

# CAPE 等环境参数在华北罕见 秋季大暴雨中的应用<sup>①</sup>

陈 艳<sup>1,2</sup> 寿绍文<sup>1</sup> 宿海良<sup>2</sup>

(1. 南京信息工程大学大气科学系, 南京 210044; 2. 河北省唐山市气象局)

## 提 要

采用中尺度数值模式 MM5(V3) 对 2003 年 10 月 10~12 日发生在华北地区的一次大暴雨过程进行模拟, 利用模拟结果计算分析了对流有效位能(CAPE)、风暴相对螺旋度(SRH)、能量-螺旋度指数(EHI), 结果表明, 以上 3 个参数对这次大暴雨的发生发展有较好的指示作用: 在大暴雨发生前能量得到充分积累, 大气处于强不稳定状态, 强对流天气爆发后, 不稳定能量逐渐释放减弱; 大暴雨中心位于低层局地螺旋度大值中心南部等值线密集区。低层局地螺旋度大值中心轴线与切变线和地面倒槽辐合线走向一致, 高层局地螺旋度与高空急流相对应; 大暴雨过程主要发生在大风暴相对螺旋度结合低对流有效位能的环境中 ( $SRH > 200\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ,  $CAPE < 1500\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ )。

**关键词:** 大暴雨 对流有效位能 风暴相对螺旋度 能量-螺旋度指数

## 引 言

2003 年 10 月 10~12 日, 华北东部环渤海地区出现狂风暴雨及强降温天气, 渤海西部沿海出现风暴潮。这次天气过程持续时间之长, 影响范围之广, 降水量、风力、降温幅度之强, 均为近 50 年历史同期罕见。降水连续且稳定, 过程降水量冀东鲁北部分站超过 200mm(见图 1), 冀鲁交界处雨量最大, 宁津站降水量最大 254mm。华北东部地区 24 小时降温幅度普遍达到 10~12℃。10 日下午开始渤海西部偏东风增大到 9 级、阵风 10~11 级, 内陆地区阵风 8 级。11 日转为偏北风, 风力 10 级、阵风 11~12 级, 海上平台测站 11 日中午最大瞬时风力达  $40\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。暴雨和风暴潮成灾严重。仅风暴潮就造成河

北、山东、天津直接经济损失 13.10 亿元。

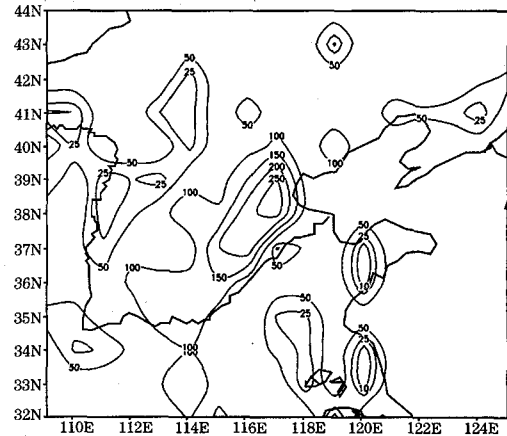


图 1 2003 年 10 月 10 日 08 时~12 日 08 时  
降雨总量(单位:mm)

对本次大暴雨过程许多人采用不同的手

<sup>①</sup> 本文由国家自然科学基金项目 40405009 及 40075009, 40205008 资助

段,利用不同的工具,从各个不同的角度作了分析<sup>[1-3]</sup>,而从能量、螺旋度等强对流风暴环境参数方面分析研究者甚少。本文采用双向嵌套的非静力 MM5 模式对这次过程进行了模拟,在模拟降水与实况相接近的情况下,利用模式输出结果计算了对流有效位能(CAPE)、风暴相对螺旋度(SRH)、能量-螺旋度指数(EHI),分析了它们在这次大暴雨中的作用,得到了一些有意义的结果。

## 1 对流有效位能 CAPE 与暴雨的关系

### 1.1 对流有效位能 CAPE 的定义

Doswell 与 Rasmussen 指出<sup>[4]</sup>,在深对流可能发生的环境中,对流有效位能是一个与环境联系最为密切的热力学变量,广泛的应用于国内外强对流天气的诊断分析。尤其是近些年来,最佳对流有效位能(BCAPE)、归一化对流有效位能(NCAPE)<sup>[5]</sup>、下沉对流有效位能(DCAPE)<sup>[5]</sup>等新概念的提出,使得 CAPE 的用途更加广泛,成为研究强对流天气过程能量变化最有效最为常用的物理量。

smith<sup>[6]</sup>指出,若把在自由对流高度(LFC)到平衡高度(EL)间的层结曲线与状态曲线所围成的面积称为正面积(PA),且忽略摩擦效应和冻结过程等造成的潜热释放,则上述 PA 与 LFC 到 EL 间正浮力产生的动能大小成正比。对于热力学图解上的正面积,目前大多数气象学家称之为对流有效位能 CAPE,定义如下式:

$$CAPE = g \int_{Z_{LFC}}^{Z_{EL}} \left( \frac{T_{vp} - T_{ve}}{T_{ve}} \right) dz \quad (1)$$

其中  $T_v$  为虚温,下标  $e, p$  分别表示与环境和气块有关的物理量; $Z_{LFC}$  为自由对流高度,是  $(T_{vp} - T_{ve})$  由负值转正值的高度; $Z_{EL}$  为平衡高度,是  $(T_{vp} - T_{ve})$  由正值转负值的高度;余为惯用符号。CAPE 表征大气对流的不稳定能量,初步研究结果表明,当  $CAPE > 1500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  时,发生强对流的可能性极大。

### 1.2 对流有效位能 CAPE 与暴雨的关系

本次大暴雨过程初期山东北部为对流性降水,因此选取无棣、泰山、宁津三个代表站

分析此次大暴雨过程中 CAPE 随时间的演变情况(见图 2)。由图中 CAPE 变化曲线可见,泰山站的 CAPE 在大暴雨过程初期和中期一直远远大于其它两站,是三站中对流最强的。10 日 08~12 时,无棣、宁津的 CAPE 值呈减小趋势,这是由于该时段内宁津出现 60mm 的短时暴雨,无棣也下了 15mm 大雨,能量得到了释放;随后两站的 CAPE 值迅速上升,能量又重新积累,10 日 18 时能量都达到极大值:无棣为  $1066 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,宁津为  $606 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。泰山站 8~17 时能量迅速上升,17 时达到极大值:  $1482 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,接近强风暴阈值。此时大气处于强不稳定状态,在有触发机制的情况下,很容易使不稳定能量爆发。对应于实际天气状况,三站强对流性质的大暴雨开始。强对流天气爆发后,凝结潜热释放,空气增温,不稳定能量逐渐减弱,随着冷空气不断扩散南下,11 日 15 时三站不稳定能量逐渐释放降到最低值,而在 10 日 18 时~11 日 15 时宁津降雨约 190mm、无棣 180mm、泰山 170mm。

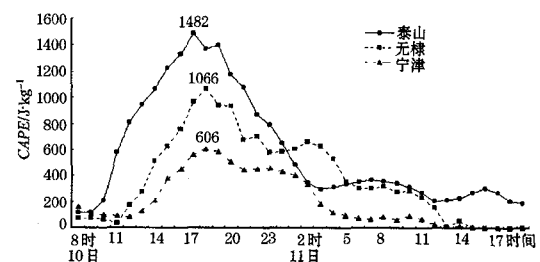


图2 无棣、泰山、宁津三站的 CAPE 随时间的变化曲线

由以上分析可见,对流有效位能 CAPE 对强对流天气的发生有较好的指示作用。由于此次大暴雨发生在深秋,能量积聚远小于夏季,没有一个站的对流有效位能超过强风暴阈值  $1500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,只有泰山站接近阈值。

## 2 风暴相对螺旋度 SRH 与暴雨的关系

### 2.1 风暴相对螺旋度 SRH 的定义

螺旋度(Helicity)是一个用来衡量风暴入流强弱以及沿入流方向的水平涡度分量的参数。Brandes 于 1989 年提出了“风暴相对螺旋度(Storm Relative Helicity 简称 SRH)”

的概念,定义为:

$$H_{s-r-T} = \int_0^h (\mathbf{V} - \mathbf{C}) \cdot \boldsymbol{\omega} dz \quad (2)$$

式中的  $\mathbf{C}$  是风暴的移速,  $\boldsymbol{\omega}$  是三维涡度矢量,单位是  $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 。

具体计算螺旋度时,广泛采用的是 Davies-Jones 等用探空资料根据解析几何性质得出的计算公式:

$$H_{s-r-T} = \sum_{n=0}^{N-1} [(u_{n+1} - c_x)(v_n - c_y) - (u_n - c_x)(v_{n+1} - c_y)] \quad (3)$$

$$H_{s-r-D} = \frac{1}{h_{n-1} - h_0} [(u_{n+1} - c_x)(v_n - c_y) - (u_n - c_x)(v_{n+1} - c_y)] \quad (4)$$

式(3)为风暴相对螺旋度(即总螺旋度),式(4)为局地风暴相对螺旋度(简称局地螺旋度),上两式中,风暴速度是这样确定的:以850hPa到400hPa气层中的质量加权平均风,风向向右偏转 $40^\circ$ ,风速大小的75%作为该点的风暴速度。并把  $SRH \geq 150 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  作为强对流性风暴发生的判据。

## 2.2 螺旋度与暴雨的关系

### 2.2.1 局地螺旋度与暴雨的关系

850hPa局地螺旋度变化:在大暴雨开始前,10日08~14时,华北区域螺旋度非常小,在  $30 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  以下,在暴雨过程中,螺旋度迅速增大,10日23时~11日17时螺旋度值中心值一直在  $200 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  以上,中心位于北京一带;11日10时螺旋度值达最大,中心值达  $270 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  (图3a)。但北京观象台10日20时~11日20时降雨量仅为45mm,而雨量最大的华北南部处于螺旋度等值线南部密集区。此外,在暴雨过程中,螺旋度中心最大值轴呈东北—西南走向,与850hPa切变线和地面倒槽辐合线走向一致,且位于辐合线的左侧(北部)。

700hPa局地螺旋度变化与850hPa相似,只是强度较后者弱得多,螺旋度中心最大值轴走向与该层切变线走向一致(图3b)。

200hPa除  $50^\circ\text{N}$  以北螺旋度为正值外其

它地区都是负值,这与低层850hPa、700hPa螺旋度的分布正相反。10日08时有两个负螺旋度的极小值中心,一个在青海一带,中心值为  $-480 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ,极小值轴线位于  $36^\circ\text{N}$  附近,与高空急流轴相对应;另一个在内蒙古东部,中心值为  $-900 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 。极小值中心不断加强东移北上,10日20时位于  $36^\circ\text{N}$  附近的极小值轴线北抬东移到  $38^\circ\text{N}$  附近,中心移动到青海东部,中心值降低至  $-540 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ,与高空急流轴的移动加强一致;另一个极小值中心移到东北地区西部,中心值加强至  $-1200 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ,这两个极小值中心对应高空急流轴上的两个急流中心(图3c)。暴雨区位于东北螺旋度极小值中心的右后侧,青海东部极小值中心的前方;螺旋度从10日08时的  $-60 \sim -120 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  加强到  $-300 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ,一直到11日08时暴雨区螺旋度维持在  $-300 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ,而后强度逐渐减弱,到11日20时暴雨区出现了  $60 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  左右的正螺旋度中心,暴雨趋于结束。

由以上分析可知:低层局地螺旋度与低涡、切变线和地面倒槽辐合线联系在一起,高层局地螺旋度与高空急流有关。二者上下耦合,表示低层有正涡度辐合上升区,高层有较深厚的负涡度辐散区。高低层这种螺旋度的配置,为大暴雨的发生和维持提供了有利的动力背景。

### 2.2.2 风暴相对螺旋度(SRH)与暴雨的关系

分析沿  $117^\circ\text{E}$  风暴相对螺旋度的时间-经向剖面图(图3d)。从图中可见,在大暴雨发生的主要时段即10日08时至11日20时,SRH值始终大于强对流风暴阈值。10日08时至11日02时大暴雨发生发展阶段,SRH值呈增大趋势,最大值中心轴在  $39^\circ\text{N}$  附近,11日02时达到第一个极大值,  $1200 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ,暴雨区的SRH值为  $600 \sim 800 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ;随后SRH逐渐减小,05时后又逐渐增大,08时达到第二个极大值,  $1200 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ,暴雨区的SRH值为  $600 \sim 900 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ;此后,SRH值呈波动性地加大,暴雨区始终处于螺

旋度大值中心南部等值线密集区,这与前述结论一致。

大暴雨发生发展的初始阶段, SRH 值呈增大趋势,这说明由于旋转性的环境风场有利于加强上升运动,为强对流系统提供充足的浮力能,从而加速上升运动,造成强降水;02 时后 SRH 逐渐减小,说明风暴相对螺旋度达到最大值时,对流层低层环境风状况也已处于最有利于强对流系统发展的时期;

而强对流系统的发展加强必然会造成更大的降水,当强降水发生以后,由于降水云体中雨滴的下降拖曳效应也会随之增强,这就使上升运动减弱甚至会有下沉气流,从而减少涡度输送;同时雨水的蒸发会使低层出现冷空气堆,削弱气旋性涡度,使 SRH 减小<sup>[7]</sup>。11 日 08 时后, SRH 值呈波动性地加大,有利于大暴雨的持续。

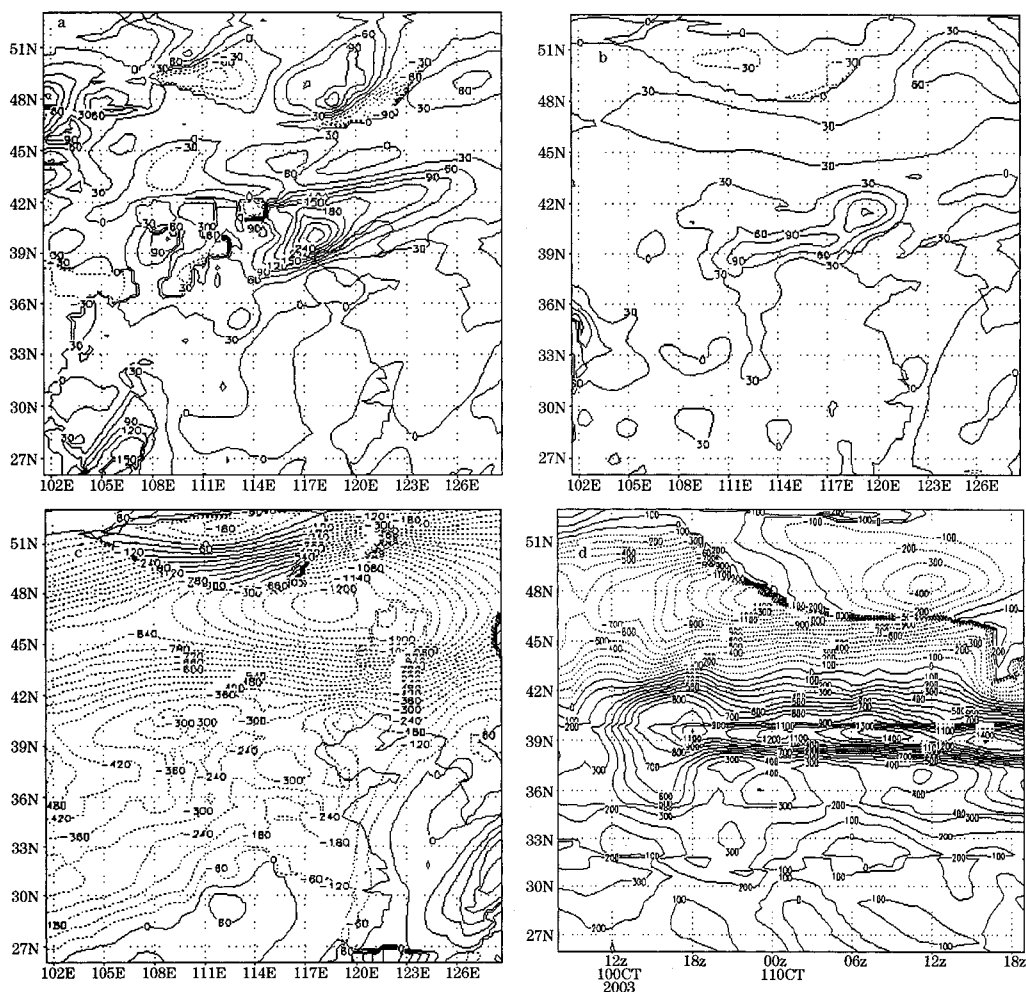


图3 局地螺旋度与风暴相对螺旋度分布图

a. 11 日 10 时 850hPa; b. 10 日 20 时 700hPa; c. 10 日 20 时 200hPa;

d. 沿 117°E 风暴相对螺旋度的时间-经向剖面图

### 3 能量-螺旋度指数 EHI

Jones 和 Doswell 指出对流天气既可以发生在低风暴相对螺旋度结合高对流有效位

能的环境中 ( $SRH < 150\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ;  $CAPE > 2000\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ),也可以发生在相反的环境中 ( $SRH > 200\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ,  $CAPE < 1500\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ),

两者之间存在一种平衡关系。

气象工作者定义能量-螺旋度指数 ( $EHI$ )<sup>[8]</sup>为:

$$EHI = \frac{(CAPE)(SRH)}{1.6 \times 10^5} \quad (5)$$

并将这一指数用于超级单体和龙卷风的预报。研究表明,当能量螺旋度值  $EHI > 2$  时,出现超级单体的可能性极大。能量螺旋度的值越大,出现超级单体的可能性越大。

本文选取强对流天气发生前一段时间的计算结果进行分析,由表1可以看出,三个参数都在大暴雨发生前出现极大值,并且本次强对流天气主要发生在高风暴相对螺旋度结合低对流有效位能的环境中 ( $SRH > 200 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ,  $CAPE < 1500 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ),在所选时段内泰山站强对流风暴具有很强的不稳定能量及风暴相对螺旋度值,其能量-螺旋度值远远超过2.0,是3个站中  $EHI$  值最大的,但其在10日08时~12日08时48小时降雨量却是3个站中最小的,174mm,无棣、宁津分别为199mm、254mm。宁津站只有10日16、17时  $EHI > 2$ ,其不稳定能量远远小于另外两站,但其48小时降雨量却是所有站中最大的。可见高有效位能和高风暴相对螺旋度并非强天气发生的充分必要条件。但  $EHI$  对大暴雨的发生有很好的指示作用。

表1 强对流天气前各参数值

时间	CAPE			SRH			EHI		
	无棣	泰山	宁津	无棣	泰山	宁津	无棣	泰山	宁津
14时	510	1069	208	586	559	688	1.9	3.7	0.9
15时	627	1226	378	<u>683</u>	623	<u>726</u>	2.7	4.8	1.7
16时	758	1328	450	664	<u>667</u>	709	3.1	<u>5.5</u>	2.0
17时	966	<u>1482</u>	563	600	546	613	<u>3.6</u>	5.1	<u>2.2</u>
18时	<u>1066</u>	1368	<u>606</u>	460	409	435	3.0	3.5	1.6
19时	938	1397	585	293	348	336	1.7	3.0	1.2
20时	934	1174	503	240	311	263	1.4	2.3	0.8

注:表中时间为10日北京时;带下划线的数据为极值,黑体字表示  $EHI > 2.0$

#### 4 结论

(1)对流有效位能  $CAPE$  对强对流天气的发生有较好的指示作用。分析表明在大暴雨发生前能量得到充分积累,大气处于强不稳定状态,此时强对流性质的大暴雨开始。

强对流天气爆发后,凝结潜热释放,空气增温,不稳定能量逐渐减弱。由于此次大暴雨发生在深秋,能量积聚远小于夏季,没有一个站的对流有效位能超过强风暴阈值  $1500 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,只有泰山站接近阈值。

(2)在大暴雨发生的主要时段即10日08时至11日20时,  $SRH$  值始终大于强对流风暴阈值。在暴雨过程中,大暴雨中心与局地螺旋度大值中心并不重合,而是位于低层局地螺旋度大值中心南部等值线密集区。低层局地螺旋度大值中心轴线与切变线和地面倒槽辐合线走向一致,高层局地螺旋度与高空急流有关。二者上下耦合表示的结构是低层有正涡度辐合上升区,高层有较深厚的负涡度辐散区。高低层这种局地螺旋度的配置,为大暴雨的发生和维持提供了有利的动力背景。

(3)本次强对流天气主要发生在高风暴相对螺旋度结合低对流有效位能的环境中 ( $SRH > 200 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ,  $CAPE < 1500 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ),大暴雨天气发生前  $EHI$  达到极大值。

#### 参考文献

- 王淑云,寿绍文,刘艳叙. 2003年10月河北省沧州秋季暴雨成因分析. 气象, 2005, 31(4): 69~72.
- 付桂琴. 2003年深秋河北省大暴雨过程成因分析. 河北气象, 2004, 23(3): 1~7.
- 郭立平. 一次罕见秋季暴雨天气分析. 河北气象, 2004, 23(2): 18~22.
- Doswell III, C. A. and E. N. Rasmussen. The effect of neglecting the virtual temperature correction  $CAPE$  calculations. Wea Forecasting, 1994, 9: 625~629.
- 彭治班,刘健文,郭虎等. 国外强对流天气的应用研究. 北京: 气象出版社. 2001: 111~115, 134~135.
- Smith, R. K. Thermodynamics of Moist and Cloudy Air. 见: R. K. Smith(ed), The Physics and Parameterization of Moist Atmospheric Convection, 1997 Kluwer Academic Publishers. Printed in the Netherlands. 1997: 29~58.
- 李耀辉,寿绍文. 旋转风螺旋度及其在暴雨演变过程中的作用. 南京气象学院学报 1999, 3(1): 95~102.
- Colquhoun, J. R. and P. R. Riley. Relationship between tornado and various wind and thermodynamic variables. Wea. Forecasting, 1996, 11: 360~371.

# On Application of Environment Parameters: *CAPE* etc, to a Heavy Rain in Autumn in North China

Chen Yan<sup>1,2</sup> Shou Shaowen<sup>1</sup> Su Hailiang<sup>2</sup>

(1. Nanjing University of Information Science & Technology, 210044;

2. Tangshan Meteorological Office, Hebei Province)

## Abstract

The mesoscale numerical model MM5 (V3) is used to simulate the heavy rain process occurred in North China in Autumn. Based on the model products the environment parameters such as convective available potential energy (*CAPE*), storm relative helicity (*SRH*) and energy-helicity index (*EHI*) are calculated and analyzed. The results show that the three parameters indicate the occurrence and development of the heavy rain. Much energy is accumulated before the heavy rain, and the rainstorm center lies in the isoline denseness which is in the south of the low-layer helicity center, at the same time, the severe storm take place under the condition of big-*SRH* and small- *CAPE*.

**Key Words:** heavy rain *CAPE* *SRH* *EHI*