

陈红专,张东升,罗植荣.湘北一次暴雨过程的天气学诊断分析.暴雨灾害,2009,28(4):373-376.

湘北一次暴雨过程的天气学诊断分析

陈红专¹,张东升¹,罗植荣²

(1.湖南省怀化市气象局,怀化 418000; 2.湖南省芷江县气象局,芷江 419600)

摘要:利用常规观测资料和 NCEP/NCAR 再分析资料,对 2007 年 5 月 24 日发生在湘北的一次大暴雨天气过程进行了天气学诊断分析。结果表明:这次大暴雨过程的主要影响系统是低涡切变线。暴雨区中低层为对流不稳定层结,并且具有良好的水汽输送和水汽辐合,而低空急流是对流不稳定能量的建立者和不稳定能量释放的触发者。暴雨出现在湿 Q 矢量散度负值中心激发的次级环流上升气流区,且其辐合区对未来 6 h 暴雨的强度及其落区具有较好的指示作用,而低层湿 Q 矢量锋生函数的正值区与同时刻暴雨区有较好的对应关系。

关键词:大暴雨;对流不稳定层结;非地转湿 Q 矢量;锋生函数

中图分类号:P458.1*21.1 **文献标识码:**A **文章编号:**1004-9045(2009)04-0373-05

1 引言

暴雨是夏季长江中游主要的灾害性天气之一,往往带来严重的洪涝灾害,因此提高暴雨监测、预报能力是防灾减灾的重大需求。研究表明,暴雨往往发生在有利的大尺度环流条件下,而暴雨强度和出现地点又与中尺度扰动的活动有密切的关系^[1-2]。程麟生等^[3]在研究沿低涡切变线上的 β 中尺度对流系统时指出,强烈的上升运动与饱和气柱互耦。叶成志等^[4]对 2003 年 7 月湘西北特大致洪暴雨的触发机制进行数值模拟后指出,低空急流扰动、对流层高层强辐散形成的抽吸作用对暴雨过程有明显的触发和增幅作用。赵桂香等^[5]利用 Q 矢量和湿 Q 矢量在暴雨诊断中的应用比较后发现,非地转湿 Q 矢量较准地转 Q 矢量更能反映出暴雨的落区和暴雨的中尺度特性,在反映暴雨的强度上也更具优越性。岳彩军等^[6]用几种 Q 矢量对梅雨锋暴雨进行诊断后指出,700 hPa 湿 Q 矢量散度辐合场对同时刻梅雨锋暴雨的强度及落区都有很好的指示作用。董海萍等^[7]对发生在广西柳州市的一次特大暴雨过程产生的环流背景和中尺度系统进行分析后发现,低空急流为暴雨的发生发展提供了充沛的水汽和不稳定能量。张端禹等^[8]分析了湿螺旋散度与江汉平原一次突发性特大暴雨的关系。

本文利用 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 的 6 h 分析资料和常规探测资料,采用天气动力学诊断分析方法综合分析 2007 年 5 月下旬发生在洞庭湖区域的一次大暴雨天气过程,探讨大暴雨影响天气系统的结构特征及形成的物

理机制,寻求有预报指示意义的物理量场,以期提高对洞庭湖区域暴雨的预报能力。

2 过程简介和大尺度环流背景

2007 年 5 月 23 日晚上湘鄂交界处的洞庭湖湖区出现一次大暴雨天气过程(图 1),强降雨主要出现在 23 日 12 时到 24 日 00 时(世界时,下同)。洞庭湖湖区有 8 个县市 24 h(23 日 00 时到 24 日 00 时)降雨量大于 100 mm,8 个县市 24 h 降雨量大于 50 mm,最大降雨量 138.3 mm,湖南洞庭湖流域有 18 个中小尺度雨量站 24 h 雨量大于 100 mm,34 个站出现暴雨,最大降雨量为 181.0 mm。

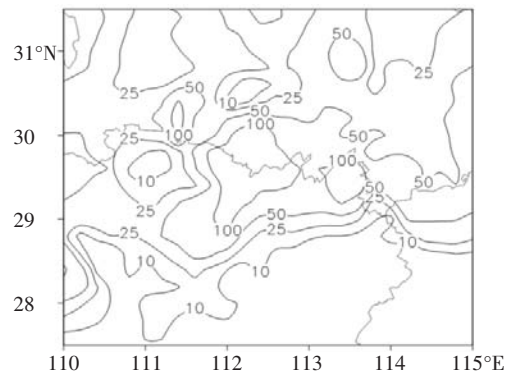


图 1 2007 年 5 月 23 日 00 时至 24 日 00 时降雨量图(单位:mm)

5 月下旬初期,亚欧大陆高纬 500 hPa 呈现稳定的两脊一槽形势,两脊分别位于乌拉尔山和亚洲大陆东海岸,整个西伯利亚为宽广的低槽区,高原东部到河套为西南暖湿气流。这种环流形势有利于低值区分裂小槽东南移,引导冷空气南下,与低空急流输送的

收稿日期:2009-02-22;定稿日期:2009-09-30

作者简介:陈红专,男,1972 年生,工程师,主要从事天气气候业务工作及研究。E-mail: dktaqx@tom.com

暖湿气流交汇,造成西南地区东部至江南西部地区为大气位势不稳定区。23日00时,副高脊线位于10°N附近,其西脊点已越过100°E,孟加拉湾西南季风得到加强,使得沿中南半岛、南海北部、云贵、湘西一带建立了一支强大的水汽通道,将孟加拉湾的水汽不断向贵州、湖南、四川等地输送。在贝加尔湖西部和河西走廊西部是一阶梯槽,与此同时,在低层的700 hPa上,以成都为中心存在一个中心为304 dagpm的西南涡,850 hPa的西南涡中心位于重庆,低涡切变从山东半岛经武汉到重庆,切变线东南方的强西南急流从两广经湖南、江西到安徽境内,急流宽度达5个纬度,速度达14 m·s⁻¹。到23日12时,500 hPa原贝加尔湖低槽南伸至35°N以南,槽后西北气流加强,700 hPa西南涡已移到重庆与鄂西之间,低涡切变线位于湖北北部,暴雨区位于西南涡的东南部,而850 hPa切变线南压至洞庭湖北部。此时暴雨区北侧偏北气流突然加大,而南侧的西南气流略有减弱南撤,南北气流的辐合明显加大,此后洞庭湖湖区开始出现强降雨。24日00时,850 hPa切变线已南压到湖南南部,洞庭湖区受偏北气流控制,洞庭湖区的强降雨结束。

3 触发暴雨的环境流场

3.1 低空急流的作用

图2是850 hPa上沿110°E风场的经向—时间剖面图。2007年5月23日00时,暴雨区受偏南风控制,但其南北两侧的南风与北风势力均不强。从23日12时开始,暴雨区南北两侧的南风 and 北风均明显增强,至23日18时,在暴雨区南北两侧各形成一个西南风急流和东北风急流, *v* 风的极值中心分别位于26°N和31°N,风速分别是12 m/s和-18 m/s,两股急流在暴雨区汇合时所起的作用是不同的,东北风急流为干冷气流,它为暴雨区提供冷空气来源和动力强迫抬升作用,而西南风急流为暖湿气流,提供大暴雨所需的水汽条件和不稳定能量。也就是说,低空急流为暴雨

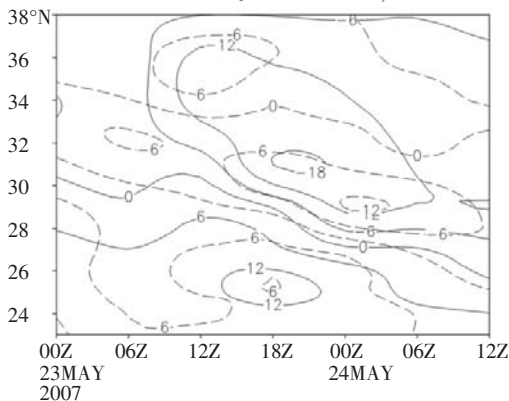


图2 850 hPa风场沿112°E经向—时间剖面图(单位:m·s⁻¹)
(点线表示*u*风,实线表示*v*风)

区带来了源源不断的水汽,是对流不稳定能量的建立者和不稳定能量释放的触发者。24日00时,西南风急流势力明显减弱,暴雨区已被偏北风控制,暴雨区的强降雨也趋于结束。

3.2 水汽条件分析

暴雨的发生,不但要有充沛的水汽,还要有源源不断的水汽输送并在强对流区域辐合^[9],而水汽的辐合主要由低层水汽通量辐合造成,尤其是800 hPa以下的边界层中占很大比重,可达1/2以上^[10]。从2007年5月23日18时850 hPa水汽通量场和水汽通量散度场叠加图(图3)可以看出,在长江中上游的洞庭湖区北部和重庆四川之间分别有一个水汽通量的大值区,其极值均为22 g·cm⁻¹·hPa⁻¹·s⁻¹,在湖南南部还有一个20 g·cm⁻¹·hPa⁻¹·s⁻¹的水汽输送中心,根据图2的分析可知,大暴雨区北部的水汽输送中心处在干冷的东北风急流之中,是由于东北风急流的存在而引起,它对大暴雨区的作用是如前所述的动力抬升作用,对水汽的输送作用贡献不大,真正对大暴雨区起主要作用的是位于湖南南部的水汽输送中心,其水汽来源地是南海和孟加拉湾。分析同时刻水汽通量散度得知,整个暴雨区均处在水汽通量的辐合区,且最强的水汽通量辐合区就位于暴雨区的西南方,中心强度达到-12×10⁻⁷ g·cm⁻²·hPa⁻¹·s⁻¹以上。到5月24日00时(图略),虽然暴雨区的水汽通量增大,但水汽通量的辐合区已南移,暴雨区已是水汽通量的辐散区,强降雨也随之结束。

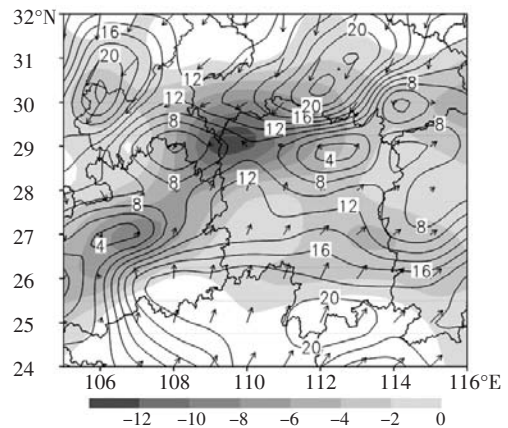


图3 2007年5月23日18时850 hPa风、水汽通量场和水汽通量散度场叠加图

(实线表示水汽通量,单位:g·cm⁻¹·hPa⁻¹·s⁻¹,阴影区表示水汽通量散度≤0,单位:10⁻⁷ g·cm⁻²·hPa⁻¹·s⁻¹,矢量为850 hPa流场,单位矢量表示20 m/s)

4 物理量诊断分析

4.1 稳定度分析

图4a是5月23日12时沿29°N假相当位温(θ_{se})的纬向—高度剖面图。从图中可以看出,暴雨发生前

在暴雨区上空的对流层中层 400 hPa 有一个 θ_{se} 低于 342 K 的冷盖,冷盖使低层的暖湿气流受到抑制并在冷盖下积聚、酝酿,近地层的 θ_{se} 达到 360 K 以上,使得暴雨区上空的中低层形成了强烈的对流性不稳定,这种形势一直持续到 5 月 23 日 18 时,而这段时间正是暴雨发生的时间。到 24 日 00 时,对流层低层 θ_{se} 已降至 330 K,对流层中低层趋于稳定,暴雨也随之结束。

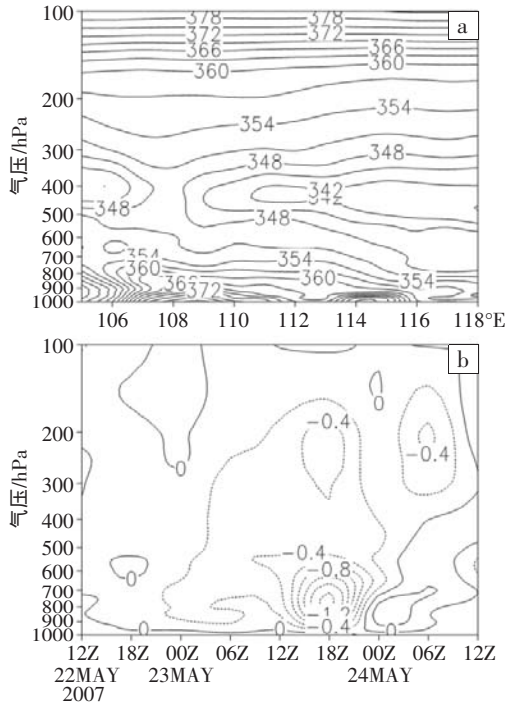


图 4 2007 年 5 月 23 日 12 时沿 29°N 假相当位温(θ_{se})的垂直剖面图(a,单位:K)及过暴雨区(113°E,30°N)垂直速度的时间—高度剖面图(b,单位:hPa/s)

4.2 垂直速度分析

分析过暴雨区垂直速度的时间—高度剖面图(图 4b)可以发现,5 月 23 日 00 时,对流层中下层为弱的上升区,对流层上层为下沉区。23 日 12 时,上升气流已扩展到对流层上层,但上升速度不大,该时段洞庭湖区出现小雨。12 时后,对流层下层的垂直上升速度迅速增大,到 23 日 18 时,对流层下层的垂直上升运动达到最强,最大上升速度出现在 750 hPa,达到 -1.4 Pa/s,对流层上层的 200—300 hPa 也出现一个上升速度中心,强上升运动将低层的暖湿气流抬升到高层,有利于不稳定能量的释放,而该时段也是暴雨的发展阶段。此后,对流层下层的垂直上升速度又迅速减小,24 日 00 时,对流层下层已转为下沉区。

5 非地转湿 Q 矢量分析

5.1 非地转湿 Q 矢量表达式

根据文献[11],非地转湿 Q 矢量定义为 $Q^*=(Q_x^*,$

$Q_y^*),$ 表达式为:

$$Q_x^* = \frac{1}{2} \left[f \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial x} \right) - h \frac{\partial V}{\partial x} \nabla \theta - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{LR\omega}{C_p p} \cdot \frac{\partial q_s}{\partial p} \right) \right] \quad (1)$$

$$Q_y^* = \frac{1}{2} \left[f \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial y} \right) - h \frac{\partial V}{\partial y} \nabla \theta - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{LR\omega}{C_p p} \cdot \frac{\partial q_s}{\partial p} \right) \right] \quad (2)$$

式中 Q_x^* 和 Q_y^* 分别表示 x 和 y 方向上的湿 Q 矢量分量,其中,

$$h = \frac{R}{p} \left(\frac{p}{1000} \right)^{R/C_p} \quad (3)$$

其他各符号均为气象上常用物理量。由公式(1)、(2)可知,非地转湿 Q 矢量取决于风的水平切变和垂直切变的差异效应、风的水平梯度和温度水平梯度的乘积及非绝热效应。非地转湿 Q 矢量的方向总是指向气流上升区,而背向气流下沉区。非地转湿 Q 矢量的存在使得流场和温度场的热成风关系发生变化,破坏热成风平衡,激发次级环流,使得大尺度大气运动进行调整,重新达到新的热成风平衡。而且非地转湿 Q 矢量考虑了大气非绝热效应,能较好地对应降水落区,其物理机制源于次级环流的发展。次级环流的强迫作用在暴雨发生发展过程中起到了重要作用,其强弱与暴雨强度有直接关系,次级环流的增强能激发暴雨增幅。

由湿 Q 矢量散度为强迫项的非地转 ω 方程可知,湿 Q 矢量散度是 ω 方程的惟一强迫项,且垂直速度 ω 与湿 Q 矢量散度成正比。

湿 Q 矢量锋生函数可表示为:

$$F = Q^* \cdot \nabla \theta_{se} = Q_x^* \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} + Q_y^* \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \quad (4)$$

5.2 非地转湿 Q 矢量散度的垂直结构

图 5 是沿 113°E 非地转湿 Q 矢量散度的纬向—高度剖面图。如图 5a 所示,2007 年 5 月 23 日 12 时,暴雨区上空的整层对流层湿 Q 矢量散度小于 0,表明暴雨区是深厚的上升运动。上升区的南北两侧湿 Q 矢量散度大于 0,这里是由非地转湿 Q 矢量所激发的次级环流的下沉补偿气流。次级环流的存在有利于暴雨的发展,而强降水就发生在未来 6 h 的湿 Q 矢量辐合区。随后,对流层下层的湿 Q 矢量辐合进一步增强,23 日 18 时达到最强,此时亦是暴雨的最强阶段。24 日 00 时(图 5b),暴雨区上空已转为湿 Q 矢量散度的辐散区,此时雨带南移,暴雨区的降水已结束。从非地转湿 Q 矢量散度的分析得知,湿 Q 矢量散度的负值区对未来 6 h 暴雨的强度及其落区具有较好的指示作用,湿 Q 矢量辐合激发的次级环流促进了大暴雨的发生发展。

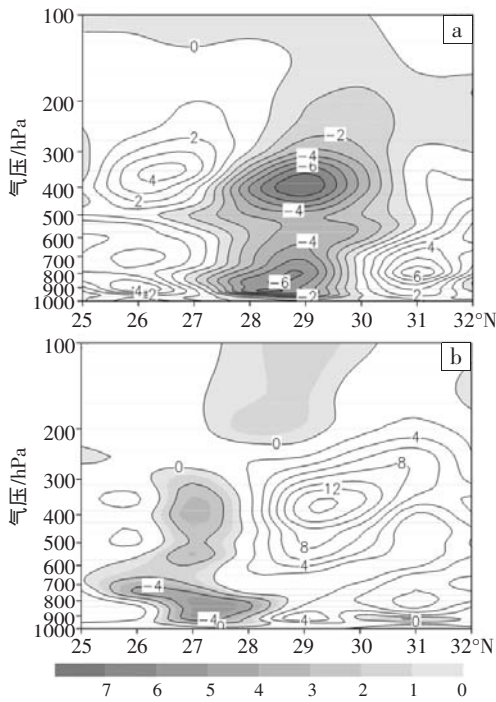


图 5 2007 年 5 月 23 日 12 时(a)及 24 日 00 时(b)沿 113°E 非地转湿 Q 矢量散度的垂直剖面图(单位: $10^{-15} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$)

5.3 湿 Q 矢量锋生函数

湿 Q 矢量锋生函数 F 是反映锋区加强或减弱的物理量, $F > 0$, 则气团锋生, 反之则锋消, 且 $|F|$ 越大, 则锋生(消)作用越强。文献[12]指出, 在 F 场的正值区上升运动很强, 水汽条件有利, 且层结不稳定, 是产生强降水的必要条件。比较强降水时段各层湿 Q 矢量锋生函数与强降水的对应关系发现, 低层 700 hPa 以下锋生函数与强降水的对应关系好于高层, 根据文献[13], 非地转 Q 矢量表达式使用前提之一是凝结加热与本层的宏观上升运动呈正比, 不适应于伴有强对流的暴雨系统, 而低层(尤其是 850 hPa 层)是加热的过渡层, 因此在低层使用比较理想。图 6 是 2007 年 5 月 23 日 18 时 850 hPa 湿 Q 矢量锋生函数, 分析图 6 可知,

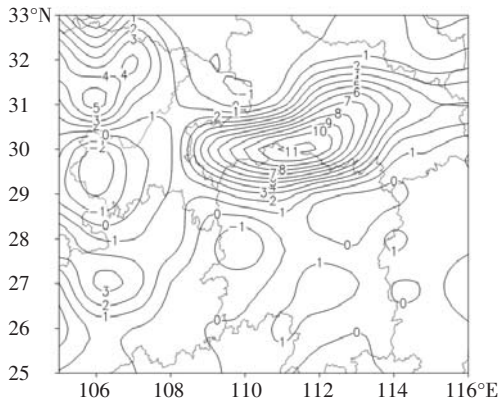


图 6 2007 年 5 月 23 日 18 时 850 hPa 湿 Q 矢量锋生函数图(单位: $10^{-14} \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$)

湿 Q 矢量锋生函数的正值区呈东北—西南向分布, 且锋生函数最强中心的位置与大暴雨区基本一致, 说明锋生函数与同时次大暴雨的落区具有较好的对应关系。

6 结论

(1)这次强降水的主要影响系统是对流层低层 700 hPa 和 850 hPa 的低涡切变线, 强降水随低涡切变的生成和维持而发生, 随低涡切变的南压而结束。

(2)低空急流在暴雨形成中起着重要作用。低空急流不但为暴雨区带来丰富的水汽和良好的水汽辐合, 而且在暴雨区中低层形成不稳定层结和上升运动, 是对流不稳定能量的建立者和不稳定能量释放的触发者。

(3)暴雨出现在湿 Q 矢量散度负值中心激发的上升气流区附近, 在强降水期辐合达到最强, 且其辐合区对未来 6 h 暴雨的强度及其落区具有较好的指示作用。而 700 hPa 以下对流层低层湿 Q 矢量锋生函数的正值区与同时刻暴雨区有较好的对应关系。

参考文献:

- [1] 陶诗言. 中国之暴雨[M]. 北京: 气象出版社, 1980: 1-225.
- [2] 丁一汇. 1991 年江淮流域持续性大暴雨研究[M]. 北京: 气象出版社, 1993: 47-137.
- [3] 程麟生, 冯伍虎. “98.7” 突发大暴雨及中尺度低涡结构的分析和数值模拟[J]. 大气科学, 2001, 25(4): 465-478.
- [4] 叶成志, 潘志祥, 刘志雄, 等. “03.7” 湘西北特大致洪暴雨的触发机制数值研究[J]. 应用气象学报, 2007, 18(4): 468-478.
- [5] 赵桂香, 程麟生, 李新生, 等. Q 矢量和湿 Q 矢量在暴雨诊断中的应用比较[J]. 气象, 2006, 32(6): 25-30.
- [6] 岳彩军, 寿绍文, 董美莹. 定量分析几种 Q 矢量[J]. 应用气象学报, 2003, 14(1): 39-48.
- [7] 董海萍, 邓辉, 岳琨. 2007 年 6 月广西柳州一次特大暴雨天气的成因分析[J]. 暴雨灾害, 2008, 27(3): 204-212.
- [8] 张端禹, 张兵. 江汉平原一次突发性特大暴雨的诊断分析[J]. 暴雨灾害, 2008, 27(2): 121-126.
- [9] 吕克利, 徐银梓, 谈哲敏. 动力气象学[M]. 南京: 南京大学出版社, 1997: 94-97.
- [10] 陈红专, 曾志明, 杨素珍, 等. 湘黔边境一次高空槽前型飑线天气过程的成因分析[J]. 暴雨灾害, 2008, 27(3): 237-241.
- [11] 张兴旺. 湿 Q 矢量表达式及其应用[J]. 气象, 1998, 24(8): 3-7.
- [12] 姚秀萍, 于玉斌. 完全 Q 矢量的引入及其诊断分析 [J]. 高原气象, 2001, 20(2): 209-213.
- [13] 彭春华, 洪国平, 胡伯威. 一种适用于中国夏季暴雨系统诊断的非地转 Q 矢量 ω 方程[J]. 气象学报, 1999, 57(4): 483-492.

(下转第 381 页)

Observational Analysis of Topographical Effect on Heavy Rainfall in Jiuhua Mountain

DING Ren-hai ,WANG Long-xue

(1. Jiuhua mountain meteorology administrative office of Anhui Province, Jiuhua mountain city 242811;
2. Anqing Meteorological Bureau of Anhui Province, Anqing 246000)

Abstract: By using the observation data of the Meso-scale Automatic Observatory Network in Anhui and the statistic data, the influence of mountainous underlying surface on the distribution and the intensity of precipitation have been analyzed after comparing the mountain area rainfall with the adjacent area rainfall on 7 heavy rainfall events in JiuHua during 2007-2008. The results show that the rainfall distribution in JiuHua has obvious characteristics of topography-induced rainfall. Mountain precipitation is higher than that in surrounding areas. The topography has a great influence on precipitation distribution, and the precipitation distribution is uneven. High rainfall is at windward slope or bell-mouthed terrain, and the difference of precipitation at different heights. The wind convergence due to the topography seems to enhance convection; the vertical wind shear caused by airflow over mountain is conducive to the strengthening and maintenance of low-level jet. The wind field changed markedly just before the beginning of heavy precipitation, and there is a certain relationship between the change of the wind field and the beginning and intensity of the precipitation. The maintenance of vertical wind shear has a good correlation with the main rainfall period.

Key words: Orographic rain; Meso-scale convergence line; Terrain effect; Automatic weather station; Jiuhua mountain

(上接第 376 页)

Diagnostic Analysis of Heavy Rainfall in North Hunan Province

CHEN Hong-zhuan¹, ZHANG Dong-sheng¹, LUO Zhi-rong²

(1. Huaihua Meteorological Bureau of Hunan Province, Huaihua 418000;
2. Zhijiang Meteorological Bureau of Hunan Province, Zhijiang 419100)

Abstract: Based on the routine observational data and NCEP/NCAR reanalysis data, a heavy rainfall in North Hunan Province in May 2007 is diagnosed. The results show that the main influencing system of heavy rainfall is a meso-scale vortex with shear line in the lower troposphere. There are instable convection stratification, intensive water vapor transportation and convergence over rainfall center when the rainfall happens, and low-level jet is the creator of the instable convective energy and the trigger of instable energy's release. The heavy rainfall region locates at the ageostrophic rising region forced by the wet Q-vector. Convergence of the ageostrophic wet Q-vector has good indication in the forecasting of the intensity and area of the coming 6h rainfall. The region-magnitudes of wet Q-vector frontogenesis function can be used to locate the area of coming rainfall.

Key words: Heavy Rainfall; Instable Convection Stratification; Ageostrophic Wet Q-vector; Frontogenesis Function