

地形影响蒙古气旋发展的观测和模拟研究*

姜学恭¹⁾ 沈建国²⁾ 刘景涛¹⁾ 陈受钧³⁾ 王迎春⁴⁾

¹⁾(内蒙古气象台,呼和浩特 010051)

²⁾(内蒙古自治区气象局,呼和浩特 010051)

³⁾(北京大学物理学院大气科学系,北京 100871)

⁴⁾(北京城市气象研究所,北京 100089)

摘 要

针对2001年4月上旬一次蒙古气旋发展过程中的地形因素进行了观测和模拟研究,结果表明:依据低层冷空气是否越过阿尔泰—萨彦岭山地产生气旋冷锋,蒙古气旋的发生发展过程可以划分为触发和发展两个阶段。在气旋的发展阶段,斜压不稳定是其主要强迫机制。伴随地形对低层冷空气阻滞程度的变化,蒙古气旋经历了从缓慢发展到剧烈加强的过程。阿尔泰—萨彦岭山地通过对低层冷空气的阻滞使山地上空等熵面更为陡立,加强了对流层低层的斜压强迫,从而使斜压强迫的涡度增长向低层聚集,导致气旋发展强度增强。阿尔泰—萨彦岭山地及其南侧形成的峡谷地形对低空急流的位置、范围、强度及演变过程具有较重要影响。另外,对流层高层位涡平流也是气旋发展的一个强迫因素,但其影响较小。

关键词:蒙古气旋 数值模拟 地形影响

引 言

蒙古气旋是冬、春季对我国北方具有重要影响的天气系统,往往造成大风、大雪、寒潮、沙尘暴等强灾害性天气。如在2001年冬春季发生的21次沙尘暴天气过程中,绝大部分(18次)是由蒙古气旋的强烈发展所致。

蒙古气旋是斜压性很强的极锋上的波动,同时,它又是较典型的背风坡气旋。陈受钧等^[1,2]的研究中曾将蒙古气旋分为地形诱发(Terrain Induced)和地形影响(Terrain Modified)两种类型,前者为低层斜压强迫起主导作用;后者高层位涡平流起主要作用,强度较强,也较为深厚。Buzzi^[3]曾经将阿尔卑斯背风坡气旋的发展阶段分为(1)触发阶段:从地形对低层冷锋形成阻塞至冷锋越过山地地形形成有效位能的突然释放(e折时间尺度为6h);(2)缓慢增长阶段:即斜压发展阶段(e折时间尺度为25~30h)。Zupanski^[4]则将背风坡气旋的发展分为三个阶段,即:(1)触发阶段:高空急流是主要的强迫因素;(2)发展中期:发展强度与低层锋生密切相关,显示了斜压强迫的重要性;(3)生命后期:与高空急流加强和位涡下传密切联系。Mattocks^[5,6]总结得出所谓“不同阻塞(Differential Block)”理论解

* 中国科技部重点科技攻关项目(2000-k01-03-02)和科技部公益类项目2001DIB20103、北京市科委项目(955300600)共同资助。

2003-03-12收到,2003-08-18收到修改稿。

释背风坡气旋的触发。当高低层均有扰动形成时,高空急流出口区左侧的辐散区将强迫产生地面减压,但这一地面减压往往由于低层的冷平流而被抵销,因此不会造成明显的地面减压。当低层冷空气遇到山地被地形阻塞(Block)时,高层系统继续向前移动,原有的耦合被打破,由于失去低层冷平流的制约,高空急流出口区左侧的辐散强迫将迅速导致山地背风坡大气质量减小,形成强上升运动、低层辐合和正涡度,诱发背风坡气旋。其时间尺度为冷锋形成阻塞到冷空气最终越过山地这一时段,一般为6~12 h。可见,背风坡气旋的形成综合了地形影响、斜压作用、高层强迫等因素,而在触发阶段往往存在高低层系统的相互作用。

本文针对2001年4月5~8日一次蒙古气旋强烈发展过程,利用常规观测资料和数值模拟方法,探讨了地形对蒙古气旋发展的影响,希望揭示蒙古气旋发展过程中的一些规律。

1 过程概述

本次过程蒙古气旋首先生成于阿尔泰—萨彦岭山地西侧,之后向东移上山地减弱,到达背风坡后又得到发展加强。5日02:00(北京时,下同)有气旋生成于阿尔泰—萨彦岭山地西北侧(中心位于 $60^{\circ}\text{N}, 80^{\circ}\text{E}$,强度989 hPa)。5日08:00,高空槽移上山地,地形影响使高空槽减弱变平;地面气旋分裂为多个中低压散布于山地。至20:00,高空槽继续减弱并表现为短波槽形态,对流层低层温度槽明显落后于高度槽,两者呈反位相分布(图1);地面有弱的中低压位于山地($48^{\circ}\text{N}, 94^{\circ}\text{E}$ 和 $48^{\circ}\text{N}, 98^{\circ}\text{E}$, 992 hPa)。6日02:00,地面中低压在山地东部合并,形成锋面气旋(995 hPa)。08:00,高空槽下坡加深,地面气旋到达背风坡并开始发展加强(中心位于 $48^{\circ}\text{N}, 104^{\circ}\text{E}$,强度991 hPa)。20:00,对流层低层槽线已移过山地,移速减慢,高度槽加深形成切断低涡。温度槽与高度槽位相差减小,表现出典型的斜压结构,有强冷空气平流到高度槽中;地面气旋已加强至984 hPa。6日20:00~7日02:00,气旋移动趋于停滞,强度快速增强(7日02:00为978 hPa)。7日08:00,500 hPa

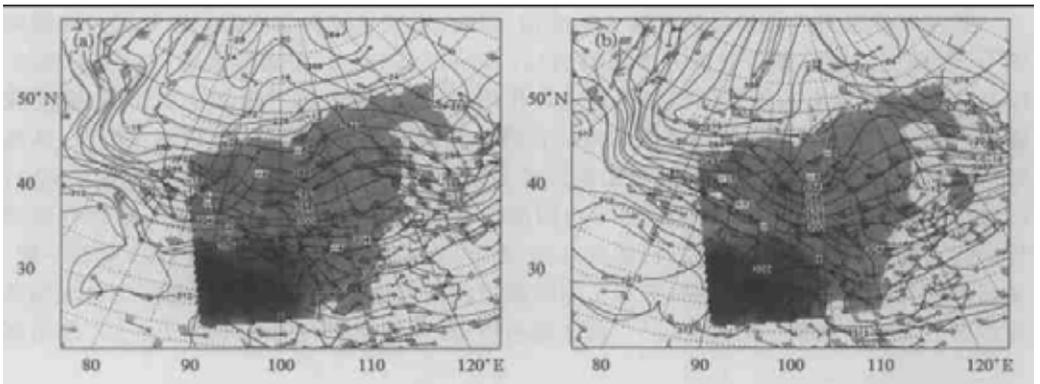
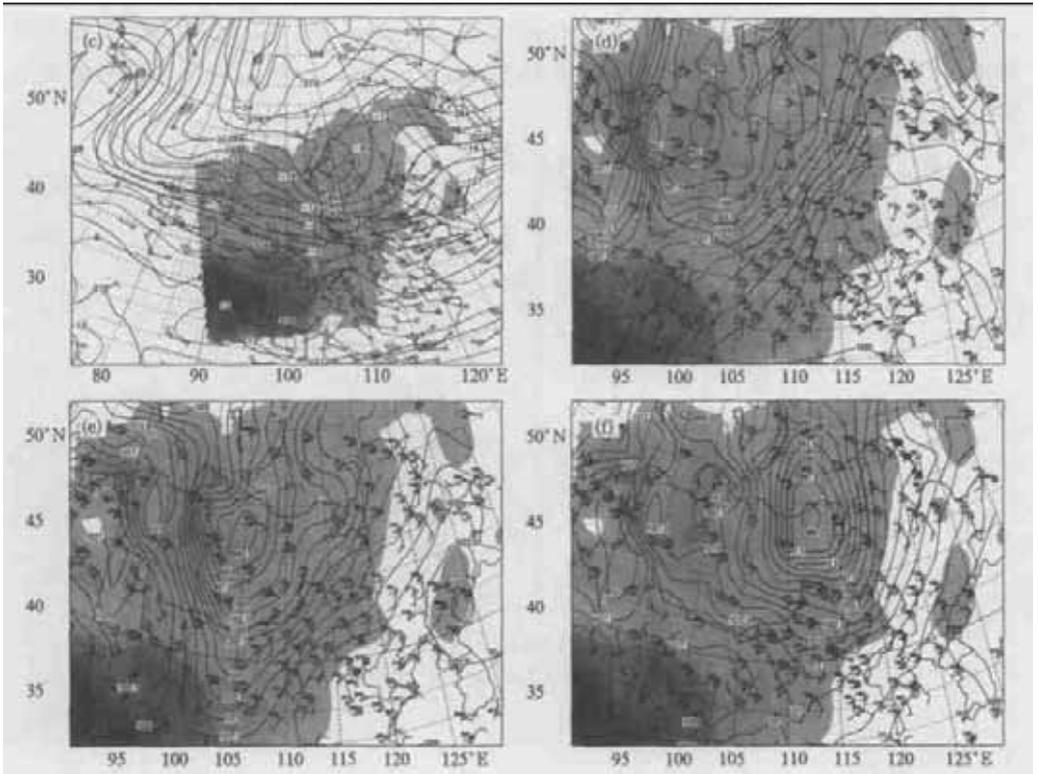


图1 2001年4月5日20:00(a),6日08:00(b),6日20:00(c)700 hPa形势图以及相对对应的地面形势图(d)5日20:00,(e)6日08:00,(f)6日20:00
(图中700 hPa实线为高度,虚线为温度。地面图上标注为气压和3 h变压。阴影区为地形高度)



续图 1

形成低涡,斜压性消失,气旋锢囚(977 hPa),之后气旋东移减弱并逐渐消失(7日20:00为992 hPa)。在本次过程中,气旋强烈发展阶段(6日08:00~7日02:00),中心气压加深13 hPa/18 h(991 hPa - 978 hPa)。尽管未达到爆发性气旋的标准,但就陆地气旋而言,已是较罕见的发展速度。

2 模式、资料和试验设计

采用 Pan State/NCAR 发展的中尺度非静力模式 MM5 V3^[7]。模式的垂直坐标 $\sigma = (p - p_t) / (p_s - p_t)$, p_s 和 p_t 分别为地面气压和模式层顶气压($p_t = 50$ hPa),垂直方向为24 σ 层。采用三重双向嵌套方案(图2a,模拟区域),大网格采用90 km水平格距,中心为45°N,110°E,模拟范围45×41格点;中网格采用30 km格距,模拟范围73×73格点;细网格采用10 km格距,模拟范围139×76格点。分别覆盖气旋中心区及其南侧低空急流区。湿过程采用显式水汽方案和 Grell 积云对流参数化方案;行星边界层采用 MRF 高分辨参数化方案;采用云辐射方案。

初始场采用北京有限区域模式(HLAFS)客观分析资料插值得到。地形资料分别采用NCAR 30 min 10 min 5 min 全球地形资料按不同格距插值生成(图2b模拟区域地形)。模拟积分时段为2001年4月6日08:00至2001年4月8日08:00。

模拟试验方案分别为(1)对照模拟(Control Experiment, CE):包含以上物理方案和参数选择;(2)平面地形试验(Plane Terrain Experiment, PTE): 32°N 以北的地形高度取为 500 m, 其它参数不变。

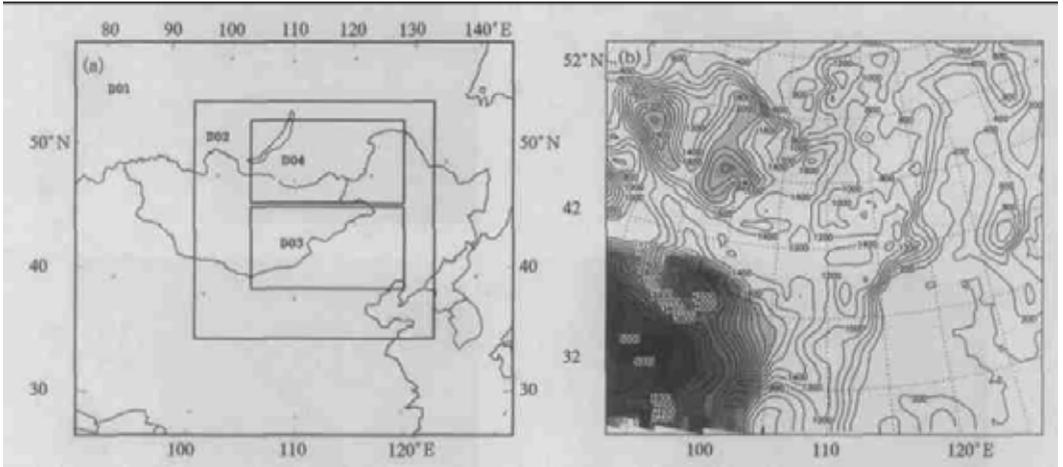


图 2 (a) 模拟区域,(b) D01 的地形高度
(单位 m, 间隔 200。阴影区地形高度大于 2000 m, 北部为阿尔泰—萨彦岭山地)

3 结果分析

3.1 地形对蒙古气旋各发展阶段界定的影响

图 2b 显示,模拟区域地形高度存在两个明显的高值区:北部范围较小的是阿尔泰—萨彦岭山地,海拔高度峰值约为 4000 m,位于蒙古气旋产生区域的上游,因此对蒙古气旋发展具有直接的影响;南侧范围很大的是青藏高原,平均海拔高度在 4000 m 以上,它与阿尔泰—萨彦岭山地间形成了明显的峡谷地带,这种地形分布也将一定程度影响蒙古气旋的发展。本文首先分析阿尔泰—萨彦岭山地对蒙古气旋各发展阶段界定的影响。

阿尔泰—萨彦岭山地对东移的低层冷空气产生明显的阻滞(Retard),这一阻滞不同于阻塞(Block),阻滞的作用仅仅延缓了低层冷空气的推进。从本次过程 700 hPa 形势演变(图 1)可见,5 日 20:00,在系统爬坡阶段,等高线明显变平,几乎难以看到高度槽的存在,而温度槽变为西北—东南走向,槽前等温线密集于山地西部(高度场与温度场配置明显有别于斜压波各阶段的形态),表明低层冷空气受到山地的阻滞。6 日 08:00,阻滞依然存在。相关研究同样得出,阻滞是背风坡气旋发展过程中一个普遍且重要的现象。

另一方面,5 日 02:00,有气旋产生于阿尔泰—萨彦岭山地,此时,低层冷空气未形成阻滞,故气旋呈现典型锋面气旋形态,但其位置决定了此时还不能称为蒙古气旋。5 日 08:00~6 日 02:00(图 1,5 日 20:00),系统爬坡,由于低层冷空气产生阻滞,冷锋消失,锋面气旋变为山地上一个或多个中低压。6 日 02:00 后,低层冷空气越过山地,重新形成锋面气旋,低层斜压强迫开始影响气旋发展。因此,如果在山地形成的低压作为蒙古气旋的开始,则可以依据是否出现气旋冷锋将蒙古气旋发展分为两个截然不同的阶段,即:

(1) 触发阶段:冷空气形成阻滞,地面表现为低压。(2) 发展阶段:冷空气越过山地,地面表现为锋面气旋,低层斜压强迫开始影响气旋发展。可见,蒙古气旋的发展过程可以进行类似 Zupanski^[4]和 Mattocks 对背风坡气旋各发展阶段的划分。

需要指出,在蒙古气旋的触发阶段,由于山地对低层冷空气的阻滞排除了低层斜压强迫对地面气旋发展的直接影响,此时导致地面系统发展的主要强迫应该是:(1) 位涡度守恒导致气柱下坡正涡度的产生;(2) Mattocks 提到的“不同阻塞”作用,即低层冷空气阻滞增强了高空急流次级环流产生的地面减压强迫,之后在气旋的发展阶段,斜压强迫成为主要的强迫因素。从本次过程可以看到,气旋在触发阶段的强度、发展速度均较弱。可见,地形的作用使蒙古气旋发展过程分为两个截然不同的阶段,在这两个阶段气旋的强度、发展速度、强迫机制存在明显差异。以下主要针对蒙古气旋的发展阶段(6日02:00之后)地形的作用进行模拟研究。

3.2 斜压强迫

在蒙古气旋的发展阶段(6日02:00~7日02:00),按其发展速度仅可以分为缓慢发展阶段和爆发阶段,根源仍是地形对冷空气的阻滞程度。首先,由于在阿尔泰—萨彦岭南侧形成了峡谷地形,而低空急流位于峡谷中,因此它输送的冷空气能够先于越山气流到达背风坡,导致6日02:00地面产生气旋冷锋。6日08:00 700 hPa 温度槽呈现西北—东南走向,就说明低层已有部分冷空气经过峡谷到达背风坡,对低层低层开始产生斜压强迫。但是,此时冷空气主体依然受到山地阻滞产生堆积,所以,到达背风坡的冷空气势力较弱,斜压强迫的气旋发展速度也相对较缓慢。6日20:00后(图1),温度槽主体越过山地,表明逐渐堆积的冷空气突然爆发并到达背风坡,此时强的斜压强迫导致这一阶段的气旋发展达到了最剧烈的程度(6日20:00~7日02:00,平均1 hPa/h)。可见,斜压强迫是本次过程蒙古气旋发展阶段的主要强迫机制,而地形影响使冷空气经历从缓慢堆积到突然爆发的过程,从而导致蒙古气旋出现从发展缓慢到剧烈爆发的转变。

以下将通过数值模拟进一步分析地形影响斜压强迫进而影响蒙古气旋发展的特点。图3为7日08:00(气旋中心气压达到最低980 hPa)海平面气压场的实况和对照试验模拟,可见对照试验对本次过程蒙古气旋发展强度、位置的模拟均较为准确。间隔1 h的时间演变也显示对照试验模拟出了气旋的整个发展过程。

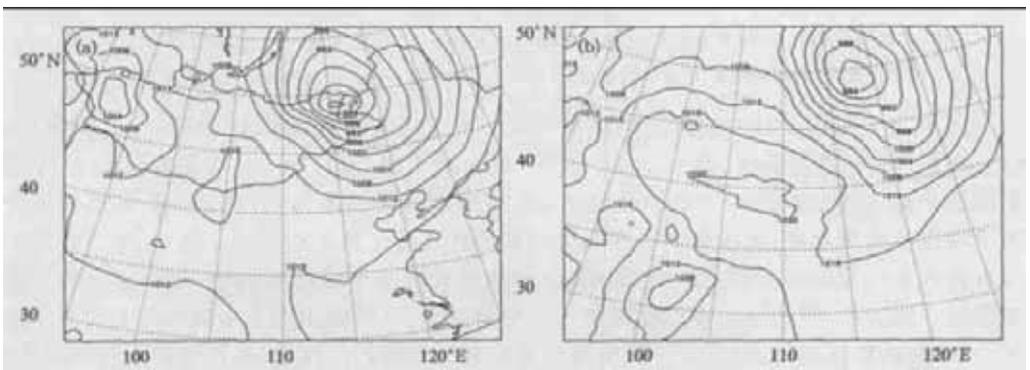


图3 2001年4月7日08:00实况分析(a)和对照试验模拟(b)的海平面气压场

(单位:hPa,间隔:4)

为了更直接的反映地形对斜压强迫的影响,地形对冷空气的阻滞能够直接导致等熵面坡度增大,因此,以下利用倾斜涡度发展理论(SVD)^[8-10]进行分析。从304 K(图4)等熵面气压分布可以看到,以110°E为界,其西侧为低值区,东侧为高值区,说明等熵面在此向下倾斜,最低达560 hPa,风场显示该区域空气在风场作用下将沿等熵面下滑(向东)。根据SVD理论,沿倾斜等熵面下滑的气块将导致静力稳定度的降低,水平斜压压度的增强,配合适宜的环境(正涡度区),垂直涡度将获得迅速增长。

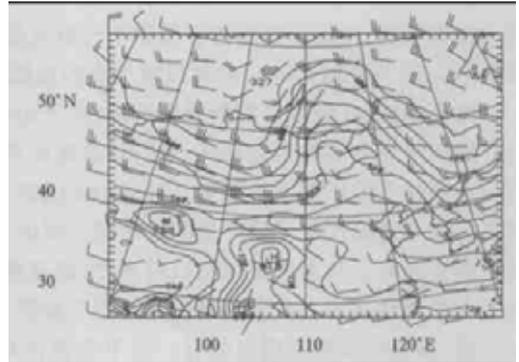


图4 模拟6日17:00 304 K等熵面气压场
(实线为气压,单位:hPa,间隔:40)

吴国雄提出的全型涡度方程为 $F_{cve} = \rho d/d_t (P/\theta_z - C_D)$ 中(其中 P 为位涡, $C_D = \xi_s \theta_s / \theta_n$)。就本次过程而言,由图5a可见,308~288 K等熵面在阿尔泰-萨彦岭山地东部向下倾斜,且低层更为陡立,经向风 V 也在这一区域分界,将倾斜等熵面外法线方向单位矢量 θ 分解,可知此时 $\theta_s > 0, \theta_n > 0$,而此时垂直风切变项 ξ_s 与 θ_s 反向,即 $\xi_s < 0$,因此 $C_D < 0$;气块下滑时, θ_s 增大, θ_n 减小,因此 C_D 将减小,垂直涡度将快速增长。

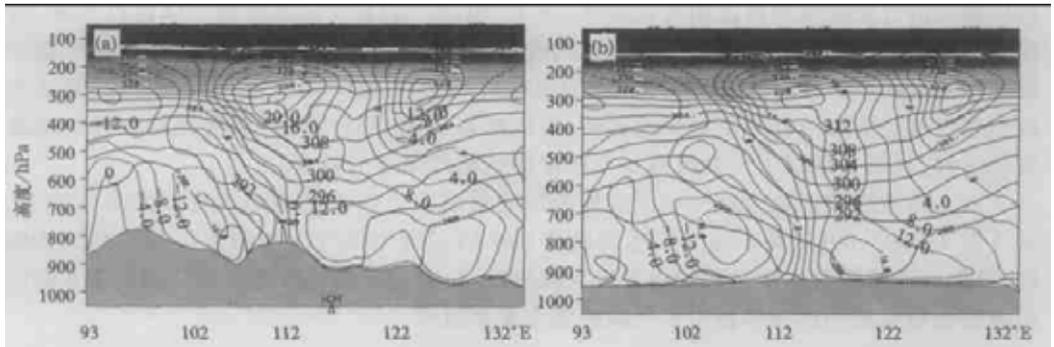


图5 对照试验(a)和平面地形试验(b)模拟6日17:00穿过气旋中心东西向垂直剖面图
(实线为位温,单位:K,间隔:4;虚线为南北风(南风为正),单位:m·s⁻¹,间隔:4。三角表示气旋中心)

图6a给出6日20:00对照试验模拟气旋中心区涡度垂直分布,图中可见,涡度在400 hPa以下形成了垂直涡柱,而中心位于700~800 hPa($16 \times 10^{-5} s^{-1}$),与之对应图5a中等熵面最为陡立的层次也在700~800 hPa间,说明在等熵面最为陡立的区域,斜压强迫导致了最强的涡度发展,其强迫的强度与等熵面的陡立程度是正相关的。这里,通过图5还可看到地形对等熵面坡度的影响,图中,由于地形对低层冷空气的阻滞,使冷空气在山地迎风坡一侧堆积,导致等位温线在山地上方变为垂直,从而使山地上空等熵面变得更为陡立。根据SVD理论,山地的这一影响将明显加剧气柱的斜压作用,从而更利于气旋发展。

为了验证地形对斜压强迫的影响,将33°N以北的地形高度取为500 m,变为平地

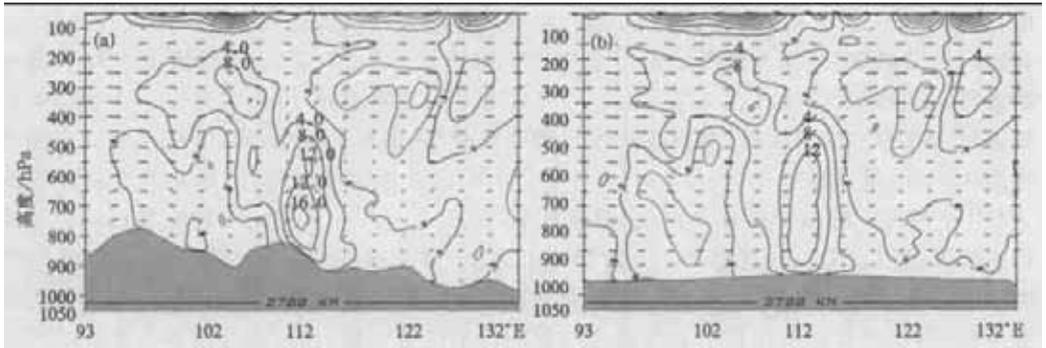


图6 对照试验(a)和平面地形试验(b)模拟6日20:00穿过气旋中心涡度垂直剖面图
(单位: 10^{-5}s^{-1} , 间隔:4)

形进行试验(试验PTE),结果表明:模拟24h气旋强度相差4hPa,出现了较明显的减弱(6日08:00~7日08:00气压变化客观分析为992~980hPa,对照试验为992~982hPa,平面地形试验为992~986hPa)。气旋位置偏北约3~4个纬距,表明阿尔泰—萨彦岭山地对气旋形成位置也产生了影响。

对比图5a,b可以看出:去掉山地地形后,使山地上方的等熵面坡度明显变小,依据有关SVD理论的上述分析,等熵面坡度越小,斜压强迫的涡度增长也越小。气旋区涡度垂直分布(图6a,b)显示这一改变导致的结果:平面地形使对照试验中700~800hPa间的涡度中心消失,并使涡度在对流层中下层呈现均匀分布,说明山地地形能够使斜压强迫的涡度增长向下聚集在紧邻山地的上方。

斜压强迫高空系统的发展可以视为使该层的涡度获得增长,而地面天气系统(如气旋)要对这一变化产生响应,则必须通过涡度平流及差动涡度平流引起的上升运动、辐合辐散等调整过程实现。因此,斜压强迫地面气旋发展是一个间接影响的过程。在本次过程中,山地地形使(斜压强迫的)涡度增长向下聚集在紧邻山地的上方,即使低层增强、高层减弱。这一结果显然会导致响应(调整)之后气旋的发展强度强于涡度随高度均匀分布的情况(这一结果可以形象的看作山地对斜压强迫的涡度增长产生向下的“吸引”)。这也是“地形诱发(Terrain Induced)”的蒙古气旋往往强于“地形影响(Terrain Effectuated)”的部分原因^[2]。

综上,在蒙古气旋发展阶段,地形对斜压强迫产生两种影响。其一,山地地形使冷空气经历一个从缓慢堆积到突然爆发的过程,也使气旋发展经历了一个从缓慢发展到剧烈加强的过程。这一过程相当于将斜压不稳定能量积累起来一起释放,而平面地形情况下斜压能量在这一过程中是相对均匀地释放的,在天气尺度过程摩擦耗散相对较小的情况下,这两个过程将不会导致最终气旋强度的明显差异。其二,山地地形使斜压强迫的涡度增长向下聚集,使地面气旋发展强度得到明显增强。因此,这一因素应该是山地地形使蒙古气旋强度增强的原因。

3.3 地形的其它影响

本次过程低空急流的演变也明显受到地形的影响。图1显示,在阿尔泰—萨彦岭山

地与高原间形成了一定的峡谷地形,其产生的直接结果是使低层气流在峡谷入口处汇合,在出口处又疏散,从而在狭谷地区对急流产生强迫。5日20:00低空急流位于阿尔泰—萨彦岭山地西侧(急流核在 46°N , $42\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$),急流南北跨度达10个纬距。6日08:00低空急流东移到达峡谷区域,其南北跨度出现明显减小(不足5个纬距),同时出现一定的南移进入峡谷(急流核在 43°N , $24\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)。6日20:00,急流移过峡谷,南北跨度又开始加大(10个纬距),强度则明显增强(急流核在 42°N , $32\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)。可见,峡谷地形对低空急流的南北跨度及位置变化能够产生一定影响。这里,急流强度的变化主要受到山地地形的影响。当系统越山过程中,高度场减弱变平,同时,低层冷空气受到山地阻滞,不能伴随急流东移,都将导致此阶段低空急流强度的减弱。而冷空气越山后,高空槽增强和强冷平流出现又将导致急流加强。可见,阿尔泰—萨彦岭山地对低空急流的强度变化具有重要影响。

地形也能够对高空急流的演变产生一定的影响,这一影响是通过越山过程中整个对流层高空槽强度的变化产生的。5日20:00,系统主体未移上山,高空急流呈东北—西南向,此时低层锋区位于高空急流下方,所以急流较强(急流核为 $56\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$);6日08:00,系统主体移上山,位于峡谷的低空急流产生冷空气输送使锋区呈现东西向并位于峡谷区域,而高度槽则明显减弱变平,因此,导致高空急流变为东西向且强度出现减弱(急流核 $48\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)。6日20:00,系统主体移过山地,强度迅速增强,高度槽加深,同时,低层冷空气越山爆发使锋区移至背风坡并加强,导致高空急流进一步加强(急流核增至 $62\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)。这里,高空急流与其下方高空锋区的位置是基本一致的,这反映了热成风平衡对急流位置的约束作用。

平面地形试验验证了地形对急流的这些影响。通过图7可见,地形改变对低空急流产生了重要的影响,对照试验中6日14:00急流为东北—西南向, $24\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 范围较大;而平面地形试验中急流变为南北向,分别位于槽前(向南)和槽后(向北),且 $24\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 范围大为缩小。因此,地形对低空急流的影响体现在位置、强度、范围、走向等方面。另外,图8揭示了地形对高空急流产生的影响。图中平面地形使高空急流范围缩小,急流核出现断裂。但其变化明显小于低空急流的改变,这主要因为地形对高空急流的影响是间接的。高低空急流的这些改变都能够一定程度地间接影响蒙古气旋发展。

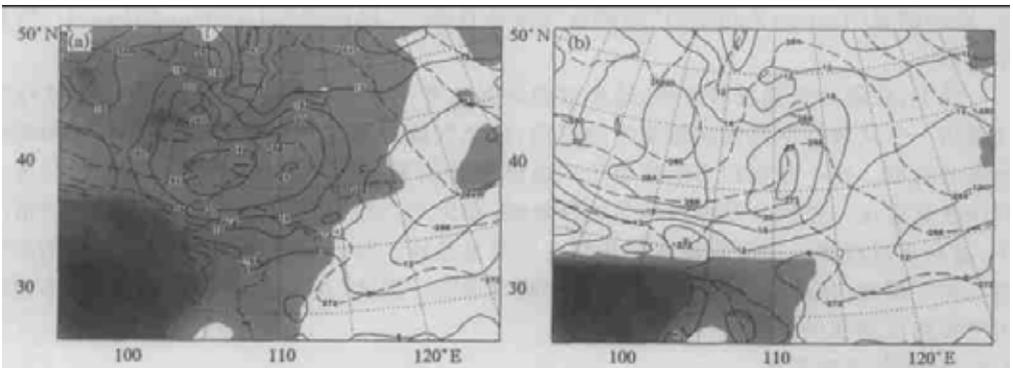


图7 对照试验(a)和平面地形试验(b)模拟6日14:00700hPa全风速(实线,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,间隔:4)和温度(虚线,单位:K,间隔:4;阴影区表示地形高度)

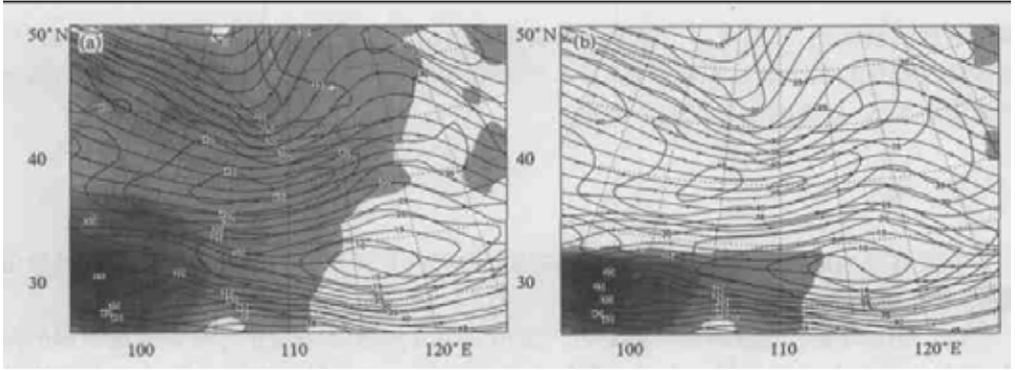


图8 对照试验(a)和平面地形试验(b)模拟6日14:00 250 hPa 全风速
(实线,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,间隔:5)和流线(阴影区表示地形高度)

必须指出,本文主要针对蒙古气旋发展阶段的地形影响进行模拟研究(6日02:00之后),在此之前,低层冷空气的阻滞、高空槽减弱变平等地形影响都已经出现,至6日08:00模拟开始时,地形影响已使高空急流出现明显减弱。这是敏感试验中高空急流改变不很明显的主要原因;另外,模式地形的峰值(小于3000 m)较真实地形(4000 m)有较大的削弱是另一原因。就蒙古气旋的触发阶段6日02:00前而言,地形影响或许更为重要(作者将另文研究)。尽管如此,可以看到,即使在蒙古气旋的发展阶段,地形依然对蒙古气旋发展强度、低空急流等具有非常重要的影响。这与有关背风坡气旋的研究结论是一致的,即地形影响将在整个气旋发展过程中持续。

3.4 位涡平流对气旋发展的影响

对模拟结果的分析表明,本次过程还存在导致气旋发展的其它强迫因素。从图6可以看到,气旋强烈发展阶段涡度在垂直方向存在两个中心,位于700~800 hPa的强中心主要源于斜压强迫,另外,在400 hPa以上也形成了一个涡度中心($300\text{ hPa}, 8 \times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$)位于低涡中心西侧,强度弱于低层。在气旋发展过程中涡度垂直分布始终具有这一特征(在地形影响试验中未发生改变),表明其可能源于其它强迫因素。通过对高层位涡的分析,发现其形成源于等熵位涡平流。从对流层高层312 K等熵面位涡分布(图略)可以看到,气旋发展过程中有位涡大值区向南伸展到地面气旋中心西侧,与高层涡度中心的位置非常一致。从位涡垂直剖面图(图略)可见,高位涡来源于对流层顶和平流层,位涡中心在150 hPa左右,随偏北气流向南向下输送,平流主要集中在200~450 hPa,因此,如果将2 PVU作为平流层位涡的标准,则对流顶折叠引起的位置涡输送达到400 hPa,这一结果也与高层形成的涡度中心一致。因此,在高层形成于气旋西侧的涡度中心应该是高层位涡平流产生的,这也是本次过程蒙古气旋发展的一个高层强迫因素(有关研究表明,在气旋的发展过程中,位涡下传是一种重要的高层强迫因素^[11])。

高位涡通常贮存于极地平流层大气中(IPV Reservoir)^[11~14],随对流顶折叠产生向下的输送。对流顶折叠是与高空锋区、高空急流的加强和下落相伴的,可以由高空槽加深、系统加强引发。沈建国等^[12]研究表明,平流层等熵位涡能够被平流至蒙古气旋中心上空并达到650 hPa。陈受钧等^[1,2]的研究显示,源于高层强迫的蒙古气旋首先在对流层

高层出现切断低压,并形成高空槽前的西南急流使位涡平流能够到达地面气旋中心上空。而本次过程显然源于低层斜压强迫,且未形成西南向的高空急流,故位涡平流未到达地面气旋中心上方,且影响程度也相对较弱。

4 总结

本文对影响蒙古气旋发展的地形因素进行的天气分析及针对其发展阶段进行的数值模拟研究,结果表明:

(1) 地形对蒙古气旋的影响使蒙古气旋的发生发展过程可以分为两个截然不同的阶段,即触发阶段和发展阶段。它们本质的差异是低层冷空气是否直接导致地面气旋冷锋产生。

(2) 本次过程蒙古气旋发展阶段的主要强迫因素是斜压不稳定。地形的影响在于:(a) 阿尔泰—萨彦岭山地对低层冷空气产生明显的阻滞。这种阻滞使冷空气经历从缓慢堆积到突然爆发的过程,从而导致蒙古气旋出现从缓慢发展到剧烈爆发的转变。(b) 阿尔泰—萨彦岭山地对低层冷空气的阻滞使山地上空等熵面更为陡立,斜压强迫的涡度增长向低层聚集,进而导致地面气旋强度增强。

(3) 阿尔泰—萨彦岭山地及其与青藏高原间形成的峡谷地形对低空急流的位置、范围、强度及演变过程产生影响。另外,地形也能够通过影响高空槽强度间接影响高空急流。

(4) 对流层高层位涡平流的输送导致在 400 hPa 形成偏于气旋西侧的涡度中心。位涡的这一输送未能直接到达气旋中心上方,且强度较弱。

参考文献

- 1 Chen S J, Egger J, Han W. Altai-Sayan lee cyclogenesis: A case study. *Beitr Phys At mos*, 1992, **65**: 13 ~ 22.
- 2 Han W, Chen S J, Egger J. Altai-Sayan lee cyclogenesis: Numerical simulations. *Meteorol At mos Phys*, 1995, **55**: 125 ~ 134.
- 3 Buzzi A, Tibaldi S. Cyclogenesis in the lee of the Alp: A case study. *Quart J Roy Meter Soc*, 1978, **104**: 271 ~ 287.
- 4 Zupanski, Mcginley J A. Numerical analysis of the influence of jets, fronts, and mountain on Alpine lee cyclogenesis. *Mon Wea Rev*, 1989, **117**: 154 ~ 176.
- 5 Mattocks C, Bleck R. Jet streak dynamics and geostrophic adjustment processes during the initial stages of lee cyclogenesis. *Mon Wea Rev*, 1986, **114**: 2033 ~ 2056.
- 6 Bleck R, Mattocks C. A preliminary analysis of the role of potential vorticity in Alpine lee cyclogenesis. *Contrib Phys*, 1984, **11**: 38 ~ 69.
- 7 Grell G A, Dudhia J, Stauffer D R. A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). NCAR/TN-398+STR. 1995.
- 8 吴国雄,蔡雅萍,唐晓晴. 湿位涡和倾斜涡度发展. *气象学报*, 1995, **53**: 387 ~ 405.
- 9 吴国雄,刘还珠. 全型涡度倾向方程和倾斜涡度发展. *气象学报*, 1999, **57**: 1 ~ 15.
- 10 吴国雄. 全型涡度方程和经典涡度方程的比较. *气象学报*, 2001, **59**: 384 ~ 392.
- 11 Thorpe A J. Diagnosis of balanced vortex structure using potential vorticity. *Jour At mos Sci*, 1985, **42**: 397 ~ 406.

- 12 沈建国. 爆发性蒙古气旋若干统计特征. 内蒙古气象, 1993, (4): 5~12.
- 13 Karyampudi M V, Kaplan M L, Koch S E, et al. The influence of the Rocky Mountains on the 13 - 14 April 1986 severe weather outbreak. Part I: Mesoscale lee cyclogenesis and its relationship to severe weather and dust storms. *Mon Wea Rev*, 1995, **123**: 1394~1422.
- 14 Mcginley J A, Goerss J S. Effect of terrain height and blocking initialization on numerical simulation of Alpine lee cyclogenesis. *Mon Wea Rev*, 1986, **114**: 1578~1590.

OBSERVATIONAL AND NUMERICAL STUDY OF TOPOGRAPHY INFLUENCE ON MONGOLIA CYCLOGENESIS

Jiang Xuegong¹⁾ Shen Jianguo²⁾ Liu Jingtao¹⁾

Chen Shoujun³⁾ Wang Yingchun⁴⁾

¹⁾ (*Inner Mongolia Meteorological Observatory, Huhhot 010051*)

²⁾ (*Inner Mongolia Meteorological Bureau, Huhhot 010051*)

³⁾ (*Department of Atmospheric Sciences, Peking University, Beijing, 100871*)

⁴⁾ (*Beijing Urban Meteorological Institute, Beijing 100089*)

Abstract

Observational study and numerical simulation are conducted on the topography influences on the Mongolia cyclogenesis. The results show that the Mongolia cyclogenesis can be divided into two processes, namely triggering process and development process, according to the appearance of surface cyclonic cold front. In the development process, the baroclinicity is the main forcing mechanism causing the development of Mongolia cyclone. The topography influences focus on: 1) The Altai-Sayan complex mountains retarded the cold air in the lower troposphere so that the Mongolia cyclone developed slowly before the cold air completely toughed the lee side and after that it developed explosively. 2) The baroclinicity was enhanced by the complex mountains (steepened the isentropic surface), which made the enhancement of vorticity concentrated downward at the low troposphere and so reinforced the development of surface cyclone. 3) The complex mountains affected the position, range and strength of the lower level jet. In the upper troposphere the isentropic potential vorticity (IPV) advection contributed to the cyclogenesis and its effect was limited.

Key words: Mongolia cyclogenesis Topography influences Numerical simulation