

一次强雷雨过程中对流参数对潜势预测影响的分析

齐琳琳^{1, 2} 刘玉玲¹ 赵思雄³

1 空军装备研究院航空气象防化研究所, 北京 100085

2 中国气象科学研究院, 北京 100081

3 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

摘 要 在利用观测资料和 $1^\circ \times 1^\circ$ NCEP 再分析资料对 2003 年 7 月 4~5 日的一次强雷雨过程的天气形势、暴雨特征分析基础上, 从雷暴和强暴雨的发生条件入手, 探讨了一些强对流参数的物理意义、计算方法及其在此次强雷雨发生潜势预测中的指示意义。结果表明: 始终稳定维持在乌拉尔山、鄂霍茨克附近的高压脊为此次强雷雨提供了有利的环流背景; 来自孟加拉湾、印度洋一带和南海地区的暖湿气流与南下的冷空气在淮河流域交汇, 并形成一条东西向稳定的梅雨锋; 梅雨锋及其上发生发展的中尺度扰动是此次强降雨的主要制造者; 对流有效位能 [Convective Available Potential Energy (CAPE)]、对流抑制指数 [Convective Inhibition (CIN)]、K 指数、沙瓦特指数 [Showalter Index (SI)]、垂直切变和稳定度的组合——粗里查森数 [Bulk Richardson Number (BRN)] 等对流参数的分布、演变可以较好地揭示出此次强雷雨的发生、发展。选取合理、适当的对流参数对于短时局地强雷雨天气的潜势预测、强度判别是有指示意义的。

关键词 特大暴雨 梅雨锋 对流参数

文章编号 1006-9895(2005)04-0536-13

中图分类号 P445

文献标识码 A

The Analyses of Convective Parameters and Their Potential Predictability in a Severe Thunderstorm Rain

QI Lin-Lin^{1, 2}, LIU Yu-Ling¹, and ZHAO Si-Xiong³

1 *Institute of Aviation Weather, Air Force Academy of Arming, Beijing 100085*

2 *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*

3 *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

Abstract The observational data and NCEP data are used to analyze the heavy rain on 4-5 July 2003. It is found that 1) the large scale systems are very favorable for the occurrence of heavy rain in the Huaihe River. From 29 June 2003 the subtropical high maintained in South China, the warm, moisture air and cold, dry air coming from the trough met in the Huaihe River areas, which was favorable for the maintenance of Meiyu front and the occurrence of the heavy rain. 2) The southwesterly to the south of convergence line transports a great deal of moisture to the convective region. 3) Accompanying with the ascending motion, the strong convergence, positive vorticity in the middle and lower troposphere and the strong divergence, negative vorticity in the upper troposphere contribute greatly to the occurrence and maintenance of the heavy rain. 4) The distribution and variation of the convective parameter, such as Convective Available Potential Energy (CAPE), Convective Inhibition (CIN), Lifting Index (LI), K index, indicate successfully the local physical characteristic, which are favorable for the occurrence of heavy rain. The CAPE assembles obviously 2-3 h earlier than beginning of rain and decreases quickly after its occurrence.

收稿日期 2004-02-09, 2004-05-18 收修定稿

基金项目 国家重点基础研究发展规划项目 2004CB418307, 中国科学院知识创新工程重要方向项目 KZCX3-SW-213 和中国科学院奥运科技项目 KACX1-02

作者简介 齐琳琳, 女, 1973 年出生, 博士, 工程师, 目前从事中尺度天气分析和数值模拟研究。E-mail: niceql@mail.iap.ac.cn

Key words record heavy rainfall, Meiyu front, convective parameters

1 引言

我国位于东亚季风区。夏季风爆发和盛行时期形成了我国华南、长江和华北的三大雨带, 是中国的暴雨季节。2003 年 6~7 月梅雨期内, 由于雨区南北移动大, 雨带不稳定, 因此降雨范围较广。特别是 6 月 29 日后, 由于西太平洋副热带高压北移后一直稳定少动, 致使黄淮、江淮等地受副热带高压西侧强盛的西南暖湿气流与南下强冷空气的共同影响, 出现了连续的大到暴雨, 局部还出现特大暴雨, 其中, 7 月 4 日晚至 5 日上午南京地区的突降强雷雨过程较为典型, 值得引起关注。2003 年各地防汛情况通报指出, 7 月 4 日 1530 UTC~5 日 0000 UTC, 南京地区的总降雨量就达 188 mm, 降雨强度不仅超过千年一遇标准, 也是南京自 1931 年有气象纪录以来, 短时间降雨量最大的一次。此次降雨过程中, 不仅南京城区 12 小时的降雨量达到了罕见的 216 mm, 浦口、江宁的 12 h 降雨量也分别达到 146 mm、95 mm, 而且还出现了数次雷暴过程(图 1)。区域集中、密度高、强度大的降雨造成玄武湖、秦淮河、金川河等河道水流水位居高不下, 泛滥的玄武湖积水不断向附近地区漫溢, 致使中央路段积水深达二三十厘米。这种区域性的高密度持续性强暴雨给南京的城市运

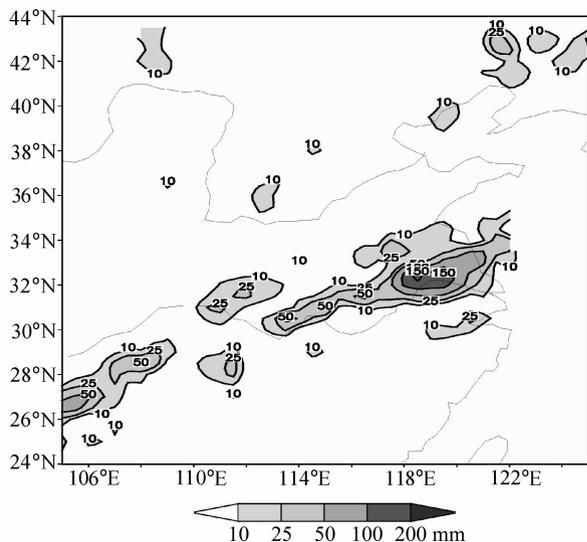


图 1 2003 年 7 月 4 日 0000 UTC~5 日 0000 UTC 24 h 实况雨量分布(单位: mm)

Fig. 1 The observational 24 h precipitation from 0000 UTC 4 to 0000 UTC 5 Jul 2003 (units: mm)

行和百姓生活带来了极大的不便, 南京市交通几乎陷于瘫痪。

对于梅雨锋及其上发生发展的涡旋降雨已有很多的研究成果^[1~6], 这些研究对于揭示梅雨锋上直接造成暴雨的 α 、 β 中尺度系统的结构和发生发展机理具有重要意义。此次局地高强度降雨属于典型的强对流天气, 存在着深厚对流的发展。深对流发展中必须具备不稳定、充分的水汽供应和一定的抬升机制, 三者缺一不可^[7, 8], 其中, 不稳定的存在是强对流活动最重要的基本条件, 而对流能量的大小又决定了对流发展的程度。因此, 弄清降雨过程中的大气不稳定性、对流能量的分布不仅成为分析和预报强对流天气不可避免而且十分重要的问题, 更加有利于明确暴雨中尺度系统的发生、发展机制。本文将主要针对此次强雷雨过程的天气形势、暴雨特征及决定或影响深厚对流发展的若干对流参数的意义、作用进行研究, 而暴雨中尺度系统的结构特征及影响其发生发展的物理因子将另文分析。

2 天气形势分析

通常, 典型梅雨期 500 hPa 形势场上, 东亚地区一直维持着典型的“两脊一槽”型环流形势。即乌拉尔山和鄂霍茨克地区均处于高压脊控制区内, 而两脊间为一宽广的低槽区, 中国基本处于槽的东南方, 从而有利于贝加尔湖地区的冷空气聚集并南下。利用 $1^\circ \times 1^\circ$ NCEP 资料分析 2003 年 6 月 29 日至 7 月 10 日平均 500 hPa 环流形势分布(图 2), 发现, 高纬度地区乌拉尔山附近和鄂霍茨克附近基本处于高压脊控制中, 且“东阻”形势明显, 尽管位于两高压脊间的中纬度地区基本处于宽广的、较为平直的弱低压区, 与 1998 年长江流域特大洪涝灾害典型的“双阻型”环流形势有所差异, 但高纬度地区明显的“东阻”形势和中纬度低压区的稳定维持仍有利于冷空气聚集并南下。另外, 进入 6 月下旬以后, 西太平洋副热带高压在明显西伸且北抬后一直稳定地停滞在我国江南、华南一带, 从而使得强西南暖湿气流沿副热带高压的西北侧不断输送至淮河流域。北上的暖湿气流与南下的冷空气在淮河流域的交汇为此

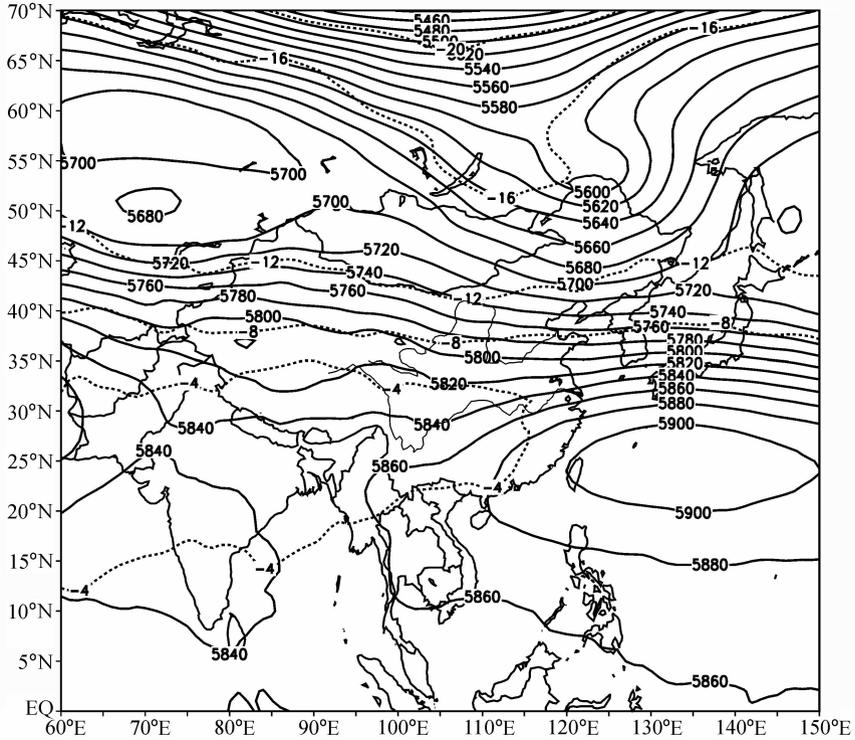
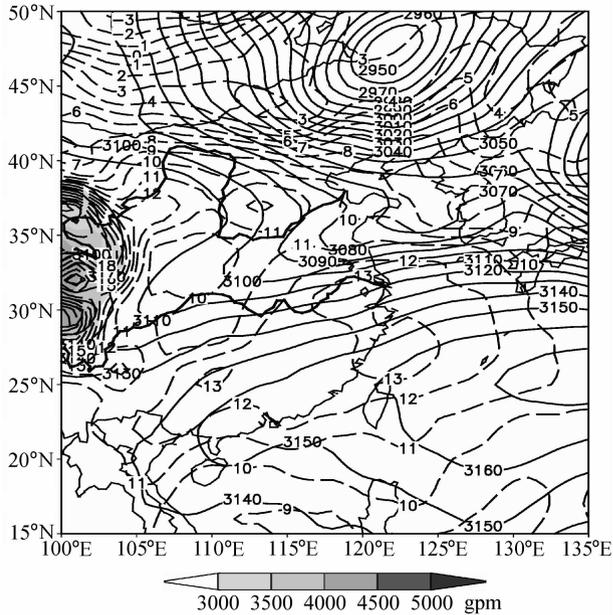


图 2 2003 年 6 月 29 日~7 月 10 日 500 hPa 平均位势高度(实线, 单位: gpm)和温度(虚线, 单位: °C)分布
Fig. 2 The average geopotential height (solid line, units: gpm) and temperature (dashed line, units: °C) at 500 hPa from 0000 UTC 29 Jun to 0000 UTC 10 Jul 2003



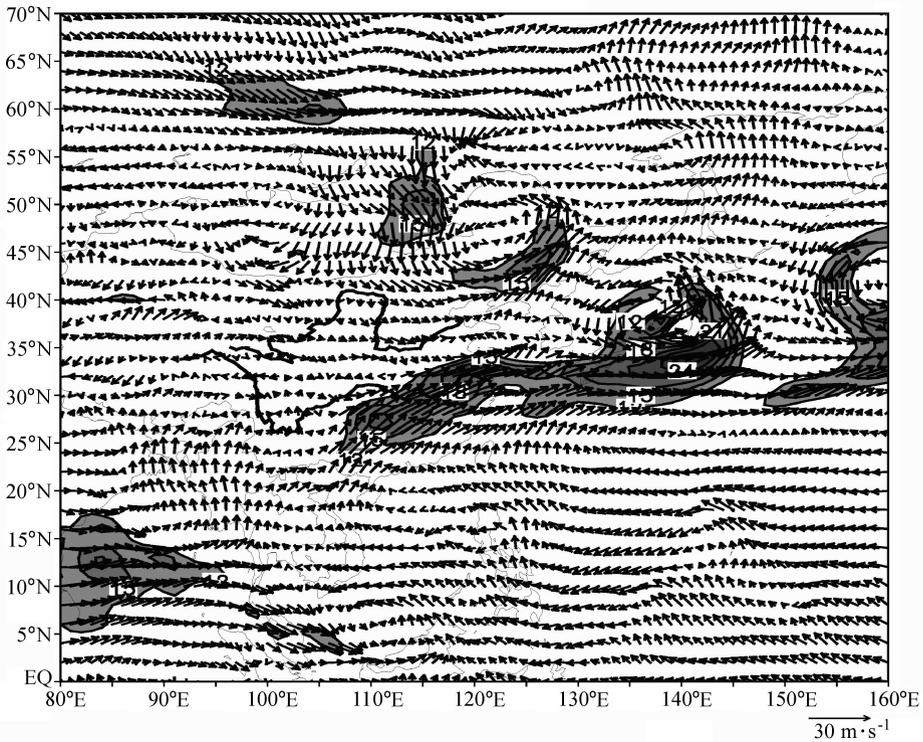


图4 2003年7月4日0000 UTC 850 hPa 风场分布(阴影: 风速 $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 4 The wind field at 850 hPa at 0000 UTC 4 Jul 2003 (shaded; wind speed $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)

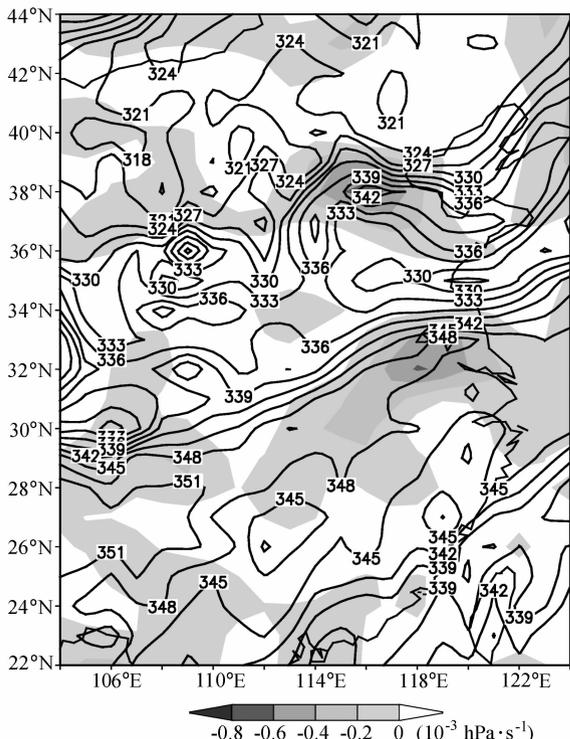


图5 2003年7月4日1800 UTC 850 hPa 假相当位温(实线, 单位: K)和垂直上升速度(阴影)分布

Fig. 5 The potential pseudo-equivalent temperature (solid line, units; K) and vertical velocity (shaded) at 850 hPa at 1800 UTC 4 Jul 2003

高能中心位于切变线南侧。而且, 4日1800 UTC 高能带上南京附近正处于强上升运动中心, 说明该地区不仅低层具有大量暖湿不稳定空气, 而且暖湿气流在强上升气流的携带下不断向高层输送。

在假相当位温和径向环流沿 118°E 的垂直分布图(图6)上可以看到, 降雨过程中, 等 θ_{sc} 密集带位于 32°N~36°N, 且在对流层中下层基本呈垂直状分布, 即梅雨锋在对流层中下层具有一定的正压性。锋区南侧对流层低层 θ_{sc} 的明显上凸表明锋区南部低空 θ_{sc} 较高, 是暖湿空气层位势不稳定区, 有丰富的水汽、能量聚集。相反, 锋区北侧则以较为干冷的偏北气 θ_{sc} 流为主, 偏北干冷气流与偏南暖湿气流在锋区附近交汇, 引起强上升运动, 强暴雨就出现在等 θ_{sc} 线密集处南侧的高温高湿区。另外, 径向环流分布显示, 等 θ_{sc} 线密集带附近及其南侧对应强上升运动, 上升气流伸至 200 hPa 附近后分别向两侧流去, 其中锋区北侧的强下沉气流在中层侵入锋区北部, 和近地面的冷空气一起推动锋区向南移至 32°N 附近。由此可以认为, 能量锋区是激发强对流系统发生发展的重要强迫因子, 强迫主要发生在对流层低层 850 hPa 以下。348 K 的高能舌在垂直上升气流作用下可向上、向北伸展至 700 hPa 附

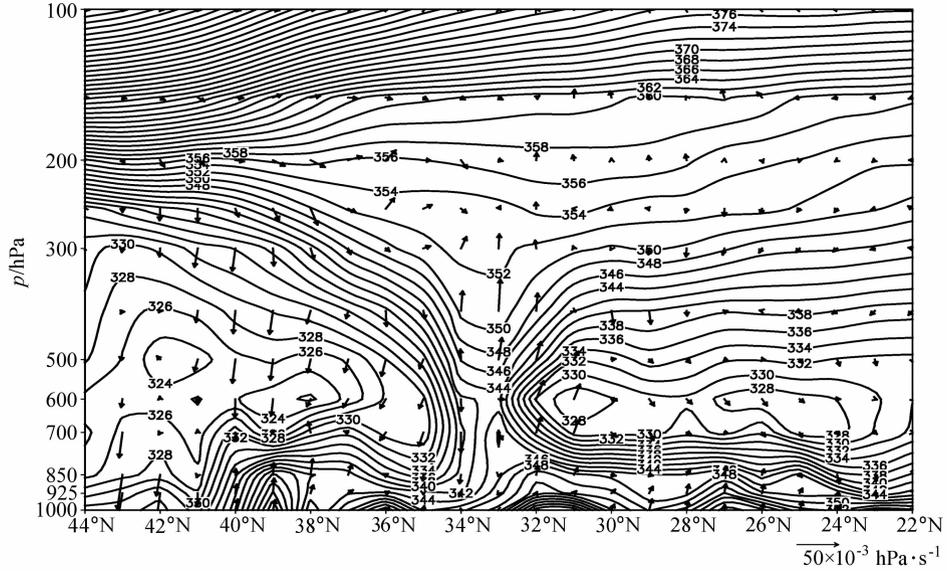


图6 2003年7月4日0600 UTC 径向环流和假相当位温(等值线,单位:K)沿118°E的垂直分布

Fig. 6 The vertical cross section of potential pseudo-equivalent temperature (contour, units: K) and vertical circulation along 118°E at 0600 UTC 4 Jul 2003

近。4日1800 UTC之后,降雨释放的凝结潜热使得对流层中层 θ_{se} 有所增加,且层结逐渐呈中性。

3.2 水汽的输送与聚集

关于低空急流和暴雨的密切关系在很早以前就受到高度重视。分析此次强降雨过程可以知道,暴雨发生前,对流层低层就已存在强劲的西南风急流,4日0000 UTC, $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的急流核正位于南京附近(图7),且整个降雨过程中,西南低空急流始终稳定维持,暖平流和水汽平流的波动主要受低层风场的影响。

暴雨发生的重要因素之一就是水汽输送与聚集。一般来讲,江淮梅雨期间水汽主要可能来自两个地区:一个是孟加拉湾,一个是南海。南海的水汽靠南海季风输送到江淮流域;孟加拉湾的水汽通过中南半岛进入我国南海西部后再由西南气流输送到江淮流域。对于此次暴雨过程,700 hPa的水汽通量分布显示,7月4~6日淮河流域一直处于水汽通量大于 $12 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 的高值带内,4日1800 UTC,强水汽输送中心位于江苏境内,强度可达 $22 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 以上(图略)。强水汽输送带中心轴线呈西南—东北走向,与低空急流基本一致。因此,大量暖湿气流在低空急流的作用下不断得以输送到淮河流域。

为更好地了解与水汽输送有关的大尺度环流状

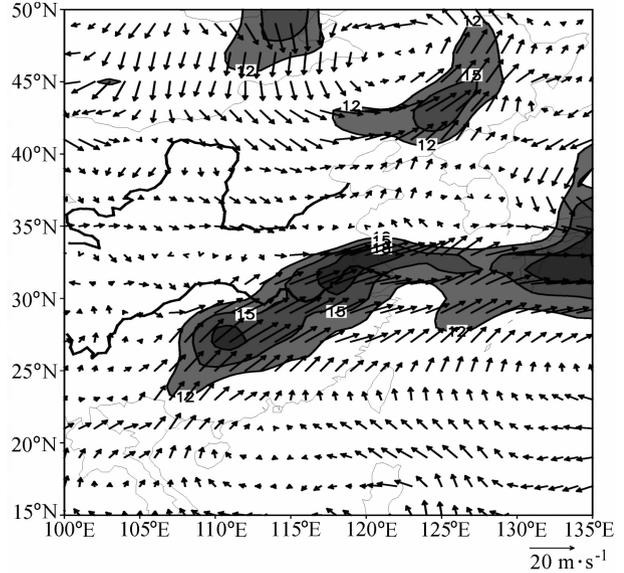


图7 2003年7月4日0000 UTC 850 hPa 风场分布(阴影:风速大于 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 7 The wind field at 850 hPa at 0000 UTC 4 Jul 2003 (shaded: $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)

况,我们还计算了整层垂直积分的水汽通量,以体现整个对流层中的流场和湿度场分布的整层垂直积分水汽输送来反映相应时期的大尺度环流系统及具有水汽输送特征的低空急流分布。在整层水汽通量矢量图(图8)上可以看到,印度西南季风气流明显加强北上,在较低纬向偏东方向输送水汽,其主体在南海

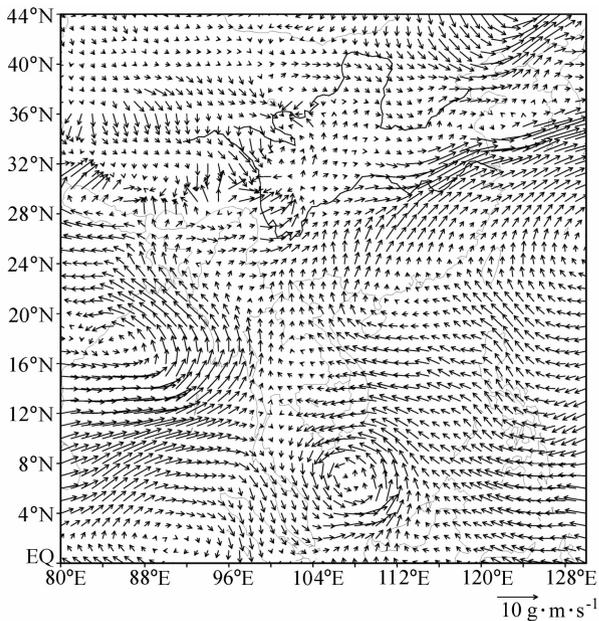


图 8 2003 年 7 月 4 日 1200 UTC 整层水汽通量分布
 Fig. 8 The total level moisture flux at 1200 UTC 4 Jul 2003

与西太平洋副热带高压西侧的东南气流汇合后向北流去，在淮河流域与南下的冷空气交汇，从而为该地区带来强水汽输送。由此可以认为，此次降雨过程中，充沛的水汽主要来自南海与西南季风。

除充沛的水汽输送外，水汽在局地的聚集能力也尤为重要。分析 850 hPa 上沿 118°E 水汽通量及其散度的时空演变(图 9a)，可以发现，南京强暴雨出现前，输送至该地区的水汽骤增，4 日 0000 UTC ~ 5 日 0000 UTC，不仅水汽通量大于 $21 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 的强水汽输送带位于 32°N 附近，而且 4 日 1800 UTC 水汽通量大值中心与强水汽通量辐合中心重合。由此可见，水汽通量的剧增，且在云团所在处辐合，对于暴雨云团的发生发展至关重要。另外，结合风场的时空演变发现(图 9b)，在强暴雨过程中，低空盛行西南气流，水汽通量和水汽通量散度的变化其实是由低空急流强度的变化造成的，水汽通量随时间的变化和低空急流随时间的变化完全一致。

3.3 强上升运动的维持、加强

通过上面分析可知，低层大量暖湿气团在强上升气流作用下得以向上输送，从而引发强降雨。而强上升运动的产生、维持与暴雨云团所在环境场的动力特征密切相关，因此，下面分析暴雨过程中涡度、散度的分布状况。从分析得知，4 日 0000 UTC ~ 5 日 0000 UTC，锋区南侧对流层中低层始终为正涡

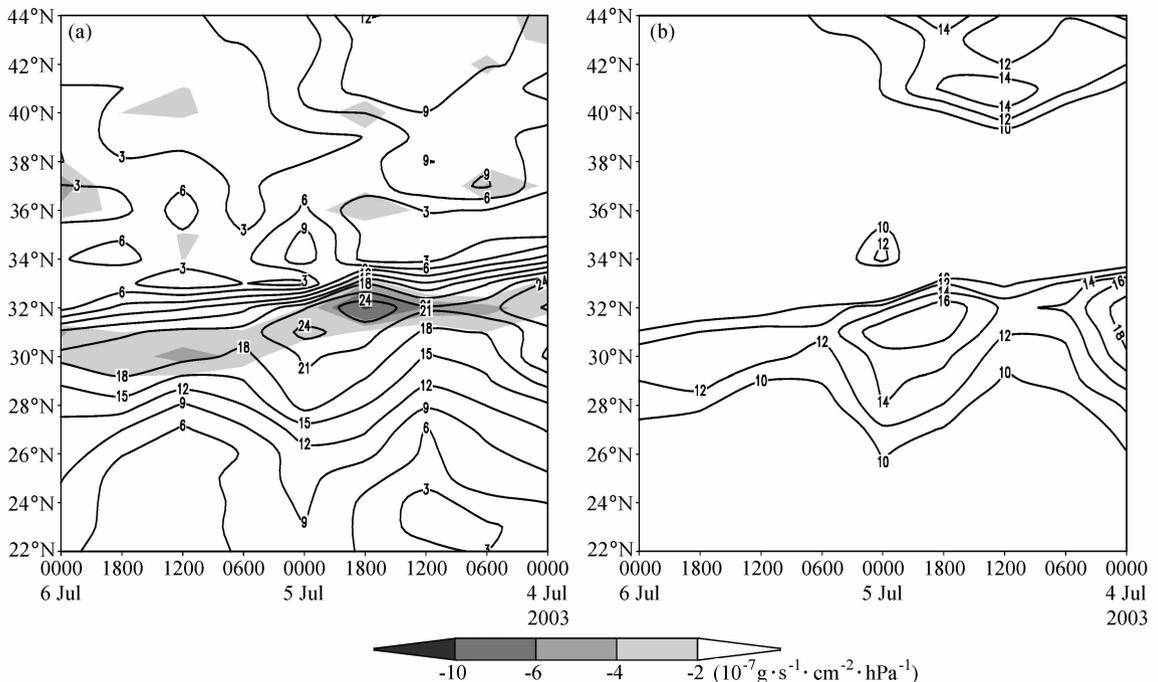


图 9 2003 年 7 月 4~6 日 850 hPa 沿 118°E 的水汽通量(等值线, 单位: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$)及其散度(阴影)(a)和低空急流(b, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)的时空演变
 Fig. 9 The vertical cross section of (a) moisture flux (contour, units: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$) and divergence of moisture flux (shaded), and (b) low-level jet (units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) along 118°E from 0000 UTC 4 to 0000 UTC 6 Jul 2003

度、辐合区,高层为负涡度、辐散区。尤其是南京附近低层正涡度区的维持,且高层强辐散与低层强辐合的配合,使得该地区的上升运动得以维持。沿 118°E 的 700 hPa 涡度、散度时空演变图上(图 10)显示,强降雨期间,位于南京的正涡度中心较好反映出暴雨中尺度系统的产生、维持。南京地区正涡度中心位于辐合中心北侧,且有滞后效应。即 5 日 0000 UTC,最大正涡度中心位于南京附近上空 700 hPa,强度可达 $14 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。而此处的强辐合中心出现在 4 日 1800 UTC 850 hPa 上,中心强度为 $-6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。由此可知,4 日晚至 5 日上午,南京地区低层辐合、高层辐散区的维持对于强降雨的发生具有重要意义。涡度场、散度场的互利互配十分有利于强上升运动出现在南京附近地区,因而强对流在此得以发展。

4 对流参数在强雷雨潜势预测中的作用

近年来,通过大量的观测研究和数值模式预报的广泛使用,人们对强对流天气发生、发展的物理机制有了更为深入的了解,并在业务预报中引入一些对流参数,如对流有效位能 [Convective Available Potential Energy (CAPE)]、对流抑制指数

[Convective Inhibition (CIN)]、K 指数、沙瓦特指数 [Showalter Index (SI)]、抬升指数 [Lifting Index (LI)] 垂直切变和稳定度的组合——粗里查森数 [Bulk Richardson Number (BRN)] 等。特别是近年来,数值模式的发展、观探测技术的提高以及对一些对流参数认识的加深,使得对流参数在强对流天气研究和监测中越来越多地得以应用。因此,综合运用各种对流参数,不仅有助于加深强对流天气发生发展物理机制的了解,而且也有利于增强对此类局地强降雨发生潜势的预测。

4.1 对流参数的计算

4.1.1 对流有效位能^[9]

当气块的重力与浮力不相等且浮力大于重力时,一部分位能可以释放,由于这部分能量对大气对流有着积极的作用,并可转化成大气动能,故称其为对流有效位能 (E),其表达式为

$$E = g \int_{z_f}^{z_e} \frac{1}{T_{ve}} (T_{va} - T_{ve}) dz, \quad (1)$$

式中, T_v 表示虚温,下标 a 表示自地面上升气块的有关量,下标 e 表示环境的有关量。 z_f 表示自由对流高度, z_e 表示平衡高度。

在平衡高度处,环境对气块的浮力加速度为 0,

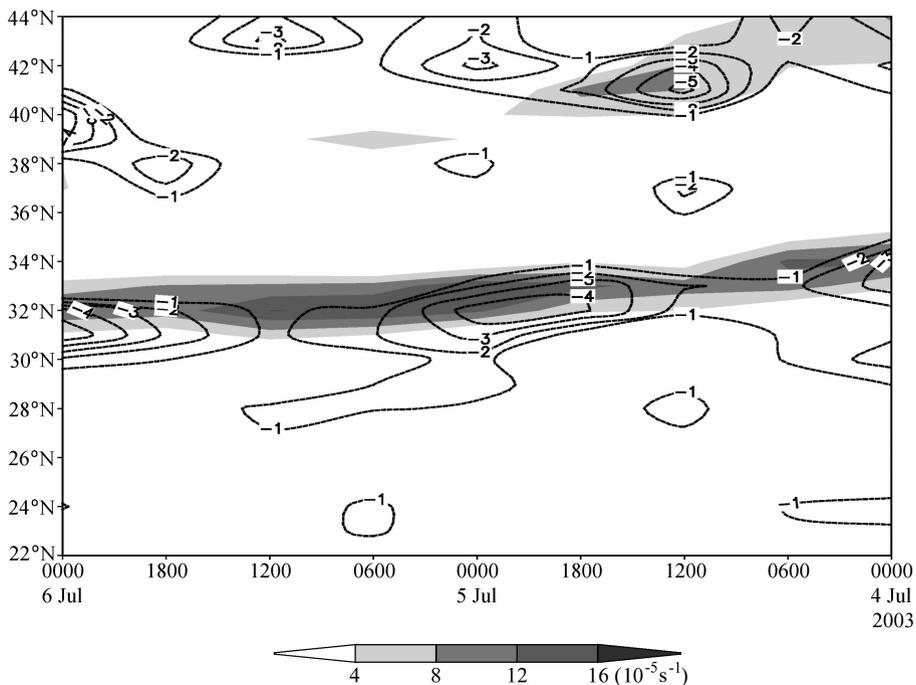


图 10 700 hPa 涡度(阴影)、散度(虚线,单位: 10^{-5} s^{-1})沿 118°E 的时空演变

Fig. 10 The vertical cross section of vorticity (shaded) and divergence (dashed, units: 10^{-5} s^{-1}) at 700 hPa along 118°E from 0000 UTC 4 to 0000 UTC 6 Jul 2003

在此高度之上, 对流将因为环境的负浮力作用而受到削弱。CAPE 就表示在自由对流高度之上, 气块可从正浮力作功而获得的能量。

对于实际大气, 为方便起见, 常常忽略虚温的影响而直接代之以温度, 这样对流有效位能即为埃玛图($T\text{-log}p$)上正面积所对应的能量^[10]。由于其比传统意义上的对流不稳定能量更能恰当地表示出对流发展的强度, 因此, 近年来对流有效位能作为对流发展的重要标志已经直接或间接投入业务使用。

4.1.2 对流抑制指数^[11]

把气块抬升到自由对流高度 [Level of Free Convencion (LFC)] 位置通常必须对气块做功, 而功的大小与从气块起始位置到 LFC 间的状态曲线与层结曲线所围成的面积成正比, 这个面积被称为负面积 (NA), 即对流抑制能量 (CIN)。对于 CIN 的物理意义可以理解为, 处于大气底部的气块能否产生对流, 就必须先期从其他途径获得一定能量, 以克服 CIN 所表示的能量, 这是对流发生的先决条件。通常对于强对流的发生, CIN 往往要有一较为合适的值, 若太大, 就起到了抑制作用, 对流不易发生; 若太小, 能量在低层就不易聚集, 从而不能达到强对流程度。归结而言, CIN 就是气块获得对流潜势必须超越的能量临界值。

4.1.3 K 指数^[12]

K 指数的定义为

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T - T_d)_{700}, \quad (2)$$

式中, T_{850} 、 T_{500} 、 T_{d850} 、 $(T - T_d)_{700}$ 分别表示 850 hPa、500 hPa 温度, 850 hPa 露点以及 700 hPa 温度露点差。由于上式中第一项表示温度直减率, 第二项表示低层水汽条件, 第三项表示中层饱和程度, 因此, K 指数是反映大气层结稳定性的参数。通常当 K 指数大于 35°C , 层结就相当于不稳定了。

4.1.4 沙瓦特指数

沙瓦特指数 (S_i) 也称沙氏指数, 其值等于 850 hPa 等压面上的湿空气团沿干绝热线上升, 到达凝结高度后再沿湿绝热线上升至 500 hPa 时所具有的气团温度与 500 hPa 等压面上的环境温度的差值, 即:

$$S_i = (T_{500} - T_{850}), \quad (3)$$

式中, T_{500} 、 T_{850} 分别表示 500 hPa 等压面上的环境温度和 850 hPa 等压面上的湿空气团抬升至 500 hPa 所具有的气团温度。沙氏指数也是一反映大气

稳定程度的参数, 常与 K 指数一起使用。一般 $S_i < 0$ 时, 大气层结不稳定, 且负值越大, 不稳定程度越大, 反之, 则表示气层是稳定的。

4.1.5 抬升指数^[13]

抬升指数 (L_i) 定义为气块从修正的低层 (通常为地面或近地面层) 沿干绝热线上升, 到达凝结高度后再沿湿绝热线上升至 500 hPa 时所具有的温度与 500 hPa 等压面上的环境温度的差值。其表达式为

$$L_i = (T_{500} - T_s), \quad (4)$$

式中, T_{500} 、 T_s 分别表示 500 hPa 等压面上的环境温度和低层气团抬升至 500 hPa 所具有的温度。抬升指数与沙氏指数的性质类似, 当 $L_i < 0$ 时, 大气层结不稳定, 且负值越大, 不稳定程度越大, 反之, 则表示气层是稳定的。

4.1.6 粗里查森数

大量的分析研究表明, 强对流可以发生在弱的垂直风切变结合强位势不稳定或相反的环境中, 这表明强对流天气过程中, 垂直风切变与位势不稳定两者之间存在着某种平衡关系, 而粗里查森数正是可以很好反映这种平衡关系的对流参数。BRN 是一个反映大气稳定性和垂直风切变之间平衡关系的参数, 代表了对于控制雷暴结构和发展都很重要的热力能量 CAPE 和运动能量动能间的一种相对平衡关系, 不仅能反映大气中的干绝热过程, 也能反映出气块湿绝热过程与环境的对比。因此, BRN 更能客观地反映实际大气状况。

4.2 强雷雨过程中对流参数的演变

鉴于对流参数可以较好地反映强对流天气过程中大气低层的温湿状况和不稳定度, 而其大值区与强对流天气易发生区关系又较为密切, 因此, 在区域集中、密度高、强度大的降雨过程中, 局地对流参数的分布及演变可以作为强对流发生、发展潜势预测分析的依据之一。利用南京探空站的观测资料, 分析此次局地强雷雨过程中对流参数的演变 (表 1) 得知, 降雨开始之前, 即 4 日 0000 UTC, 虽然南京上空的对流有效位能仅为 $652.495 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 但此时的对流抑制指数量值较大, 可达 $131.597 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 因此, 相对较大的对流抑制指数就抑制了对流的发生, 从而有利于能量的局地迅速聚集。在此之后, 近地面的空气逐渐变得潮湿, 而且 K 指数也从 4 日 0000 UTC 的 32.3°C 迅速增至 4 日 1200 UTC 的 40.4°C , 这表明该地区低层的气柱也

逐渐变得很不稳定。另外, L_i 与 S_i 的演变对于该地区气层的稳定性也有较好的指示意义。即 $L_i < 0$ 、 $S_i < 0$ 时, 大气层结不稳定, 且负值越大, 不稳定程度越大。分析指出, 4 日 0000 UTC 分别为 $-4.2\text{ }^\circ\text{C}$ 、 $-1.9\text{ }^\circ\text{C}$ 的 L_i 和 S_i , 到了 5 日 0000 UTC 分别仅为 $-1.6\text{ }^\circ\text{C}$ 、 $-1.0\text{ }^\circ\text{C}$ 。这说明 4 日 0000 UTC 之后, 南京地区不仅对流层低层已具有很强的不稳定性, 而且不稳定能量还在不断地聚集。而 5 日 0000 UTC, 该地区明显加强的稳定性可以使我们认定, 强雷雨就出现在 4 日 0000 UTC ~ 5 日 0000 UTC。4 日 1200 UTC, 该地区的 CAPE 已达到 $1334.487\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$, 而 CIN 却降至 $57.533\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$, CAPE 和 CIN 的变化不仅揭示了该地区上空的大气层结已十分不稳定, 而且表明该地区存在着更有利于中尺度对流系统产生的环境。这两个对流参数的变化更加说明此时南京的上空已积聚了足够的不稳定能量, 而且抑制对流发生的条件也明显较弱, 只要有适当的触发机制, 该地区必可出现一次强对流天气过程。结合 5 日 0000 UTC 分别为 $353.968\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 和 0 的对流有效位能及对流抑制指数更加可以确定, 强雷雨主要出现在 4 日 1200 UTC ~ 5 日 0000 UTC 期间, 因为这一时段内不仅聚集的对流有效位能大量得以释放, 而且 5 日 0000 UTC, 该地区已不存在有利于能量再聚集的条件。另外, 对于雷暴的发生、发展, 粗里查森数 (BRN) 是近年来表征其发生环境的一个很有用的对流参数。而且 Weisman 等^[14]的研究也表明, 在一定的 CAPE 情况下, 改变垂直风切变值, 结果 BRN 不同, 出现的风暴类型不同。对一系列风暴的模拟结果和 BRN 计算结果显示, 当 BRN 大于 30 时, 多单体易发展; 当 BRN 为 10~40 时, 超级单体易发展。出现超级单体风暴, BRN 是比较小的; 多单体风暴相反, 如果 BRN 更大, 就会出现短生命的普通雷暴。对于降雨过程中的数次雷暴, 从我们分析 4 日 0000 UTC、1200 UTC 两个时次的 BRN 来看, 均满足了中等强度超级单体易发展的条件, 即 $5 \leq \text{BRN} \leq 50$ ^[14]。强降水开始后一直维持的 BRN, 表明不稳定和垂直切变之间维持着一种平衡, 这使得雷暴得以持续发生。综合以上对流参数分析可以认为, CAPE、CIN、 L_i 、 S_i 等参数对于此次雷雨过程的反映还是非常明显的, 显示出局地对流参数的演变对强雷雨过程有较好的指示意义。

表 1 2003 年 7 月 4 日 0000 UTC ~ 5 日 1200 UTC 南京探空站计算的各对流参数

Table1 The convective parameters computed by the Nanjing station from 0000 UTC 4 to 1200 UTC 5 July 2003

时间 Time (UTC)	K/ °C	L_i / °C	CAPE/ $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$	CIN/ $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$	S_i / °C	BRN
07-04 T 00:00	32.3	-4.193	652.495	131.597	-1.855	9.35
07-04 T 12:00	40.4	-3.8	1334.487	57.533	-2.474	9.611
07-05 T 00:00	39.6	-1.6	353.968	0.0	-1.037	1.371
07-05 T 12:00	34.4	-2.234	544.028	54.508	1.058	2.010

值得指出的是, 此次强降雨过程中南京地区出现了数次雷暴, 近年来, 对于这种局地小概率天气事件, 寻找一些合理并有指示意义的参数作为指标已逐渐成为预测强对流天气的有效途径。对于对流参数在此次强暴雨过程中的意义及演变, 通过对观测资料的计算已有一定描述, 但由于观测时效尺度间隔较大, 仅能反映雷暴出现前 11 个小时的参数, 不能详尽地描述雷暴和强暴雨临近时刻对流参数的分布及演变, 因此, 接下来我们将借助于时空分布连续的高分辨率数值模拟结果对此次雷雨过程, 尤其是暴雨临近时段的对流参数演变作一详细分析。

5 强暴雨过程的数值模拟

利用目前较成熟的非静力中尺度数值模式 MM5V3^[15, 16]模拟此次暴雨过程时, 模式采用非静力、双重双向嵌套。两模拟区域的中心取为 (31°N , 115°E), 格距分别为 45 km、15 km。模拟区域以嵌套区域主要模拟淮河流域下游地区(图略)。模拟时采用高分辨率边界层参数化方案、云辐射方案、Grell 积云对流参数化方案、混合相微物理显式方案。模式初始场采用 $1^\circ \times 1^\circ$ NCEP 格点资料和国家气象中心提供的每 3 h 一次的地面观测资料、每 12 h 一次的探空资料。由于模拟主要针对 4 日晚至 5 日上午南京强暴雨进行, 因此区域 1 初始时间选在强对流发展前 12 h, 即 7 月 4 日 0000 UTC, 区域 2 在 12 h 后才启动。另外, 模拟过程中还采用了格点和地面 3 h 资料的四维同化, 以逼真模拟暴雨系统的发展过程。

5.1 降雨的模拟分析

分析区域 2(D02)模拟的 4 日 1200 UTC ~ 5 日 1200 UTC 24 h 雨量分布可以看到, 虽然模拟的累计降雨量仅为 180 mm, 小于降雨实况, 且强降雨中心位于 (32.5°N , 119°E), 位置较实况略偏北、

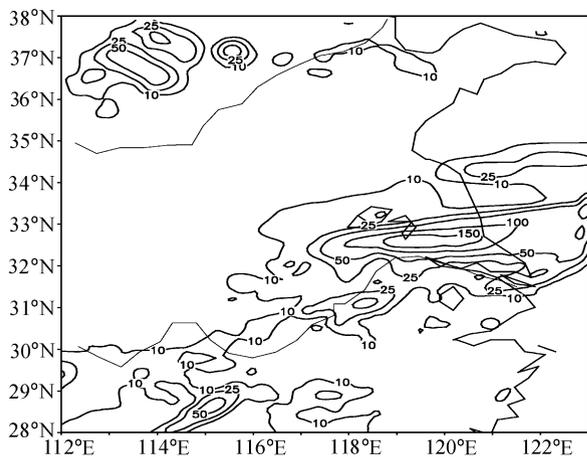


图 11 区域 2 模拟的 4 日 1200 UTC~5 日 1200 UTC 24 h 雨量分布(单位: mm)
Fig. 11 The simulated 24 h rainfall of domain 2 (D02) from 1200 UTC 4 to 1200 UTC 5 Jul 2003 (units: mm)

偏东 50 km, 但总的来说, 不仅对于淮河流域中下游地区的带状雨区模拟的较好, 反映出淮河流域中下游地区 24 h 累计雨量大于 100 mm 的降雨过程, 而且还较好地再现了南京强暴雨的发生发展过程(图 11)。另外, 将模拟的每 6 h 雨量与观测对比可以看到, 模拟的强降雨出现在 4 日 1200 UTC~5 日 0000 UTC 时段内, 4 日 1200 UTC~1800 UTC 强降雨区偏东, 6 h 累计雨量在 50 mm 以上, 而 4 日 1800 UTC~5 日 0000 UTC 6 h 累计雨量可达 100 mm 以上, 表明此阶段内暴雨强降雨团的发展达到鼎盛。这与南京地区特大暴雨出现在 4 日晚 11 时 30 分(北京时)之后相一致(图 12)。由此可见, 模拟的雨区分布及强降雨中心随时间的变化均基本反映出此次南京特大暴雨过程, 模拟结果可信度较好。

5.2 降雨前后形势场的模拟分析

区域 1(D01)模拟的形势场较为合理地再现暴雨过程中各尺度天气系统, 如北方地区的低涡、西

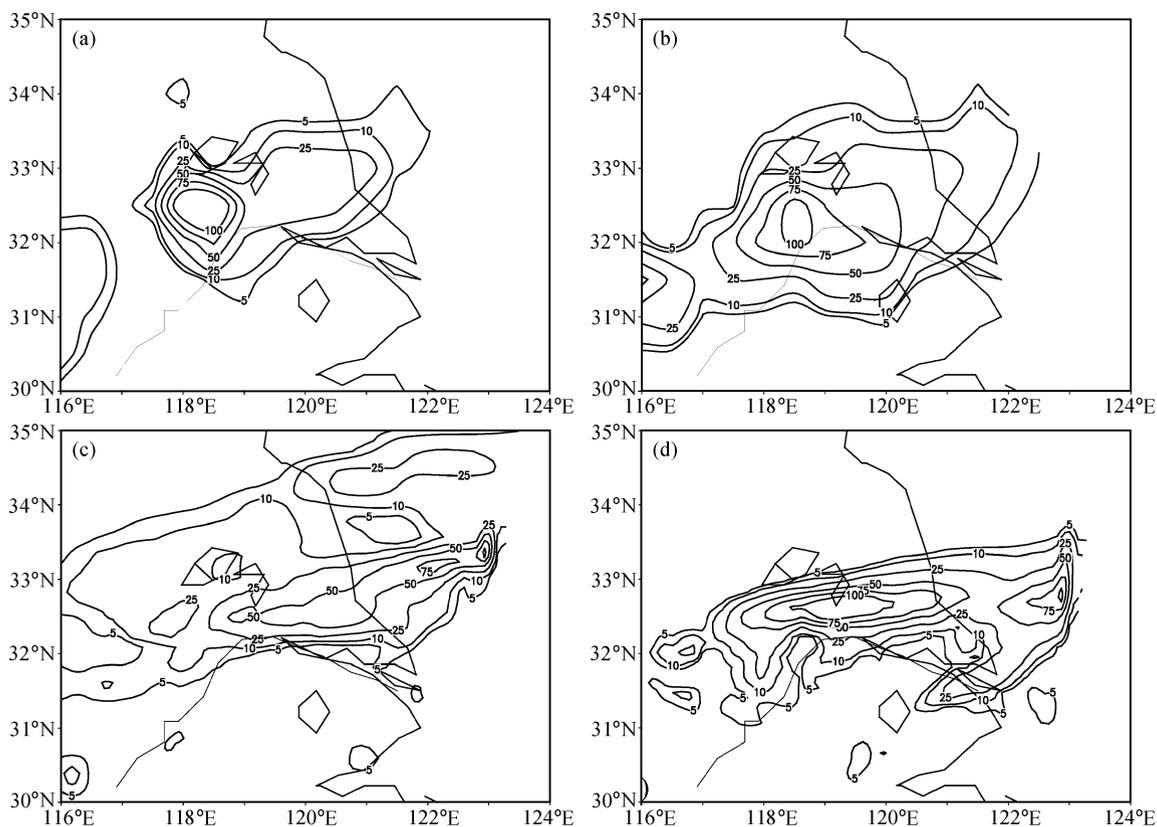


图 12 (a) 4 日 1200 UTC~1800 UTC 观测雨量; (b) 4 日 1800 UTC~5 日 0000 UTC 观测雨量; (c) 4 日 1200 UTC~1800 UTC 模拟雨量; (d) 4 日 1800 UTC~5 日 0000 UTC 模拟雨量。单位: mm
Fig. 12 (a) The observational rainfall from 1200 UTC to 1800 UTC 4 Jul 2003; (b) the observational rainfall from 1800 UTC 4 to 0000 UTC 5 Jul 2003; (c) the simulated rainfall from 1200 UTC to 1800 UTC 4 Jul 2003; (d) the simulated rainfall from 1800 UTC 4 to 0000 UTC 5 Jul 2003. units: mm

太平洋副热带高压、淮河流域切变线的分布、移动及强度。尤其是 4 日 1200 UTC ~ 5 日 0000 UTC 期间(图 13), 模式模拟出对流层高层闭合反气旋环流东侧明显的辐散区, 北下的冷空气与低层南上的暖湿气流间的有利配置。模式对此次降雨过程形势场的合理描述为下面模拟结果的再分析提供了有利依据。

5.3 高时空分辨率对流参数对雷雨发生潜势的预测

尽管前面已利用南京探空站的观测资料对此次雷雨过程中有明显指示意义的若干对流参数进行了分析, 但为了更详尽地了解对流参数在雷雨临近时段的分布及其预测效果, 接下来我们将借助于时空分布连续的高分辨率数值模拟结果来分析此次雷雨过程中对流参数的演变。

利用区域 D01 的模式输出结果, 分析南京附近 4 日 0600 UTC ~ 5 日 0000 UTC, CAPE、 L_i 、 S_i 、 K 、BRN 的逐时分布(表 2) 可以看到, 4 日 1200 UTC 雷雨出现前期, 南京附近已聚集了一定程度的对流有效位能(通常 CAPE 的值达到 $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上), 其中 4 日 0600 UTC 对流有效位能可达 $2860.6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 而此时 L_i 也约为 $-6.3 \text{ }^\circ\text{C}$ 。根据强雷暴和非强雷暴产生的环境大气间的三点不同: 极度不稳定的存在、强垂直风切变和层有干空气或干空气侵入中层大气, 并结合 4 日 0600 UTC ~ 1000 UTC 期间对流参数分布可以知道, 雷雨前期, 该地区不仅对流有效位能已接近 $3000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 而且 L_i 也达到了 $-6 \text{ }^\circ\text{C}$

以上, 满足极度不稳定的条件。因此可以说, 对流有效位能及反映不稳定状态分布的稳定度指数在雷雨出现前已有明显反应, 可以作为较好的强雷雨预报指数。雷暴和强降雨出现后, 对流有效位能总体呈衰减变化趋势, 5 日 0000 UTC 仅为 $230.3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的 CAPE 就已充分说明, 南京地区绝大多数不稳定能量均得以释放, 释放的对流有效位能维持了雷雨期间中尺度对流系统发生、发展所需的能量。由于 L_i 、 S_i 、 K 指数均可用来反映层结稳定性分布, 因此, 对三者加以综合分析可以看出, 高时空密度的层结稳定性指数在强雷雨期间始终是呈不稳定分布, 其中, 始终小于 0、且在强雷雨期间基本稳定维持的抬升指数 L_i , 表明该地区一直有利于低层暖湿气流的抬升。而整个雷雨期间 S_i 、 K 指数始终维持在 $-2 \text{ }^\circ\text{C} \sim 0$ 和大于 $35 \text{ }^\circ\text{C}$, 且雷暴发生的前一小时, 沙氏指数 S_i 达到最小值 $-2.3 \text{ }^\circ\text{C}$, K 指数也达到 $37.2 \text{ }^\circ\text{C}$, 三者的分布变化已明确显示出该地区的层结是利于雷雨产生和维持的。5 日 0000 UTC 后, 该地区层结已变得较为稳定, 不再利于气流的抬升, 不稳定气流向上输送的减少, 使得该地区降雨趋于消亡。另外, 对于出现在午夜的数次雷暴, 除要求有不稳定能量和不稳定层结存在外, 还要有利于雷暴持续发展的环境存在, BRN 正是可以较好表述这一条件的对流参数。利用高时空分辨率模式结果计算得出的 BRN 变化显示, 4 日 1500 UTC ~ 1700 UTC, 该地区始终维持在 $5 \leq \text{BRN} \leq 50$ 的

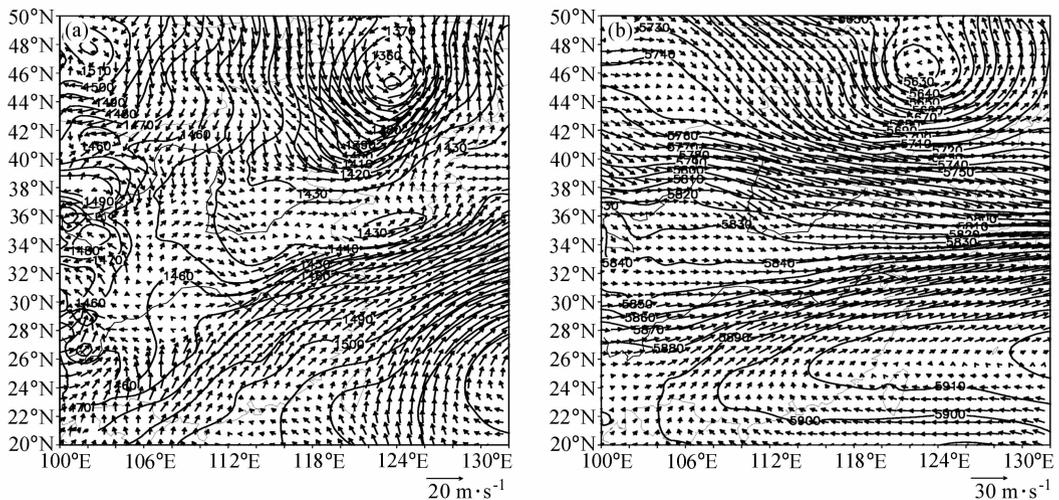


图 13 区域 1 模拟的 4 日 1200 UTC 850 hPa (a)、500 hPa (b) 位势高度(等值线, 单位: gpm)、风场分布

Fig. 13 The simulated geopotential height (contour, units: gpm) and wind of domain 1 (D01) at (a) 850 hPa and (b) 500 hPa at 1200 UTC 4 Jul 2003

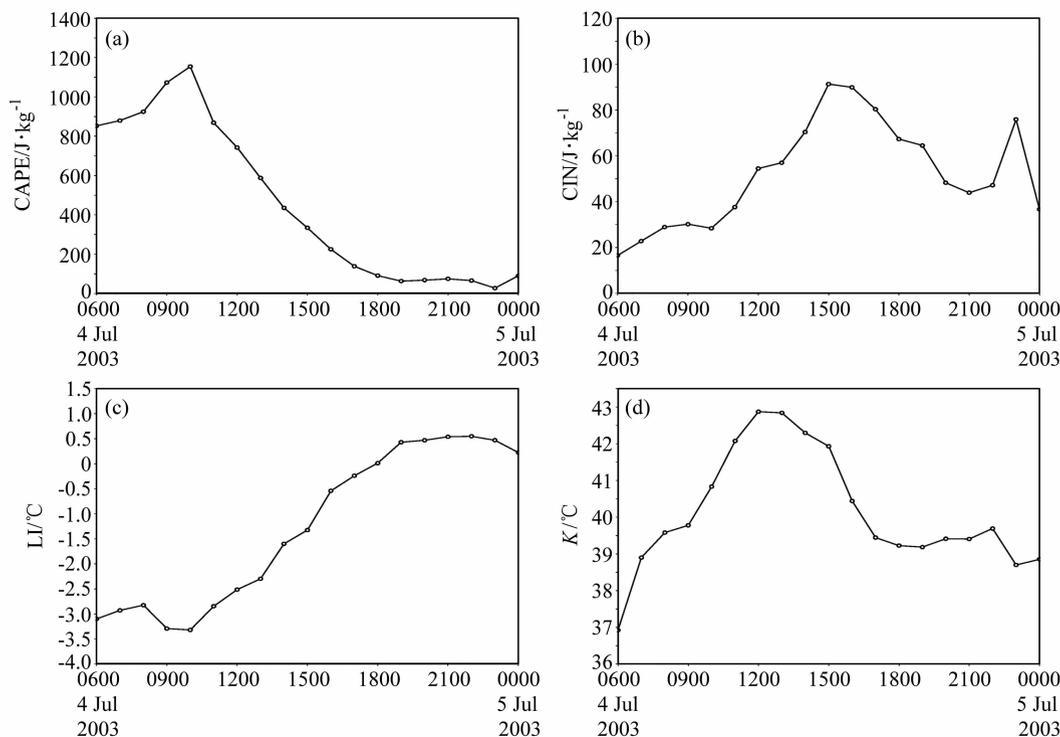


图 14 区域 1 模拟的 ($31^{\circ}\text{N}\sim 33^{\circ}\text{N}$, $118^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$) 区域平均对流参数随时间的演变: (a) CAPE; (b) CIN; (c) L_i ; (d) K

Fig. 14 The evolution of the average convective parameters in ($31^{\circ}\text{N}\sim 33^{\circ}\text{N}$, $118^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$) computed by results of D01 from 0600 UTC 4 to 0000 UTC 5 Jul 2003: (a) CAPE; (b) CIN; (c) L_i ; (d) K

表 2 区域 D01 模式输出计算的南京附近强雷雨过程中各对流参数分布

Table 2 The convective parameters computed by D01 from 0000 UTC 4 to 1200 UTC 5 July 2003

时间 Time (UTC)	CAPE/ $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$	S_i / $^{\circ}\text{C}$	L_i / $^{\circ}\text{C}$	K / $^{\circ}\text{C}$	BRN
07-04 T 06:00	2860.6	-2.04	-6.3	29.0	425.8
07-04 T 08:00	2778.5	-2.18	-6.2	28.6	61.0
07-04 T 10:00	1647.0	-2.26	-3.4	37.2	45.2
07-04 T 11:00	2017.5	-1.58	-4.4	39.1	121.5
07-04 T 12:00	1339.8	-1.52	-3.2	38.1	51.9
07-04 T 13:00	291.2	-1.04	-0.6	37.5	142.8
07-04 T 14:00	361.4	-0.98	-1.0	38.6	55.6
07-04 T 15:00	293.3	-1.08	-1.0	39.0	19.6
07-04 T 16:00	631.5	-1.21	-2.0	38.8	21.7
07-04 T 17:00	674.2	-1.13	-2.4	38.8	13.7
07-04 T 18:00	604.1	-1.14	-2.4	40.1	4.8
07-04 T 19:00	546.0	-1.41	-2.8	40.2	3.5
07-04 T 20:00	470.8	-1.63	-2.4	40.3	4.3
07-04 T 21:00	444.5	-1.82	-2.1	38.5	2.3
07-04 T 22:00	282.0	-1.16	-1.3	37.8	1.1
07-04 T 23:00	349.4	0.04	-1.3	38.0	3.1
07-05 T 00:00	230.3	0.75	-0.7	32.7	13.7

BRN 一方面表明雷暴出现在强降雨之后, 不稳定能量和不稳定层结是其发生必不可少的条件, 另一方面也说明该地区的不稳定和垂直切变之间已达到了某种平衡, 雷暴可以持续发展, 因此, 强降雨期间南京地区出现数次雷暴过程。

另外, 通过分析区域 1 模拟的 ($31^{\circ}\text{N}\sim 33^{\circ}\text{N}$, $118^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$) 内区域平均的 CAPE、CIN、 L_i 、 K 指数随时间的演变(图 14)发现, 这几个对流参数在强降雨过程中的变化不仅直观地反映出局地物理特征的演变, 暴雨发生的局地有利条件, 而且在强对流发生前数小时就有一定反映, 因此可以作为当地较好的强对流预报指标, 在天气监测中加以运用。当然, 对于短时、局地强对流天气的发生、发展, 并非所有的对流参数都适用, 都会在事件发生前数小时有明显的反映, 因此, 对流参数对于强对流天气发生潜势的预测须在大尺度环流背景条件下, 根据预报时效选取恰当的对流参数或组合指标进行预测、强度判别或强天气类型分析。

6 结论和讨论

本文利用观测资料和 NCEP 再分析资料对

2003年7月4~5日的一次强暴雨过程的天气形势、暴雨特征及若干对流参数对此次强雷雨潜势预测中的意义作了分析。研究表明:

(1) 在中高纬“两脊一槽”和稳定的西太平洋副热带高压的有利天气形势下,位于淮河流域东西向稳定的梅雨锋及其上发生发展的中尺度系统是造成此次南京特大暴雨的主要天气系统。

(2) 暴雨过程中近于东西向的能量锋区正位于淮河流域附近,使得其南部具有大量暖湿不稳定空气。对流系统南侧强的西南低空急流向对流区输送了大量水汽,水汽在此还有较强的聚集能力。锋区南侧对流层中低层始终为正涡度、辐合区,高层为负涡度、辐散区。强降雨期间,正涡度中心正位于南京,且高层强辐散与低层强辐合相配合,使得该地区的上升运动维持加强。另外,降雨发生前南京地区有明显的层结和增湿聚能过程,而降雨开始后,该处的对流有效位能迅速减少,层结逐渐趋于中性。

(3) 中尺度有限区域数值预报模式不仅较好地模拟出降雨过程中各尺度天气系统的发展、演变,而且还可较好地模拟出此次强局地突发暴雨的落区和雨强。

(4) 对流有效位能、对流抑制指数、 K 指数、沙瓦特指数、抬升指数、垂直切变和稳定度的组合——粗里查森数的分布、演变可以较好地揭示出此次强暴雨的发生、发展。合理、恰当的对流参数对于局地强暴雨天气的潜势预测、强度判别有一定指示意义。

参考文献(References)

[1] Mendard R D, Fritsch J M. A mesoscale convective complex-generated inertial stable warm core vortex. *Mon. Wea. Rev.*, 1989, **117**(6): 1237~1261

[2] 胡伯威, 潘鄂芬. 梅雨期长江流域两类气旋性扰动和暴雨. 应用气象学报, 1996, **7**(2): 138~144
Hu Bowei, Pan Efen. Two kinds of cyclonic disturbances and their accompanied heavy rain in the Yangtze River valley during the Meiyu period. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 1996, **7**(2): 138~144

[3] 陶诗言, 倪允琪, 赵思雄, 等. 1998年夏季中国暴雨的形成机理与预报研究. 北京: 气象出版社, 2001. 184pp
Tao Shiyuan, Ni Yunqi, Zhao Sixiong, et al. *Research of the Formational Mechanism and Prediction of Heavy Rainfall in China in the Summer of 1998* (in Chinese). Beijing: China

Meteorological Press, 2001. 184pp

[4] 程麟生, 冯伍虎. “987”突发大暴雨及中尺度低涡结构的分析和数值模拟. 大气科学, 2001, **25**(4): 465~478
Cheng Linsheng, Feng Wuhu. Analyses and numerical simulation on an abrupt heavy rainfall and structure of a mesoscale vortex during July 1998. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2001, **25**(4): 465~478

[5] Bei N F, Zhao S X, Gao S T. Numerical simulation of a heavy rainfall event in China during July 1998. *Meteor. Atmos. Phys.*, 2002, **80**: 153~164

[6] 张小玲, 陶诗言, 张顺利. 梅雨锋上的三类暴雨. 大气科学, 2004, **28**(2): 187~205
Zhang Xiaoling, Tao Shiyuan, Zhang Shunli. Three types of heavy rainstorms associated with the Meiyu front. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2004, **28**(2): 187~205

[7] 陶诗言. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980. 225pp
Tao Shiyuan. *The Heavy Rainfall in China* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1980. 225pp

[8] Sherwood S C. On moist instability. *Mon. Wea. Rev.* 2000, **128**: 4139~4142

[9] Emanuel K A. *Atmospheric Convection*. Oxford University Press, 1994. 165~188

[10] 李耀东, 刘健文, 刘玉玲, 等. 埃玛图微机制作及对流有效位能的计算. 气象, 1998, **23**(5): 21~25
Li Yaodong, Liu Jianwen, Liu Yuling, et al. Drawing emagram with microcomputer and calculating convective available potential energy. *Meteorology* (in Chinese), 1998, **23**(5): 21~25

[11] Frank P, Colby J. Convective inhibition as a predictor of convection during AVE-SESAME. *Mon. Wea. Rev.*, 1984, **112**: 2239~2252

[12] Showalter A K. A stability index for thunderstorm forecasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1953, **34**: 250~252

[13] Galway J G. The lifted index as a predictor of latent instability. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1956, **37**: 528~529

[14] Weisman M L, Klemp J B. Characteristics of Isolated Convection Mesoscale Meteorology and Forecasting. P. S. Ray, Ed. Amer. Meteor. Soc., 1986, 331~358

[15] Dudhia J. A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.*, 1993, **121**: 1493~1513

[16] 张庆红, 刘启汉, 王洪庆, 等. 华南梅雨锋上中尺度对流系统的数值模拟. 科学通报, 2000, **45**(18): 1988~1922
Zhang Qinghong, Liu Qihan, Wang Qinghong, et al. A numerical simulation study of mesoscale convective system associated with the Meiyu front in South China. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 2000, **45**(18): 1988~1922