

崔粉娥,王咏青,狄利华.山西一次低涡暴雨过程的成因分析[J].暴雨灾害,2009,28(2):241-245.

山西一次低涡暴雨过程的成因分析

崔粉娥¹,王咏青²,狄利华³

(1.河北省秦皇岛市气象局,秦皇岛 066000;2.南京信息工程大学,南京 210044;
3.浙江省衢州市气象局,衢州 324000)

摘要:采用地面、高空常规观测资料和 NCEP 全球再分析资料(空间分辨率 $1^\circ \times 1^\circ$),对 2005 年 7 月 1 日 20 时至 2 日 20 时(北京时)发生在山西的一次低涡暴雨过程从环流形势、物理量场方面进行了初步的分析,发现这次暴雨过程是受 500 hPa 高空槽、副热带高压以及中尺度低涡等天气系统共同作用产生的。利用数值模拟输出的高时空分辨率资料探讨了此次暴雨过程的发生发展特征和机理,指出中低层中尺度涡旋是造成这次过程的主要天气系统,低涡的时空演变与暴雨中心的移动和雨强的变化有着较好的对应关系。湿位涡诊断表明:强降水发生时,暴雨区上空低层是不稳定区,湿位涡负中心出现在暴雨中心附近,且对流不稳定性远大于湿斜压性。地形的敏感试验进一步揭示了地形对暴雨的增幅作用。

关键词:低涡暴雨;数值模拟;形成机制

中图分类号:P458.1+21.1 文献标识码:A 文章编号:1004-9045(2009)03-0241-05

1 引言

近年来,我国在低涡暴雨的研究和预报方面已取得长足进展,中科院大气物理所早期的研究从天气预报角度提出^[1],中高层的辐散量大于其低层的辐合量时才能使低涡的强度得以维持和加强,低涡上空的高空槽能否发展、加深是关键。赵平等^[2]认为,在高层,地形通过加强旋转风动能向散度风动能转换使高空辐散加强,而潜热加热通过加强位能向散度风动能转换使高空辐散加强。孙淑清等^[3]更进一步在理论上指出由于中尺度涡旋发展所需要的动能主要取自辐散风动能,并克服随之而来的摩擦消耗,高层辐散在低涡发展时十分重要。张弘等^[4]分析了黄土高原东部一次台风与河套低涡共同影响的陕北暴雨,结果表明:深厚、稳定的河套低涡,低层辐合、高层辐散的垂直结构及位势不稳定等特征,为暴雨区附近强烈上升运动的发展和维持提供了有利的环境条件。

影响我国北方的低涡,有的是从高空西风带深槽中切断出来的;有的是在特定地形下产生的。特别是低涡与其它系统(如台风、切变线、冷锋等)相结合,常常会出现暴雨甚至大暴雨、特大暴雨^[5-8]。本文拟通过对 2005 年 7 月 1—2 日山西发生的一次暴雨过程进行深入研究,得到关于低涡暴雨发生发展的若干规律性认识,探索一些降水系统的演变规律及物理机制。

2 降水实况与环流背景

2005 年 7 月 1 日 20 时至 2 日 20 时山西出现入汛以后的第一次大暴雨过程,全省有 16 个站降大雨,4 个站出现暴雨,4 个站出现大暴雨,最大雨量 119.0 mm 出现在永和县,次大降水中心在交口,雨量为 107.0 mm,强降水中心位于山西省的西部。分析逐 6 h 的雨量可以看出,此次降水过程的降雨带大致呈东西走向,降水强度最大时段集中在 2 日 08—14 时,降水过程时间短,强度强,有很强的局地性。

7 月 2 日 08 时 500 hPa 中高纬欧亚大陆为两槽一脊型,并且在东北一直维持一阻高形势,有利于冷空气在河套地区聚集(图略)。中纬度在我国河套以西地区为短波槽,短波槽上不断有小股冷空气向下游输送。西太平洋副热带高压基本上呈纬向型,山西正好位于副高西北侧的强西南气流控制中。700 hPa 有一逐渐发展的西南涡在副高的阻挡下向东北方向移动,到达河套地区以后和副高边缘的暖湿气流相遇,发展成为河套低涡。地面形势是在河西走廊形成一条冷锋,这一冷锋逐渐向河套地区逼近,进而影响到山西中南部地区。总之,这次暴雨过程是在中高纬稳定的大尺度环流形势背景下,地面冷锋、中尺度低涡和副热带高压共同作用下产生的,东移南下的冷空气与副高西北侧西南暖湿气流交绥,也是造成这次暴雨过程的一个重要原因。

收稿日期:2008-04-08;定稿日期:2008-09-12

基金项目:国家自然科学基金项目(40405009)、江苏省科技厅社会发展项目(BS2005055)共同资助

作者简介:崔粉娥,女,1977 年生,硕士,主要从事短期天气预报工作。E-mail: cuife2004y@nuist.edu.cn

3 暴雨形成条件分析

3.1 水汽条件分析

暴雨的发生、发展和维持,必须有充沛的水汽供应。分析这次暴雨过程各时次的 850 hPa 比湿场发现,从 2 日 02 时起到 14 时,山西南部一直维持一高湿区,比湿最大值达到了 $17 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 以上,这是降水产生的有利条件,20 时维持山西地区强降水的水汽条件不复存在,此地强降水逐渐结束。

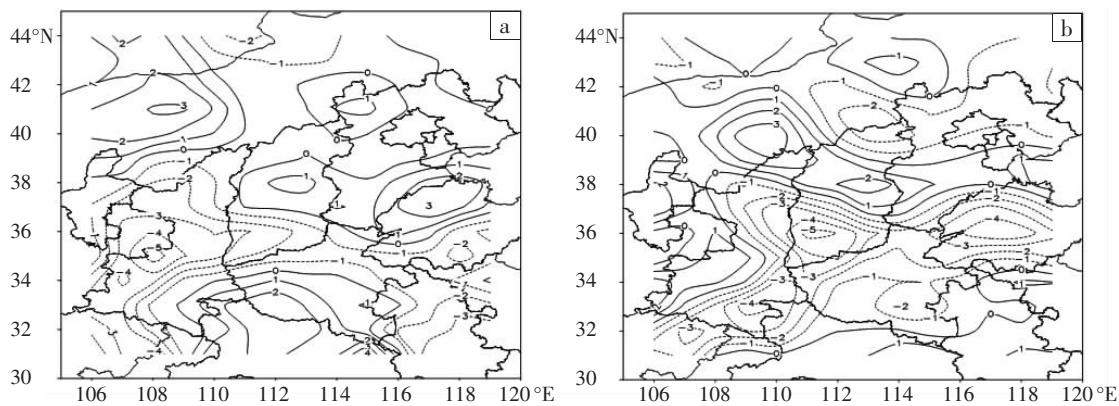


图 1 2005 年 7 月 2 日 08 时(a)、14 时(b) 850 hPa 水汽通量散度场(单位: $10^{-5} \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)

3.2 动力场特征分析

中尺度暴雨的发生、发展,与大气环境中的一些大气物理量场发生迅速变化密切相关,如涡度、散度与垂直速度等。由 850 hPa 和 200 hPa 各时次的散度(图略)可见:2 日 02 时,暴雨区的低层辐合、高空辐散的特征还不明显,到了 2 日 08 时在山西西部地区(河套地区)出现明显的低层辐合、高层辐散中心,高低层散合场配置较好,并与河套低涡有很好的对应关系,随着时间的推移,此低涡中心逐渐向东北方向移动。2 日 14 时低层辐合、高层辐散中心值进一步加强,达到整个过程的极大值,850 hPa 为 $-3.5\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,200 hPa 为 $7\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 且位于强降水区,高低空散合场中心耦合越好,地面降水越强。2 日 20 时,随着高低层散度中心东移出山西境内,山西的强降水也随之结束。另外,从中心数值分析,200 hPa 散度场有一个大的增幅,2 日 08 时为 $2.5\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,2 日 14 时增大到 $7\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,暴雨减小时,辐散也随之减小。高层辐散中心与低层辐合中心相互作用,促进了对流的发展。从散度中心移动路径和强度的变化可以看出,高空辐散和低空辐合位置及强度的耦合,与降水发生时间对应较好。高空强烈的辐散,通过抽吸作用引起低层强烈的辐合,从而激发气流的垂直上升运动,导致大暴雨天气的发生^[9]。

3.3 不稳定能量分析

相当位温 θ_e 是一个重要的温湿特征参数,广泛地

为了进一步考虑从各个方向输送来的水汽能否在某地集中起来,分析了水汽通量散度。从 850 hPa 水汽通量散度图上(图 1)可以看出,2 日 08 时,陕西上空有一中心强度为 $-5\times 10^{-5} \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 的水汽辐合带,该辐合带逐渐向东北方向移动,其强度基本不变,14 时水汽通量辐合带位于山西中南部地区,暴雨区正好位于该大值区内,之后由于副热带高压东撤,水汽通量辐合减弱,该地区强降水逐渐结束。

应用于大气位势稳定度的分析、气块运动轨迹的等熵面追踪。分析这次过程 θ_e 的变化,可以看出暴雨过程中能量的积聚和释放与暴雨的产生和减弱密切相关。从 850 hPa 相当位温场(图略)可见,2 日 02 时山西、河南和陕西的交界有一条带状的相当位温高值区,中心值达 356 K,该强度稳定少变,一直维持到 14 时,以后相当位温值开始减小,这是由于降水产生后不稳定能量得到了释放的缘故。整个暴雨天气过程,在暴雨区附近始终存在一条 θ_e 锋区,南北差值达 24 K,说明能量锋较强,暴雨落区位于锋区附近。

通常用相当位温随高度的变化 $\partial\theta_e/\partial P$ 表示大气的稳定度^[10],分析暴雨区上空相当位温沿 111°E 的垂直剖面图可见(图 2),2 日 08 时暴雨区上空 800 hPa 以下处于大气不稳定状态,为暴雨的发生积累了大量不

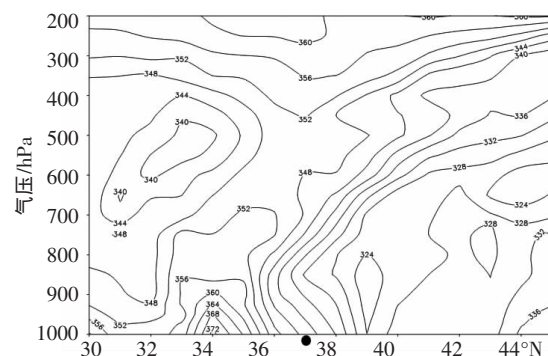


图 2 2005 年 7 月 2 日 08 时相当位温 θ_e 沿 111°E 的垂直剖面图(单位:K),●是暴雨中心

稳定能量,而在对流层 800 hPa 以上的大气处于对流稳定状态,阻挡了暖湿气流向上扩散,使得不稳定能量在底层不断积累,为强降水的发生积聚了能量。到 20 时山西地区大气层结趋于稳定,降水结束。

4 数值模拟

本试验利用美国新一代非静力中尺度 WRF(V2.1.2) 模式对 2005 年 7 月 1—2 日发生在山西的一次暴雨过程进行了数值模拟,模拟区域中心为 111.0°E、36.0°N,粗网格格距为 36 km,细网格格距为 12 km,垂直方向分为 23 个不等距的 σ 层,积分时间从 2005 年 7 月 1 日 20 时(北京时,下同)至 2 日 20 时,共积分 24 h。通过模拟前后降水量并进行对比分析发现,对此次暴雨过程的模拟是比较成功的,只是在强降水中心的位置上略微有所偏差。因此,应用细网格的模拟结果对这次强降水过程的发生、发展机制进行深入研究是

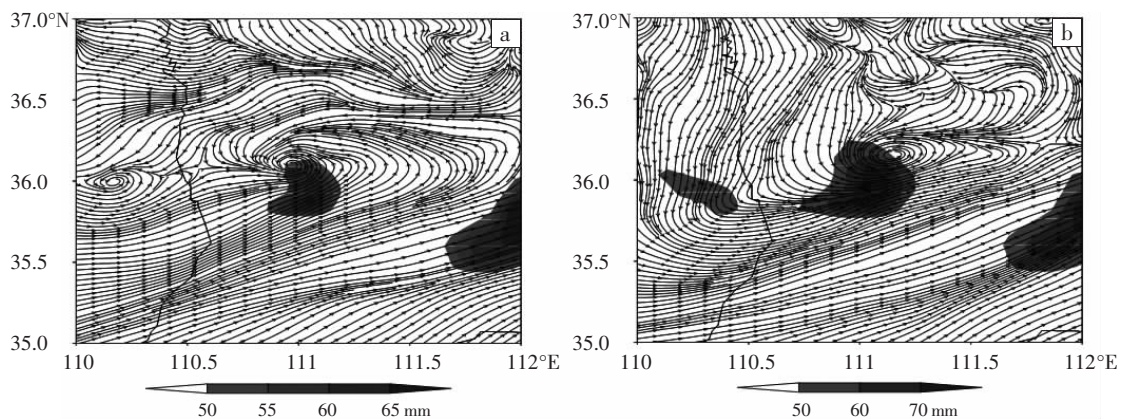


图3 模拟的 2005 年 7 月 2 日 10 时(a)和 2 日 13 时(b)700 hPa 流场和累积雨量分布(阴影区雨量 ≥ 50 mm)

为了进一步了解与雨区对应的中尺度低涡的垂直结构,分析了低涡强烈发展时(2 日 10 时),沿暴雨中心(111°E)的散度、涡度、垂直速度的纬向垂直剖面图(图略)。发现暴雨中心上空对应正涡度区,正涡度区从低层向上伸展到 400 hPa 附近,形成一条涡度柱,最大涡度中心在 700 hPa,中心值达 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。相应位置高层是辐散区,散度中心值为 $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,形成了低层强辐合,高层强辐散的有利于垂直运动发展的形势。垂直速度场同样表明,低涡中心对应有一定强度的上升运动,垂直速度中心在 650 hPa 附近。另外,此次涡度和垂直速度的最大峰值所在的层次偏低,可能是本次暴雨过程维持时间较短的缘故。

4.2 暴雨区湿位涡特征

下面通过讨论这次暴雨过程中湿位涡(MPV)、湿位涡正压项(MPV1)、湿位涡斜压项(MPV2)的分布,从而进一步揭示降水发生发展的物理机制。湿位涡计算表达式如下:

比较可信的。

4.1 中尺度低涡演变和发展

分析 700 hPa 各时次的流场图及相应时刻的累积降水量:可见 2 日 09 时(图略)山西中南部有弱的风速辐合,到 10 时(图 3a)在强降水区开始出现明显的流场辐合,且雨区上空开始出现涡旋结构,低涡发展十分强烈。11 时在低涡的西南侧有一支由北来的冷空气与西南暖湿空气汇合而成的低空急流汇入,这支急流将为低涡输送动量并促使低涡的维持和发展,而大量的水汽也因此被带入低涡低层,从而导致强降水的发生。此后辐合进一步加强,低涡缓慢向东北方移动,到 13 时(图 3b)达到最强。随后,低涡开始减弱,流场结构也开始松散,到 14 时后涡旋环流基本消失,暴雨随之减弱。由此可见,低涡的时空演变特征与暴雨中心的移动和雨强的变化相一致,中尺度低涡是本次暴雨过程的主要影响系统之一。

$$MPV = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} + g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \right)$$

其中 ζ 为相对涡度, f 为科氏参数,其余符号均为气象常用符号。

图 4a 给出了暴雨发展最强盛时(2 日 10 时)湿位涡(沿 36°N)高度—经度剖面图,从图上可以看到,在 650 hPa 以下以负 MPV 为主,雨区低层存在强 MPV 负中心,中心值为 -1.8 PVU ,这说明暴雨区低层是不稳定区,有利于倾斜对流的发生发展。并且 MPV 负值区呈带状分布在河套低涡东北方和副高的西北侧,低层暖湿气流在这里被抬升,大气层结不稳定,促使对流形成,从而造成该区域的强降水。

从同一时刻的 MPV1 分布图(图 4b)来看,雨区低层 MPV1 存在负中心,其绝对值大小比 MPV 绝对值略小 0.6 PVU 左右,这是由于 MPV1 是 MPV 的主要项,故此两者在量级上较为接近,由 MPV1 表达式可知该处大气是湿不稳定的。由于等熵面的倾斜结构,湿位涡的斜压项 MPV2 也对湿位涡有贡献,分析相应时

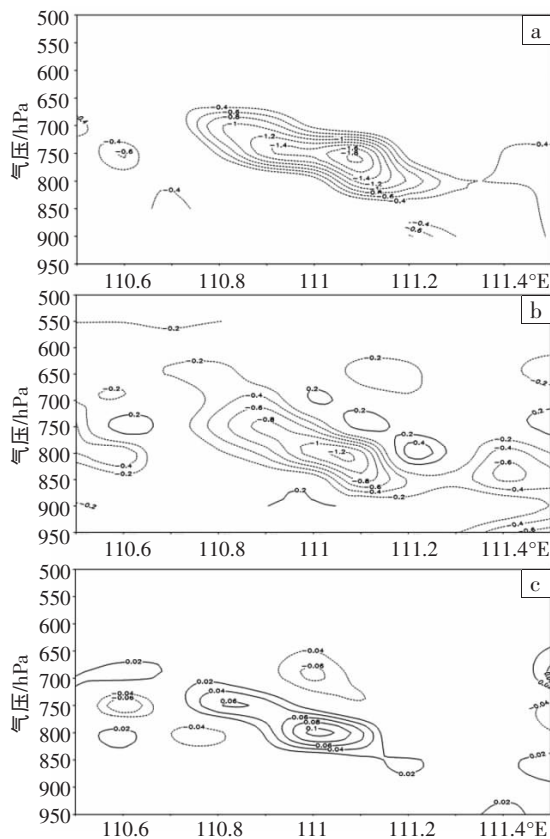


图 4 2005 年 7 月 2 日 10 时沿 36°N 的湿位涡(a)、湿位涡正压项(b)以及湿位涡斜压项(c)的垂直剖面图(单位:PVU)
刻的 MPV2 图(图 4c),可以发现在暴雨过程中,对流层中低层 750 hPa 到 800 hPa 附近,存在一较小的正

值中心,对应的是 MPV 负中心,比正压项 MPV1 小一个量级。由以上分析可知,在对流层低层,当 $MPV1 < 0$, $MPV2 > 0$ 且 $|MPV1| \geq |MPV2|$ 的环境大气有利于暴雨的产生,这与范可^[11]得出的结论是一致的。

5 地形条件分析

山西省全省山脉沟壑交错,地形起伏异常显著,对近地层降水分布有明显影响^[12],本文通过对 2005 年 7 月 1—2 日的一次山西低涡暴雨进行地形敏感试验,从数值模拟的角度探讨中尺度地形对山西降水的影响,在不改变物理过程参数化的条件下,对地形作对比试验,以加强地形在强降水过程中作用的认识。敏感试验(STE)是将(35.8°—39.2°N、110.8°—112.1°E)和(35.2°—39.8°N、112.5°—113.5°E)范围内的吕梁山和太行山地形高度降为原来地形的 70%,并且采用与控制试验同样的参数化方案和区域。

对比 1 日 20 时至 2 日 20 时 24 h 降水量试验结果分布(图 5),可以看出两图中都是有三个主要的降雨区域,并且雨带呈东-西走向,但在敏感性试验中可以看到,位于吕梁山的降水中心值不超过 40 mm,而控制试验中的最大雨量高达 90 mm,是该次降水的暴雨中心,在降低地形的情况下,24 h 雨量等级从暴雨降至中雨。另外,通过分析 700 hPa 流场(图 6)可以看出,在去除地形影响后,位于山西中南部的中

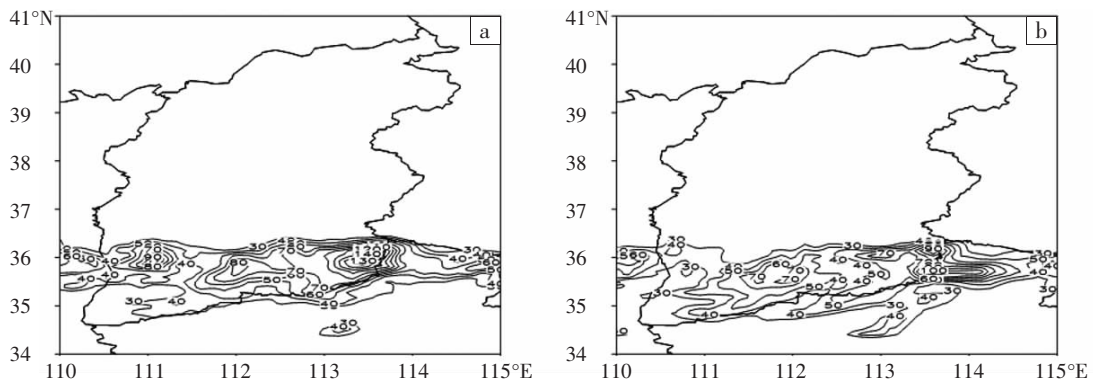


图 5 2005 年 7 月 1 日 20 时至 2 日 20 时 24 h 降水量模拟结果(a 控制实验;b 敏感性实验,单位:mm)

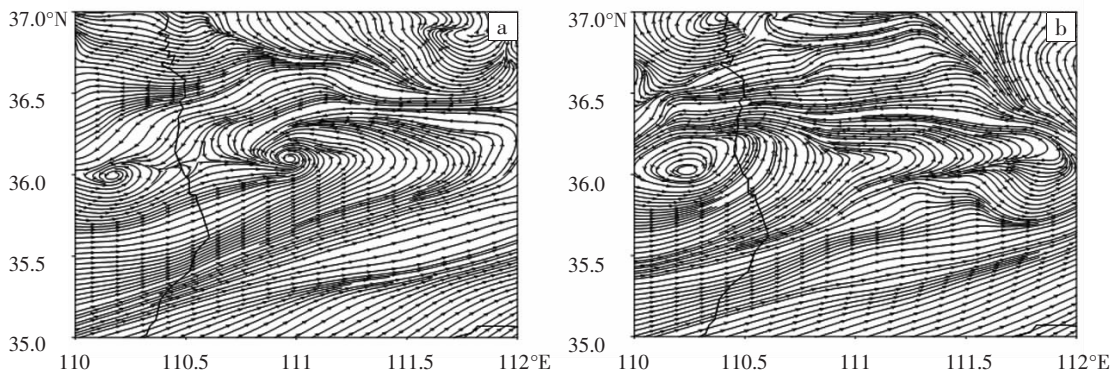


图 6 2005 年 7 月 2 日 10 时 700 hPa 流场模拟结果(a 控制实验,b 敏感性实验)

尺度低涡没有模拟出来,在整个过程中吕梁山附近的流场变得比较平滑,而且没有中尺度低涡的发生发展。

6 结论

(1)通过对暴雨实况和环流背景场分析,发现本次暴雨天气过程发生在欧亚中高纬为两槽一脊的稳定的环流条件下,高空西风槽,副热带高压和河套低涡是主要的影响系统。

(2)暴雨过程中的主要物理量场变化对降水区有一定的指示作用。低层 850 hPa 比湿 $\geq 17 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,水汽通量强辐合区,垂直上升运动强烈区与强降水区有较好的对应关系。此外,强降水区位于 θ_e 密集带靠高能一侧。

(3)这次暴雨过程中,暴雨中心伴随有强的中尺度低涡,低涡中心和强降水中心近乎一致。低涡的时空演变与暴雨中心的移动和雨强的变化有着较好的对应关系,中尺度低涡是本次暴雨过程的直接影响系统。

(4)湿位涡诊断表明:强降水发生时,暴雨中心低层对应 MPV 负中心,MPV1 中心范围和大小与 MPV 接近,而相应位置的 MPV2 中心值与 MPV1 相反,在绝对值上小一个量级左右,对流不稳定性远大于湿斜压性。并且 MPV 负值区呈带状分布在河套低涡东南方和副高的西北侧,低层暖湿气流在这里被抬升,大气层结不稳定,这种环境下有利于倾斜上升运动把对流不稳定区具有强不稳定能量的暖湿空气向北和向上输送,并促使不稳定能量释放,使得暴雨发展和维持。

(5)通过降低地形的敏感性试验中发现:地形高度降低以后,由于动力抬升作用减弱,原暴雨区的垂直上升运动明显减弱,从而降雨量明显减少。由此可见,在这次暴雨过程中吕梁山的地形作用是相当明显的,尤其是对于山西永和县短时强降水的增幅起到了很大的作用。

参考文献:

- [1] 中国科学院大气物理研究所模拟组.西南低涡的初步研究[J].大气科学,1976,1(2):28-38.
- [2] 赵平,胡昌琼,孙淑清.一次西南低涡形成过程的数值试验和诊断: 涡度方程和能量转换函数的诊断分析[J].大气科学,1992,16(2):177-184.
- [3] 孙淑清,田春生,杜长萱.中尺度低涡发展时高层流场特征及能量学研究[J].大气科学,1993,17(2):137-147.
- [4] 张弘,陈卫东,孙伟.一次台风与河套低涡共同影响的陕北暴雨分析[J].高原气象,2002,25(1):52-59.
- [5] 陶诗言.中国之暴雨[M].北京:科学出版社,1980:133-145.
- [6] 范学峰,夏卫东.远距离台风暴雨过程分析[J].气象与环境科学,2007,30(3):33-36.
- [7] 杜滨鹤,孙日丁,芦阿咪,等.西北低涡下的暴雨过程对比分析[J].河南气象,2002,25(3):26-27.
- [8] 王长海.西南低涡的移出与开封降水[J].河南气象,1999,22(2):17-18.
- [9] 俞樟孝,翟国庆,王泽厚,等.长江中下游低空急流中心产生暴雨的条件[J].气象学报,1983,41(3):365-371.
- [10] 刘汉华.0509号“麦莎”台风暴雨的数值模拟及诊断分析[D].南京:南京信息工程大学,2006:16-18.
- [11] 范可,琚建华.位涡诊断在云南夏季强降水预报中的应用[J].高原气象,2004,23(3):387-393.
- [12] 周一鹤.山西天气预报手册[M].北京:气象出版社,1989:96-99.

Formation Mechanism of a Low Vortex Heavy Rain in Shanxi Province

CUI Fen-e¹, WANG Yong-qing², DI Li-hua³

(1.Qinhuangdao Meteorological Office of Heibei Province, Qinhuangdao 066000;2.School of Atmospheric Sciences, NUIST, Nanjing 210044;3.Quzhou Meteorological Office of Zhejiang Province, Quzhou 324000)

Abstract: Based on the conventional surface observations and the NCEP reanalysis data (spatial precision $1^\circ \times 1^\circ$), the synoptic situation and the physics quantity fields of the low vortex heavy rain process occurred on 1-2 July 2005 in Shanxi Province are analyzed. The heavy rainfall occurred in a well weather situation with the high-level trough, the subtropical high at 500 hPa and the meso-scale low vortex. Using the model output with the high spatial and the temporal resolution, we study the characteristics and formation mechanism of the rainfall in more detail. It is found that the main weather system brought the heavy rain is a meso-scale vortex at low-mid levels, whose evolution is accorded with the variations in shift and intensity of the rainfall center. The diagnosis of moist potential vorticity (MPV) shows that the negative MPV area is instability, and its center located at the center of heavy rainfall when heavy rainfall happening. Moreover, $|MPV1| \geq |MPV2|$ are the favorable condition for the heavy rainfall generating. Moreover, the sensitivity experiments further reveal the impact of terrain on the heavy rain.

Key words: Low vortex heavy rainfall; Numerical simulation; Formation Mechanism