

# 长江中游暖切变型暴雨的分析研究

张立生<sup>1,2,3</sup> 孙建华<sup>1</sup> 赵思雄<sup>1</sup> 亓翠云<sup>3</sup>

- 1 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029
- 2 中国科学院研究生院, 北京 100049
- 3 山东省莱芜市气象局, 莱芜 271100

**摘要** 利用中国暴雨试验 (CHeRES) 期间的外场试验加密观测资料和  $1^\circ \times 1^\circ$  的 NCEP (National Center for Environmental Prediction) 再分析资料对 2002 年 6 月 18~19 日长江中游的一次暖切变型强降水过程进行了诊断分析, 该暖切变及其环境条件很有特色。结果表明: 这次长江流域暖切变线是一个较为浅薄的系统, 尽管系统并不深厚, 但它具有明显的突发性和局地性, 且引发了该地区的强降水; 卫星 TBB (Black Body Temperature) 资料和多普勒雷达资料揭示, 沿暖切变上形成的多个中尺度对流系统是这次暴雨的直接制造者; 该暖切变线和高空急流在长江流域产生的低空辐合与高空辐散配置, 为暴雨的产生提供了非常有利的大尺度环境; 此外, 低空急流在本次过程中也有重要的影响, 不但给暴雨区输送了足够的水汽, 使暖空气明显向北推进, 还对不稳定能量的增强和维持起了重要的作用; 不稳定能量的释放对中尺度对流系统的发展亦有重要贡献。在研究工作的基础上提出了该暖切变暴雨的概念模型。最后, 对暖切变暴雨类型的多样性做了讨论。

**关键词** 暖切变线 中尺度对流系统 暴雨 长江流域

**文章编号** 1006-9585 (2007) 02-0165-16 **中图分类号** P458 **文献标识码** A

## A Study on Heavy Rainfall Associated with Warm Shear Line in the Middle Reaches of the Yangtze River in Summer

ZHANG Li-Sheng<sup>1,2,3</sup>, SUN Jian-Hua<sup>1</sup>, ZHAO Si-Xiong<sup>1</sup>, and QI Cui-Yun<sup>3</sup>

- 1 *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*
- 2 *Graduate University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*
- 3 *Meteorology Bureau of Laiwu, Laiwu 271100*

**Abstract** Using intensive observation data and  $1^\circ \times 1^\circ$  NCEP (National Center for Environmental Prediction) re-analysis data during China Heavy Rainfall Experiment (CHeRES), the diagnosis for the strong rainfall associated with warm shear line in the middle reaches of the Yangtze River on 18–19 June 2002 has been conducted. The results show that the warm shear line was a shallow system below 700 hPa, whereas it was a sudden occurrence and local strong system. The analysis of satellite images and radar data indicated that the heavy rainfall was caused directly by meso-convective systems along warm shear line; the convergence caused by warm shear line in low level and the divergence in high level by upper level jet (ULJ) provided favorable large scale conditions for occurrence of the strong rainfall; Low level jet (LLJ) could play an important role in occurrence of heavy rainfall, because it transported the very rich water vapor northward, moving of warm air was very favorite to production and maintenance of instable energy. In addition, the convergence in low level also contributed significantly to development of

**收稿日期** 2006-01-04 收到, 2007-01-05 收到修定稿

**资助项目** 国家重点基础研究发展规划项目 2004CB418301 和国家自然科学基金资助项目 40405008

**作者简介** 张立生, 男, 1978 年出生, 博士研究生, 主要从事中尺度诊断模拟与灾害天气动力学研究。

E-mail: zhanglish@mail.iap.ac.cn

the meso-convective systems and release of instable energy, Based on these, the conceptual model of warm shear line causing the heavy rainfall in the Yangtze River has been proposed. At last, diversity of heavy rainfall associated with warm shear line was discussed.

**Key words** warm shear line, meso-convective systems, heavy rainfall, Yangtze River

## 1 引言

暴雨是我国的主要灾害性天气之一,它具有突发性和强度大等特点,对国民经济以及人民的生命财产构成严重的威胁,因而成为广大气象学者关注的重点。我国地处东亚季风区,降水呈现明显的季节变化,大部分地区的降水集中在夏季。5月初至6月上旬为华南前汛期暴雨。从6月中旬至7月上旬(约20天)雨带停滞于长江中下游和淮河地区,为江淮梅雨,即江淮流域夏季主要的降水期,这是江淮流域暴雨最易发生的阶段。7月中旬后雨带北移,为华北降水期。

已有的研究表明,梅雨期暴雨不但与北美的情况不同<sup>[1-3]</sup>,与日本的 Baiu 也有一定的差异<sup>[4-6]</sup>。对于1954、1991、1998和1999年的典型梅雨过程已做过不少研究<sup>[7-14]</sup>。就通常的情况而言,长江流域的梅雨锋是东西向的带状分布,基本稳定少动,可维持数日甚至2~3周,表现为一条风场上的辐合带或东北风与西南风的切变线。然而,我们也应看到梅雨期降水的影响系统是较为复杂多样的<sup>[9]</sup>。本文所分析的暴雨过程便不是由静止梅雨锋所引发,而是属于副热带高压西侧暖切变形势下产生的暴雨。对于暖切变型的暴雨,过去在讨论华北暴雨时已有过一些分析<sup>[15,16]</sup>,然而对于长江流域尤其是长江中游的暖切变暴雨分析得尚不太多。另外,由于这类暖切变暴雨系统较为浅薄,且具有移动性和突发性,加之小尺度资料缺乏,至今为止,人们不但对其机理缺乏深入了解,对其结构、演变也未完全弄清。此外,本文讨论的暖切变暴雨与2002年其他的几次非典型梅雨锋(切变)暴雨<sup>[17,18]</sup>也很不相同,是一次颇有特点的个例。值得庆幸的是,在2002年夏季的中国暴雨外场试验(CHeRES)期间,已获得了一批特殊的加密观测资料,这为我们研究此次暖切变型暴雨提供了重要的帮助。本研究将利用这批资料,以期对该暖切变的形成与演变做一分

析。其结果或许能回答在副高西部边缘的某些区域,也有产生暴雨的可能性。

本文所采用的数据资料:2002年6月17日00时至19日18时(世界时,如无特别说明以下均为世界时)的 $1^\circ \times 1^\circ$  NCEP再分析资料;18日12时至19日12时长江中游70个站点的逐时降水加密观测资料;GMS-5卫星的TBB(Black Body Temperature)资料和荆州多普勒雷达回波与径向速度资料等。

## 2 雨情概况与环流形势特征

从6月18日12时至19日12时的总降水量(图1)可以看出,本次过程主要有两片明显的雨区,一片集中在湖南、湖北和重庆交界地带以及湖南的西北部,该雨区有两个降水中心。另一片雨区位于湖北中东部一带,有3个超过50mm的强降水中心,其中最强降水发生在湖北京山站(31.01°N, 113.07°E),为147.3mm。从过程降水量范围看,超过50mm的降水区域并不是很大,此过程属于一次局地性的暴雨。另外值得注意的是,湖北的主要降水位于低层切变线平均位置以南,后面我们将对其进行分析。

每小时降水量(图略)显示,本次过程湖北有3个主要的降水雨团(1h降水量 $>10$ mm、生命史 $>2$ h且范围达到或超过几十公里的雨区称为雨团<sup>[9]</sup>)。18日17时降水中心出现在潜江站(30.25°N, 112.53°E),降水量为 $7.8 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,随后此降水中心不断发展并向东偏北方向移动,到19时雨量达 $24.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (雨团A)。到20时强度减小( $11.9 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ),此时在京山站(31.01°N, 113.07°E)有新的降水中心形成(图2)。到21时雨团A减弱消亡,而新的降水中心迅速发展成 $35.4 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的强降雨团B,22时强度继续增大( $54.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ),23时又减弱( $16.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ),此后继续减弱并逐渐东移,至19日03时消亡。在05时京山站又出现一降水中心,强

度达  $29.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ，为雨团 C，6 时迅速减弱到  $7.3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ，7 时为  $0.4 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ，降水过程基本结束。从以上雨情分析可以看出，雨团 A、B 和 C 的生命史分别为 5、8 和 3 h，均为中尺度范围，而且强度较大。

由于每小时降水资料的站点主要集中在湖北，因而对第一片雨区，即湖南、湖北和重庆交界处的雨区，我们只是大略地做了分析。从 6 h 的降水量图（图略）上能看出降水的大致概况。降水主要集中在 18 日 12 时到 19 日 06 时。从 12~18 时降水量不大，主要在重庆东部，随后的 6 h 内

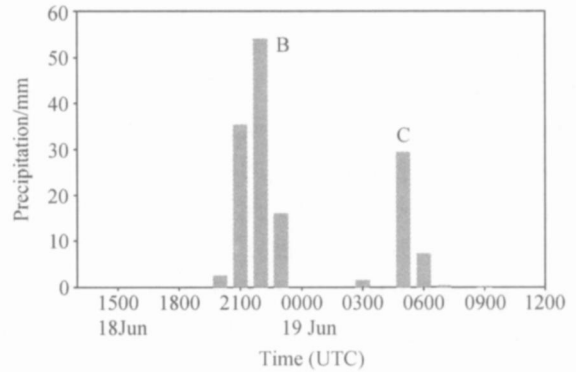


图2 京山站 (31.01 N, 113.07 E) 6月18日12时到19日12时的每小时降水量 (B、C代表雨团，雨团A未影响京山)

Fig 2 Hourly precipitation amount in Jingshan station from 1200 UTC 18 to 1200 UTC 19 Jun (B, C represent rainy cluster B, C, rainy cluster A is far away from Jingshan Station)

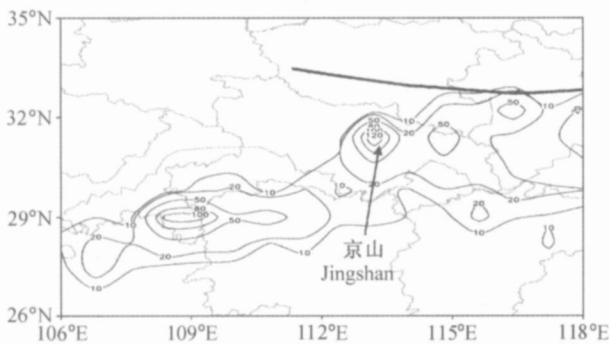


图1 6月18日12时~19日12时降水量 (细实线为降水量，单位：mm；粗实线为850 hPa切变线)

Fig. 1 The 24 h precipitation amount (mm) from 1200 UTC 18 to 1200 UTC 19 Jun 2002 (slim solid lines are the precipitation amount, and thick solid line is shear line at 850 hPa)

降水加强，出现 60 mm 以上的降水中心，雨区也扩大到湖南和贵州。19 日 00~06 时降水区移至湖南北部，也出现 60 mm 以上的降水中心。本文中我们重点分析上述第二片雨区即影响湖北的降水系统发生发展的状况。下面将首先分析该次暴雨过程产生的环流背景。

在对流层高层 200 hPa 上，湖北处于南亚高压的边缘，整个降水期间在河套以西到河南，直到江苏一线，其北面维持着一条西风急流，急流中心最大值达  $45 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  (图 3)。主要降雨开始

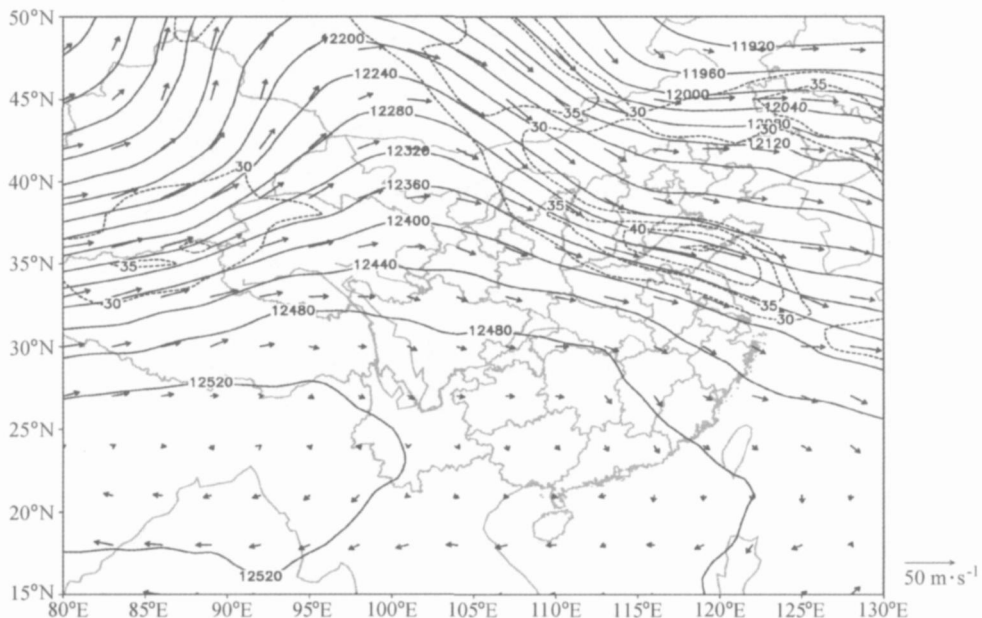


图3 200 hPa 高度场 (实线，单位：gpm) 和风向 (箭头)、风速 (虚线，大于  $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )

Fig 3 The geopotential height (solid lines, units: gpm) and wind field (vector), wind speed (dashed line, larger than  $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) at 200 hPa

前长江中游地区位于高空急流入口区的右侧,为辐散区,有利于对流的发展。对流层中层 500 hPa 环流形势较稳定(图 4)。可以看出,中高纬度在蒙古有高压脊,其右侧河套上空有低涡存在,低涡西侧有一横槽,横槽后的冷空气随着横槽的转竖而南下到达长江流域。此外,在副热带为较平直西风带,其上多短波槽活动,而长江中游正好处在短波槽的槽前,有利于上升运动的加强。此时,西太平洋副热带高压西伸脊点位于 115°E,其脊线稳定在 20°N 左右,非常有利于副高西北侧的西南暖湿气流与南下的冷空气在长江中下游地区汇合。

从 700 hPa 的高度场和风场分布可以看出,降水开始前的 18 日 12 时(图 5f),在华南副热带高压的西北侧亦存在着一支西南风急流带,随后这支急流带逐渐加强变宽,于 18 时急流边缘抵达长江中下游一线,中心风速达  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,且直到本次过程结束急流带都一直在该地区维持。在 850 和 925 hPa 风场图上(图略)也可以明显地看到在长江以南有一支强的低空西南气流存在。武汉东部位于急流边缘的左侧,处于较强的风速辐合区。据已有统计,在江淮梅雨期间有近 80% 的暴雨伴有低空急流<sup>[19]</sup>,可见急流与暴雨存在较大的

相关。暴雨区位于低空急流最大风速区的左前方。高、低空急流的这种配置及相互作用,对本次局地暴雨过程有较大的影响。另外,要特别强调的是,从图 5f 可以看到在长江中下游低层有一条东西向暖式切变线,在长江流域一带形成明显的辐合区。850 hPa 和 925 hPa 也存在明显的暖式切变线(图略)。

可以注意到,长江流域地区的这条暖式切变线,北侧为东南风,南侧为西南风,这类暖切变在长江流域并不太多见。为了考察其形成和演变状况,我们给出了从 6 月 17 日 06 时开始到 19 日 00 时的 700 hPa 的高度场和风场(图 5)。可以看到,17 日 06 时在高原东侧长江以南存在一暖切变线,它是由大陆高压西南侧的东南气流和副热带高压西北侧的西南气流之间的风向切变所致。随后它不断向东部,在两高压之间伸展,到 18 日 00 时已经延伸到浙江沿海(图 5d)。在切变线生成的初期,大陆高压缓慢地向东南扩展,副高稳定少动,后切变线开始向北移动,18 日 12 时移到长江流域上空湖北到江苏南部一线,18 日 18 时西段有所北抬,而东段移动缓慢,19 日 00 时北移至黄河中游至长江下游一线,后显著减弱。从 700 hPa 相当位温场可以看出(图略),切变线南侧有相当

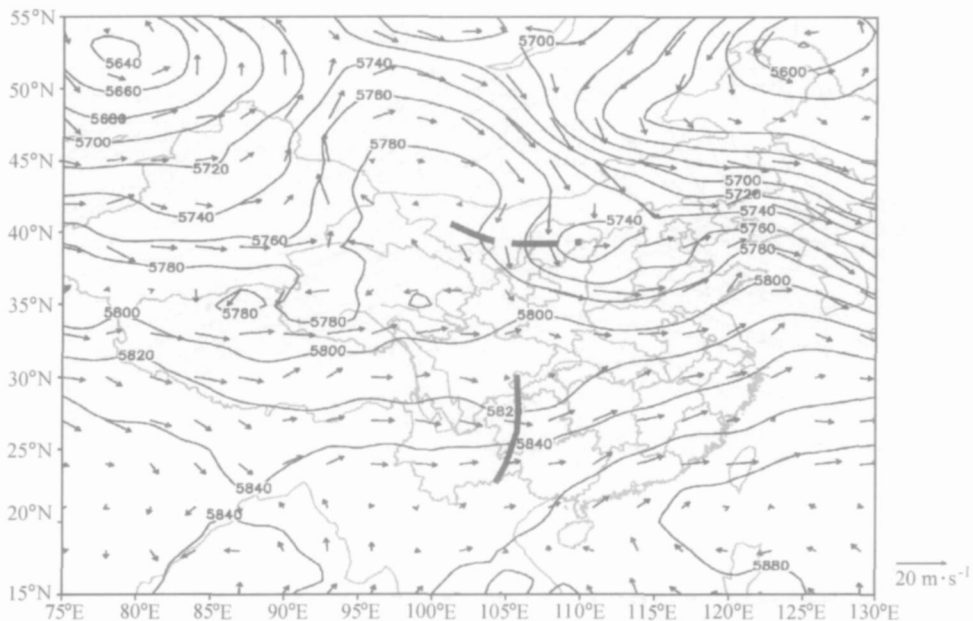


图 4 6 月 18 日 12 时 500 hPa 高度场形势(实线,单位: gpm) 和风场(箭头)(粗虚线为横槽,粗实线为短波槽)

Fig. 4 The geopotential height (solid lines, units: gpm) and wind field (vector) at 500 hPa at 1200 UTC 18 Jun. Dashed thick line represents transverse trough; solid thick line represents short wave trough

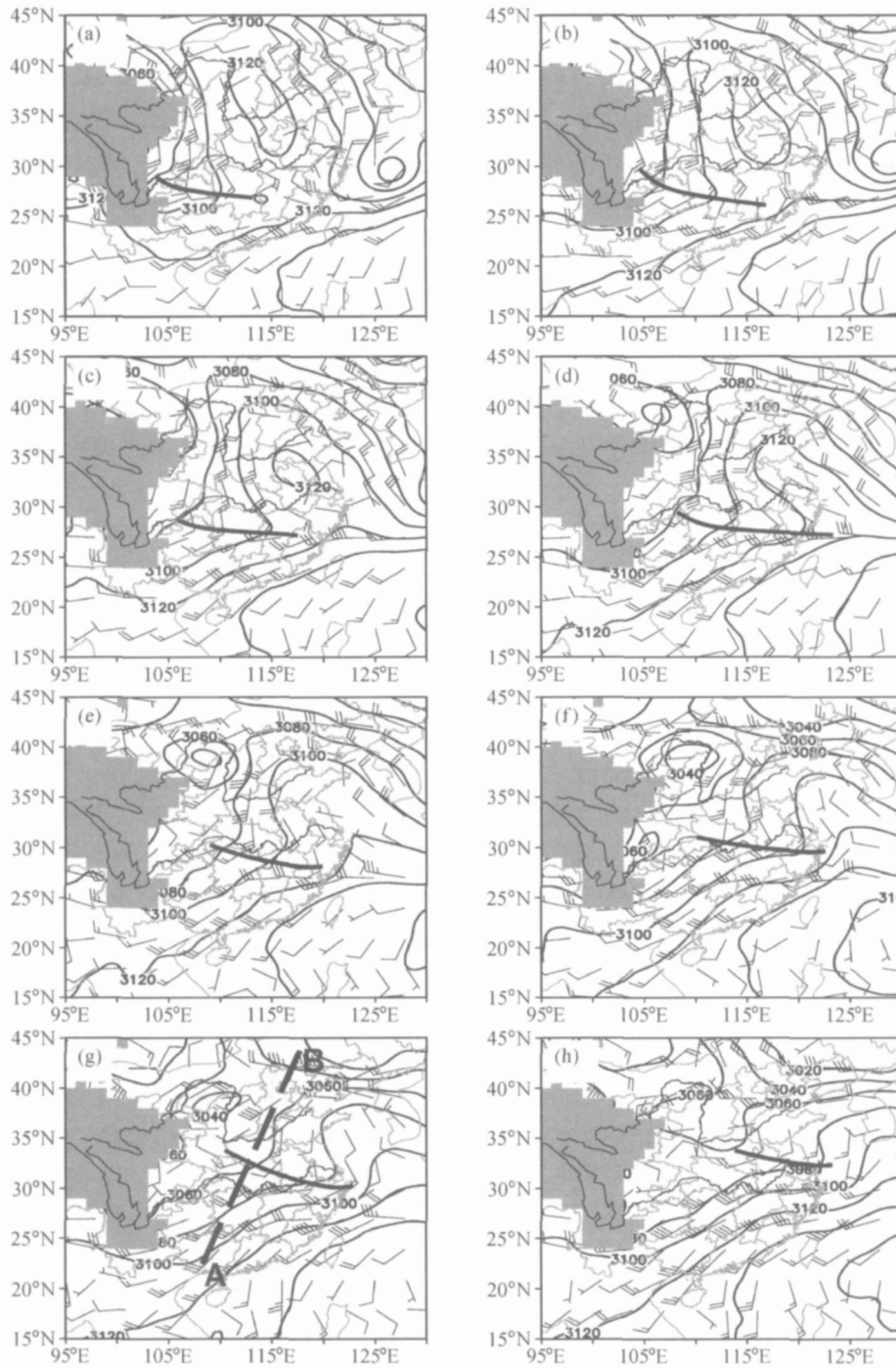


图 5 6月17日06时到19日00时每隔6h的700 hPa高度场(单位: gpm)和 wind 场(阴影区为大于3000 m高度的地形, (g)中粗虚线 AB 为图10和11的垂直剖面位置): (a) 17日06时; (b) 17日12时; (c) 17日18时; (d) 18日00时; (e) 18日06时; (f) 18日12时; (g) 18日18时; (h) 19日00时

Fig 5 The geopotential height (gpm) and wind field on 700 hPa from 0600 UTC 17 to 0000 UTC 19 Jun 2002. Solid lines are geopotential height, thick short line is shear line (the shaded area represent terrain over 3000 m, The dashed thick line AB in (g) denotes the location of the vertical cross section shown in Figs 10 and 11): (a) 0600 UTC 17; (b) 1200 UTC 17; (c) 1800 UTC 17; (d) 0000 UTC 18; (e) 0600 UTC 18; (f) 1200 UTC 18; (g) 1800 UTC 18; (h) 0000 UTC 19

位温达 345 K 的暖湿气团向东扩展并向北移动,表明暖空气较为活跃,这和切变线的伸展和北移过程较一致。另从风场上看,在切变线东伸的过程中,其西南面副高边缘的暖湿气流未达到急流的强度,而从 18 日 06 时在副热带高压的西北侧华南地区出现一条狭长的西南风急流带,随后急流带逐渐加强,18 日 18 时急流前沿抵达长江中下游一线。似乎可以说明,副高边缘弱的偏南暖湿气流,尤其是强的低空西南暖湿急流带与暖切变线的北移有密切的关系。由此可见,低空急流对切变线的形成和演变起着重要的作用。事实上,西太平洋副高脊西北侧的低空西南气流在梅雨锋切变已出现和未出现两种情况下其风速有 2~3 倍之差<sup>[20]</sup>。

从以上分析,本文的暖切变线是高原东侧的气旋性切变风场自西向东伸展<sup>[21]</sup>,并达到大陆高压和副热带高压之间的结果。这类暖切变与典型梅雨锋时期的切变线在风场上也很不相同,前者主要集中于对流层的低层,切变线南侧为西南气流,其北侧为东南气流,且这类切变常伴有暖空气的向北推进,也常称为暖性切变。而后者,切变线南侧为西南气流,而北侧常为偏东甚至东北气流<sup>[22]</sup>,对应于梅雨锋多为静止锋式切变线。

### 3 中尺度对流系统的发生发展分析

过去对于切变线,尤其是暖切变附近中尺度对流系统了解甚少,其主要原因是由于缺乏特殊的加密观测资料。本节利用在“中国暴雨试验(CHeRES)”期间尽可能收集到的加密观测资料,对暖切变线有关的中尺度对流系统做一分析。

#### 3.1 暖切变区域的云团分析

在前述对此次暴雨过程天气形势和雨团进行分析的基础上,这里首先利用每小时一次的 GMS 高分辨率(0.25°×0.25°)的 TBB 资料对对流系统进行研究,以更清楚地了解云团的运动与发展情况。

图 6 为 18 日 18 时至 19 日 02 时的 TBB 和降水量。18 日 13 时在湖南的北部和湖北交界处有一小云团 1 产生,位于低层暖切变线的南面约 1 个纬距处。随后该云团进入湖北并逐渐加强向东北移动。降水区的移动与云团的东移有很好的对应关系。16 时开始有弱的降水出现,到 19 时云团中

心的 TBB 值已达 -70,在其经过天门站(30.40°N, 113.10°E)时产生了 24.5 mm·h<sup>-1</sup> 的强降水,20 时 TBB 图上 -70 中心移至孝感附近,产生了 11.9 mm·h<sup>-1</sup> 的降水。此时,在云团 1 西部的京山(31.01°N, 113.07°E)附近有新对流云团 2 生成,21 时加强至 -70,并与前一云团合并,且于 21、22 时在京山站分别产生了 35.4 和 54.1 mm·h<sup>-1</sup> 的强降水。大尺度分析结果表明低空急流的强水汽输送主要在 MCS (Mesoscale Convective System) 的西南边界,使得新的对流单体在 MCS 的后部(西侧)生成<sup>[18]</sup>,新单体的生成与合并,使得云团 1 再次加强,造成了这两个时段局地的强降水。随后 -60 的 TBB 云团范围逐渐减小,19 日 01 时在广水(31.37°N, 113.39°E)再一次加强,并有 31.4 mm·h<sup>-1</sup> 的强降水产生。而 03 时在(30.8°N, 112.5°E)附近又新生成一对流云团 3(图略),并逐渐增大东移,京山 05 时 29.5 mm·h<sup>-1</sup> 的强降水便是由此云团造成的。从 06 时开始,此云团逐渐并入云团 1 的消散云区中。本次过程中,3 个云团分别与 3 个雨团相对应。云团 1、2 和 3 的生命史分别为 16、8 和 6 h,大小为中尺度范围。结合第 2 节中对雨团的分析,我们可以明显看出此次过程是由强的中尺度对流系统造成的。

#### 3.2 暖切变区域的雷达回波分析

相对卫星资料的分析,雷达探测资料具有更高的时间和空间分辨率,因而利用雷达资料能更好地追踪对流系统的发生和发展。但由于荆州雷达探测范围有限,所以我们只讨论暖切变西端对流系统发展的过程。从雷达回波强度图上可以看出,18 日 12 时在荆州(30.2°N, 112.11°E)东南侧 150 km 附近开始有回波出现,强度较强,最大达到 30 dB Z,但由于回波区位于雷达有效扫描半径的边缘,难以较精确地分辨出回波的大小。随后该回波逐渐向荆州站移动,其速度大约为 9 m·s<sup>-1</sup>,这与 TBB 资料的显示较一致。移动过程中回波强度有所增强,15 时开始影响荆州(图 7a)。在 18 日 17~18 时影响该站的回波最强,降水强度为 9.9 mm·h<sup>-1</sup>。从速度图(图略)上看,开始零速度线近乎一条直线,这说明在离本站 80 km 左右的范围内(大约 2 km 以下)风向基本不变,为南偏西风,风速随高度增大。随后在 18 日

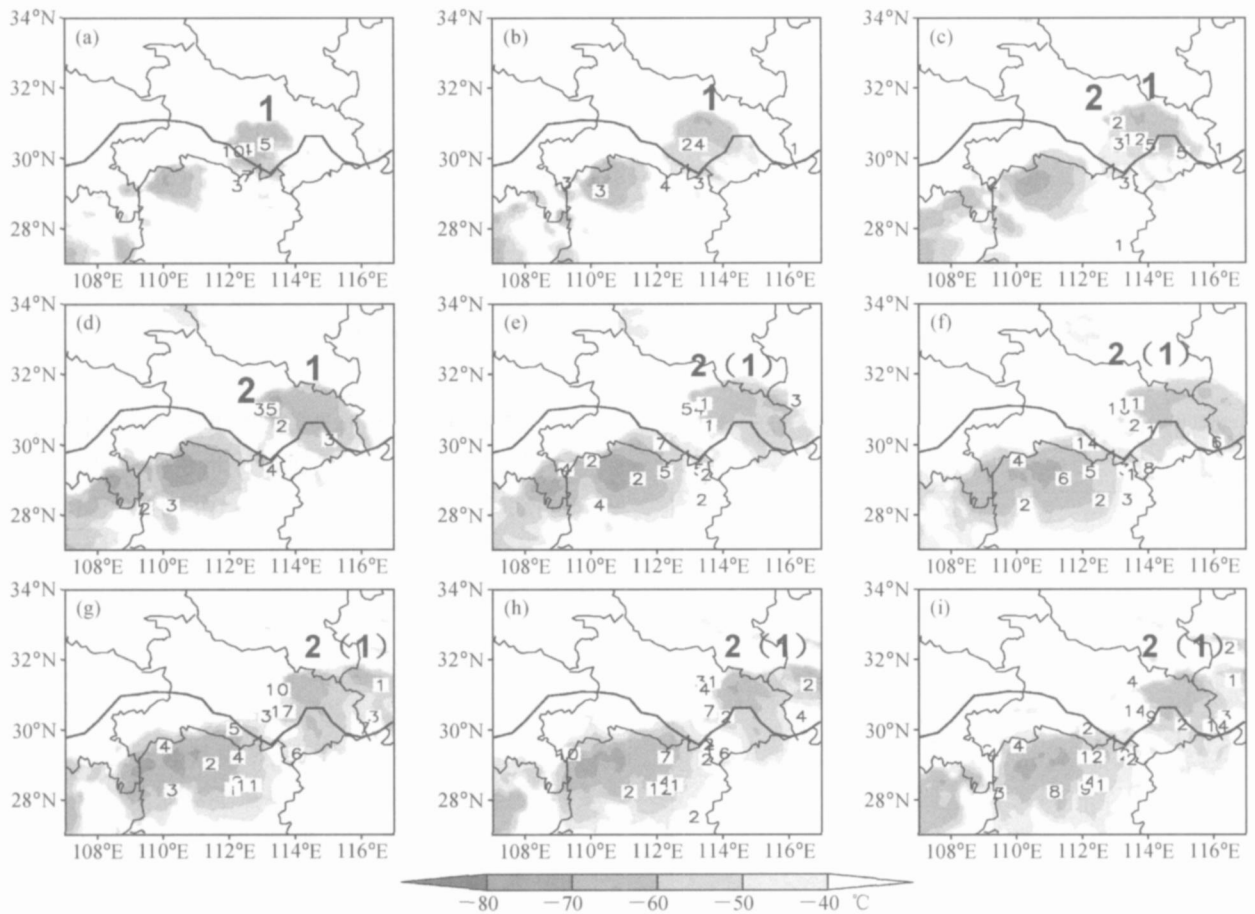


图6 6月18日18时~19日02时每小时一次的TBB(阴影,单位: )和每小时降水量(数字,单位:mm)(黑体1,2代表云团,2(1)表示两云团合并):(a)18日18时;(b)18日19时;(c)18日20时;(d)18日21时;(e)18日22时;(f)18日23时;(g)19日00时;(h)19日01时;(i)19日02时

Fig. 6 Hourly TBB (shaded, units: ) and precipitation (number, units: mm) from 1800 UTC 18 to 0500 UTC 19 Jun 2002 (Blodface 1 and 2 represent cloud cluster 1, 2; 2 (1) represents combination of the cloud cluster 1 and 2): (a) 1800 UTC 18 Jun; (b) 1900 UTC 18 Jun; (c) 2000 UTC 18 Jun; (d) 2100 UTC 18 Jun; (e) 2200 UTC 18 Jun; (f) 2300 UTC 18 Jun; (g) 0000 UTC 19 Jun; (h) 0100 UTC 19 Jun; (i) 0200 UTC 19 Jun

17时零速度线随高度逐渐顺转,低层为南风,上层为西南风,说明地面到1 km有暖平流,从另一角度证实了暖空气较活跃。这有利于对流的加强,降水的增大,正好对应 $9.9 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水时段。这一时段也是低空急流带北抬的过程,暖平流的出现可能与急流有关。

值得注意的是荆州东侧区域,在18日16时荆州站东面零散的回波逐渐加强,并于17时17分形成一狭长的强回波带(图7b),长度大约有120 km,宽度仅为20 km左右,并逐渐向北偏东方向伸展,这条回波带位于切变线的南侧,与切变线的东西走向较一致。在19时53分回波有一次明显的扩展加强,出现大面积30 dB Z以上的回

波(图7c),最强的回波达45 dB Z,该片回波区向东北移动。由于回波的一部分已经移出雷达的探测范围,所以无法断定出回波的形状。然而幸运的是京山站在荆州雷达大约140 km处,尚处于雷达观测的有效半径内。降水回波在向东北移动的过程中,继续加强并影响京山站,在18日20~23时造成了该站108.1 mm的强降水。

对照地面图(图8)看,18日15时在荆州附近的确有一条东西向的风场辐合带存在,但到18时荆州附近地面流场上已经难以发现有辐合带,然而此时回波仍呈带状,有对流活动。这也许说明,风场扰动可能先于对流扰动的出现。已经知道,低层风场的辐合和扰动对于对流的触发有比

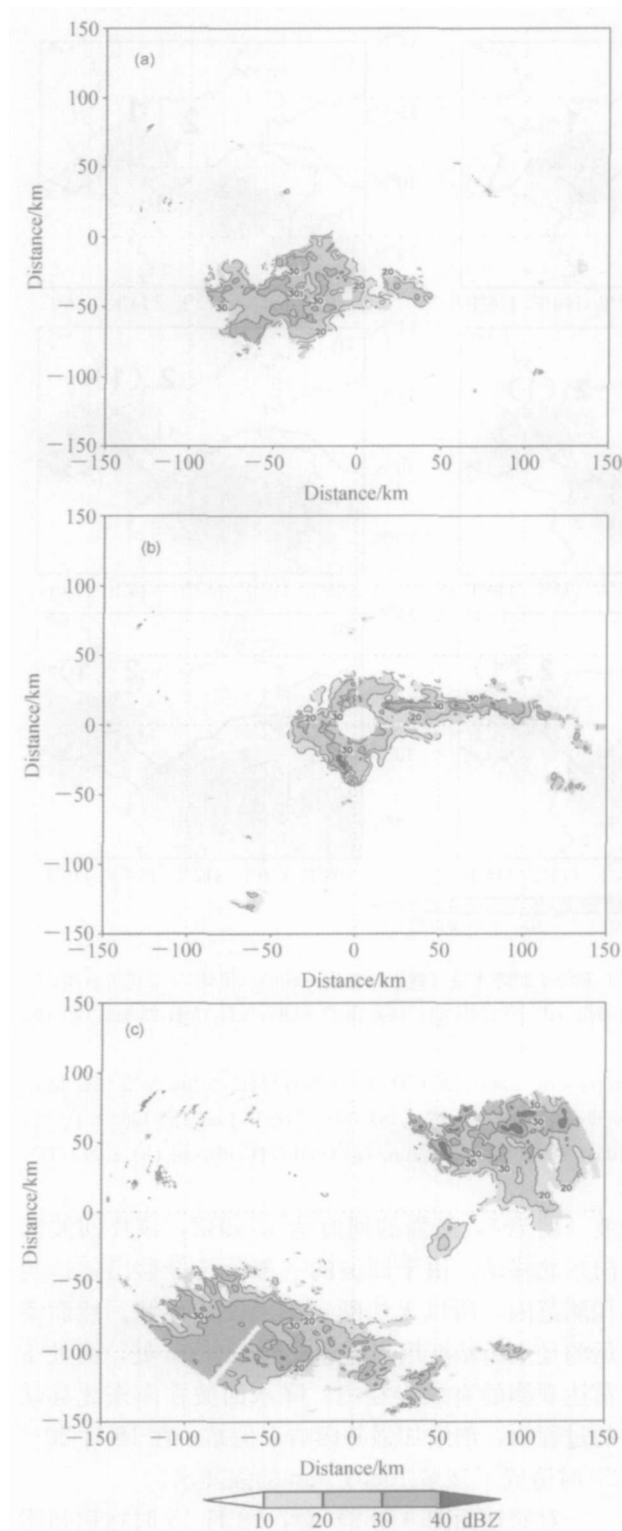


图7 荆州雷达6月18日(a)15时、(b)17时17分和(c)19时53分的回波强度。(0,0)点表示雷达所在位置

Fig. 7 The reflectivity of Jingzhou Dopplor radar: (a) 1500 UTC, (b) 1717 UTC, and (c) 1953 UTC on 18 Jun. The origin of coordinate (0, 0) represents the location of the radar

较重要的作用<sup>[23]</sup>。从3.2节看到,在切变线的南侧为强位势不稳定区和强风速辐合区,这对对流的发展和维持起着重要的作用。

无论是影响荆州的团状回波,还是带状回波,都揭示出回波区是由多个更小的回波团合并或有组织的排列而成,而且在移动发展过程中也不断地有小的回波并入。或许可以推测在中尺度对流系统中不断有更小尺度(如中尺度)的系统产生发展。这与孙建华等<sup>[18]</sup>对雷达的分析结果类似。

### 3.3 造成中尺度对流系统的暖切变的结构特征

从第2节中我们看到强降水主要产生于暖切变的南侧,在3.1节中也显示中尺度对流云团主要位于切变线的南侧,为了进一步证实降水落区在切变线的南侧,下面我们首先对暖切变的结构特征做了分析。

由于暖切变线的南侧是西南风,北侧是东南风,因而我们给出了沿113°E纬向风的垂直剖面(图9),东、西风分量的分界线基本上代表了暖切变线的位置。切变线主要存在于对流层的低层700 hPa以下,而且切变线随着高度的增加向北倾斜。图10为19日00时通过暴雨区并与切变线垂直的剖面,可以看到,在切变线的两侧没有明显的温度梯度,在500 hPa以下其两侧均存在着位势不稳定区,最大不稳定区在切变线的南侧,上升运动也主要位于切变线的南侧,最大上升速度中心有两个,分别位于600和450 hPa附近,均达 $-4 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。风速v分量和散度场的垂直剖面图(图11)显示,切变线南侧对流层的低层有一条急流带,27°N 850 hPa处存在 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏南风速中心,31°N附近有较强的风速辐合。散度场上,31°N附近低层存在负的散度区,中心值达 $-2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,高层400 hPa以上为正的散度区,这有利于形成并维持比较深厚的上升区(见图10)。另外我们给出了850 hPa的风场、高度场和温度露点差分布(图12),从中可以看出,切变线的两侧温度梯度不明显,但湿度梯度值较大,切变线主要位于温度露点差梯度最大处偏向饱和区一侧,它可能类似于“露点锋”,在其南侧为饱和区,北侧为干区。以上说明切变线南侧1~2个纬距处急流造成的风速辐合比切变线本身造成的辐合要强,强的位势不稳定主要位于



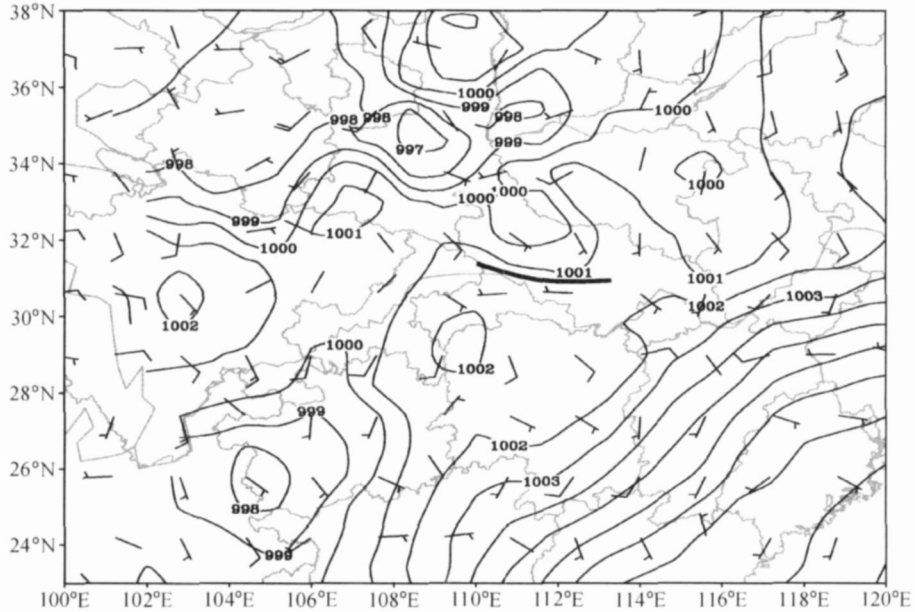


图 8 6月18日15时海平面气压场(实线,单位:hPa)和风场分布(粗短线为风场辐合线)

Fig. 8 The sea level pressure (solid line, units: hPa) and wind field of surface at 1500 UTC 18 Jun (thick solid line is convergence line of wind field)

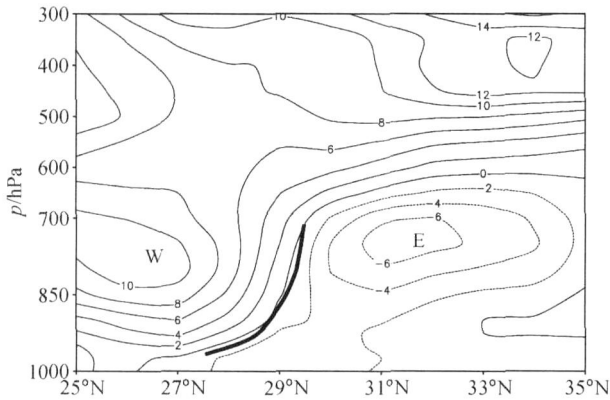


图 9 6月18日00时沿113°E纬向风(单位:  $m \cdot s^{-1}$ )的垂直剖面(粗实线为切变线)

Fig. 9 The vertical section of  $u$  wind (units:  $m \cdot s^{-1}$ ) along  $113^\circ E$  at 0000 UTC 18 Jun. Solid lines represent western wind, dashed lines are eastern wind, and thick solid line is shear line

切变线的南侧,而且饱和区也位于其南侧,这可能是暴雨生成于切变线南侧的主要原因。

为了讨论强暴雨区的特征,我们选择了有代表性的格点( $31^\circ N, 113^\circ E$ )以代表京山站的情况,目的是想了解对流发生发展前后本次降水最强的京山站附近上空物理量的变化情况。图13给出了该格点6月18日06时至19日12时的各物理量的垂直分布,这可以由多个时次的时间剖面

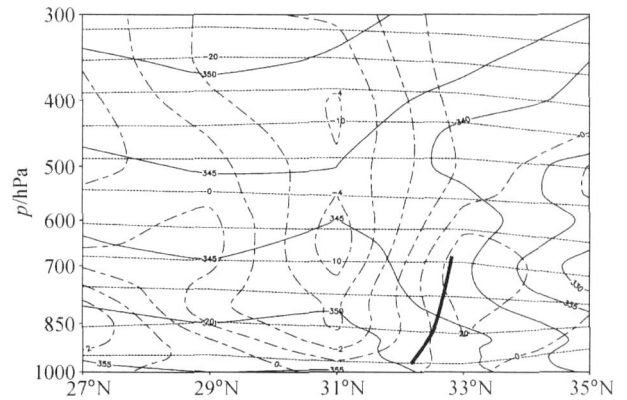


图 10 沿图 5g 中 AB 粗虚线的垂直剖面。细实线为相当位温(单位: K),长虚线为垂直速度(单位:  $10^{-3} hPa \cdot s^{-1}$ ),点虚线为温度(单位:  $^\circ C$ ),粗实线为切变线

Fig. 10 The vertical section along thick dashed line AB shown in Fig. 5g. Solid lines are pseudo-equivalent potential temperature (units: K), and long broken lines represent vertical velocity (units:  $10^{-3} hPa \cdot s^{-1}$ ), and dashed lines show temperature (units:  $^\circ C$ ), and thick solid line is shear line

推知这次切变线的空间分布情况。可以看到,对流发生前低层从弱的东风逐渐转为弱西风,中高层为一致的西风,而且随高度逐渐增强,这表明,东南风和西南风之间的暖切变大约在18日12时前后移过该地(图13a)。在19日00时前, $v$ 分

量在 400 hPa 以下为南风, 以上为北风 (图 13b)。垂直速度在 12 时以前基本上为一致的下沉气流, 其后转为较深厚的上升运动, 在 19 日 00 时上升运动达最强, 中心值为  $-4 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ , 位于 650 hPa 和 400 hPa 附近 (图 13c)。相对湿度在 18 日 12 时后中低层逐渐转为饱和, 在 19 日 00 时, 90% 以上的高湿区伸展达 500 hPa, 湿层较为深厚 (图 13d)。从图 13e 上, 温度场上的水平梯度值不大, 但仔细分析仍可发现, 随着时间的推

移, 暖空气从南方移来时, 温度相对稍偏高些。从假相当位温场 (图 13f) 看, 从 18 日 06 时, 在暴雨发生前, 从低层到中层为不稳定分布, 之后不稳定能量逐渐释放, 至 19 日 00 时几乎成为中性, 这可能是降水引发的对流垂直混合的结果。总而言之, 对流发展过程中, 低层西风逐渐加强, 上升速度也逐渐加强, 上升运动区最强时达到 200 hPa 以上, 可以看出尽管暖切变较浅薄, 但此降水系统仍较深厚。从地面到大约 500 hPa 假相当位温随高度减小, 该层处于条件不稳定状态, 蕴藏着较大量的不稳定能量, 一旦有扰动触发, 不稳定能量得以释放, 会有较强的对流降水产生。21 和 22 时京山站产生的  $35.4$ 、 $54.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  的强降水与气层的不稳定有密切的关系。

### 3.4 武汉探空资料风场垂直剖面结构

利用“中国暴雨外场试验”(CHeRES) 期间每 6 h 一次的加密探空资料, 我们有可能更好地分析测站上空大气层结的演变状况。18 日 19 时至 19 日 08 时 3 个云团在发展过程中都从武汉附近移过, 因而在本小节专门对武汉的高空探空资料做一分析。表 1 给出了各个时刻武汉上空整层的对流有效位能 (CAPE, Convective Available Potential Energy, 单位:  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ )、对流抑制能量 (CIN, Convective Inhibition, 单位:  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ )、K 指数和可降水量 (PW, Precipitable Water, 单

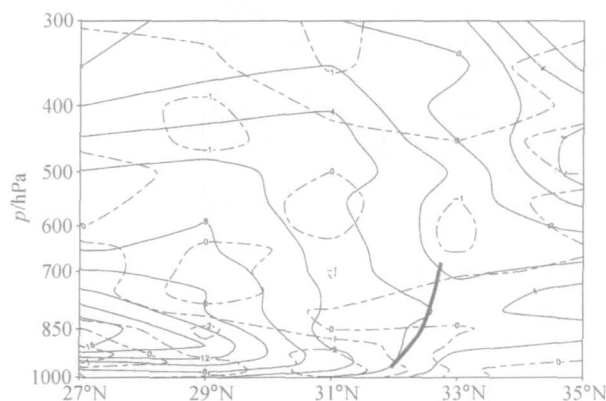


图 11 沿图 5g 中 AB 粗虚线的垂直剖。细实线为  $v$  分量 (单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ), 断点线为散度 (单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )

Fig. 11 The vertical section along broken line AB shown in Fig. 5g. Solid lines are  $v$  wind speed (units:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ), broken lines represent divergence (units:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ), and thick solid line is shear line

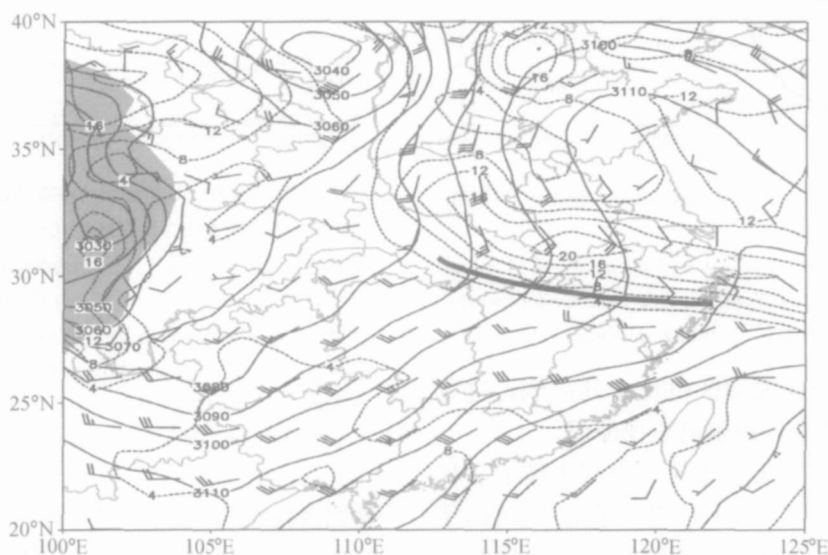


图 12 6 月 18 日 06 时 700 hPa 的高度场 (细实线, 单位: gpm)、温度露点差 (虚线, 单位: ) 和风场分布。粗短线为切变线

Fig. 12 The geopotential height (solid line, units: gpm) and the deviation of temperature and dew temperature (dashed lines, units: ) and wind field at 700 hPa at 0600 UTC 18 Jun. The thick solid line is shear line

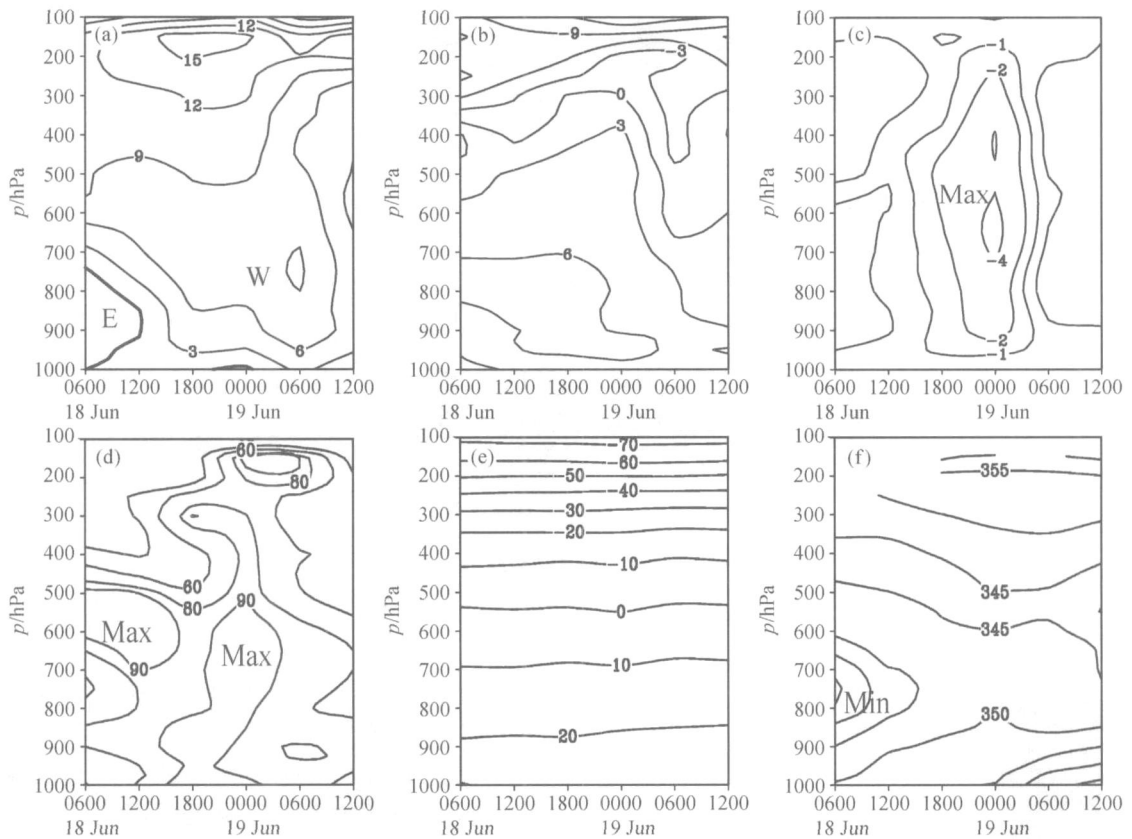


图 13 格点 (31°N, 113°E) 上各个物理量的时间-高度剖面: (a) 水平风速  $u$  分量 (单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ); (b) 水平风速  $v$  分量 (单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ); (c) 垂直风速 (单位:  $10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ ); (d) 相对湿度 (单位: %); (e) 温度 (单位:  $^{\circ}\text{C}$ ) 和 (f) 假相当位温 (单位: K)  
Fig. 13 The time-height section of physical quantities in grid point (31°N, 113°E): (a)  $u$  wind speed ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ); (b)  $v$  wind speed ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ); (c) vertical velocity ( $10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ ); (d) relative humidity (%); (e) temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ); (f) pseudo-equivalent temperature (K)

表 1 6月18日00时~19日12时武汉探空曲线物理量变化

Table 1 The physical variables calculated by sounding data in Wuhan station from 0000 UTC 18 to 1200 UTC 19 Jun

时间	CAPE / $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	CIN / $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	K 指数	PW / mm	TTd / $^{\circ}\text{C}$
18日 0000 UTC	0	130	16	39.8	7.2
18日 1200 UTC	340	0	20	58.3	2.5
18日 1800 UTC	1 191	0	37	60.4	2.0
19日 0000 UTC	1 513	2	41	65.0	0.7
19日 0600 UTC	752	1	39	68.1	0.7
19日 1200 UTC	1 116	5	36	61.4	3.0

注: CAPE 为对流有效位能, CIN 为对流抑制能量, PW 为可降水量, TTd 为温度露点差

位: mm) 以及地面的温度露点差 (TTd, 单位:  $^{\circ}\text{C}$ )。在 18 日 00 时, 武汉上空大气对流有效位能为零, 对流抑制能量占主导, 气层为稳定的。12 时武汉上空对流有效位能为  $340 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 到 18 时迅速增长到  $1 191 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 同时还看到表征大气不稳定程度的 K 指数和整层的可降水量显著增加, 地面从 12 时就已经达到饱和, 到 19 日 00

时对流有效位能继续增长, 达  $1 513 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , K 指数已达 41, 表明测站上空大气的层结很不稳定。到 06 时对流有效位能已经释放, 减小为  $752 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 不稳定性减弱。在 18 日 20 时至 19 日 06 时尽管这段时间武汉产生了 19.8 mm 的降水, 但考虑到云团主体路径偏北, 在武汉以北的孝感降水量的确较大, 为 66.5 mm, 这是合理的。这与降

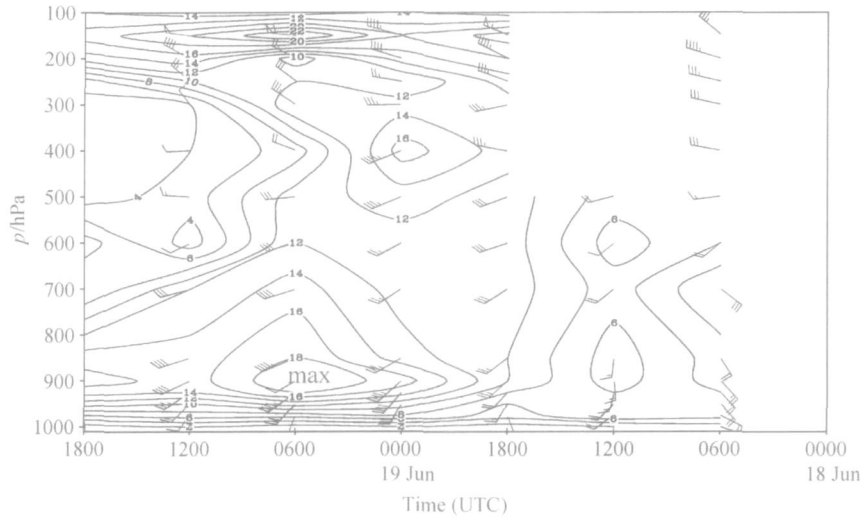


图 14 18 日 06 时 ~ 19 日 18 时武汉上空 6 h 间隔风场的时间-高度剖面 (等值线为风速)

Fig. 14 The time-height section of wind over Wuhan at six hour interval of 0600 UTC 18—1800 UTC 19 Jun (solid lines are the horizontal wind speed)

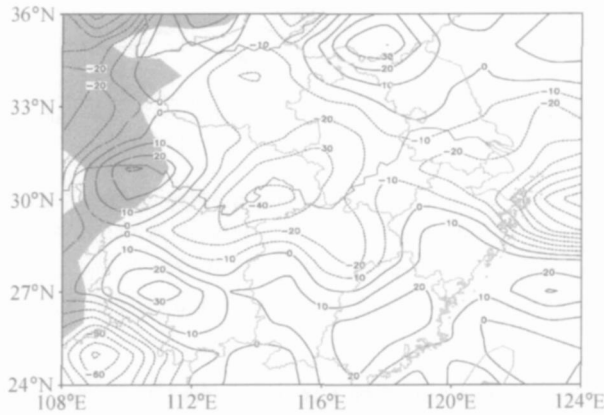


图 15 6 月 18 日 18 时 925 hPa 的水汽通量散度 (单位:  $10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ , 阴影为地形)

Fig. 15 The divergence of moisture flux at 925 hPa at 1800 UTC 18 Jun (units:  $(10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1})$ ), the shaded area represents terrain)

水的变化趋势是一致的, 两站主要降水时段都在 00~06 时之间, 降水量分别为 14.7 mm, 48.1 mm, 可以看出对流有效能量的释放对降水强度有较大的影响。08 时以后能量又重新积聚, 这可能有利于新的对流活动产生。

图 14 显示了武汉上空的风场变化。从 18 日 12 时武汉中低层开始转为西南风, 18 日 18 时增强为西南急流并一直持续到整个降水过程结束后, 最强风速达  $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。从低层的水汽通量 (图略) 可以看到武汉处于水汽通量输送大值区, 而

输送的水汽在湖北东部存在明显的辐合, 水汽通量辐合中心值达  $-40 \times 10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$  (图 15), 低空急流持续不断地给雨区输送暖湿空气, 而暖湿空气又不断地在降雨区集中, 这应该是不稳定能量增长的主要原因, 也应该是对流有效位能在释放后又能得以恢复的主要原因。从鄂西探空物理量 (表略) 看, 该地上空气层非常稳定, 远离急流输送带可能是一个重要的原因, 由此我们可以认为急流输送有重要的作用。另外, 从风场看, 对流层中低层垂直方向上未发现明显的风速切变, 这有利于降水在同一地方发生。

#### 4 暖切变线型暴雨的概念模型

如上所述, 本文研究了一类长江中游暖切变型暴雨的例子。图 16 给出了该例暴雨的概念模型图。可以看到, 在低层 850 hPa, 大陆副热带高压和西太平洋副热带高压之间维持着一条东南风与西南风形成的暖式切变线, 且有一支强的西南气流将大量水汽输送至切变线区域 (图 16a)。在中层 (500 hPa) 中高纬度有一稳定的阻塞高压存在, 尽管阻塞高压并非为暖切变暴雨的发生的必要条件, 但该阻塞形势的出现表明了中纬度环流的稳定维持。可以看到在阻高的右侧有一低压槽, 这种形势对槽后冷空气的南下非常有利。

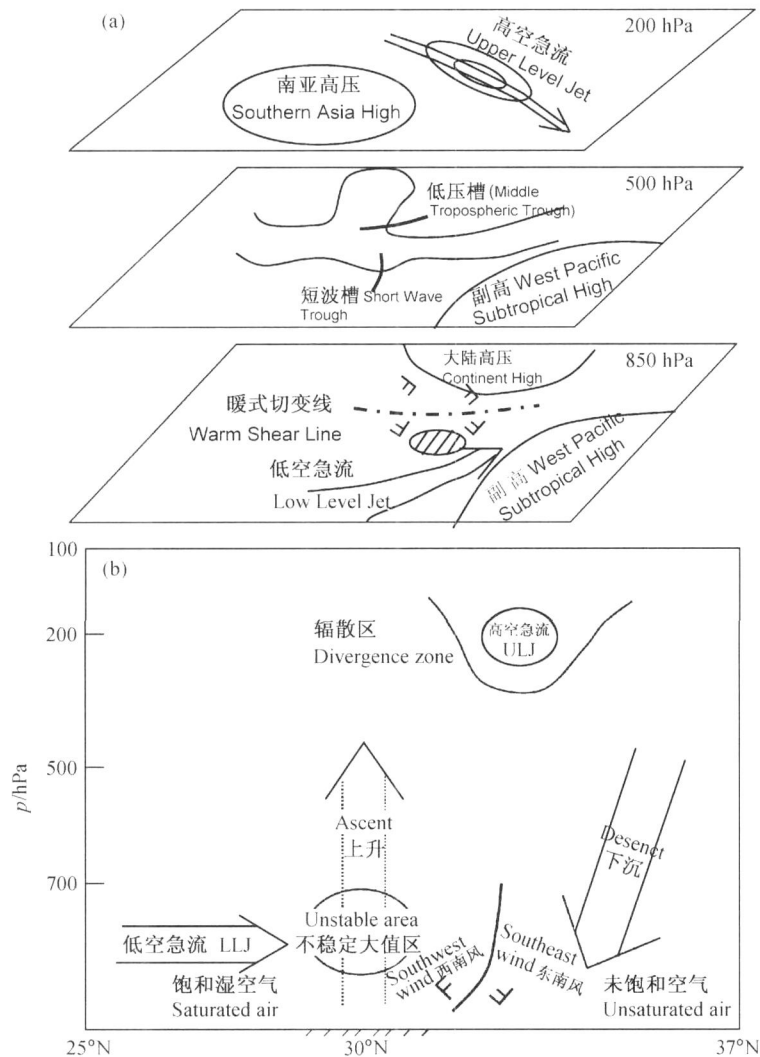


图 16 一类长江流域暖切变线 (a) 引发的强暴雨和 (b) 垂直结构的概念模型 (斜线区代表暴雨区)

Fig. 16 The conceptual model of (a) heavy rainfall and (b) vertical structure of one kind of warm shear line in the Yangtze River. The shaded area represents rainfall area

与马鹤年等<sup>[24]</sup>所分析的次天气尺度型暴雨过程相比, 尽管本例的尺度要大得多, 但高低压系统的分布上有某些相似之处。而在副热带, 有短波槽东移, 低层的暖切变正处于该短波槽前的上升区中。在高层 (200 hPa), 南亚高压的东北侧, 有高空急流的最大风速区存在, 该最大风速区是有利于暴雨发生的重要环境条件之一 (尽管它不是必要条件)。在高空急流入口区的右侧, 有明显的辐散。因而尽管暖性切变线在垂直方向上的伸展仅限于 700 hPa 以下, 但在暖切变线南侧的对流层中低层是高温高湿的不稳定区, 有利于对流发展的上升运动区仍较深厚 (图 16b), 这也许是

本例暖切变比其他暖切变个例引发降水较强的可能原因。因而, 本例暖切变, 尤其是其所处环境很有特色。

## 5 结论和讨论

本文利用国家重点基础研究发展规划项目“中国暴雨外场试验”期间获取的特殊加密资料和常规资料, 对长江中游暖切变型暴雨进行了研究, 集中分析了此次暖切变的形成与演变、结构特征及有关的中尺度系统等, 结果如下:

(1) 暖性切变线的大尺度背景特征: 暖切变

线本身并不是很深厚的系统,在700 hPa以下较明显,有明显的向北倾斜的趋势。其北部为东南风,而南面为西南风,位于副热带高压的西缘。多为大陆高压与副热带高压之间的一条切变线。在我国东部地区夏季时有发生,是一种特有的天气系统。对这类系统及其暴雨的预报有一定的难度,尤其需要对资料做仔细分析。

(2) 高低空急流与对流层中层低槽的作用:在本次过程中,暴雨区处于高空急流入口区的右侧,低空急流的左前方,这有利于高层辐散和底层辐合的加强,特别是低空急流不但为暴雨区输送了充沛的水汽,而且对不稳定能量的增强和维持起了重要的作用。此外,500 hPa低压槽的存在,暴雨区处于槽前,而槽后的中层弱冷空气有不可忽视的作用,它使得中低层大气的的不稳定度增强。暴雨产生前,对流层中低层积聚了大量的水汽和对流有效位能。不稳定能量的释放促进了中尺度对流系统的发展。

(3) 暖切变的特征:采用降雨最强的京山站(31.01°N, 113.07°E)附近的资料计算的物理量表明,暖切变虽然在垂直方向上较浅薄,但其附近低空辐合与高空辐散明显,且有较深厚的上升运动区存在,再次表明暖切变为暴雨的产生提供了非常有利的背景场。

(4) 中尺度对流云团的发生、发展:雷达探测资料的分析表明,在荆州雷达的东侧有东西向的带状回波区,这与暖切变的活动有较好的对应关系。而沿切变线上,每小时的降水量揭示了有A、B和C3个雨团的存在,它们的生命史分别为5、8和3h,属于中尺度系统的范畴。TBB资料揭示此次暴雨过程是由一批中尺度对流系统直接造成的,云团1、2和3的生命史分别为16、8和6h,这3个云团分别与3个雨团有较好的对应关系。

(5) 暖切变线暴雨的概念模型:在上述研究的基础上,提出了长江流域暖切变暴雨的概念模型,这在一定程度上可以解释这次副热带高压西缘暴雨发生的原因。在夏季长江流域除有梅雨锋(准静止型切变)存在的条件下可以导致暴雨产生外,暖型切变线亦有可能引发强降水。但是否像本例那样,每次在中层都有短波槽,高层都有高空急流,不同的个例也许有不同的情况,它们并

非为必要条件。就本例而言,多种尺度系统均有利于暴雨的发生,这是很显然的。

(6) 暖切变多样性的讨论:梅雨期间除了通常由典型的梅雨锋(准静止切变)引发的连续系统性的降水外,有时夏季长江流域还存在一些其它类型系统引发的强降水,暖性切变型降水便是其中之一。2002年6月18~19日的暴雨便是典型的例子。这类暖切变线引发的暴雨具有明显的突发性和局地性,其范围不大但有时强度较强。

长江流域的这类暖切变与其他暖切变有何异同?这是一个值得思考的问题。经分析认为,其共同点是一般切变线南侧的暖空气比较活跃,推动切变线向北运动。而不同点是其影响系统存在一定的差异。已有的研究揭示,华北平原地区的暖切变有时为低涡切变型<sup>[15]</sup>,且有冷锋出现并穿过低压中心,低压东侧分析不出暖锋,而是以暖切变的形式出现。表明冷空气的影响相对较为明显。雨区在暖切变北侧。另一类出现于黄河流域的暖切变<sup>[16]</sup>,已无明显的冷锋配合,冷空气的影响已减弱,但仍有较大影响。冷锋已被冷性切变所取代,且冷切变与暖性切变共同构成了一个“人”字型的切变区。与华北平原暖切变不同,降水主要在暖切变的南侧。本文中讨论的长江流域的暖切变,既无冷锋相配合,没有穿心低压,也未发现有西侧的冷性切变存在,因此不是“人”字型切变,而是“一”字型切变,即主要反映了长江流域暖切变的特征,这也许是由于纬度偏低冷空气的影响更弱。本例降水亦主要出现在暖切变的南侧,表明在其南侧水汽供应充分,积累了大量不稳定能量,一旦为扰动所触发,极易引发强降水。由上述分析似乎可以认为,华北平原地区暖切变与温带系统(如冷锋)有更多关联<sup>[15]</sup>(可称为“锋面切变型”),本例具有更多的副热带系统的特征(可称为“‘一’字切变型”),而黄河流域的暖切变似乎介于这两者之间(可称为“‘人’字切变型”)。由此可见,长江流域的暖切变与华北地区(包含河北、山东等地)的暖切变有所不同。暖切变暴雨的类型是多样的,不同背景、地域情况有较大差别。因此,在做预报时应根据具体情况灵活掌握,切忌生硬套用已有的模型。

当然,本文使用的加密观测资料是有限的,

因而所得的结论还是初步的,有待今后更多的强化观测个例的资料来补充与验证,并进一步开展更深入的动力学研究。

**致 谢** 国家重点基础研究发展规划项目资料组提供了多普勒雷达、卫星和 1 h 降水资料,特此致谢。

### 参考文献 (References)

- [ 1 ] Bell GD, Janowiak J E. Atmospheric circulation associated with the Midwest floods of 1993. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1995, **76** (5): 681 ~ 695
- [ 2 ] Mo K C, Noguez-Pagle J, Paegle J. Physical mechanisms of the 1993 summer floods. *J. Atmos. Sci.*, 1995, **52** (7): 879 ~ 895
- [ 3 ] Weaver J F, Grunfest E, Levy G M. Two floods in Fort Collins, Colorado: Learning from a natural disaster. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2000, **81** (10): 2359 ~ 2366
- [ 4 ] Ninomiya K, Murach H. Large scale circulation over East Asia during Baiu period of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1986, **64**: 409 ~ 429
- [ 5 ] Akiyama T. A medium scale cloud cluster in a Baiu front. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1984, **62**: 485 ~ 504
- [ 6 ] Kato K. On the abrupt change in the structure of the Baiu front in the China continent in the late of May 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1985, **63**: 20 ~ 36
- [ 7 ] 陶诗言. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980. 1 ~ 225  
Tao Shiyang. *Heavy Rainfall in China* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1980. 1 ~ 225
- [ 8 ] 丁一汇. 1991 年江淮流域持续性特大暴雨研究. 北京: 气象出版社, 1993. 1 ~ 255  
Ding Yihui. *Study of Strong Heavy Rainfall in Yangtze-Huai River in 1991* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1993. 1 ~ 255
- [ 9 ] 赵思雄, 陶祖钰, 孙建华, 等. 长江流域梅雨锋暴雨机理的分析研究. 北京: 气象出版社, 2004. 1 ~ 281  
Zhao Sixiong, Tao Zuyu, Sun Jianhua, et al. *Study on Mechanism of Heavy Rainfall on Meiyu (Baiu) Front in Yangtze River Valley* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2004. 1 ~ 281
- [ 10 ] 陶诗言, 张小玲, 张顺利. 长江流域梅雨锋暴雨灾害研究. 北京: 气象出版社, 2004. 1 ~ 192  
Tao Shiyang, Zhang Xiaoling, Zhang Shunli. *Study on Disasters of Heavy Rainfall on Meiyu (Baiu) Front in Yangtze River Valley* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2004. 1 ~ 192
- [ 11 ] Bei Naifang, Zhao Sixiong, Gao Shouting. Numerical simulation of a heavy rainfall event in China during July 1998. *Meteorology and Atmosphere Physics*, 2002, **80**: 153 ~ 164
- [ 12 ] 陈汉耀. 1954 年长江淮河流域洪水时期的环流特征. 气象学报, 1957, **28** (1): 1 ~ 12  
Chen Hanyao. The circulation characteristics in the period of flood occurred in Yangtze-Huai valley. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1957, **28** (1): 1 ~ 12
- [ 13 ] 孙晶, 楼小凤, 胡志晋, 等. 梅雨暴雨对流系统的中小尺度结构特征个例模拟分析. 大气科学, 2007, **31** (1): 1 ~ 18  
Sun Jing, Lou Xiaofeng, Hu Zhijin, et al. A numerical simulation on characteristics of mesoscale and microscale structure of convective systems of Meiyu torrential rain. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2007, **31** (1): 1 ~ 18
- [ 14 ] 王作述. 一次江淮流域切变线过程的研究. 气象学报, 1963, **33** (2): 189 ~ 205  
Wang Zuoshu. A case study of low level shear line over Yangtze-Huai valley in China. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1963, **33** (2): 189 ~ 205
- [ 15 ] 游景炎. 华北暖性切变线结构的一些特征. 气象学报, 1965, **35** (1): 107 ~ 110  
You Jingyan. Some characteristics about structure of warm shear line in Northern China. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1965, **35** (1): 107 ~ 110
- [ 16 ] 郭肖容. 华北夏季暖切变暴雨个例的初步分析. 大气科学, 1977, (4): 256 ~ 264  
Guo Xiaorong. An initial case analysis on heavy rainfall associated with warm shear line in Northern China. *Scientia Atmospherica Sinica* (in Chinese), 1977, (4): 256 ~ 264
- [ 17 ] 孙建华, 张小玲, 齐琳琳, 等. 2002 年中国暴雨试验期间一次低涡切变上发生发展的中尺度对流系统研究. 大气科学, 2004, **28** (5): 675 ~ 691  
Sun Jianhua, Zhang Xiaoling, Qi Linlin, et al. A study of vortex and its mesoscale convective system during China heavy rainfall experiment and study in 2002. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2004, **28** (5): 675 ~ 691
- [ 18 ] 孙建华, 张小玲, 齐琳琳, 等. 2002 年 6 月 20 ~ 24 日梅雨锋中尺度对流系统发生发展分析. 气象学报, 2004, **63** (4): 423 ~ 438  
Sun Jianhua, Zhang Xiaoling, Qi Linlin, et al. An analysis on MCSs in Meiyu front during 20 ~ 24 June 2002. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2004, **63** (4): 423 ~ 438
- [ 19 ] 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 天气学原理与方法. 北京: 气象出版社, 1992. 1 ~ 649  
Zhu Qiangen, Lin Jinrui, Shou Shaowen, et al. *Synoptic Theory and Method* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1992. 1 ~ 649

- [20] 胡伯威. 暖切变型梅雨锋的天气动力学研究及其预报问题. 暴雨·灾害, 1997, 10: 37~43  
Hu Bowei. The synoptic-dynamical studies on the warm shear-line type Meiyu front and its prediction problems. *Torrential Rain · Disaster* (in Chinese), 1997, 10: 37~43
- [21] 胡伯威, 彭广. 长江中下游梅雨锋产生和发展的个例研究. 气象学报, 1995, 53 (增刊): 613~621  
Hu Bowei, Peng Guang. A case study on the generation and development of Mei-yu front in the Middle-down Reaches of Yangtze River. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1995, 53 (Suppl.): 613~621
- [22] 赵思雄, 孙建华, 陈红, 等. 1998年7月长江流域特大洪水期间暴雨特征的分析研究. 气候与环境研究, 1998, 3 (4): 368~381  
Zhao Sixiong, Sun Jianhua, Chen Hong, et al. Study of heavy rainfall in the Yangtze River during July 1998. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 1998, 3 (4): 368~381
- [23] 赵思雄, 周晓平. 风场在预报暴雨发生中的作用. 大气科学, 1984, 8 (1): 1~6  
Zhao Sixiong, Zhou Xiaoping. The effect of wind field disturbances on the forecast of rainstorm formation. *Scientia Atmospheria Sinica* (in Chinese), 1984, 8 (1): 1~6
- [24] 马鹤年, 刘子臣, 徐达生. 次天气尺度型暴雨系统发展和消亡的诊断分析. 北方天气文集 (1), 北京: 北京大学出版社, 1981. 1~11  
Ma henian, Liu Zichen, and Xu Dasheng. Diagnostic study on developing and vanishing of type of subsynoptic scale system associated with heavy rainfall. *Weather in North China* (1), Beijing: Peking University Press, 1981. 1~11