

夏季陆地爆发性气旋的模拟与诊断分析

郭丽霞 张婉莹 郑艳萍 高桂芹

(河北省唐山市气象局,06300)

提 要: 利用观测资料、FY-2C 卫星云图和 NCEP 再分析资料,对 2003 年 6 月 22—23 日黄河下游的气旋爆发性发展过程进行天气学分析和中尺度数值模拟与诊断,研究这次爆发性气旋的发展特征。结果表明:河套高空槽东移与山东南部的切变线合并产生这次爆发性气旋。MM5 数值模式可以很好地模拟夏季陆地爆发性气旋发展过程。夏季陆地爆发性气旋发生在与高度场气旋性弯曲相重合的高空急流出口区,气旋从急流出口区右侧向左侧行进的过程中爆发性发展。气旋爆发性发展需要高空有急流,低空有西南和东南风急流为其提供强的暖平流和水汽通道。气旋的爆发性发展伴随着上升运动强烈发展,上升运动区高层强辐散、低层强辐合。气旋爆发性发展在高压场中,大气具有强对流性不稳定。

关键词: 爆发性气旋 诊断分析 数值模拟

Simulation and Diagnosis of a Land Explosive Cyclone in Summer

Guo Lixia Zhang Wanying Zheng Yanping Gao Guiqin

(Tangshan Meteorological Office, Hebei Province 063000)

Abstract: With the observation data, FY-2 cloud images data and the NCEP reanalyzed data, the development characteristics of an explosive cyclone which occurred during June 22—23, 2003 is analyzed by synoptic diagnosis and numerical simulation with MM5. It is indicated that the explosive cyclone was caused by combination of the eastward moving high level trough over the great band of Yellow River and the warm wind sheer over southern Shandong Province. The explosive cyclone over the land during summer occurs in the place where the cyclonic curve of height field meets the exit port of the jet, and it develops abruptly when it pass from the right to the left of jet. The development of explosive cyclone needs high level jet, and the southwest low level jet and southeast low level jet provide it strong warm advection and vapor transport. The explosive cyclone

项目资助:唐山市科学技术与发展计划项目 04124902A

收稿日期:2006 年 11 月 14 日; 修定稿日期:2007 年 4 月 26 日

usually occurs in the high energy fields, following the strong development of the ascending movement with strong divergence on high level and strong convergence on low level. The air has strong convective instability.

Key Words: explosive cyclone synoptic diagnosis numerical simulation

引言

气旋爆发性发展会造成狂风和暴雨雪等剧烈天气, Sanders 等^[1] (1980) 定义了爆发性气旋以来, 很多学者对爆发性气旋进行了天气动力学、热力学、统计学的分析和数值试验。大多研究是针对海洋爆发性气旋和冬春季陆地爆发性气旋, 研究发现, 爆发性气旋发展的主要影响因子包括斜压不稳定^[2]、急流^[3]、正涡度平流^[4]、暖平流^[5]、凝结潜热释放^[6-8]、海气热交换^[9]、能量频散^[10]等。由于夏季东亚陆地和沿海爆发性气旋十分少见^[12], 因此研究很少。仪清菊、丁一汇^[13]和杨福全^[14]对 1993 年 6 月 1—2 日黄渤海爆发性气旋进行研究表明, 温度平流和涡度平流、沿岸锋生以及高空急流的动力作用对气旋爆发性发展有重要贡献。杨贵名等^[15]对 2003 年 6 月 22—23 日一次黄河气旋爆发性发展过程进行了干侵入分析, 指出水汽图像暗区动态对强降水、温带气旋发展有很好的预报指示意义。2003 年 6 月 22—23 日气旋引发河南、山东、江西、江苏、河北、天津 6 省(市)大范围大暴雨和大风, 因此, 对其爆发性发展过程进行数值模拟和诊断, 进一步认识其爆发性发展特征很必要。

1 气旋爆发性发展的天气实况和环流形势分析

2003 年 6 月 22 日 08 时(北京时间, 下同)河套南部有一个低压, 中心 1000hPa, 22 日 20 时移入山东, 发展为 中心强度 995hPa

的气旋, 到 23 日 08 时移到山东半岛东部, 中心强度加深到 986hPa(图 1a), 24 小时发展强度达到 0.9 贝吉隆, 12 小时发展强度 1.0 贝吉隆, 达到爆发性气旋的标准^[1]。这次气旋发展最快时段是在 22 日 14 时到 23 日 05 时, 即气旋入海前就得到爆发性发展。23 日 08 时以后气旋在渤海海峡达到成熟阶段, 气压加深率减慢, 移动减速, 24 日 08 时进入朝鲜半岛。

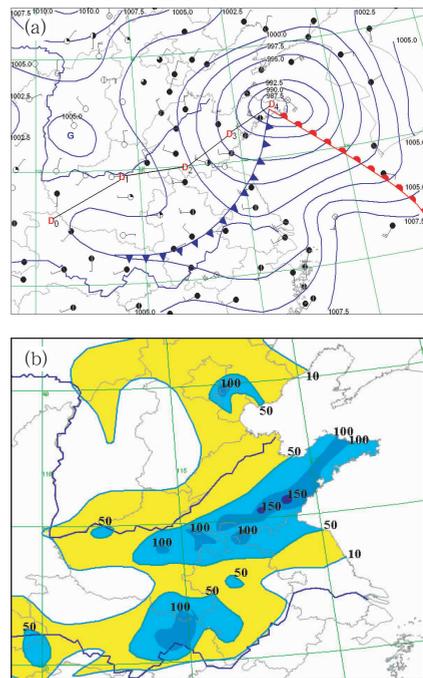


图 1 2003 年 6 月 23 日 08 时的地面图(a)和 24 小时雨量图(b)实况
D₁ 为气旋中心, D₀、D₁、D₂、D₃ 为 22 日 08 时开始的每 6 小时气旋中心

这次气旋爆发性发展造成了剧烈的天气。22 日 17 时以后气旋中心附近的黄淮地区及山东半岛风力 6~8 级, 最大风速

$28\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。22日08时到23日08时黄淮地区、山东半岛、冀东相继出现暴雨到大暴雨(图1b),而且这些暴雨和大暴雨多发生在6小时之内,雨强大,说明有强的中尺度系统。分析这些地区发生暴雨前6~12小时天气,21日夜间到22日上午多为小阵雨或大雾天气,22日下午开始,黄淮地区、山东半岛发生强降水时出现雷暴,为对流性降水。

从环流形势看,河套槽东移与暖切变线合并形成低涡,气旋强烈发展。6月21—23日,200hPa欧亚中高纬为两脊一槽经向环流,东亚大槽位于贝加尔湖东部,500hPa贝加尔湖到我国东北为大范围低槽区,不断有冷空气从槽后南下,使环流经向度加大,两侧高脊发展。22日从500hPa到850hPa河套有一个槽,在山东南部有一个弱低压减弱的暖切变线。暖切变线受东部高脊阻挡移速缓慢,22日20时与西来的河套槽合并发展成低涡,并进一步加强,地面低压强烈发展。23日08时在山东东部发展成在三度空间具有较大强度和范围的温带气旋:地面闭合等压线8条,范围达到 10×10 个经纬度,高空直到300hPa还有闭合等高线。

2 数值模拟

2.1 资料和方法

利用2003年6月22日08时至23日20时的6小时一次的NCEP再分析格点($1.0^\circ\times 1.0^\circ$ 网格)资料,同化每3小时地面和每12小时探空观测资料,用NCAR/Penn State的第3版MM5中尺度模式进行数值模拟。同化方案选用站点逼近方案,将地面、高空资料转成MM5规定的格式,凡是在模拟区域的站点资料都参与同化。模式用三重嵌套网格,中心格点 43.498°N 、 114.358°E ,由外向内3层网格分别为 80×80 格点、 91×91 格点、 91×91 格点,对应格距为90km、

30km、10km,垂直方向非均匀分为29层。采用混合冰相云物理过程、Grell积云参数化方案、MRF边界层方案、云辐射方案,地表温度选择了5层土壤模式,侧边界条件采用时间流入流出边界。模拟所用时间步长90s,从2003年6月22日08时开始积分36小时。

2.2 模拟效果

图2a给出了模拟的23日08时海平面气压场,以及模拟的逐6小时地面气旋中心位置。将24小时及逐6小时气旋中心值、位置的实况(图1a)与模拟结果比较,发现在气旋发展的各个时次,中心强度模拟结果都比实况高1hPa,23日08时气旋中心987hPa,比实况986hPa高1hPa,而气旋中心位置模拟几乎与实况一致,模式准确模拟出了气旋的加深率和爆发性发展时间。海平面气压模拟及相应气压梯度模拟得好,因此可以较好地计算出地面大风。

将降水场的模拟结果(图2b)与实况(图1b)对比,24小时模拟的降水范围和中心位置都很接近实况,只是量级偏小。实况有3个大暴雨中心:一个是山东半岛大范围大暴雨,模式模拟出来了,量级偏弱,80mm区域与实况100mm的相当,降水中心113mm比实况172mm小;第二个是冀东单站大暴雨,模式模拟出强降水范围,但量级偏小没有达到50mm;第三个是江西东部大暴雨区,模式模拟出强降水范围,但量级偏小,没有达到50mm。分析模式整体模拟效果,这次过程中,山东大范围暴雨大暴雨区模拟得好是最重要的。将逐6小时的降水模拟结果与实况比较,降水强度模拟偏弱10~20mm,而降水范围和中心位置模拟偏差很小,降水强度随时间的演变趋势也模拟正确。例如实况最强降雨时段是22日20时到23日02时,在山东南部有2个站6小时雨量超过100mm达

到大暴雨,而模拟的降水中心值也是在这个时段达到最强,只是中心值 75mm,偏小些。

将逐 12 小时各层的高度场、涡度场、风场的模拟结果与实况对比。模拟的各层高空低涡的中心值、位置都与实况接近。正涡度区代表了气旋范围,模拟结果与实况的误差

很小,模式很好地模拟出爆发性气旋的三维空间分布。图 2c 和图 2d 给出了 200hPa 风场和急流模拟结果和实况对比图,可见模式较好地模拟出风场和高空急流,只是高空急流风速较实况偏小些,急流范围(大于 $30\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)较实况偏窄,位置基本一致。

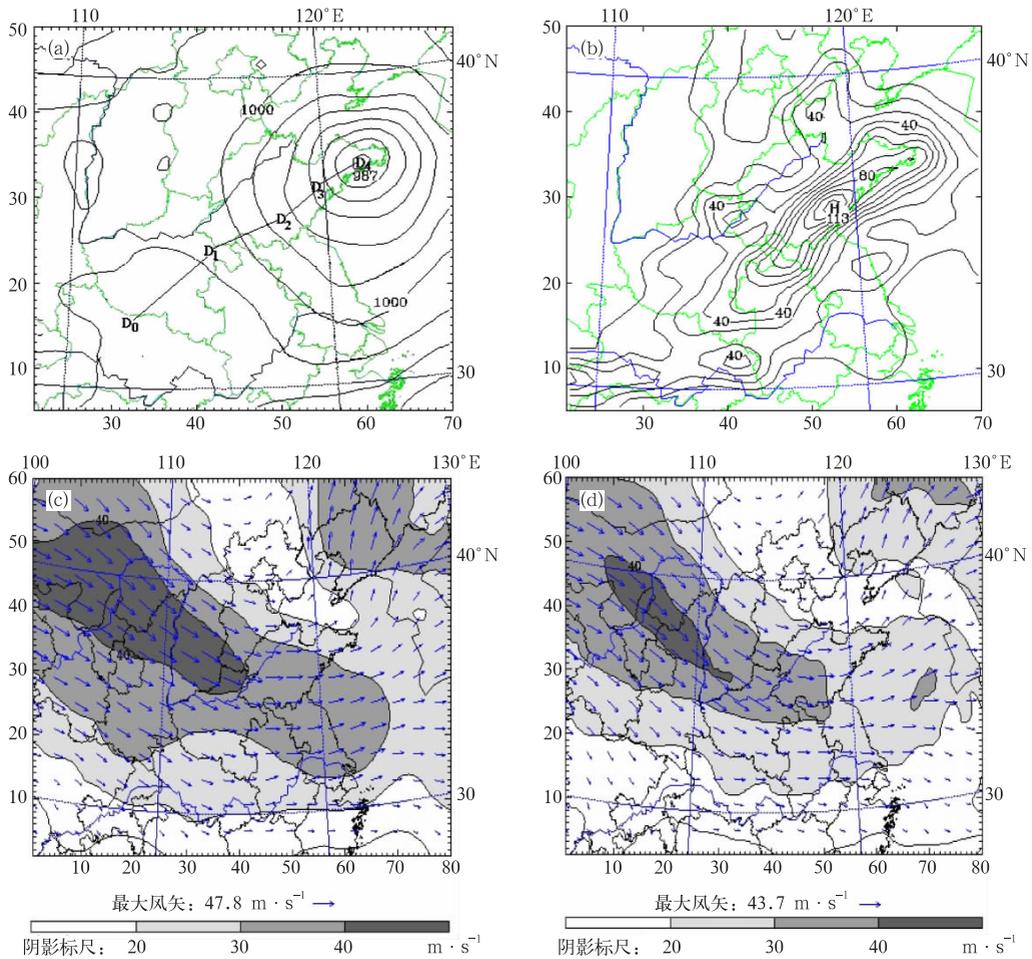


图 2 2003 年 6 月 23 日 08 时海平面气压(a)、24 小时雨量(b)、200hPa 风场(d)的模拟结果和 200hPa 风场实况(c)图

海平面气压等值线间隔 2hPa, D_1 为气旋中心, D_0 、 D_1 、 D_2 、 D_3 为 22 日 08 时开始的每 6 小时气旋中心

由以上分析可见, MM5 中尺度模式能够很好地模拟出这次气旋爆发性发展的强度、范围、时间以及造成的剧烈天气,因此,可以用模拟结果进行气旋发展各个时次的诊断分析。

3 诊断分析

气旋能够爆发性增长并造成剧烈天气变化,离不开适宜的环流背景,充分的动力、热

力条件,在相关的物理量场表现出明显的特征。下面对这次气旋爆发性发展特征进行诊断分析。

3.1 风场特征

3.1.1 高低空急流配置及演变

分析各时次急流的实况和模拟图,21—23日,200hPa 南亚高压控制了 32°N 以南的地区,在 $35\sim 38^{\circ}\text{N}$ 为大于 $30\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的高空急流带,伸向黄河下游,高空急流不断东伸,纬向位置缓慢南压,急流中心风速东推下传,强度逐渐加大,22日17时之后急流中心始终大于 $40\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。图3a可见,22日08时东亚高空槽使得急流在 110°E 东侧出现向北的经向拐点(南风加大,西风减小),气旋初期在高空急流南侧。22日20时中断后的高空急流出口区在山东西部,气旋位于出口区东南侧(图3b),这里对应槽前上升区,又由于间接非地转环流的上升支偏向暖脊一侧,这里对应间接次级环流上升支^[17]。23日08时急流出口区东推到山东半岛南侧,气旋中心行进到高空急流出口区左侧(图3c),偏差风强辐散区,仍对应间接环流的上升支。22日20时到23日08时是气旋爆发性发展过程,急流位置利于气旋发展。可见,这次爆发性气旋发生在高空急流出口区,从急流右侧向左侧行进的过程中气旋得到爆发性发展。

21—22日,在700hPa 暖切变线以南到南海为一致的大范围西南低空急流,风速在22日17时达到 $18\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,850hPa 为大于 $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的西南风急流。22日20时西南低空急流风速又增大,同时在暖切变东北部的东海到渤海出现了中心大于 $12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的东南风急流。加强的西南和东南风低空急流为气旋区提供了强的暖平流和水汽通道(见图3),有利于气旋爆发性发展。

值得注意的是,与夏季陆地爆发性气旋相关的高空急流强度比海洋爆发性气旋^[1]

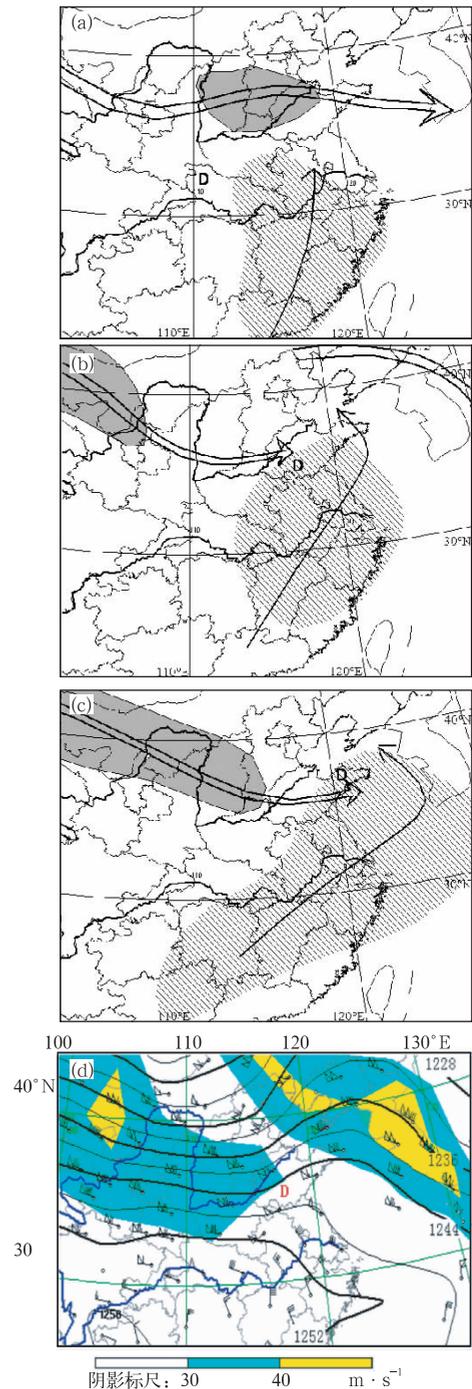


图3 2003年6月22日08时(a)、20时(b)、23日08时(c)的高低空急流配置和22日20时200hPa高度风场实况图(d) 双箭头:200hPa急流轴,轴上密实阴影区为200hPa风速大于 $40\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$;D:气旋中心。单箭头:700hPa急流轴,轴上斜线区700hPa水汽通量大于 $12\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}$

的明显偏弱,使得夏季陆地爆发性气旋的高空急流在高度场气旋性弯曲处出现拐点后更容易出现中断。图 4c 给出了 22 日 20 时 200hPa 高度场和急流,可见槽脊的发展造成西风急流的中断。急流中断处成为急流出口区。高度场气旋性弯曲与急流出口区重合,曲率的作用使急流出口区间接非地转环流的上升支加强、下沉支减弱^[17],促使急流出口区低空气旋爆发性发展。

3.1.2 风场垂直结构特征

由气旋中心风场 u 分量垂直分布演变图可见(图 4a),在气旋爆发前,高空就有急流,在气旋爆发过程中高空风速减小,说明气旋中心逐渐处于急流外侧。高空风速的变化也正说明气旋与高空急流的关系,气旋的爆发性发展高空要有急流。图 4a 中还可见,在气旋爆发的过程,低空 900hPa 出现明显的东风波,这增大了层结不稳定。由气旋中心风场 v 分量垂直分布演变图可见(图 4b),在气旋爆发时刻,中低空南风强烈发展成急流,与

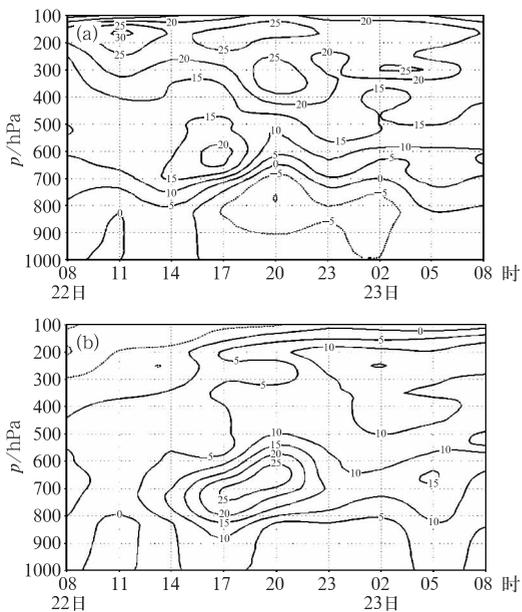


图 4 2003 年 6 月 22—23 日气旋中心风场 u 分量(a)、 v 分量(b)垂直结构时间演变图(等值线间隔 $2\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

u 分量合成即为西南低空急流和东南超低空急流。图 4 可见,与初期相比,爆发期中低层风速垂直切变增大,中高层风速切变减弱。

3.2 涡度、垂直速度、散度场特征

分析各个时刻气旋中心涡度、散度、垂直速度的演变特征,在 22 日 17 时这些物理量开始出现爆发性增长,20 时爆发性特征最显著。图 5 给出涡度、散度、垂直速度的时间-

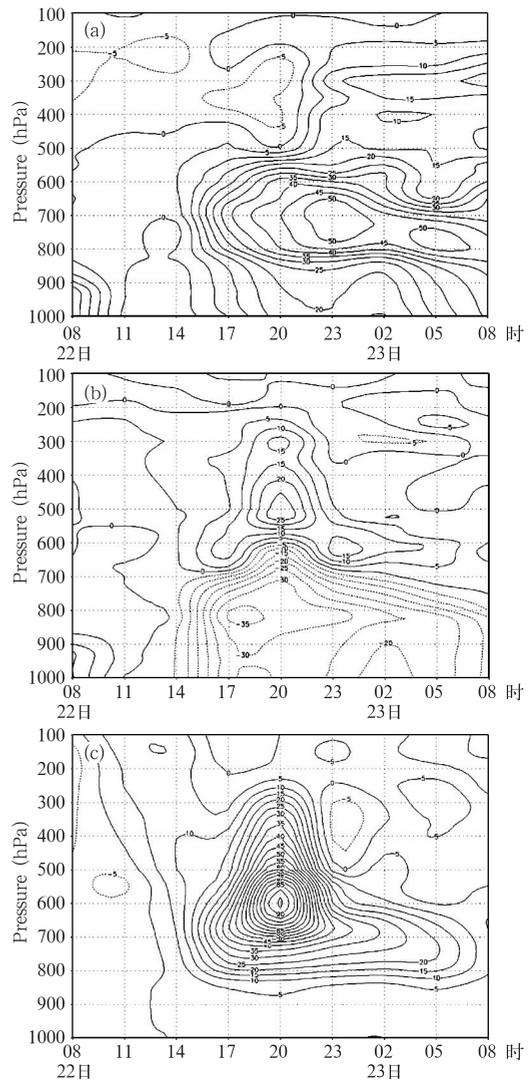


图 5 2003 年 6 月 22—23 日气旋中心涡度(a)、散度(b)、垂直速度(c)时间—高度变化图
涡度等值线间隔 $5 \times 10^{-5} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$,散度等值线间隔 $5 \times 10^{-4} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$,垂直速度等值线间隔 $5 \text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$

高度剖面图。22日08时正涡度区在500hPa以下;500hPa以下低层辐合、500hPa以上高层辐散,但量值较小;上升运动区不在气旋中心。22日17时,各物理量数值明显增大,正涡度区、上升运动区、辐合区发展高度明显上升。22日20时各个量表现最强,气旋正涡度中心达到 $40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,位于850hPa;600hPa以下辐合,低层辐合达到 $-30 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$,600hPa到200hPa都是辐散,最强达到 $25 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$;上升速度达到对流层顶,在500hPa到700hPa都增大到 $80 \text{ cm} \cdot \text{ s}^{-1}$ 。这时正是气旋在高空急流出口区从右侧移到左侧,爆发性发展最强时段。随后气旋正涡度中心仍有 $50 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,而散度和上升速度逐渐减小。到23日08时气旋低层辐合和上升区仍达到600hPa,气旋中心继续减压,只是气压下降率减小,气旋已经成熟。可见,气旋爆发性发展伴随着上升运动的强烈发展和维持,上升运动区高层强辐散、低层强辐合。

3.3 能量场特征

分析假相当位温场,22—23日,在河南到山东南部地区为高能区,暖湿高能舌逐渐向东北移动,干冷空气自西北向东南移动,其交界处的能量锋加强,气旋中心随着高能舌向东北移动,基本上是沿346K线北界。700hPa假相当位温场高能区中心在气旋南部靠近气旋中心的地方,在360K左右。可见气旋爆发性增长在高能环境中(图略)。

3.4 对流不稳定分析

从 32° N 、 112° E 到 38° N 、 124° E (沿气旋移动路径),过各时次的气旋中心,取距离气旋中心东西600km距离,做 θ_{sc} 垂直剖面图(图6)。可见,气旋中心总是近于 θ_{sc} 等值线陡立的地方,陡立的 θ_{sc} 等值线东侧(气旋前

进方向)600hPa以下出现对流性不稳定($\frac{\partial \theta_{\text{sc}}}{\partial z} < 0$)。22日17时以后 θ_{sc} 等值线陡立区明显变密,东侧对流性不稳定明显增强,与FY-2C云图(图略)对比看,正是实况开始出现中尺度对流系统的时间。22日20时 θ_{sc} 等值线陡立区更密,气旋中心位于其左侧,气旋中心右侧对流性不稳定增强。到23日08时气旋冷锋后的干冷空气、暖锋前的冷空气将暖空气抬离地面,气旋开始成熟锢囚,气旋区域都转为对流稳定($\frac{\partial \theta_{\text{sc}}}{\partial z} > 0$)的。可见,对流不稳定性增强,中尺度对流系统发展,降水增强,强降水释放潜热使得地面减压、气旋爆发性发展。

4 结 论

通过对这次夏季陆地爆发性气旋发展特征的模拟和诊断分析,得出以下结论:

(1) 2003年6月22—23日黄河下游的气旋爆发性发展是河套高空槽东移与山东南部的切变线合并造成。

(2) MM5模式能很好地模拟夏季陆地气旋爆发性发展过程。

(3) 夏季陆地气旋爆发性发展在高空急流出口区,与高度场气旋性弯曲相重合的高空急流出口区,气旋从急流右侧向左侧行进的过程中爆发性发展。

(4) 气旋爆发性发展需要高空有急流,低空有西南和东南风急流提供强的暖平流和水汽通道。

(5) 气旋的爆发性发展伴随着上升运动强烈发展,上升运动区高层强辐散、低层强辐合。

(6) 夏季陆地爆发性气旋发生在高能场中,大气具有较强的对流性不稳定。

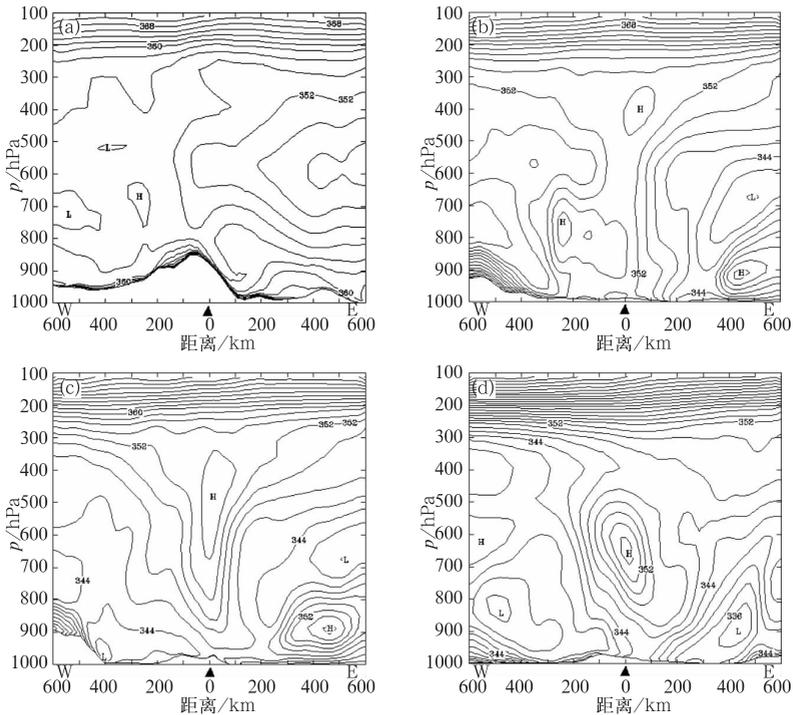


图6 2003年6月22日08时(a)、17时(b)、20时(c)和23日08时(d)过气旋中心的纬向 θ_{se} 垂直剖面图
等值线间隔2K;黑三角为气旋中心位置(a. 32°N 、 111°E , b. 34°N 、 116°E , c. 35.2°N 、 118.3°E , d. 37.2°N 、 121.5°E)

参考文献

- [1] Sanders, Gyakum. Synoptic dynamic climatology of the "Bomb"[J]. Mon. Wea. Rev., 1980, 108(10): 1589-1606.
- [2] 李长青, 丁一汇. 北太平洋爆发性气旋的诊断分析[J]. 气象学报, 1989, 47(2): 180-190.
- [3] 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[J]. 中国科学(B辑), 1993, 23(11): 1226-1232.
- [4] Fantini M. The influence of heat and moisture fluxes from the ocean on the development of baroclinic waves[J]. J Atmos Sci, 1990, 47(7): 840-855.
- [5] 黄立文, 仪清菊, 秦曾灏, 等. 西北太平洋温带气旋爆发性发展的热力-动力学分析[J]. 气象学报, 1999, 57(5): 581-593.
- [6] 徐祥德, 丁一汇, 解以扬. 不同垂直加热率对爆发性气旋发展的影响[J]. 气象学报, 1996, 54(1): 73-81.
- [7] Robert L M, Phillip R, Smith J. A diagnosis of a model-simulated explosively developing extratropical cyclone[J]. Mon. Wea. Rev., 1996, 124(5): 875-904.
- [8] Chen, S. J., L. Dell'Osso. A numerical case study of East Asian coastal cyclogenesis[J]. Mon. Wea. Rev. 1987, 115: 477-487.
- [9] 吕筱英, 孙淑清. 气旋爆发性发展过程的动力特征及能量学研究[J]. 大气科学, 1996, 20(1): 90-100.
- [10] 黄立文, 秦曾灏, 吴秀恒, 等. 海洋温带气旋爆发性发展数值试验[J]. 气象学报, 1999, 57(5): 410-427.
- [11] 丁治英, 王劲松, 翟兆峰. 爆发性气旋的合成诊断及形成机制研究[J]. 应用气象学报, 2001, 12(1): 30-40.
- [12] 张守保, 丁治英. 亚洲内陆及沿海地区爆发性气旋的统计特征[J]. 气象, 2002, 28(12): 6-10.
- [13] 仪清菊, 丁一汇, 黄、渤海气旋爆发性发展的个案分析[J]. 应用气象学报, 1996, 7(4): 483-490.
- [14] 杨福全. 1993年初夏中国东部沿海爆发性气旋形成条件的数值模拟试验[J]. 气象学报, 2001, 59(1): 41-48.
- [15] 寿绍文, 励申申, 等. 中尺度气象学[M]. 北京: 气象出版社, 2003: 277-283.
- [16] 杨贵名, 毛冬艳, 姚秀萍, 等. 强降水和黄海气旋中的干侵入分析[J]. 高原气象, 2006, 25(1): 16-28.
- [17] 丁一汇. 高等天气学[M]. 北京: 气象出版社, 2005: 137.