

李海燕,施望芝,陈光涛.2008 年 6 月黄冈一次强对流天气过程诊断分析[J].暴雨灾害,2010,29(1):65-70

# 2008 年 6 月黄冈一次强对流天气过程诊断分析

李海燕<sup>1</sup>,施望芝<sup>2</sup>,陈光涛<sup>1</sup>

(1.湖北省黄冈市气象局,黄冈 438000;2.武汉中心气象台,武汉 430074)

**摘要:**利用常规观测资料以及气象卫星云图、雷达监测产品、NCEP/NCAR  $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料,对 2008 年 6 月 3 日发生在鄂东黄冈市的强对流天气过程进行天气学和动力学诊断分析。结果表明:这次强对流天气过程主要是华北冷涡后部偏北气流带来的强冷平流和中低层暖湿切变线所致,下层暖湿、上层干冷的对流不稳定层结为强对流的形成和发展提供了十分有利的条件;强对流天气发生在对流云团移动前方  $T_{BB}$  等值线密集区与  $T_{BB}$  冷中心之间的区域;典型弓形回波引起的地面大风对应的近地层径向速度图上一表现为很强的辐散流场;当风暴相对螺旋度(SRH)大于  $150 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  时,冰雹、大风和短时强降水等出现的可能性非常大,且 SRH 值越大,风暴旋转性越大,造成地面大风越强。

**关键词:**强对流天气;相当黑体温度;对流有效位能;风暴相对螺旋度

中图分类号:P458.1\*23 文献标识码:A 文章编号:1004-9045(2010)01-0065-06

## 1 引言

大风、冰雹等强对流天气是在有利的大尺度天气形势背景下,由中小尺度系统直接产生的<sup>[1]</sup>。大尺度环流不但制约对流系统的种类、演变过程,还影响对流系统的内部结构、强度、运动和组织的<sup>[2]</sup>。从天气图和其它一些常规资料中较难捕捉到对流系统,而卫星云图、多普勒天气雷达实时监测资料因其时空分辨率较高,不仅可提供有关其位置、强度、大小、结构及风场等信息,还可提供其发生发展和演变信息,故通过对其进行跟踪监测,可实现对这类系统的准确预报。

对湖北境内发生的强对流天气过程,成章纲等<sup>[3]</sup>、孙士型等<sup>[4]</sup>、龙利民等<sup>[5]</sup>、黄艳芳<sup>[6]</sup>等从环流背景、中尺度影响系统及多普勒雷达资料特征等方面进行了研究,得出了一些有意义的结论。相对于上述研究对象,2008 年 6 月 3 日晚间发生在鄂东黄冈市的强对流天气则来势猛、强度大、范围广,预报难度更大。黄冈市( $29^\circ 45' - 31^\circ 35' \text{N}$ ,  $114^\circ 25' - 116^\circ 08' \text{E}$ )位于湖北省东部、大别山南麓、长江中游北岸,属亚热带大陆性季风气候。该市特殊的地理位置和复杂的地形条件造成了其灾害天气类型的多样,如大风、冰雹等强对流天气时有发生。本文利用常规观测资料以及武汉CINRAD-SA 雷达产品、FY-2C 相当黑体温度( $T_{BB}$ )、NCEP/NCAR  $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析等资料,结合相关物理量场,对此次强对流天气过程进行了诊断分析,以期提高对冰雹、大风等强对流天气发生发展物理机理的认识,进而为强对流天气预报积累经验,为今后提前作好此类天气的决策气象服务提供参考依据。

## 2 过程概况及环流背景

### 2.1 过程概况

2008 年 6 月 3 日 19 时 04 分,一条北至合肥西部、南至黄冈罗田,长达 148 km、宽约 45 km、呈西南—东北向的强带状回波开始影响黄冈。该带状回波在黄冈境内发展并向东南方移动,致使黄冈中南部出现 6 级以上地面大风、冰雹和短时强降水天气。有 3 个测站地面大风达  $17.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (8 级风)以上,属灾害性大风,其中,武穴、蕲春站极大风速分别为  $23.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  和  $22.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ;英山北部出现最大直径 1.5 cm 的冰雹。此次强对流天气给当地国民经济和人民生命财产造成重大损失。据初步统计,此过程共造成黄冈 88 人伤病、1 人死亡,直接经济损失 1.4 亿元,其中农业经济损失达 1.1 亿元。

### 2.2 环流形势场分析

此次强对流天气发生前,6 月 3 日 08 时(图 1a),500 hPa 冷涡中心位于华北北部,其中心强度 564 dagpm,有一前倾发展型高压脊位于青藏高原至贝加尔湖;与 500 hPa 冷涡对应,850 hPa 陕西东北部到宜昌一带有一冷切变,中低层暖湿切变线位于湖南西部,长江中下游地区盛行一致西南风,湖北、河南处在西南风风速辐合区,当天湖北大部地区日最高气温增至  $35 \sim 37^\circ \text{C}$ ,比前一天(6 月 2 日)上升  $2 \sim 3^\circ \text{C}$ ,这表明地面增温明显,为强对流天气发生提供了有利的热力条件。

随着华北冷涡东移,500 hPa 高空脊前的偏北风将高纬度地区的冷空气源源不断输送到冷涡中心。3 日 20 时(图 1b),冷涡中心已移至鲁中地区,其强度维

收稿日期:2008-10-06;定稿日期:2009-05-05

作者简介:李海燕,女,1984 年生,助理工程师,主要从事天气预报技术研究。E-mail: yanyan330@126.com

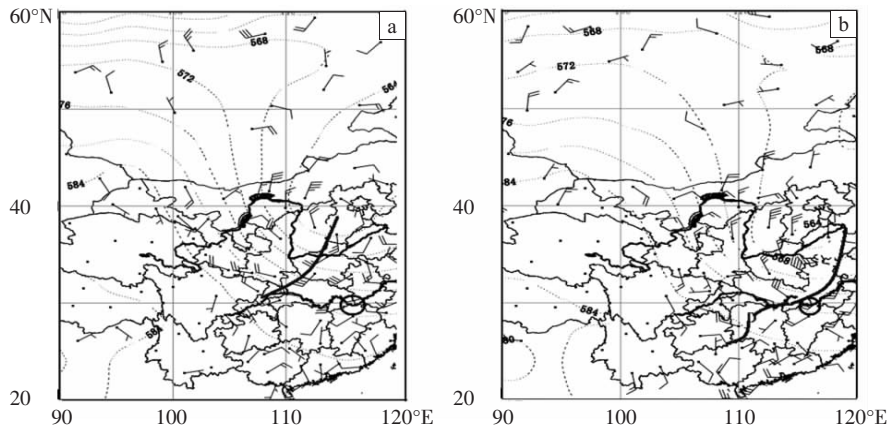


图 1 2008 年 6 月 3 日 08 时(a)、20 时(b) 500 hPa 位势高度场与 850 hPa 风场叠加图  
(虚线为 500 hPa 位势高度,单位:dagpm;矢量为 850 hPa 风场,粗实线为切变线,圆圈为强对流天气落区)

持在 564 dagpm,但整体明显南压。同时,850 hPa 冷切变已东移、南压到安徽至黄冈一线,槽后冷空气不断向南扩散,河南、湖北大部转为偏北风,湖南北部有一暖低压发展,暖湿切变线由湘北一直延伸到鄂东,其南侧西南风风速稳定维持在  $8\sim 12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,大量水汽沿着此条暖切变线向鄂东输送,为强对流天气发生发展提供了不稳定能量。此时冷、暖切变线交汇形势在安徽至鄂东一带形成,黄冈市自北向南处在冷、暖切变线交汇带上。

从图 1 中还可看到,长江中下游地区对流层低层为西南暖湿气流控制,对流层中层 500 hPa 主要以槽

后干冷的西北气流为主。这种下层暖湿、上层干冷的对流不稳定层结条件对强对流天气发生十分有利。可见,这次强对流天气过程主要是华北冷涡后部偏北气流带来的强冷平流和中低层暖湿切变线所致。

### 3 卫星云图特征分析

在少云区或无云区相当黑体温度( $T_{BB}$ )一般 $>0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ;在有云区, $T_{BB}$ 一般 $\leq 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,且  $T_{BB}$  越低,对应云顶越高、对流越旺盛,在中低纬度和夏季尤其如此<sup>[7]</sup>。通过  $T_{BB}$  资料可了解云垂直发展情况的间接信息,图 2 给出此次强对流天气不同时刻 FY-2C 气象卫星红外云图。

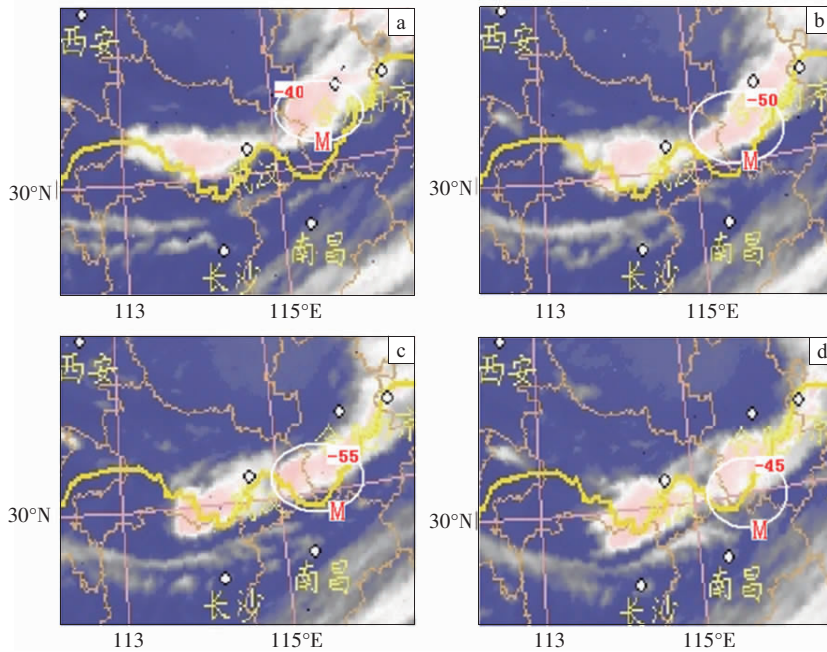


图 2 2008 年 6 月 3 日 19:00 (a)、20:00 (b)、21:00 (c)、22:00 (d)的 FY-2C 红外云图(白圈所示为切变线云系主体)

从图 2 中可见,6 月 3 日 19 时(图 2a),切变线云系主体(云团 M)位于安徽西部和鄂东北一带,内嵌有  $T_{BB}$  值低于 $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的冷中心,罗田、英山处在云团 M 前方  $T_{BB}$  等值线密集带中,其  $T_{BB}$  值在 $-30\sim -25\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间,

19:00—20:00 罗田、英山极大风速分别达到  $13.7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  和  $14.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ;到 20 时(图 2b),云团 M 处在冷槽、暖切变线气流交汇处,暖切变前有大量水汽供应,云团 M 发展强烈,冷中心  $T_{BB}$  值降至 $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,在高空风引导

下,云团 M 向南偏东方向移动,黄冈至浠水一带处于云团 M 冷中心前方  $T_{BB}$  为  $-45\sim-40\text{ }^{\circ}\text{C}$  等值线密集区中,20:30 前后,黄冈、浠水分别出现  $18.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $17.1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  大风;21 时(图 2c),由于暖切变位置、强度稳定维持,冷切变继续南压,云团 M 进一步南移,其冷中心  $T_{BB}$  值继续降至  $-55\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,蕲春处在该冷中心外围前  $T_{BB}$  值为  $-50\sim-45\text{ }^{\circ}\text{C}$  等值线区域,武穴正好位于冷中心,蕲春、武穴先后出现  $22.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $23.3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  大风;至 22 时(图 2d),暖切变继续维持,冷切变已移出黄冈境内,其冷、暖交汇形势不复存在,云团 M 逐渐减弱并移出黄冈,本次强对流天气过程趋于结束。

综上所述,此次强对流天气发生在云团移动前方  $T_{BB}$  等值线密集区与  $T_{BB}$  冷中心之间的区域,且  $T_{BB}$  值越低,对流天气越剧烈,这可从表 1 中的实况资料对比予以证实。

#### 4 多普勒雷达回波特征分析

利用武汉 CINRAD-SA 雷达观测资料,截取 2008 年 6 月 3 日黄冈强对流天气过程中不同时刻切变线云系上带状回波的位置、强度和形状演变图,结合带状回波所经之处造成的强对流天气作如下分析。

表 1 2008 年 6 月 3 日黄冈各站极大风速与其对应的  $T_{BB}$  值

站名	极大风速/( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ )	落区 $T_{BB}/^{\circ}\text{C}$
罗田	13.7	$-30\sim-25$
英山	14.5	$-30\sim-25$
黄冈	18.0	$-45\sim-40$
浠水	17.1	$-45\sim-40$
蕲春	22.0	$-50\sim-45$
武穴	23.3	$\leq-55$

对 2008 年 6 月 3 日黄冈强对流天气过程分析如下。

分析  $1.5^{\circ}$  仰角雷达基本反射率( $R$ )、径向速度( $V$ )和垂直积分液态含水量( $V_{II}$ )等产品资料发现,6 月 3 日中午在河南东南部有一长约  $148\text{ km}$ 、宽约  $45\text{ km}$  带状回波生成,回波带上分布着多个  $55\text{ dBz}$  强回波中心,且其整体朝东南方向移动;19:04(图略),带状回波移至黄冈境内的罗田、英山,此时在  $1.5^{\circ}$ 、 $2.4^{\circ}$  仰角基本反射率产品上(图略),带状回波前沿均探测到  $60\text{ dBz}$  强回波,强回波中心位于英山北部,垂直积分液态含水量( $V_{II}$ )为  $49\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ,回波形状基本呈椭圆状,用不同仰角的反射率因子 PPI 图(图略)分析发现,风暴前侧有弱回波区和悬垂回波,说明风暴前侧有强的入流上升气流,有利冰雹继续碰并增长,19:04~19:16,英山北部出现最大直径达  $1.5\text{ cm}$  的冰雹;带状回波继续朝东

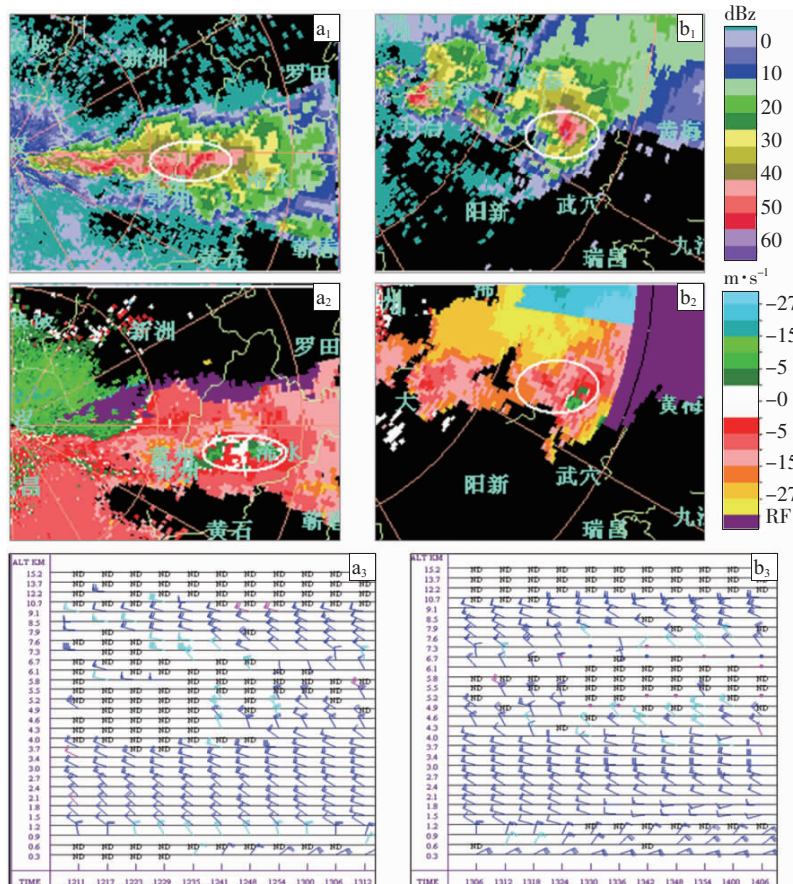


图 3 2008 年 6 月 3 日 20:23、21:24 武汉 CINRAD-SA 雷达  $1.5^{\circ}$  仰角基本反射率因子( $a_1$ 、 $b_1$ ),径向速度( $a_2$ 、 $b_2$ )和风廓线图( $a_3$ 、 $b_3$ )  
白色圆圈为低层辐散区所在位置

偏南方向移动,其前沿强回波脱离主体经英山北部移出黄冈市,19:50 带状回波中心强度减弱至 50 dBz,并演变呈块状。

20:23(图 3a<sub>1</sub>),上述残余块状回波在朝东南方向移动过程中与其西面形成于新洲的一 55 dBz 的强对流单体合并加强,形成长约 110 km、宽约 20 km,前沿中心呈弓形的线状回波,弓形回波中心位于黄冈与浠水之间,强度 60 dBz,垂直积分液态含水量 49 kg·m<sup>-2</sup>,黄冈、浠水分别于 20:22、20:23 出现 8 级大风。同时,垂直风廓线图上(图 3a<sub>3</sub>),黄冈、浠水从地面(0.3 km)至 3.4 km 高度之间风向随高度顺时针旋转,表明低层环境风是辐散的,同时刻径向速度图上(图 3a<sub>2</sub>)表现尤为明显。20:29,线状回波中心移到浠水南部,垂直积分液态含水量迅速增至 57 kg·m<sup>-2</sup>,20:00~21:00 浠水南部的兰溪出现 25.0 mm·h<sup>-1</sup> 短时强降水。

21:24,850 hPa 暖切变位置维持不变,冷槽继续东移南压,两者之间逐渐形成拉拽作用,500 hPa 冷涡逐渐加强(图 1),说明冷槽势力大于暖切变,导致线状回波断开为 2 个独立对流单体,断开后位于蕲春、武穴之间且略偏向蕲春的对流单体在当地地形及环境因素影响下其强度加强,中心值达 61 dBz(图 3b<sub>1</sub>)。另外,在垂直风廓线图上,21:24 之前,0.3~3 km 风向随高度顺时针旋转,低层为暖平流;21:24 以后(图 3b<sub>3</sub>),3~4.6 km 风向随高度逆时针旋转,中层有冷平流,在 1.8~

2.1 km 高度上存在西北风与偏西风的垂直切变,有利于强对流加强和维持。较强的垂直风切变有利于中层干冷空气侵入对流云体,加强了云体中下沉气流和低层出流;同时径向速度图上(图 3b<sub>2</sub>),辐散流场中风暴最大入流速度维持不变,而最大出流速度在 20:23 为 20 m·s<sup>-1</sup>,到 21:24 均增加到 27 m·s<sup>-1</sup> 或以上,从以上风垂直切变与最大出流速度变化可知,低层环境风辐散非常强,对应 21:22、21:36 蕲春和武穴 9 级地面大风。

### 5 物理量场分析

#### 5.1 对流有效位能

对流有效位能(CAPE)是一个能定量反映大气环境中是否可能发生深厚对流的热力变量,对强对流的发生有较好的指示意义。其表达式为

$$CAPE=g \int_{Z_f}^{Z_c} \frac{1}{T_{ve}} (T_{va} - T_{ve}) dz \quad (1)$$

式(1)中,Z<sub>f</sub>为自由对流高度,Z<sub>c</sub>为平衡高度,T<sub>ve</sub>为环境虚温,T<sub>va</sub>为气块虚温, $\bar{T}_{ve}$ 为自由对流高度和平衡高度之间环境的平均虚温。若忽略虚温影响,CAPE即为T-lnp 图上正面积所对应的能量。事实上,CAPE比传统意义上的对流不稳定能量更能恰当地反映出对流发展强度<sup>[8-9]</sup>。图 4a 给出的是 6 月 3 日 20 时 CAPE 水平分布图。

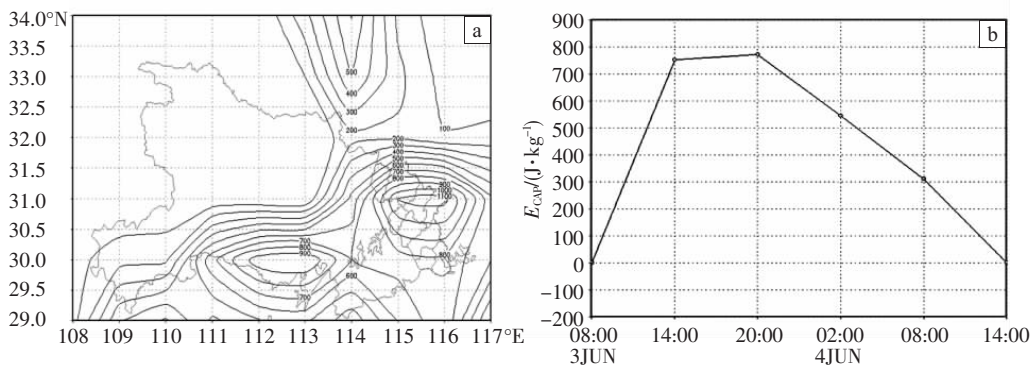


图 4 2008 年 6 月 3 日对流有效位能(CAPE)水平分布及其随时间演变(单位: J·kg<sup>-1</sup>)  
(a) 3 日 20:00 CAPE 水平分布图; (b) 3 日 08:00 至 4 日 14:00 武穴站 CAPE 时间演变图

从图 4a 可见,CAPE 高值区基本与 850 hPa 暖湿切变南侧的西南暖湿气流相重合。对比前后各时次(间隔 6 h)CAPE 值分布图(图略)及天气实况发现,强对流天气发生前,CAPE 值明显增大,CAPE 高能舌由鄂西南一直扩展到黄冈北部。强对流天气结束后,黄冈大部 CAPE 迅速减弱。

为了考察 CAPE 与强对流发生的对应关系,选取强对流中心最强的武穴为代表站,给出该站 6 月 3—4 日 CAPE 时间演变图(图 4b)。从中可见,自 3 日 08 时

起,武穴站 CAPE 逐渐加大;3 日 20 时 CAPE 达到峰值,接近 800 J·kg<sup>-1</sup>,结合高低层环流形势分析(图 1b),此时冷空气已整体南压,与暖湿切变线的交汇带正好位于黄冈,冷空气从高层缓慢向低层侵入,冷暖空气交汇造成不稳定,迫使对流有效位能释放减弱;4 日 14 时,其值接近 0 J·kg<sup>-1</sup>。CAPE 达到峰值不久,武穴从 21:20 至 21:40 出现 23.3 m·s<sup>-1</sup> 大风。综上分析可知,此次强对流天气发生发展对应着对流有效位能的产生、积聚、释放过程,CAPE 变化对强对流天气过程

有较好的指示意义。

### 5.2 垂直速度场

对流有效位能是一种潜在能量,当具有高对流有效位能的气块被上升运动抬升到自由对流层以上时,对流有效位能才能转换为对流运动的动能——对流上升速度<sup>[10]</sup>。图 5 给出 2008 年 6 月 3 日 02:00 至 4 日 14:00 强对流天气区 (30.0°N、115.0°E) 垂直速度的时间-高度垂直剖面图。

分析图 5 发现,3 日 08 时,强对流区上空整层为下沉运动;当日 20 时,高层冷空气侵入低层暖湿气流,冷、暖空气间的热力对流作用致使上升运动迅速加强,最强上升运动位于 700 hPa 附近,垂直速度达  $-0.15 \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ,对应天气实况,20:30—21:30 黄冈中南部相继出现大风、冰雹和短时强降水天气;4 日 02 时,强对流区上空已由 3 日 20 时强上升运动转为下沉运动,强对流天气结束。

### 5.3 螺旋度的临界判定与对流风暴的关系

风暴相对螺旋度(SRH),是一个描述环境风场气流沿运动方向旋转程度和运动强弱的物理参数,它反映大气运动场特征,被用来衡量环境风场具有多少沿气流方向的水平涡度及其贡献。Davies-Jones<sup>[11]</sup>将  $SRH=$

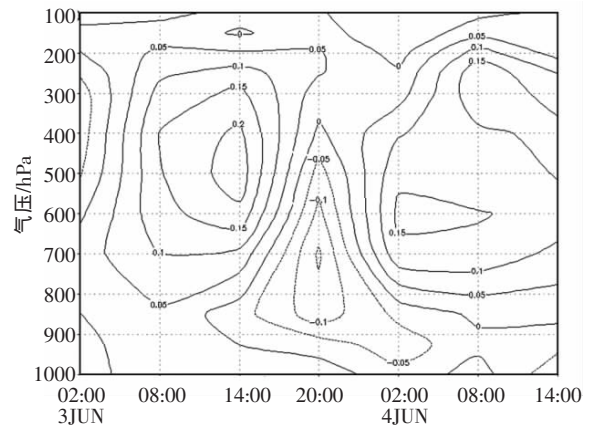


图 5 2008 年 6 月 3 日 02 时至 4 日 14 时强对流天气区(30.0°N、115.0°E)垂直速度时间-高度垂直剖面图(单位:  $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ )

$150 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$  界定为有利于产生超级单体风暴的最低值,而当  $SRH>150 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$  时,可作为预报有龙卷、冰雹大风、强降水等天气的参考指标。

以往相对螺旋度作为一种物理参数多被用来对暴雨天气过程进行诊断分析<sup>[12-13]</sup>。在此,本文选用武汉暴雨研究所开发的 MYNOS 中风暴相对螺旋度资料,分析 6 月 3 日 19—21 时黄冈地区风暴螺旋度随时间的水平分布(图 6)。

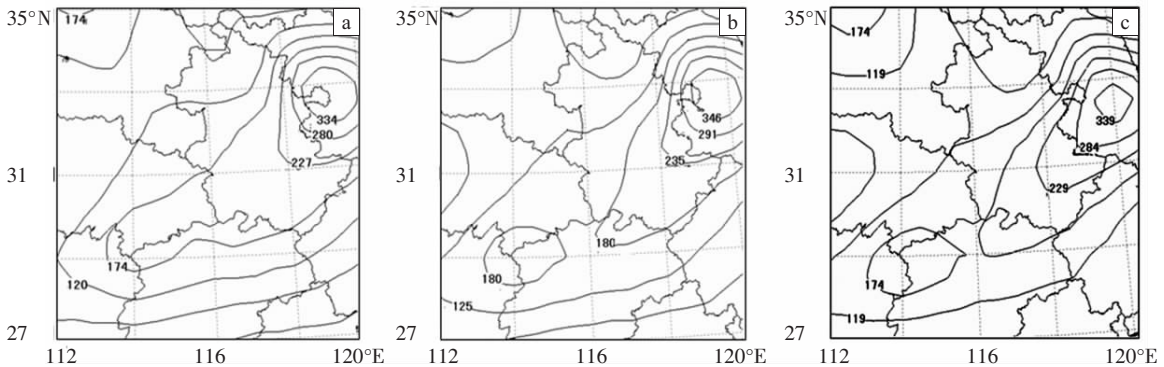


图 6 2008 年 6 月 3 日 19 时(a)、20 时(b)、21 时(c)风暴相对螺旋度水平分布图

从图 6 中可见,3 日 19:00(图 6a),安徽至鄂东存在一  $SRH$  高值区,高值中心位于安徽,强度达  $334 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$ ,黄冈(除红安、麻城以外)处在  $SRH$  为  $174 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$  等值线范围内,该时段英山出现  $14.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  地面大风(7 级,19:30)和直径  $1.5 \text{ cm}$  冰雹;到 20:00(图 6b), $SRH$  高值中心值增至  $346 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$ , $SRH$  为  $180 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$  的等值线逼近黄冈南部,黄冈南部螺旋度加大,表明此地区风暴旋转增强,与之对应,黄冈站、浠水站分别在 20:22、20:23 出现  $18.0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  和  $17.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  大风;21:00(图 6c),黄冈南部的蕲春、武穴位于  $SRH$  为  $174 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$  等值线附近,21 时 30 分前后,两县(市)同样出现地面大风,瞬时极大风速达  $23 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (武穴站 21 时 39 分风力 9 级)。由上分析可知,当  $SRH>150 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$  时,冰雹

大风、强降水等出现的可能性非常大;且  $SRH$  值越大,风暴旋转性越大,造成地面大风越强。

## 6 结论

(1)这次强对流天气过程主要是华北冷涡后部偏北气流带来的强冷平流和中低层暖湿切变线所致。在长江中下游地区,低层 850 hPa 为强的西南暖湿气流,中层 500 hPa 以槽后干冷偏西或西北气流为主,这次强对流天气正是发生在这种下层暖湿、上层干冷的对流不稳定层结条件下。

(2)黄冈各地大风、冰雹等强对流天气多发生在对流云团移动的前方,即  $T_{BB}$  冷中心与  $T_{BB}$  等值线密集区之间的区域,且等值线密集区  $T_{BB}$  值越低,强对流天气

越剧烈。

(3)多普勒雷达资料分析表明,当在  $1.5^\circ$ 、 $2.4^\circ$ 仰角回波强度产品上同时观测到 60 dBz 及以上强回波,且强回波悬浮于中空,其前侧又有很强上升气流时,冰雹出现的可能性非常大。

(4)此次强对流天气发生发展对对流有效位能的产生、积聚、释放过程,其变化对预报强对流天气有较好的指示意义。

(5)当风暴相对螺旋度大于  $150 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  时,大风、冰雹、强降水等强对流天气出现可能性非常大,且 *SRH* 值越大,风暴旋转性越大,风暴强度越强。

#### 参考文献:

- [1] 王小明,谢静芳,王侠飞.强对流天气的分析及短时预报[M].北京:气象出版社,1992:28-29.
- [2] 丁一汇.高等天气学[M].北京:气象出版社,1991:401-403.
- [3] 成章纲,毛以伟,付晓辉,等.对宜昌市“98.4.23”强对流天气的诊断分析[J].湖北气象,2000(1):14-16.
- [4] 孙士型,陈少平,于大峰,等.一次带状回波过程的卫星云图和雷达回波特征[J].湖北气象,2004(1):12-14.
- [5] 龙利民,陈亮,江航东,等.副热带高压外围西北侧一次强对流天气的雷达回波特征[J].暴雨灾害,2007,26(1):68-72.
- [6] 黄艳芳.2004年初春武汉机场临近的两次强雷暴天气过程分析[J].暴雨灾害,2007,26(1):73-77.
- [7] 姚秀萍,刘还珠,赵声蓉.利用  $T_{BB}$  资料对西太平洋副热带高压特征的分析 and 描述[J].高原气象,2005,24(2):143-151.
- [8] 刘玉玲.对流参数在强对流天气潜势预测中的作用[J].气象科技,2003,31(3):147-151.
- [9] Renno N O, Ingersoll A P. Natural convection as a heat engine: A theory for CAPE [J]. J Atmos Sci, 1996, 53: 572-585.
- [10] 钱传海,张金艳,应冬梅,等.2003年4月江西一次强对流天气过程的诊断分析[J].应用气象学报,2007,18(4):460-466.
- [11] 章东华.螺旋度概念及其在强对流风暴预报中的应用试验[J].空军气象学院学报,1994,15(1):20-27.
- [12] 王蕊,匡晓燕,席世平,等.2004-07-16河南省特大暴雨过程螺旋度分析[J].河南气象,2005,28(2):9-11.
- [13] 王君,康雯瑛,张霞,等.一次台风倒槽暴雨过程的螺旋度分析[J].气象与环境科学,2008,31(2):25-30.

## Diagnostic Analysis of a Severe Convective Weather Over Huanggang in June 2008

LI Hai-yan<sup>1</sup>, SHI Wang-zhi<sup>2</sup>, CHEN Guang-tao<sup>1</sup>

(1. Huanggang Meteorological Bureau of Hubei Province, Huanggang 438000;

2. Wuhan Central Meteorological Observatory, Wuhan 430074)

**Abstract:** Regular observations, meteorological satellite and radar monitoring products and NCEP/NCAR  $1.0^\circ \times 1.0^\circ$  reanalysis data are used to perform the synoptic and dynamic diagnostic analysis on a severe convective weather over Huanggang City on June 3, 2008. The results show that the strong convective weather event was mainly due to the strong and cold advection from the cold vortex in North China and the low-level warm and wet shear. The conventional unstable stratification with the dry and cold air in the high and warm and humid air in the low supplied greatly advantageous conditions for the occurrence and development of severe convective weather. Under this condition, the convective weather could be easily initiated and the high instability energy was released with the suitable triggering mechanism. The strong convective weather often occurs between the  $T_{BB}$  intensive areas in front of the moving convective clouds and  $T_{BB}$  cold center. The ground surface gale caused by typical bow echo generally performs the strong divergent flow in the corresponding radial velocity map. The possibility of emergence of hail, strong wind and short-term precipitation is very large when the storm relative helicity is greater than  $150 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ . And the larger *SRH* is, the greater rotation of the storm is, and the stronger wind is on the ground.

**Key words:** Severe convective weather; Black body temperature equivalent; CAPE; Storm relative helicity