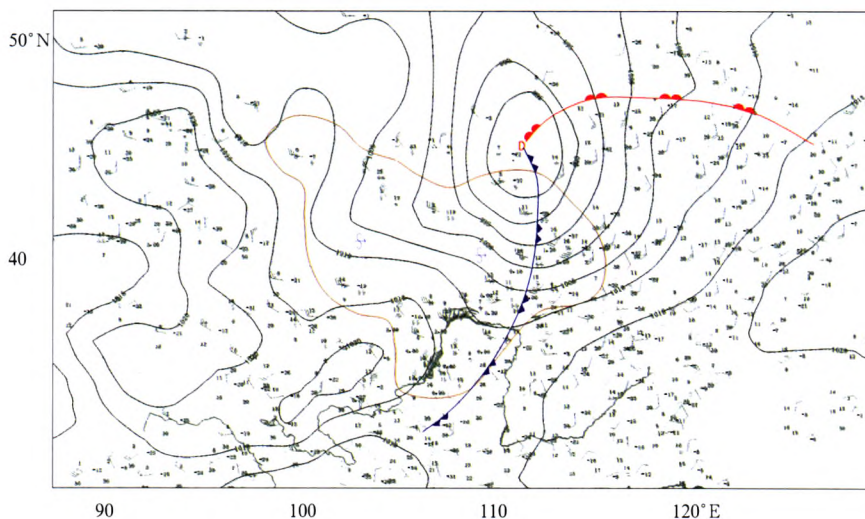


图 2 2001 年 4 月 6 日 17 时地面天气图(棕色线内为沙尘暴区)

Fig. 2 Surface weather chart at 17:00 BT 6 April 2001
(the brown line surrounded the dust storm area)

4 模式和方案

本文对对流层—平流层输送的模拟采用中尺度数值预报模式 MM5。MM5 较多地应用于对中尺度天气过程的预报和模拟,中外一些研究者也利用 MM5 对对流层顶附近的天气过程进行过成功的模拟研究,如 Ravetta 等(1999)利用 MM5 成功地模拟了一次对流层顶折叠事件,模拟的对流层顶附近的风场、温度场与观测结果较为吻合。杨健等(2003a)同样利用 MM5 对 2000 年春季一次切断低压引发的对流层—平流层交换过程进行了成功的模拟研究。可见,MM5 具备了模拟研究对流层—平流层输送

过程的能力。

模拟采用两重网格嵌套,粗网格格点数 110×90 ,中心位于 $(53^\circ\text{N}, 114^\circ\text{E})$,格距 45 km,细网格格点数 193×112 ,格距 15 km,模式层顶 10 hPa,垂直方向分为 32 层。物理过程采用 Blackadar 高分辨率行星边界层方案和云辐射方案。模式背景场为每日 4 次的 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ NCEP 再分析资料,模拟时段为 2001 年 4 月 6 日 08 时—10 日 08 时,模拟时间 96 h。

5 实况和模拟的对比

图 3、4 为 NCEP 再分析和 MM5 模拟结果的对比

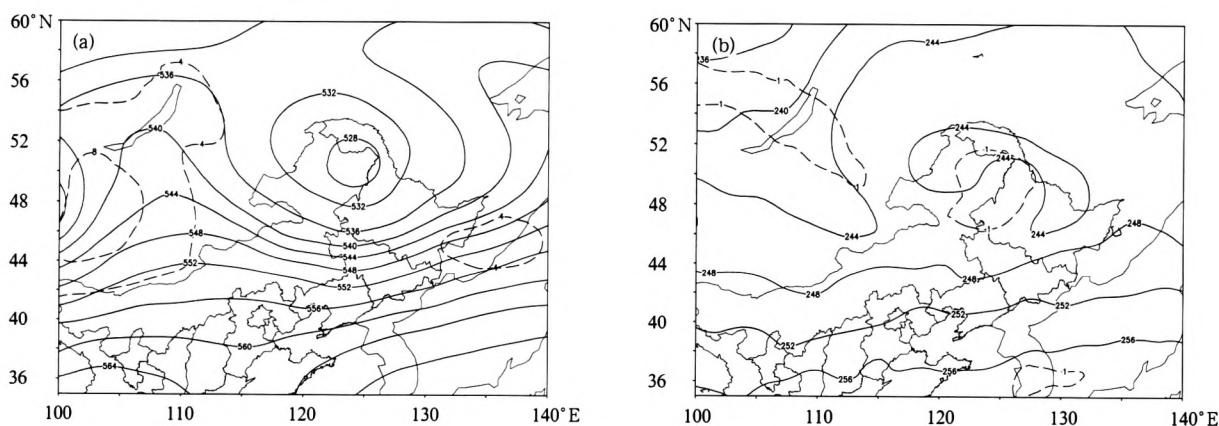


图 3 NCEP 再分析 500 hPa 高度(a)、温度(b) (实线)及其与 MM5 模拟结果的差值(虚线)

(a. 2001 年 4 月 8 日 08 时,单位: dagpm; b. 2001 年 4 月 7 日 20 时; 单位: K)

Fig. 3 NCEP reanalysis field (solid line) and the difference between the reanalysis field and the modeling field (dashed line) ((a) height at 500 hPa at 08:00 BT, 8 April 2001, and (b) temperature at 500 hPa at 20:00 BT 7 April 2001)

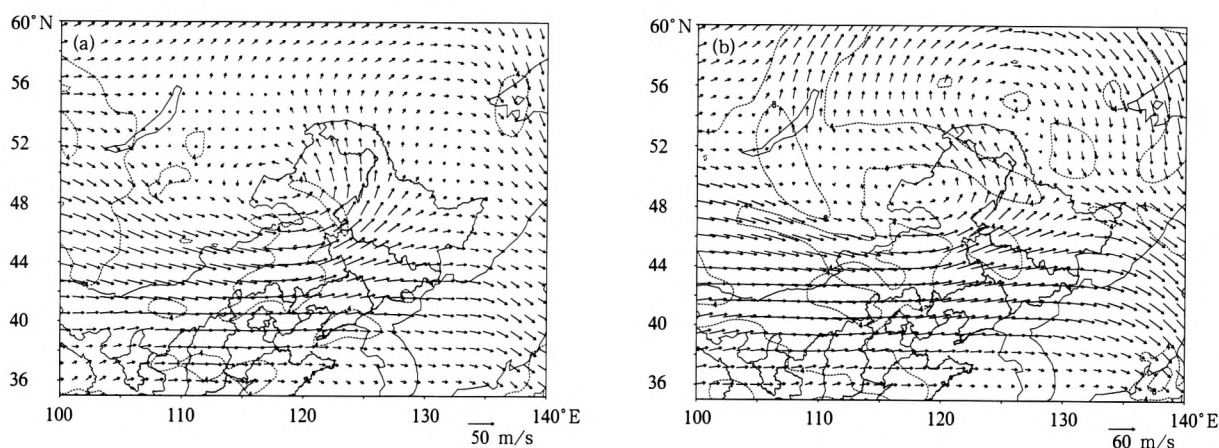


图 4 2001 年 4 月 7 日 08 时 NCEP 再分析 500 hPa(a)、300 hPa(b)风场及风速与 MM5 模拟结果差值(虚线)

Fig. 4 NCEP reanalysis wind field (vector) and the difference of wind velocity between the NCEP reanalysis field and the modeling field (isolines) at 08:00 BT 7 April 2001((a) at 500 hPa and (b) at 300 hPa)

比。首先,从 500 hPa 高度(图 3a)对比可见,MM5 模拟的低涡位置、强度与 NCEP 再分析结果较为一致,闭合中心为 528 dagpm。两者差异在于 NCEP 再分析的低涡上游高压脊略强于模拟结果。从 500 hPa 温度(图 3b)对比可见,低涡区冷中心范围、强度总体上较为接近,再分析冷中心强度略强于模拟结果。从 500、300 hPa 风场(图 4)对比来看,在低涡区及其南侧西风急流区,两者的风速差异均小于 4 m/s,与高度、温度的情况类似,在低涡区上游,两者有 4—8 m/s 的差异。综上可见,MM5 对本次过程高空低涡发展、演变过程进行了较好的模拟。以下将利用 MM5 的模拟结果对本文关心的对流层—平流层输送问题做进一步的分析和讨论。

6 蒙古气旋发展和演变过程

本次沙尘暴过程的形成和发展与蒙古气旋的发展演变过程密切相关(图 5)。5 日 20 时,高空槽位于阿尔泰山以西,冷空气在此堆积,并在 500 hPa 形成 -36°C 的闭合冷中心,明显落后于高度槽。6 日 08 时,冷空气前沿越过山地,并在地面形成蒙古气旋,中心位于 $(48^{\circ}\text{N}, 104^{\circ}\text{E})$,强度 991 hPa。6 日 20 时,温度槽与高度槽接近反位相,呈典型的斜压结构,有强冷空气平流到高度槽中;高空 600 hPa 以下形成切断低涡,地面气旋已加强至 984 hPa。6 日 20 时—7 日 02 时,气旋移动变缓,强度快速增强(7 日 02 时为 978 hPa)。7 日 08 时,继续有弱冷平流

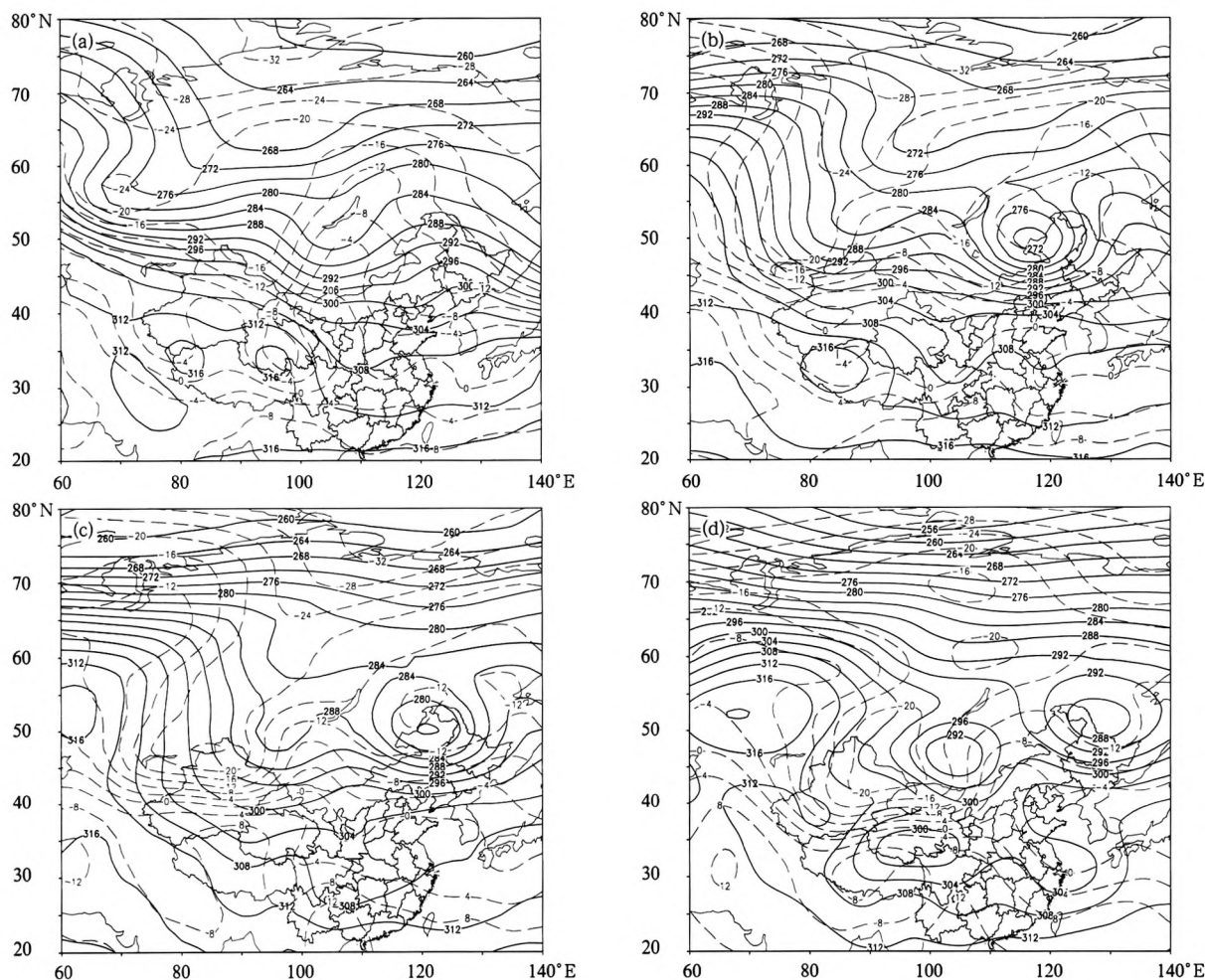


图 5 2001 年 4 月 6 日 08 时(a)、7 日 08 时(b)、7 日 20 时(c)、8 日 20 时(d)

NCEP 再分析 700 hPa 高度(dagpm, 实线)、温度(K, 虚线)

Fig. 5 NCEP reanalysis height (dagpm, solid line) and temperature (K, dashed line) at 700 hPa at 08:00 BT 6 April

(a) 08:00 BT 7 April, (b) 20:00 BT 7 April and (c) 20:00 BT 8 April (d) 2001

注入低槽底部,对流层中高层相继形成切断低涡(500—300 hPa)。此时,地面气旋锢囚,气旋强度达到 977 hPa(过程最低)。7 日 20 时,系统移速加快,低涡区斜压性减小,地面气旋强度明显减弱。8 日 08 时,对流层大部分低涡区冷中心消失,低涡强度减弱但仍继续维持,地面气旋继续减弱东移。8 日 17 时,地面沙尘天气全部结束,但对流层大部分低涡和地面低压仍维持,直至 9 日 08 时,500 hPa 以下低值系统才完全消失。

综上所述,对流层中低层的斜压强迫是本次过程蒙古气旋发展的主要影响因素,相关的研究也揭示了这一特征(姜学恭等,2004)。阿尔泰—萨彦岭山地对低层冷空气的阻滞则使得蒙古气旋的发展经历了从缓慢发展到剧烈爆发的过程(姜学恭等,2003)。前面的分析清楚地表明,斜压不稳定首先在对流层低层发展,并在 700 hPa 以下形成切断低涡,之后,切断低涡自下而上扩展,到 7 日 14 时 250 hPa 形成切断低涡。在系统减弱消亡过程中,先是沙尘天气随地面气旋的消失而结束,而后高空低涡自下而上减弱消失,至 9 日 08 时,500 hPa 以下低涡消失(400 hPa 低涡继续维持)。可见,在系统发展和减弱的整个过程中,这种自下而上扩展的特征表明低层斜压强迫的主导作用。另外,对流层中高层的切断低涡维持时间明显比对流层低层长,这与高空位涡下传对气旋发展的影响有关(姜学恭等,2004)。

7 对流层顶折叠和高空位涡下传

位涡是表征气柱旋转程度的物理量,可以简单理解为单位厚度气柱的绝对涡度。极地平流层是地球大气的位涡源,表现为从极地平流层随着纬度的减小和高度的降低,大气位涡迅速减小。在天气系统发展过程中,往往伴随着高空槽(涡)的加深,而在这一过程中,高空低槽、高空急流、对流层顶的演变是协调一致的,高空低槽的位置影响高空急流的高度和位置,而高空急流的高度又决定着对流层顶的高度,这样,高空槽的加深意味着将使该区域的对流层大气产生向下、向低纬度的压缩,从而能够引导极地平流层的高位涡向下及向低纬度扩展。而位涡无疑会对大气产生旋转强迫,因此,伴随对流层顶折叠的高空位涡下传是中高纬度天气系统发展的一个重要强迫因素。

在蒙古气旋发展过程中,高空位涡下传常常作为重要的动力强迫因素之一。杨健等(2003a)指出,由高空切断低涡触发的蒙古气旋发展过程中,伴随对流层顶折叠的高空位涡下传(2.5 PVU)能够到达 40°N 附近和 700 hPa 左右。赵琳娜等(2004)对一次影响中国北方的强沙尘暴过程的研究发现,斜压强迫导致的蒙古气旋发展过程中,高空位涡下传(2 PVU)能够到达 42°N 附近,500 hPa 左右。可见,高层强迫导致的蒙古气旋过程中,能够产生更强的对流层顶折叠和高空位涡下传。就本次过程而言,从 2001 年 4 月 7 日 08 时位涡垂直结构(图 6)可以看到,阴影区($2\text{ PVU} < PV < 3\text{ PVU}$,有关研究表明, $PV \geq 2\text{ PVU}$ 可以代表对流层顶,Stohl, et al, 2003)所代表的对流层顶出现明显的折叠现象,折叠区呈漏斗状,底部位于高空低涡区。同时可以看到,常态下对流层顶高纬度地区在 250 hPa 左右,低纬度地区为 200 hPa 左右,而随着气旋发展对流层顶下落区位于 $40^{\circ}\text{—}53^{\circ}\text{N}$,最低达到 500 hPa(由于上游地区有另一气旋发展,纬向分布图中 $110^{\circ}\text{—}125^{\circ}\text{E}$ 区域内也出现了明显的对流层顶)。从高空全风速垂直分布可以看到,高空急流位于低涡的南侧和东侧,其中,南侧急流强度更强,急流形成几乎垂直的下落,与对流层顶下落区接近重合。

从以上分析可以得出:首先,本次蒙古气旋发展过程中,出现明显的对流层顶折叠现象。如果将高空低涡发展引发的急流下落视为对流层顶折叠的驱动因素,那么驱使对流层顶下落的动力主要集中在低涡的南侧和东侧。其次,已有研究表明,从发生机理角度,蒙古气旋可以分为地形主导和地形影响两种类型:前者以大气对地形导致的锋面变形的响应为主要触发因素;后者以对流层中高层形成切断低涡为重要特征,高空位涡下传是气旋发展的触发因素(Chen, et al, 1992, Han, et al, 1995)。后者无疑能产生更强的对流层顶折叠和高空位涡下传——即杨健等(2003a)讨论的天气过程。而本次过程天气系统自下而上的发展显示低层强迫占有主导地位,因此与赵琳娜等(2004)研究的同属于一种类型。对流层顶折叠的程度也较相似。下文的分析表明,尽管如此,对流层顶折叠仍成为本次过程实现沙尘对流层-平流层输送的适宜条件。

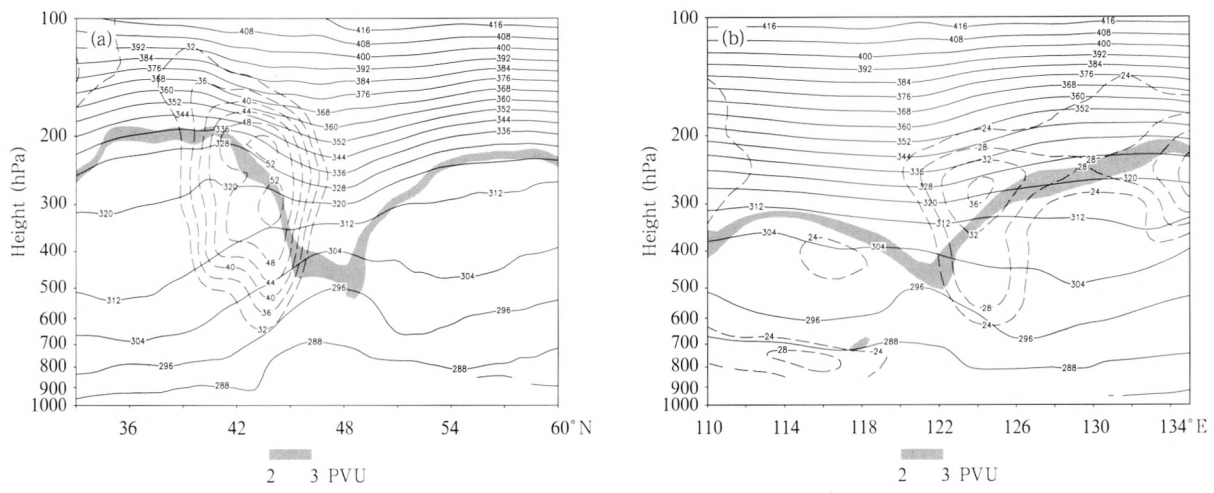


图 6 2001 年 4 月 7 日 08 时沿 121°E 经向(a)和 48°N 纬向(b)垂直剖面
(实线为位温,单位: K,虚线为全风速,单位: m/s,阴影区为位涡(2 PVU<PV<3 PVU))
Fig. 6 Cross section along 121°E (a) and 48°N (b) at 08:00 BT 7 April 2001
(the solid as potential temperature, the dashed as total wind velocity,
and the shaded as potential vorticity (2 PVU<PV<3 PVU))

8 对流层-平流层输送的结构和强度特征

图 7、8 为 2001 年 4 月 7 日 08 时沿经向和纬向穿过低涡区的垂直剖面。从图 7a 可以看到,在对流层顶折叠区即低涡区南侧的 800—300 hPa(对流层低层流场呈明显的湍流特征),南风与上升气流叠加形成向北爬升的斜升气流,在到达 500—300 hPa 高度与折叠的对流层顶南支相遇,并产生穿过对流层顶的运动,其中,在 500—400 hPa,对流层顶接近准水平形态,该气流以由南向北斜升的姿态穿过对流

层顶到达平流层;而在 400—300 hPa,该气流由斜升气流转为准水平气流,自南向北穿过折叠的对流层顶进入平流层;进入平流层后,该气流仍为自南向北的斜升形态,其中,部分气流重新穿过折叠的对流层顶北支返回对流层中,其余则维持在平流层中的斜升运动。从图 7b 纬向剖面图可以看到,偏西气流与上升气流叠加,同样在 500—300 hPa 穿过折叠的对流层顶,到达平流层。进入平流层后,气流维持向北斜升的形态,部分气流穿过对流层顶重新回到对流层中,其余部分则停留在平流层中。

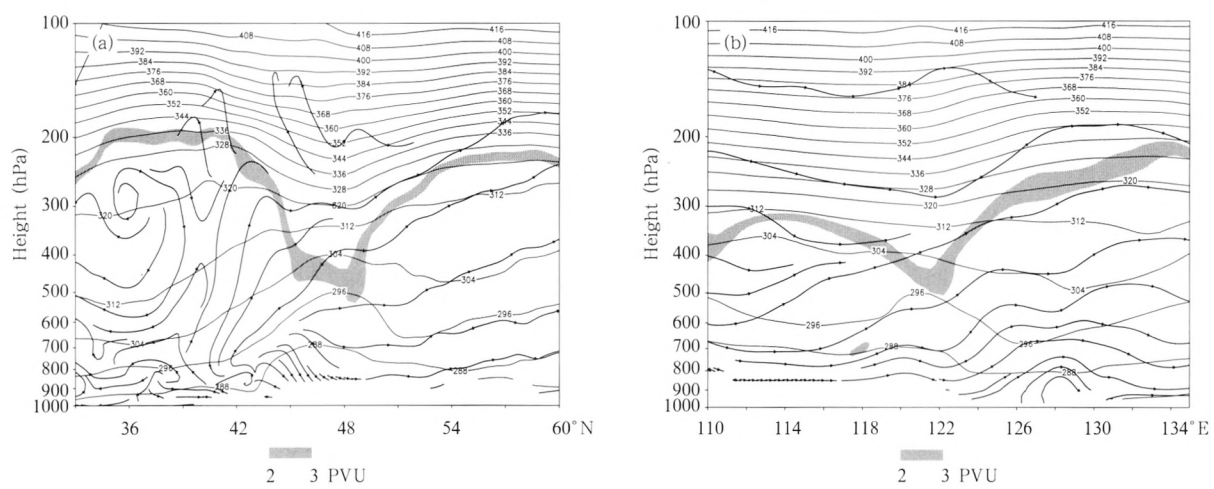


图 7 同图 6,其中,流线分别为 v, w 合成(a)和 u, w 合成(b),(w 单位为 cm/s)
Fig. 7 As Fig. 6 except the stream line represents the
resultant wind of v, w (a) and u, w (b) (w unit in cm/s)

图8为7日14时沿121°E和50°N的经向和纬向剖面,可以看到,在经向剖面中并未出现水平方向穿越对流层顶的气流,在漏斗状对流层顶折叠区底部,经向水平气流很弱,上升气流以准垂直方向穿过对流层顶到达平流层中,在平流层中,上升气流继续爬升,一直到200—100 hPa的平流层中部。从纬向剖面图可以看到,由于50°N附近为低涡中心附近偏北一侧,因此,在漏斗状对流层顶折叠区的底部,上升气流与弱的偏东气流叠加穿过准水平的对流层

顶到达平流层中,且该气流同样在平流层中继续爬升并到达平流层中部(200—100 hPa)。而春季中纬度100 hPa高度大约在15 km,这与SAGE观测到的气溶胶达到的最大高度是一致的。另外,由于在该蒙古气旋的上游地区有另一蒙古气旋生成,沿50°N经向90—130°E的宽阔区域内形成了不同程度的对流层顶下落(250 hPa以下),在对流层顶下落区域同样出现了气流穿过对流层顶进入平流层的现象。

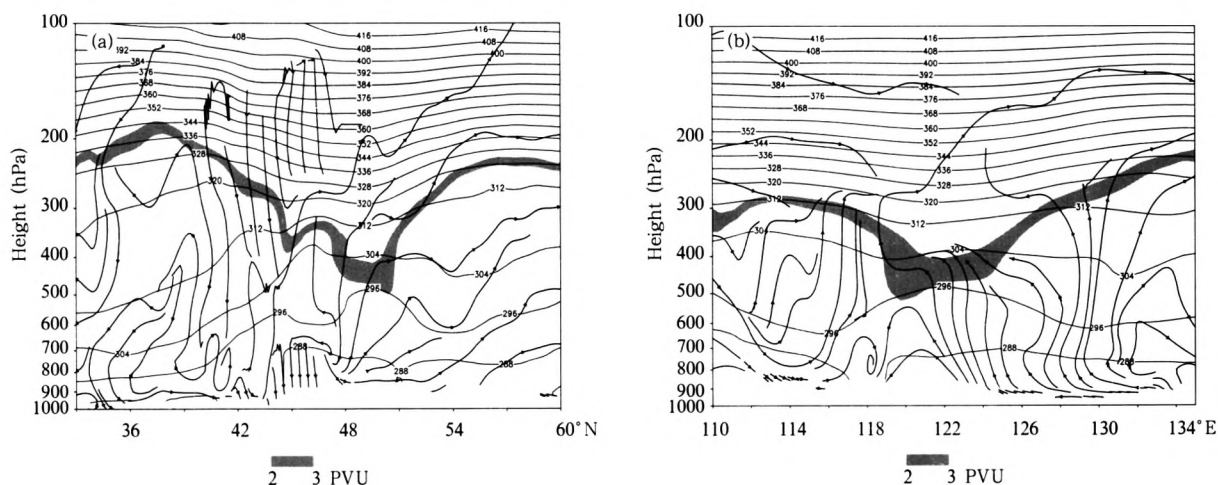


图8 同图6,但为2001年4月7日14时沿121°E经向(a)和50°N纬向(b)垂直剖面

Fig. 8 As Fig. 6 but for along 121°E (a) and 50°N (b) at 14:00 BT 7 April 2001

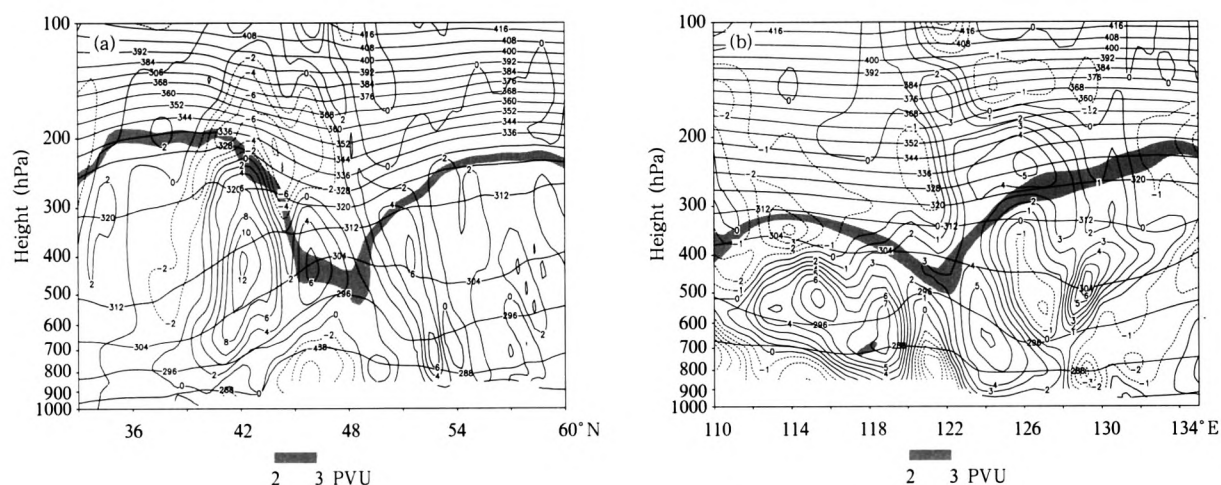


图9 同图6,但正、负相间等值线为垂直速度(单位: cm/s)

Fig. 9 As Fig. 6 but except the isolines represent vertical velocity (unit: cm/s)

为考察穿过对流层顶的上升气流强度,图9给出了7日08时垂直速度分布,可以看到,在经向对流层顶折叠区南侧400 hPa附近有12 cm/s的上升

运动中心,北侧同样在400 hPa附近为6 cm/s的上升运动中心,这两支上升气流均未直接穿过对流层顶。而对流层顶折叠区底部直接穿过对流层顶的上升

升气流强度约为 6 cm/s。在纬向对流层顶折叠区东西侧上升运动中心分别位于 500 hPa 和 700 hPa, 同样未能直接完成对流层到平流层输送, 在宽阔的对流层顶下落区, 穿过对流层顶的上升运动在 2—3 cm/s。可见, 穿过对流层顶的上升运动强度均较弱。因此, 完成对流层—平流层输送的气流主要以准水平的姿态出现。另外, 图 7 显示准水平穿过对流层顶的气流主要集中在 400—300 hPa。而春季 350 hPa 高度大约在 8 km, 这与相关文献所得出的沙尘气溶胶粒子层峰值区是一致的(邱金桓等, 2003)。尽管其不能作为沙尘对流层—平流层输送的直接证据, 但无疑强化了这一输送的可能性。

9 对流层-平流层输送的轨迹分析

为了分析空气质点的对流层-平流层输送过程中的运动轨迹, 图 10 给出了利用 2001 年 4 月 6 日 08 时—10 日 20 时 MM5 逐时模拟结果所做的前向

(图 10a) 和后向(图 10b) 轨迹。可以看到, 首先, 位于蒙古高原对流层低层的空气质点在偏西气流的作用下伴随地形蜿蜒向东移动, 而后, 在气旋涡旋上升气流的驱动下沿气旋式弯曲盘旋上升到达对流层中高层, 之后, 形成两条明显的分支, 一支沿气旋式弯曲在对流层高层向下游进行准水平的涡旋运动; 另一支则穿过对流层顶到达平流层, 并在平流层中以反气旋的方式在平流层低层向下游运动。可见, 空气质点在对流层高层和平流层低层表现出完全不同的运动形态特征, 即对流层高层为气旋式, 而在平流层为反气旋式。这与有关研究的结果是一致的。由于天气系统随高度后倾, 500 hPa 为低涡控制的气旋式气流区, 而 200 hPa 平流层低层为高压脊控制的反气旋式气流区(图略), 这一定程度决定了空气质点的运动轨迹。其深入的动力学原因还有待进一步研究。

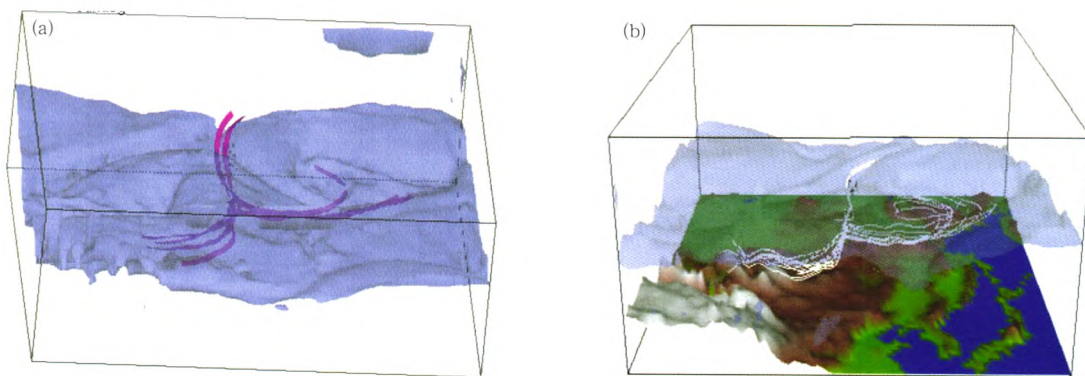


图 10 空气质点轨迹, 资料为 MM5 模拟的 2001 年 4 月 6 日 08 时—10 日 08 时逐时输出结果 (a. 前向, b. 后向, 曲面为等 PV 面 ($PV=2$ PVU), 其中, 亮色和暗色分别标明轨迹位于等 PV 面上方和下方)

Fig. 10 Trajectory of air particles based on the output data of the MM5 from 08:00 BT 6 April to 08:00 BT 10 April 2001 (a. forward, b. backward; The three-dimensional deformed surface is the constant PV surface of 2 PVU; The bright and dark part of trajectory lines represents the trajectory locating above and below the PV surface, respectively)

10 沙尘对流层—平流层输送的估算

以下对沙尘气溶胶对流层—平流层的输送量做了初步的估算。由于没有沙尘气溶胶浓度分布的资料, 仅对发生在对流层顶附近的对流层—平流层交换的体积进行估算。输送体积的计算利用以下公式

$$S = \left(\frac{\delta(\lambda, x)}{2} \times \frac{\pi}{180} \times \cos\left(\psi \times \frac{\pi}{180}\right) \times 6.37 \times 10^3 \right) \times \left(\frac{\delta(\psi, y)}{2} \times \frac{\pi}{180} \times 6.37 \times 10^3 \right) \quad (1)$$

其中, S : 网格面积, 单位 km^2 ; $\delta(\cdot)$: 中央差分; π 取 3.1416; 6.37×10^3 : 地球半径, 单位: km; λ, ψ 为经度、纬度。

计算方法为: 取随时间移动的低涡区约 10 个经纬度矩形区域, 以 $PV=2$ PVU 作为对流层顶, 当某时刻对流层顶附近 $w > 0$ 时(上升运动)记为对流层—平流层输送, 并将垂直速度乘以面积微元得到输送体积微元, 然后针对矩形低涡区域进行积分, 得到输送体积; 反之则为平流层—对流层输送。

图 11 给出了利用上述方法得到的低涡从发展到成熟对流层—平流层交换的体积变化,可以看到,6 日 23 时—8 日 03 时为平流层—对流层净输送,之后则为对流层—平流层净输送,且输送体积呈现指数型增长。而地面气旋在 7 日 02 时达到最强,6 日 23 时前后气旋接近成熟,而高空位涡下传主要出现在气旋成熟之后(姜学恭等,2004)。可见,平流层向对流层的输送过程是与对流层顶折叠和高空位涡下传过程一致的。另一方面,此时沙尘粒子正处于从

对流层低层到对流层高层的上传过程中,因而,此时平流层—对流层的净输送并未影响沙尘的对流层—平流层输送。之后,在气旋减弱且高空位涡下传停止之后,对流层—平流层输送开始显著增强,而此时沙尘粒子也已经完成从对流层低层到高层的上传,因而能够产生明显的沙尘对流层—平流层输送。这一现象也表明气旋发展过程客观上有利于沙尘对流层—平流层输送的发生。

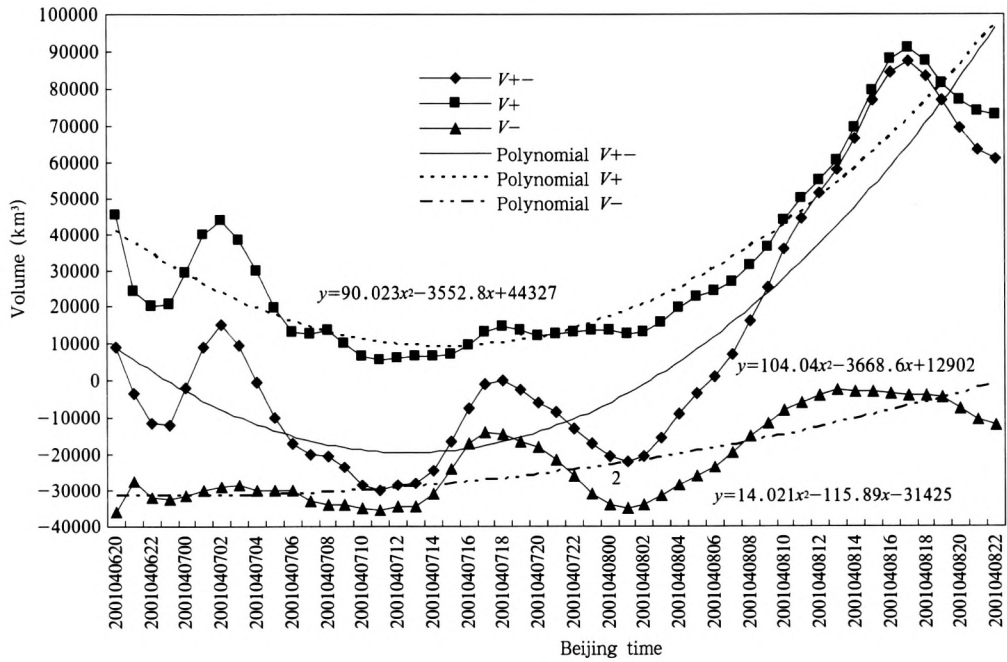


图 11 对流层—平流层交换体积随时间演变

($V+$ 代表 $w>0$ 的体积变化, $V-$ 代表 $w<0$, $V+-$ 为两者之和)

Fig. 11 Evolution of the volume of the troposphere – stratosphere exchange

($V+$ represents $w>0$, $V-$ represents $w<0$ and $V+-$ stands for their sum)

11 结 论

在初步明确东亚沙尘气溶胶对流层-平流层输送监测事实的基础上,利用天气观测资料、NCEP 再分析资料并结合 MM5 数值模拟结果及轨迹分析方法,对一次蒙古气旋引发的强沙尘暴过程中沙尘的对流层—平流层输送问题进行了初步分析,结果表明:

(1) 本次过程中,蒙古气旋的发展是由对流层中低层的斜压不稳定首先触发的,在气旋的成熟阶段,高空切断低涡的形成及高空位涡的下传使气旋的发展进一步增强,但在气旋发展过程中并不具有

主导作用。这类过程不是最有利于产生对流层—平流层输送的天气过程。

(2) 伴随着气旋的发展成熟,对流层切断低涡呈自下而上的扩展,并引导高空急流的下落和对流层顶的折叠。对流顶折叠区呈明显的漏斗状,底部到达 500 hPa 左右,期间伴随高空急流接近垂直的下落,急流核位于高空低涡的南侧和东侧,且南侧最强。

(3) 蒙古气旋发展过程中的上升运动中心位于 500 和 700 hPa,且并未直接穿过折叠的对流层顶。在对流层顶折叠区周围的 500—300 hPa,上升气流与低涡区偏西、偏南、偏东气流叠加,或以水平气流

的形态横穿折叠的对流层顶,或以斜升的形态准垂直地穿过折叠的对流层顶底部到达平流层。随着时间的推移,完成对流层向平流层输送的空气质点能够进一步抵达平流层中部(100 hPa)。

(4)在对流层顶折叠区的外围,宽广的对流层顶下落区同样出现穿过对流层顶的上升气流,但其强度较对流层顶折叠区明显偏弱。

(5)轨迹分析表明,沙尘天气区对流层低层的空气质点,在向下游运动的过程中,受气旋涡旋上升气流的驱动呈气旋式盘旋上升,并在对流层高层形成分支,一支穿过对流层顶到达平流层,并在平流层中向下游进行反气旋式的螺旋运动,另一支则留在对流层高层,并向下游进行准水平的气旋式螺旋运动。

(6)在高空位涡下传过程中,主要产生平流层到对流层的净输送;高空位涡停止下传之后则出现对流层到平流层的净输送,且强度随时间呈指数型增长。这一特征有利于形成更强的沙尘对流层—平流层输送。

参考文献

- 陈勇航,毛晓琴,黄建平等. 2009. 一次强沙尘输送过程中气溶胶垂直分布特征研究. 中国环境科学, 29(5): 449-454
- 姜学恭,沈建国,刘景涛等. 2003. 导致一例强沙尘暴的若干天气因素的观测和模拟研究. 气象学报, 61(5): 606-620
- 姜学恭,沈建国,刘景涛等. 2004. 地形影响蒙古气旋发展的观测和模拟研究. 应用气象学报, 15(5): 601-611
- 邱金桓,郑斯平,董其荣等. 2003. 北京地区对流层中上部云和气溶胶的激光雷达探测. 大气科学, 27(1): 1-7
- 杨健,吕达仁. 2003a. 东亚地区一次切断低压引起的平流层、对流层交换数值模拟研究. 大气科学, 27(6): 1031-1044
- 杨健,吕达仁. 2003b. 平流层—对流层交换研究进展. 地球科学进展, 18(3): 380-385
- 赵琳娜,赵思雄. 2004. 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. 大气科学, 28(5): 723-735
- Chen S J, Egger J, Han W. 1992. Altai-Sayan lee cyclogenesis: A case study. Beitr Phys Atmos, 65: 13-22
- Han W, Chen S J, Egger J. 1995. Altai-Sayan lee cyclogenesis: Numerical simulations. Meteor Atmos Phys, 55: 125-134
- Holton J R, Haynes P H, McIntyre M E, et al. 1995. Stratosphere-troposphere exchange. Rev Geophys, 33(4): 403-439
- Penner J E, Andreae M, Annegarn H, et al. 2001. Aerosols, their direct and indirect effects// Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al. IPCC. Climate Change 2001: The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK and New York, USA: Cambridge University Press
- Ravetta F, Ancellet G, Kowol S J, et al. 1999. Ozone temperature and wind field measurements in a tropopause fold: Comparison with a mesoscale model simulation. Mon Wea Rev, 127(11): 2641-2653
- Stith J, Ramanathan V V, et al. 2006. PACific Dust EXperiment (PACDEX), Third Release
- Stohl A, Wernli H, James P, et al. 2003. A new perspective of stratosphere-troposphere exchange. Bull Amer Meteor Soc, 84(11): 1565-1373
- Wirth V, Egger J. 1999. Diagnosing extratropical synoptic-scale stratosphere-troposphere exchange: A case study. Quart J Roy Meteor Soc, 125(554): 635-655
- Zhao T L, Gong S L, Zhang X Y, et al. 2006. A simulated climatology of Asian dust aerosol and its trans-Pacific transport. Part I: Mean climate and validation. J Climate, 19(1): 88-103