

2008 年“7. 22”襄樊特大暴雨的天气学机理分析及地形的影响^{* 1}

廖移山¹ 冯 新² 石 燕¹ 王仁乔³ 李 俊¹ 闵爱荣¹
LIAO Yishan¹ FENG Xin² SHI Yan¹ WANG Renqiao³ LI Jun¹ MIN Airong¹

1. 中国气象局武汉暴雨研究所, 武汉, 430074

2. 襄樊市气象局, 襄樊, 441021

3. 武汉中心气象台, 武汉, 430074

1. *Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan 430074, China*

2. *Xiangfan Meteorological Office of Hubei Province, Xiangfan 441021, China*

3. *Wuhan Central Meteorological Observatory, Wuhan 430074, China*

2009-12-25 收稿, 2010-03-19 改回.

Liao Yishan, Feng Xin, Shi Yan, Wang Renqiao, Li Jun, Min Airong. 2011. Analysis of the mechanism for “2008. 7. 22” excessive rain event in Xiangfan with a focus on the terrain effect. *Acta Meteorologica Sinica*, 69(6):945-955

Abstract An excessive rain occurred in Xiangfan City in northwest Hubei Province on July 22, 2008. Based on the data of conventional observation, surface hourly precipitation, the NCEP reanalysis data, as well as the satellite and radar data, weather diagnosis and analysis on this event are carried out. The results show that the stable divergence system in the upper troposphere, the stable convergence system in the surface layer, the deep southwest China vortex in the middle-low levels and the strengthening low-level jet are the main influence systems in this event. With an analysis focused on the emergence of strong divergence center in 200 hPa and the mechanism of its stabilization, stagnation and strengthening, we find that the superposing of strong divergence center on the right side of the upper-level jet and the wind direction peristome between the westerly trough and the south Asia high anticyclone circumfluence has a main contribution to the strong divergence center appearing above the strong precipitation center. The growing of the high-level westerly trough after a sudden stop in its eastward moving results in the stabilization and stagnation of strong divergence center, which is the essential mechanism for strong precipitation maintaining. In the surface layer, a strong north sinking cold outflux emerging from the outside of a developed convective cloud cluster intrudes to near Xiangfan along the shallow valley. When the south warm-wet flow strengthens and moves northward, it is obstructed breadthwise by the cold outflux and lengthways by the Great Ba Mountain, which brings a strong convergence center in low levels and helps for its stabilization. With addition to the effect of strong divergence in high levels, thick ascending movement comes forth. The stabilization of the surface inverted trough of low pressure as well as quasi-stationary front and the strengthening of baroclinicity in the boundary layer are favorable to the maintaining and developing of meso-scale convective systems in this region. The deep southwest China vortex in the middle-lower layers and the developing low-level jet feed strong precipitation center with sufficient water vapor. The meso- β -scale convective cloud clusters and strong convective cells breaking up continually from the northeast side of the vortex move along the low-level shear line to Xiangfan, where they develop further under the favorable dynamical action of high-level strong divergence and low-level strong convergence and finally induce an excessive rain.

Key words Excessive rain, Southwest China vortex, Low-level jet, Upper-level jet, Analysis of mechanism, Terrain effect

* 资助课题: 国家自然科学基金项目(41075038、40930951、40975025)。

作者简介: 廖移山, 主要从事天气分析与暴雨中尺度机理研究。E-mail: liaoyishan@whhr.com.cn

摘要 利用常规观测、地面逐时降水、NCEP再分析资料和卫星雷达资料,对2008年7月22日发生在鄂西北襄樊的特大暴雨过程从对流层高层一直到地面的天气形势特征进行了较为系统的分析,结果表明,对流层高层稳定的辐散系统、近地层稳定的辐合系统以及中低层发展深厚的西南低涡、不断加强的低空急流是造成这次特大暴雨的主要影响系统。重点分析了200 hPa强辐散中心形成的原因及其在降水中心上空稳定、停滞、加强的机制,认为高空急流右后侧的风速辐散区与西风槽和南亚高压反气旋环流之间的风向开口区两种辐散作用的叠加是造成强降水中心上空强辐散中心的主要原因,而高层西风槽在东移过程中突然停滞并加深,从而导致强辐散中心一度稳定、停滞则是强降水持续发展的重要机制。在近地层,由一个已经发展的对流云团外围出现的强偏北下沉冷流出流沿浅薄地形河谷区侵入襄樊附近,当偏南暖湿气流不断加强北进时,一方面受到冷出流的横向阻挡,另一方面又受到大巴山地形的纵向阻挡,两种阻挡作用交汇于襄樊上空,使低层出现强辐合中心并稳定维持,在高层强辐散的共同作用下出现深厚的上升运动。地面低压倒槽和准静止锋的稳定维持以及边界层内大气斜压性的增强也有利于中尺度对流系统在该区域的维持和发展。中低层发展深厚的西南低涡和不断加强的低空急流为强降水中心输送了充足水汽,从西南低涡的东北侧不断分裂出 β 中尺度对流云团和强回波单体,并沿低层切变线移动到襄樊上空后叠加在高空强辐散、低层强辐合的有利动力作用下而得到进一步发展,并最终形成特大暴雨。

关键词 特大暴雨, 西南低涡, 低空急流, 高空急流, 机理分析, 地形影响

中图法分类号 P458.1⁺21.1

1 引言

近十年来,各地暴雨强度不断突破其历史的极值。1998年7月9日,陕西省商洛地区丹凤县出现了世界内陆之最大的特大暴雨(由中国国家水利部水文局组成的专家组认定为当时的世界之最),6 h降雨量超过1500 mm(赵世发等,2002)。2001年8月5日夜间,上海普降暴雨,中心城区出现特大暴雨,降水量创50年来之最(陈永林等,2007)。2003年7月4日20时至5日14时(北京时,下同),南京出现了历史罕见的大暴雨,创下南京有气象记录以来日降水量之最(何立富等,2006)。2003年7月7—11日,湘西北连续出现暴雨天气,暴雨中心张家界最大日降雨达455 mm,刷新了湖南省历史记录(叶成志等,2007)。2003年8月25日20时30分至26日01时,四川雅安市雨城区5 h降水量高达228 mm,为1939年有气象记录以来的最强暴雨(彭贵康等,2008)。2005年9月4—5日,重庆开县日雨量达307 mm,超过历史极大值(刘毅等,2006)。2007年8月8—11日雷州半岛西南部出现了一次特大暴雨,日雨量和时雨量均超过当地历史观测资料的最大值(张羽等,2009)。2007年7月16—17日,重庆市日雨量达268 mm,为有气象观测记录以来的最大值(王勇等,2007)。2008年8月25日一场罕见的特大暴雨再次袭击上海,1 h雨量就达118 mm,超过百年一遇的暴雨标准(王瑾,2008)。

由于特大暴雨具有瞬间强度高、降水总量大、持续时间长等特点,因而决定了它具有极强的破坏性

和灾害性,同时,由于特大暴雨具有复杂的形成机理,决定了准确预报具有较大的难度。近年来,对特大暴雨的分析研究不断深入,众多研究不断加深对特大暴雨形成机理的认识。廖捷等(2005)通过数值模拟重点分析了不同尺度天气系统相互作用对江淮地区一次特大暴雨过程的影响。王欢等(2006)模拟分析了2003年7月4—5日淮河流域发生的一次强暴雨过程,探讨了低层中尺度辐合场和高层中尺度辐散场的发展与耦合对中尺度系统发展的预示作用。杨克明等(2006)从主要影响天气系统及一些重要物理量场对黄淮地区的一次特大暴雨过程影响进行了天气动力学诊断分析。廖移山等(2006)通过数值模拟分析研究了发生在河南的一次特强暴雨 β 中尺度流场的发展机理。王亦平等(2008a, 2008b)通过数值模拟对淮河流域的一次异常特大暴雨从 β 中尺度对流系统的结构特征、不稳定条件及其增强和维持的机制等方面进行了系统的分析。刘淑媛等(2007)对发生在香港的一次特大暴雨过程 β 中尺度线状对流的三维结构进行了细致研究。但由于每一次过程都有其不同的特点和形成机理(张云等, 2006; 顾清源等, 2008; 王军等, 2008; 慕建利等, 2008; 张端禹等, 2008; 王登炎等, 2008; 廖移山等, 2010),要找出其共性并提高预报能力尚需进行大量个例的深入研究。

2008年7月22日地处鄂西北的襄樊市发生了自1959年该市有气象观测记录以来最强的特大暴雨(王芹, 2008)。本文主要利用常规观测、地面逐时降水资料、NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 的每6 h再分析资料和FY-

2C 卫星提供的逐时 TBB 资料,对这次过程进行天气诊断分析,以进一步加深对这类天气过程的认识。

2 降水实况简介

2008 年 7 月 20—23 日,在四川、重庆、湖北、河南、山东依次出现了一次大范围的强降水过程,主要降水出现在 21—23 日。从 2008 年 7 月 21 日 08 时—23 日 08 时的过程雨量分布(图 1)可以清楚地看到,雨带整体呈东北—西南向分布,值得注意的是,在地处鄂西北的襄樊市出现了 307 mm 的特大暴雨中心,而 100 mm 以上的大暴雨区则主要集中在河南省中南部。从 7 月 22 日 00 时—23 日 00 时襄樊的逐时雨量(图 2)可以看出,襄樊强降水主要

集中在 22 日 03—13 时,逐时雨强都在 10 mm/h 以上,最大雨强达 43 mm/h,10 h 累积雨量达到 243 mm,占总雨量的 75%,14 时以后降水明显减弱,20 时以后基本结束。此次暴雨过程的特点是降水强度大、时段集中、持续时间长,它不仅给当地农业生产、道路交通等造成严重危害,同时还严重影响到了当地人民群众的正常生活,据统计,仅襄樊市直接经济损失就超过 19 亿元。

从图 1 可以明显看到,襄樊过程雨量比周围站点高出一倍以上。另外,湖北省加密自动气象站雨量资料显示,过程雨量超过 200 mm 的也仅 6 个站,且都集中在襄樊城关站附近,范围并不大。那么在一个很小的范围内雨量为什么会明显高出周围 1 倍

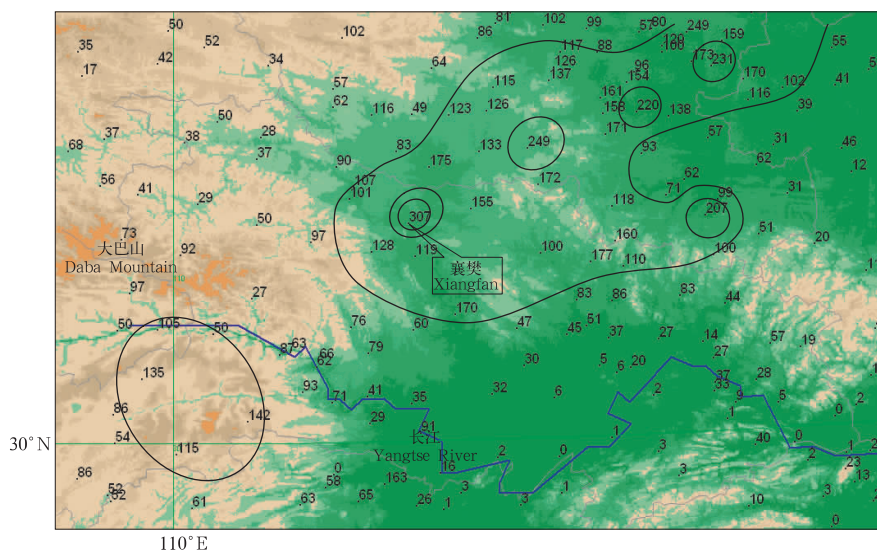


图 1 2008 年 7 月 21 日 08 时—23 日 08 时的雨量分布

(等值线由外至内依次为 100、200、300 mm,襄樊位置(32°05'N,112°11'E))

Fig. 1 Accumulative rainfall during 08:00 BT 21st to 23:00 BT 23th July 2008

(the isolines from the outside to the inside are respectively 100, 200 and 300 mm.

Xiangfan is located in (32°05'N,112°11'E))

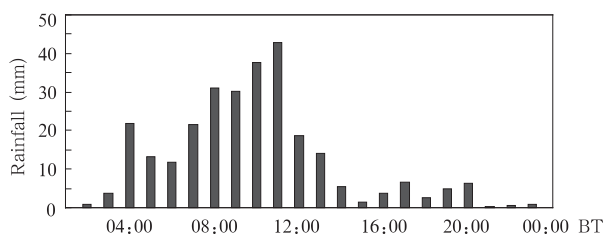


图 2 2008 年 7 月 22 日 00 时—23 日 00 时

襄樊逐时雨量

Fig. 2 Hourly precipitation from 00:00 BT 22 to 00:00 BT 23 July 2008 in Xiangfan

以上呢?襄樊的强降水维持 10 h 的原因何在呢?

3 降水天气形势分析

要回答上面提出的问题,就必须弄清楚此次降水过程稳定的天气形势以及在这种稳定的天气形势下强降水中心形成的机制。本文分析主要以常规观测资料(天气图)为基础,对所发现和揭示的天气现象及异常变化用 NCEP 再分析资料进行诊断分析,然后再结合卫星、雷达等观测资料进一步揭示其形成的过程和特征,并加以验证分析。

首先分析在襄樊强降水发生期间其上空垂直运动场的变化过程。从 500 hPa 垂直运动场的演变可以发现(图略):21 日 20 时,与此次降水相联系的垂直上升运动中心位于陕南渝北交界处,02 时东移进入鄂西北,08 时进一步东移到襄樊上空,14 时在襄樊上空停滞少动,20 时东移减弱。值得注意的是,上升运动区东移过程中 08—14 时在襄樊上空出现停滞少动,从强度上看正处于加强阶段,这与图 2 所反映出来的降水特征是吻合的。从这一现象出发,从高到低依次分析对流层各层的天气形势特征以及对强降水产生重要作用的天气系统的演变。

3.1 高层稳定的辐散形势

3.1.1 100 hPa 稳定的南亚高压脊线

从 2008 年 7 月 20 日 20 时到 22 日 20 时,100 hPa 南亚高压一直稳定维持在青藏高原上空(图略),其向东伸展的近东西向的高压脊线在此期间也一直稳定维持在 32°N 附近并向东延伸至长江下游地区,这一稳定的南亚高压脊线南北振荡幅度很小,它使得长江中下游地区一直处于对流层高层辐散的控制之下,从而有利于该地区降水的稳定和发展。

3.1.2 200 hPa 高空急流右后侧稳定的辐散中心

进一步分析 200 hPa 的散度场发现,有一个强辐散中心从鄂西北东移到襄樊上空后维持少动。从 22 日 200 hPa 流场、散度场及风场(图 3)可以看到,

08 时在河套地区有一支西风槽(图 3a),该西风槽从 21 日 08 时起不断东移,在西风槽的南面为南亚高压的反气旋环流,此时西风槽前大多为西西南风,而在 38°N 附近, 116°E 以东有一支风速中心在 45 m/s 以上的西风急流轴,在其后侧有一个辐散中心,等风速轴线沿辐散中心向西南方向伸展而与此正位于襄樊上空的另一个强辐散中心相连。这种高空急流轴后侧散度场的配置从 21 日 08 时就出现了,并随着西风槽和高空急流的东移而不断东移,其中远离急流轴的辐散中心强度要更大一些,有时可以超过另一中心的 2 倍。从流场的分布可以清楚地看到,位于北面的辐散中心主要是由于急流轴后部风速辐散所引起的,而南面的辐散中心一方面处于高空急流轴右后侧的风速辐散区中,另一方面它还位于西风槽前(偏南风)和南亚高压反气旋环流(偏北风)之间的风向开口辐散区中,两种辐散作用的叠加造成了该处的强辐散区。

值得注意的是,到 22 日 14 时(图 3b),高层辐散中心突然停止了移动,襄樊上空仍维持强辐散区,且辐散中心强度由 $8 \times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 增加到 $12 \times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 。进一步分析发现,西风槽 08—14 时突然停止了东移甚至还略有西退,从槽前槽后风场的变化可以看出西风槽有所加深,特别是槽前的风场大多由原来的西西南风转变为西南风,而槽前的西风急流轴则随

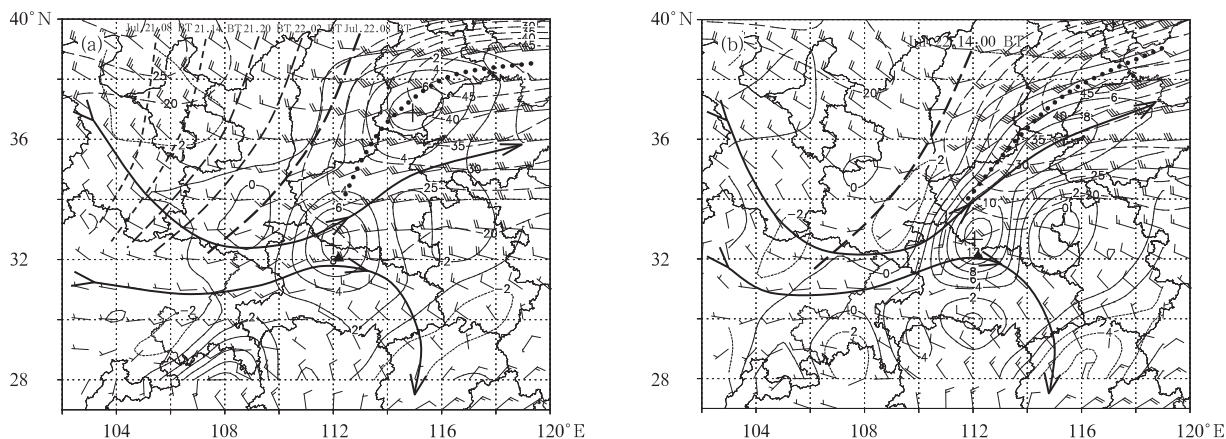


图 3 2008 年 7 月 22 日 08 (a)和 14 时(b)200 hPa 流场、散度场及等风速场

(实线表示等散度线,单位: 10^{-5} s^{-1} ;长虚线表示等风速线,单位: m/s ;箭头表示流线;

虚线表示槽线;点线表示等风速轴线;+ 号表示辐散中心;▲表示襄樊站)

Fig. 3 Streamline field, divergence (unit: 10^{-5} s^{-1}) field and isotach (unit: m/s)

field at 200 hPa on 08:00 BT (a) and 14:00 BT (b) 22 July 2008

(Real line is the constant divergence line; long broken line is the isotach; arrowhead represents the streamline; broken line denotes trough; dotted line is the isotach axis; + represents the divergence center; ▲ represents the Xiangfan station)

着槽的停止移动而维持少动。对于西风槽突然停止东移并有所加深的原因本文不作进一步分析,但从散度场的变化来看,急流轴后部的风速辐散区强度由 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 增加到 $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,它比襄樊上空辐散区强度的增加要少一些,这说明槽加深后槽前西南风的变化使得襄樊上空风向开口区更有利于辐散加强。

3.2 中低层稳定的辐合形势

3.2.1 850—400 hPa 发展深厚的西南低涡

西南低涡在这次降水过程中起到了重要的作用。从2008年7月21日08时—23日08时对流层中低层低涡的发展演变(图4)可以看出,21日08时500、700 hPa上位于青藏高原东侧的西南低涡开始向东南方向移动发展,21日20时850 hPa出现低涡并随其上的西南低涡一起继续向东南方向移动发展,到22日08时,400 hPa也有低涡新生发展,随后700—400 hPa的低涡折向东北方向移动,而850 hPa的低涡环流受大巴山阻挡继续向东南偏东方向移动。从降水的发展过程已经可以看到,22日20时襄樊的降水已经结束,而此时在襄樊东北侧的河南南部700 hPa又有新的低涡生成并随其西北侧上空的低涡一起继续向东北方向移动,到23日08时

850 hPa 仍有低涡在新生发展并随整个低涡系统一起继续向东北方向移动,最终造成了河南、山东的

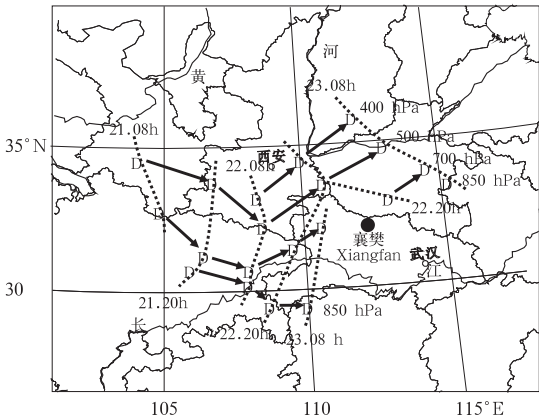


图4 2008年7月21日08时—23日08时
低涡发展演变

(D表示低涡,虚线表示同一时刻各层低涡所处的位置连线,箭头表示同一层次低涡的移动路径;
图中数字21.08h表示21日08时,其他同)

Fig. 4 Development of the low-level vortex from
08:00BT 21 to 23:00BT 23 July 2008

(D represents the low-level vortex; broken line is the link of the positions of the low-level vortex in the different layers at the same time; arrowhead is the track of the low-level vortex at the same layer)

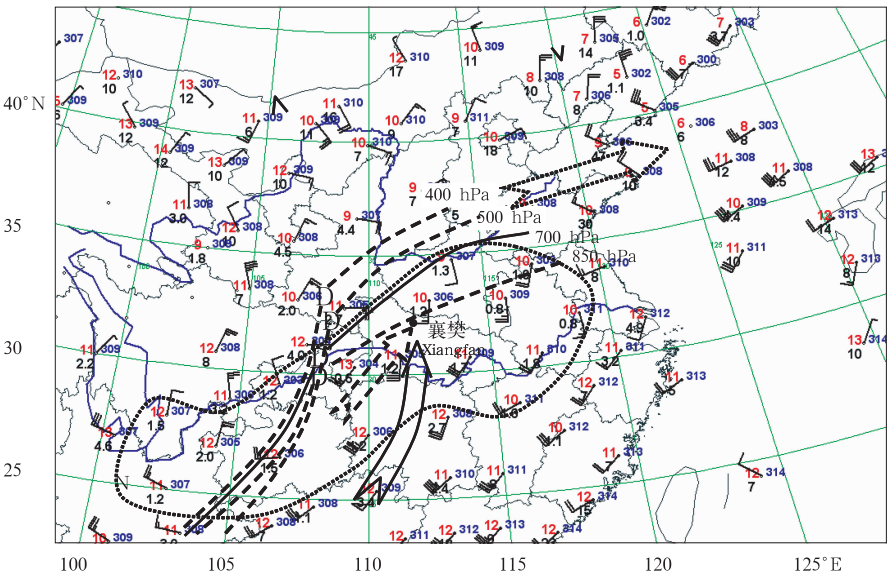


图5 2008年7月22日08时700 hPa天气形势

(实线箭头表示700 hPa急流轴,虚线箭头表示500 hPa急流轴,点线箭头表示200 hPa急流轴;阴影区表示700 hPa $T - T_d \leq 2^\circ\text{C}$ 的区域)

Fig. 5 700 hPa synoptic situation map at 08:00BT 22 July 2008

(Real arrowhead is for the 700 hPa jet axis; dashed arrowhead is for the 500 hPa jet axis; dotted arrowhead is for the 200 hPa jet axis. Areas of $T - T_d \leq 2^\circ\text{C}$ at 700 hPa are shaded)

强降水,本文对这一阶段的降水没有分析。

从图2已经看到,襄樊的强降水从22日03时开始,08时后降水明显加强,结合图4发现,此时西南低涡正处于发展加强阶段,在对流层低层该低涡位于重庆的中部,而在中层则位于陕西南部,在空间上呈明显的后倾状分布。图5是22日08时700 hPa的天气形势,并将400 hPa及以下各层的低涡、切变线叠加在图中,同时还给出了700、500和200 hPa的急流轴,可见各层西南低涡的南支槽都集中叠加出现在重庆南部—贵州中部,在其影响下贵州中东部及广西北部也出现了较强降水;而西南低涡向东北伸展的暖式切变线从下往上明显向北倾斜,襄樊位于850 hPa切变线上。 $T - T_d \leq 2^\circ\text{C}$ 的湿饱和区域覆盖了700 hPa切变线南侧的广大区域,500、700和850 hPa 3层的急流轴中心风速都在16 m/s以上,且急流轴方向都指向襄樊附近,水汽输送十分深厚、充足,水汽通量和水汽通量散度的分布(图略)也表明了这种水汽条件对最终形成襄樊特大暴雨是十分有利的。

图6是7月22日08时700 hPa散度场及21日08时到22日14时高低层散度中心的演变路径。结合图4可以看出,22日08时强辐合中心出现在西南低涡东侧的三峡区间并呈东北—西南向分布。追溯西南低涡的移动路径可以看到,位于西南低涡东侧的强辐合中心随低涡不断东移,与此同时高层的辐散中心也以大致相同的速度和方向移动。在此期间,位于低层辐合和高层辐散之间的区域也出现了较强的降水并随系统移动,22日02时,降水系统进入鄂西北,襄樊受其影响开始出现降水,到22日08时,高层辐散中心正好位于襄樊上空,而低层辐合中心虽然还远离襄樊,但向东北方向伸展的辐合区已经叠置在高层辐散中心的下方,这使得襄樊上空的垂直上升运动进一步加强,降水也不断加强。到22日14时,在高层辐散中心维持少动的同时,700 hPa的辐合中心突然折向东北方向移动,虽然辐合中心强度有所减弱,但襄樊上空的辐合强度却有所增加,在高层辐散强度增加的情况下,500 hPa形成了更强的垂直上升运动,降水在本时段也得以加强和持续。

3.2.2 925 hPa 稳定维持的强辐合中心

以往对925 hPa的形势分析较少,原因主要是该层高度较低(600—700 m),海拔高度在此之上的

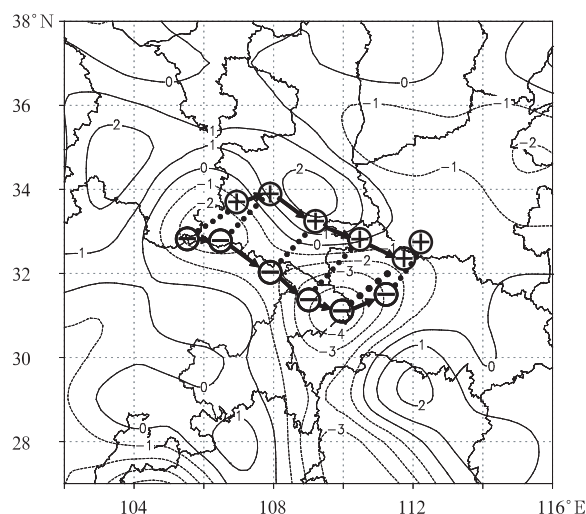


图6 2008年7月22日08时700 hPa散度场及高低层散度中心的演变路径

(-号表示700 hPa辐合中心, +号表示200 hPa辐散中心, 点线表示同一时刻辐合辐散中心所处位置的连线, 时间从21日08时到22日14时, 间隔6 h; 散度单位: 10^{-5} s^{-1})

Fig. 6 Divergence (unit: 10^{-5} s^{-1}) field at 700 hPa at 08:00 BT 22 July 2008 and the track of the divergence center at 200 hPa and 700 hPa during 08:00 BT 21 to 14:00 BT 22 July 2008

(- denotes the convergence center at 700 hPa; + denotes the divergence center at 200 hPa; dotted line is the link of convergence center and divergence center at the same time. The time interval is 6 h)

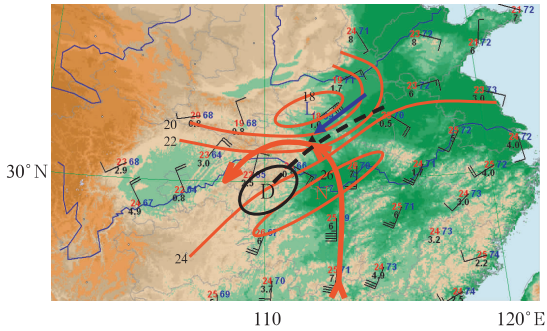
站点无资料致使该层资料少而难以完整分析天气系统的演变。但是,仔细分析依然可以发现一些值得关注的信号。21日20时,925 hPa西南低涡已从四川盆地东移到了重庆中部,长沙站为9 m/s南风,南阳站为10 m/s的东北气流,温度 21°C ,它与武汉站的温度梯度为 $4^\circ\text{C}/300 \text{ km}$;从7月22日08时925 hPa的天气形势(图7)可以看到,此时西南低涡已经东移到了鄂西南—湘西北的交界处,切变线向东北方向伸展并从襄樊上空穿越,随着西南低涡的东移,长沙站9 m/s南风迅速加大到17 m/s,值得注意的是,南阳10 m/s的东北气流也突然加大到16 m/s,且温度由 21°C 降低到 18°C ,与武汉站的温度梯度达到 $8^\circ\text{C}/300 \text{ km}$,比21日20时增强1倍。由于此时南风急流轴中心位于长沙附近,在图7中沿该站用粗红箭头绘制的急流轴线向北正好穿越至襄樊南侧,更为值得注意的是南阳站及其东北方向的郑州站(气温 19°C),它们的气温明显比周围要低

得多,从流场上看这个冷空气堆似乎也不是来自其东北方向的冷气流;从南阳站的高空、地面观测资料(表1)来看,地面到100 hPa风随高度升高均为顺时针偏转,这表明该站上空大气为暖平流。从表1还可以看出,850 hPa及以下各层温度都在18—20℃,只有925 hPa一层出现了强的偏北风,因此,大致判断这一强偏北冷气流为局地所生成。

图8是7月22日08、14时925 hPa风场、等风速场及散度场。从图8a可以看到,南风急流轴与强东北冷气流正好交汇在襄樊附近,致使这里出现了一个 $-6\times10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 的强辐合中心,从各层的散度分

布看(图略),最强的辐合就出现在925 hPa(最强的辐散出现在200 hPa);到14时(图8b),南风急流中心略为北抬,而东北冷气流继续维持并略有西伸,这使得强辐合中心依然停滞在襄樊上空,并且强度进一步加大到 $-8\times10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 。

图9是22日08、14时沿112°E ω 、垂直环流及温度距平经向剖面,其中温度距平为某一格点温度值减去该等压面该经度上中纬度(25°—45°N)的温度平均值,它表明了同一经度上温度的相对大小,通过它的空间分布就可以大致了解大气中冷暖气团的属性。从图9a可以看到,在襄樊北侧对流层低层有



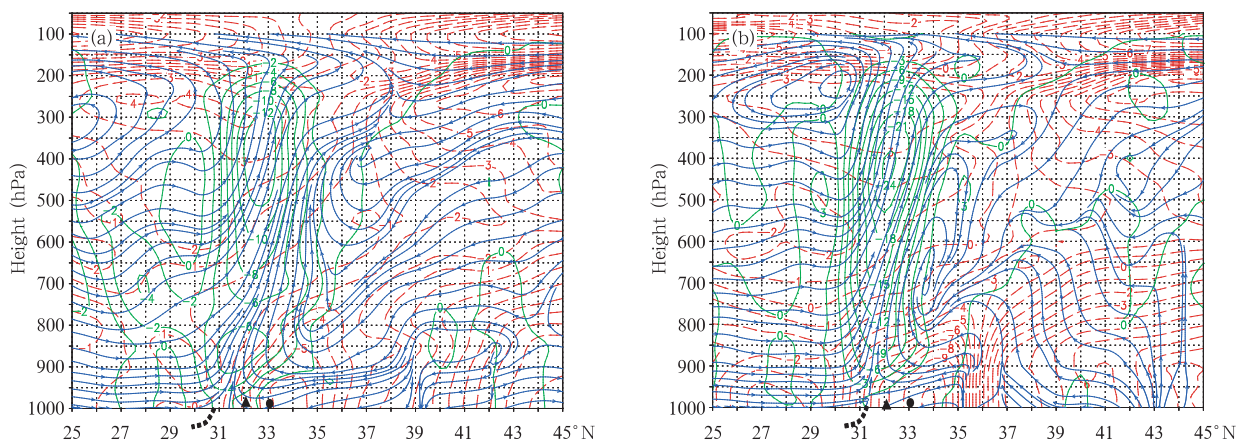


图9 2008年7月22日08时(a)、14时(b)沿112°E ω (实线,单位: 10^{-2} hPa/s)、垂直环流(矢线, ω 扩大100倍)、温度距平(虚线,单位:°C)径向剖面
(▲表示襄樊站位置,●表示南阳站位置,图下方点线表示地面辐合线位置)

Fig. 9 Latitudinal-vertical cross sections of ω (solid line, unit: 10^{-2} hPa/s), vertical circumfluence (arrow, 100 times the size of ω), temperature departure (dashed line, unit: °C) along 112°E at 08:00 BT (a) and 14:00 BT (b) 22 July 2008
(▲represents the Xiangfan station, ● represents the Nanyang station, dotted line represents the position of the surface convergence line)

一个较强的负温度距平区,其冷中心位于近地层,从该负温度距平区的分布特征来看,它似乎并不是其北侧中高层冷空气下传所致,尽管从经向垂直环流看此处有一支下沉气流,但从 ω 看与这支下沉气流配合的下沉速度很小,从温度距平看也没有强冷空气,那么襄樊北侧南阳附近的这个强冷空气堆是如何形成的呢?

此次过程的降水实况表明襄樊的降水从22日02时就已经开始,同时,在925 hPa切变线附近的河南省南部也已经出现降水。在22日05时的TBB(图10)上可以看到,湖北、河南交界处有一个对流云团在发展,南阳正位于其外围边缘,图7中925 hPa南阳出现的强偏北冷气流极有可能是该对流云团外围的下沉冷出流所致,这与廖移山等(2010)曾分析的现象有类似之处,这种由前一个对流云团外围的冷出流影响后期对流发展的现象值得引起注意,其物理过程更值得分析。

在图9a中,由于南阳上空低层出现的这支强东北冷气流稳定地阻挡了偏南暖湿气流,从而使得襄樊上空出现了较为深厚的上升运动,最强上升运动出现在400 hPa,中心值为 -13×10^{-2} hPa/s;到14时(图9b),由于低层辐合与高层辐散同时加强,襄樊上空的垂直上升运动也迅速增大到 $-24 \times$

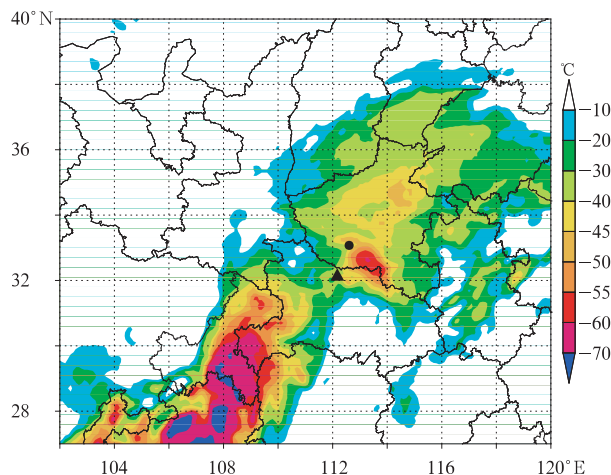


图10 2008年7月22日05时TBB
(▲表示襄樊站位置,●表示南阳站位置)

Fig. 10 TBB at 05:00 BT 22 July 2008
(▲represents the Xiangfan station, ● represents the Nanyang station)

10^{-2} hPa/s。22日08—14时,襄樊上空大气降水的动力条件处于加强过程中,它有利于襄樊降水的维持和加强,这与08时以后降水的实况演变一致。在图9a中还注意到,由于南阳附近强冷空气堆的形成,襄樊上空边界层内出现了较强的水平温度锋区,比21日20时的锋区强度增强了约1倍(在图7的分析中已经提到),从而使低层大气的斜压性迅速增

加;到14时(图9b),锋区及地面辐合线略向南移,锋区强度略有增加,襄樊上空边界层内大气仍维持较强的斜压性,它有利于中尺度对流系统在这一区域的发展。

3.2.3 地面稳定维持的低压倒槽和准静止锋

由2008年7月22日08时地面天气形势(图11)可以看到,西南低涡位于重庆中部,它向东延伸出低压倒槽,这支低压倒槽从21日20时就稳定维持在长江中下游地区,是一支地面准静止锋,从逐时的地面风场可以看到,襄樊一直处于准静止锋北侧的偏北气流中。22日08—14时,地面低压中心沿长江河谷向东北方向缓慢移动,这与700 hPa低涡移动的方向是一致的,该时段地面准静止锋在南北方向上略有摆动,锋面上维持较弱的锋区;14时以后,该准静止锋逐步南压,襄樊降水趋于减弱。

在襄樊强降水期间,由于西南低涡的稳定发展,地面低压中心及低压倒槽一直稳定维持在 31°N 附近,地面准静止锋与高空切变线所构成的北倾的切变系统也很稳定地维持,这个切变系统在850 hPa以下属冷式切变,其上具有较强的水平温度锋区和强烈的辐合,而在850 hPa以上属暖式切变,其南侧各层的暖湿急流轴都指向强降水中心,有利的天气形势为强降水的稳定发展提供了充足的条件。

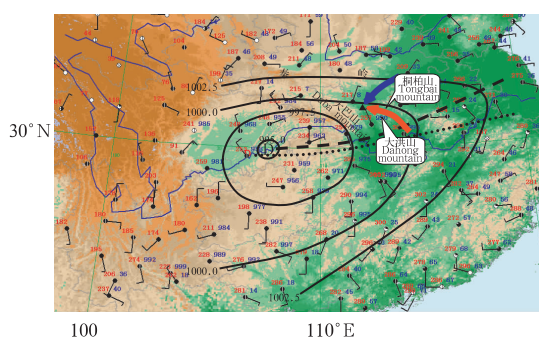


图11 2008年7月22日08时地面天气形势

(实线为等海平面气压线,单位:hPa;D表示低压;蓝色箭头示意冷气流,红色箭头示意暖气流;虚线为低压倒槽,点线为21日20时的低压倒槽,▲表示襄樊站)

Fig. 11 Surface synoptic situation at

08:00BT 22 July 2008

(real line is the constant sea level pressure line, unit: hPa; D represents low pressure; blue arrow denotes cold airflow while red arrow denotes warm airflow; broken line is for the inverted trough of low pressure, dotted line is for the one at 20:00 BT 21 July, and ▲ represents the Xiangfan station)

3.2.4 复杂的地形

从图11中可以看出襄樊附近地形非常复杂:在襄樊的东北侧是向东北方向开口的浅薄地形河谷区,河谷西北侧是秦岭余脉,东南侧是桐柏山,前述的东北冷气流沿河谷地形区稳定地侵入;在桐柏山的南面是尺度较小的大洪山,当东南暖湿气流沿两山之间的狭窄河谷区北上时受到东北冷气流的阻挡,从而使冷暖气流稳定地交汇于襄樊;在襄樊的西南侧是西北—东南走向的大巴山,结合图7来看,当东南暖湿气流在不断加强北进的时候,一方面受到东北冷气流的阻挡,另一方面又受到大巴山地形的阻挡,两种阻挡作用交叉于襄樊附近,暖湿气流在此被迫抬升。

在实际业务预报中预报员可能会注意这样一种现象:对于来自于西北路的冷空气而言,当它较强时易于对偏南暖湿气流形成直接的冲击而快速南下,不易在局地长久停滞而形成很强的降水;当它较弱时则对暖湿气流的抬升作用不够强,降水也难以达到很高的强度。而对于来自于东北路的冷空气来说,比如槽后高压底部的偏东冷空气(俗称“高压坝”),它对于偏南暖湿气流(尤其是东南气流)形成的是一种横向阻挡,暖湿气流从冷空气移动方向的侧面被抬升,冷暖气流易形成较长时间的对峙,这种冷空气可以看作是一种“延伸”的地形,在一段时间内稳定或准静止于某地,当强暖湿气流(比如急流轴)被稳定抬升后能持续较长时间而形成强降水。

本例中由于襄樊所处特殊地形区,尽管没有来自于大陆高压底部的偏东冷空气,但局地所生成的强冷空气沿河谷地形区自东北方向侵入后又受到大巴山的正面阻挡,稳定地维持在河谷地形区内,对特大暴雨的形成起到了重要作用。

4 降水过程的卫星云图、雷达回波特征

图12是2008年7月22日02—14时TBB的合成,这是襄樊强降水发生的主要时段,从图中可以看到,降水中心襄樊的TBB在 $-40\sim-45^{\circ}\text{C}$,这大约位于对流层高层(250—200 hPa),这种云系具有一定的对流性,但在中国南方夏季它的对流并不算强盛。结合前面的分析发现,最强的对流出现在西南低涡的东南偏东侧,该区域也出现了较强的降水,但从逐小时TBB的变化来看,它们具有明显的东移性,强降水难以在某一地点持续发展而形成更强的

降水。

值得注意的是,在西南低涡云系的东北侧有一支狭窄的云带向东北方向伸展,襄樊正位于其伸展的路径上,逐小时 TBB 显示,22 日 02 时后,从西南低涡的东北侧不断分裂出 β 中尺度对流云团并沿低层切变线向东北方向移动,图 13 很清楚地反映出了这种分裂过程,分裂出的对流云团是一种带有正涡度的气旋性扰动,当它移动到襄樊上空后叠加在高空强辐散、低层强辐合的有利动力作用下而得到进一步发展,由于高空强辐散、低层强辐合作用稳定维持在襄樊上空,因而它非常有利于从低涡东北侧分裂出来的对流云团朝其所控制的区域移动。同时,由于襄樊上空边界层内大气具有较强的水平锋区和

斜压性,因此在这一区域内是有利于中尺度对流系统发生发展的。

同样从雷达回波(图略)也可以看出与卫星云图相似的特征。在襄樊强降水期间,位于鄂西南的低涡回波缓慢向东北方向移动,而其东北侧则不断分裂出回波单体,值得注意的是,分裂出来的回波单体总是朝着东北方向移动,它的移动速度明显快于低涡回波的整体移动速度,襄樊成为其必经之处,于是从低涡回波的东北侧向东北方向形成了一条狭窄的带状回波,回波单体移动到襄樊后总能得到明显加强,这种现象常被预报员称为“列车效应”。该时段襄樊上空的回波强度基本在 40—50 dBz,从而使降水一直维持很高的强度并最终形成特大暴雨。

5 结 论

本文对 2008 年 7 月 22 日发生在襄樊的特大暴雨过程从对流层高层一直到地面的天气形势特征进行了较为系统的分析,重点对 08—14 时强降水稳定维持加强的原因进行了诊断及机理研究,综合得到以下结论:

(1) 高层辐散系统稳定

100 hPa 南亚高压稳定维持在青藏高原上空,其向东伸展的近东西向的高压脊线一直稳定维持在 32°N 附近,它使得长江中下游地区一直处于对流层高层辐散的控制之下,而 200 hPa 高空急流右后侧的强辐散作用是襄樊强降水稳定发展的一个主要原因。襄樊一方面处于高空急流右后侧的风速辐散区中,另一方面还位于 200 hPa 西风槽和南亚高压反气旋环流之间的风向开口区中,两种辐散作用的叠加造成了该处的强辐散中心。由于高层西风槽在东移过程中突然停滞并有所加深,从而导致槽前西南风出现变化并使得襄樊上空风向开口区更有利于辐散加强,该辐散中心在襄樊上空一度稳定、停滞、加强则是强降水持续发展的重要机制。

(2) 近地层辐合系统稳定

在近地层,由一个已经发展的对流云团外围出现的强偏北下沉冷出流沿浅薄地形河谷区侵入襄樊附近,当偏南暖湿气流不断加强北进的时候,它一方面受到冷出流的横向阻挡,另一方面又受到大巴山地形的纵向阻挡,两种阻挡作用交汇于襄樊上空,使低层出现强辐合中心并稳定维持,暖湿气流在此被强迫抬升,在高层强辐散的共同作用下出现深厚的

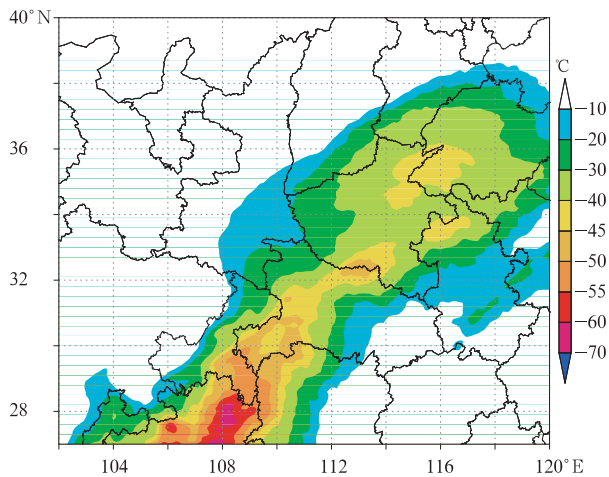


图 12 2008 年 7 月 22 日 02—14 时 TBB 合成
Fig. 12 Composite TBB for the period of
02:00–14:00 BT 22 July 2008

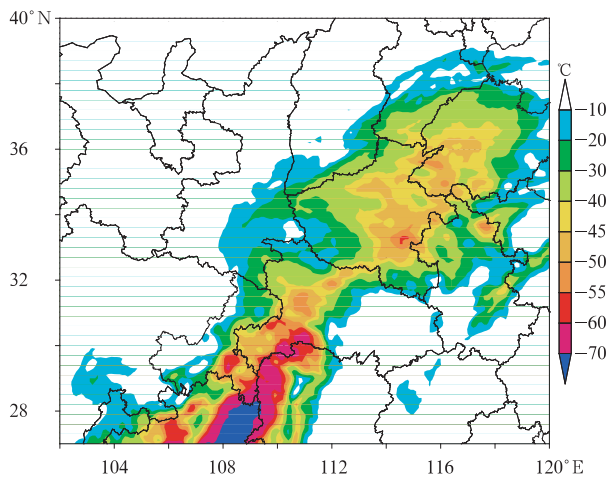


图 13 2008 年 7 月 22 日 08 时 TBB
Fig. 13 TBB at 08:00 BT 22 July 2008

上升运动。同时,地面低压倒槽和准静止锋的稳定维持以及边界层内大气斜压性的增强,都有利于中尺度对流系统在这一区域的维持和发展。

(3) 中低层西南低涡发展深厚

在中低层西南低涡发展加强的过程中,其东南侧的西南低空急流也随着低涡的发展而加强,急流轴都直接指向强降水中心,水汽输送十分深厚、充足。从西南低涡的东北侧不断分裂出 β 中尺度对流云团和强回波单体并沿低层切变线向东北方向移动,它们是一种带有正涡度的气旋性扰动,当其移动到襄樊上空后叠加在高空强辐散、低层强辐合的有利动力作用下而得到进一步发展并最终形成特大暴雨。

参考文献

- 陈永林,杨引明,曹晓岗等.2007.上海“0185”特大暴雨的中尺度强对流系统活动特征及其环流背景的分析研究.应用气象学报,18(1):29-35
- 顾清源,周春花,青泉等.2008.一次西南低涡特大暴雨过程的中尺度特征分析.气象,34(4):39-47
- 何立富,黄忠,郝立生.2006.“0374”南京特大暴雨中尺度对流系统分析.气象科技,34(4):446-454
- 刘淑媛,孙健,王洪庆等.2007.香港特大暴雨 β 中尺度线状对流三维结构研究.大气科学,31(2):353-363
- 刘毅,段相洪,杨晓怡等.2006.重庆“9.5”特大暴雨的诊断分析.成都信息工程学院学报,21(2):283-289
- 廖捷,谈哲敏.2005.一次梅雨锋特大暴雨过程的数值模拟研究:不同尺度天气系统的影响作用.气象学报,63(5):771-789
- 廖移山,张兵,李俊等.2006.河南特强暴雨 β 中尺度流场发展机理的数值模拟研究.气象学报,64(4):500-509
- 廖移山,李俊,王晓芳等.2010.2007年7月18日济南大暴雨的 β 中尺度分析.气象学报,68(6):944-956
- 慕建利,王建捷,李泽椿.2008.2005年6月华南特大连续性暴雨的环境条件和中尺度扰动分析.气象学报,66(3):437-451
- 彭贵康,卢萍,李昀英.2008.雅安“8.26”特大暴雨的天气分析.高原山地气象研究,28(3):27-36
- 王登炎,周小兰,马文彦.2008.湖北省特大暴雨形成的物理图像和机理.暴雨灾害,27(4):295-300
- 王欢,倪允琪.2006.2003年淮河汛期一次中尺度强暴雨过程的诊断分析和数值模拟研究.气象学报,64(6):734-742
- 王瑾.2008.百年不遇申城特大暴雨解析.气象知识,(5):4-5
- 王军,张广周,胡燕辉等.2008.一次特大暴雨过程的诊断分析.气象与环境科学,31(9):112-114
- 王芹.2008.今年7月湖北省襄樊市出现近50年来特大暴雨.暴雨灾害,27(3):267-267
- 王亦平,陆维松,潘益农等.2008a.淮河流域东北部一次异常特大暴雨的数值模拟研究I:结果检验和 β 中尺度对流系统的特征分析.气象学报,66(2):167-176
- 王亦平,陆维松,潘益农等.2008b.淮河流域东北部一次异常特大暴雨的数值模拟研究II:不稳定条件及其增强和维持机制分析.气象学报,66(2):177-189
- 王勇,王裕文.2007.重庆:百年来最强的暴雨.气象知识,(4):14-15
- 杨克明,林建,康志明等.2006.2004年7月黄淮特大暴雨的天气动力学分析.高原气象,25(5):781-791
- 叶成志,潘志祥,刘志雄等.2007.“03.7”湘西北特大致洪暴雨的触发机制数值研究.应用气象学报,18(4):468-478
- 张端禹,张兵.2008.江汉平原一次突发性特大暴雨的诊断分析.暴雨灾害,27(2):121-126
- 张羽,牛生杰,于华英等.2009.雷州半岛一次特大暴雨的特点及成因.南京气象学院学报,32(1):108-114
- 张云,潘晓滨,暴冬玲等.2006.一次特大暴雨中尺度系统结构特征和机理分析.解放军理工大学学报:自然科学版,7(4):396-404
- 赵世发,周军元,王俊等.2002.一次罕见的特大暴雨物理量场特征分析.南京气象学院学报,25(2):271-276