

青藏高原东北侧 突发性暴雨分析研究与应用

◆ 主编 杜继稳

气象出版社

Qingzang Gaoyuan Dongbeice
Tufaxing Baoyu Fenxi Yanjiu yu Yingyong



ISBN 7-5029-3933-4



9 787502 939335 >

ISBN 7-5029-3933-4/P · 1404

定价: 50.00元

国家科技部公益项目

陕西省干旱遥感监测与突发性暴雨监测预警系统研究(2001DIB20095)

青藏高原东北侧突发性暴雨 分析研究与应用

主 编: 杜继稳

副主编: 张 弘 梁生俊
侯建忠 赵奎锋

气象出版社

图书在版编目(CIP)数据

青藏高原东北侧突发性暴雨分析研究与应用/杜继稳,张弘,梁生俊编著.—北京:
气象出版社,2005.3

ISBN 7-5029-3933-4

I.青… II.①杜…②张…③梁… III.①暴雨-研究-陕西省②暴雨-研究-内蒙古
IV.P426.62

中国版本图书馆CIP数据核字(2005)第019728号

气象出版社 出版

(北京海淀区中关村南大街46号 邮编:100081)

总编室:010-68407112 发行部:010-62175925

网址:<http://cmp.cma.gov.cn> E-mail:qxchs@263.net

责任编辑:黄丽荣 李澄昌 终审:汪勤媛

封面设计:索犹工作室 版式设计:刘祥玉 责任校对:邢惠英

*

北京市京东印刷厂印刷

气象出版社 发行

*

开本:787×1092 1/16 印张:19.5 字数:499千字

2005年3月第一版 2005年3月第一次印刷

印数:1~1000册 定价:50.00元

本书如存在文字不清、漏印以及缺页、倒页、脱页等,请与本社
发行部联系调换

序 言

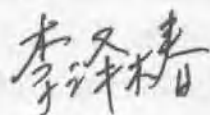
陕、甘、宁、内蒙古地处青藏高原东北侧,南部为东西向秦巴山脉,北部为东西向阴山山脉,东部为南北向吕梁山山脉,西部为近于南北向的贺兰山脉和六盘山脉,其中除了甘肃陇南地区和秦巴山地外,主要部分为广阔的黄土高原和鄂尔多斯台地。这样的山文走向和地形分布同西风带环流相互作用,使得该地区的降水有着独特的分布规律,暴雨在形成机理上与华北、华东和华南暴雨有明显差异。

该区域主要部分属于干旱半干旱气候区域,生态环境比较脆弱。由于这两个原因,发生在该地区的暴雨具有双重性,它既补充了水资源,又极易造成局地洪涝和山地灾害。突发性暴雨是陕西典型的灾害性天气之一,通常来势猛、强度大、历时短且局地性强,常常引发严重的洪涝灾害和诱发局部山地灾害,给人民生命财产带来严重损失,生态环境愈脆弱,损失就愈大,加之此类暴雨发生前征兆不明显而预报难度大,因此愈来愈引起气象科技工作者的高度关注。但多年来对突发性暴雨研究主要是一般性的个例分析,研究缺乏系统性。

近几年来,陕西的气象科技人员,在承担国家科技部社会公益项目“陕西省干旱遥感监测与突发性暴雨监测预警系统研究(2001DIB20095)”中,以1970年以来发生在陕西的突发性暴雨为研究对象,综合使用现有探测手段和加密监测信息,采用中尺度分析技术和天气学分析、动力学诊断、数值模拟等方法,揭示出突发性暴雨许多新观测事实;对突发性暴雨的气候与降水分布特征,环流背景场,高低空流场、能量场、温湿场和动力场特征,高空与地面的中尺度系统的空间结构,中尺度对流云团等特征及其演变,有了相对系统的认识,并以此为基础系统研究了突发性暴雨的生成规律和演变机理;从实际业务出发,开发了突发性暴雨监测预警分析技术,建立了突发性暴雨监测预警服务业务流程,并开发了监测预警业务平台,为分析制作和发布突发性暴雨预警服务,提供了决策支持环境,提高了突发性暴雨预报预警能力和服务水平。

该研究的另一突出特点是:参加这次研究课题的大部分同志来自业务第一线,既有省级的预报员,又有地市台的预报员。他们对青藏高原东北侧的天气有着深刻的认识和丰富的实践经验,其研究注重理论和实践相结合,成果具有很强的实用性。通过近3年的研究,使他们既从理论上对暴雨有了更为系统的认识,又从实践上提高了预报能力和业务水平。同时为陕西培养了一批人才,推动了陕西气象业务的进步。

从该项目的整个研究来看,发现的突发性暴雨新观测事实,揭示的突发性暴雨生成规律和演变机理,深化了对暴雨的认识,丰富了暴雨理论,为陕西省突发性暴雨的监测预警服务提供了理论基础和技术指导,对其他地区开展突发性暴雨研究和监测预警服务也具有很好的指导意义和参考借鉴价值。



李泽椿(院士)

2004年12月15日

前 言

青藏高原东北侧突发性暴雨分析研究与应用是国家科技部社会公益项目“陕西省干旱遥感监测与突发性暴雨监测预警系统研究(2001DIB20095)”项目中的主要内容之一,同时得到了陕西省科学技术厅攻关项目“突发性天气监测预警系统研究(2001K09—G7)”的支持和陕西省防汛抗旱总指挥部的资助。该项研究主要由陕西省气象台承担,参加该项目研究的还有陕西省宝鸡市气象台、咸阳市气象台、铜川市气象台、榆林市气象台的部分预报技术人员。主要完成人有杜继稳、张弘、梁生俊、侯建忠、孙伟、陈卫东、孙田文、赵榆飞、朱海利、刘勇、赵奎锋、宁志谦、慕建利、夏巧利、高宇、燕东渭、周文韬等。参加该项研究的这些同志都是天气预报业务一线的技术骨干和计算机应用开发的技术骨干,既有省台首席预报员,又有业务管理人员。他们在完成本职工作前提下,充分利用业余时间承担该项研究;一边履行管理职责,一边完成研究任务,正是经过他们的辛勤努力,圆满完成了国家科技部项目任务书的目标要求。

该项研究始终遵循“理论性成果必须出论文,应用性成果必须拿到业务中应用检验”的原则,边研究边应用边改进完善,研究开发成果及时在陕西省气象台和宝鸡、咸阳、铜川、榆林市气象台的预报业务中应用检验。2003年,陕西省气象局统一组织将项目研究开发成果向全省推广应用,其产品作为省气象台的指导产品下发至市、县气象台。在此,项目组全体成员向陕西省气象局及陕西省气象台、宝鸡市气象局、咸阳市气象局、铜川市气象局、榆林市气象局的各级领导和有关人员表示衷心感谢。在项目的研究开发和成果的应用中,还得到了陕西省防汛抗旱总指挥部的大力支持,在此一并表示感谢。

本文集精选出52篇论文,根据研究内容划分为5个部分,其中大部分论文已经在各级刊物或有关会议上公开发表或交流。现将论文汇编成集,呈上读者,旨在突发性暴雨研究进行更广泛的讨论和交流,进一步扩大在这一领域的合作,提高突发性暴雨的研究水平。但由于水平和客观条件所限,我们仅对青藏高原东北侧突发性暴雨进行了相对系统分析研究,难免有不妥和疏漏之处,敬请读者批评指正。

本文集在编辑、出版过程中得到了气象出版社和黄丽荣主任的大力支持。在整个项目的研究过程中,得到国内许多著名气象专家和学者的关怀和指导,特别是李泽椿院士在百忙中为本书作序,在此一并表示感谢!

作 者

2005年2月

目 录

序言

前言

监测事实

关于突发性暴雨的初步研究	杜继稳等(1)
青藏高原东北侧突发性暴雨地面能量场特征分析	杜继稳等(8)
2002年6月8日佛坪突发性特大暴雨天气过程分析	刘 勇等(14)
一次台风与河套低涡共同影响的陕北暴雨分析	张 弘等(23)
中尺度对流系统(MCSs)散度场的特殊结构	张 弘等(31)
一次槽后“湿”对流风暴的中尺度分析	刘 勇等(37)
急流次级环流对一次长时间局地强风暴天气的作用	刘 勇(46)
一次陕西突发性暴雨的中尺度系统分析	孙田文等(53)
青藏高原东北侧突发性暴雨中尺度分析	张 弘等(59)
对流层低层偏东风在陕西8.28大暴雨中的作用	宁志谦等(64)
登陆台风对陕西一次强雷暴天气的作用	刘 勇(69)
突发性暴雨中尺度分离效果的对比分析	孙田文等(75)

综合分析

初夏高原东侧一次特大暴雨的综合分析	张 弘等(82)
台风与高原东北侧冷锋暴雨的环境场及云图特征分析	侯建忠等(92)
两次台风远距离暴雨的对比分析	张 弘等(99)
陕西一次特大暴雨天气过程分析	孙 伟等(107)
陕南两类突发性暴雨的对比分析	孙 伟等(114)
一次台风远距离突发性暴雨的特征分析	张 弘等(120)
陕北地区突发性暴雨和系统性暴雨的对比分析	赵榆飞等(126)
台风活动与青藏高原东北侧极端暴雨的相关及动力特征分析	侯建忠等(133)
陕西区域性暴雨和大暴雨的特征分析	侯建忠等(140)

诊断分析

青藏高原东北侧突发性暴雨的环流及动力特征分析	侯建忠等(146)
青藏高原东北侧一次中尺度对流复合体的环境流场及动力分析	侯建忠等(151)
黄土高原一次突发性局地特大暴雨过程的诊断分析	刘 勇等(158)
2002年6月8日西安地区一次罕见暴雨成因分析	孟小绒等(166)
两次暴雨过程的能量和湿位涡分析	宁志谦等(171)

青藏高原东北侧突发性暴雨物理量场特征分析	陈卫东等(175)
一次突发性暴雨的诊断分析	孙伟(180)
螺旋度在突发性暴雨分析中的应用	朱海利(184)

机理及数值分析

秦巴山区一次典型高原涡大暴雨成因分析	梁生俊等(189)
渭河流域一次突发性暴雨成因分析	梁生俊等(195)
“6.8”突发大暴雨过程和 β 中尺度低涡分析与数值模拟	慕建利等(201)
一次诱发山地灾害突发性暴雨数值模拟及诊断分析	慕建利等(208)
一次高原低涡突发大暴雨的数值分析	梁生俊等(216)
“98.7”青藏高原东侧大暴雨数值分析及截断水汽场数值试验	梁生俊等(221)
“浣熊”(0204)号台风与陕西 6.8 大暴雨的模拟及诊断分析	侯建忠等(225)
陕西历史最早暴雨成因初步分析	梁生俊等(230)
陕西省一次暴雨的数值模拟及对比分析	周丽峰等(235)

业务应用

突发性暴雨个例档案库	陈卫东等(239)
地面能量天气图及软件设计	周文韬(243)
航危报天气图分析方法初探	燕东渭等(247)
基于 Micaps 平台的四维天气诊断分析系统	赵榆飞等(251)
陕西省天气雷达组网拼图系统	夏巧利等(256)
卫星云图显示及定量降水估算系统	高宇等(260)
陕西省分县要素预报系统	张弘等(264)
分县要素预报技术的进一步研究	张弘等(269)
用多因子组合集成预报陕西关中大降水	侯建忠等(276)
一种暴雨相似天气预报分析方法	朱海利等(280)
一种集合暴雨预报方法	朱海利等(283)
η 坐标中尺度数值预报模式在陕西大降水中的应用	梁生俊等(286)
MM5-V3.5 中尺度数值预报模式业务应用	慕建利等(290)
陕西省突发性暴雨监测、预警业务平台	赵奎锋等(296)
附录:项目验收专家组意见	(302)

关于突发性暴雨的初步研究

杜继稳¹ 张 弘² 孙 伟¹ 梁生俊¹ 陈卫东² 侯建忠¹

(1. 陕西省气象台, 陕西西安 710015; 2. 宝鸡市气象台, 陕西宝鸡 721000)

摘 要

针对青藏高原东北侧提出了突发性暴雨的定义。并将突发性暴雨同一般性暴雨作了分析比较, 发现二者的主要差异表现在降水历时和降水强度上。另外, 突发性暴雨高空环流场可归纳为三种类型: 低槽副高型, 副高控制型, 西北气流型。

关键词: 青藏高原东北侧 突发性暴雨

陕、甘、宁、内蒙古交界地区地处青藏高原东北侧, 山文走向独特, 其中南部为东西向秦巴山脉, 北部为东西向阴山山脉, 东部为南北向吕梁山山脉, 西部为近于南北向的贺兰山山脉和六盘山山脉, 其中除了甘肃陇南地区和秦巴山地外, 主要部分为广阔的黄土高原和鄂尔多斯台地。这样的山文走向和地形分布同西风带环流相互作用, 使得该地区的降水有着独特的分布规律, 使得该地区的暴雨在形成机理上不同于华北暴雨, 也不同于华东或华南暴雨。

陕、甘、宁、内蒙古交界地区主要部分属于干旱半干旱气候区域, 生态环境比较脆弱。由于这两个原因, 发生在该地区的暴雨具有双重性, 它既带来水资源, 但同时带来局地山地灾害和洪涝灾害。文献^[1]曾分析指出, 在西北地区暴雨是利大于弊的天气, 暴雨多的年份, 往往大范围降雨也较多, 解除了西北地区农业干旱, 有利于农业丰收。实际中不是所有暴雨天气都带来灾害, 那种降水历时长, 雨强小的暴雨一般不会带来灾害, 而那种降水历时短, 雨强大、降雨集中的暴雨则易带来灾害。有人曾将暴雨分为两类^[2]: 一类是区域性暴雨, 另一类是局地突发性暴雨。后一类暴雨的影响范围虽然不及前者, 但它由于来势猛, 强度高, 往往造成的灾害损失就大得多。特别是雨前征兆不明显, 高空环境场系统不清楚, 因而难以预测的暴雨就会带来更为严重的灾害。本文对后一类暴雨做了初步的分析研究。

1 突发性暴雨定义

通常将日雨量 ≥ 50 mm 定义为暴雨。但在不同地区则根据当地气候、雨量、生态和影响特点, 重新划定对当地有影响的强降水日雨量标准。如新疆将日雨量 ≥ 10 mm 称为大降水, 甘肃西部和青海将日雨量 ≥ 25 mm 称为重要天气或叫大到暴雨^[3]。在高原东北侧, 仍

沿用全国通用暴雨日雨量标准 ($\geq 50 \text{ mm/d}$)。对那种降水历时短、雨强大、降水集中,雨前征兆不明显,因而难以预报且损失严重的暴雨称之为突发性暴雨。针对高原东北侧的陕西,我们普查了 1970~1999 年的全部暴雨个例,特将突发性暴雨定义如下:

- (1) 中心降雨强度 $\geq 30 \text{ mm/6h}$, 且 $\geq 50 \text{ mm/12h}$;
 - (2) 降暴雨站数 ≥ 3 站且连片 (利用现有气象测站);
 - (3) 暴雨发生前 12 小时, 在 $95^{\circ} \sim 110^{\circ}\text{E}$, $27.5^{\circ} \sim 42.5^{\circ}\text{N}$ 范围内, 500 hPa 无明显低值系统。
- 我们将符合该条件的暴雨称之为突发性暴雨。

2 突发性暴雨气候特征

根据突发性暴雨定义, 1970~1999 年内的 31 年间, 陕西共出现突发性暴雨 34 例, 发生频率为 1.1 次/年, 最多时 2~3 次/年, 少则当年不发生。陕西暴雨发生季节比较长, 最早出现在 3 月份, 最晚 11 月份, 历时约 8 个多月。而突发性暴雨则主要发生在 5~10 月, 其中 7~8 月为突发性暴雨发生的高峰期, 如表 1 所示。从表 1 中还可以看出, 我们将陕西分成陕北、关中、陕南三个自然区, 发生在不同自然区域中的突发性暴雨几率, 自北向南依次增加。但差异不是太大, 这同一般性暴雨有较大的区别, 一般性暴雨时, 陕南发生频率较其他地区高出一倍以上。另外还发现, 在 34 例突发性暴雨中, 24 小时最大雨量超过 100 mm 的大暴雨过程有 14 例, 占 41.2%。突发性暴雨因其局地性强特征, 在陕北、关中、陕南各自然区单独发生突发性暴雨的有 23 次, 占 68%, 跨地区出现的有 11 次, 占 32%。

表 1 陕西 1970~1999 年突发性暴雨基本情况统计表

出现月份	出现次数	出现月份	出现次数	落区	出现次数
5	2	8	3	陕北	10
6	4	9	3	关中	14
7	11	10	1	陕南	17

3 突发性暴雨时间分布特征

我们制作了一般性暴雨和突发性暴雨降水随时间变化直方图。图 1 是一般性暴雨降水直方图, 可以归纳为两类: 一是单峰型, 降水历时长达 24 小时以上, 只有一个峰值, 雨强小, 最大雨强为 7 mm/h; 二是双峰型, 降水历时在 24 小时以上有两个峰值, 最大雨强在 5 mm/h 以下。图 2 是突发性暴雨降水随时间变化直方图, 可以归纳为三类: 一是单峰陡型, 降水历时短在 11 个小时以内, 呈现单峰, 雨强大, 最大达 25 mm/h 以上; 二是单峰缓型, 较单峰陡型, 降水历时稍长, 约 20 个小时, 呈现单峰, 但雨强略小, 最大雨强达 12 mm/h; 三是双峰型, 在 16 个小时内, 出现两次降水峰值, 雨强大, 最大达 27 mm/h 以上。以上可见, 一般性暴雨同突发性暴雨在降水时间分布上的差异是明显的, 主要表现在降水历时和降水强度上。

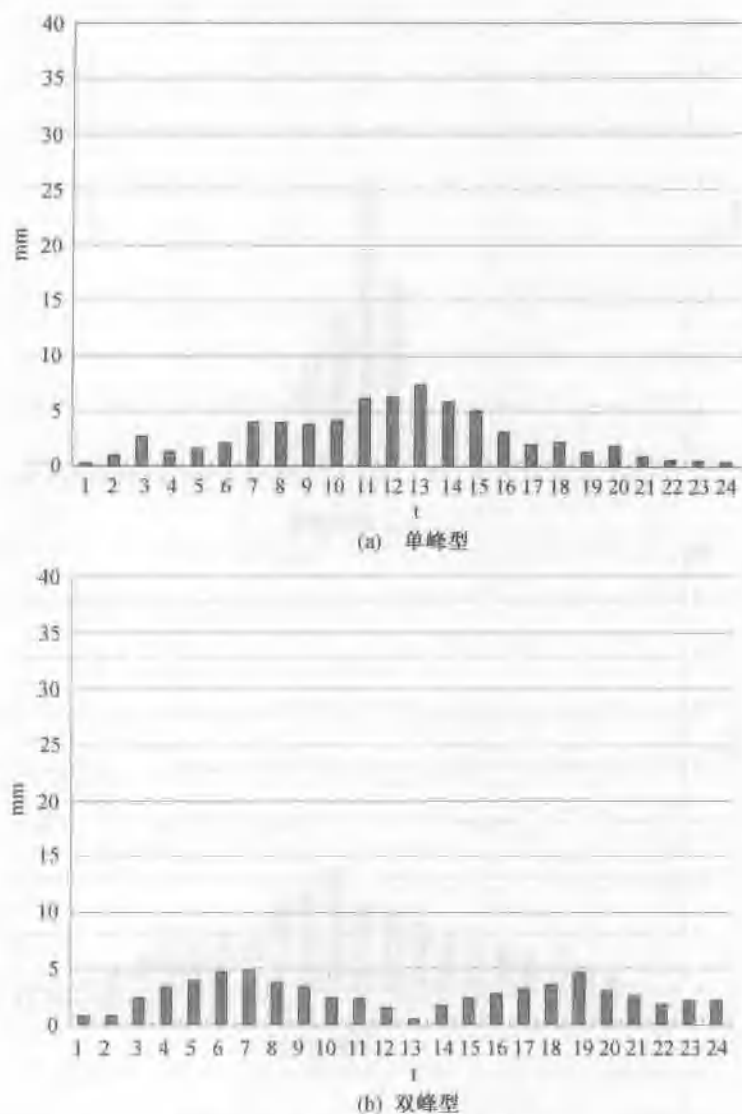
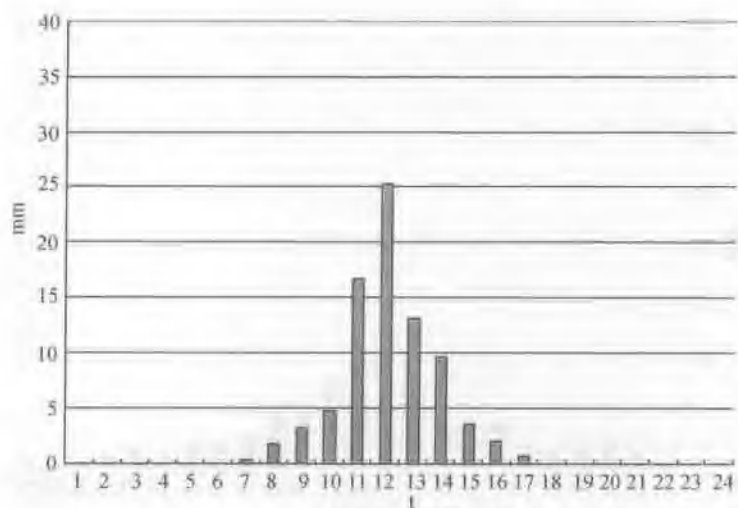


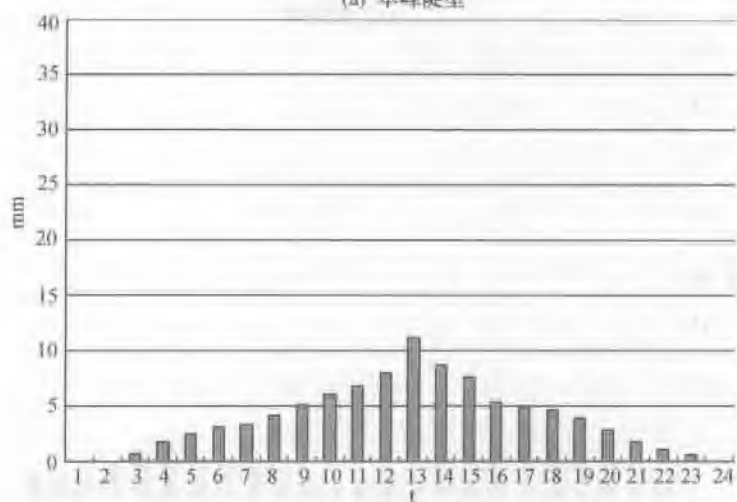
图 1 一般性暴雨降水随时间变化直方图

4 突发性暴雨高空环境场特征

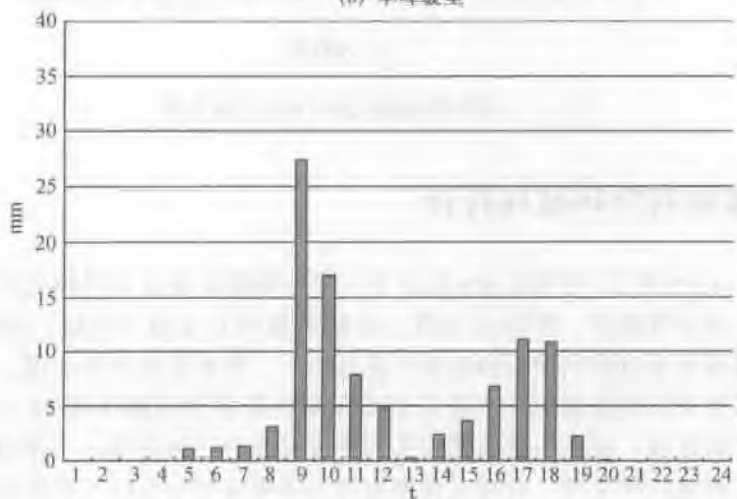
根据 1970~1981 年 20 时 500 hPa 逐日天气图将暴雨环流分为四种类型，即西北气流型、西风槽型、西南气流型、低涡切变型。每种类型均有主型（粗线）和副型（细线），如图 3 所示。暴雨发生以西风槽型和西南气流型为主，其次是低涡切变型，西北气流型暴雨频率最小。按照突发性暴雨定义普查了全部突发性暴雨个例降水前 12 小时 500 hPa 天气图，并作了分析比较，发现一般性暴雨天气系统可分为三种类型：一是西风槽型，二是西南气流型，三是低涡切变型。而突发性暴雨高空环境场可分为以下三种类型：



(a) 单峰陡型



(b) 单峰缓型



(c) 双峰型

图 2 突发性暴雨降水随时间变化直方图

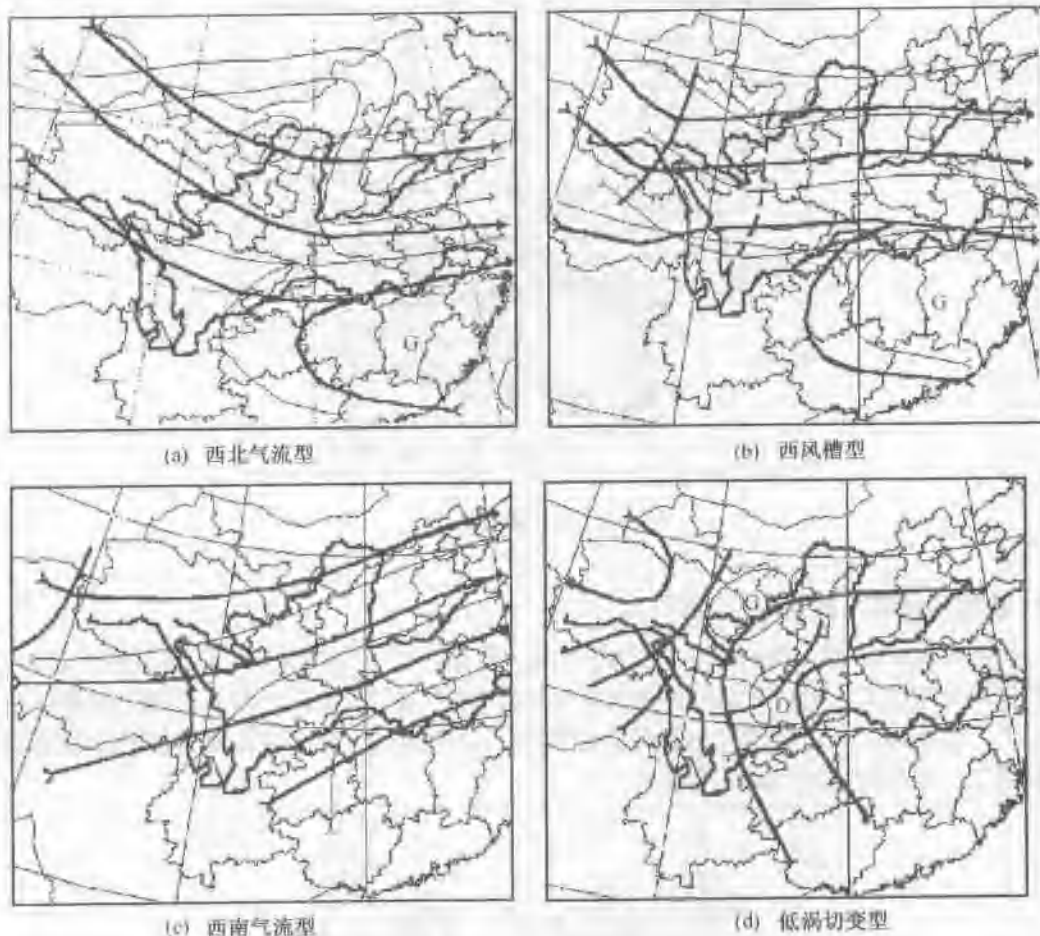


图3. 一般暴雨环流分型

4.1 低槽副高型

亚洲区内, 中低纬度 500 hPa 高度场呈东高西低分布, 东西高度差 $\Delta H > 8$ 位势什米, $70^{\circ} \sim 90^{\circ} \text{E}$ 为长波槽 (或低涡)。蒙古附近有冷涡配合。副热带高压较强, 588 位势什米线北界在 $30^{\circ} \sim 35^{\circ} \text{N}$, 西伸至 110°E 以西。西安高度: $580 \text{ 位势什米} < H_{\text{西安}} < 588 \text{ 位势什米}$ 。

此类型下, 高原东侧受副热带高压边缘的西南气流 ($V \geq 12 \text{ m/s}$) 控制, 上下层湿度条件较好。但是影响系统距离暴雨区较远, 故短期预报的难度较大。这类突发性暴雨的产生, 大多是新疆长波槽快速加深东移, 在高原东侧形成小槽 (或低涡) 影响本省所致, 暴雨落区多在关中、陕南一带。

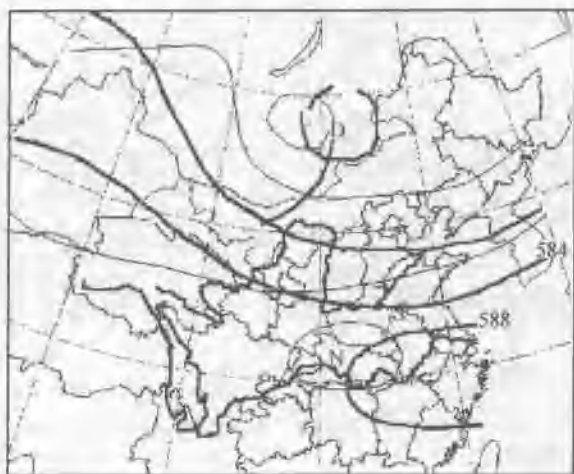


图4 低槽副高型

4.2 副热带高压（副高）控制型

副热带高压强盛， $H_{\text{西安}} \geq 588$ 位势什米，蒙古—贝加尔湖附近有低涡（或低压），并常有强冷空气配合，500 hPa 高度场分布为北低南高，40°N 以北为东西向的强冷锋区。该形势下，陕西省关中、陕南受副热带高压控制，天气晴热，而陕北在其北部的冷锋南压东移影响下，出现较强的暴雨过程。

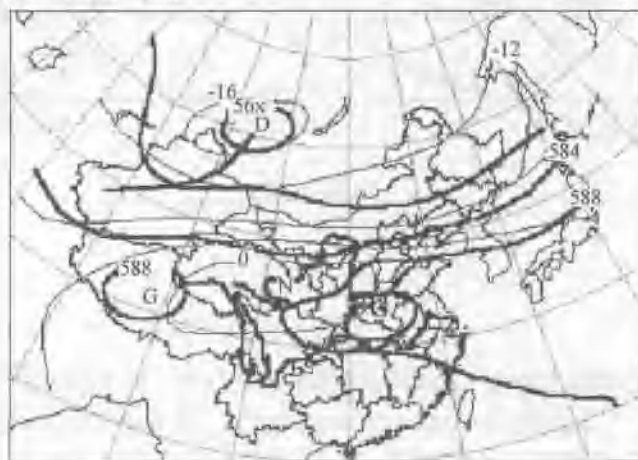


图5 副高控制型

4.3 西北气流型

贝加尔湖附近有低涡（或低压），河套以西为西北气流控制。亚洲区内，中低纬度带气流平直。

此类环流条件下，暴雨的产生均是贝加尔湖底部的冷空气在较强的 NW 气流引导下直接影响陕西省。这类暴雨具有更强的突发性和局地性，暴雨落区的随机性也较大。

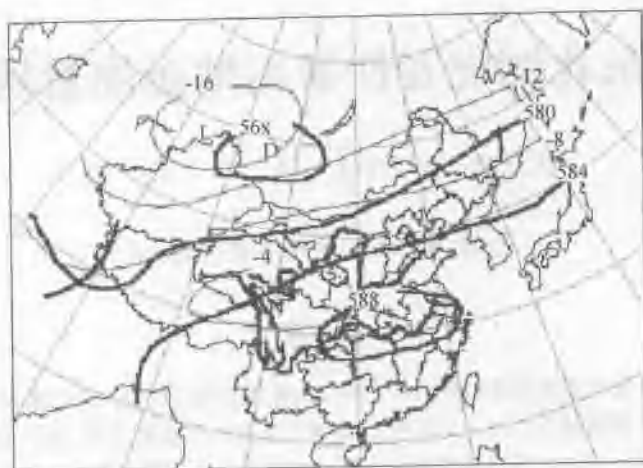


图6 西北气流型

5 结论

通过以上分析,可以得出以下结论:

- (1) 暴雨不一定是灾害性天气,但突发性暴雨一定是灾害性天气。
- (2) 突发性暴雨发生在5~10月,其中7~8月为突发性暴雨发生峰值期,达70.6%以上。
- (3) 突发性暴雨降水历时短,雨强大,而且降水局地性强。
- (4) 突发性暴雨发生前期高空环境场系统不明显,其背景可分为三种类型,即低槽副高型、副高控制型、西北气流型。

参考文献

- [1] 白肇烨,徐国昌.中国西北天气[M].北京:气象出版社,1988
- [2] 袁恩国,廖移山,杨荆安.东风波内突发性暴雨 β 中尺度研究.85-906-08课题组,暴雨科学.业务试验和天气动力学理论的研究.北京:气象出版社,1996,37~44
- [3] 西北暴雨编写组.西北暴雨[M].北京:气象出版社,1992

青藏高原东北侧突发性暴雨地面能量场特征分析

杜继稳 李明娟 张 弘 孙 伟

(陕西省气象台, 陕西西安 710015)

摘 要

利用国家基本站常规气象观测资料 and 全部气候站加密气象观测资料, 采用地面能量比图方法, 发现, 突发性暴雨发生时, 地面能量场存在 α 中尺度 Ω 系统, 其空间尺度陕北在 200~300 km, 关中在 250~450 km, 生命史均在 10~15 h。突发性暴雨发生在 Ω 系统发生发展的最强盛时期, 落区位于该 Ω 系统的高能比轴附近。

关键词: 突发性暴雨 中尺度 Ω 系统

陕西地处青藏高原东北侧, 发生在这里的突发性暴雨不同于一般性暴雨^[1,2], 由于它具有降水时段集中、雨强大、局地性强的特征, 加上降水前环流特征不明显, 不易捕捉降水征兆, 具有突发性。因此, 它在脆弱的生态环境中带来的危害更大。近年来, 气象工作者和水文、地质灾害工作者都对该类暴雨给予极大的关注, 试图寻找它的监测手段和分析技术, 研究它的发生、发展和消亡的演变规律及其成因, 在此基础上研究其预报方法。根据我国目前监测手段, 除了能够获取国家基本站地面气象观测天气图资料外, 还可获得全部气候站一天 3 次 (北京时 08、14、20 时) 地面加密气象观测资料, 本文试图利用上述条件, 从地面能量场角度, 分析它同突发性暴雨及其落区的关系。

1 分析方法及资料

马鹤年^[3]曾针对青藏高原东北侧, 把“邻近地面等压面”上单位质量空气的相对湿静力能量和位势能之比称之为“地面能量比”, 并表示为:

$$K_{EG} = T_{\alpha G} / (P_0 - 950)$$

式中 $T_{\alpha G}$ 为地面相对总温度, P_0 为海平面气压。实际分析表明, 该方法对不同属性小股空气的分布状况反映灵敏, 而且其大梯度的高能区往往是配合有一定动力抬升条件的位势不稳定区。在夏季地面冷空气往往比较弱, 常规天气图不易分析出, 该方法显然是一个有效的分析工具。文献[3、4]曾利用该方法, 分析在冷锋、静止锋、锢囚锋和在暖区均有次天气尺度 Ω 系统分布, 中间为高能比轴, 两边为两低能比轴并指向中间高能比轴, 反映两小股干冷空气夹挤中间暖湿空气, 暴雨区往往处于高能比轴附近。但必须指出的是, 文献[3、4]限于当时的条件, 是利用国家基本站地面气象观测资料, 采用上述方法分析出次天气尺度 Ω 系统的。大家知道国家基本站的数量是非常有限的, 就陕西省来说, 全省共有 19 个, 平均间距在 80~120 km。鉴于目前条件, 除了国家基本站资料外, 还有全部气候站加密观测资料, 二者加在一起, 陕西省共有 96 站, 平均间距在 30~50 km, 同样, 现在还可获得邻省全部测站地面观测资料, 显然, 它能够反映出中尺度系统及其演变。为

此, 我们仍采用地面能量比方法, 分析突发性暴雨的地面能量场特征。

我们共选取了 8 个突发性暴雨个例, 如表 1 所示, 其中有 3 个个例雨区落在陕北, 4 个个例落在关中, 1 个个例雨区落在关中西部 and 陕南西部。计算分析突发性暴雨发生前一天、当天和后一天 02、08、14、20 时地面能量比图。

表 1 选取的突发性暴雨个例

序号	个例日期	降雨落区	地面形势
1	1987.7.9	陕北北部	冷锋
2	1987.8.26	陕北北部	冷锋
3	1993.8.3	陕北北部	副冷锋
4	1986.7.8	关中西部、中部	副冷锋
5	1988.7.19	关中西部、中部	副冷锋
6	1991.7.27	关中中部	暖区—副冷锋
7	1992.8.11	关中西部、中部	暖区—锢囚锋
8	1980.7.1	关中西部、陕南西部	暖区—副冷锋

2 地面能量比图特征分析

在分析的 8 个突发性暴雨个例中, 3 个陕北突发性暴雨个例的降水落区和地面能量场分布特点, 具有相同的特征; 4 个关中突发性暴雨个例, 除 1991 年 7 月 27 日发生在关中中部的突发性暴雨个例外, 其余 3 个个例不论落区还是地面能量场分布特点, 均具有相同的特征。因降水落区和地面能量比场的关系因地区而异, 我们针对陕北、关中突发性暴雨的地面能量场特征分别讨论:

2.1 陕北突发性暴雨

在三个陕北突发性暴雨个例中, 我们以 1993 年 8 月 3 日突发性暴雨为例来讨论。此次降水从 3 日 21 时开始, 到次日 06 时结束, 持续 9 个小时, 造成 8 站暴雨, 且中心值达 96 mm。暴雨前期, 500 hPa 副热带高压强盛, 副高脊线位于 26°N 附近, 陕西省关中、陕南受副热带高压控制 ($H_{西安} \geq 588$)。贝加尔湖以西有一低涡, 并有强冷空气配合。中纬度 500 hPa 高度场分布为西北低东南高, 为典型的副高控制型^[1]。贝湖低涡底部分裂出来的小股冷空气与副高西北侧的暖湿气流在高原东北侧交汇而触发了陕北的突发性暴雨过程。

对应分析 8 月 3 日 02、08、14、20 时和 4 日 08 时能量比图, 可以发现对应在地面能量比天气图上, 表现为中尺度 Ω 系统的发生、发展和消亡过程。

(1) 发生发展阶段

从降水的发展过程来看, 大体可以认为 8 月 3 日 20 时前为中尺度 Ω 系统的发生发展

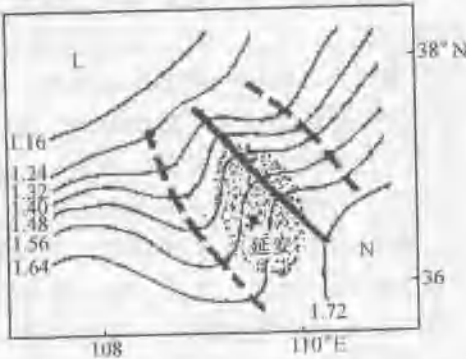


图 1 1993 年 8 月 3 日 20 时地面能量比图
(阴影表示暴雨落区)

阶段。在3日02时,暖区从陕南沿秦岭北侵至整个关中,其前锋已到陕北南部的宜君附近,中心值为1.75。与其对峙的是,陕北大部为干冷气团控制,其前锋南侵至黄龙、韩城一带,其中心值为1.06。08时,暖区增强并继续北抬,到了14时,这股暖湿气团迅速发展,使整个关中形成了中心值达1.90的高能区。同时,在陕北东部沿黄河形成一高能带并北升至延川、子洲、横山,南同关中高能区打通,形成一高能比轴。与此同时,在子洲至横山的高能比轴两侧,有弱冷空气东南侵并夹挤中间暖湿空气,形成 Ω 系统之势。在20时,陕北北部冷空气南压,使能量比梯度明显加大,同时由于河套西北部有低能区产生,使原高能比轴同关中高能区断开,在陕北北部形成了明显的中尺度 Ω 系统。此时,高能比轴位于延长、子长一线,西侧低能比轴位于洛川至志丹一线,东侧低能比轴位于清涧至子洲一线。该 Ω 系统呈西北—东南走向,空间尺度约在200~300 km之间,如图1所示。这时关中的能量积聚,中心能量比值达1.98。仅过了一个小时,即21时,降水随即开始,暴雨落区位于高能轴线附近,如图1中阴影区所示。

(2) 消弱阶段

从 Ω 系统发展过程来看,3日20时左右应是该 Ω 系统发展最强的代表时刻,这时的能量积聚最充分,能量比梯度最大, Ω 系统最明显,降水落区与 Ω 系统的高能区相吻合。大约在4日凌晨左右,该暴雨系统的天气背景开始发生变化,河套西北部的冷空气东南侵,迫使暖湿空气东南退缩,并逐步取代暖湿空气在陕西南部和中关中的统治地位,最后使暖区整体移出陕西境内。与此同时,原在陕北北部强盛的 Ω 系统,由于没有新的暖湿气团的支援补充,加之河套西北部强大干冷气团的侵入,等能量比线逐渐变直, Ω 系统缓慢消弱,突发性暴雨过程在4日06时随即停止。在4日08时的地面能量比图上, Ω 系统已不太明显了。由此可见,中尺度 Ω 系统从发生、发展至消亡,大约有10到15小时左右的生命史,暴雨往往发生在它的强盛时期。

(3) 高空物理量场特征

我们分析了所有突发性暴雨个例前一日和当日08时、20时的 θ_{e500} 、涡度、散度、垂直速度和位势稳定度等物理量,发现:

在 Ω 系统发展前期,随着低层能量的积聚,其中低空 $\theta_{e500} - \theta_{e850} \leq 0$,表现为强烈位势不稳定。在 Ω 系统发展强盛时期和降水时刻,对应于 Ω 系统涡度场中低层表现为气旋性涡度,高层为反气旋性涡度,这同过去的分析是一致的^①;散度场中低层为负值,表现为辐合,700 hPa层附近为最大负值层,高层为正值,表现为辐散,无辐散层较高,大约在400 hPa附近,这与一般性暴雨分析结果有所不同; Ω 系统发展最强时,垂直速度整层为上升运动。这次突发性暴雨的最大上升运动层在500~400 hPa附近,500 hPa垂直速度达到 -7×10^{-5} m/s,如图2所示。此时300 hPa垂直速度也

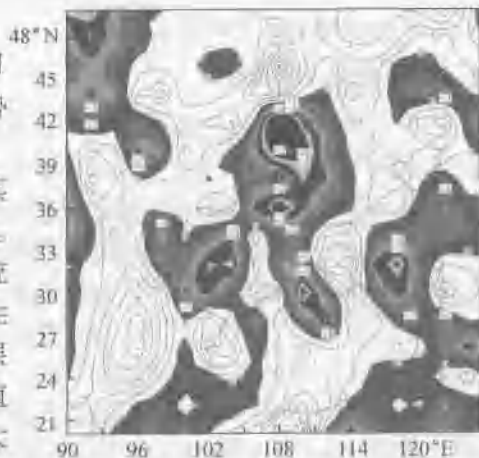


图2 1993年8月3日20时500 hPa
垂直速度 ($\times 10^{-5}$ m/s)

① 杜继稳, 陕西暴雨分析和研究, 陕西省气象台, 1988.

达到了 $-3 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ 以上, 这同过去分析一般性暴雨最大上升运动层在 700~600 hPa 附近有所区别。

另外, 陕北突发性暴雨时暴雨区附近低层的突然的增湿过程十分明显。由于所处地理位置和地形的影响, 一般情况下, 陕北附近低层大气比较干燥。而这次突发性暴雨发生前, 伴随着地面中尺度 Ω 系统的生成, 对流层低层从南海附近到河套北部完整的水汽通道迅速建立起来。这条水汽输送带位于低空西南急流右侧, 其特点是单位时间水汽输送量大且持续时间较短。充沛的水汽输送使得暴雨区的上升气柱接近饱和 (相对湿度 $RH > 90\%$), 在强烈的上升运动下发展到 300 hPa 层以上, 形成有组织的深对流。

2.2 关中突发性暴雨

在具有相同类型的三个关中突发性暴雨个例中, 我们以 1992 年 8 月 11 日突发性暴雨为例来讨论。此次过程的主要降水从 8 月 12 日 0 h 开始, 19h 左右结束, 降水持续 18 小时左右, 在关中西部至中部造成了 20 个站的暴雨, 且中心雨量达 135 mm 的大暴雨。暴雨发生前, 8 月 10 日 20 h 500 hPa 图上, 在乌拉尔山东侧 65°E 附近为一长波槽, 西太平洋副热带高压西伸至 95°E , 588 位势什米线北抬至 30°N 。乌山长波槽有分裂出的小槽东移, 8 月 11 日仍维持这种形势, 属于低槽副高型^[1]。高原东侧受副热带高压边缘的西南气流 ($V \geq 12 \text{ m/s}$) 控制, 在暴雨区附近湿度条件较好。乌山长波槽分裂出的小槽快速东移, 在 700 hPa 以下为低涡, 陕西省关中一带在低层低涡影响下, 配合有利的热力和动力条件而出现暴雨。

通过分析对应时次的地面能量比图发现, 地面能量比天气图上仍表现为中尺度 Ω 系统, 但分布走向截然不同于陕北突发性暴雨。

(1) 发生发展阶段

在 8 月 11 日 02 h, 陕南暖湿气团呈东南—西北走向, 伸向关中西北部; 在其西南部为冷气团, 在其另一侧为较强的干冷气团自西北方向伸向东南, 直插关中东部。08 h, 上述冷、暖气团分布没有大的变化, 只是势力有些减弱, 西北干冷气团略为南侵。14 h, 地面能量场发生较大变化, 整个陕西南部能量急剧增加, 并向关中伸展, 能量比梯度明显加大, 到了 20 h, 关中能量积聚到最大, 中心值达到 1.99, 同时能量比梯度继续加大, 呈现出分布独特的中尺度 Ω 系统, 其高能比轴呈东—西走向, 不同于陕北突发性暴雨呈东南—西北走向, 两侧低能比轴也呈东—西走向, 空间尺度约在 250~450 km 之间。突发性暴雨落区位于 Ω 系统的高能比轴附近, 如图 3 所示。

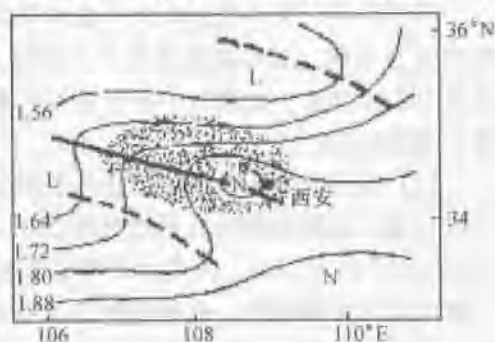


图 3 1992 年 8 月 11 日 20 时地面能量比图
(阴影表示暴雨落区)

(2) 消亡阶段

显然, 8 月 11 日 20 时, 中尺度 Ω 系统发展到了强盛时刻, 随后不久降水开始。降雨开始后, Ω 系统北侧低能比轴所对应的干冷空气明显加强南侵, 挤压暖湿空气南退, 到了 8 月 12 日 08 时, 高能比轴已由东西向逐渐变为南北向, 由于暖湿空气逐渐减弱, 不能补充高能区, Ω 系统缓慢减弱, 降水随即结束。由以上分析可见, 中尺度 Ω 系统从发生、发

展到消亡, 大约经历了 10~15 个小时左右的生命史。

(3) 高空物理量场特征

关中突发性暴雨时, 对流层低层 (700 hPa 或以下) 常存在着低涡 (或切变线), 因此它的物理量场分布除具备强烈位势不稳定和上升运动等突发性暴雨的共同特征外, 其动力作用和热力条件更加明显。在中尺度系统发展旺盛时期和降水时刻, 涡度场中低层表现为正涡度, 高层为负涡度; 散度场中低层表现为负值, 700 hPa 为最大负值层, 500 hPa 层以上为正值 (图略)。高层辐散叠加在低层辐合区的上方而产生贯穿性的上升运动, 为深对流的发展提供了条件。11 日 20 时, 暴雨区上空的 $\theta_{e500} - \theta_{e850}$ 达到 -15°C 左右, 700 hPa $\theta_{e\omega}$ 增大到 80°C 。同时刻的垂直速度图上 (见图 4), 暴雨区附近 500~300 hPa 为 α 中尺度的上升运动区。加之过程开始前, 从地面到对流层低层, 暴雨区附近就积累了大量的不稳定能量, 暴雨区不稳定能量的集中释放和低层高能、暖湿气流的持续输入, 满足了强降水所需的动力和热力条件。

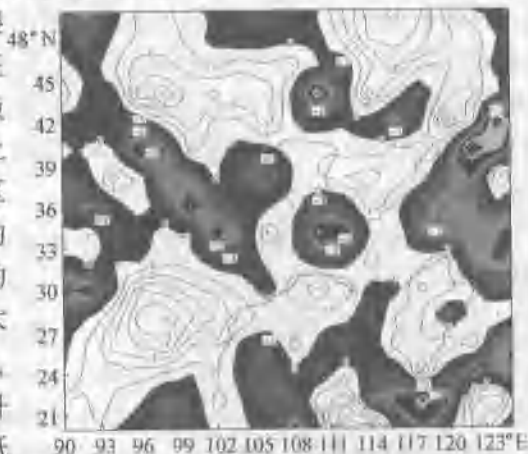


图 4 1992 年 8 月 11 日 20 时 500 hPa 垂直速度 ($\times 10^{-3}$ m/s)

3 讨论

(1) 陕北、关中地区突发性暴雨发生时, 利用地面能量比图可以发现, 地面能量场上表现为 Ω 系统, 其中高能轴代表了高温、高湿且不稳定的暖湿气团, 其两侧的两股低能轴代表了干冷气团, 这两股干冷气团夹挤暖湿气团, 形成不同属性气团的激烈交汇, 雨区就落在高能轴附近。

(2) 利用国家基本站的常规气象观测和全部气候站加密气象观测资料, 分析出的陕北突发性暴雨地面能量场 Ω 系统具有 200~300 km 的空间尺度, 其发生、发展到消亡的生命史在 10 到 15 h 左右。关中突发性暴雨地面能量场 Ω 系统具有 250~450 km 的空间尺度, 比陕北突发性暴雨的 Ω 系统空间尺度要大些。其时间尺度也在 10~15 h。可见, 地面能量场 Ω 系统是一种典型的 α 中尺度系统。显然, 它比文献 [3, 4] 分析的次天气尺度的 Ω 系统的尺度要小。

(3) 地面能量场中尺度 Ω 系统的发生、发展, 取决于地面冷、暖气团的相互运动, 暴雨就发生在其发展强盛时期。随后, 随着能量的释放和暖湿气团的减弱, Ω 系统趋于减弱消失, 暴雨随之结束。这里暖湿气团往往起着主导的作用。

(4) 突发性暴雨的诊断分析表明: 在 Ω 系统发展前期, 其上空 $\theta_{e500} - \theta_{e850} \ll 0$, 表现为强烈位势不稳定。在 Ω 系统发展强盛时期和降水时刻, 涡度场中低层表现为正值, 高层为负值; 散度场中低层表现为负值, 700 hPa 为最大负值层, 高层为正值, 无辐散层较高, 大约在 400 hPa 附近, 这与一般性暴雨有所不同; 垂直速度整层为上升运动, 最大上升运

动层与无辐散层对应。

参考文献

- [1] 杜继稳, 张弘, 孙伟等. 关于突发性暴雨的初步研究 [J]. 灾害学, 2002, 17 (SO 增刊): 53~58
- [2] 杜继稳, 张弘, 孙伟等. 突发性暴雨的气候、降水和环境场特征分析. 天气预报技术文集, 北京: 气象出版社, 2001 年
- [3] 马鹤年. 次天气尺度 Ω 系统和暴雨落区. 暴雨文集, 长春: 吉林人民出版社, 1978, 171~176
- [4] 马鹤年, 刘子臣, 徐达生. 次天气尺度 Ω 暴雨系统发展和消亡的诊断分析. 北方天气文集 (1), 北京: 气象出版社, 1981 年

2002年6月8日佛坪突发性 特大暴雨天气过程分析

刘 勇 张科翔

(陕西省气象台, 陕西西安 710015)

摘 要

对2002年6月8日发生在佛坪的一次特大暴雨过程进行了综合分析, 结果表明: 500hPa槽前的中尺度切变线是直接影响暴雨产生的 α 中尺度系统; 位于台湾岛以东洋面“浣熊”台风外围的低空偏东急流从海上一一直延伸到陕西, 成为特大暴雨的主要水汽来源; 华北高脊稳定, 使得高原低值系统移速减慢, 停滞, 有利于特大暴雨的形成; 急流次级环流为特大暴雨提供了持续强劲的上升运动; 在地面中尺度风场中, 两个 β 中尺度气旋稳定少动, 与地面降水强中心相对应; 在红外云图上, β 中尺度对流云团呈椭圆形, 云顶亮温TBB在 -60°C — -70°C 之间。 β 中尺度对流云团的强弱变化与次级环流的强弱有直接的关系。

关键词: 特大暴雨 中尺度切变线 台风 急流次级环流 β 中尺度对流云团

1 引言

局地突发性特大暴雨形成机理问题一直是人们关注的对象。大量的研究表明^[1-6]: 高低空急流、远距离台风, 弱冷空气等都对暴雨的产生起着重要作用。位于西北地区东部的秦巴山区时常出现突发性局地特大暴雨天气^[7,8], 给当地造成了巨大的财产损失和人员伤亡。虽然对陕西南部暴雨的成因有了初步了解, 但仍有许多未解因素。加强对秦巴山区强天气的研究非常重要。

2002年6月8~9日陕西境内出现大范围的暴雨天气, 有33个县24h降水量达到暴雨或大暴雨标准, 陕西南部共有4个县(27个雨量站)24h降水量超过100mm, 其中最大1h降水量为104.4mm。暴雨中心位于佛坪, 测站降水24h为210mm, 局地降水297.4(水文站实测)和461.6mm(调查记录), 实际强降水时间约为8~10h。子午河两河口水文站9日11时实测洪峰流量达 $6270\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (水位变幅8.69m), 洪水重现期接近1000年一遇; 旬河柴坪水文站9日8时开始涨水, 12时48分实测洪峰流量达 $4920\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (水位变幅6.98m), 洪水重现期接近1000年一遇。由于佛坪县地处秦岭腹部, 山多河道窄, 这次山洪暴发造成450人失踪死亡和数亿元的财产损失。西安地区也普降暴雨, 其中24h最大降水长安90.5mm、蓝田84.2mm, 蓝田涝堰雨量点日降水量143mm(水文站记录), 是西安地区有纪录以来最严重的一次暴雨洪灾过程。

这次强降水过程出现的时间早, 强度大, 为历史同期所罕见。在没有副热带高压和登陆台风影响的情况下, 为什么会出现如此强的天气? 本文利用天气图、卫星云图、雷达回波、地面风场资料和物理量诊断方法综合分析了这次过程, 试图揭示出此次中尺度强天气的内部结构、形成机理及中尺度特征。

2 大尺度环流背景

2.1 天气形势分析

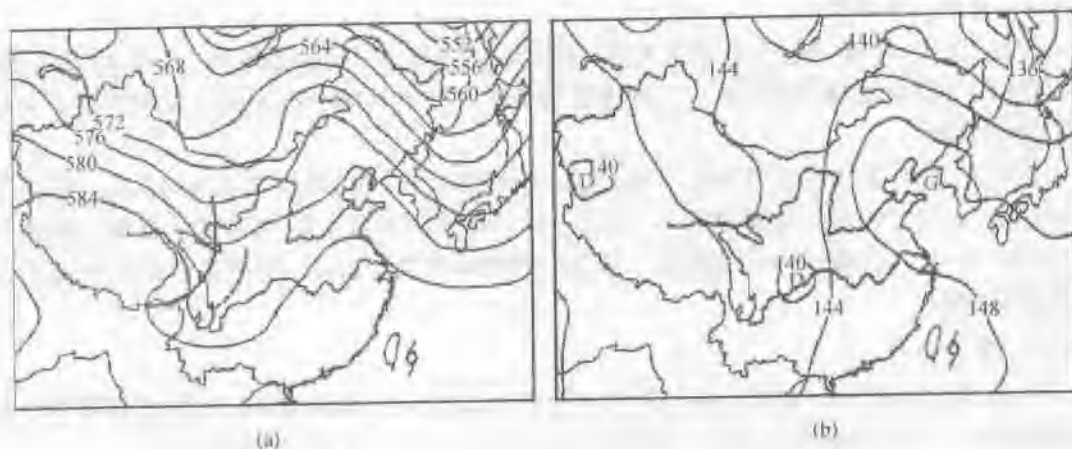


图1 2002年6月8日20时(a) 500 hPa和(b) 850 hPa高空图
(实线为槽线; 虚线为脊线)

受新疆暖高压影响, 6月1~7日陕西出现了持续性高温天气。8日20时(北京时, 下同)前受高原低槽影响, 陕西北部出现区域性暴雨天气, 但中部和南部无大降水出现。8日20时的500 hPa图上(图1a), 东亚环流形势为两槽一脊, 两条槽线分别位于青藏高原东部 100°E 和日本国 135°E 附近, 我国华北地区为一高压脊。陕西处在高原槽前西南气流控制中。从风场变化中发现在高原槽前约5个经度处存在着一条南北向的 α 中尺度切变线, 切变线位于宝鸡—成都一带。切变线东西两侧分别为西南风和西风, 温差较小, 约为 $2\sim 3^{\circ}\text{C}$ 。陕西中南部正好位于中尺度切变线东侧。高原槽与中尺度切变线之间成为弱冷空气活动区域, 高原槽前相对较暖湿的空气却是中尺度切变线后的一股弱冷空气, 这股弱冷空气通过中尺度切变线源源不断地向东输送, 是陕西中南部强降水天气的直接影响系统。研究表明, 影响强暴雨过程中, 西风带中的冷空气往往比较弱。影响这次过程的弱冷空气是高原槽前的暖湿气流, 是比较特殊的一种情况。

8日08时的700 hPa图上, 华北高压向南移动, 在我国东部形成阻塞高压, 使得高原低值系统移速减缓, 有利于大暴雨的形成。20时原昌都东部低涡前有两股气流: 一股是来自孟加拉湾的西南气流, 一股是来自东海、南海的东南气流。这两股气流在湖北合并后一直吹向陕西, 其中恩施—安康—西安有一条风速为 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的南风急流, 为陕西南部和中部带来充沛的水汽。

850 hPa图上(图1b), 西南涡处在发展阶段, 东南气流控制了我国 100°E 以东的大部分地区, 上海—蚌埠—郑州—西安有一条风速 $\geq 10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的东南大风带, 郑州—西安达到急流标准, 最大风速为 $18\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (郑州)。

200 hPa图上, 8日20时高原中东部低压槽前的高空西南气流已由原来的 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 增

大到 $30 \sim 40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，高空急流位于酒泉—呼和浩特—北京—汉城—东京一线，急流的水平尺度为几千公里。陕西位于高空急流入口区右侧辐散区内，有利于不稳定天气的发生和发展。

2.2 物理量结构分析

2.2.1 涡度、散度场

8日20时，850~500 hPa 陕南大部分地区为正涡度区，但量值较小。9日08时，850~500 hPa 正涡度强度明显增大。正涡度的增长，说明有气旋性环流的生成和发展，有利于对流的发展。

8日20时，陕西中南部850~700 hPa 均为辐合区，最强辐合在850 hPa，量值为 $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，200 hPa 为辐散区。9日08时，陕西中南部850 hPa 辐合加强，量值为 $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，而300 hPa 为辐散区。从散度场的变化情况来看，低层辐合在8日20时后是逐渐加强的。

2.2.2 能量分析

8日20时的 θ_e 场，850~500 hPa 陕西南部 θ_e 值较大，陕南暴雨区与陕西南部 75°C 高能区相对应。从位势稳定度来看，暴雨区 $\Delta\theta_{e(500-850)} < 0$ ，有利于对流的发生。

2.2.3 水汽条件

8日20时水汽通量图上，500 hPa 从孟加拉湾至高原有一条水汽通道，通向陕南地区，量值为 $40 \sim 60 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。700 hPa 南风急流为陕西南部和中部带来充沛的水汽，水汽通量在陕西南部为 $80 \sim 100 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。850 hPa 水汽通量图上（图2a），主要是东路水汽通道向陕西中南部输送水汽，沿东海—上海—蚌埠—郑州—西安，是这条水汽通道量值较大区，最大值在郑州为 $180 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ，西安为 $140 \sim 160 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。由于这个水汽通量大值是向西输送，蓝田、佛坪上空的水汽通量不断加大，为强暴雨提供了充沛的水汽。700 hPa、850 hPa 两层水汽成为特大暴雨的主要水汽来源。

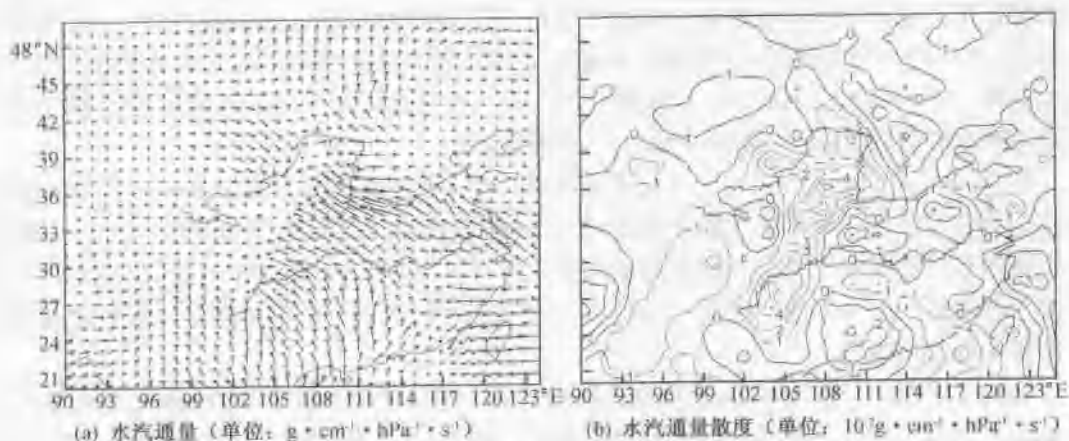


图2 2002年6月8日20时的850hPa图

从各层的水汽通量散度来看, 陕西中南部 500 hPa 水汽通量散度为 $1 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 700 hPa 为 $-2 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 而 850 hPa (图 2b) 陕西中南部量值为 $-4 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 辐合中心与暴雨区相对应。700 hPa 和 850 hPa 水汽通量的较强辐合表明这两支低空急流为陕西中南部区域性暴雨或特大暴雨提供了大量的水汽。而 850 hPa 东南急流带来的水汽是佛坪强暴雨的主要贡献者。

3 几支急流在暴雨过程中的作用

这次过程受到 200 hPa 高空急流、700 hPa 南风急流和 850 hPa 东南急流的共同影响, 特大暴雨的时空分布具有明显的中尺度特征, 因此分析高低空急流对暴雨的作用尤为重要。

除了上面提到的 700 hPa 和 850 hPa 二支低空急流为陕西中南部区域性暴雨或特大暴雨的产生提供了大量的水汽之外, 这里主要讨论高、低空急流耦合对暴雨的作用。

6 月 8 日 20 时, 200 hPa 高空急流位于酒泉-呼和浩特-北京-汉城-东京一线, 急流的水平尺度为几千公里。850 hPa 东南急流水平尺度为 1500 km, 700 hPa 南风急流水平尺度较小为 500 km。850 hPa 东南急流与 700 hPa 南风急流相会在西安地区 (图 3a)。200 hPa 高空急流尺度较大, 陕西位于高空急流入口区右侧, 反气旋环流中。沿 108°E 散度剖面图 (图 3b) 表明, 在 200 hPa 高空急流轴入口区右侧 (31~41°N), 高空辐散, 散度值为 $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 这个区域有利于对流的发生发展; 而入口区左侧 (41~48°N), 高空辐合, 散度值为 $-6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。在 850 hPa 东南急流与 700 hPa 南风急流轴左前方是正切变涡度区, 在这个区域内 (33~36°N) 700~850 hPa 都有强辐合运动, 散度值

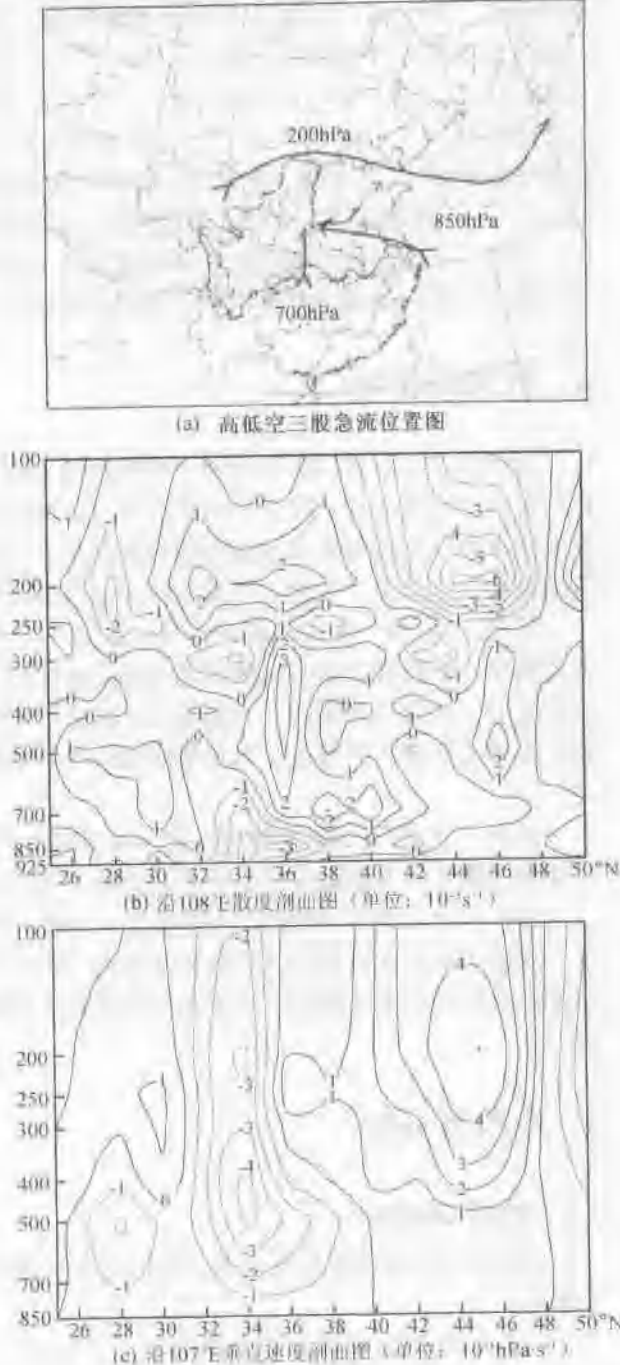


图 3 2002 年 6 月 8 日 20 时

为 $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。暴雨强中心佛坪和西安地区正好位于高空急流入口区右侧和低空急流轴左方或左前方,当低空辐合区与高空辐散区重叠时,对流得以产生和发展,激发了次级环流的生成。

由于200 hPa高空急流和850 hPa低空急流尺度比较大,因此急流次级环流影响暴雨区的时间长,强度大。沿 107°E 垂直速度剖面图(图3c)表明,200 hPa高空急流轴(40°N)入口区南北两侧存在着次级环流,在 $31^\circ\text{--}37^\circ\text{N}$ 之间为上升气流区,最大上升速度位于400~500 hPa,达到 $-4 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$;在 $41^\circ\text{--}47^\circ\text{N}$ 之间为下沉气流区,在400 hPa以上最大下降速度为 $4 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。佛坪和西安地区位于两支低空急流轴线左前方,在这个区域有强烈的上升运动。8日20时佛坪附近700~300 hPa垂直速度达到 $-6 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$,急流次级环流为特大暴雨提供了持续强劲的上升气流,创造了有利的动力条件。

另外,高空急流为暴雨区带来西北和东北冷空气,而700 hPa和850 hPa低空急流则带来暖湿气流,造成局地锋生和不稳定能量增加,有利于强对流的发展。

4 台风的作用

由于这次过程出现在6月初,副热带高压对我国天气还没影响,只有“浣熊”台风在台湾岛以东洋面活动。在以往的研究中,注意到了登陆台风对陕西暴雨的影响^[9],但是在海上活动的台风对西北地区暴雨的影响却很少考虑。通过分析,发现“浣熊”台风虽然与陕西相距上千公里,可是它对佛坪特大暴雨的影响却非常重要。

首先,“浣熊”台风北侧850 hPa低空东南气流与影响大陆的东南气流相结合,通过上述路径,把热带风暴中的暖湿气流输送到陕西中南部,成为暴雨主要水汽来源。东南急流从海上一直延伸到陕西,向暴雨区不断输送不稳定能量和热量,并且引起低空风场的强辐合和暴雨区强水汽辐合,为强降水创造了有利的条件,是造成局地特大暴雨的主要原因之一。

其次,“浣熊”台风北侧850 hPa低空东南气流与200 hPa高空急流耦合产生的急流次级环流为佛坪特大暴雨提供了持续强劲的上升运动,也是造成特大暴雨的主要原因之一。

另外,由于位于台湾岛以东洋面的“浣熊”台风由南向北移动,使得华北高脊更加稳定,减缓了高原低值系统向东的正常移动。由于中低纬形势稳定,高原槽移动缓慢,沿中尺度切变线上发展起来的中尺度对流系统移速也缓慢,甚至停滞,从而对形成特大暴雨有利。

5 中尺度分析

5.1 地面风场分析

分析陕西中南部地面测站每小时的自记风场资料,发现特大暴雨区与地面中尺度气旋相对应。

8日22时陕西中部以东北风为主,在长安、蓝田附近有一中尺度气旋Ⅰ。在陕南佛坪、宁陕之间有一个气流辐合点Ⅱ,主要以西风、东北风、东南风为主,中尺度气旋Ⅰ、Ⅱ中心水平尺度约为40~60 km。中尺度气旋Ⅰ、Ⅱ的位置恰好在两支低空急流左前方。

由于低空急流强度的变化直接影响到次级环流的变化,因此分析低空急流的变化情况可以了解到次级环流对产生特大暴雨的作用。位于秦岭东部的华山站海拔 1997 m,与佛坪大致在同一纬度。通过高山站华山的风向风速变化可以了解到低空急流的变化情况。23 时(图 4a),陕西中部和南部的两个中尺度气旋有所发展。气旋 I 辐合加强,蓝田东南风由 22 时的 $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 增大到 $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。气旋 II 已形成,来自各个方向的气流汇集在佛坪、宁陕周围。23 时华山东南风由 22 时的 $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 增大到 $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,说明低空东南急流有一个明显的激增过程,导致上升运动增强,使得蓝田、佛坪周围的两个中尺度气旋辐合加强。位于佛坪东部的蓝田,缺少冷空气的参与,气旋 I 没有强降水出现。而气旋 II 正好在 500 hPa 中尺度切变线附近,中尺度切变线后部的弱冷空气与低空 700—850 hPa 急流带来的暖湿气流交汇在一起,加上次级环流产生强劲上升运动的配合,导致了强暴雨发生。

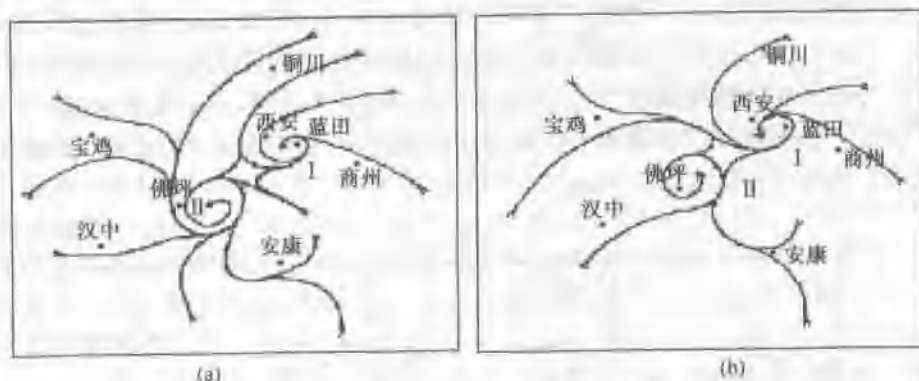


图 4 2002 年 6 月 8 日 23 时(a)和 9 日 04 时(b)地面流场图

8 日 24 时至 9 日 02 时两个 β 中尺度气旋稳定少动(图略),华山偏东风速为 $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,850 hPa 东南急流仍然很强,在这段时间里气旋 II 造成强降水天气。03 时(图略)位于佛坪的气旋 II 开始减弱,佛坪的风速减小。华山的东南风在 03 时已减小到 $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,东南急流已明显减弱,暴雨强度也因此减弱。说明东南急流对佛坪强暴雨的产生起着重要作用。04 时(图 4b),华山东南风已降为 $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,陕西中部气旋 I 继续维持。由于 500 hPa 中尺度切变线东移,西北冷空气东移,陕西中部气旋 I 局地锋生增大,降水也开始增大,出现短时暴雨天气。气旋 II 明显减弱,基本上是西南气流形成的气旋,缺少来自西北、东北方向的冷空气的参与。05—06 时,华山站风向已转为南风,说明东南急流消失,而南风增强。06 时随着西北气流增强,气旋 I 东移,演变为一条西北风和偏东风的辐合线,降水强度继续维持较高水平。陕西南部的气旋 II 虽然存在,但强度较小,强降水结束。

从地面中尺度风场的演变情况来看,陕南地区强降水主要是位于佛坪附近的中尺度气旋 II 造成的,西安地区强降水则由中尺度气旋 I 引起。这两个中尺度气旋是由急流次级环流引起的,但中尺度气旋 I、II 始终维持相对独立,没有产生合并,中尺度特征明显,并在相对应的区域内产生强降水。由中尺度气旋 II 的生命史和佛坪地面逐时降水记录来看,此次过程主要从 8 日 22 时开始至 9 日 06 时,历时 8 小时,局地出现 400 mm 的降水。

5.2 卫星云图分析

分析每小时的 GMS-5 红外云图资料,发现陕南佛坪特大暴雨与 β 中尺度对流云团的发生发展密切相关。

8日20时的红外云图上,高原东部有一条南北向冷锋云系,水平尺度约为2000 km,移动缓慢,冷锋南部对流云发展旺盛,冷云面积较大,云顶亮温 $TBB = -60^{\circ}\text{C}$,强度较强。与天气图对照,这条锋面云系与500 hPa高原槽相对应。此时,在中尺度切变线上已有对流云生成,分别位于陕西南部 and 四川中部,水平尺度较小。陕西南部A对流云团的位置就在佛坪西北部,云顶亮温 $TBB = -51^{\circ}\text{C}$ 。6月8日21时(图5a)中尺度切变线上有三个中尺度对流云团发展起来。A云团水平尺度发展为70~80 km,云顶亮温 $TBB = -53^{\circ}\text{C}$,呈圆状,略向东北移动。在四川中部的B云团与西南涡有密切关系。22时(图5b)A云团云顶亮温 $TBB = -58^{\circ}\text{C}$,水平尺度增加到90~100 km,佛坪22~23时降水32.1 mm。与中尺度切变线上对流云团发展形成鲜明对照的是高原东部冷锋云系开始减弱, -50°C 冷云面积大幅度减少,云体分裂。23时(图5c)A云团发展迅速,云顶亮温 $TBB = -60^{\circ}\text{C}$,呈椭圆状,长轴水平尺度为200 km,短轴尺度为150 km,长轴方向为西南—东北向。佛坪1 h降水18.3 mm。

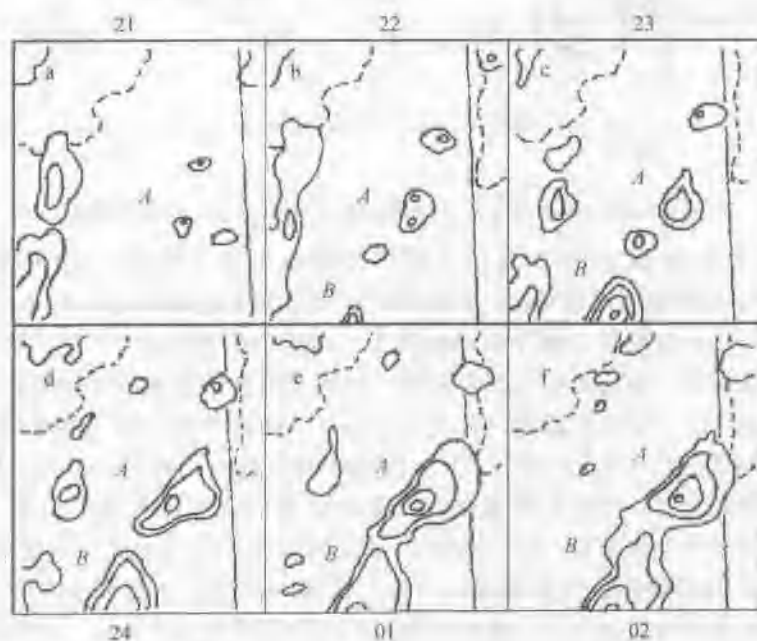


图5 2002年6月8日21时至9日02时的GMS-5红外云图

(图中给出低于 -40°C 的 TBB 等值线,间隔为 10°C)

9日00时(图5d)A云团发展旺盛,长轴尺度为230 km,短轴尺度为180 km,云顶亮温 $TBB = -66^{\circ}\text{C}$,云团 -60°C 冷云面积约为 3500 km^2 ,佛坪1 h降水12.6 mm。01时(图5e)A云团与B云团外围云系相碰,强中心位置基本没变。A云团长轴尺度为280 km,短轴尺度约为200 km。此时云顶亮温下降, $TBB = -70^{\circ}\text{C}$, -60°C 冷云面积增大到 16500 km^2 。01~02时佛坪降水52.8 mm,降水最大。02时(图5f),A云团水平尺度基本

未变, 云顶亮温 $TBB = -64^{\circ}\text{C}$, -60°C 冷云面积增大到 22000 km^2 , 云团沿着东北方向非常缓慢的移动。02~03 时佛坪降水为 19.0 mm 。03 时(图略) A 云团云顶亮温 $TBB = -64^{\circ}\text{C}$, 云体结构紧密, -60°C 冷云面积下降至 18900 km^2 , 03~04 时佛坪降水 21.4 mm 。随后, 陕南中尺度对流云团向东北方向移动。佛坪降水也逐渐减弱。但 A 云团东移至西安上空重新得到发展, 云顶亮温 TBB 在 $-60 \sim -50^{\circ}\text{C}$, 造成西安地区降水强度增大。

通过分析 8~9 日红外云图的演变过程, 可以看出造成佛坪特大暴雨的 β 中尺度对流云团结构紧密, 形状呈椭圆状, 长轴为东北-西南向, 移动缓慢, 云团边界整齐, 冷云 (-60°C) 面积较大。

5.3 雷达回波分析

位于陕西中部的西安 713 雷达 (5 cm) 观测到了一部分资料。雷达资料表明, 强回波的大部分位于佛坪的上游地区, 是造成佛坪重灾的主要原因。

6 月 8 日 19:51 的 PPI 回波 (图 6a) 表明, 陕西中部有带状的对流云回波, 回波长 80 km , 宽 40 km , 强度 $35 \sim 40\text{ dBz}$, 云体高度 10 km , 30 dBz 的高度在 6 km 。陕南佛坪 (方位 230° , 距离 120 km) 西北部有一块状对流回波生成, 水平尺度为 30 km , 云体高度 10 km , 回波强度 $35 \sim 40\text{ dBz}$, 40 dBz 的高度在 4 km 左右。23 时(图 6b) 这两块对流云已合并, 合并后强回波面积大增, 25 dBz 回波覆盖面积约为 4900 km^2 。佛坪县城位于带状回波的东南角上, 回波强度为 $35 \sim 40\text{ dBz}$, 40 dBz 高度为 $7 \sim 8\text{ km}$ 。位于陕南的带状回波中有多个强对流单体在发展, 云顶高度达到 $13 \sim 14\text{ km}$ 。带状回波区域内任意方位的高显 RHI 资料表明, 强回波主要位于佛坪的北部山区, 并有多对流单体发展旺盛, 形成多个强暴雨中心, 造成佛坪和上游地区降水量超常。由于佛坪的上游地区在秦岭山脉的迎风坡, 大面积强降水沿秦岭南坡汇聚成山洪, 给佛坪县和宁陕县的部分地区带来了巨大灾难。

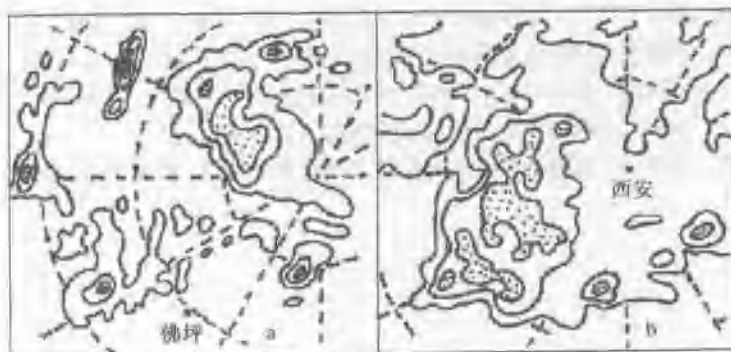


图 6 2002 年 6 月 8 日 (a) 19:51 和 (b) 23 时雷达 PPI 回波图
(每圈半径 60 km , 回波强度按等值线 $10 \sim 15\text{ dBz}$, $20 \sim 25\text{ dBz}$, $30 \sim 35\text{ dBz}$ 的顺序判断)

6 结论与讨论

(1) 500 hPa 高原槽前的中尺度切变线是此次过程的直接影响系统。高原槽前相对较暖湿的空气是中尺度切变线后的一股弱冷空气, 与“浣熊”台风外围相联系的来自热带的低空东南急流相互作用, 因此产生的暴雨强度远比一般中纬度系统强。

(2) 位于台湾以东洋面的“浣熊”台风虽然与陕西相距甚远,但 850 hPa 台风外围的东南急流从海洋一直延伸到陕西,向暴雨区不断输送热量、动量和水汽,对特大暴雨形成十分重要。其次台风在北上的过程中,使得中低纬形势稳定,造成高原东侧暴雨系统移速减慢,停滞,从而有利于形成大暴雨。

(3) 急流次级环流控制着中尺度对流风暴的生成和维持。急流次级环流提供了特大暴雨所需的持续强劲上升运动,并导致地面风场出现中尺度气旋。地面上两个 β 中尺度气旋稳定少动,相对独立,并在相对应的地面区域内产生大暴雨中心。850 hPa 东南急流风速变化很不均匀,有明显的日变化。

(4) 沿 500 hPa 中尺度切变线上发展起来的 β 中尺度对流云团,云顶亮温在发展旺盛期为 $-60 \sim -70^{\circ}\text{C}$,云体呈椭圆状,结构紧密,移动缓慢。雷达回波显示在佛坪及北部的带状回波中,有多个强对流单体在发展,云体高度为 13~14 km,回波强度 40 dBz 左右。

(5) 仅从雷达回波和卫星云图特征来看,很难与如此强的降水联系在一起。了解暴雨系统的内在结构,尤其是水汽条件,对内陆地区来说是预报特大暴雨的关键。

参考文献

- [1] 陆尔,丁一汇. 1991 年江淮持续性特大暴雨的夏季风活动分析. 应用气象学报, 1997, 8 (4): 316~324
- [2] 丁治英,张兴强,何金海等. 非纬向高空急流与台风远距离中尺度暴雨的研究. 热带气象学报, 2001, 17 (2): 144~145
- [3] 张维桓,董佩明,沈桐立. 一次大暴雨过程中急流次级环流的激发及作用. 大气科学, 2002, 24 (1): 45~57
- [4] 张顺利,陶诗言,张庆云等. 1998 年夏季中国暴雨洪涝灾害的气象水文特征. 应用气象学报, 2001, 12 (4): 442~457
- [5] 孙建华,赵思雄. 登陆台风引发的暴雨过程之诊断研究. 大气科学, 2000, 24 (2): 223~237
- [6] 朱官忠,赵从兰. 登陆北上热带气旋的特大暴雨落区探讨. 气象, 1998, 24 (11): 16~21
- [7] 赵世发,王俊,周军元等. 陕南两次罕见的特大暴雨对比分析. 气象, 2001, 27 (10): 28~31
- [8] 周全瑞. “83. 7” 陕西大暴雨的初步分析. 陕西气象, 1983, 12: 5~9
- [9] 刘子臣,梁生俊,张健宏. 登陆台风对黄土高原东北暴雨的影响. 高原气象, 1997, 16 (4): 402~409

一次台风与河套低涡共同影响的陕北暴雨分析

张 弘¹ 陈卫东² 孙 伟¹

(1. 陕西省气象台, 陕西西安 710015; 2. 宝鸡市气象局, 陕西宝鸡 721006)

摘 要

分析黄土高原东部一次台风与河套低涡共同影响的陕北暴雨得出: 深厚、稳定的河套低涡低层辐合、高层辐散的垂直结构及位势不稳定等特征为暴雨区附近强烈上升运动的发展和维持提供了有利的环境条件。低空台风低压环流北侧偏东风气流形成的水汽和能量通道在地处内陆的陕北地区产生强水汽辐合, 并导致不稳定能量的积蓄和释放直接造成了台风外围远距离暴雨的发生。暴雨形成与地面流场上中尺度辐合系统、卫星云图上 β 中尺度对流系统(M β CSS)等密切相关。

关键词: 台风 河套低涡 M β CSS 陕北暴雨

1 引言

2002年7月4日~5日, 黄土高原东部的陕北连续两天出现突发性暴雨。暴雨中心子长县4日降水量为195.3 mm, 5日降水量为116 mm。其中4日06时至08时2 h降水量达128.9 mm, 1 h最大降水量为81.3 mm(见图1)。这种短历时、高强度的大暴雨引起山洪暴发、河水泛滥, 形成百年不遇的特大洪涝, 直接经济损失达数亿元。如此强烈的大暴雨连续出现在西北干旱一半干旱地区比较少见, 加之暴雨发生前兆不明显、突发性强, 故其预报难度大。本文试图对形成此类天气的成因和机理进行分析探讨。

2 大尺度环流背景

暴雨前期, 500 hPa 欧亚中高纬度环流为两高一低型, 乌拉尔山东部及东亚各为一低压槽区, 两高之间在贝湖东北方向为一阻塞高压。副热带高压脊线位于27°N附近, 588线西脊点在130°~140°E区域。河套低涡位于黄土高原东侧的陕蒙交界处(见图2a), 高原东北侧一带处在低涡底部的弱槽区。受此低涡影响, 3日白天内蒙古—陕北有零散的对流云团活动, 出现弱降水。此时, 低层700~850 hPa沿河套西侧为一条南北向的切变线缓慢东移。到3日20时, 随着威马逊台风向西北推进、逐渐逼近我国东部沿海, 低空台风北侧的偏东风加强并一直伸展到内陆的黄土高原东侧(见图2b)。在台风北侧的偏东气流和河套低涡的

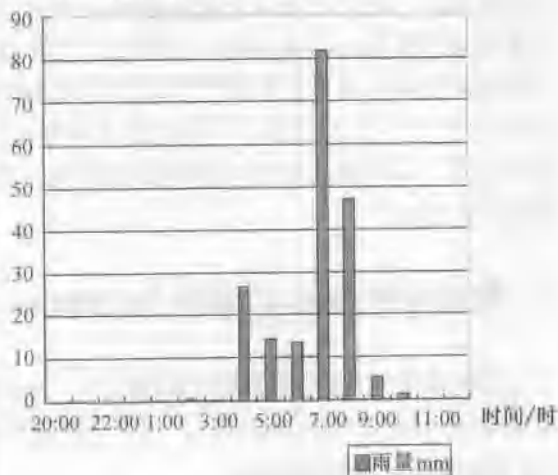


图1 子长7月4日20时~5日12时雨量分布图

共同影响下, 4 日 3 时红外卫星云图上在银川附近、延安以西分别出现两块孤立的 β 中尺度对流云团。之后, 延安附近的 β 中尺度对流云团发展加强形成典型的 β 中尺度对流系统 (MPCSs), 直接造成了陕北的大暴雨天气。

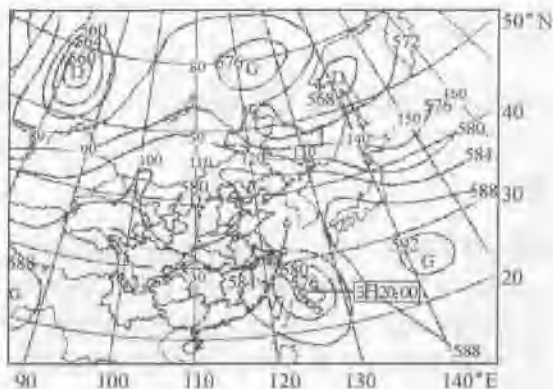


图 2a 2002 年 7 月 3 日 20 时 500 hPa 高度 (dagpm) 台风位置 (间隔: 12 h)

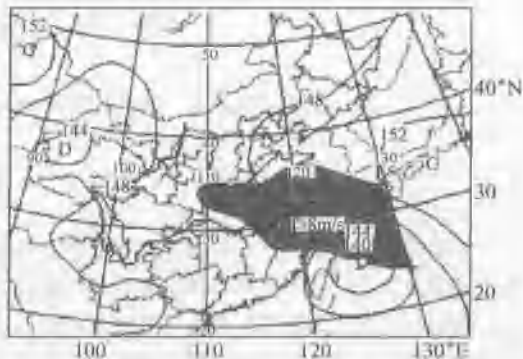


图 2b 2002 年 7 月 3 日 20 时 850 hPa 高度 (dagpm) 偏东风风速 (单位: ≥ 8 m/s, 阴影区)

第一场暴雨过后, 高空环流形势无明显变化, 500 hPa 河套低涡及对流层低层切变线稳定少动, 威马逊台风仍在我国东部沿海活动并逐渐北抬。在台风和河套低涡的共同影响下 4 日 20:00 开始, 陕北上空中尺度对流云团再度发展, 子长县附近又出现暴雨。从 5 日 08 时开始, 台风转向东北方向移去, 西北低涡减弱消亡、低层切变线也减弱东移, 河套上空转为一致的西北气流控制, 暴雨随之结束。

分析这次陕北暴雨的成因是台风和河套低涡共同影响下, 低涡底部干冷空气与台风北侧暖湿偏东风气流在陕北交汇, 激发该区域中、小尺度对流系统的反复活跃而引发短时强降水造成的。陕北地处黄土高原东侧, 台风对暴雨的影响常常表现为间接作用, 即台风西进促使副热带高压西端北抬, 其暴雨、大暴雨多发生在副热带高压西侧 (西北侧) 的偏南气流和来自西风带低值系统的干冷空气的交接处。(如: 1977 年 7 月 5~6 日延安大暴雨、1977 年 8 月 1~2 日陕西、内蒙古特大暴雨)^[1-2]。而台风北侧偏东风气流与河套低涡的共同影响在这一区域接连出现大暴雨比较特殊, 其环流形势及影响系统也不同于以往的研究, 值得深入分析。

3 地面中尺度辐合系统与 MPCSs

暴雨是中尺度系统直接作用的结果。本文利用 3 小时一次的地面测站的实时观测信息和每小时一次的卫星云图资料, 对这次突发性暴雨的中尺度系统进行了分析。

3.1 地面中尺度流场分析

暴雨前期的地面图上, 从 110°E 以西到新疆为宽广的低压带, 新疆北部和河套以东分别为两个高压。对应低层 700~850 hPa 的切变线, 在地面低压带内从新疆东部到高原中部为一条东北—西南向的天气尺度辐合线, 此时暴雨区上游并无明显的冷空气或冷锋。连续两天出现在陕北子长县的突发性暴雨, 其水平尺度只有几十公里, 对于这样小范围的突

发性暴雨仅依靠常规分析很难作出准确判断。而分析三小时一次的地面流场和对应的卫星云图发现：暴雨发生与地面流场上的中尺度辐合系统，卫星云图上的 M β CSs 等密切相关。

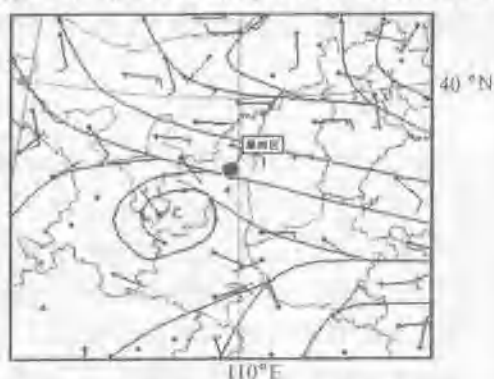


图 3a 2002 年 7 月 3 日 23:00 地面流场

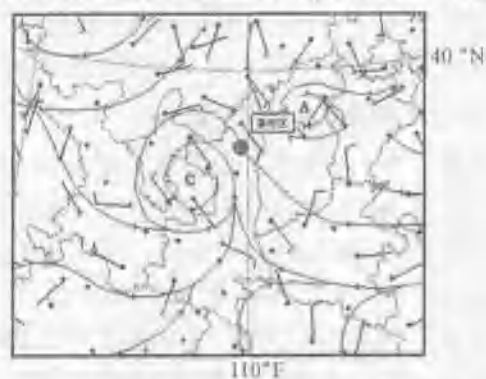


图 3b 2002 年 7 月 4 日 02:00 地面流场

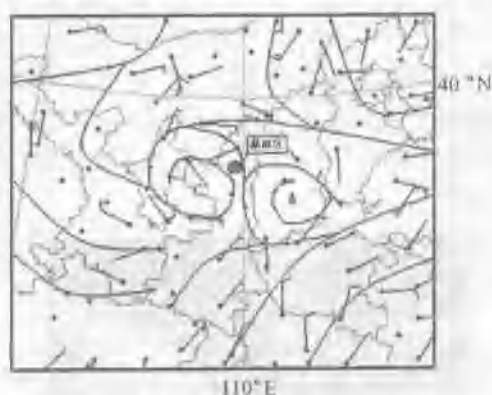


图 3c 2002 年 7 月 4 日 05:00 地面流场

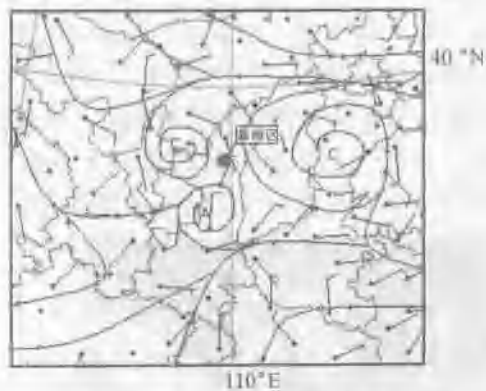


图 3d 2002 年 7 月 4 日 08:00 地面流场

暴雨出现前 6 h 左右，地面低压中部的天气尺度辐合线减弱东移。风场上，在河西一带产生中尺度辐合。3 日 23 时的地面流场，西北区东部虽然仍为较一致的偏东风气流控制，但在河套西部的甘肃、陕西交界地带已经可以看到有一个中尺度气旋生成（见图 3a），该气旋逐渐加强且稳定少动。到 4 日 02 时，中尺度气旋略为北抬并明显加强，另外在其东北方向的河套东北侧生成一中尺度反气旋（见图 3b）。对应卫星云图陕北空域的 β 中尺度对流云团开始形成和发展。随后在中尺度气旋向东北方向移动的同时，中尺度反气旋向西南方向移动。即中尺度反气旋与中尺度气旋在做顺时针转动，且互相逼近。从 4 日 03 时开始的 3 个小时左右，伴随着地面中尺度辐合的加强和陕北的 M β CSs 的形成和发展，子长出现强阵雨，每小时降水量在 13.5~26.6 mm 之间（见图 1）。到 4 日 05 时，中尺度气旋位于陕北西南部，中尺度反气旋位于陕北东南方向的山西一带。中尺度气旋和中尺度反气旋的中心距离由原来的 500 km 左右缩短到约 300 km（见图 3c）。此时陕北的 M β CSs 快速发展，导致 06~08 时子长出现最大降雨。在暴雨期间，地面中尺度气旋与中尺度反气旋一直围绕着暴雨区附近在顺时针转动。临近降水结束时，中尺度气旋北移到暴雨中心西北方向的陕北西北部，而中尺度反气旋南压至陕北南部（见图 3d）。暴雨结束时，影响暴雨的地面中尺度反气旋与中尺度气旋快速减弱，在河套西侧出现了系统性的西风气流，同时在华北一带有天气尺度的地面气旋生成。

分析发现：造成这次突发性暴雨的地面中尺度辐合系统的水平尺度在 100 km 左右，属于 β 中尺度系统。辐合系统在流场上的表现为强辐合中心（气旋）。在暴雨期间，地面中尺度反气旋与中尺度气旋是相伴出现的，并围绕着暴雨区附近做顺时针转动。中尺度气旋出现在暴雨前数小时，它的生命史在 10 h 左右。

3.2 β 中尺度对流系统 (M β CSs)

近些年来，国内外对中尺度对流系统 (MCSs) 作了许多分析和研究^[3-4]，但目前针对我国西部 MCSs 的研究还较少。本文利用每小时一次的卫星云图 (GMS-5) 资料，对这次陕北暴雨的 MCSs 进行了分析。在 7 月 4 日 01 时红外云图上，台风位于台湾东北方向 200 km 处，在台风云系的西北方向为大片的对流云团活动区，在山西南部 and 河北北部各有一个 β 中尺度对流单体，河套地区有零散的中小尺度的对流云团。到 4 日 03 时，在子长县西侧 β 中尺度对流云生成并发展（见图 4a）。此后，随着地面中尺度辐合的发展和加强，有组织的 M β CSs 逐渐形成。此时 M β CSs 处于发展初期，对应的地面雨强为 10~30 mm/h。到 4 日 05 时，M β CSs 位于陕北上空，云顶温度 -43°C ，云顶高度约 12 km，云团水平尺度为 30~40 km（见图 4b）。此时，子长上空出现强雷暴，06:10 前后降雹约 2 min，随后 M β CSs 发展进入旺盛阶段，子长县附近的雨强增大为 40~90 mm/h。在最强降水期间，陕北上空的 M β CSs 强度变化不大，范围略有扩大（见图 4c）。08~09 时 M β CSs 减弱东移并迅速扩散东移，陕北强降雨结束（见图 4d）。

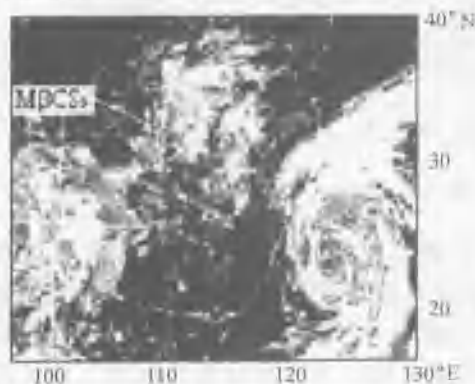


图 4a 2002 年 7 月 4 日 03 时 GMS-5 红外云图

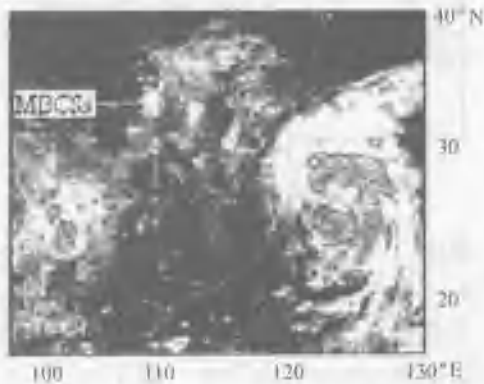


图 4b 2002 年 7 月 4 日 05 时 GMS-5 红外云图

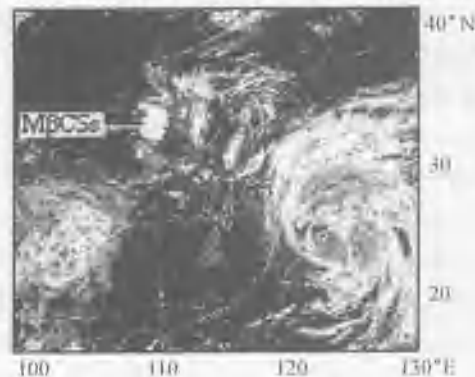


图 4c 2002 年 7 月 4 日 07 时 GMS-5 红外云图

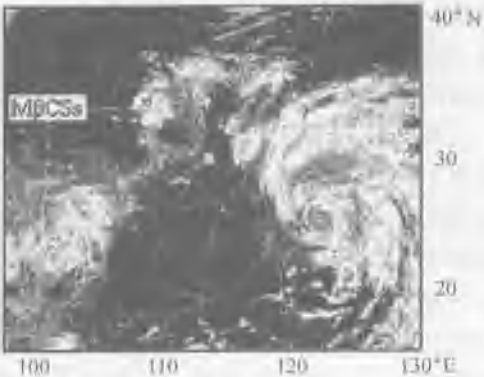


图 4d 2002 年 7 月 4 日 09 时 GMS-5 红外云图

上述分析表明,地面观测站点实时风场和云图资料使得此类暴雨的中尺度系统分析和监测成为可能。造成这次陕北子长县突发性暴雨的 M_βCSs 是河套低涡底部的干冷空气与台风北侧暖湿偏东风气流在黄土高原东侧一带交汇而形成的。云图上 M_βCSs 出现在地面中尺度反气旋与中尺度气旋的中心轴线附近,与暴雨出现的时间和位置相对应。M_βCSs 的生命史 < 6 h,比地面中尺度气旋出现的时间晚。陕北暴雨的 MCSs 与我国东部地区相比,具有对流高度高、范围小、雨强大、短历时等特点。

4 河套低涡的动力结构特征

影响系统不明显、突发性强是高原东北侧突发性暴雨的重要特征^[5]。分析造成这次陕北暴雨的河套低涡,其在同期天气图上的表现并不明显,也无强冷空气配合,很容易在预报中忽略。暴雨期间,位于高原东侧一带的河套低涡大部分时间内只表现为气旋性环流,温度场也只表现为弱温度槽。而通过暴雨期间低涡附近的物理量场分析得出了利于发生大降水的动力场结构。

4.1 深厚、稳定的低涡结构

从暴雨发生前 40 h 左右河套低涡开始形成,直到暴雨结束 10 h 后减弱消失,其在该区域维持了约 4 d 左右。看来并不十分明显的河套低涡为什么能在中高纬度西风带中维持几天?这与暴雨期间欧亚中高纬度的“Ω”形阻塞形势和东部强盛的西太平洋副热带高压阻挡有着直接的关系(见图 2)。

分析低涡的垂直结构,暴雨前期,300~500 hPa 表现为低涡或低压环流,700~850 hPa 为近似南北向的切变线,可见该低涡在整个对流层相当深厚。从通过暴雨中心的涡度纬向垂直剖面图上(见图 5a)可以发现在河套低涡的位置上从 850~100 hPa 均为正涡度区,其中在 150 hPa 和 500 hPa 附近各存在着一个明显的正涡度中心,中心涡度 $\zeta > 4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。在河套低涡生存期间,除了北部“Ω”形阻塞形势和东部副高的阻挡外,在低层威马逊台风北侧逐步加强的偏东风气流的阻挡也对低涡的维持和稳定起到一定作用。

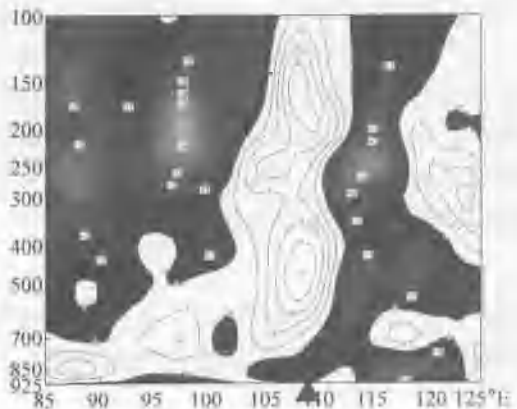


图 5a 2002 年 7 月 3 日 08 时沿 37°N 涡度垂直剖面
(单位: 10^{-5} s^{-1}); ▲: 暴雨中心位置

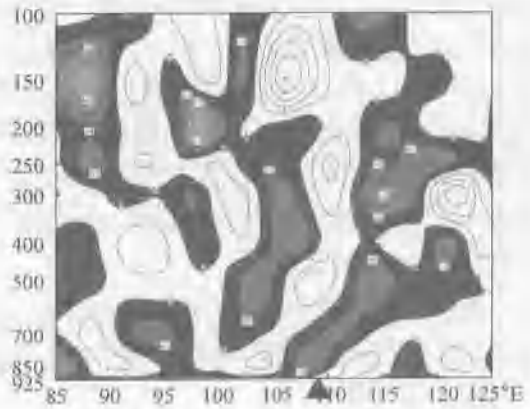


图 5b 2002 年 7 月 3 日 08 时沿 37°N 散度垂直剖面
(单位: 10^{-5} s^{-1}); ▲: 暴雨中心位置

4.2 高能高温与位势不稳定

陕西在对暴雨和强对流天气的研究^[6-7]中,对高原东侧次天气尺度 Ω 系统与低层三股气流的分析指出:大暴雨区附近低层能量场存在次天气尺度 Ω 系统, Ω 分布反映了低层三股不同属性空气的相互作用。来自西北、东北下冷空气挤向中间偏南暖湿气流形成类似于“锢囚锋”结构,而暴雨就常常发生在 Ω 系统高能轴附近。

分析造成这次暴雨的次天气尺度 Ω 系统,暴雨期间,850 hPa θ_e 图上(见图 6a)在高原东侧可清楚看到一个 Ω 型的次天气尺度系统,陕北位于 Ω 系统的高能轴附近(θ_e 在 $70^{\circ}\sim 75^{\circ}\text{C}$ 之间)。从 θ_e 的演变得知:该高能轴是低层台风北侧的偏东气流向西北伸展而形成的。对比图 7, Ω 系统的高能舌与低层最大的湿度中心和最强的辐合区等相对应。由此可见低层台风北侧的偏东气流是一股高能、不稳定的暖湿气流,是这次陕北暴雨的水汽和能量来源。

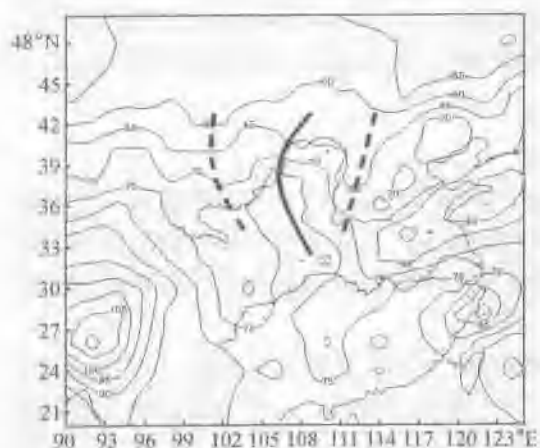


图 6a 2002 年 7 月 3 日 20 时 850 hPa θ_e
(单位: $^{\circ}\text{C}$); 粗实线: 高能轴线; 断线: 低能轴线

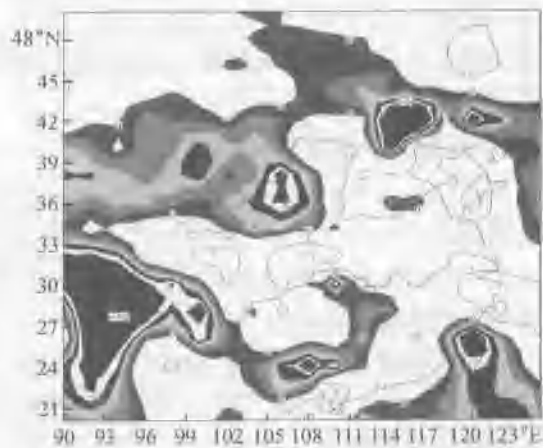


图 6b 2002 年 7 月 3 日 20 时 500~700 hPa
 $\Delta\theta_e$ (单位: $^{\circ}\text{C}$)

另外,暴雨期间河套低涡引导的干冷空气与低层台风北侧的偏东暖湿气流在高原东北侧地区形成了上下下湿的不稳定结构。位势稳定度分析,陕北处在一个较大面积的不稳定区内,且不稳定能量较大, $500\sim 700\text{ hPa}\Delta\theta_e < -5^{\circ}\text{C}$ 、 $500\sim 850\text{ hPa}\Delta\theta_e < -10^{\circ}\text{C}$ 。另外从 $500\sim 700\text{ hPa}\Delta\theta_e$ 的分布可以发现最大位势不稳定区与对流层低层的辐合系统相对应(见图 6b),它正位于 500 hPa 河套低涡的低部(南侧)。该不稳定区是由高层河套低涡底部的干冷空气叠加在低层暖湿空气之上而形成的。暴雨区附近的高能、高湿及不稳定为中小尺度对流系统的活跃提供了有利的条件,其不稳定能量的积累和释放酿成了陕北的大暴雨。

4.3 强烈的上升运动

高原东北侧突发性暴雨的另一特征是上升运动强烈、对流发展高度高,与暴雨对应的深对流常常可以发展到 300 hPa 层以上^[5]。高层强辐散、低层辐合是形成深对流和强烈上升运动的重要条件。

分析暴雨期间对流层高层 200 hPa 流场,暴雨期间在高原东北侧一带为一致的西北气流(急流),西北风速在 $20\sim 30\text{ m/s}$ 之间,与其对应的强辐散区在 200 hPa 层以上,最大值出现在 150 hPa 附近($D > 4 \times 10^{-3}\text{ s}^{-1}$)。从通过暴雨中心散度纬向垂直剖面图上(见图

5b) 看到: 高层辐散区下方 200~850 hPa 为一致的辐合区。河套低涡垂直方向上低层辐合、高层辐散和位势不稳定促进了暴雨区附近的强烈上升运动。暴雨发生时暴雨区附近的强烈上升运动一直发展到 300 hPa 层以上。高空西北风急流对应的强辐散区使暴雨时强烈上升运动得以维持, 加强及并导致深对流的形成。

5 西行台风与水汽输送

水汽是形成暴雨的必要条件。特别是在对地处内陆中高纬度的黄土高原地区暴雨, 水汽条件显得更加重要。

台风外围暴雨的有关研究^[8-10]指出: 台风外围的气旋性环流往往在低空形成宽广的偏东风急流带, 并成为暴雨区的主要水汽通道和能量通道。此类暴雨多发生在我国东部地区(黄河中下游、长江流域等), 台风中心与暴雨区的距离通常在几百公里。而这次台风中心与暴雨区的距离在 1000 km 以上, 台风低压外围东风气流与西风带相互作用在地处内陆的黄土高原出现超远距离的暴雨还是少见的。相关的一些分析认为^[11-13]: 伸入内陆的低层台风外围东风气流(或急流)主要作用是为黄土高原暴雨提供了水汽和能量。

这次陕北暴雨的水汽主要来自低层(700 hPa 以下), 低层台风北侧偏东暖湿气流。其水汽输送具有时间短、强度大特征。850 hPa 比湿场分析, 3 日 08 时, 高原东北侧一带湿度较小, 而随着台风北侧的偏东气流不断向西北伸展, 中纬度低层的水汽自东向西迅速增大, 到 3 日 20 时, 从长江中游—河套附近形成一条南北向的湿舌, 暴雨区附近的比湿由 10 g/kg 增大到 14 g/kg (见图 7a)。此时 850 hPa 的水汽通量散度图上, 从四川东部—河套地区有一支南北向的水汽辐合带, 陕北正处在辐合带北部的最大辐合中心附近, 水汽通量散度达到 $-2 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ (见图 7b)。短时间的剧烈水汽输送既为暴雨的形成和维持提供了充沛的水汽, 又为中、小尺度对流系统的异常活跃提供了不稳定能量。

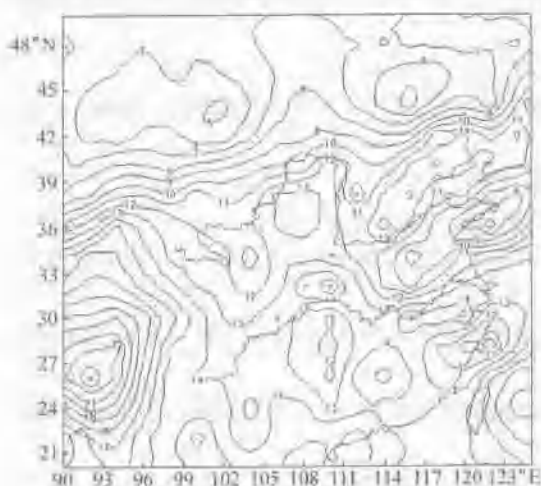


图 7a 2002 年 7 月 3 日 20 时 850 hPa 比湿
(单位: g/kg);

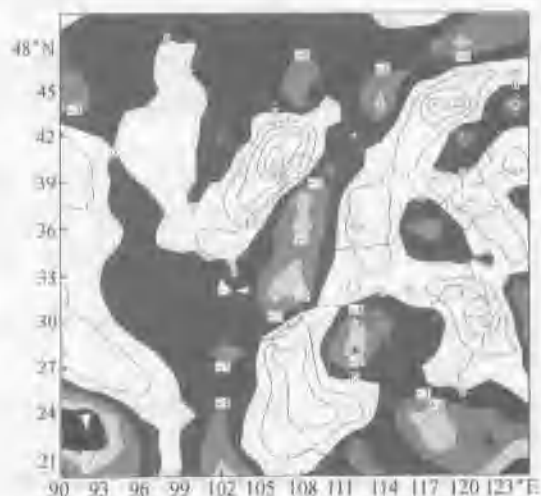


图 7b 2002 年 7 月 3 日 08 时 850 hPa 水汽通量散度
(单位: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

由此可见,台风低压外围的东风气流对这次陕北暴雨关键作用是为暴雨的形成和维持输送了大量的水汽和能量。

6 结论

(1) 河套低涡底部的干冷空气与台风北侧暖湿偏东风气流在黄土高原东侧交汇,激发该区域内中、小尺度对流系统的反复活跃而引起短时强降水是这次陕北暴雨的主要成因。

(2) 低层台风低压环流北侧形成的偏东风气流是此类暴雨的主要水汽和能量通道,偏东风气流带在内陆中高纬度地区产生强水汽辐合,并导致不稳定能量的积蓄和释放而造成台风远距离暴雨的发生。

(3) 中高纬度西风带中深厚、稳定的河套低涡具有的低层辐合、高层辐散的垂直结构及位势不稳定特征为暴雨区附近强烈上升运动的发展和维持提供了有利的结构和动力条件。高空西北风急流对应的强辐散区使深对流和强烈上升运动得以维持和加强,形成此次突发性暴雨。

(4) 地面流场上的中尺度辐合系统,卫星云图上 MCSs 云团与暴雨形成密切相关,有助于监视和预报此类暴雨。与我国东部地区相比,高原东侧的 MCSs 虽然数量少,但其伴随的暴雨具有历时短、强度大、范围小、突发性强等特征常造成严重灾害,值得关注。

参考文献

- [1] 陶诗言. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 1980: 121~177
- [2] 陈联寿, 孟智勇. 我国热带气旋研究十年进展 [J]. 大气科学, 2001, 25 (3): 420~432
- [3] 程麟生, 冯伍虎. 中纬度中尺度对流系统研究的若干进展 [J]. 高原气象, 2002, 21 (4): 337~347
- [4] Zuyu Tao, Min Chen. 3 Dimensional Stream Structure of Mei-Yu Front with Meso-scale Convections [A]. *International Conference On Mesoscale Convective Systems And Heavy Rainfall/Snowfall In East Asia* [C], 2002: 165~170
- [5] 杜维稳, 张弘, 孙伟等. 关于突发性暴雨的初步研究 [J]. 灾害学, 2002, 17: 53~58
- [6] 马鹤年. 次天气尺度 α 系统和暴雨落区 [A]. 暴雨文集 [C], 吉林: 吉林人民出版社, 1980: 171~176
- [7] 杜维稳. 陕西暴雨分析和研究 [M]. 陕西省气象台, 1988: 44~67
- [8] 陈联寿等. 热带气旋动力学引论 [M]. 北京: 气象出版社, 2002: 211~237
- [9] 蒋尚城, 谢安. 西太平洋台风与北方暴雨 [A]. 北方灾害性天气文集 [C], 北京: 气象出版社, 1981: 6~10
- [10] 于玉斌, 姚秀萍. 对华北一次特大台风暴雨过程的位涡诊断分析 [J]. 高原气象, 2000, 19 (1): 111~120
- [11] 刘子臣, 梁生俊, 张建宏. 登陆台风对黄土高原东部暴雨的影响 [J]. 高原气象, 1997, 16 (4): 402~409
- [12] 卓嘎, 谢金南, 马镜娴. 登陆台风与我国降水的关系 [J]. 高原气象, 2002, 19 (2): 260~264
- [13] 蔡英, 钱正安, 宋敏红. 华北和西北区干湿年间水汽场及东亚夏季风的对比分析 [J]. 高原气象, 2003, 22 (1): 14~23

中尺度对流系统 (MCSs) 散度场的特殊结构

张 弘¹ 孙 伟¹ 陈卫东²

(1. 陕西省气象台, 陕西西安 710015; 2. 宝鸡市气象局, 陕西宝鸡 721006)

摘 要

通过高原东侧一次局地特大暴雨的 MCSs 分析发现: 该区域的 MCSs 散度垂直分布存在一种特殊结构, 即从对流层低层到高层散度分布呈现辐合—辐散的“双重结构”。其中对流层中、高层第 2 个辐合区的暴雨是高原西南气流直接导致的, 它对 MCSs 形成和维持具有重要作用。另外, 高原东侧 MCSs 虽然数量少, 但其结构复杂, 突发性强等特征也易引发严重灾害。

关键词: 高原东侧 特大暴雨 中尺度对流系统 散度场 特殊结构

2002 年 6 月 8—10 日, 青藏高原东侧的陕西及四川东北部出现了一次大范围的强降雨过程。其中陕西有 30 多个县下了暴雨, 陕南 4 个县 24 h 降雨量超过 100 mm, 暴雨中心佛坪县部分地方出现了特大暴雨, 24 h 最大降雨量超过 400 mm (调查值)。这种短历时、高强度、范围大的区域暴雨过程发生在初夏, 在陕西省同期历史资料中从未有过。大暴雨引起了山洪暴发、河水泛滥、泥石流等多种自然灾害, 给陕西南部 and 秦岭北麓的部分县市灾区人民生命财产和当地经济发展造成严重损失。本文利用中尺度分析方法对这次过程进行了分析研究, 初步揭示了此类暴雨的成因和机制, 特别是对高原东侧特大暴雨的 MCSs 的某些特征有了新的认识。

1 冷锋前 β 中尺度对流系统 (M β CSs)

中尺度对流系统 (MCSs) 是造成严重气象灾害的主要天气系统之一, 近年来国内外在对该系统的研究中给予了高度重视, 取得了较大的进展。但目前大家对我国西部地区 MCSs 的研究还不多。在分析这次特大暴雨中发现了造成陕西南部的特大暴雨的 MCSs, 并对它的形成和维持的环境条件、各种尺度系统的作用等做了比较详细的讨论。

在 6 月 8 日 08 时红外云图上 (GMS-5), 西路冷锋云系位于 100°E 以西, 北路冷锋云带南压到陕北, 冷锋附近的对流云和层状云降水造成了陕北 8 日白天的暴雨天气。另外暖区内高原东侧虽然有零散的对流云团活动, 但由于上游冷空气距离尚远, 发生强降水的条件还不成熟, 故陕西南部虽有降雨, 但大部分地方降水较弱, 持续时间短暂。

8 日 20 时西路冷锋云系的前沿已到达 104°E 附近, 此时从四川东部到陕西省中部形成一条东北—西南向的带状云带 (图 1a), 它是有组织的中尺度对流云带。在这条云带中, 分布排列着若干个中小尺度对流体, 这就是 M β CSs 形成初期。之后, M β CSs 逐渐发展成熟, 到 8 日 22 时陕南西部形成一个水平尺度为 40 km 左右的 M β CSs。此后该 M β CSs 缓慢东移, 在东移中强度增强, 范围略有扩大。到 9 日 00 时 M β CSs 已进入陕南中部, 并发展

到最强(图 1b)。到 9 日 05 时,西路冷锋云带进入陕南中西部,锋前的 M β CSs 逐渐减弱消失与冷锋云系合并,雨区也随之东移。对比地面观测资料,暴雨中心佛坪站每小时降雨量分布(图 2)正反映了这个 M β CSs 的活动情况,恰是这个有组织 M β CSs 的形成和维持才酿成了该区域的特大暴雨。



图 1a 2002 年 6 月 8 日 20 时 GMS-5 红外云图

图 1b 2002 年 6 月 9 日 00 时 GMS-5 红外云图

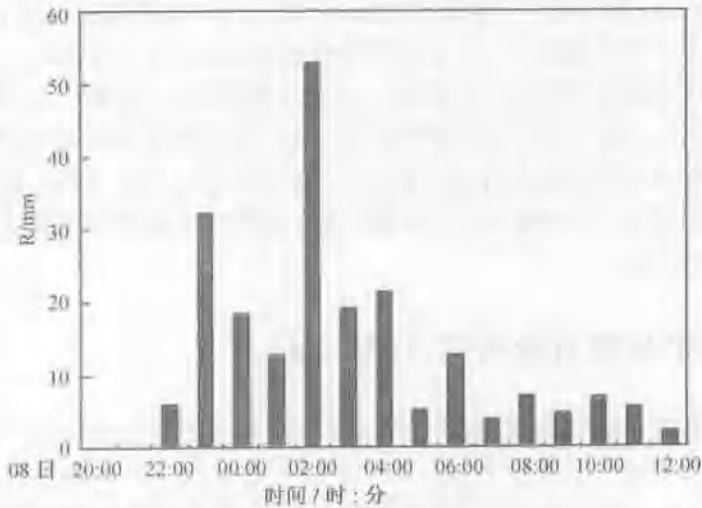


图 2 佛坪 2002 年 6 月 8 日 20:00—9 日 12:00 雨量分布

以上分析说明:这次特大暴雨的 M β CSs 从形成到结束经历了发展、成熟、消亡 3 个阶段,其生命史在 6 h 左右。最强的降水出现在 M β CSs 成熟期。虽然与我国东南部相比,高原东侧(特别是高原东北侧)MCSs 个数少,发生几率低,但 MCSs 造成的降水集中、历时短、突发性强等特征,加上高原东侧独特的地理、地形和生态环境条件,也易引发严重灾害。

2 低层中尺度流场分析

分析 3 h 一次的地面流场发现:与大暴雨对应的地面中尺度辐合系统开始于 8 日 17 时

前后, 陕西南部的东北气流与西侧的偏西风在高原边缘川陕交界处形成了一条西北—东南向的中尺度辐合带, 此时处于系统形成初期, 整个辐合还比较弱。到 8 日 20 时 (图 3a), 汉中站转为西北风, 地面流场上的中尺度辐合更加强烈, 陕南中部出现中尺度辐合中心, 其外围南伸到四川北部。23 时, 西安站的东北风加大到 6 m/s, 辐合进一步加强, 其中心位置与冷锋前的 M β CSs 及陕南的大暴雨落区相符合。该系统在暴雨区附近维持了 8 h 左右, 直到 9 日 05 时才减弱成南北向的辐合带并向东南方向移动。08 日 20 时 850 hPa 的原始流场图上 (图略) 同样可以清晰地看到陕西南部的中尺度辐合中心, 它比 M β CSs 形成的要早些, 位置略偏北。随后它在东移中逐渐发展增强, 强降水结束后中尺度系统也逐渐减弱消失。

从暴雨期间的流场、涡度、散度等分析中得知: 此次大暴雨低层中尺度辐合系统主要表现在 700 hPa 以下, 但在同时刻 700 hPa 的原始流场图上, 无法发现与暴雨区对应的中尺度辐合系统。因此, 为了进一步揭示中尺度系统空间结构特征, 根据 Barnes 等提出的中尺度滤波方案^[1-2]对这次大暴雨的高空流场进行了滤波分析。由于受观测资料限制, 每天只能对 08 时、20 时两个时次的高空流场进行分析。在 08 日 08 时尚未发现影响这次暴雨的中尺度系统, 而 20 时在 700 hPa 滤波流场图上关中部—陕南西部的中尺度辐合带已清晰可见 (图 3b)。

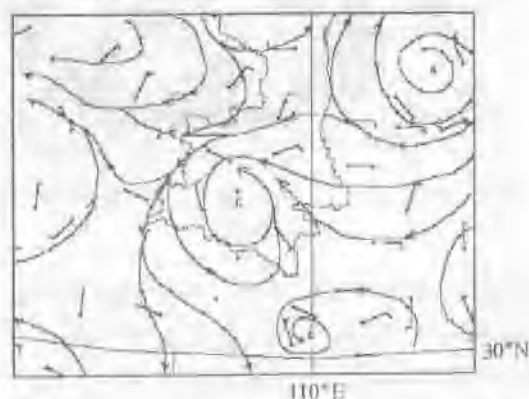


图 3a 2002 年 6 月 8 日 20 时地面流场

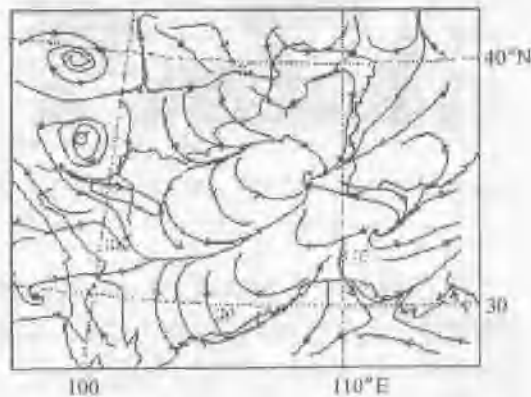


图 3b 2002 年 6 月 8 日 20 时 700hPa 滤波流场

上述结果说明: 此次大暴雨低层中尺度辐合系统主要表现在 700 hPa 以下, 其水平尺度在几十至几百公里, 属于 β 中尺度系统。中尺度辐合在流场上的表现为强辐合中心 (涡旋) 或辐合带。大暴雨的低层中尺度系统出现在暴雨前数小时内, 它的生命史在 10 h 左右。低层中尺度辐合系统与 M β CSs 云团、大暴雨出现的时间、落区等均有很好的对应关系。

3 MCSs 的一种特殊结构

3.1 MCSs 散度场垂直分布

程麟生等^[3-4]对中纬度 MCSs 的研究成果做了比较系统的总结, 指出: 对流层低层的强辐合, 高层的强辐散是 MCSs 垂直结构的重要特征。中国暴雨试验研究项目提出的梅雨

锋附近 MCSs 的概念模型和其他许多有关 MCSs 的研究也证明了这一结论。而在分析这次大暴雨 MCSs 散度场时发现了 MCSs 的另外一种垂直结构。

暴雨中心的散度垂直剖面图上 (图 4a, 图 4b), 6 月 8 日 20 时暴雨区附近 600 hPa 以下为一中尺度的辐合区 (水平尺度为 100—200 km), 该辐合区是低层偏南暖湿气流的强辐合的结果, 辐合中心的散度 $D < -3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。在 600—400 hPa 为弱辐散, 该辐散区来自暴雨区的东北方向, 是 500 hPa 附近河套东北部高压脊西侧反气旋环流引起的。值得注意的是暴雨区上空的散度分布并不是简单的低层辐合、高层辐散。其中在对流层中、高层 (400 hPa 以上) 还存在着另外一个辐合—辐散结构, 从图中发现, 400—250 hPa 为辐合区, 辐合中心位于暴雨区的西南方向, 中心值 $D < -4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 分析同时刻的 500 hPa 高空图, 辐合区对应的是高原槽前的西南气流 (急流)。高层 200 hPa 为辐散区, 中心值 $D > 2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 与此对应的是急流右侧的强辐散区。

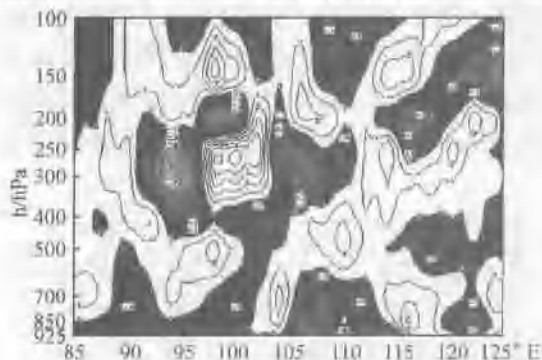


图 4a 2002 年 6 月 8 日 20 时沿 34°N 散度剖面图
(单位: 10^{-5} s^{-1})



图 4b 2002 年 6 月 8 日 20 时沿 108°E 散度剖面图
(单位: 10^{-5} s^{-1})

高原东侧 MCSs 散度垂直分布出现的特殊结构并不是一种偶然现象, 它是影响该区域大暴雨高、低层环流系统的综合反映。在陕西暴雨研究中^[5]对高原东北侧次天气尺度 Ω 系统与低层 3 股气流的作用做了详细的分析, 认为: 大暴雨区附近低层能量场存在次天气尺度 Ω 系统, Ω 分布反映了低层 3 股不同属性空气的相互作用。来自西北、东北干冷空气挤向中间偏南暖湿气流形成类似于“锢囚锋”, 而暴雨就常常发生在 Ω 系统高能比轴附近。特别是发现了 500—300 hPa 高原槽前的偏南气流, 并证实了这股气流的高能、不稳定特征, 即大暴雨时“第四股气流”的作用。这也正是高原东侧 MCSs 散度场出现特殊结构的原因。

3.2 MCSs 特殊结构的成因

分析这次大暴雨的成因是新疆低槽东移南下与高原槽合并引导较强冷空气继续东移, 在高原东侧与四川至陕西的西南暖湿气流交汇, 激发该区域内中、小尺度对流系统造成的。

6 月 8 日 20 时高原槽东移到 100°—105°E 之间, 槽前的西南气流覆盖了高原东侧四川—陕西一带, 并明显加强。与其配合的 500 hPa 高能舌 θ_e 超过 72℃ (如图 5)。散度垂直剖面图上, 暴雨区上空出现的第 2 个辐合区在 400—250 hPa。对比暴雨前期的 300 hPa 涡度 (图 6), 6 月 7 日 20 时对应新疆冷槽和高原低涡分别有 2 个正涡度中心, 暴雨区附近

为负涡度区。此后随着新疆槽和高原槽的合并东移,到8日20时从新疆东部到高原东侧形成一条西北—东南向的正涡度带,暴雨区位于正涡度区前端 ($V > 5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)。与此对应的涡度剖面图上,正涡度区从低层一直发展到250 hPa附近,最大正涡度中心出现在400 hPa附近 ($V > 5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$),这也是最大垂直速度出现的高度。可见由高原西南气流导致的对流层中、高层第2个辐合区对 MCSs 形成和维持的动力作用相当明显,该强辐合区与急流右侧的强辐散区相耦合促进了暴雨区强烈的上升运动发展、深对流的形成及 MCSs 的活跃。

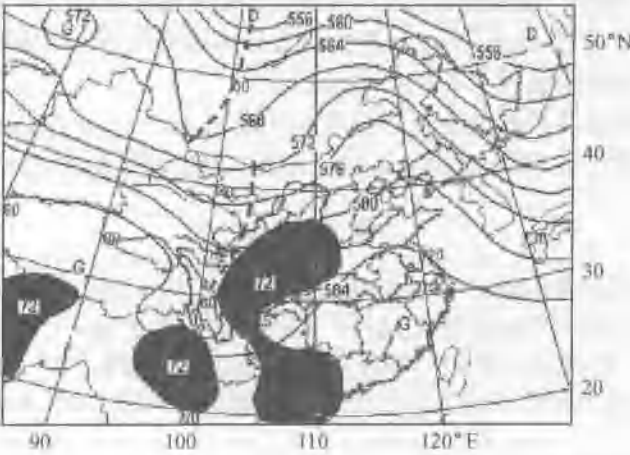


图5 2002年6月8日20时500hPa高度及 div
(阴影区)

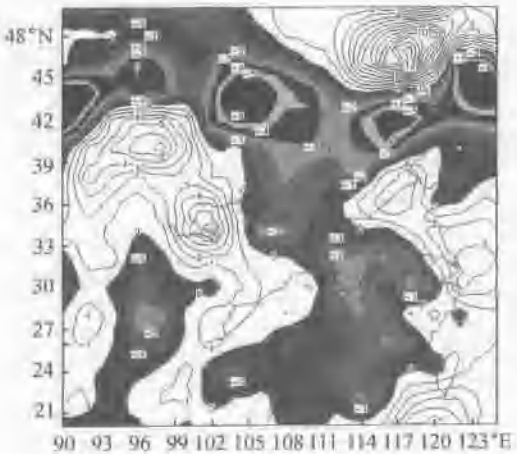


图6a 2002年6月7日20时300 hPa涡度
(单位: 10^{-5} s^{-1})

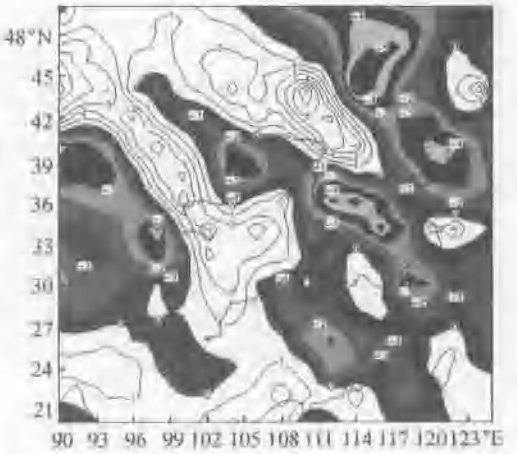


图6b 2002年6月8日20时300 hPa涡度
(单位: 10^{-5} s^{-1})

上述分析可见,高原东侧大暴雨影响系统的空间结构更加复杂,从低层到高层对流层内散度呈现辐合一辐散的双重结构。在这种状况下 MCSs 生成和维持的机制及三维空间结构与东部地区有明显的差别,值得进一步研究。

4 结论

(1) 与我国东部地区相比,高原东侧的 MCSs 虽然数量少,但其伴随的暴雨具有历时短、强度大、突发性强等特征常造成严重灾害,值得关注。

(2) 高原东侧的 MCSs 空间结构复杂,散度垂直分布从对流层低层到高层呈现辐合一辐散的双重结构,而不是低层辐合、高层辐散的简单形式。

(3) 高原槽前西南气流的强辐合区与急流右侧的强辐散区耦合导致的对流层中、高层第 2 层辐合、辐散结构对 MCSs 形成和维持的动力作用相当明显,为暴雨区强烈的上升运动发展、深对流的形成等提供了十分有利的条件。

(4) 此次大暴雨的中尺度辐合系统出现在 700 Pa 以下,在低层流场上表现为辐合中心(涡旋)或辐合带,它与冷锋前的 M β CSs 云团、大暴雨出现的时间、落区等密切相关。

参考文献

- [1] 陈忠明. 气象场中尺度带通滤波方法研究 [J]. 气象学报, 1992, 50 (4): 504~510
- [2] 陆汉城. 中尺度天气原理和预报 [M]. 北京: 气象出版社, 2000. 189~268
- [3] 程麟生, 冯伍虎. 中纬度中尺度对流系统研究的若干进展 [J]. 高原气象, 2002, 21 (4): 337~347
- [4] 王劲松, 李耀辉, 康凤琴等. 西北区东部一次暴雨的数值模拟试验 [J]. 高原气象, 2002, 21 (3): 258~266
- [5] 马鹤年. 次天气尺度 Ω 系统和暴雨落区 [A]. 暴雨文集 [C]. 吉林: 吉林人民出版社, 1980. 171~176

一次槽后“湿”对流风暴的中尺度分析

刘 勇 张科翔

(陕西省气象台, 陕西西安 710015)

摘 要

对2002年8月5日发生在陕西境内一次槽后“湿”对流风暴过程进行了中尺度分析, 结果表明: 500 hPa槽后冷平流是这次过程的直接影响系统; 850 hPa能量锋区和高能区提供了能量和强位势不稳定区; 南海“北冕”台风和高原东侧副高为此次过程提供了充沛的水汽, 中空和低空水汽通量超常; 高低空急流耦合产生的次级环流提供了持续强劲的上升运动; 地面中尺度涡旋发展, 合并、扩散是次级环流部分上升支演变过程的具体反映; 产生强对流风暴的块状回波强度为45~55 dBZ, 高度为12~14 km。

关键词: 槽后“湿”对流风暴 台风 次级环流 中尺度涡旋

1 引言

“干”对流风暴是指出现在500 hPa冷涡和槽后以雷雨大风、冰雹为主的天气; “湿”对流风暴是指出现在500 hPa槽前以强雷雨为主的天气^[1]。程麟生等^[2]总结了近些年中纬度中尺度对流系统研究若干进展。对强风暴天气的数值试验的研究^[3~4]进一步了解强风暴的成因。文献[5~6]通过数值模拟分别研究了台风和京津冀大暴雨中次级环流的激发及作用。大气中存在很多异常天气, 由于缺乏深入的研究, 生成的机理还不十分清楚, 如槽后出现“湿”对流风暴天气的成因, 如何利用实时资料判断高低空急流耦合产生的次级环流对暴雨的作用等。加强这方面的研究是非常有意义的。

本文利用天气图、地面中尺度风场、雷达回波资料和物理量诊断分析等方法对2002年8月5日发生在陕西境内一次槽后“湿”对流风暴过程进行了综合分析, 对这次对流风暴的内部结构、成因有了比较深刻的认识。文中重点讨论了在西北气流控制下高低空急流耦合产生的次级环流的激发、演变以及对强风暴的作用。对次级环流导致地面中尺度风场变化特征进行了讨论和总结。

2 “湿”对流风暴天气特征

2002年8月5日, 一股强劲的暴风雨自北向南袭击了陕西大部分地区。清晨09时(北京时, 下同)从陕北绥德开始出现短时暴雨, 到23时关中宝鸡市强降水结束, 整个过程历时15 h, 行程500多km。风暴移过之地强降水是以短时对流风暴形式出现的, 局地性很强, 大部分地区降水时间为1~2 h。陕西96个观测站有16个站出现短时暴雨(1小时降水 ≥ 10 mm), 分布在全陕西10个地区中的9个地区内; 其中9个站1小时降水 ≥ 20 mm, 5个站出现短时大暴雨天气(1小时降水 ≥ 30 mm), 都是在午后至傍晚发生的; 1个

站出现短时特大暴雨 (1 小时降水 ≥ 50 mm)。全省共有 12 个站出现大风天气 (风速 ≥ 17 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)，其中最大风速出现在陕南为 $28 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。暴雨中心在宝鸡地区，太白和宝鸡县 3 小时降水量分别为 83.6 mm、81.7 mm。

整个过程具有历时时间长、跨越地区多、降水强度大、局地性强的特点。陕西地面观测站的正式观测簿上没有冰雹记录，从陕西省人工增雨防雷办公室收集的大量非测站资料来看，局地有未成灾的小雹、软雹记录。因此可以说是很标准的“湿”对流风暴天气。这次过程产生的大风具有 3 个特点：①早上陕北地区出现的大风均为西北风；②午后至傍晚出现在陕西中南部的大风均为偏东风；③傍晚以后产生的强天气均无大风出现。

3 天气形势分析

2002 年 8 月 5 日 08 时 500 hPa 的天气图上 (图 1a)，东亚环流形势为两槽一脊，槽线分别位于我国东北部和西部。受蒙古高脊影响，陕西处在西北气流控制下。副高由 8 月 2 日到 5 日经历由强变弱的过程。5 日 08 时主体已分裂为两部分：一部分东退至东海；另一部分维持在青藏高原东侧。陕西中部和南部位于高原东侧副高边缘。与典型槽后“干”对流风暴天气形势不大相同之处是：①此时生成于南海的“北冕”台风在广东沿海登陆，并向西北方向移动。由于台风外围偏东风强劲，从东海和南海给内陆地区带来大量的水汽。②500 hPa 槽后没有准东西向的短波横槽。分析发现在 500 hPa 槽后有一较强的冷平流南下直接影响陕西地区。显然 500 hPa 槽后冷平流是这次强风暴发生的直接影响系统。

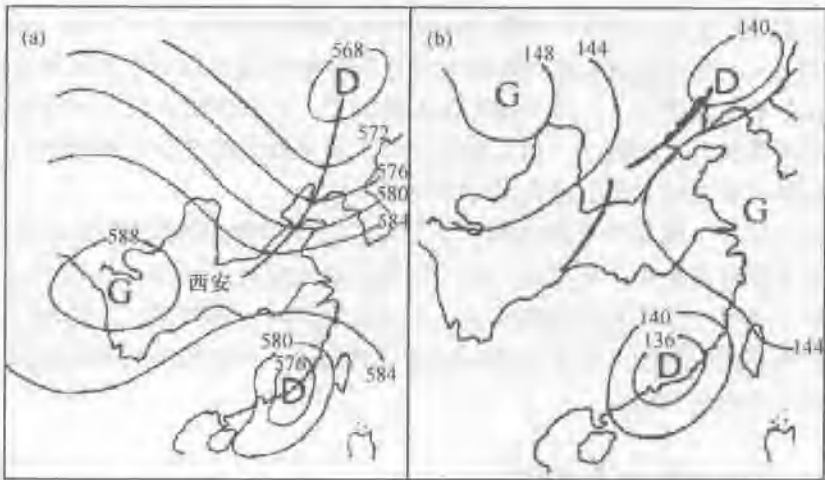


图 1 2002 年 8 月 5 日 08 时 500 hPa (a) 和 850 hPa (b) 高空图
(粗实线为槽线或切变线)

850 hPa 图上 (图 1b)，陕西中部和南部有一个南北走向的温度脊，这股暖湿气流和 500hPa 冷平流叠加，导致大气层结不稳定，有利于对流的发展。陕北地区受蒙古冷空气南下影响，有较强的锋区。同时从蒙古中部至银川有一东北低空急流，风速为 $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，出现在对流风暴区的上游，尺度约为 1000 km。陕西处在东北低空急流出口区的左前方辐合区。

8月5日08时300 hPa图上,从内蒙古西部至东北南部有一个宽广的急流区,水平尺度约为2000 km,陕西处在高空急流入口区的右后侧辐散区,高空辐散为强对流发展创造了条件。

地面图上,一条东西向的弱冷锋由内蒙古南下影响陕西地区,08时冷锋位于银川—济南一线,14时移至济南—延安—庆阳一线,20时到达四川达县—宜昌之间。冷锋的快速南压导致降水时间非常有限。

从天气形势来看,此次“湿”对流风暴产生的天气尺度环境场主要特征与槽后“干”对流风天气尺度环境场最大区别是暴雨区中低空水汽条件得到很大改善,这与台风和高原东侧副高活动有关。

4 物理量分析

4.1 θ_w 场和 $\Delta\theta_w$ 全场

2002年8月5日08时的 θ_w 场来看,850 hPa陕西附近有一高能轴,轴线呈东北走向。陕西中部至南部位于高能区, θ_w 值为353~358 K。陕北地区有较强的 θ_w 锋区, θ_w 值在323~353 K之间,呈东西走向。低层积累大量的不稳定能量,为这次强风暴天气提供了动能。从位势稳定度 $\Delta\theta_w$ 来看,08时陕北北部 $\Delta\theta_w(500-850)<273$ K,陕北南部、关中和陕南 $\Delta\theta_w(500-850)<263$ K,表明这个地区存在着强位势不稳定,有利于对流的发展。

4.2 涡度、散度场分析

8月5日08时850 hPa陕西北部和中部存在一个直径约500 km气旋性涡度(图2a),量值在 $2\times 10^{-5}\sim 3\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 之间。850 hPa陕西北部和中部气旋性涡度区域与降水区有较好的对应关系。08时300 hPa散度(图2b)表明在陕西北部有一个散度值为 $3\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 的强辐散区。低层辐合,高层辐散,有利于对流的发展。20时,850 hPa陕西关中、陕南西部出现一个散度值为 $-3\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 的强辐合区,在这个区域内宝鸡地区产生了短时大暴雨天气。

4.3 水汽分析

5日08时的水汽通量表明陕北强风暴过程的水汽主要是通过850 hPa东北急流和500 hPa高原副高输送的。700 hPa陕西北部水汽通量值为 $20\sim 40\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,500 hPa水汽通量在陕北有一个比较大的水汽中心,其值为 $40\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 。850 hPa水汽通量在陕北有大的水汽中心(图2c),其值为 $80\sim 100\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 。陕北上空水汽一支来自500 hPa高原东侧副高,另一支水汽来自850 hPa东北急流,相汇在陕西北部,导致陕北上空水汽充沛。20时500 hPa高原副高带来的西北风水汽含量仍然很大,850 hPa沿“北冕”台风外围偏东气流的加强,陕西中部低空水汽大大增强,水汽通量值达到 $180\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,为强降水提供了充沛的水汽。

08时的850 hPa水汽通量散度(图2d),南海—山西—陕西有一条水汽辐合带,有多个辐合中心,陕西西北部存在一个散度值为 $-2\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 的辐合中心。20时沿着南海—湖北—陕西的水汽辐合带,辐合很强,最大辐合中心位于陕西中南部,水汽通量散度最大值为 $-6\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$,这个水汽辐合中心与陕西宝鸡地区强降水的位置相同。

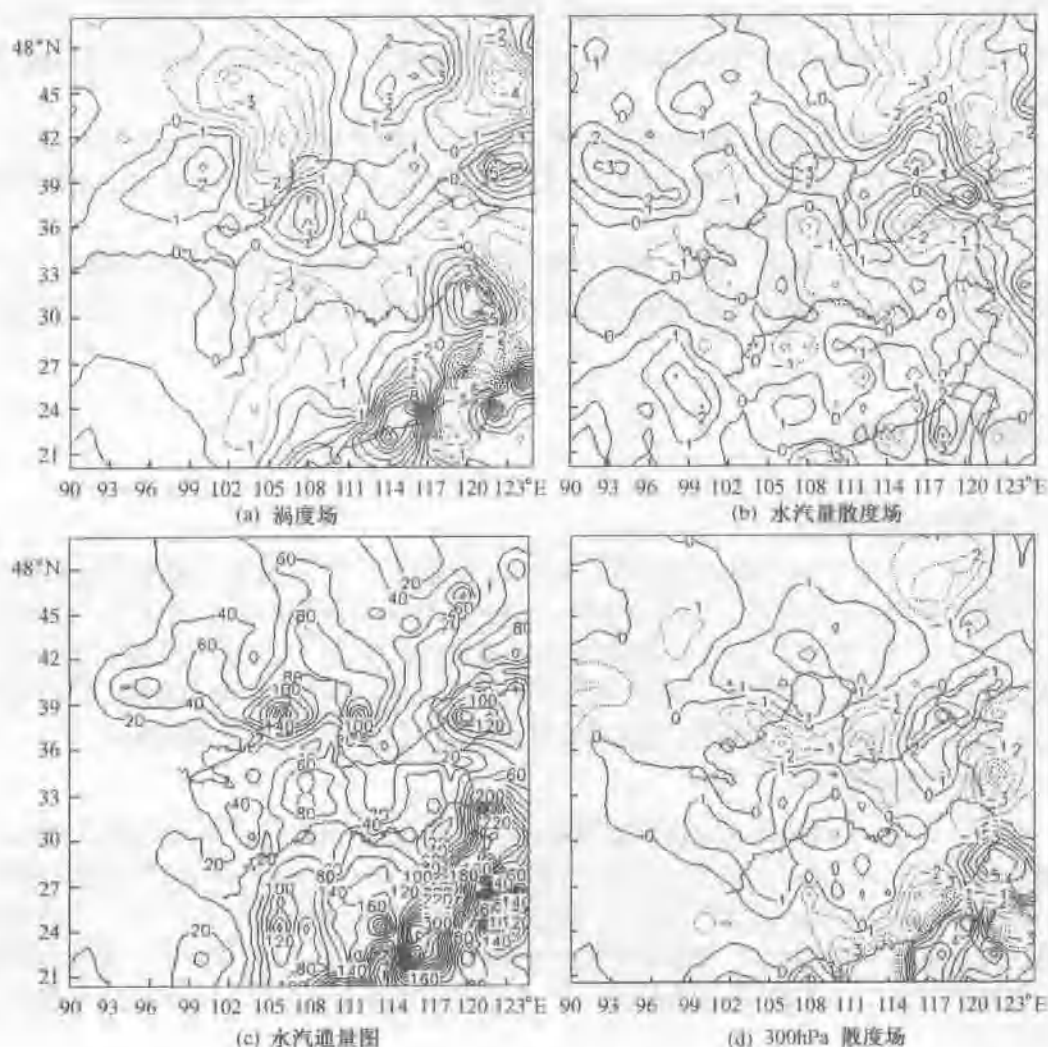


图2 2002年8月5日08时850 hPa

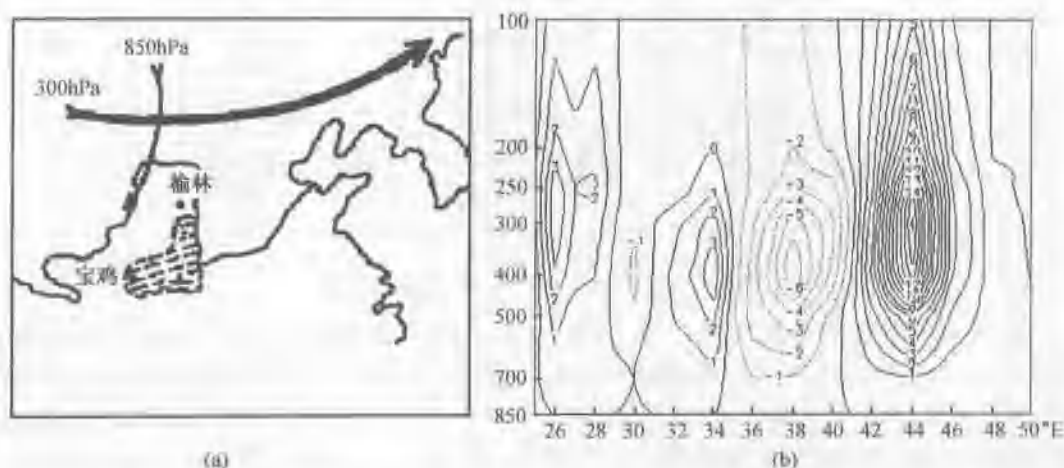
这次过程虽然发生在500 hPa槽后,但500 hPa高原东侧副高东进,西北气流仍给陕西地区中空带来充沛的暖湿水汽。另外前期850 hPa东北急流给陕西北部低空带来大量的水汽,后期是“北冕”台风在广东登陆北进,偏东气流给陕西中南部低空带来充沛的水汽,850 hPa水汽通量值超常。中空水汽通量较大和低空水汽通量特大是导致此次过程产生短时特大暴雨和没有产生冰雹的主要原因。

5 中尺度分析

5.1 次级环流

目前对次级环流的研究大部分都集中在槽前“湿”对流风暴中,对西北气流影响下高低空急流耦合产生的次级环流缺乏认识。

8月5日陕西强风暴天气过程与高低空急流耦合产生的次级环流有密切的关系。如图3a所示,8月5日08时300 hPa高空急流位于内蒙古-辽宁一线,急流区宽广,水平尺度约为2000 km,宽度为400 km,最大风速出现在内蒙古赤峰市为 $42 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。08时850 hPa低空急流为东北急流,陕西中北部位于急流轴左前方。急流水平尺度约为1000 km,与300 hPa高空急流轴入口区相交。850 hPa东北急流带来的是湿冷空气。陕西正好位于低空850 hPa急流轴左前侧,高空急流入口区右侧。低层辐合,高层辐散,非常有利于对流发展。5日08时沿 110°E 垂直速度剖面图(图3b)表明,在300 hPa急流轴(42°N)入口区两侧存在着一次级环流:入口区右侧为一上升气流,在 $34^\circ\sim 41^\circ\text{N}$ 之间,与850 hPa急流轴左侧的上升气流重合,最大速度在400 hPa附近为 $-6\times 10^{-3} \text{ hPa}^{-1}$ 。高空急流入口区左侧为一下沉气流,在 $42^\circ\sim 47^\circ\text{N}$ 之间,最大速度在500 hPa附近为 $14\times 10^{-3} \text{ hPa}^{-1}$ 。虽然陕西处在500 hPa西北气流控制下,但是在高低空急流耦合的情况下,仍然激发了次级环流的产生,强上升气流控制了陕西的大部分地区,为这个区域内产生强对流和暴雨天气提供了良好的动力条件。这是这次强风暴天气持续15 h的主要原因。



相似。由于地面中尺度涡旋是次级环流上升支引起的, 可以通过分析地面中尺度涡旋的变化了解次级环流的变化情况。

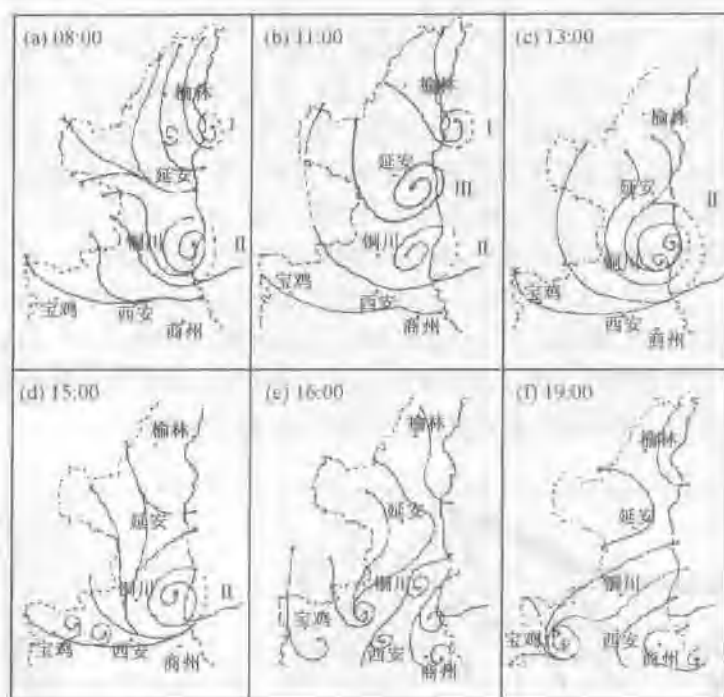


图4 2002年8月5日08—19时地面流场

08时冷锋位于中尺度涡旋I、II之间。涡旋I的中心绥德, 在08~09时1小时降水为16 mm。由于冷空气还没有到达陕西中部, 因此位于澄城、合阳附近的涡旋II中心以晴天为主。09时涡旋I分裂成两个中尺度涡旋, 中心分别位于延安、吴堡。陕北地区强风暴主要是由两个中尺度涡旋活动造成的。11时(图4b), 3个中尺度涡旋中心分别位于吴堡、延长、澄城附近, 陕北南部较大的中尺度涡旋III沿着东南方向移动, 延长、清涧、延川、安塞产生了大风天气。而涡旋II基本维持在原地。12时涡旋I消散, 涡旋III东移至陕晋交界处—涡旋II的东北方。13时(图4c)中尺度涡旋II、III合并, 在陕西中部形成一个强大的中尺度涡旋II。在这个涡旋中心有两个小涡旋, 分别位于韩城、澄城附近。由于两个涡旋的合并, 形成后的中尺度涡旋II强度明显增强。

15时(图4d)合并后的中尺度涡旋II继续加强, 中心仍位于澄城附近, 由于涡旋中偏东风明显增大, 造成澄城、白水1小时降水分别为31 mm、46.8 mm, 并带来强风天气。与此同时, 在风翔和礼泉有两个小尺度涡旋生成。16时(图4e)中尺度涡旋II在向西南方向快速移动的过程中遇到秦岭山脉地形影响, 分裂成若干个中尺度小涡旋, 小涡旋的中心分别位于礼泉、澄城、长安、华阴、山阳等。这些小涡旋给当地造成大风或短时暴雨天气。如礼泉出现 $24 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 大风和 $25 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的强降水天气。涡旋的快速移动和地面偏东风强劲有很大的关系。19时(图4f)陕西中部的小涡旋基本消失, 而在西部又形成一个较强的中尺度涡旋, 中心位于宝鸡地区的太白县和宝鸡县, 由于偏东气流仍然很强, 气旋附近的偏东风速达 $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 带来充沛的水汽, 同时局地气旋涡度加强, 导致宝鸡地

区出现局地大暴雨天气。而位于陕西南部的强降水由于中尺度涡旋的东移加强造成的。

从地面中尺度涡旋的变化可以得到以下结论：(1) 早上出现在陕北的中尺度涡旋 I、II 的变化可能是 850 hPa 低空急流的次级环流起主要作用。这一点从来自银川方向的西北气流（地面大风的方向都是西北气流）和中尺度气旋 III 移动方向可以判断出来。(2) 中尺度涡旋 II 的变化可能与高空急流产生的次级环流有直接关系。中尺度涡旋 III 沿着东南方向移动至陕晋交界处时与中尺度涡旋 II 汇合，并没有沿着东南方向移动，而是朝西南方向移动。地面风场中东北气流明显增大，地面大风的方向均为东北，说明合并后 300 hPa 高空急流产生的次级环流起主导作用。从地面中尺度涡旋的演变过程来看，急流次级环流上升支是多个中尺度涡旋上升气流的和。由于高低空急流发生变化引起次级环流变化，导致地面中尺度涡旋发展、合并、扩散，维持了多股持续强劲的上升气流，为“湿”对流风暴的产生提供了良好的动力条件。

5.3 雷达回波分析

资料取于西安 713 (5 cm) 雷达回波资料。由于受条件限制，雷达回波分析只限于陕西中部的回波情况。

8 月 5 日 11 时以前，陕西中部以晴天为主。14 时的平显 PPI 上（图 5a），在陕西中部东北方向上有对流云回波出现，与地面中尺度涡旋的位置相对应。对流云回波呈块状，水平尺度为 20~30 km，沿着地面中尺度涡旋风场切变和气旋中心排列。回波强度普遍为 40~50 dBz，对流云高 10~12 km，最高为 15 km，45 dBz 高度达 9 km。虽然是“湿”对流风暴，但在 500 hPa 槽后，强降水仍以对流单体形式出现。从形式上看，与出现在 500

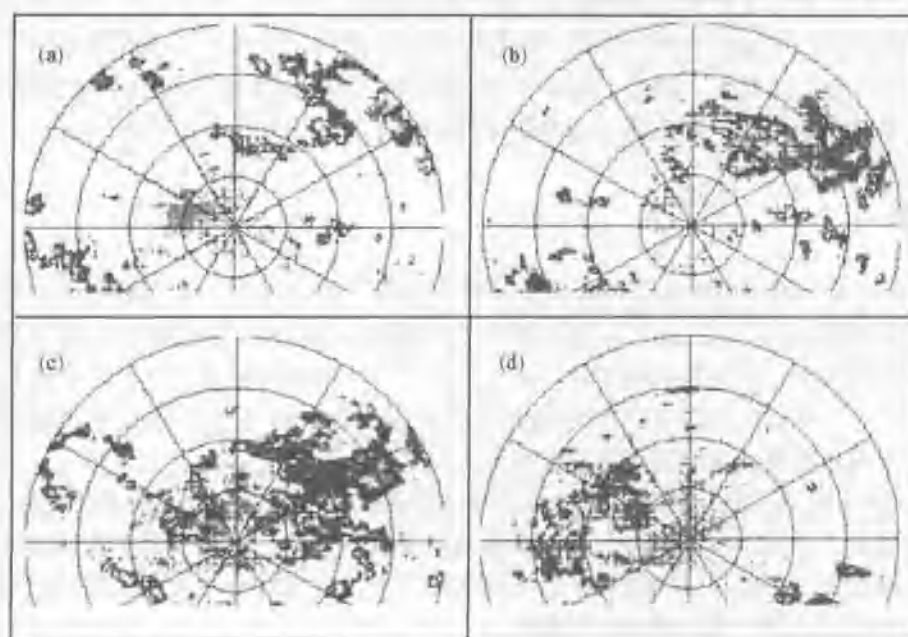


图 5 2002 年 8 月 5 日雷达回波图
(仰角 1° ~ 2° ，每圈半径 60 km，回波强度按深灰 10~25 dBz，
浅灰 30~35 dBz，黑色 40~55 dBz 的顺序判断)

hPa 冷涡和槽后以雷雨大风、冰雹为主的“干”对流风暴并无差别。与地面中尺度涡旋对照,发现中尺度涡旋内并不是一个超级单体,而是多个对流单体都在发展。说明由次级环流引起的中尺度涡旋与典型中尺度气旋结构是不同的。次级环流引起的中尺度涡旋支持多股中小尺度上升气流。15 时 PPI (图 4b), 对流单体继续发展, 在地面中尺度涡旋内都有对流云在活动, 在白水附近有多个对流单体相互碰并, 发展为带状回波。这个带状回波给白水带来了短时大暴雨。另一些对流单体回波沿着中尺度气旋呈现有组织排列。回波强度达 50~55 dBz, 云体高度为 10~12 km, 最高为 16 km, 45 dBz 高度达 11 km。在强回波的高显上, 对流单体出现前悬回波。按照经验判断是冰雹云, 其强度和高度都超过了一般冰雹云的标准。在 17 时 PPI (图 4c), 由于中尺度涡旋迅速南下, 对流云也快速移至秦岭山脉附近。对流云强度有所减弱, 回波强度为 20~30 dBz, 云体呈层状云形态。在中部其他地方由于小涡旋的作用, 还有许多强对流单体, 零散地分布在中部地区, 回波强度达 45~50 dBz, 云体高度为 10~12 km, 45 dBz 高度只有 6 km。这是以强降水为主的回波特征。18 时 PPI, 在秦岭山脉中部出现多个对流云组成的块状回波, 发展旺盛, 每个块状回波水平尺度为 20~30 km, 回波强度达 50~55 dBz, 云体高度为 10~12 km, 45 dBz 高度 8~9 km。20 时 (图 4d) PPI, 关中地区西部即宝鸡地区有强回波, 这个带状回波长 70 km, 宽 55 km, 强度为 35~45 dBz, 云体高度为 12 km 左右。由于带状回波稳定少动, 加上来自台风外围大量的水汽辐合, 造成宝鸡地区短时大暴雨天气。

从雷达回波的演变过程来看, 产生“湿”对流风暴的对流单体前期与出现在 500 hPa 冷涡和槽后以雷雨大风、冰雹为主的“干”对流风暴并无差别, 45 dBz 高度在 9 km 以上。后期产生“湿”对流风暴的对流单体 45 dBz 高度下降, 在 9 km 以下。雷达回波表明由次级环流引起的中尺度涡旋与典型中尺度气旋结构是不同的。次级环流引起的中尺度涡旋支持多股中小尺度上升气流。对流云回波分布不规则, 有时呈块状回波, 有时呈带状回波。回波的强度比较强为 45~55 dBz, 云体高度为 10~12 km, 云体最高达 16 km。

6 结论

(1) 8 月 5 日陕西境内发生的强风暴过程, 具有历时时间长、跨越地区多、降水强度大、局地性强的特点, 有“湿”对流风暴的天气特征。500 hPa 槽后冷平流南下是这次过程的直接影响系统。从天气形势来看, 此次产生“湿”对流风暴的天气尺度环境场主要特征与槽后“干”对流风暴天气尺度环境场最大区别是暴雨区中低空水汽条件得到很大改善, 这与台风和青藏高原东侧副高活动有关。

(2) 850 hPa 陕北地区能量锋和关中陕南地区高能提供了能量和强位势不稳定区。

(3) 南海“北冕”台风登陆, 从东海和南海源源不断地向大陆输送水汽, 陕西正处在这个水汽通道中, 为此次过程提供了充沛的水汽。中空水汽通量较大和低空水汽通量特大是导致此次过程没有产生冰雹的主要原因。

(4) 急流次级环流为强天气的发生提供了持续强劲的上升运动。850 hPa 低空急流与 300 hPa 高空急流入口区分别在两个独立的次级环流中, 但两个次级环流的上升支重合在一起, 高空急流入口区右侧的上升气流得到加强, 在这个部位非常有利于强对流和暴雨的发生。陕西正处在这个区域。

(5) 这次过程的地面中尺度涡旋是由急流次级环流上升支引起的。在地面中尺度风场中几个中尺度涡旋发展、合并、扩散,与短时暴雨的强度、落区相对应。从地面中尺度涡旋的演变过程来看,急流次级环流上升支是多个中尺度涡旋上升气流的和。

(6) 在雷达回波中,产生“湿”对流风暴的对流单体前期与出现在 500 hPa 冷涡和槽后以雷雨大风、冰雹为主的“干”对流风暴并无差别,45 dBz 高度在 9 km 以上。后期产生“湿”对流风暴的对流单体 45 dBz 高度下降,在 9 km 以下。

(7) 由次级环流引起的中尺度涡旋与典型中尺度气旋结构是不同的。次级环流引起的中尺度涡旋支持多股中小尺度上升气流。对流云回波分布不规则,有时呈块状回波,有时呈带状回波。回波的强度较强为 45—55 dBz,云体高度为 10~12 km,云体最高达 16 km。

参考文献

- [1] 陆汉诚. 中尺度天气原理和预报. 北京: 气象出版社, 2000, 251~288
- [2] 程麟生, 冯伍虎. 中纬度中尺度对流系统研究的若干进展. 高原气象, 2003, 21 (4): 337~347
- [3] 王劲松, 李耀辉, 康风琴等. 西北区东部一次暴雨的数值模拟试验. 高原气象, 2003, 21 (3): 258~266
- [4] 周祖刚, 张维松, 成新亮等. “93.8”鲁西南大暴雨的数值试验. 高原气象, 1999, 18 (2): 171~178
- [5] 孙子平, 丁一汇. 动力强迫对台风次级环流的作用. 大气科学, 1990, 14, 293~305
- [6] 张维松, 董佩明, 沈桐立. 一次大暴雨过程中急流次级环流的激发及作用. 大气科学, 2000, 24 (1), 47~57

急流次级环流对一次长时间局地强风暴天气的作用

刘 勇

(陕西省气象台, 陕西西安 710015)

摘 要

1994年6月28日陕西中部发生了一次罕见的长时间局地大风、冰雹、暴雨天气。这次过程出现在500hPa槽前和700hPa低涡暖式切变线附近, 强风暴发生在高空急流入口区右侧辐散和低空急流左前侧辐合重叠区, 与地面中尺度气旋活动紧密相关。通过诊断分析, 证实了地面中尺度气旋是由高低空急流耦合产生的次级环流引起的, 次级环流控制着中尺度系统发展变化。

关键词: 强风暴 中尺度气旋 次级环流

1 引言

中尺度气旋是一种气旋性旋转的中尺度涡旋, 这种气旋在空间上同主上升气流相联系。中气旋内存在着中气旋核, 有的中气旋内只有一个核, 有的有多个核。对于中气旋内的这多个核, 常称为中气旋核族。中尺度气旋具有破坏性极大的地面风, 在条件有利情况下, 常常产生龙卷, 因此加强对旋转雷暴或中气旋的研究十分有必要^[1-4]。

1994年6月28日16~23时, 陕西中部平原地区出现了一次历时7h, 行程170 km的强风暴天气。16时50分左右, 礼泉县东北灌区开始出现强风暴天气, 暴雨持续50 min, 平地积水50~60 cm深, 大风、冰雹持续30 min, 冰雹直径20~30 cm, 风力8级。随后中尺度对流系统向北移动, 沿途的泾阳、咸阳、高陵均出现强雷暴天气, 但强度有所减弱。19~20时, 铜川市金钟乡遭到特大暴雨袭击。21~23时, 中尺度对流系统给澄城县北部4个乡镇带来罕见的狂风、暴雨、冰雹天气, 冰雹持续20 min, 最大直径25 cm, 2小时降水47 mm, 伴有10~11级大风。这种大风、冰雹、暴雨混合性强风暴天气给当地造成极大的经济损失。

这次过程历时时间长, 天气变化剧烈, 风暴强度大, 路径由北向南, 局地性强, 是一次罕见的长时间局地强风暴天气。分析一部分常规资料, 发现此次过程是中尺度气旋由北向南活动造成的。但中尺度气旋是怎样形成的, 为什么持续这么长时间, 为什么由北向南运动, 它的活动规律是什么, 都是这次过程的关键问题。本文就这一问题进行了诊断分析, 揭示出此次中尺度气旋发生发展的内在原因, 为今后预报提供有益的思路。

2 天气形势分析

1994年6月28日08时500hPa图上, 东亚环流形势为东高西低。低槽位于新疆, 青藏高原为低值区。我国东南沿海受副热带高压控制, 588线在徐州、郑州、宜昌、贵阳、

南宁一线,副高北界位于 29°N 。陕西处在副热带高压西北侧暖湿气流中。6月28日20时,新疆低槽分裂出一个西风小槽,由河西向东移动,移到河套上空,槽后出现一片负变温区。同时副热带高压加强西进,副高北界位于 31°N 。28日20时,这股弱冷空气的东移,提供了中层干冷空气入侵条件,造成槽前辐合上升加强,陕西中部地区层结不稳定,触发了对流的产生。

28日08时700hPa图上,由于副高的西伸北抬,华北暖脊向西伸展。与此同时,位于青海湖的低涡东移。28日20时移到盐池附近,在低涡前部,河套高脊与副高西侧的暖湿气流间形成一条东西向暖式切变线,切变线穿过陕西中部地区。在切变线南部,沿贵阳、重庆、汉中、西安出现了一支尺度为上千公里的 $12-16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的南风急流,为陕西中部带来大量的暖湿气流及辐合上升运动,有利于对流的产生和发展。

28日08时200 hPa图上,从甘肃酒泉、经内蒙古临河、呼和浩特、河北石家庄有一风速为 $35-44\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 高空急流,陕西位于高空急流入口区的反气旋一侧。28日20时,随着500 hPa低槽东移,河套地区200 hPa高空急流轴位置向南移动约2个纬距,强度进一步加强,最大风速为 $52\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。银川200 hPa高空风由08时的西北风转为西南风。高空反气旋环流的加强使得高空辐散增强,对强风暴形成非常有利。

3 物理量诊断分析

3.1 能量分析

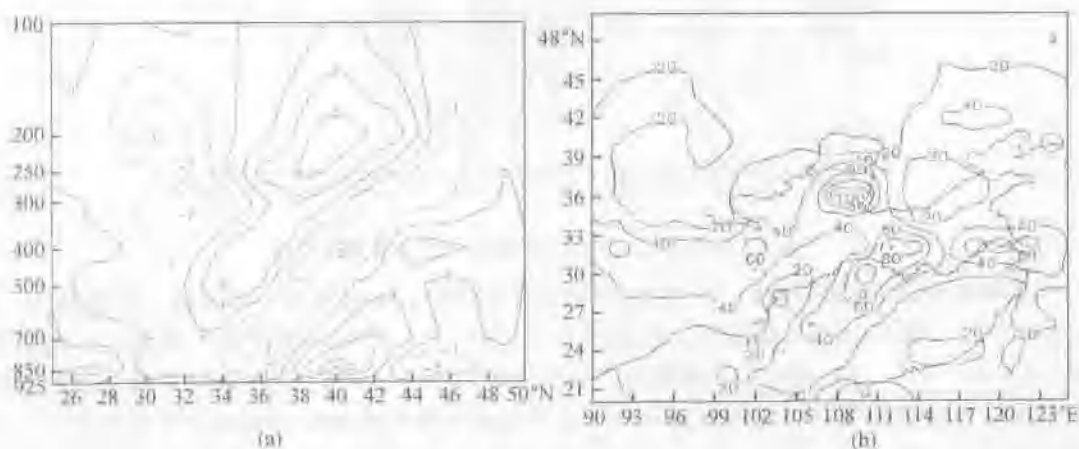


图1 1994年6月28日20时 (a) 沿 109°E 垂直剖面散度场 (单位: 10^{-5} s^{-1}) 和 500 hPa (b) 水汽通量 (单位: $\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)

6月28日08时850 hPa θ_{se} 图上,沿华北、河南、陕西南部有一高能轴,能量场呈不规则 Ω 系统,陕西中部地区位于高能轴西部,有较强的 θ_{se} 锋区, θ_{se} 值在 $65-75^{\circ}\text{C}$ 之间。28日20时高能轴向西移动,陕西中部位于850 hPa高能区和能量锋区,高能轴线由南向北朝东倾斜。陕西中部 θ_{se} 锋区值为 $65-85^{\circ}\text{C}$,为强风暴提供了能量。高能轴代表了高温、

高湿且不稳定的暖湿气团,两侧的低能值代表了干冷气团。6月28日20时850 hPa θ_w 图上表明来自西北部干冷气团夹挤陕西中部得暖湿气团,形成不同属性气团的激烈交汇,雨区就落在高能轴西侧 θ_w 锋区附近。

从位势稳定度 $\Delta\theta_w$ 来看,6月28日08时陕西中部 $\Delta\theta_w(500-850)$ 均为负,其中西安 $\Delta\theta_w(500-850)=-12^\circ\text{C}$,说明此时陕西中部大气层结处在强位势不稳定,非常有利于对流的发展。28日20时西安 $\Delta\theta_w(500-850)=-11^\circ\text{C}$,有利于对流的发展。

3.2 涡度、散度场分析

28日08时涡度垂直剖面图上,陕西中部(34~36°N)925~700 hPa为一弱正涡度区,量值为 $1\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 。700 hPa以上整层维持一负涡度区,最大值位于200~300 hPa之间,量值为 $-4\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 。28日20时的涡度场,925~700 hPa正涡度区正涡度值增大,量值为 $3\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 。500 hPa以上整层维持一负涡度区,量值并未有大的变化。低空正涡度区,高空为负涡度区,有利于对流的发展。

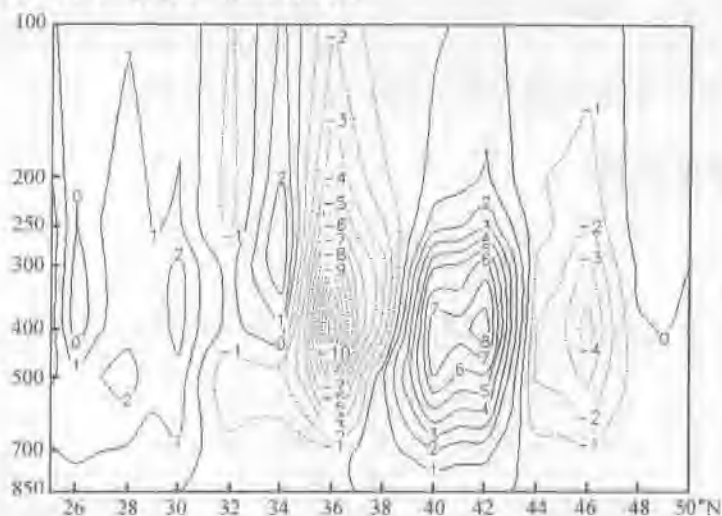


图2 1994年6月28日20时沿108°E垂直速度图

从散度垂直剖面图来看,28日08时陕西中部850 hPa低层为一辐合区,散度值为 $-1\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$,700 hPa为一辐散区,散度值为 $1\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$;500 hPa又为一辐合区,散度值为 $-1\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$,300 hPa为一辐散场,散度值为 $2\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 。这种散度垂直分布从对流层低层到高层呈现辐合-辐散双重结构,这种双重结构在陕南特大暴雨中曾出现过^[5],说明这种结构非常有利于对流的发生发展。28日20时(图1),陕西中部850~700 hPa为一强辐合区,比08时辐合值增大,散度值为 $-3\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 。500 hPa以上为辐散场,比08时辐散值也有所增大,散度值为 2×10^{-5} ~ $3\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 。低层强辐合,高层辐散层深厚,有利于对流的发展。

3.3 水汽条件分析

28日08时850 hPa的水汽通量图上,沿南海向北,经广西、湖南、湖北、陕南,有一条南北向的水汽通道,但水汽通量大值轴线偏东,在陕西中部水汽通量仅为 $20\sim 80\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 。700~500 hPa水汽通量陕西中部量值较小,但来自孟加拉湾的西南

气流沿高原东侧的水汽通道表明,陕西西南方向有较充沛的水汽朝陕西中部输送。28日20时的水汽通量图上,850 hPa在陕西中部水汽通量仅为 $20\sim 40\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 。700 hPa陕南水汽通量值很大,关中地区却不是很大,水汽通量为 $60\sim 80\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 。500 hPa水汽通量值(图1b)在陕西中部最大,水汽通量为 $60\sim 100\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 。从28日20时的水汽通量散度来看,850~700 hPa陕西中部均为强水汽辐合区,850 hPa陕西中部水汽通量散度值为 $-4\times 10^{-5}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,700 hPa(图3b)陕西中部水汽通量散度值为 $-5\times 10^{-5}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 。水汽辐合中心与暴雨区位置有较好的对应关系。

虽然陕西位于高低空槽前西南气流之中,但是从陕西中部的空间水汽垂直分布来看,850 hPa水汽通量偏低,是这次过程产生强冰雹的主要原因。与通常产生冰雹的主要原因是500hPa水汽通量偏低不同。

4 中尺度分析

4.1 急流次级环流

研究表明,产生对流活动的上升气流常常与急流次级环流相联系。这种次级环流是 α 中尺度的,它控制着对流风暴的生成和维持,风暴持续时间往往较一般对流系统长得多。

6月28日16~23时陕西中部强风暴天气过程发生的时间里正好有28日20时高空观测资料,这为研究此次强风暴天气提供了有利的条件。通过分析发现这次过程与高低空急流耦合产生的次级环流有密切的关系。6月28日08时200 hPa高空急流位于甘肃酒泉、经内蒙古临河、呼和浩特、河北石家庄一线,急流区较窄,陕西位于高空急流入口区的反气旋一侧。此时700 hPa低空急流还没出现。28日20时200 hPa高空急流位置向南移动约2个纬距,200 hPa高空急流强度进一步加强,最大风速为 $52\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。700 hPa沿贵阳、重庆、汉中、西安出现了一支尺度为上千公里的风速为 $12\sim 16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的南风急流,陕西中部正好位于700hPa低空急流轴左前侧,200 hPa高空急流入口区反气旋一侧。低空急流轴左前侧正是强辐合区,高空急流入口区右侧是强辐散区,当低层强辐合区与高层强辐散区叠加,强对流得以发展和维持。28日20时沿 108°E 的垂直速度剖面图(图2)表明,在200 hPa急流轴入口区两侧存在着一个次级环流;入口区右侧为一上升气流,在 $34\sim 38^\circ\text{N}$ 之间,也是700 hPa急流轴左前侧的位置,上升气流最大速度在400 hPa附近,为 $-11\times 10^{-3}\text{ hPa}^{-1}$,上升运动非常强;200 hPa急流轴入口区左侧为一下沉气流,在 $38\sim 43^\circ\text{N}$ 之间,最大速度在400 hPa附近,为 $8\times 10^{-3}\text{ hPa}^{-1}$ 。在高低空急流耦合的情况下,700 hPa低空急流与200 hPa高空急流产生次级环流,高空急流入口区右侧和低空急流轴左前侧的上升运动得到加强,这个部位正好位于陕西中部。由于次级环流提供了持续强劲的上升运动,中尺度对流系统维持的时间较长,造成强对流和暴雨的发生。

4.2 地面中尺度风场

陕西中部是全省地面测站最密集的地区,这里地势较平坦,测站平均距离 $30\sim 40\text{ km}$,为研究中小尺度天气提供了有利的条件。急流次级环流大小、强弱变化会引起地面

相对应中尺度系统的变化。地面中小尺度的产生与急流次级环流紧密相关。通过对6月28日14~24时(图3)每一小时地面风场分析,发现急流次级环流强劲的上升运动引起地面中尺度气旋出现,并给当地造成强天气。

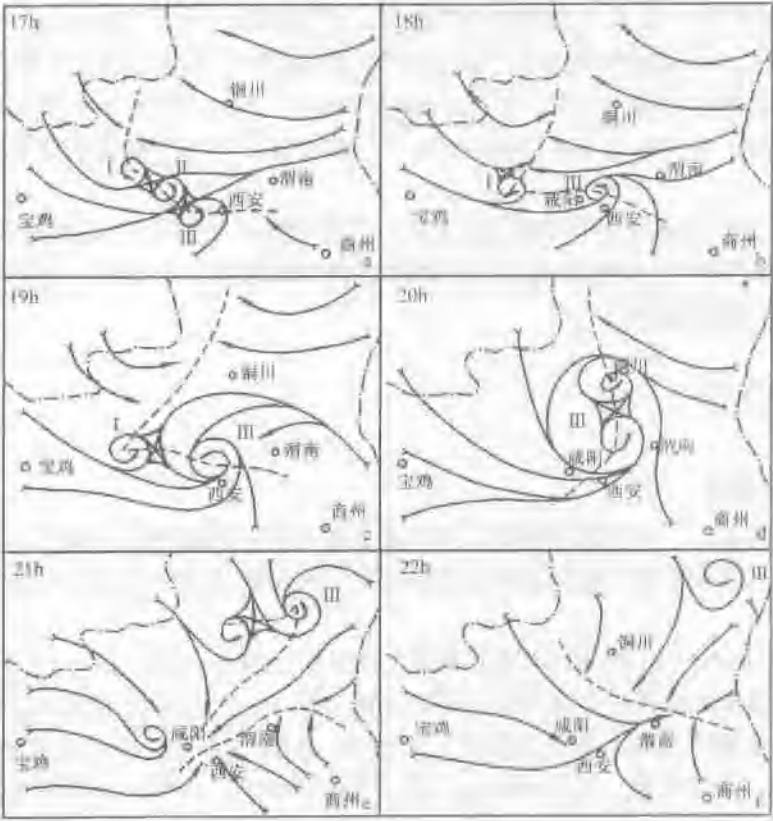


图3 1994年6月28日17~22时地面流场图

6月28日15时,陕西中部有一中尺度辐合线,辐合线在长安、兴平、长武一线,呈东南-西北走向。辐合线以东为偏东气流,以西为西北气流。16时在礼泉、武功之间出现一个中尺度气旋,辐合线北段东移,南段稳定少动,呈“L”型。17时,在辐合线上出现三个中气旋:I、II、III。彼此靠的很近。对照地面天气,中气旋I造成兴平阵雨天气;中气旋II造成礼泉强风暴天气;中气旋III造成咸阳强雷雨天气。18时,辐合线仍呈“L”型。中气旋I、II合并,中气旋III加强,造成泾阳强雷暴天气。19时,中气旋III尺度明显增大,继续北抬,给高陵造成强雷暴天气。中气旋I、II合并后逐渐减弱。20时,中气旋III发展成直径为100 km左右的涡旋,在其内部有两个核。位于铜川的小涡旋造成局地特大暴雨天气。出现中气旋核族在陕西并不多见。21时,中气旋III向东北方向移动,位于澄城、黄龙之间。中气旋III由丘陵地区进入平原地区,虽然尺度减小,但强度却增大,给澄城北部造成巨大灾害。22时,中气旋III向北移动,所到之处均给当地带来巨大灾害。23时中气旋III受山地地形影响减弱,强天气逐渐结束。

从地面中尺度气旋的演变过程来看,高低空急流耦合产生的次级环流上升支可以引起地面多个中尺度气旋活动,并出现中气旋核族现象。这些中尺度气旋常常给当地带来强天气。中尺度气旋发展并不平衡,有时强,有时弱。通常由山区进入平原地区容易得到加

强。受低空急流北上影响,中尺度气旋也随之北移,其活动路径主要受低空急流位置的变化而变化。

4.3 雷达回波分析

根据西安 713 (5 cm) 雷达资料分析,此次过程是以强对流回波形式出现的。

6月28日17时,平显PPI回波表明在关中西部有块状对流云团生成。在水寿、乾县之间出现一强度为35 dBz,水平尺度为20~30 km对流云;在礼泉、兴平之间出现一强度为50 dBz对流云。根据地面流场分布,显然是由中气旋 I、II 造成的。17时的高显RHI表明,礼泉东部灌区的强对流云云顶高度为12 km,回波强度最大为55 dBz,呈圆柱状。如果仅从雷达回波情况来看,很难做出强风暴天气的预报。但由于它是和中气旋紧密相关,因此造成的灾害是巨大的。18时36分的PPI表明,在泾阳淳化附近有多个对流单体相互碰并,发展为带状回波。这个带状回波北移的过程中给铜川市金锁乡带来短时大暴雨天气。21时(图4a)强回波移至澄城县西北部,回波强度为50~55 dBz, PPI出现弓状回波,强中心位于弓状回波顶端,强度为55 dBz。21时06分弓状回波强中心的RHI上(图4b),位于澄城上空的对流云云体高度为18 km,云体宽为35 km,云柱上下几乎一样宽。中心强度为60 dBz,45 dBz高度达12 km。正是这一强对流云给当地造成巨大灾害。

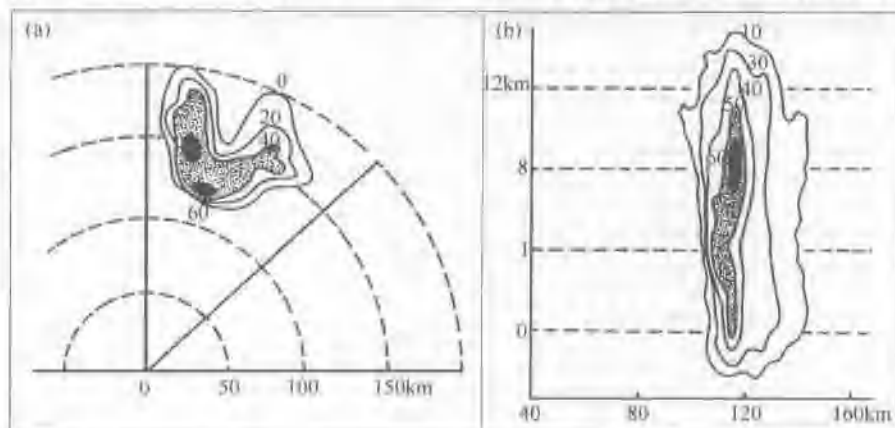


图4 1994年6月28日21时(a)PPI和(b)RHI雷达回波图(单位: dBz)

此次过程由中气旋造成,但并没有出现典型的弓状回波,却出现了弓状回波和带状回波。这表明由急流次级环流引起的中尺度气旋在PPI上的形态和典型的中尺度气旋并不相同,说明其内部结构可能有所不同。这有待于今后进一步研究。

5 结论

(1) 此次过程是200 hPa高空急流和低层700 hPa南风急流耦合产生的次级环流造成的。急流次级环流为强风暴天气提供的持续强劲上升气流,引起地面多个中尺度气旋活动,持续时间较一般对流系统长。地面中尺度气旋的出现只是一种表象,实际上是其上空有很强的上升运动。中气旋的生命史取决于引起强上升运动是什么系统。

(2) 地面上中尺度气旋给当地带来强天气。中尺度气旋发展并不平衡,在平原强,山

区弱。受低空急流北上影响,中尺度气旋也随之北移,其活动路径主要受低空急流位置的变化而变化。

(3) 虽然强风暴天气发生在高空槽前西南气流之中,但是从陕西中部的空间水汽垂直分布来看,850 hPa 水汽通量值偏低,是这次过程产生强冰雹的主要原因。与通常产生冰雹的主要原因不同。

(4) 由急流次级环流导致的地面中尺度气旋强风暴,在雷达 PPI 回波形态上并没有出现勾状回波,而是块状、带状和弓状回波,这表明由急流次级环流引起的中尺度气旋在 PPI 上的形态和典型的中尺度气旋并不相同,说明其内部结构可能也有所不同。

参考文献

- [1] Cotton, W R, Anthes, R A 1989. 叶家东等译. 风暴和云动力学. 北京: 气象出版社, 1994, 561—581
- [2] 彭治班, 刘健文, 郭虎等主编. 国外强对流天气的应用研究. 北京: 气象出版社, 2001, 160—163
- [3] 刘勇, 刘子臣, 马廷标等. 一次飚线过程中龙卷及飚锋生成的中尺度分析. 大气科学, 1998, 22 (3): 326—335
- [4] 王鹏云, 李泽椿. 灾害天气和中尺度气象学研究. 气象科技, 2001, 29 (1): 10—14
- [5] 张弘, 孙伟, 陈卫东. 中尺度对流系统 (MCSs) 散度场的特殊结构. 陕西气象, 2003, (2): 1—5

一次陕西突发性暴雨的中尺度系统分析

孙田文¹ 杜继稳²

(1. 铜川市气象局, 陕西铜川 727031; 2. 陕西省气象台, 陕西西安 710015)

摘 要

用九点带通滤波方法, 对陕西中南部的一次暴雨过程高空资料进行中尺度流场分离, 分析表明暴雨发生时在中低层上空存在中尺度低涡或中尺度辐合系统, 这些中尺度系统的移动和演变, 与暴雨落区有较好的对应关系, 并与散度场的辐合区和水汽通量散度场的辐合区位置对应, 且强弱变化比较一致。

关键词: 突发性暴雨 中尺度 滤波 分析

陕西中南部由于受秦岭山脉的影响, 暴雨具有雨强大、局地性、突发性等特点, 不易预报, 带来的灾害也较大。我们知道, 实际气象场是由多种空间尺度的波动系统叠加而成的, 大尺度系统为中小尺度系统提供条件和环境场, 中小尺度系统是对大尺度系统的一种扰动, 是直接形成暴雨和强对流天气的天气系统。由于时间和空间尺度的限制, 很难直接从天气图上分析出中小尺度系统。本文采用九点滤波方法分析一次典型的暴雨过程, 找到一些有意义的信息。

1 滤波方法

1.1 九点平滑滤波方法^① 原理

原始气象场 A 可以写成: $A = \bar{A}(A - \bar{A})$, $\bar{A}$ 表示平滑后的要素场 (低通场), 表征较大尺度的运动; $A - \bar{A}$ 为原始场与平滑场的差, 表征较小尺度运动, 后者就是带通滤波场。

$$\bar{A}_{i,j} = A_{i,j} + \frac{s^2(1-s)}{2}(A_{i+1,j} + A_{i,j+1} + A_{i-1,j} + A_{i,j-1} + A_{i,j+1} + A_{i,j-1} - 4A_{i,j}) + \frac{s^2}{4}(A_{i+1,j+1} + A_{i-1,j-1} + A_{i+1,j-1} + A_{i-1,j+1} - 4A_{i,j})$$

其中 s 为平滑系数, 其值取决于格距和需要保留的波长, 只要选取合适的平滑系数, 进行适当的平滑次数, 就可以得到中尺度的波。

1.2 滤波方法的滤波特点

该方法能够直接利用实测风资料, 在边值影响较小的情况下分离出中尺度波。研究表明, 陕西暴雨的发生具有中尺度分布特征, 通过选取适当的参数^[1], 取 $s=2.2$, 平滑一次, 用原始场减去平滑场, 迅速提取中尺度信息, 再取 $s=0.5$ 平滑一次, 滤出因第一次平滑而失真的高频波, 从而得到我们关注的中尺度波。由其响应函数计算, 画出响应曲线图 (图略), 从图中可以看出: 滤波方法对 2 倍格距以下的波动都能滤出掉; 对 2~8 倍格距的波保留 50% 以上, 主要保留 4~6 倍格距的波。

① 杜继稳。陕西暴雨分析和研究, 陕西省气象台, 1998 年。

2 个例概况

1998年7月6日20~8日20时, 陕南、关中出现了一次区域性暴雨过程, 两天共出现74站次暴雨(见图1), 过程降水量最大的有200 mm以上。这是陕西省有记录以来暴雨站数最多的一次过程。暴雨造成多处洪涝和滑坡, 灾害损失严重。过程开始前, 天气图上并没有明显的低值系统, 数值预报降水量级也明显偏小。从常规资料和数值预报产品中, 很难做出暴雨预报。暴雨开始后, 天气系统发生了很大变化, 有利于产生暴雨。

主要天气形势及变化: 7月6日08时500 hPa图上, 副高稳定在长江流域, 位置偏东, 588线过青岛、武汉、桂林。河套西部有一浅槽, 河西地区为西北气流控制。700和850 hPa图上, 河套为西北气流控制, 四川东部有一低涡。6日20时, 影响区的低值系统和偏南气流有所发展, 河套西北气流有所减弱, 有弱辐合区存在, 6日夜间到7日晨, 陕南和关中部分地方出现强度大的降水, 分布不均, 出现了突发性暴雨。到7日08时, 500 hPa高空槽位于高原上, 河套地区处于西北和西南气流的交汇区, 低层700和850 hPa图上, 河套35°N以南的偏南气流发展十分旺盛, 形成了急流, 辐合区正处于关中, 关中提到陕南出现一明显的低涡, 7日10时~8日20时, 出现了大范围的暴雨天气。



图1 1998年7月6日08~7日08时降水量(左)和7日08~8日08时降水量(右)

根据以上分析, 这次暴雨主要是由于前期副高稳定维持, 降雨前河套以南西南气流突然加强后, 与河西较冷的西北气流在陕西省中部上空交汇, 在中低层发展成为闭合低涡, 形成强烈的水汽辐合及动力抬升作用造成的。根据这次暴雨的特点, 暴雨前期属于突发性暴雨, 后期则转成区域性暴雨。

3 中尺度分离分析

用前面介绍的分离方法, 取格距为1.0个经纬度, 用1998年7月6日20时到8日08时的天气图资料中分离中尺度系统, 寻找在天气形势演变中的中尺度系统发展变化及其对暴雨的作用。

3.1 500 hPa 分析

用7月6日20时的500 hPa资料进行分析。原始场上,呼和浩特到兰州是一浅槽,四川东部有一低涡(图略),分析结果如下。

在九点平滑滤波低通滤波图上,105°E附近有一大尺度槽。带通滤波图上,银川和榆林各有一个中尺度辐合系统,在关中到陕南中部分离出一个中尺度低涡,四川东部的也有一个明显的中尺度低涡,但其位置位于天气尺度系统偏东北方1个经纬度。7日08时,关中地区发展成一个较强的中尺度辐合中心,银川和榆林则变为反气旋流场(见图2)。7日20时,以上系统的位置和强度变化不大,8日08时中尺度系统减弱。

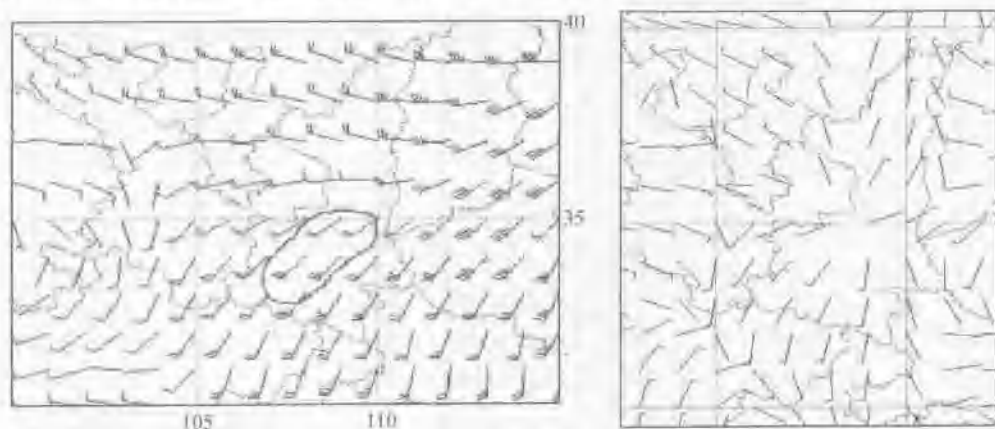


图2 7月7日08时500 hPa实况(左)与九点平滑滤波流场图(右)(闭合区域为暴雨区)

3.2 700 hPa 分析

6日20时700 hPa原始图上,四川有一低涡,汉中与武都之间有一辐合区,河套西北部是一反气旋环流,在秦岭一带有偏东气流及东北气流与偏南气流的汇合区,也是冷暖气流的交汇区(图3左)。7日08时700 hPa流场图上,以上系统位置和强度变化不大。

中尺度滤波图上,关中西部有一中尺度低涡辐合中心,由此向东到关中以东是一中尺度辐合线,陕北北部是反气旋流场,与原始场相比,低涡辐合区偏北和偏东,它的周围基本为反环流(见图3右)。到次日08时滤波图上,此低涡位置少动,范围扩大到关中、陕

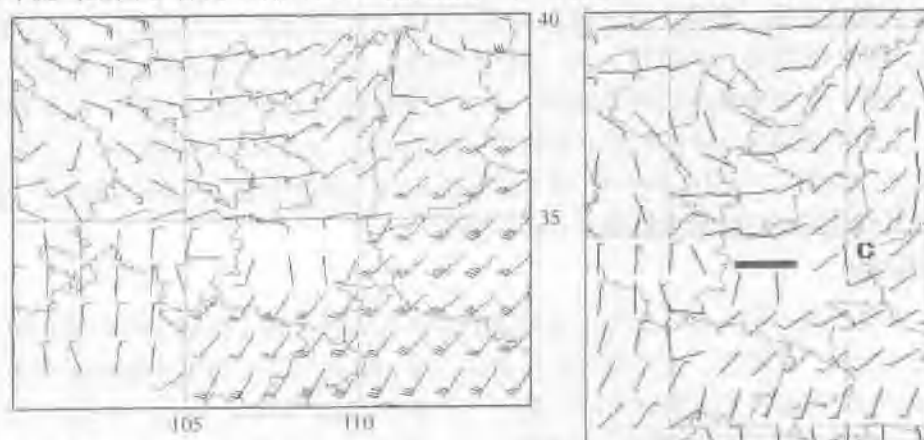


图3 7月6日20时700 hPa实况(左)与九点带通滤波流场图(右)(粗线为中尺度辐合区)

南大部地区。河套北部的反气旋环流也增强,在四川东部又新生成一低涡。这两个低涡的位置和范围与暴雨区基本重叠(图略)。

3.3 850 hPa 分析

6日20时850 hPa混合流场上,关中地区是一鞍型流场,关中、陕南没有明显辐合。九点滤波图上,陕南南部滤出一中尺度辐合线,关中以北则是反气旋流场。

在7日08时,850 hPa混合流场上,陕南西部有一低涡,并有暖式切变伸展到关中东,此系统与暴雨区对应较好。陕西北部仍为小高压环流。九点滤波图上,陕南相应地区有中尺度低涡,这与暴雨走向一致(图4)。

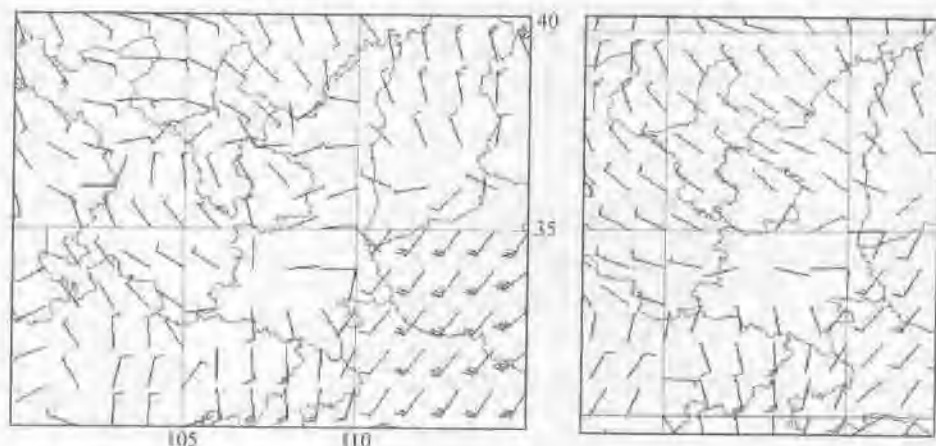


图4 1998年7月7日08时850 hPa实况(左)与滤波流场图(右)

4 中尺度系统物理量特征分析

4.1 散度场时空分布

散度场的分布,反应了天气系统的空间结构特征。从7月6日08时到7月8日20时各层散度场变化来看,暴雨发生之前,关键区主要表现为辐散或弱的辐合,暴雨临近时,雨区附近低层出现辐合(负散度)区,暴雨开始时,低层辐合强度加强,辐合层高度升高,暴雨后期,辐合辐散作用明显减弱。图5是暴雨临近和开始后,沿34°N的散度垂直剖面图,左图中暴雨区700 hPa以下的低空为辐合中心,400 hPa为辐散中心,200 hPa又表现为辐合。右图中,雨区400 hPa以下层为辐合区,强度增强,辐散区抬高到250 hPa。低层辐合区的位置与中尺度系统的分布是一致的。

4.2 水汽分析

图6表明,暴雨发生时,雨区上空有强烈的水汽辐合,辐合区域与中尺度系统所在的位置也是对应的。降雨前,水汽辐合区主要在700 hPa层以下,降雨开始后水汽辐合伸展到500 hPa层。从水汽通量的分布图上看出(图略):这次暴雨发生时,在105~110°E区域有一支从西南往东北伸展的水汽输送带,有一湿舌向北伸到河套35°N,且最大水汽通

量在 700 hPa 层。这与关中、陕南特殊的地理位置有关,也进一步证实侯建忠等分析得出的结论^[3]:700 hPa 层是陕西突发性暴雨的水汽输送主要贡献者。

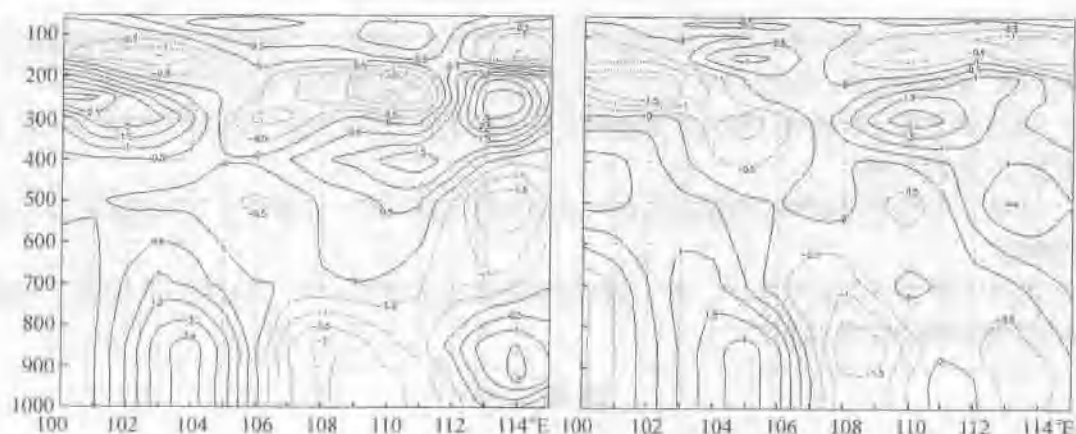


图 5 1998 年 7 月 6 日 20 时 (左) 和 7 月 08 时 (右) 散度沿 34°N 的垂直剖面图 ($10^{-6}/s$)

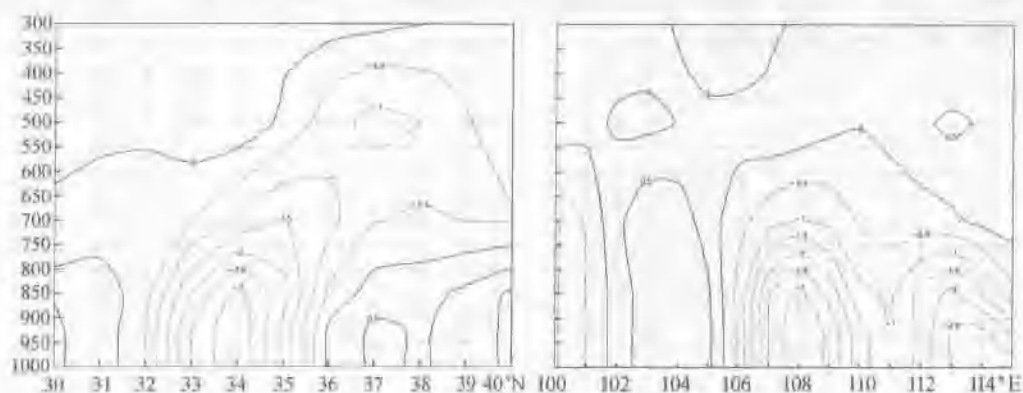


图 6 1998 年 7 月 7 日 08 时水汽通量散度沿 108°E (左) 和 34°N (右) 垂直剖面图 ($10^{-6}g/hPa \cdot cm^2 \cdot s$)

4.3 能量和稳定度分析

从 θ_e 场的时间和空间变化图上看 (图略), 1998 年 7 月 6 日 08 时, 河套南部地区 θ_e 值随高度减小, 有不稳定能量存在。6 日 20 时, 以上地区 850 hPa 有一个高能中心, 中心 θ_e 值达 81℃, θ_e 值随高度增高而递减, 在 650 hPa 最小 70℃, 650~500 hPa 层 θ_e 值随高度不变。由此看出, 突发性暴雨发生前, 这个区域上空已存在强烈的对流不稳定。7 日 08 时和 20 时, 随着降雨的进行, 不稳定能量逐渐减小, 到 8 日, 层结已经变成稳定了。能量场的这种分布和变化, 与流场上的中尺度系统的强弱变化也是统一的。

4.4 垂直运动分析

6 日 08 时~9 日 20 时的垂直速度分布和变化情况表明, 突发性暴雨发生时, 两区上空的垂直上升运动最强烈, 最大上升速度中心在 400 hPa, 上升最大高度可达 100 hPa 层。

5 小结

通过中尺度分离分析表明,这次暴雨发生前和发生过程中,暴雨区上空的中低层存在中尺度气旋或辐合区,850、700、500 hPa 三层中尺度系统随高度略向西北倾斜。

通过物理量分析表明,中尺度流场辐合区与散度场上显示的辐合区是一致的,也是水汽辐合最大的区域。

这次突发性暴雨出现在低层高能区与层结不稳定的区域,且垂直上升运动所达到的高度较高。

用中尺度流场与水汽条件、大尺度环境场及散度场合成分析,可以在一定程度上提高突发性暴雨预报落区和时效。

参考文献

- [1] 朱正义,夏建平.应用带通滤波器分离次天气尺度系统
- [2] 杜继稳,张宏,孙伟等.关于突发性暴雨初步研究[J].灾害学,2002,17(50):53~58
- [3] 侯建忠,孙伟,杜继稳.青藏高原东北侧突发性暴雨的环流及动力特征分析[J].西北大学学报,2002,增刊(50):187~190

青藏高原东北侧突发性暴雨中尺度分析

张 弘¹ 孙田文² 杜继稳¹ 孙 伟¹

(1. 陕西省气象台, 陕西西安 710015; 2. 铜川市气象局, 陕西铜川 727000)

摘 要

通过对青藏高原东北侧突发性暴雨的分析中得出: 突发性暴雨必定伴有中尺度辐合系统, 辐合系统的分布与突发性暴雨的类型和暴雨落区有关。中尺度系统是否会引起强降水与周围环境场密切相关。突发性暴雨的环境场特点是低层单位时间内水汽输送量大, 上升运动更加强烈。进一步分析指出: 高原西南气流的增强有利于中尺度系统的产生和发展, 西北东部低涡可能是诱发中尺度系统的重要原因。

关键词: 青藏高原东北侧 突发性暴雨 带通滤波器 中尺度流场 特征分析

1 引言

突发性暴雨是高原东北侧地区的一种典型灾害性天气。其历时短, 雨强大、范围小等特点, 往往引发严重灾害。随着经济的日益发展, 这种灾害的影响就越显著。目前这类天气的中尺度研究受到了国内外的普遍关注, 但对高原东北侧这一特殊区域突发性暴雨的研究尚显不足。本文根据国内探空资料, 利用改进的 Barnes 带通滤波器^[1]分析了该区域 1980~2002 年近 30 个突发性暴雨^[2]个例的中尺度流场特征, 得出一些有益结果。

2 中尺度系统分析方法

大气运动具有多尺度性。任一气象要素可以看作是大尺度部分 F^0 和扰动部分 F' 的合成, 即: $F = F^0 + F'$ 。气象场的中尺度变化是对大尺度变化的一种扰动, 暴雨是中尺度系统直接作用的结果。由于常规观测资料的时间和空间尺度限制, 很难分析出中尺度系统, 因此为了揭示中尺度系统的特征, Barnes 等根据滤波原理设计了从常规资料提取中尺度信息的滤波方案。经对比分析我们选用了下述方法:

根据改进的 Barnes 低通滤波器:

$$F(x, y) = F_0(x, y) + \sum_{k=1}^m W_k^1 \times D_k / \sum_{k=1}^m W_k^1$$

$$D_k = F_k(X, Y) - F_0(X, Y), F_0 = \sum W_k \times F_k(X, Y)$$

其中 $W_k = \exp(-\gamma^2 k / 4C)$ 为距离权重系数; $W_k^1 = \exp(-\gamma^2 k / 4GC)$, ($0 < G < 1$) 为修正权重系数, C 是与空间波长有关的参数。选定两组常数, C_1 与 G_1 , C_2 与 G_2 , 得到两个低通场 $F_1(x, y)$ 和 $F_2(x, y)$, 则带通场为:

$$B_k = F_1(x, y) - F_2(x, y)$$

它的响应函数 $R = R_1 - R_2$, $R_0 = \exp(-4\pi^2 C / \lambda^2)$, $R_k = R_0 (1 + R_0^{G_k-1} - R_0^G)$ 。

如取 $C_1=5000$, $G_1=0.3$, $C_2=150000$, $G_2=0.4$ 构成中尺度带通滤波器 BF 。该滤波器对波带 $300\text{ km} < \lambda < 1200\text{ km}$ 内的波动保留了 50% 以上, 并对 700 km 附近的波保留最好, 其最大响应函数 R 达 0.94, 这种滤波器比较适合突发性暴雨的中尺度系统。综合突发性暴雨中尺度流场分离结果表明: 突发性暴雨必定伴有中尺度系统, 与暴雨区对应的是对流层中下层存在着中尺度辐合系统。

3 中尺度流场的空间分布特征

3.1 水平结构: 高原东北侧突发性暴雨中尺度流场辐合主要表现在 $850-500\text{ hPa}$, 通常有两种类型, 即涡旋型和辐合线型 (图 1, 图 2)。

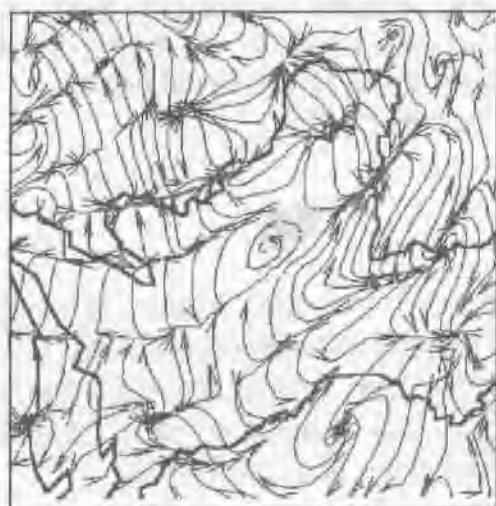


图 1 1988 年 8 月 7 日 08 时 500 hPa 滤波流场
(阴影区为暴雨区)

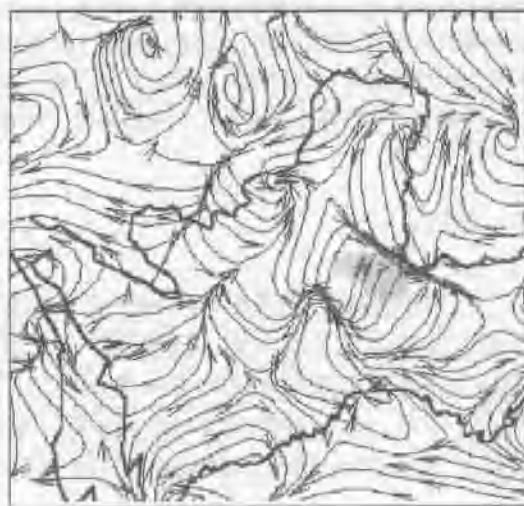


图 2 1996 年 7 月 9 日 08 时 500 hPa 滤波流场
(阴影区为暴雨区)

在 500 hPa 中尺度辐合线分纬向类 (东西向) 和经向类 (南北向)。它的分布形态与突发性暴雨的类型和暴雨落区有一定关系。我们将突发性暴雨的 500 hPa 环流分为低槽副高型、副高控制型和西北气流型等三种类型^[2]。分析发现: 西北气流型突发性暴雨的中尺度辐合线均为纬向类。而暴雨落区在陕西中部时, 其中尺度辐合线也为纬向类, 且辐合线与暴雨区吻合。

3.2 垂直结构: 青藏高原东北侧突发性暴雨的中尺度系统主要表现在对流层中下层 $500-850\text{ hPa}$ 。垂直结构的主要特征为: 500 hPa 中尺度系统的水平尺度相对较大, 且多为辐合线型。 700 hPa 的水平尺度相对较小, 涡旋型、辐合线型出现的频率相当。 850 hPa 的中尺度系统以涡旋型为主。

4 中尺度系统的环境场

突发性暴雨时, 在 $850-500\text{ hPa}$ 必定伴有中尺度系统, 但某些中尺度系统并无强降水配合。中尺度系统是否会产生强降水与环境场状况密切相关, 其主要为下述两点:

4.1 水汽输送: 突发性暴雨的水汽主要来自低层 850 hPa 附近偏南方向。单位时间内水汽输送量大, 而持续时间较短。在 850 hPa 水汽通量散度图上, 暴雨区附近常有很强水汽辐合中心 (如图 3)。而在图 2 中, 兰州附近也有一中尺度涡旋, 对应在该涡旋 850 hPa 的水汽通量散度大于零 (见图 3), 即低层水汽的输送为负, 对强降水发生十分不利, 实况是这一区域只出现了小雨。

卫星接收的水汽云图虽然只能获得大气层中上层 (300~600 hPa) 的水汽分布情况, 但可以判断暴雨期间的水汽源地和水汽通道, 这对突发性暴雨的分析和预报十分有利。2002 年 6 月 8~9 日陕西南部局地特大暴雨前十几个小时已可以清楚地看到从孟加拉湾到四川东部有一条宽广的水汽输送带。到 8 日 10 时 (如图 4) 这条水汽输送带已北伸到了陕西, 与诊断分析的水汽输送情况完全相符。充沛的水汽输送使得暴雨区的上升气柱接近饱和 (相对湿度 $RH > 90\%$) 并发展到 300 hPa 层以上形成有组织的深对流^[6]。突发性暴雨时, 暴雨区附近的强烈上升运动使得中高层水汽含量迅速增加, 在水汽图上, 有组织的中尺度对流系统的水汽图像十分清晰, 活跃的中尺度对流体表现为砧状 (或团状)。而水汽输送带后端的水汽多集中在对流层低层, 所以整个水汽图上水汽输送带的图像相对灰暗。这条水汽输送带影响陕西 20 个小时左右, 直到大暴雨结束后才东移出陕西省。

4.2 上升运动: 突发性暴雨区的上升运动较一般暴雨更加强烈, 对流发展的高度更高。暴雨区附近往往从 850~200 hPa 均维持强烈的上升运动。一次突发性暴雨的垂直速度剖面图 (图 5) 显示: 暴雨区上空存在强烈的上升运动, 上升运动高度到达 200 hPa 层, 最大上升速度层在 400 hPa 附近。

有关研究^[3-6]指出: 产生湿对流必须的抬升, 主要不是来自天气尺度扰动, 而是中尺度或对流风暴尺度过程所提供。强烈的上升运动和深厚的饱和气柱耦合也促进了中小尺度对流系统的发生发展。如此强烈的上升运动与暴雨区附近的稳定度状况、不稳定能量的集中释放和暴雨区附近暖湿气流的活动密切相关。突发性暴雨开始前, 往往在高原东北侧一带就积累了大量的不稳定能量, 在能量图上存在着与暖湿气流配合的高能舌。暴雨区不稳定能量的集中释放和低层高能、暖湿气流的持续输入满足了强降水所需的动力和热力条件。

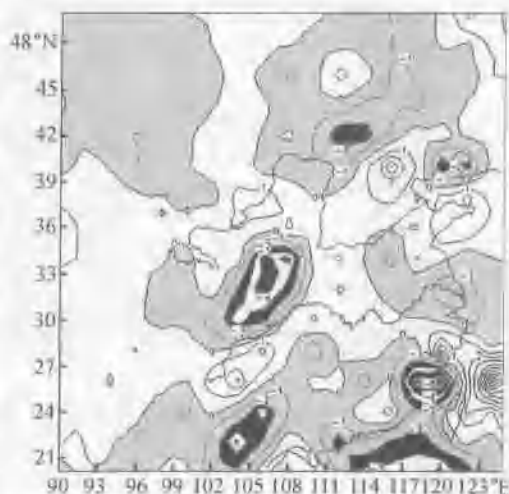


图 3 1986 年 7 月 9 日 08 时 850 hPa 水汽通量散度 ($\times 10^{-7} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)



图 4 GMS-5 2002 年 6 月 8 日 10 时水汽云图

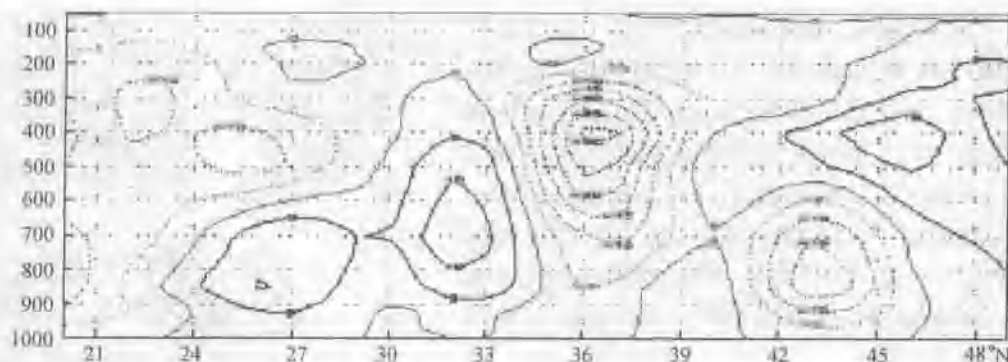


图5 2001年7月26日20时109°E经线垂直速度剖面图
($\omega: 10^{-4} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)

5 中尺度系统成因的初步探讨

影响高原东北侧突发性暴雨的中尺度系统一般出现在暴雨前数小时。中尺度系统随着暴雨的开始而增强,强降水结束后中尺度系统也随之减弱消失,它的生命史约为几小时—十几小时。中尺度系统的成因相当复杂,就目前的研究结果认为:

5.1 高原西南气流的增强有利于中尺度系统的产生和发展。高原东北侧典型暴雨时在对流层中低层经常有一支由高原吹向暴雨区的西南气流,它随着上游低值系统逼近暴雨区而增强。这支气流具有高能高湿和强烈位势不稳定的特征,为强对流系统的生成和维持提供了有利的水汽和动力条件。突发性暴雨中尺度系统的生成、发展与其有着密切的关系。通过实况流场分析,突发性暴雨临近发生时往往高原东北侧的SW气流明显加强,对应在这些区域出现中尺度辐合系统。

高原西南气流的加强促进了暴雨区附近中小尺度系统的发生和发展。暴雨出现前,高原西南气流的主要特点是逐渐向未来强降雨区逼近和加强。高原西南气流右侧强烈的上升运动和不稳定为暴雨的形成和维持提供了动力条件,也激发和促进了中小尺度对流系统的异常活跃。

5.2 西北东部低涡(700 hPa低涡)诱发中尺度系统的生成。在突发性暴雨的大部分个例中均有西北东部低涡配合,中尺度系统一般出现在低涡前部(偏东部)。中尺度系统通常是自西向东移动。涡度平流分析有助于判断中尺度系统的移动方向和暴雨落区。700 hPa涡度平流图上,暴雨区附近常有闭合正涡度平流中心(如图6)。

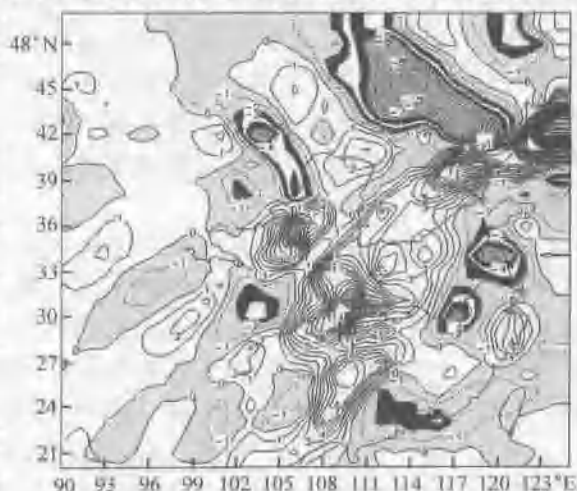


图6 1980年6月15日08时700 hPa涡度平流
($\times 10^{-5} \text{s}^{-1}$)

通常在中尺度辐合系统发展时,与西北东部低涡对应的中低层;散度场表现为负值,高层为正值,无辐散层较高,大约在 400 hPa 附近,这与一般性暴雨有所不同。在暴雨区上空强烈位势不稳定的背景下,高层辐散叠加在低层辐合区的上方,为深对流的发展提供了条件。

6 结论

(1) 改进的 Barnes 带通滤波器适合突发性暴雨的中尺度系统分析,它能从常规资料中分离出中尺度系统,可用于突发性暴雨中尺度研究和临近预报。

(2) 青藏高原东北侧突发性暴雨的中尺度系统的生命史约为几小时—十几小时。中尺度流场辐合系统表现为涡旋型和辐合线型。500 hPa 的中尺度辐合线分纬向类和经向类。它的分布形态与突发性暴雨的类型和暴雨落区相关。

(3) 中尺度系统是否会产生强降水与环境场状况相关。产生突发性暴雨的环境场:一是低层短时间内水汽通道建立带来的大量水汽输送。二是暴雨区附近的强烈上升运动。充沛的水汽输送和强烈的上升运动使得暴雨区附近的上升气柱接近饱和,并发展到 300 hPa 层以上形成有组织的深湿对流。

(4) 中尺度辐合系统的生成和发展为突发性暴雨的湿对流起到了直接作用,低层中尺度系统附近的强烈上升运动和深厚饱和气柱耦合促进了中小尺度对流系统的发生发展,由此造成短历时、高强度的集中降雨。

(5) 高原西南气流右侧强烈的上升运动和不稳定为暴雨的形成和维持提供了动力条件,同时激发中小尺度对流系统异常活跃,急流的增强有利于中尺度系统的产生和发展。西北东部低涡形成的低层辐合区与高层辐散区的叠加,提供了深对流的发展的条件,低涡可能诱发中尺度系统生成和维持。

参考文献

- [1] 陈忠明. 气象场中尺度带通滤波方法研究 (J). 气象学报, 1992, 50 (4): 504~510
- [2] 杜继稳, 张弘, 孙伟等. 关于突发性暴雨的初步研究 (J). 灾害学, 2002, 17 (增刊): 53~58
- [3] 陆仪城等. 中尺度天气原理和预报 (M). 北京: 气象出版社, 2000: 189~196
- [4] 陈忠明, 荣锦海. 青藏高压前部突发性局地强暴雨的初步研究 (J). 高原气象, 1992, 11 (1): 90~95
- [5] 孙力等. 东北地区一次突发性暴雨分析 (J). 高原气象, 1995, 14 (4): 486~493
- [6] 孔玉寿, 章东华. 现代天气预报技术 (M). 北京: 气象出版社, 2000: 158~203

对流层低层偏东风在陕西 8.28 大暴雨中的作用

宁志谦 梁生俊 赵奎锋

(陕西省气象台, 陕西西安 710015)

摘 要

本文分析了 2003 年 8 月 28—30 日陕西强降水过程中对流层低层河套地区偏东风气流的分布, 对陕西大降水的影响及其物理量特征。发现在 700 hPa 以下存在一支大风速偏东风, 在其末端辐合强, 上升运动发展, 对应有强降水发生; 冷空气从西路侵入西北隅, 触发了强降水的发生, 降水过程中偏东风气流向河套地区输入冷空气, 有利于能量锋区的增强和建立; 偏东风气流阻挡了西南急流向北发展, 对水汽有拦截作用, 是干湿空气的分界线。

关键词: 对流层低层 偏东风急流

在实际预报业务过程中, 发现对河套地区对流层低层偏东风气流的产生对陕西降水有密切关系, 其发展、加强和位置直接影响降水的发展过程。2003 年 8 月 24 日至 9 月 7 日, 陕西省出现了大范围、持续性暴雨, 15 天内出现 8 个暴雨日, 暴雨 95 站次, 其中大暴雨 9 站次。选取有明显偏东风气流的一次强降水过程进行初步分析。8 月 28 日至 30 日, 500 hPa 西太平洋副热带高压强盛稳定, 588 dagpm 线北抬到陕西南部, 蒙古有冷空气经华北回流到河套地区, 700 hPa 西北低涡东移, 陕西省中南部产生大降水, 两天中共出现 57 县次暴雨, 大暴雨 4 县站次。分析此次大降水过程发现, 除副高、西南急流和西北低涡等系统影响陕西降水外, 对流层低层有一支从渤海伸向河套地区的东风气流, 它的存在对陕西强降水有什么作用? 本文分析了对流层低层东风气流物理量特征及其对陕西暴雨的影响。

1 东风气流与大降水

1.1 700 hPa 偏东风与降水落区

28 日 20 时至 29 日 20 时, 700 hPa 副高西北侧存在一支 ≥ 12 m/s 的西南急流, 河套地区有偏东风气流, 其 U 分量维持在 -2 m/s -4 m/s, 30 日 08 时偏东风消失而转为西北风, 西南气流南撤。此间偏东风与西南风之间形成风向切变, 强降水落区位于偏东风南侧和西南急流左侧位置上 (图略)。

1.2 850 hPa 偏东风与降水落区

在 850 hPa 河套地区偏东风出口处等风速线密集, 风速切变明显, 强降水发生在该处。28 日 20 时偏东风大风区位于河套南部, U 分量中心强度 -6 m/s, 降水较小, 29 日 08 时大风区东移, U 分量大值中心强度增强到 -12 m/s, 陕西关中地区在 $-4 \sim -8$ m/s 之间, 降水加强, 20 时大风区范围加大, 雨区随之扩大, 30 日 08 时东风区移至四川, 强降水移出陕西 (图略)。

2 冷空气活动与对流层低层偏东风

此次降水过程中 500 hPa 副高 588 dagpm 线维持在安康经南阳到徐州一线, 700 hPa 沿副高外围有一支 ≥ 12 m/s 左右的西南急流, 强降水的发生以冷空气南压侵入西北低涡区为触发机制, 又以冷空气从东路侵入河套得以维持, 以副高南撤而暂告结束。28 日 700 hPa、850 hPa 蒙古反气旋南压, 甘肃南部存在西北涡, 08 时冷空气在南压过程中在 700 hPa 从西路侵入河套, 陇南和陕南西部出现降温, 这说明冷空气侵入陇南低涡, 陕西西部降水开始, 20 时降温区域扩大至整个河套地区, 陕西中南部出现大面积强降水, 29 日 08 时 700 hPa 上 35°N 以北的河套地区均为降温区域。850 hPa 在蒙古反气旋底部从华北地区向西南方向东风气流发展加强, 沿此气流有冷空气侵入河套中北部地区, 强降水持续, 30 日 08 时副高东退到东经 112°E 以东, 强降水区南移。

2.1 东风与降温的时空分布

降水过程中, 从华北地区有明显偏东风和降温向西伸展到河套地区。分析 28 日 20 时至 30 日 08 时沿 35°N 在 $105^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 范围的 U 分量及 24 小时变温垂直分布 (表 1), 发现降温出现在 400 hPa 以下, 较强中心在 850~950 hPa 附近, 强度 $4\sim 7^{\circ}\text{C}$; 偏东风气流位于 700 hPa 以下, 强东风中心在 900 hPa 附近, 中心强度 $5\sim 10$ m/s。表中 H_T 为 0°C 变温线高度, ΔT_{MAX} 为 24 小时变温中心强度, ΔT_H 为 24 小时变温中心位置, H_U 为 $105\sim 120^{\circ}\text{E}$ 范围 $U=0$ m/s 高度, U_{MAX} 为东风中心强度, U_H 为东风中心位置。

表 1 24 小时变温及东风在 35°N 剖面上的分布演变

时次	H_T (hPa)	ΔT_{MAX} 度 ($^{\circ}\text{C}$)	ΔT_H ($^{\circ}\text{E}$, hPa)	H_U (hPa)	U_{MAX} (m/s)	U_H ($^{\circ}\text{E}$, hPa)
2812	400	-4	106~109, 850 以下	900~600	-5	108~111, 950~800
2900	500	-4	109~115, 800~950	700~650	-10	112~118, 950~800
2912	600	-7	109~116, 900 以下	700	-10	113~117, 950~900
3000	400	-6	108~113, 850 以下	900	-5	113~120, 900 以下

2.2 变温与偏东风的关系

24 小时变温与偏东风有关, 负变温区位于偏东风气流中, 这说明偏东风气流引导冷空气侵入河套 (图 1)。28 日 20 时 800 hPa 以下 $108\sim 111^{\circ}\text{E}$ 之间出现 -5 m/s 东风分量, 同时 850 hPa 以下 $106\sim 109^{\circ}\text{E}$ 产生 4°C 降温, 29 日 08 时 -5 m/s 东风分量区向东伸展到 $112\sim 118^{\circ}\text{E}$ 之间, 中心强度增强到 10 m/s, 4°C 降温区东移到 $109\sim 115^{\circ}\text{E}$ 之间, 20 时东风落区、强度及伸展高度基本无变化, 降温中心增强到 7°C , 30 日 08 时副高南撤, 降温区随偏东风南压。此间 700 hPa 偏东风 U 分量小于 -4 m/s。

3 对流层低层东风动力场特征

3.1 850 hPa 偏东风与辐合中心

850 hPa 辐合区分布在偏东风区内, 辐合中心位于东风气流出口, 偏东风越强, 等风

速线越密集,辐合则越强(图2)。28日20时至29日08时偏东风轴线位于35°N,西伸到108°E附近,大值中心分别是-6 m/s和-12 m/s,辐合中心也在(35°N, 108°E)附近,强度分别是 $-3 \times 10^{-5}/s$ 和 $4.5 \times 10^{-5}/s$,29日20时偏东风出口位于(34°N, 107°E),大值中心-10 m/s,在该处出现了 $3.5 \times 10^{-5}/s$ 的辐合中心。30日08时偏东风轴线南压,辐合中心由陕西移至四川。

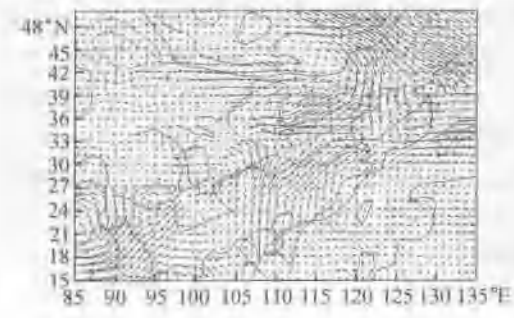


图1 2003年8月29日08时850 hPa
风矢量与24小时降温(℃)

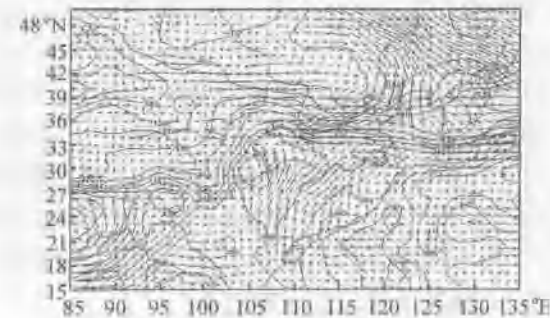


图2 2003年8月29日08时850 hPa
风矢量与散度分布($\times 10^{-5}/s$)

3.2 850 hPa 偏东风与上升运动

850 hPa 偏东风气流出口附近的辐合运动有利于该处垂直运动的发展。分析了逐时次850 hPa 偏东风气流出口垂直速度和散度纬向剖面垂直分布(表2),发现降水期间偏东风气流出口上空存在上升运动大值区,较强上升运动出现在700~400 hPa之间。表中 W_{MAX} 为最大垂直速度, W 为垂直速度。

表2 850 hPa 偏东风气流末端上空最大上升运动和散度分布

时次	急流末端 (°N, °E)	W_{MAX} (hPa/s)	W 垂直分布 (hPa)	D ($10^{-5}/s$)	辐合层 (hPa)
2812	35, 108	-0.8	700~550	-3.5	850附近
2900	35, 108	-0.5	700~500	-4.5	950~850
2912	34, 107	-0.35	600~400	-2.5	950~850
3000	30, 103	-0.9	700~500	-5.0	950~6504

4 对流层低层东风能量场

西南暖湿气流为强降水提供了大量不稳定能量,850 hPa的 θ_e 场上大于350 K的高能区位于该处,偏东风气流引导冷空气向西侵入河套,在偏东风气流中有干冷空气堆积,形成低能区,东风气流末端有弱能量脊,此处是冷暖空气的交汇点,能量锋区明显,是强降水发生处。

冷空气侵入河套,在降水开始时促使对流的发生发展,是产生强降水的触发机制,在降水过程中有能量的消耗和补充、不稳定层结的破坏和重建,西南急流对暖湿空气源源不断地输送补充了能量的消耗,而冷空气的持续侵入,配合西南急流对暖湿空气的输送,维持或增强了冷暖空气之间的能量梯度,有利于不稳定层结的重建,进而有利于强降水持续(图3)。

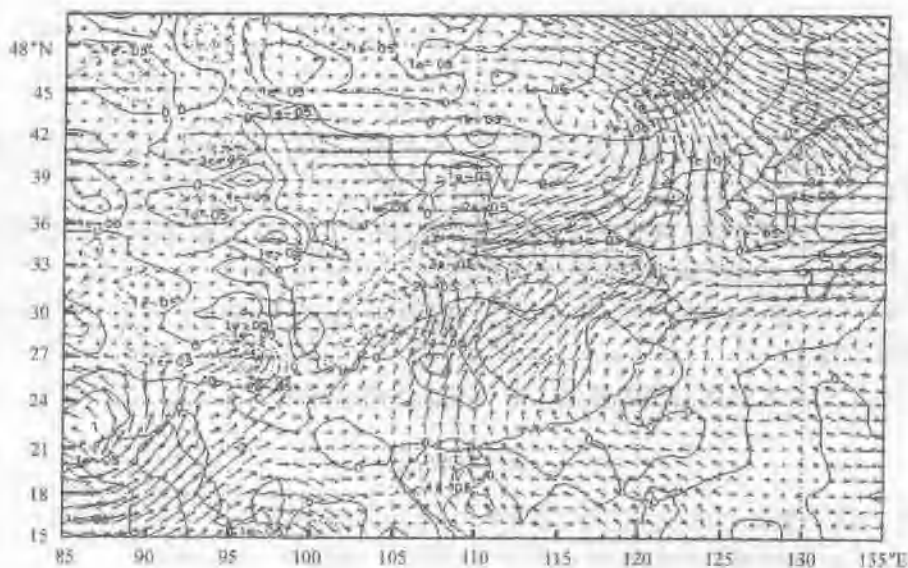


图3 2003年8月29日08时850 hPa能量分布(K)

5 850 hPa 东风比湿分布

偏东风气流对北上水汽有拦截作用, 在它的南侧形成高湿区。降水过程中有水汽的耗损, 西南急流弥补了这种耗损, 偏东风气流的出现阻挡了水汽向北输送, 有利于水汽在降水区上空的堆积。分析28日20时至29日20时850 hPa比湿的逐时次演变(图4), 大于15 g/kg的高湿区分布在从南海向北到河套南部的南风急流中, 沿东风气流比湿锋区明显, 北侧比湿迅速减小。

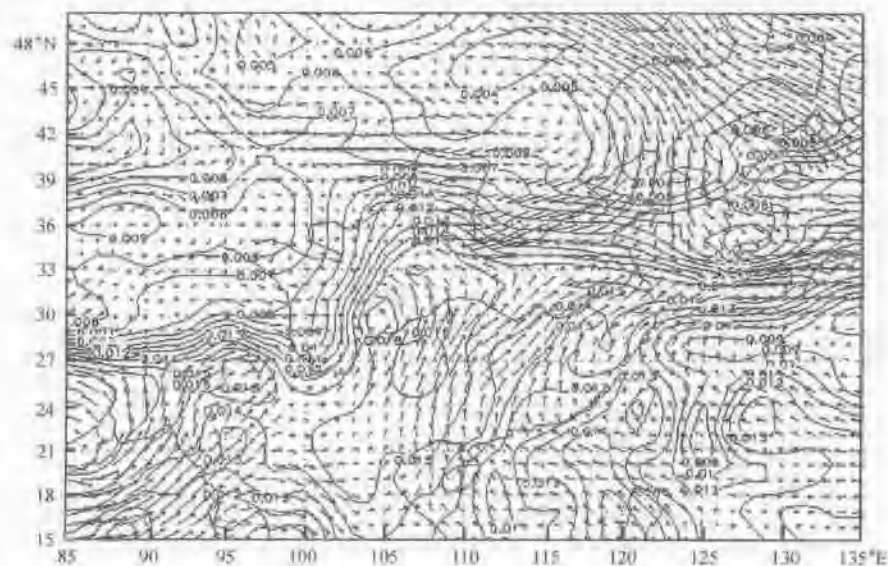


图4 2003年8月29日08时850 hPa比湿分布(kg/kg)

6 小结

(1) 偏东风气流分布在 700 hPa 层以下, 大风速中心位于 900 hPa 层附近, 引导冷空气侵入河套。

(2) 冷空气从西路侵入西北涡, 触发了强降水的发生, 降水过程中偏东风气流向河套地区输入冷空气, 有利于能量锋区的增强和重建。

(3) 850 hPa 层偏东风区内以辐合为主, 辐合中心位于其出口, 有利于上升运动的发展, 有强降水发生。

(4) 东风气流对水汽有拦截作用, 是干湿空气的分界线。

参考文献

- [1] 陶诗言. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 1980, 121 ~ 177
- [2] 孙淑清. 低层风场在暴雨发生中的动力作用. 大气科学, 1980, 6, 394 ~ 403

登陆台风对陕西一次强雷暴天气的作用

刘 勇

(陕西省气象台, 西安 710015)

摘 要

利用常规的天气图和物理量资料对 1994 年 8 月 5~6 日发生在陕西中部的一次区域性大风、冰雹、强暴雨天气进行诊断分析, 结果表明: 登陆台风的北上使得副热带高压东退, 导致西风槽向东移动, 带来弱冷空气, 触发了陕西中部不稳定能量的释放。登陆台风向暴雨区输送了大量的能量和水汽。850 hPa 偏东急流左前侧的辐合区与 200 hPa 西南急流入口区右侧辐散区重叠, 产生的急流次级环流为强雷暴提供了持续强劲的上升运动。

关键词: 登陆台风 强雷暴 能量 水汽 次级环流

1 引言

大量研究结果表明^[1-6], 登陆台风往往给华东、华北和东北地区带来特大暴雨天气。陕西地处内陆, 登陆台风很少深入内陆, 台风倒槽几乎影响不到西北地区(极少数例子除外)。登陆台风对陕西天气的影响方式与上述地区有所不同, 主要表现为远距离和间接的影响。陕西地处我国西北地区, 无论是陕北的黄土高原, 还是陕南的秦巴山区, 常遭受因台风间接影响而产生的特大暴雨袭击。据统计^[7], 陕西区域性暴雨的发生发展与台风的路径和频次相关性较好。登陆台风对内陆地区特大暴雨天气产生的直接作用或间接作用愈来愈受到重视。研究表明^[8], 登陆台风对陕西暴雨的主要作用表现为台风外围的东风急流带越过黄土高原东南部的中条山脉并穿过黄河谷地进入高原上空, 为暴雨输送水汽。通过进一步的研究, 发现登陆台风对西北地区暴雨的影响不仅仅是输送水汽, 它对西北地区中纬度环流形势的改变, 暴雨区水汽和能量的输送, 暴雨所需的动力条件都产生影响。但在何种情况下, 登陆台风对陕西暴雨有影响; 何种情况下, 登陆台风对陕西暴雨无影响, 还缺乏深入的研究。加强这方面的研究工作, 对准确预报陕西暴雨无疑是十分重要的。

1994 年 8 月 5 日傍晚至 6 日凌晨, 陕西中部包括陕北南部地区出现了一次大范围的突发性强雷暴天气过程。雷暴由南向北移动, 途经之地, 大部分是以短时强降水形式出现, 局地还出现大风、冰雹天气。这次过程, 陕西中部有 23 个站出现短时暴雨天气(1 小时降水 ≥ 10 mm), 其中 19 个站 1 小时降水 ≥ 20 mm, 10 个站出现短时大暴雨天气(1 小时降水 ≥ 30 mm), 2 个站出现短时特大暴雨天气(1 小时降水 ≥ 50 mm)。同时一部分站出现 7 级以上大风和冰雹天气。这是一次罕见的暴风雨天气。

本文利用部分常规资料对 1994 年 8 月 5~6 日发生在陕西中部的这次强雷暴天气进行诊断分析, 发现 9413 号台风登陆后对这次过程有直接关系。登陆台风对陕西暴雨是如何

影响的,它对强雷暴发生发展起到什么作用,本文就这一问题进行研究分析,试图揭示出此次强雷暴天气与登陆台风的内在联系。

2 大尺度环流背景分析

1994年7月中旬至8月5日,受副热带高压控制,陕西大部分地区出现了严重的伏旱天气,气温持续偏高。8月4日,西安、铜川、汉中、安康地区的最高气温突破了历年8月的极端最高记录。西安地区普遍为 40°C ,长安县达 41.4°C 。这次强雷暴天气正是在这样的气候背景下产生的。

8月初的500 hPa图上,东亚环流形势为两脊一槽,新疆脊和东北脊较强,哈密到河套北部为一宽广槽区,槽后有冷平流。副热带高压强盛,脊线稳定在 $30^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 。4日08时,副高588 dagpm线在大连-太原-武都-桂林-温州一线,9413号台风在福建南部登陆。5日08时,台风低压向西北方向移动,到达江西南部。受其影响,副高分裂为两部分:主体东退至海上,588 dagpm线退至 112°E 以东;次体在四川盆地至陕南,为范围较小的588 dagpm高压环流。北部的西风槽和锋区南压至 40°N ,槽前出现大片的负变高和负变温区,并且在河套中部生成一浅槽,与西风槽成阶梯之势。到了5日20时500 hPa图上(图1a),台风低压移至湖南中部,副高主体继续东退,其中心位于朝鲜半岛西侧的渤海湾,588 dagpm线已在 115°E 以东。原在四川盆地至陕南的副高次体西进至青藏高原东部。500 hPa槽线在副高主体东退后,携带着弱冷空气移至陕西西部,槽线位于临河-银川-兰州附近,陕西位于槽前西南气流之中。西风槽分裂出的冷空气为陕西中部强雷暴提供了有利的天气尺度背景,导致陕西中部地区层结不稳定,触发了对流的产生。

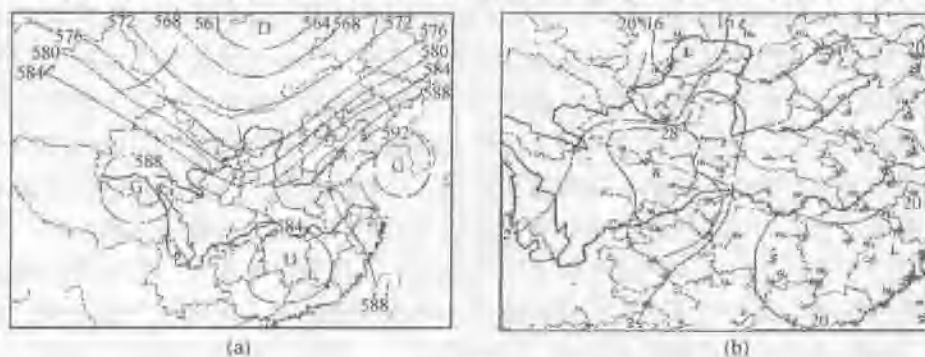


图1 1994年8月5日20时(a)500 hPa和(b)850 hPa(实线为等温线)环流形势图

8月5日20时700 hPa图上,沿呼和浩特-延安-咸阳-汉中一线为切变线,切变线西部为西北气流,切变线东南部受台风低压北部偏东气流影响,盛行偏东气流。来自登陆台风外围的偏东气流与偏北气流在陕西中部的辐合,有利于对流的发生发展。

5日20时850 hPa图上(图1b),临河-银川-平凉-兰州附近为切变线,切变线东部为来自登陆台风外围的一股风速为 $8\sim 10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的偏东气流,切变线西部为西北气流。在切变线附近存在着强锋区,切变线西部温度为 $16\sim 19^{\circ}\text{C}$,切变线东部陕西一侧温度却高达 28°C 。在横向距离不到100 km的范围内,温度相差 10°C 。陕西上空850 hPa温度偏高

与陕西前期受副热带高压控制,地面气温偏高有直接的关系。

5日20时200 hPa图上,从甘肃酒泉、经内蒙古临河、呼和浩特、黑龙江齐齐哈尔有一风速为 $48\sim 52\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 高空急流,高空急流为NE-SW向。暴雨区位于高空急流入口区右侧,这与丁治英^[9]的研究结果相符,对强雷暴形成非常有利。

通过分析可以看出,由于登陆台风向西北方向移动的作用,使得副热带高压东退,导致西风槽向东移动,带来弱冷空气,触发陕西中部不稳定能量的释放,对强风暴的形成起到十分重要得作用。登陆台风外围的偏东气流与西北气流交汇,为暴雨提供了水汽条件和动力条件,主要表现为:改变中纬度大气环流背景,朝着有利于降水的方向发展;为暴雨区直接输送大量的水汽和能量;登陆台风北侧的偏东气流与西风槽偏北气流的辐合,加强了暴雨区附近的上升运动和水汽辐合,为特大暴雨的产生创造了有利的条件。

判断登陆台风对陕西暴雨的影响主要看低层700~850 hPa偏东气流是否影响到陕西地区。如果登陆台风外围的偏东气流能够到达陕西上空,加上西风槽的配合,这时候产生的天气可以认为登陆台风对陕西天气有影响。如果登陆台风外围的偏东气流未能到达陕西上空,或者到达但没有西风槽的配合,未产生降水天气,同样可以认为登陆台风对陕西天气无影响。至于登陆台风对中纬度环流形势的改变对陕西暴雨的影响,需要做大量细致的工作。

3 物理量诊断分析

3.1 能量分析

5日20时的850 hPa θ_e 能量场上(图2),在陕西中西部,850 hPa θ_e 值高达 110°C 以上,陕西中部与银川之间的 θ_e 值达 $30\sim 45^\circ\text{C}$ 。这说明陕西中部位于高能区和强能量锋区附近。从位势稳定度 $\Delta\theta_e$ 来看,8月5日20时陕西中部 $\Delta\theta_{e(500-850)}$ 均小于 -10°C ,其中西安 $\Delta\theta_{e(500-850)}=-25^\circ\text{C}$,延安 $\Delta\theta_{e(500-850)}=-22^\circ\text{C}$,汉中 $\Delta\theta_{e(500-850)}=-22^\circ\text{C}$ 。说明陕西大部分地区处在强烈位势不稳定状态。

分析原因,有两种因素起主导作用:一是陕西中部上空850 hPa温度偏高,这与陕西前期受副热带高压控制,地面气温偏高有直接的关系;二是来自登陆台风外围的偏东气流为陕西中部带来大量的暖湿气流。这为强雷暴的发生发展创造了良好的条件。

3.2 涡度、散度场分析

5日20时的涡度场(图略),陕西中部925~850 hPa为正涡度区,量值为 $0\sim 1\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 。在陕西西部700 hPa以上整层维持一负涡度区,量值为 $-2\times 10^{-5}\sim -3\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 。陕东西部300~200 hPa为正涡度区,量值为 $2\times 10^{-5}\sim 3\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 。可见这次过程只在850 hPa表现为气旋性运动,在雨区的上游700 hPa上表现为反气旋性运动,这同强降水对雨区上空低层气旋性涡度,高层反气旋性涡度的结论是有区别的。

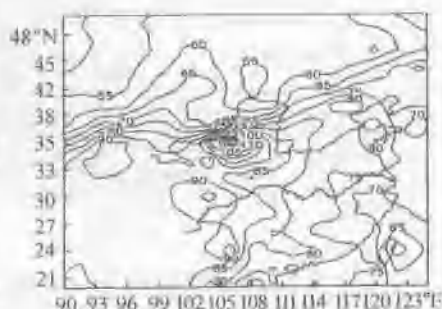


图2 1994年8月5日20时
850 hPa θ_e 图

从散度场来看(图3), 5日20时, 陕西中部($34^{\circ}\sim 36^{\circ}\text{N}$, $106^{\circ}\sim 111^{\circ}\text{E}$) 850~700 hPa为一辐合区, 最强辐合在850 hPa, 散度值为 $-4\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 。500 hPa以上为辐散场, 最强辐散在250~200 hPa之间, 散度值为 $3\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 。低层强辐合, 高层辐散层深厚, 有利于对流的发展。从涡度和散度场来看, 低层由于辐合并不是低层气旋运动造成的, 而是西北气流和偏东气流的交汇引起。这种气流辐合是对流发生发展的主要原因。

3.3 水汽分析

登陆台风北侧的偏东气流直接影响到陕西地区的低层。孙建华等^[10]的研究表明: 台风是通过水汽和能量输送直接影响远距离降水的分布。通过水汽条件的分析, 可以了解9413号台风登陆后对陕西强雷暴天气的作用。

5日20时700 hPa水汽通量图上, 由台风低涡环流引来的大量水汽, 从南海经福建、安徽、河南进入陕西中南部, 水汽通量仅为 $20\sim 40\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 。5日20时850 hPa水汽通量图上(图4a), 登陆台风北侧的偏东暖湿气流直接影响到陕西中部, 偏东气流携带大量的水汽, 源源不断向暴雨区输送, 不仅量值大, 而且范围广, 通量值达 $80\sim 120\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 的大量水汽。西北气流为暴雨区带来的水汽非常有限, 虽然水汽通量为 $60\sim 100\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$, 这说明此次台风对水汽和能量的输送主要在低空。

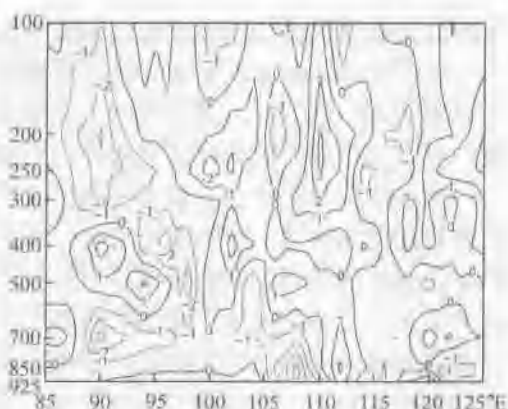


图3 1994年8月5日20时沿 34°N 散度垂直剖面图(单位 10^{-5}s^{-1})

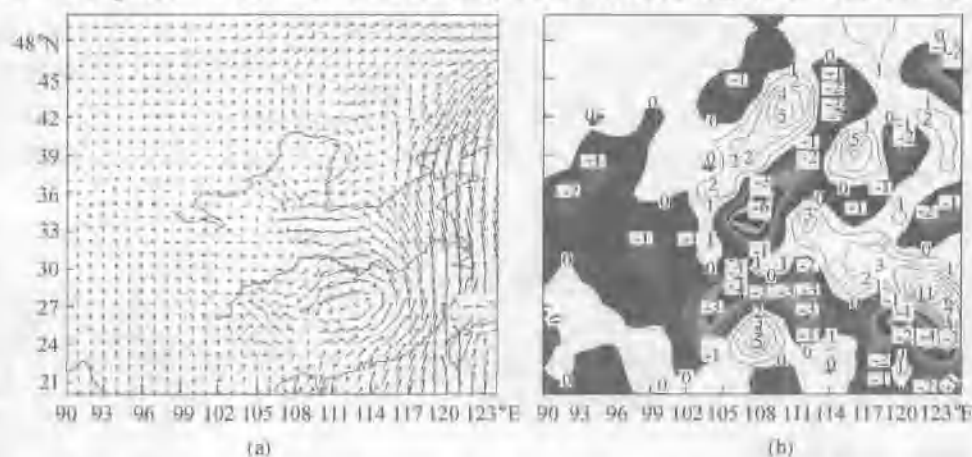


图4 1994年8月5日20时 (a) 850 hPa水汽通量(单位: $\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$) 和 (b) 850 hPa水汽通量散度(单位: $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$)

从5日20时的水汽通量散度来看, 700 hPa陕西中部为弱水汽辐合区, 水汽通量散度值为 $-1\times 10^{-7}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 。850 hPa陕西中部为强水汽辐合区(图4b), 水汽通量散度值为 $-7\times 10^{-7}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$, 范围也很大。水汽强辐合中心与暴雨区位置有很好的对应关系。

此次登陆台风是通过水汽输送直接影响远距离的降水分布。850 hPa低层偏东急流给

陕西中部提供了大量的水汽,是强雷暴天气的水汽主要来源。与此同时,低层偏东气流与西北气流相交,造成暴雨区辐合加强,使得短时特大暴雨的产生成为可能。

3.4 垂直运动分析

研究结果表明^[9~10],远距离台风暴雨的加强与台风倒槽的形成同非纬向高空急流有明显的关系。高空急流入口区的垂直环流对华北东北的降水起到了重要作用。通过分析,发现这次过程与高空急流入口区的次级环流有密切的关系。

一般低层风速有在日落开始增大,到凌晨日出之前达到最大值的特点,虽然5日20时850 hPa偏东气流在西安的风速为 $8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,此后风速逐渐增大,逐渐演变为偏东急流。这一点可以通过西安东部华山(海拔1997 m)高山站的地面风场变化来证实。5日20时华山为 $0.7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的西南风;22时为 $3.7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的东南风;24时为 $4.0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的东风;6日02时为 $5.0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的东南风。华山风速的迅速增大,说明影响陕西中部的低空气流在日落后也是逐渐增大。200 hPa高空急流入口区右侧辐散区和850 hPa偏东急流左前侧辐合区在陕西中部叠加。当低层强辐合区与高层强辐散区叠加,高低空急流耦合导致的次级环流产生,其上升支就在陕西中部,强对流得以发生和发展。5日20时沿 109°E 的垂直速度剖面图(图5)表明,在850 hPa偏东急流的左前侧和200 hPa急流轴入口区存在着一个次级环流;在入口区右侧 $33^\circ\sim 41^\circ\text{N}$ 之间,为次级环流上升支,上升气流最大速度在500~400 hPa之间,为 $-3\times 10^{-3} \text{ hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,最强为 $-7\times 10^{-3} \text{ hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 。上升运动非常强。200 hPa急流轴入口区左侧为一下沉气流,在 $39^\circ\sim 47^\circ\text{N}$ 之间,最大速度在400 hPa附近,为 $5\times 10^{-3} \text{ hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,最强为 $8\times 10^{-3} \text{ hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 。由于次级环流提供了持续强劲的上升运动,中尺度对流系统维持的时间较长,造成强对流和短时特大暴雨在比较大的范围内不断地发生。

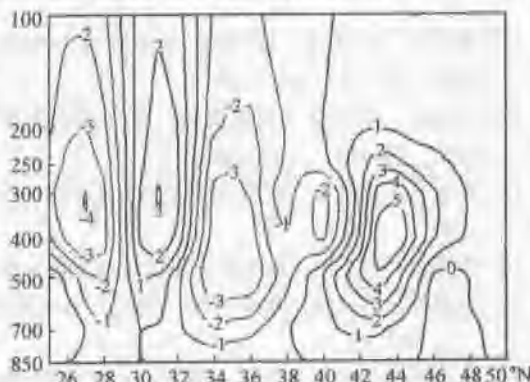


图5 1994年8月5日20时沿 109°E 垂直速度剖面图

由于登陆台风的移动方向偏北,850 hPa偏东急流的位置也随之由南向北,低层强辐合区伴随强风暴的路径也由南向北。强风暴的落区与850 hPa偏东急流位置有很好的对应关系。

8月5日这次过程虽然中低层正涡度值偏低,对强雷暴的发生不是非常有利,但是西北气流与偏东气流交汇在陕西中部,使得低层辐合加强。偏东气流演变为偏东急流使暴雨区低层辐合进一步加强,水汽充沛,能量激增。高空急流造成暴雨区上空辐散加强,急流次级环流的上升支提供了持续强劲的上升运动,弱冷空气触发不稳定能量释放,产生强对流天气。随着强对流由南向北运动,造成大面积短时特大暴雨天气。

4 结论

通过对1994年8月5~6日发生在陕西中部这次强雷暴过程的诊断分析,发现登陆台风对陕西强雷暴天气的主要作用表现在以下几方面:

(1) 登陆台风改变了中纬度的大尺度环流背景,朝着有利于降水的方向发展。由于登陆台风向西北方向的移动,使得控制陕西的副热带高压被迫东退,有利于西风槽向东移动,带来弱冷空气,触发了陕西中部不稳定能量的释放,对强风暴的形成起到十分重要的作用。

(2) 登陆台风为暴雨区输送了大量的能量。由于登陆台风北侧的偏东气流带来大量的暖湿空气,特别是低层向暴雨区直接输送了大量的暖湿气流,造成陕西中部 850 hPa 能量激增,在对流层中低层积累了大量的不稳定能量,非常有利于对流的发展。

(3) 登陆台风为暴雨区输送了大量的水汽。登陆台风携带来自南海的大量暖湿气流,通过 700—850 hPa 偏东气流与西风槽的西北气流相汇在陕西中部,造成暴雨区辐合加强,为特大暴雨产生创造了良好的动力和水汽辐合条件。

(4) 850 hPa 偏东急流左前侧的辐合区与 200 hPa 高空急流入口区右侧辐散区重叠,耦合产生的次级环流为强雷暴的发生发展提供了持续强劲的上升运动。强雷暴的路径与 850 hPa 偏东急流位置的变化有很好的相关性。

参考文献

- [1] 朱洪岩,陈联寿,徐祥德.中低纬度环流系统的相互作用及其暴雨特征的模拟研究.大气科学,2000,24(5):669—675
- [2] 丁治英,张兴强,何金海等.非纬向高空急流与台风远距离中尺度暴雨的研究.热带气象学报,2001,17(2):144—145
- [3] 陶祖玉,田佰军,黄伟.9216号台风登陆后的不对称结构和暴雨.热带气象学报,1994,10(1):69—77
- [4] 朱官忠,赵从兰.登陆北上热带气旋的特大暴雨落区探讨.气象,1998,24(11):16—21
- [5] 魏建苏,赵永玲,周曾奎等.“0012”台风引发“8.30”特大暴雨过程的分析.气象科学,2003,23(1):92—99
- [6] 朱定真,沈树勤,李昕.华东地区大范围热带气旋大暴雨的综合分析.气象科学,1997,17(3):298—306
- [7] 侯建忠.台风与陕西区域性暴雨的关系与环流特征.陕西气象,1997,2:5—8
- [8] 刘子巨,梁生俊,张健宏.登陆台风对黄土高原东北暴雨的影响.高原气象,1997,16(4):402—409
- [9] 丁治英,陈久康,吕君宁.不同雨强台风的诊断对比与数值试验研究.南京气象学院学报,1995,18(3):234—241
- [10] 孙建华,赵思雄.登陆台风引发的暴雨过程之诊断研究.大气科学,2000,24(2):223—237

突发性暴雨中尺度分离效果的对比分析

孙田文¹ 杜继稳² 张弘² 张社岐²

(1. 铜川市气象局, 陕西铜川 727000; 2. 陕西省气象台, 陕西西安 710015)

摘 要

应用三种不同的中尺度分离方法对陕西中南部一次突发性暴雨资料进行中尺度分离。对比表明, 三种方法都能从高空常规测站资料中分离出 200 km 以上的中尺度系统, 选择滤波方法对低层中尺度系统分离效果较好, 站点滤波方法简单易行, 中层分离效果较佳, 九点滤波方法中低层均适用, 所滤得的中尺度辐合系统处于暴雨区上游。

关键词: 突发性暴雨 中尺度分离 效果对比

1 引言

陕西突发性暴雨具有强度大、来势猛、灾害重等特点, 不易预报。大气运动具有多尺度性, 实际气象场是由多种空间尺度的波动系统叠加而成的, 大尺度系统为中小尺度系统提供条件和环境场, 中小尺度系统是对大尺度系统的一种扰动, 是直接形成暴雨和强对流天气的天气系统。但在实际气象场很难直接分析出中小尺度系统。为了研究这些中小尺度系统的发生发展及其在暴雨、强对流等天气过程中的作用, 人们常用带通滤波方法, 试图从常规资料中分离出中小尺度系统, 且取得了一定效果^{[1][2]}。但他们是在不同的地方对不同的个例进行分离的, 这些方法用于分析青藏高原东北侧复杂地形下的突发性暴雨过程效果如何? 应该选用哪种分离方法呢? 杜继稳等研究分析青藏高原东北侧突发性暴雨^[3]得出: 该地区突发性暴雨发生时, 中低空必有中尺度辐合系统。为此, 选用一次典型的暴雨过程, 分别用不同带通滤波方法进行中尺度分离, 既揭示这次暴雨过程的中尺度系统演变, 又比较不同滤波方法的分离效果。

2 个例概况

1998 年 7 月 6 日 20 时—8 日 20 时, 陕西中南部出现了一次突发性暴雨天气过程, 仅 7 月 7 日一天就有 42 站暴雨(图略), 两天共出现 74 站次暴雨, 过程降水量最大站有 200 mm。这是陕西省有记录以来暴雨站数最多的一次天气过程。暴雨造成多处洪涝和滑坡, 灾害损失严重。过程开始前, 天气图上, 影响区没有明显的低值系统, 数值预报降水量级也明显偏小。利用常规资料和数值预报产品, 很难做出暴雨预报。暴雨开始后, 天气系统发生了明显变化, 出现有利于降暴雨的天气形势。7 月 6 日 08 时 500 hPa 图上, 副高稳定在长江流域, 位置偏东, 588 位势什米线过青岛、武汉、桂林。河套西部有一浅槽, 河西地区为西北气流控制(图略)。700 hPa 和 850 hPa 图上, 河套为西北气流控制, 四川东部

有一低涡(图略)。

20时,高原东部的低值系统和偏南气流有所发展,河套西北气流减弱,有弱辐合区存在,低层700和850 hPa,四川东北部到陕西西南部有低涡生成。6日夜间到7日晨,陕南和关中局地降水强度大,分布不均,出现了突发性暴雨特征。到7日08时,500 hPa高空槽位于高原上,河套地区处于西北和西南气流的交汇区(图略),低层700和850 hPa图上,河套35°N以南的偏南气流发展十分旺盛,形成了低空急流,辐合区正处于陕西关中,关中到陕南出现一明显的低涡,8日08时高空图上,以上地区的天气系统稳定少动,副高还有所加强。7日08时~8日20时,出现了区域性暴雨。根据以上分析,这次暴雨主要是由于前期副高稳定维持,河套以南西南气流突然加强后,与河西较冷的西北气流在陕西省中部上空交汇,在中低层发展成为闭合低涡,形成强烈的水汽辐合及动力抬升作用造成的。初期具有突发性暴雨特征,后期则转为系统性暴雨。本文重点分析过程初期天气系统及中尺度系统的形成和发展,旨在寻找早期预报信息。

3 几种带通滤波方法简介

通过设计合理的滤波算子,可以从实际场中分离出导致暴雨的 α 中尺度系统。目前,有许多成熟的滤波方法,本文选用三种方法:① 9点平滑滤波法、② 改进的Barnes站点滤波法、③ 选择滤波算子法。下面简单介绍其算法和特点。

3.1 九点平滑滤波法(下称九点滤波)^[1]

原始气象场 A 可以写成: $A = \bar{A} + (A - \bar{A})$, $\bar{A}$ 表示平滑后的要素场(低通场),表征较大尺度的运动; $A - \bar{A}$ 为原始场与平滑场的差,表征较小尺度运动,后者就是带通滤波场。

$$\bar{A}_{i,j} = A_{i,j} + \frac{s \cdot (1-s)}{2} (A_{i+1,j} + A_{i,j+1} + A_{i-1,j} + A_{i,j-1} - 4A_{i,j}) + \frac{s^2}{4} (A_{i+1,j+1} + A_{i-1,j-1} + A_{i+1,j-1} + A_{i-1,j+1} - 4A_{i,j})$$

其中 s 为平滑系数,取决于格距和需要保留的波长,只要选取合适的平滑系数 s ,进行适当的次数平滑,就可以得到中尺度天气系统。

3.2 Barnes 站点滤波法(下称站点滤波)

根据改进的Barnes滤波器和一种简易的滤波方法^[2],低通滤波器:

$$F^1(x, y) = F^0(x, y) + \sum_{k=1}^m W_k^1 \cdot D_k / \sum_{k=1}^m W_k^1$$

其中 $D_k = F_k(x, y) - F_0(x, y)$, $F_0(x, y) = \sum W_k \cdot F_k(x, y)$, F_k 为原始站点资料, m 为站点 (x, y) 处滤波的站点数, $W_k = \exp(-r_k^2/4c)$ 为距离权重系数; $W_k^1 = \exp(-r_k^2/4Gc)$, $(0 < G < 1)$,为修正权重系数, c 是与空间波长有关的参数。选定不同的两组常数 c_1, G_1 和 c_2, G_2 ,可得两个低通场 F_1^1, F_2^1 ,则带通场为:

$$BF = F_1^1(x, y) - F_2^1(x, y)$$

它的响应函数 $R = R_1 - R_2$,其中 $R_k = R_0(1 + R_0^{G_k} - 1 - R_0^G)$, $R_0 = \exp(-4\pi^2 c/\lambda^2)$ 。当选取不同的 c_1, G_1, c_2, G_2 时,构成所需的中尺度带通滤波器。

3.3 选测滤波算子 (下称选择滤波)^[3]

对于任一个气象场, 在 f_0 处的低通滤波值 BF'_0 可由周围 24 个点资料用以下公式得出,

$$BF'_0 = A \cdot f'_0 + B \cdot \sum_{i=1}^4 f_i + C \cdot \sum_{i=5}^8 f_i + D \cdot \sum_{i=9}^{12} f_i + E \cdot \sum_{i=13}^{20} f_i + F \cdot \sum_{i=21}^{24} f_i;$$

其中 $A = [(1-s_1)(1-s_2) + \frac{s_1 \cdot s_2}{2}]^2$,

$$B = \frac{1}{2}[s_1(1-s_2) + s_2(1-s_1)] \cdot [(1-s_1) \cdot (1-s_2) + s_1 \cdot s_2/2],$$

$$C = \frac{1}{4}[s_1(1-s_2) + s_2(1-s_1)]^2, D = \frac{s_1 \cdot s_2}{4}[(1-s_1)(1-s_2) + s_1 \cdot s_2/2],$$

$$E = \frac{s_1 \cdot s_2}{8}[s_1(1-s_2) + s_2(1-s_1)], F = (s_1 \cdot s_2/4)^2$$

F'_0 为 F_0 周围 24 点的资料, 则带通滤波场 $A' = F_0 - BF'_0$, 为中尺度场。式中 s_1 、 s_2 为滤波系数, 与所要滤去的波长有关, 应用该式一次可滤去两个短波分量。

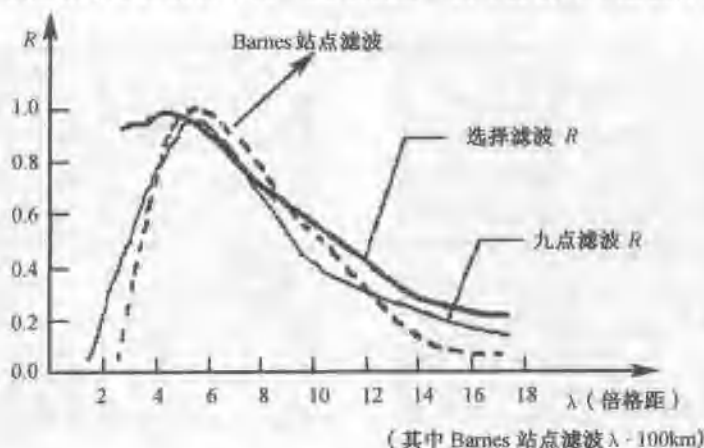


图 1 三种滤波方法的响应曲线

3.4 三种方法的参数设定

按照突发性暴雨的定义^[3], 暴雨区最少三站连片, 陕西站距多在 40~50 km 左右, 雨区约在 700 km² 以上, 根据 1971~1999 年出现的 34 个突发性暴雨个例分析, 突发性暴雨有同时在陕北和关中发生、也有同时在关中和陕南发生的, 其水平尺度在 100~500 km。根据研究表明, 突发性暴雨上空必定存在中尺度影响系统, 其范围一般比雨区大一倍。对于这次过程, 其水平尺度在 200~400 km, 那么高空中尺度影响系统应主要在 400~800 km 这属于 α 中系统。基于以上讨论, 取格距为 1 个经纬度, 方法一中取 $s = 2.2$ 进行一次滤波, 再用 $s = 0.6$ 平滑一次, 得到中尺度系统; 方法二中取 $c_1 = 5000$, $c_2 = 120000$, $G_1 = 0.3$, $G_2 = 0.40$, 方法三中取 $s_1 = 0.6$, $s_2 = 0.9$, 2 次使用算式; 用以上方法分别构造了三个中尺度滤波器, 由此所得的响应函数计算出三种方法的响应曲线(图 1), 从图中可以看出: 几种滤波方法对 2 倍格距(或 200 km)以下的波动都能滤掉; 九点平滑滤波对 3~8

倍格距的波保留 60% 以上, 400~700 km 的波保留 80% 以上; 选择滤波对 2~10 倍格距的波保留 60% 以上, 400~700 km 保留 80% 以上; 站点滤波对 300~1000 km 的波保留 60% 以上, 400~800 km 保留 80% 以上。从三条曲线的变化趋势看, 虽然几种方法对各个短波分量的滤波特性仍然不尽相同, 但在 4~8 倍格距(或 400~800 km)波段上的分离功能是基本一致的。

4 中尺度分离效果对比分析

选取降雨前的资料(7 月 6 日 20 时)和降雨开始时的资料(7 日 08 时)进行中尺度天气系统分离, 寻找在天气形势演变中的中尺度系统发展变化, 并比较三种方法在这次暴雨中的分离效果。

4.1 500 hPa 分析。

图 2a 是 7 月 6 日 20 时 500 hPa 流场分析, 原始流场上呼和浩特到兰州是一浅槽, 陕西境内受副高外围西南气流控制, 有风速辐散, 四川东部有一低涡, 尺度分离后, 结果如下:

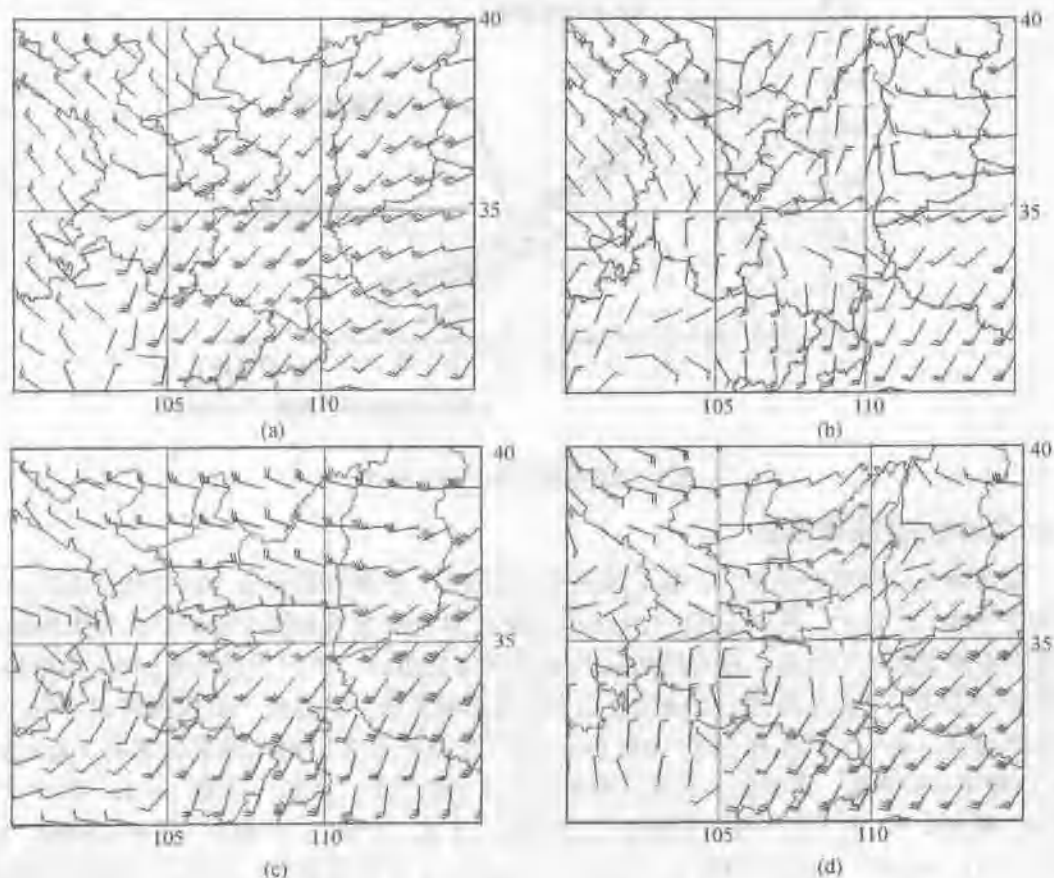


图 2 1998 年 7 月 6 日 20 时高空流场(a)为 500hPa, (b)为 700hPa
和 7 日 08 时高空流场(c)为 500 hPa(d)为 700 hPa

在九点平滑低通滤波图上, 105°E 附近有一大尺度槽。带通滤波图上, 银川和榆林附近有一个中尺度辐合, 在关中和陕南中部分离出一个中尺度低涡, 四川东部的中尺度低涡也很明显, 但其位置偏东北方 1 个经纬度(图略)。

在参数取 c_2 、 G_2 时的站点低通滤波图上, 在 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, 105°E 经线上是一大尺度槽(图略)。带通滤波图上, 银川附近分离出一个中尺度低涡, 榆林北部有一个中尺度辐合区, 关中西部到陕南西部为源区, 陕南东部分离出一个 300 km 的低涡, 四川东部也有中尺度低涡(图略)。

选择滤波图上, 与上面不同的是, 低通场上的高空槽前移了 1 个经纬度, 带通滤波图上, 银川和榆林附近的中尺度系统没有了, 只有四川东部的低涡仍然在, 关中和陕南西部为弱辐散区(图略)。

在 7 日 08 时, 500 hPa 原始混合流场上(图 2c), 河套地区基本是反气旋流场。在九点滤波图上, 关中地区出现了一个较强的中尺度汇合中心(图 3 左); 在站点滤波图上, 仍然是在关中地区出现一个中尺度汇合中心, 位置相对于九点滤波的汇合区略偏东南(图 3 中); 而在选择滤波图上, 在关中北部滤出一个东西向中尺度辐合线, 陕北为一个南北向的切变线, 陕南到关中北部为一致南风(图 3 右)。相比之下, 500 hPa 图上, 站点滤波所滤出的中尺度系统与陕西暴雨落区对应最好。

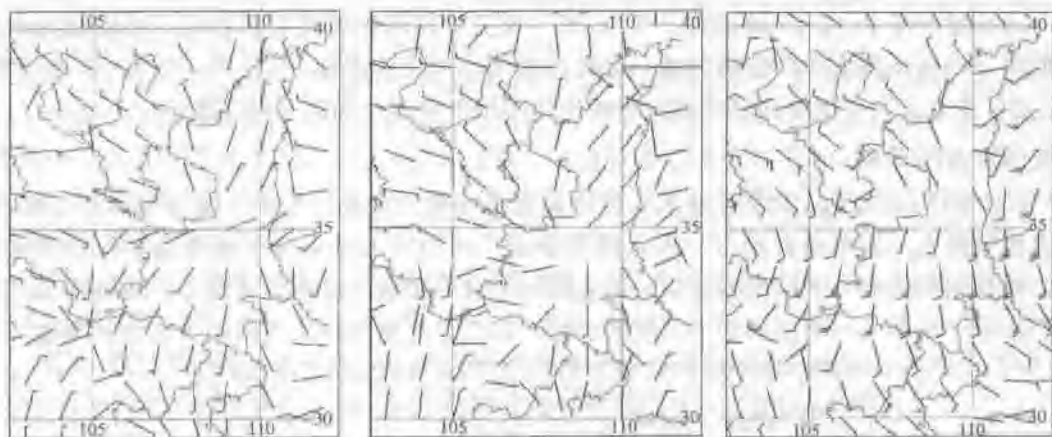


图 3 1998 年 7 月 7 日 08 时 500 hPa 九点带通滤波(左)、站点滤波(中)、选择滤波(右)图

4.2 700 hPa 分析

6 日 20 时 700 hPa 原始流场图上(图 2b), 四川有一低涡, 汉中与武都之间有一辐合区, 河套西北部是一反气旋环流, 在秦岭一带有偏东气流及东北气流与偏南气流的汇合区, 也是冷暖气流的交汇区。7 日 08 时 700 hPa 流场图上, 以上系统位置和强度变化不大。

九点滤波图上, 关中西部到陕南西部有一中尺度低涡辐合中心, 由此向东到关中东部分是一中尺度辐合线, 陕北北部是反气旋流场(图 4 左)。在次日 08 时的滤波图上, 中尺度系统更加强盛, 但位置变化不大(图 2d)。

站点滤波图上的中尺度系统与九点滤波(图 4 左)稍有差别, 但主要的辐合区和反气旋流场都存在。在关中西部到陕南西部出现一个中尺度低涡, 陕南东部是辐合线, 它比九点

滤波中的辐合线位置偏南，它的周围基本为反环流(图 4 中)。到次日 08 时滤波图上，低涡位置少动，范围扩大到关中、陕南大部地区，河套北部的反气旋环流也增强，在四川东部又新生成一低涡。这两个低涡的位置和范围与暴雨区基本重叠。

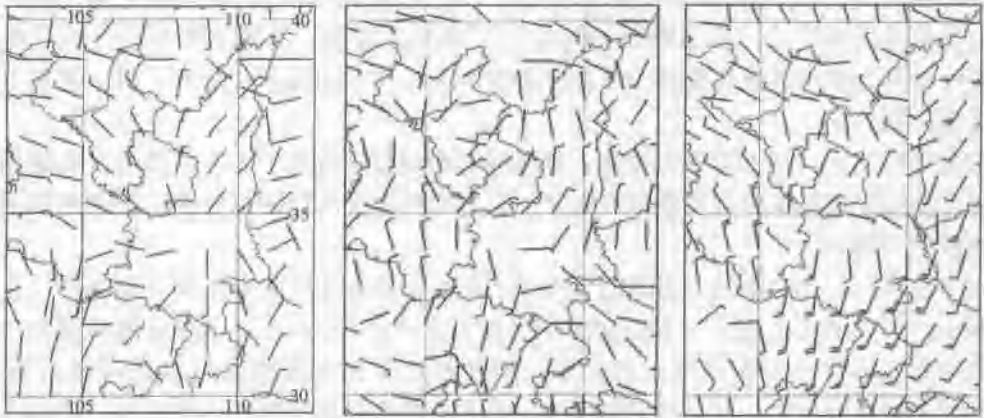


图 4 1998 年 7 月 6 日 20 时 700 hPa 九点带通滤波(左)、站点滤波(中)、选择滤波(右)图(经纬度同图 3)

选择滤波图上，6 日 20 时和 7 日 08 时，在关中西部到陕南西部也有一个较强的中尺度低涡，低涡东部为中尺度辐合线，位置与暴雨区对应也是很好的(图 4 右)。相比之下，700 hPa 图上，九点滤波和选择滤波所滤出的中尺度系统与暴雨区对应最好。

4.3 850 hPa 分析。

6 日 20 时 850 hPa 混合流场上，关中地区是一鞍型流场，关中、陕南没有明显辐合。九点滤波图上，陕南南部滤出一中尺度辐合线，关中以北则是反气旋流场。站点滤波图上，陕南南部也有一中尺度辐合线，但北部的系统不明朗。选择滤波图上，在陕南到关中东部出现一条东北—西南向的中尺度辐合线，位于宁夏境内的反气旋流场也十分清楚。

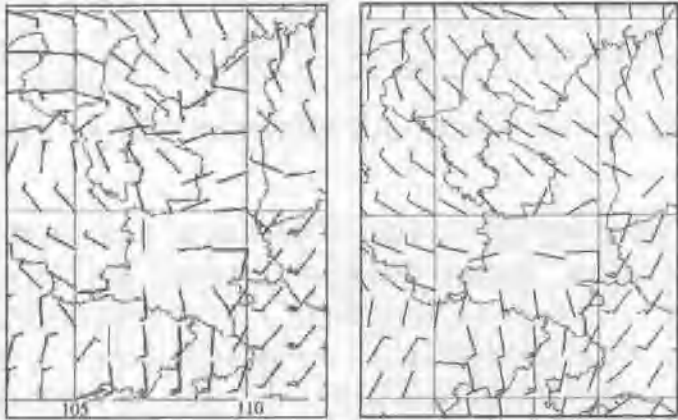


图 5 1998 年 7 月 7 日 08 时 850 hPa 混合流场(左)和选择滤波流场(右)图(经纬度同图 3)

在7日08时850 hPa,混合流场上,陕南西部有一低涡,并有暖式切变伸展到关中东部,此系统与暴雨区对应较好,陕西北部仍为小高压环流(图5左)。九点滤波图上,陕南相应地区有中尺度低涡,站点滤波图上,中尺度辐合线位于陕南南部,相对于20时位置稳定。选择滤波图上,中尺度辐合区位于关中地区,这与暴雨走向非常一致(图5右)。相比之下,850 hPa图上,选择滤波法的滤波效果最好。

5 讨论

5.1 通过中尺度分离分析表明,这次暴雨发生前,暴雨区上空的中低层存在中尺度气旋或辐合区(线),其南北两侧为反气旋式流场,尤其在700 hPa层表现得十分显著,这是在一定的环境下由天气尺度系统激发生成的,中尺度辐合系统随着天气系统的发展而增强,降水强度增大。暴雨区位于500、700、850 hPa层中尺度气旋或辐合区(线)重叠区。而在高层300 hPa,雨区上空原始流场中有明显的反气旋式环流,中尺度流场与其上下对应。所以,应用中尺度分离流场与水汽条件、大尺度环境场合成分析,可以在一定程度上提高暴雨落区预报准确率和预报时效。

5.2 几种滤波方法的对比分析得出,三种方法对陕西暴雨中尺度系统都有较好的分离能力,在天气尺度系统前部或与天气尺度系统重叠区分离出了中尺度低涡和辐合区,这对暴雨预报具有指导意义。

5.2.1 站点滤波方法在原始场不明朗的情况下能够分离出中尺度低涡或辐合线,从500 hPa资料中分离的中尺度系统与暴雨对应比较好,但在850—700 hPa滤出的中尺度辐合系统偏南。此方法适用于500 hPa中尺度分离,且直接由站点资料计算,减少了插值误差。

5.2.2 九点滤波方法在700 hPa分离出的中尺度辐合系统与暴雨区对应比较好。该方法适用于中低层中尺度分离。

5.2.3 选择滤波方法在500 hPa层滤波效果略差。但在低层700和850 hPa滤波效果优于另外两种方法。

综合中尺度分离结果表明:影响这次陕西暴雨的500 hPa中尺度辐合系统主要在500—800 km波段,700和850 hPa中尺度辐合系统主要在300—400 km波段。

参考文献

- [1] 夏大庆,郑良杰,董双林等.气象场的几种中尺度分离算子及其比较.大气科学,1983,7(3):303—310
- [2] 陈忠明.常规资料获取中尺度信息的一种简便方案[J].气象,1994,20(7):39—42
- [3] 杜继稳,张弘,孙伟等.关于突发性暴雨初步研究[J].灾害学,2002,17(s0):53—58

初夏高原东侧一次特大暴雨的综合分析

张弘 孙伟

(陕西省气象台, 陕西西安 710015)

摘要

2002年初夏发生在高原东侧一次特大暴雨的分析认为:这次暴雨的成因是新疆低槽与高原槽合并东移并引导较强冷空气在高原东侧与四川至陕西的西南暖湿气流交汇而形成的。高空西风急流增强,我国东部东阻高压建立及低层偏南暖湿气流的加强,北伸为发生暴雨提供了有利条件。冷锋前暖区内 β 中尺度对流系统(M β CSs)的活跃直接导致了特大暴雨的发生。低层中尺度辐合系统与 β 中尺度对流云团的活动、大暴雨出现的时间和落区等密切相关。中尺度对流系统(MCSs)散度垂直分布的特殊结构,即从对流层低层到高层存在的辐合—辐散“双重结构”对大暴雨时强烈上升运动和深对流形成有着重要作用。

关键词: 高原东侧 中尺度对流系统 特大暴雨 综合分析

1 引言

2002年6月8日至9日,青藏高原东侧的陕西及四川东北部出现了一次大范围暴雨过程。其中陕西省共有30多个县下了暴雨,陕南有4个县24 h降雨量超过100 mm。暴雨中心佛坪县部分地方出现了特大暴雨,24 h最大降雨量超过400 mm(调查值)。这种短时、高强度的特大暴雨直接导致了山洪暴发、河水泛滥、泥石流等多种自然灾害,给陕西南部 and 秦岭北麓的部分灾区人民生命财产和当地经济发展造成严重损失。其中佛坪、宁陕县等重灾区对外交通、通讯全部中断,有数百人死亡、失踪。西安灞桥铁路桥垮塌,陇海铁路中断。这次暴雨洪水带来的直接经济损失超过20亿元。初夏在青藏高原东侧就出现如此强烈的暴雨灾害实属罕见。本文利用实时气象观测资料、卫星云图、中尺度分析方法对这次过程进行了综合分析,试图探讨此类特大暴雨的成因和机制。

2 降雨概况

这次暴雨过程是从6月8日上午开始的,到6月9日14时结束。整个雨带沿高原东侧呈西南—东北走向(图1),雨带上有三个强降雨中心:一是位于雨带北部陕北附近的暴雨区。该区的暴雨主要发生在6月8日08~20时,有9站达到了暴雨值,最大降雨出现在横山县,为89 mm。二是位于陕西中南部至四川东北部广元一带的暴雨—特大暴雨区。从秦岭北麓到陕西南部有25个县市出现了暴雨,大降水主要发生在6月8日20时~9日

08 时, 24 h 降雨量普遍在 80—200 mm 之间, 其中陕南有 4 站达到大暴雨值。暴雨中心佛坪县境内出现了特大暴雨 (佛坪站 24 h 降雨量记录为 206.5 mm)。三是位于四川东北部遂宁、南充一带的暴雨—大暴雨区。这一区域降水范围较小, 主要降雨是 6 月 8 日~6 月 9 日局地强对流降水, 部分地方的日降雨量也超过 100 mm。

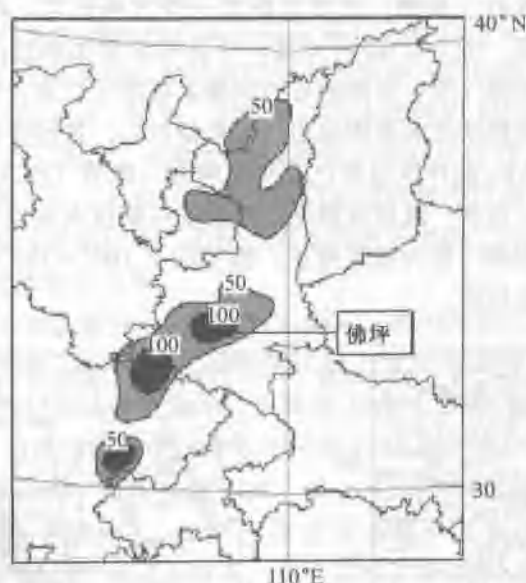


图1 2002 年 6 月 8 日 08 时~9 日 08 时降雨量
(单位:mm)

陕西佛坪一带是这次大暴雨过程的最大雨量中心, 也是受灾最严重的地区。佛坪的降雨集中在 8 日 22 时到 9 日 12:00, 最大雨峰出现在 6 月 8 日夜间 23 时~次日凌晨 4 时 (图 2)。其中 9 日 01—02 时一小时最大雨量达 52.8 mm。佛坪由于降雨集中, 历时短, 雨量大, 加上它的特殊山区地形和夜间发生等特点, 所以在短时间内酿成了严重的暴雨洪灾。

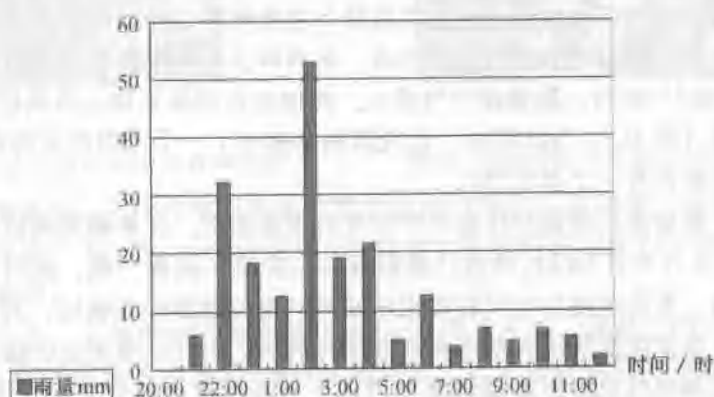


图2 佛坪 6 月 8 日 20 时~9 月 12 时雨量分布图

3 大尺度环流背景

暴雨前期, 500 hPa 欧亚中高纬度环流形势为两槽一脊型, 55°N 以北为一宽广低压带, 在巴湖和贝湖附近各有一低槽, 河西至新疆一带为高压脊。高原中东部受高压脊影响, 天气晴好、气温偏高。从 7 日 08 时开始, 环流形势发生调整, 新疆高脊东移至河套附近; 巴湖低槽东移到新疆一带; 贝湖附近的低槽东移南下在蒙古东部到我国东北一带形成长波槽。此时, 柴达木盆地至酒泉附近出现一低涡中心, 其底部的高原槽形成。

到 8 日 08 时, 500 hPa 的环流形势已演变为两脊一槽型 (图 3a)。乌山—新疆附近为一高压脊, 我国东部地区也为一高压脊控制。原新疆冷槽侵入高原中部与高原槽合并, 两高之间在蒙古—高原中东部一带为低压槽区, 槽线位于 100°~105°E 之间, 槽前西南气流随着冷槽的东移南下明显加强。

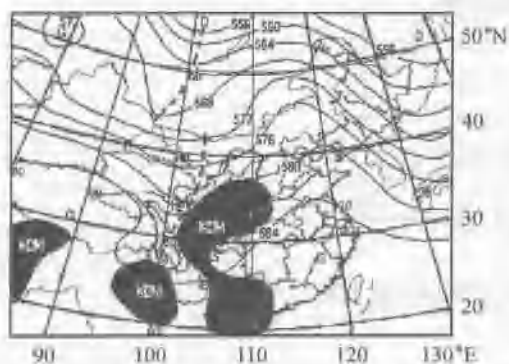


图 3a 2002 年 6 月 8 日 20 时 500 hPa 高度

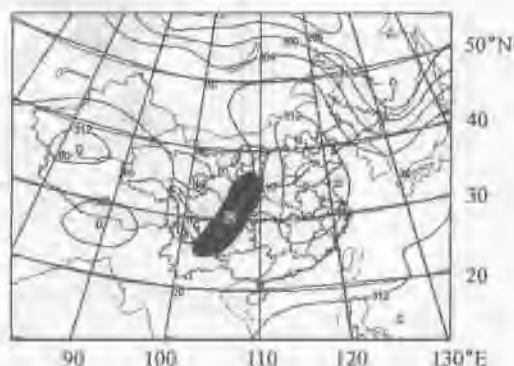


图 3b 2002 年 6 月 8 日 20 时 700 hPa 高度

700 hPa 图上, 暴雨前期高原中部为一范围较大的暖性低涡, 蒙古有冷高压环流。从 6 月 7 日开始, 高原西部高压逐渐形成并向东移动, 蒙古冷高压南下在我国东部形成大范围的高压区, 高原低涡在东西两个高压的夹挤下演变成南北向较深的低涡带, 沿高原东部在西南和西北地区分别为两个小的低涡环流, 低涡前云贵高原到西北地区东部维持着西南暖湿气流。6 月 8 日 08 时, 随着冷空气侵入, 高原低涡加深东移, 低涡前南风加强, 北伸形成偏南风急流 (图 3b)。与此同时, 在我国东部建立了一个范围较大的南北向东阻高压, 在东北和长江下游各有一个高压中心。

地面图上, 暴雨发生前期对应高空冷空气的东移南下, 从新疆到高原中部有一条冷锋逐渐东移南压。6 月 8 日 08 时, 冷锋已移到银川—平凉—武都一线。此时, 在太原以东为东路冷高压控制, 东西两路冷空气在高原东北侧一带相遇而形成锢囚, 其南侧四川—陕西南部为低压区, 高能高湿的四川低压和西北部冷高压之间存在着明显的能量锋区 (图略)。

综合这次大暴雨的成因是新疆低槽东移南下与高原槽合并引导较强冷空气继续东移, 在高原东侧与四川至陕西的偏南暖湿气流交汇, 激发该区域内中、小尺度对流异常活跃而引起的短时强降水。

4 特大暴雨的中尺度分析

4.1 冷锋前的 β 中尺度对流系统 (M β CSs)

中尺度对流系统 (MCSs) 是造成严重气象灾害的主要天气系统之一, 近年来国内外在该项目的研究中给予了高度重视。但目前针对我国西部 MCSs 的研究还较少。本文利用每小时一次的卫星云图 (GMS-5) 资料, 对影响这次大暴雨的 MCSs 进行了初步分析。

在 6 月 8 日 08 时红外云图上, 西路冷锋云系位于 100°E 以西, 北路冷锋云带已南压到陕北, 造成陕北的暴雨天气。另外, 暖区内四川东部到陕西西南部也有零散的对流云团活动, 由于此时西路冷空气距离较远, 大降水的条件尚不成熟, 所以 8 日白天陕西南部虽有降水, 但降雨较弱、持续时间短暂。

8 日 20 时西路冷锋云系的前沿已到达 104°E 附近, 此时从四川东部到陕西中部形成一条东北—西南向的带状云带 (图 4a), 它是有组织的中尺度对流系统 (MCSs)。在这条云带中, 分布排列着若干个中小尺度对流体, 这就是 M β CSs 形成初期。之后, M β CSs 逐渐发展成熟, 到 8 日 22 时陕西南部形成一个水平尺度为 40 km 左右的 M β CSs。此后 M β CSs 缓慢东移, 在东移中强度增强、范围略有扩大。到 9 日 00 时 M β CSs 已进入陕南中部, 并发展到最强 (图 4b)。到 9 日 05 时, 西路冷锋云带东移到陕南中西部, 锋前有组织的 M β CSs 云带逐渐减弱消失并与冷锋云系合并, 雨区也随之东移。

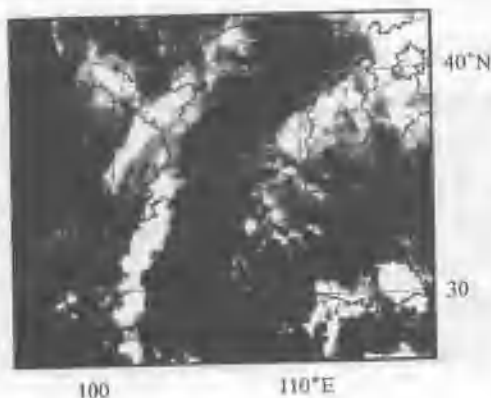


图 4a 2002 年 6 月 8 日 20 时 GMS-5 红外云图

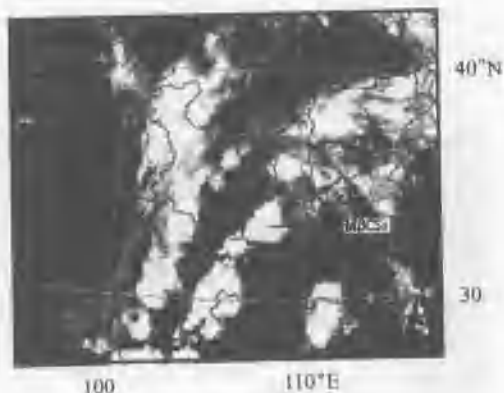


图 4b 2002 年 6 月 9 日 00 时 GMS-5 红外云图

对比地面观测资料, 与中尺度对流系统相关联的强降水十分明显, 如图 2, 佛坪站每小时降雨量分布反映了 M β CSs 的活动情况, 正是这个有组织的 M β CSs 形成和维持才酿成了该区域的特大暴雨。

从以上分析可见, 大暴雨时冷锋前的 M β CSs 经历了发展、成熟、消亡三个阶段, 其生命史约在 6 h。最强的降水出现在 M β CSs 成熟期。虽然与我国东南部相比, 高原东侧 (特别是高原东北侧) MCSs 个数少、发生几率低, 但 MCSs 的突发性强、降水集中、历时短等特征, 加上高原东侧独特的地理、地形和生态环境条件, 所以也易引发严重灾害。

4.2 低层中尺度流场

分析三小时一次的地面流场发现, 与大暴雨对应的地面中尺度辐合系统开始于 8 日 17

时前后,陕西南部的东北气流与西侧的偏西风在高原边缘川陕交界处形成了一条东北—西南向的中尺度辐合带,此时处于系统形成初期,整个辐合还比较弱。到8日20时(图5a),汉中站转为西北风,地面流场上的中尺度辐合更加强烈,陕南中部出现中尺度辐合中心,其外围南伸到四川东北部。23时,西安站的东北风加大到6 m/s,辐合进一步加强。中尺度辐合中心与冷锋前的M β CSs的强云团及陕南的大暴雨落区相对应。该系统在暴雨区附近维持了8 h左右,直到9日05时才减弱成南北向的辐合带并向东南方向移动。08日20时850 hPa的原始流场图上同样可以清晰地看到陕西南部的中尺度辐合中心(图略),它比M β CSs形成得要早些,随后它在东移中逐渐发展增强,强降水结束后中尺度系统也逐渐减弱消失。



图 5a 2002 年 6 月 8 日 20 时地面流场

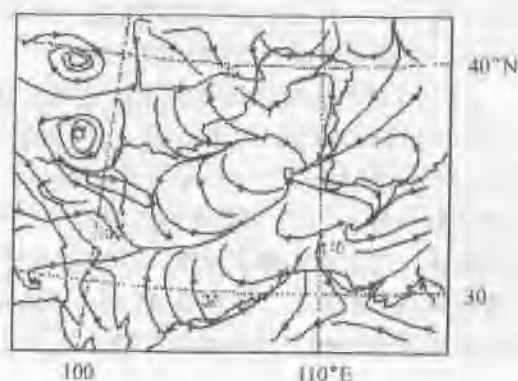


图 5b 2002 年 6 月 8 日 20 时 700 hPa 滤波流场

从暴雨期间的物理量诊断分析得知:此次大暴雨低层中尺度辐合系统主要表现在 700 hPa 以下,但在同时刻 700 hPa 的原始流场图上,无法发现影响暴雨的中尺度系统。为了进一步揭示中尺度系统空间结构特征,采用 Barnes 等提出的中尺度滤波方案^[1-2]对高空流场进行了滤波。由于受观测资料限制,每天只能进行 08 时、20 时两个时次的分析。在 08 日 20 时的 700 hPa 滤波流场图上,关中中部有一个中尺度的辐合中心,其西南侧,即陕南西部—四川北部为东北—西南向的中尺度辐合带(图 5b)。中尺度辐合中心是由偏南暖湿气流和来自西北、东北两股冷空气共同交汇的结果,而辐合带则由偏南暖湿气流和西北方向的冷空气对吹形成。

上述结果表明,此次大暴雨低层中尺度辐合系统主要表现在 700 hPa 以下,其水平尺度在几十—几百公里,属于 β 中尺度系统。中尺度辐合在流场上的表现为强辐合中心(涡旋)或辐合带。大暴雨的低层中尺度系统出现在暴雨前数小时,它的生命史在 10 h 左右。低层中尺度辐合系统与 M β CSs 云团、大暴雨出现的时间、落区等密切相关。

4.3 中尺度系统的环境场

中尺度系统是否会产生强降水与周围环境场状况密切相关,这次大暴雨的环境场主要特征为:

(1) 短时间的大量水汽输送:水汽是形成暴雨的必要条件。高原东侧一带地处内陆、地形复杂,一般情况下,这一区域低层大气比较干燥。这也是该区域与我国东南部地区相比无论年雨量和暴雨日都明显要少的主要原因。特别是在初夏,热带、副热带系统(如:台风、

副热带高压、西南季风等)还不十分活跃,南方的暖湿气流难以到达这一区域。因此,该季节高原东侧出现大暴雨的几率就更少。而一旦有大降水发生,水汽条件就显得更加重要。

850 hPa 比湿场分析,7日08时,从云贵高原—四川盆地有一条南北向的湿舌(图6a),其中心在长江以南,头部位于四川北部。此后随着高原东侧偏南风急流的建立,该湿舌逐步北伸。8日20时湿舌中心已北移至四川盆地,湿舌头部伸到陕西中部,暴雨区的比湿超过14 g/kg(图6b)。700 hPa图上,8日20时原在甘肃到青海一带湿舌东移到高原东侧,并从一个比较宽广的湿区演变为南北向的湿舌带,且比湿也明显增大。水汽通量散度图上,6月8日20时850 hPa从云贵高原—四川—西北地区东部有一支西南—东北向的水汽辐合带,陕南正处在最大辐合中心附近,水汽通量散度达到 $-4 \times 10^{-7} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ (图略)。

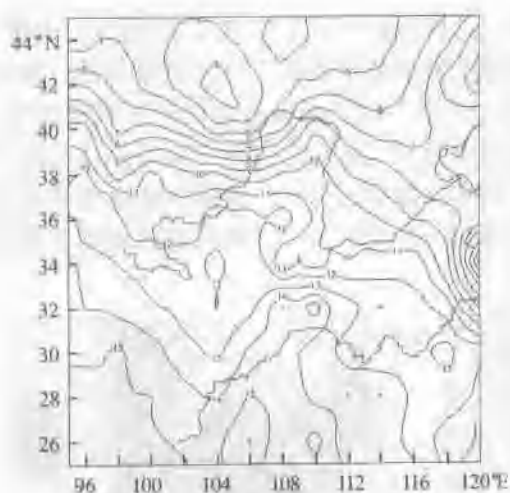


图6a 2002年6月7日08时850 hPa比湿
(单位:g/kg)

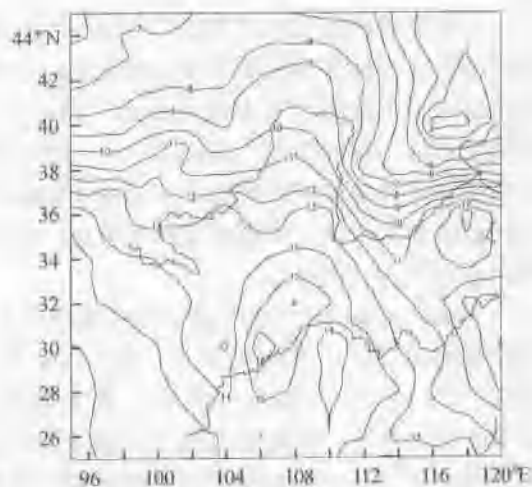


图6b 2002年6月8日20时850 hPa比湿
(单位:g/kg)

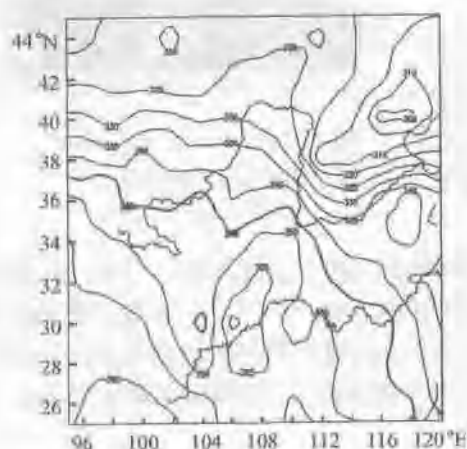


图6c 2002年6月7日08时850 hPa θ_e
(单位:K)

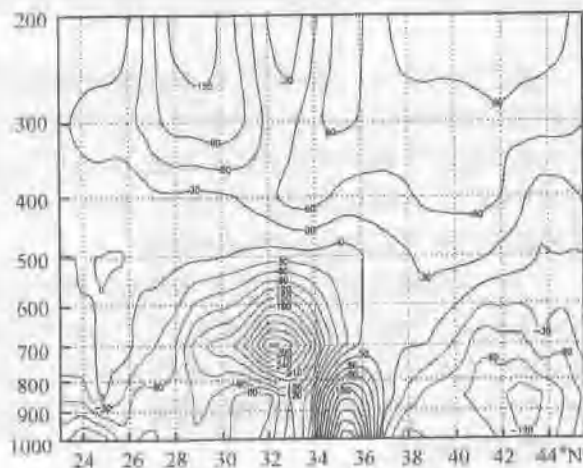


图6d 2002年6月8日20时108°E湿位涡垂直
(单位: $10^{-6} \text{m}^2 \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ 剖面)

从上述分析看出：这次大暴雨的水汽主要来自低层 700 hPa 层以下，低层高原东侧偏南暖湿气流提供了暴雨产生所需的大量水汽。水汽输送具有时间短、强度大的特征。高原低涡加深东移，低涡前南风加强形成偏南风急流及我国东部东阻高压的建立对低层暖湿气流的发展和维持起到了关键作用。

(2) 强烈的上升运动：高原东侧大暴雨的特征之一是上升运动强烈、对流发展高度高，与暴雨对应的深对流常常可以发展到 300 hPa 层以上。对流层低层辐合、高层辐散是强对流形成和维持的主要机制。当对流层低层有低值系统出现时，低层的辐合条件是容易满足的。但为什么大部分情况下不会有降水发生？其重要原因之一是高层缺乏强辐散机制，即高层辐散与低层辐合不相匹配，故难以形成大暴雨所需的强对流和剧烈的上升运动。

分析暴雨期间对流层高层 200 hPa 环流演变，过程前期 6 月 7 日 20 时新疆为一低槽，槽后西北风较强形成范围较小的急流区。之后随着新疆低槽东移南下与高原槽合并，槽后西北风急流东移南压转为西风急流。到 6 月 8 日 20 时，高空西风急流处于高原槽底部，其强度增强、范围扩大，高原上 $35^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 的大部分地区 200 hPa 风速 $> 40\text{ m/s}$ ，与此对应急流右侧为大面积的辐散区。随着 MCSs 的生成和强降水的开始，该辐散区也明显加强并逐渐演变成东北—西南向带状辐散区，中心散度 $D > 5 \times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ，恰与高原东侧低层的辐合区相配合（图略）。

大暴雨时从 850 ~ 300 hPa 均有强烈的上升运动，陕西南部正位于上升运动中心，500 hPa 垂直速度 w 达到 $-4 \times 10^{-5}\text{ m/s}$ 以上（图 7），最大垂直速度出现在 400 hPa 附近。如此强烈的上升运动和深厚的饱和气柱耦合促进了中小尺度对流系统的发生发展。有关研究指出：产生湿对流必须的抬升，主要不是来自天气尺度扰动，而是中尺度或对流风暴尺度过程所提供。由此可见中尺度系统在强烈上升运动中的重要作用。

通过分析认为，高空西风急流右侧的强辐散是高原东侧大暴雨时强烈上升运动和深对流形成的重要条件。高层辐散区叠加在低层辐合区的上方而产生强烈的上升运动，为深对流的发展提供了条件，也促进了暴雨区附近中尺度系统的产生和维持。

(3) 高能高湿与湿对称位势不稳定：陕西在暴雨和强对流天气的研究^[3-4]中，对高原东北侧次天气尺度 Ω 系统与低层三股气流的作用做了详细分析，认为：大暴雨区附近低层能量场存在次天气尺度 Ω 系统， Ω 分布反映了低层三股不同属性空气的相互作用。来自西北、东北干冷空气挤向中间偏南暖湿气流形成类似于“锢囚锋”，而暴雨就常常发生在 Ω 系统高能轴附近。

分析造成这次暴雨的次天气尺度 Ω 系统：暴雨期间，850 hPa θ_e 图上（图 6c），在高原东侧可清楚看到一个 Ω 型的次天气尺度系统，陕西南部位于 Ω 系统的高能轴附近（ $\theta_e > 345\text{K}$ ）。由南向北伸的高能轴反映的是一股高能、不稳定的暖湿气流，它向暴雨区输送了

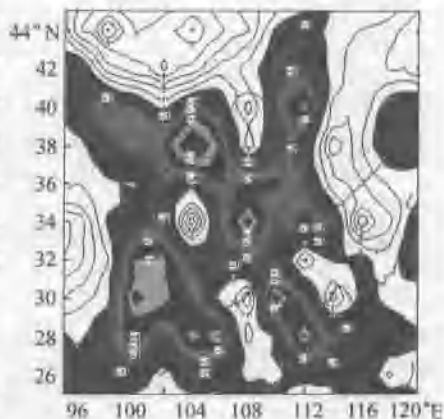


图 7 2002 年 6 月 8 日 20 时
500 hPa 垂直速度
[单位: $\times 10^{-5}\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$]

大量的水汽和不稳定能量。东侧的低能轴代表的东路冷空气具有阻挡暖湿气流向东扩散,加强低层辐合的作用。另外我们还可清楚地看到 Ω 系统西侧的低能比轴,这股冷空气虽然在地面图上表现并不明显,但它携带的干冷空气向下游的冲击,触发了高能比轴附近中小尺度对流系统的活跃,使得高能比轴附近出现强降水。

暴雨期间位势稳定度 $\partial\theta_e/\partial P$ 分析表明,陕北处在一个较大面积的不稳定区中,且不稳定能量较大。而陕西南部虽也在不稳定区内,但数值较小。仅从位势稳定度分析不能说明大暴雨时的不稳定特征。许多研究^[2,5]使用条件性对称不稳定(CSI)分析 MCSs 的不稳定特征,在饱和大气环境下用湿位涡 MPV<0 判断 CSI 的存在。暴雨期间,陕西南部从地面到 300 hPa 的相对湿度均>80%,特别是 700 hPa 层以下的相对湿度超过 90%,满足了 CSI 的标准。在通过暴雨区的 MPV 经向剖面图上可以诊断出暴雨区上空 400~250 hPa 为 MPV<0 的区域,中心在 700 hPa 附近(图 6d)。另外暴雨区以南 800 hPa 以下的 MPV 也为负值,但量级较小。同样用暴雨临近时的 K 指数分布图也可以看到,这一地区达到了 39℃ 以上的高值区,说明该区域已积蓄了较高潜能。而低层高能区的北伸是这次区域性暴雨的潜在不稳定的主要原因。

上述结果说明,这次大暴雨的 MCSs 环境场存在明显的湿对称不稳定,其不稳定能量的积聚和释放造成了强降水。

5 MCSs 散度场特殊结构及成因分析

程麟生等^[6]、王劲松等^[7]对中纬度 MCSs 的研究成果做了系统总结,指出:对流层低层的强辐合、高层的强辐散是 MCSs 垂直结构的重要特征之一。中国暴雨试验研究项目^[8-9]提出的梅雨锋附近 MCSs 的概念模型和其他许多有关 MCSs 研究也证明了这一结论。我们在分析这次大暴雨 MCSs 散度场时却发现了另外一种垂直结构。

通过暴雨中心的散度垂直剖面图(图 8a,图 8b),6 月 8 日 20:00 暴雨区附近 600 hPa 以下为一中尺度的辐合区(水平尺度为 100~200 km),该辐合区是低层偏南暖湿气流的强辐合的结果,辐合中心的散度 $D < -3 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。在 600~400 hPa 为弱辐散区,该辐散来自暴雨区的东北方向,是由 500 hPa 附近河套东北部高压脊西侧反气旋环流引起的。值得注意的是,暴雨区上空散度分布并不是简单的低层辐合、高层辐散。其中,在对流层中、高层(400 hPa 以上)还存在着另外一个辐合—辐散结构,从图中发现 400~250 hPa 为辐合区,辐合中心位于暴雨区的西南方向,中心值 $D < -4 \times 10^{-5} s^{-1}$,分析同时刻的 500 hPa 高空图,辐合区对应的是高原槽前的西南气流(急流)。高层 200 hPa 为辐散区,中心值 $D > 2 \times 10^{-5} s^{-1}$,与此对应的是急流右侧的强辐散区。高原东侧 MCSs 散度垂直分布出现的特殊结构并非一种偶然现象,它是影响该区域大暴雨高、低层环流系统的综合反映。文献[4]提出高原东北侧大暴雨时“第二股气流”的作用,即 500~300 hPa 高原槽前的偏南气流,并证实了这股气流的高能、不稳定特征。这也正是该区域 MCSs 散度场出现特殊结构的主要原因。

暴雨发生前,高原槽东移到高原东部,槽前的西南气流覆盖了高原东侧四川—陕西一带,并明显加强。与其配合的 500 hPa 高能舌 θ_e 超过 345K(图 3a)。这股高能不稳定的西南气流一直发展到 250 hPa 形成了暴雨区上空的第二个辐合层。对比 500 hPa 涡度变化,6

月 7 日 20 时 (图 8c) 对应新疆冷槽和高原低涡分别有两个正涡度中心, 陕西位于负涡度区内。此后随着新疆槽和高原槽的合并东移, 到 8 日 20 时从新疆东部到高原东侧形成一条西北—东南向的正涡度带, 暴雨区位于正涡度区前端 (图 8d), 其上方正是高空西风急流右侧的强辐散区。与此对应的涡度剖面图上, 正涡度区从低层一直发展到 250 hPa 附近, 最大正涡度中心出现在 400 hPa 附近 ($\zeta > 5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), 这也是最大垂直速度出现的高度。可见由高原西南气流导致的对流层中、高层第二个辐合区对 MCSs 形成和维持的动力作用相当明显, 该强辐合区与急流右侧的强辐散区相耦合促进了暴雨区强烈的上升运动、深对流的形成及 MCSs 的活跃。



图 8a 2002 年 6 月 8 日 20 时 34°N 散度垂直剖面
(单位: $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

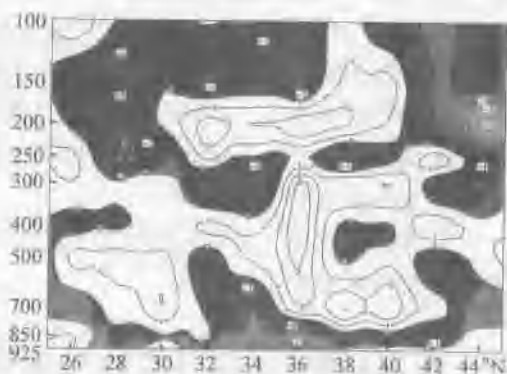


图 8b 2002 年 6 月 8 日 20 时 108°E 散度垂直剖面
(单位: $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

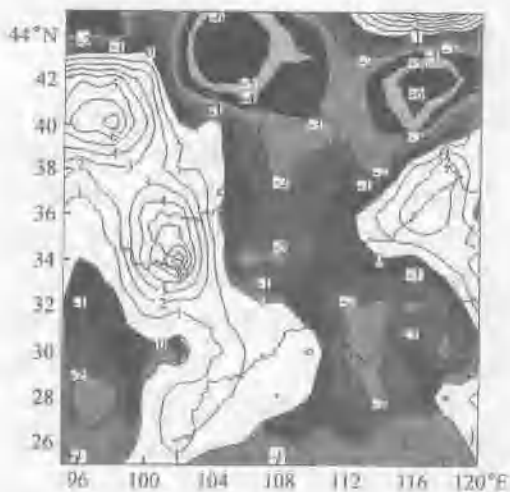


图 8c 2002 年 6 月 7 日 20 时 500 hPa 涡度
(单位: $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

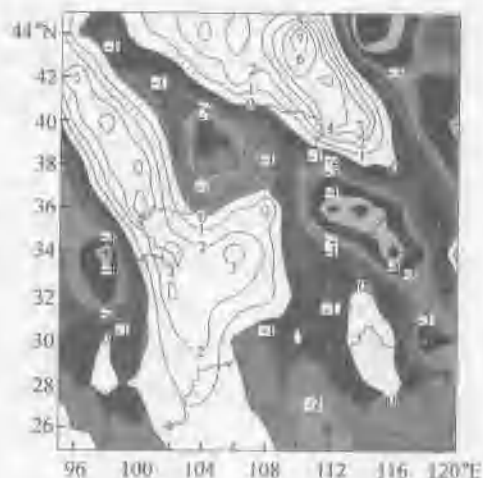


图 8d 2002 年 6 月 8 日 20 时 500 hPa 涡度
(单位: $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

上述分析可见, 高原东侧大暴雨时影响系统的空间结构更加复杂, 对流层内从低层到高层散度呈现辐合—辐散的双重结构。在这种状况下 MCSs 生成和维持机制及三维空间结构与东部地区有明显差别, 值得进一步研究。

6 结论

(1) 这次特大暴雨的成因是新疆低槽东移南下与高原槽合并引导较强冷空气在高原东侧与四川至陕西的偏南暖湿气流交汇, 激发该区域中、小尺度对流系统异常活跃而引起的。前期近地层持续高温高湿、高空西风急流增强、我国东部东阻高压建立及低层偏南暖湿气流的加强、北伸为初夏季节高原东侧发生特大暴雨提供了有利条件。

(2) 低层中尺度辐合系统在流场上的表现为强辐合中心(涡旋)或辐合带, 随高度向西北倾斜。中尺度辐合系统出现在暴雨前数小时, 其生命史在 10 h 左右。低层中尺度辐合系统与 $M\beta CSs$ 云团和大暴雨出现的时间、落区等密切相关。

(3) 冷锋前暖区内有组织的 $M\beta CSs$ 直接导致了暴雨中心的强降水, 与我国东部地区相比, 高原东侧 $MCSs$ 虽然数量少、发生几率低, 但因其结构独特、突发性强等特征, 加之高原东侧复杂的地形和脆弱的生态环境, 故更易引发严重灾害, 值得进一步重视和深入研究。

(4) 高原东侧的 $MCSs$ 空间结构复杂, 从对流层低层到高层散度垂直分布存在辐合一辐散的双重结构, 而不是低层辐合、高层辐散的简单形式。高原槽前西南气流的强辐合区与急流右侧的强辐散区耦合导致的对流层中、高层的第二层辐合一辐散结构对 $MCSs$ 的动力作用相当明显, 促进了暴雨区强烈上升运动和深对流的形成。

参考文献

- [1] 陈忠明. 气象场中尺度带通滤波方法研究 (J). 气象学报, 1992, 50 (4): 504-510
- [2] 陆汉城, 等. 中尺度天气原理和预报 (M). 北京: 气象出版社, 2000: 189-268
- [3] 马鹤年. 次天气尺度 Ω 系统和暴雨落区 (J). 暴雨文集, 1980: 171-176
- [4] 杜继稳. 陕西暴雨分析和研究 (M). 陕西省气象台, 1988: 44-67
- [5] 孔玉寿, 章东华. 现代天气预报技术 (M). 北京: 气象出版社, 2000: 85-116
- [6] 程麟生, 冯伍虎. 中纬度中尺度对流系统研究的若干进展 (J). 高原气象, 2002, 21 (4): 337-347
- [7] 王劲松, 李耀辉, 康凤琴等. 西北区东部一次暴雨的数值模拟试验 (J). 高原气象, 2002, 21 (3): 258-266
- [8] Shi Li, Ni Yongqi, Weng Yonghui. A Modeling Case Study of the '0185' Shanghai Heavy Rainfall. *International Conference On Mesoscale Convective Systems And Heavy Rainfall/Snowfall In East Asia*, 2002: 333-337
- [9] Naifang Bei, Sixiang Zhao. Numerical Simulation Of Sudden Heavy Rainfall All Occurring In YANGTZE River During JULY Of 1998. *International Conference On Mesoscale Convective Systems And Heavy Rainfall/Snowfall In East Asia*, 2002: 165-170

台风与高原东北侧冷锋暴雨的环境场 及云图特征分析

侯建忠¹ 张弘¹ 杜继稳² 梁生俊¹

(1. 陕西省气象台, 陕西西安 710015; 2. 陕西省气象局, 陕西西安 710015)

摘 要

揭示近海台风活动对青藏高原东北侧冷锋暴雨增幅的特征和规律。20°N 以北, 130°E 以西有台风活动, 陕西有地面冷锋东移过境并出现大暴雨的天气过程。运用天气学、卫星云图和物理诊断方法。发现此类暴雨的中尺度对流云团位于冷锋云系的前部, 其水平尺度在几十至 300 km 左右, 生命史约在 6~8 h。中尺度系统常具有夜间发展、增强的特征。冷锋暴雨的水汽输送主要依靠台风低压外围的偏东急流来传递, 水汽输送以 850 hPa 层附近最为显著。当台风西行移至台湾岛附近活动, 而青藏高原东北侧的陕西有冷锋过境东移时, 此时出现冷锋暴雨的降水增幅明显。

关键词: 台风 冷锋暴雨 中尺度系统 水汽输送

低纬环流系统不仅对我国夏季南方暴雨有重要的作用, 对北方暴雨也有重要的作用; 而热带气旋(台风)与中纬度环流系统(如锋面、冷槽)的相互作用常会造成北方的大暴雨和特大暴雨, 还会使中纬度槽前暴雨的加剧^[1~5]。统计表明, 陕西夏季区域性暴雨与近海台风相关率较高, 可达 70% 以上^[6]。1970~2003 年的 35 年间, 陕西发生极值暴雨降水事件共有 22 次, 其中有台风影响和参与的多达 19 次, 相关率接近 87%, 可见陕西暴雨与台风关系更为密切^[7]。分析显示, 影响西北地区暴雨的系统较多, 冷锋是主要影响系统之一^{[8][9]}。通过对卫星云图分析揭示: 当青藏高原东北侧出现冷锋暴雨时, 在我国东南沿海的台湾岛附近则有一台风活动或存在。冷锋暴雨降水增幅明显, 比一般冷锋降水强度明显得多, 常有大暴雨相伴, 该类暴雨常常是突发性的, 其来势猛、雨强大、历时短, 极易造成严重的灾害。因此进一步分析、研究和总结高原东北侧此类冷锋暴雨天气的意义重大。

本文主要从卫星云图这个角度, 并结合常规天气图资料分析青藏高原东北侧冷锋暴雨与台风活动的关系。用云图确定暴雨系统及暴雨中心的位置, 揭示冷锋暴雨过程中的中、小尺度系统活动和降水特征, 分析、观察中低纬度环流系统之间的相互作用, 即高原东北侧东移冷锋与台风之间相互作用关系。

1 冷锋暴雨定义和个例

在青藏高原东北侧, 当静止卫星云图上有冷锋云系过境东移, 陕西境内出现区域性暴雨时; 且我国东南沿海的台湾岛附近有一台风活动或存在, 地面天气图上河套地区有冷锋配合或为一窄的倒槽低压区, 定义为一次台风影响的冷锋暴雨过程。通过现有资料普查, 符合定义、较典型的有 1991 年 7 月 28 日、2002 年 6 月 8 日和 2004 年 6 月 29 日三次过程(以下简称 910728、020608 和 040629), 值得注意的是, 三次过程前期陕西大部均出现了

历史同期较长时间的持续性高温天气, 这为此类冷锋暴雨形成过程中提供大量的能量储备, 使冷锋系统在东移时造成暴雨的中尺度系统从热力(即能量)角度获得足够的能量补充, 进而得以维持和发展。三次过程都是首先在陕西北部出现大的降水或雷阵雨, 该降水产生的潜热释放^{[10][11]}也为冷锋东移、南下的加强和发展提供一定的热源。在降水强度方面, 三次降雨过程均出现了大暴雨天气, 每次过程都有一个以上的测站突破历史极值。见表 1。

表 1 台风与青藏高原东北侧冷锋暴雨特征的相关统计

暴雨日期 (年 月 日)	台风编号	台风位置 °N °E	暴雨站数及 最大降雨量	≥35℃ 天数及 最高气温
19910728	9109	28, 126	13, 130 mm	8, 38.7℃
20020609	0204	20, 123	37, 210 mm	10, 38.0℃
20040629	0407	19, 123	10, 154 mm	10, 39.3℃

2 冷锋暴雨的环境流程特征

2.1 高空环流特征

此类冷锋暴雨过程中, 在对流层高层 300 hPa 或以上均为反气旋性环流区, 对流层高层的反气旋性环流是冷锋暴雨发生的必要条件。通过分析风矢量图发现, 无论是降暴雨前一时次还是当日, 在 33°-40°N 均存在一个自南向北递增且有 12~20 m/s 纬向强风速带。在 500 hPa 等压面图上, 冷锋暴雨前一时次在甘肃的河西到兰州附近有短波槽存在。700 hPa 等压面图上, 甘肃东部和陕西大部处在低槽内或切变线中, 槽后为偏北气流或西北气流, 而槽前偏南或偏东南气流在低槽东南移时加强明显。

2.2 地面环境演变特征

地面天气图上, 三次过程时高原东侧的河套地区都有地面冷锋配合或为一较窄的地面倒槽低压区所控制, 锋面的走向分布以南北向为主要特征, 低压中心一般在 990~998 hPa。从 040629 冷锋暴雨过程当日 17 时的卫星云图和 17 时的地面天气图的合成图中可以清楚地看出其配置情况(图略), 从冷锋附近的地面要素进行对比发现, 锋面前后的 24 h 变温和变压均不太剧烈。以 040629 为例, 14 时地面图上, 关中地区 24 h 变温和变压分别在 6~8℃ 和 7~9 hPa 的范围内变化。

3 冷锋暴雨的云图特征

云图分析显示, 910728 和 020608 过程的冷锋锋面云系较狭窄, 南北向特征显著, 040629 过程的冷锋锋面云系相对较宽, 东北—西南向特征明显。在青藏高原东北侧出现冷锋暴雨前期, 即当日的午后, 在冷锋云带前部与台风之间, 位于陕西东南的河南及华东和华南地区, 均存在松散的对流云系或对流单体(见图 1c), 随着冷锋向东移动和影响强台

风西行北移时,云图上上述地区原来松散的对流云系已逐步减弱或消失,并在冷锋云系和强台风云系之间形成一个大的晴空区。其晴空区区域基本与副热带高压位置、范围相一致。上述变化说明中,低纬两者系统之间的副热带高压在加强,副高内部的下沉运动的气流在增强。有分析显示,两个上升运动区域之间为大范围的下沉运动区域,即副热带高压所在区域。这可从动力学方面解释原来在河南及华南的对流云团为何消失的一个原因。正是由于大范围的下沉运动存在,它扼制了该区域的对流云团的发展。而在冷锋云系前部中尺度对流系统(MCSs)发展和加强。

就中尺度系统的位置而言,三次个例中中尺度云团均生成、发生在冷锋云系的前部,呈南北向的带状分布,直接造成冷锋暴雨的对流云团面积、范围最大(见图1 a、b)。若以冷锋暴雨云团在冷锋云系南北方向来确定其位置,该中尺度对流云团几乎在冷锋的南部或南端^{[12][13]}。中尺度对流云团一般是与冷锋相伴而行的,随着冷锋向东移动而加强。另在冷锋后部晴空区随冷锋东移也在扩大,冷锋后部的结构变得密实、整齐,高空急流的加强表征比较清楚。

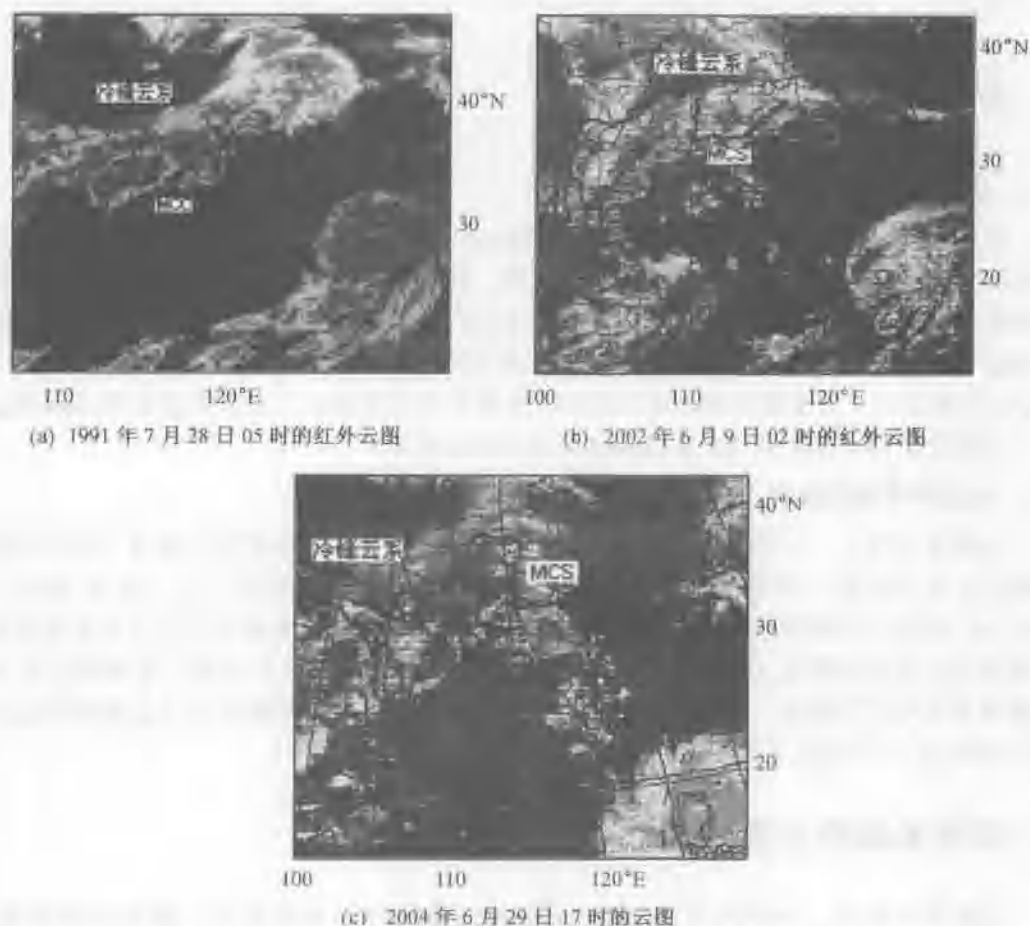


图1 三次冷锋暴雨相应时次的红外云图

中尺度对流系统在相应的冷锋暴雨过程中,发展、加强的情况不完全一样。通常先由几个中小尺度对流单体合并而成,水平尺度在几十到 100 km 左右(040629),其生命史约在 5~7 h 左右,属 β 中系统;对于范围较大的冷锋暴雨(020608)对应的中尺度云团多为 200 km 以上的中尺度云团或几个 β 中尺度云团交替出现,有时(910728)还会是中尺度对流复合体(MCC),这类对流云团的生命史相对较长约为 6~10 h 左右。

成熟期的中尺度云团的形状多以东西向为长轴的椭圆状,云顶亮温一般低于 -50°C ,冷锋暴雨的雨强随着中尺度云团的发展而加强,而最大、最强的降水出现在 MCS 成熟期,随着云团的减弱消散,降水随之减弱消失。如 910728 西安 111 mm 的日降水量基本在 5 h 完成的;040629 西安 3 h 的降雨量达 72 mm 都是与云团发展、加强紧密联系的。

再与强降水分时进行对比,发现降水的增强与中尺度增强、发展是相同步的;三次冷锋暴雨中有两次(910728 和 020608)中尺度云团生成于傍晚至前半夜,发展、加强、成熟在后半夜,成熟的鼎盛期在凌晨 04~06 时左右,最强的降水出现在中尺度云团的成熟期;一次(040629)则发生、生成于午后,傍晚后加强、成熟,半夜时分消散、消失。这与以前统计分析的陕西突发性暴雨多出现在夜间的结果相一致,这也能从另一个方面解释为何青藏高原东侧的突发性暴雨多发生在夜间的原因,即使受中尺度云团生成、发展和成熟的时间所致。

4 风速风向的垂直分布和演变特征

三次冷锋暴雨过程中,西安地区正好为暴雨的最大降水中心或次中心,通过云图对比显示,暴雨区上空,即西安上空有中尺度对流云团存在,它们位于冷锋云系的前部,因此,可利用西安测站的高空测风资料对造成该区暴雨的暴雨云团(即中尺度对流云团)垂直风场结构进行分析。分析其高空测风 U 分量的垂直分布时间演变发现,发生在夜间的两次冷锋暴雨是从近地面到中低层的偏东风风速随高度递减,方向与中高层相反,低层的偏东风风速明显加强,当日 20 时的高空测风表现十分显著;而发生在午后和傍晚的冷锋暴雨则是低层偏东风较低、较小或无偏东风(当日 08 时也有类似的特征)。以上特征说明风向的垂直切变对夜间发生的冷锋暴雨对流辐合动力作用和影响明显,热力作用对午后发生的冷锋暴雨对流辐合促进作用相对显著和明显。

另从图 2 还可以看出,其中一个最显著的特征是,大约在距地面 1500~2500 m 的高度之间均有一个相对的静风层,即水平风速为零;大风速区一般位于 6000 m 附近。三次冷锋暴雨过程发生的前一时次,从西安测站的近地面到 300 hPa 附近,其测风分析显示风向是随高度顺转,表明有暖平流存在。

三次过程中,在对流云团减弱和消散时,高空测风资料显示都有一个共同的特征,就是西安测站整层基本为一致偏西气流,特别是在对流层低层 700 hPa 以下西风增加明显,若以风矢量计算,风的变化都在 12 m/s 以上,有的可以达到 20 m/s,说明冷空气(冷锋)已移过测站。这里再一次验证了产生冷锋暴雨的中尺度对流系统位于冷锋系统的前部。

综上所述,在三次冷锋暴雨发生前夕,其中层垂直风场切变率较小,低层和中高层相对较大,表明低层具有强的辐合上升,高层为强的辐散抽吸。中层为较弱的垂直切变,这十分有利于上升运动发展,该垂直结构对中尺度对流系统的发生、发展也是非常有利的^[14]。

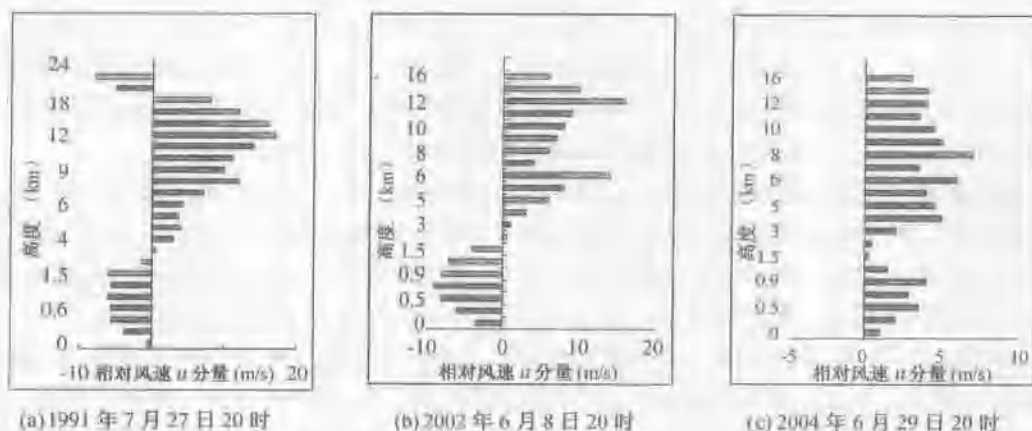


图2 西安测站三次冷锋暴雨的20时高空测风 U 分量的垂直分布

5 冷锋暴雨的低空急流和水汽输送特征

已有计算分析表明,低空急流是向暴雨区输送大量水汽的通道。通过水汽通量分析与一般的冷锋降水对比发现,当西北太平洋的台风西行至台湾岛或南海生成的台风北上移至台湾岛附近活动,青藏高原东北侧的陕西有冷锋过境东移时,此时出现的冷锋暴雨,降水增幅特征十分显著,在所分析的上述三次冷锋暴雨过程中,每次暴雨过程均有测站超过了历史日最大降水极值就说明了这一点。对此类冷锋暴雨的水汽输送分析揭示出暴雨区东侧对流层低层偏东风急流是导致出现大暴雨的直接原因。

水汽是形成暴雨的必要条件。因此,在高原东北侧一带暴雨分析中水汽条件就显得更加重要。分析显示,这类冷锋暴雨天气过程,与该区域大部分暴雨不同,其水汽主要来自我国东部海区^[15]。在对流低层,由于台风低压环流存在,在其北侧从东部沿海经中原地区并深入到内陆的黄土高原,形成一支偏东风急流带,低空急流轴与最大水汽输送轴基本上是重合的,是暴雨区的主要水汽和能量输送通道。通过对水汽和能量输送的700 hPa与850 hPa两层进行比较,其水汽、能量通道主要以850 hPa层,甚至更低层的925 hPa输送为主。这种现象在冷锋暴雨出现前一时次或当日反映最为明显,通过常规的天气图,分析其对流层较低层的风场演变就可以直接得到验证。如2002年6月08日20时,850 hPa图上福州、上海两测站分别由原来的6 m/s东北风和静风猛增为8 m/s和12 m/s的东南风,连地处内陆郑州站的东南风也由原来8 m/s的迅速增为18 m/s;2004年6月29日20时,850 hPa图上南京、合肥和郑州三站的高空测风分别由原来4 m/s西南风和2 m/s偏南风加强为6 m/s和10 m/s的偏东风(见图3a、b)。三次冷锋暴雨过程中,在925 hPa层上同样存在偏东急流剧增的特征;这三次冷锋暴雨过程偏东急流加强均是出现在20时,当晚在青藏高原东侧的陕西出现了暴雨或大暴雨天气。这直接可解释这几次大暴雨为何在夜间发生。

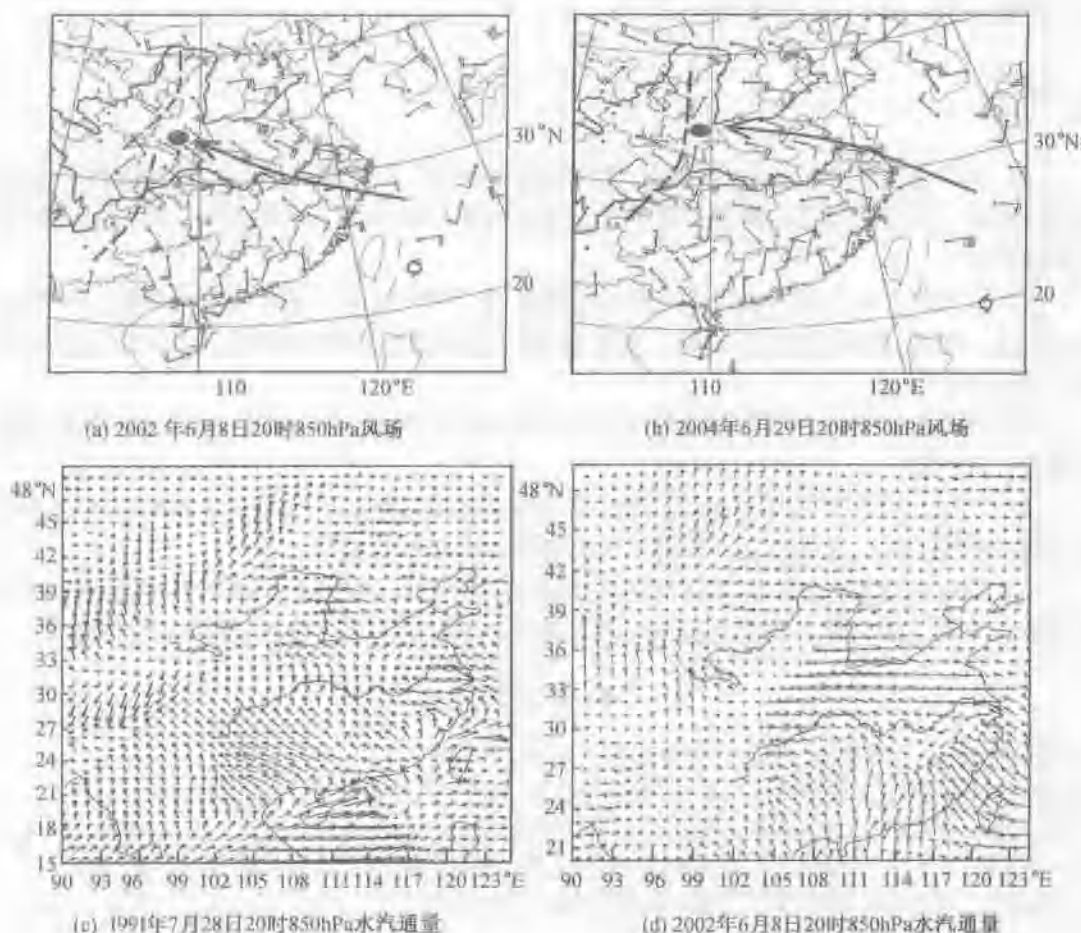


图3 冷锋暴雨过程的850 hPa风场和水汽通量

为了进一步验证偏东气流就是向内陆暴雨区水汽输送通道。我们还分析了三次冷锋暴雨过程中850 hPa层上的风场和湿度演变,特征如下:2002年6月8日20时和2004年6月演变29日20时,在 $25^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 范围内由原来前一时次大区域的偏西或偏西南零乱的风场均为一致的偏东急流,偏东急流的位置区域基本是沿大别山以北的江苏、安徽和河南一带输送向陕西地区;其中(020608)此次冷锋暴雨过程925 hPa层偏东急流增幅比850 hPa层上显著得多,且西伸位置更西。而(910728)这次过程偏东气流输送特征不如上述两次明显。另从三次过程的水汽通量图对比发现,此类冷锋暴雨的水汽输送是通过低空偏东气流实现的,陕西关中和陕南正处在最大辐合中心附近(见图3c、d)。由此可见,随着影响台风西行和北移,通过台风外圈的低层偏东气流,短时间内大量水汽输送为冷锋暴雨的生成和维持提供了充沛的水汽条件。正是这支较强东南暖湿气流为此类冷锋暴雨提供了充沛的水汽来源和强烈的低层动力辐合条件。

上述分析可知,当台风西行北移至台湾岛附近,陕西出现冷锋暴雨时,水汽、能量通道主要以850 hPa层以下输送最为显著,是陕西大范围强降水的水汽来源和强烈的低层动力辐合条件最重要的源地。但台风在海南一带登陆或活动,陕西出现大范围的暴雨时,水

汽、能量主要以 700 hPa 层输送为主^[7]。

6 结论

(1) 当西北太平洋的台风西行移至台湾岛附近活动, 而青藏高原东北侧的陕西有冷锋过境东移时, 此时出现的冷锋暴雨降水发生增幅明显, 云图及环境流场有一定的共同特征和规律可循。

(2) 中尺度对流云团几乎位于冷锋云系的前部, 常在地面冷锋的南部或南端。中尺度对流云团一般是与冷锋相伴而行的, 随着冷锋向东移动而发展和加强, 对流云团夜间发展、加强特征明显。

(3) 该类冷锋暴雨的水汽输送通过台风低压北侧的低空偏东气流 (850 hPa 层输送最为显著) 来传递。

(4) 三次过程前期陕西大部均出现了较长时间的持续高温天气, 这为冷锋暴雨过程提供大量的能量储备, 使冷锋在东移时从能量角度得以维持和发展。

(5) 冷锋暴雨发生前夕, 其中层垂直风场切变率较小, 低层和中高层相对较大, 这十分有利于上升运动发展, 该垂直结构对中尺度对流系统的发生、发展也是非常有利的。

参考文献

- [1] 陶诗言等. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980: 25~146
- [2] 陈联寿, 徐祥德, 罗哲贤等. 热带气旋动力学引论. 北京: 气象出版社, 2002: 1~13
- [3] 蒋尚城, 谢安. 西太平洋台风与北方暴雨. 北方灾害性天气文集. 北京: 气象出版社, 1981: 6~10
- [4] 李江南, 王安宇, 杨兆礼等. 台风暴雨的研究进展. 热带气象学报, 2003, 19 增刊 152~159
- [5] 蒋尚城. 中低纬度系统的相互作用和大范围暴雨. 北方天气文集. 北京: 北京大学出版社, 1983, 1~10
- [6] 侯建忠. 台风与陕西区域性暴雨的关系与环流特征. 陕西气象, 1997, (2): 5~8
- [7] 侯建忠, 王川, 鲁洲平等. 台风活动与陕西极端暴雨的相关及动力特征分析. 第 13 届全国热带气旋科学讨论会论文集. 2004: 35~37
- [8] 《西北暴雨》编写组. 西北暴雨. 北京: 气象出版社, 1992: 91~164
- [9] 刘子臣, 梁生俊, 张建宏. 登陆台风对黄土高原东部暴雨的影响. 高原气象, 1997, 16 (4): 402~409
- [10] 程麟生, 冯伍虎. 中纬度中尺度对流系统研究的若干进展. 高原气象, 2002, 21 (4): 337~347
- [11] 王春红, 蒋全荣. 一次华南低空急流和暴雨过程的对比数值分析. 高原气象, 1996, 15 (3): 318~325
- [12] 陈乾. 关于中尺度对流复合体的若干问题. 气象科技, 1984, (3): 52~53
- [13] 布朗宁, K A. 降水系统的概念模式. 气象科技, 1987, (5): 6~13
- [14] 丁一汇. 高等天气学. 北京: 气象出版社, 1991: 392~590
- [15] 侯建忠, 孙伟, 杜继德. 青藏高原东北侧突发性暴雨的环流及动力特征分析. 西北大学学报, 2003, 32 增刊: 187~190

两次台风远距离暴雨的对比分析

张 弘¹ 陈卫东² 李明娟¹

(1. 陕西省气象台, 陕西西安 710015; 2. 宝鸡市气象局, 陕西宝鸡 721006)

摘 要

对两次台风远距离暴雨的对比分析得出: 近海台风对陕西暴雨的影响分直接或间接作用, 其暴雨机理、成因有显著差异。暴雨的水汽来源主要有两条路径: 一是低层高原东部的低压(低涡)前偏南风急流; 二是台风低压外围的低层东风急流。卫星云图上造成暴雨的 β 中尺度对流系统(MPCSs)具有不同特征, 与暴雨出现的时间、落区等密切相关。由于该类暴雨结构独特、突发性强、灾害重, 值得深入研究。

关键词: 台风 远距离暴雨 MPCSs 对比分析

1 引言

2002年6月8日和7月4日~5日, 青藏高原东北侧的陕西发生了两次暴雨洪水灾害。其中6月8日陕西共有30多个县出现暴雨, 陕南有4个县24 h降雨量超过100 mm。暴雨中心佛坪县部分地区发生特大暴雨, 24 h最大降雨量超过400 mm(调查值)。7月4~5日, 陕北子长县4日降水量为195.3 mm、5日降水量为116 mm。这种短历时、高强度的大暴雨引起河水泛滥, 形成了当地百年不遇的特大洪涝, 造成严重的经济损失和人员伤亡。如此强烈的大暴雨天气连续出现在西北干旱—半干旱地区比较少见, 两次暴雨在我国东部沿海都有台风活动。本文利用实时气象观测资料, 卫星云图等对这两次台风远距离暴雨进行了对比分析。

2 暴雨成因分析

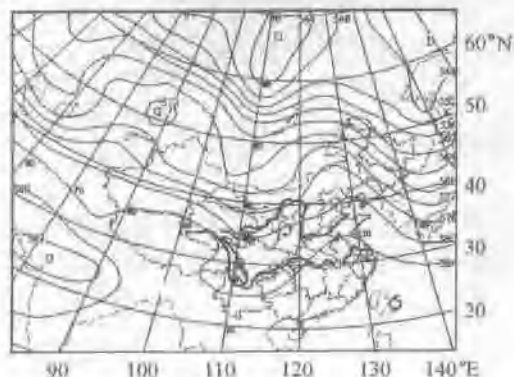


图 1a 2002年6月8日20时500 hPa
高度(dagpm)

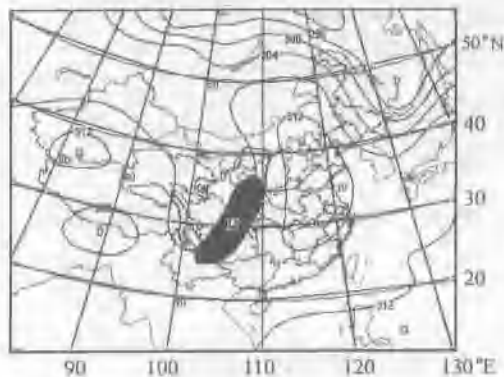


图 1b 2002年6月8日20时700 hPa高度
(dagpm) 风速(单位: m/s; 阴影区: ≥ 12 m/s)

“6.8”暴雨前期, 500 hPa 欧亚中高纬度环流形势为两槽一脊型, 55°N 以北为一宽广低压带, 在巴湖和贝湖附近各有一低槽, 河西至新疆为高压脊。到 8 日 08 时, 500 hPa 的环流形势已演变为两脊一槽型 (图 1a)。乌山—新疆附近为一高压脊, 我国东部地区也为一高压脊控制。原新疆冷槽侵入高原中部与高原槽合并, 两高之间在蒙古—高原中东部一带为低压槽区, 槽线位于 100°~105°E 之间, 槽前西南气流随着冷槽的东移南下明显加强。另外, (0204) 号台风“浣熊”位于台湾岛东南方向约 150 km 处。700 hPa 图上, 高原西部高压逐渐形成并向东移动, 蒙古冷高压南下在我国东部形成大范围的高压区, 高原低涡在东西两个高压的夹挤下演变成南北向较深的低压槽区, 低槽内沿高原东部在西南和西北分别出现两个小的低涡环流, 低涡前云贵高原到西北地区东部维持着西南暖湿气流。6 月 8 日 08:00, 随着冷空气侵入, 高原低涡加深东移, 低涡前南风加强、北伸形成偏南风急流 (图 1b)。与此同时, 在我国东部建立了一个范围较大的南北向东阻高压, 在东北和长江下游各有一个高压中心。分析这次大暴雨的成因是新疆低槽东移南下与高原槽合并, 引导较强冷空气东移, 在高原东侧与四川至陕西的偏南暖湿气流交汇, 导致冷锋前中、小尺度对流系统生成和发展而引发的。7 月 3 日 20 时 500 hPa 图上, 欧亚中高纬度环流为两高一低型, 乌拉尔山东部及东亚各为一低压槽区, 两高之间在贝湖东北方向为一阻塞高压。副热带高压脊线位于 27°N 附近, 588 线西脊点在 130°~140°E 区域。在河套北部黄土高原东侧的陕西内蒙古交界处为一冷性低涡 (见图 2a), 高原东北侧一带处在低涡底部的弱槽区。另外 (0205) 号台风“威马逊”位于台湾岛东北方向 200 km 附近, 台风北侧低层东风气流强盛 (见图 2b)。受河套低涡影响, 3 日白天内蒙古—陕北有零散的对流云团活动, 出现弱降水。此时, 低层 700~850 hPa 沿河套西侧有一条南北向的切变线缓慢东移。在台风北侧的偏东气流和河套低涡的共同影响下陕北出现大暴雨天气。暴雨的成因是台风和河套低涡共同影响下, 低涡底部干冷空气与台风北侧暖湿偏东风气流在陕北交汇, 激发该区域中、小尺度对流系统的反复活跃而引发短时强降水造成的。

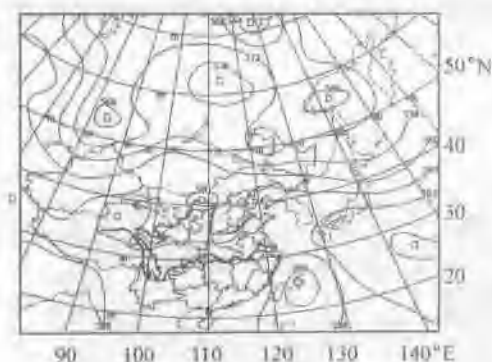


图 2a 2002 年 7 月 3 日 20 时 500 hPa 高度 (dagpm)



图 2b 2002 年 7 月 3 日 20 时 850 hPa 高度 (dagpm) 偏东风风速 (单位: m/s; 阴影区: ≥ 8 m/s)

3 台风对暴雨的影响

陕西地处黄土高原东侧的内陆地区, 以往对这一区域台风影响的暴雨研究较少。统计

分析发现, 陕西汛期区域性暴雨与近海台风相关率较高, 可达 70% 以上。1970—2003 年的 35 年间, 陕西发生极值暴雨降水事件共有 22 次, 其中有台风影响和参与的多达 19 次, 相关率接近 87%。当 125°E 以西、15°~30°N 区域内有台风活动时, 对陕西的强降水影响明显。台风对陕西远距离暴雨的影响为间接作用和直接作用两类, 以间接作用为主。

3.1 6 月 08 日陕西南部特大暴雨

在降水前期的 500 hPa 图上, 中纬度环流形势由纬向气流型已调整为两槽一脊型, 河套以东及沿海地区为高压控制, 暴雨区正好位于 500 hPa 青藏高原东侧的低槽前部。特别值得一提的由于台风“浣熊”的维持和西进促使我国东部高压北抬、加强和稳定, 使环流向有利于强降水方面演变, 暴雨发生在东部高压西侧 (或副热带高压西北侧) 的偏南气流和来自西风带低值系统的干冷空气的交汇处。台风对我国东部高压北抬和 700 hPa 东阻高压的建立起到了关键作用。云图上, 8 日 20 时冷锋云系的前沿从四川东部到陕西中部形成一条东北—西南向的带状云带, 云带中分布排列着若干个中尺度对流系统 (MCSs)。冷锋前反复活跃的中小尺度对流系统直接导致了暴雨的生成。

“6.8”暴雨时, 台风对暴雨的影响是间接的。即台风西进促使我国东部高压北抬, 暴雨发生在东部高压西侧 (西北侧) 的偏南气流和来自西风带低值系统的干冷空气的交汇处。台风对这类暴雨的影响常常表现为间接作用, 即台风西进促使副热带高压西端北抬, 其暴雨、大暴雨多发生在副热带高压西侧 (西北侧) 的偏南气流和来自西风带低值系统的干冷空气的交汇处。(如: 1977 年 7 月 5—6 日延安大暴雨、1977 年 8 月 1—2 日陕西、内蒙古特大暴雨)^[1-2]。

3.2 “7.4”陕北局地连续大暴雨

7 月 3 日 20 时, 随着“威马逊”台风向西北推进、逐渐逼近我国东部沿海, 低空台风北侧的偏东风加强并一直伸展到内陆的黄土高原东侧 (见图 2b)。在台风和河套低涡的共同影响下, 4 日 3:00 红外卫星云图上, 在台风西北方向 1000 km 以外的银川附近、延安以西分别出现两块孤立的 β 中尺度对流云团。之后, 台风外围西北方向的对流云区发展成具有明显波列特征的中尺度云带。暴雨区上空的 β 中尺度对流云团发展加强形成典型的 β 中尺度对流系统 (MBCSs), 直接造成了陕北的大暴雨天气。

第一场暴雨过后, 高空环流形势无明显变化, 500 hPa 河套低涡及对流层低层切变线稳定少动, “威马逊”台风仍在我国东部沿海活动并逐渐北抬。在台风和河套低涡的共同影响下, 4 日 20 时开始, 陕北上空中尺度对流云团再度发展, 子长县附近又出现暴雨。从 5 日 08 时开始, 台风转向东北方向移去, 西北低涡减弱消亡、低层切变线也减弱东移, 河套上空转为一致的西北气流控制, 暴雨随之结束。

这次陕北大暴雨是台风与中纬度系统直接作用的结果, 即“威马逊”台风北侧偏东气流与河套低涡的底部的干冷空气直接作用产生的突发暴雨。来自台风北侧的偏东暖湿气流和低涡引导的北方冷空气激发中、小尺度对流系统的反复活跃而引发短时局地强降水。近海台风低压外围产生大暴雨 (即台风外围的远距离暴雨) 的主要机制是台风低空偏东急流与西风带低值系统的共同作用^[3-4]。在高原东北侧这类暴雨的个例虽然不多, 但其具有的突发性强、雨强大、降水集中等特征, 往往比其他天气系统造成更严重的洪水灾害^[5-6]。

4 水汽和能量输送

高原东侧一带地处内陆、地形复杂,一般情况下,这一区域低层大气比较干燥。这也是该区域与我国东南部地区相比无论年雨量和暴雨日都明显要少的主要原因。高原东侧出现大暴雨的几率少,而一旦有大降水发生,水汽条件就显得更加重要。分析得出:“6.8”暴雨是东部高压西侧(西北侧)、低层高原低涡前南风加强形成的南风急流提供了暴雨时所需的水汽和能量;“7.4”暴雨的台风低压外围东风气流(急流)是暴雨的主要的水汽和能量来源。

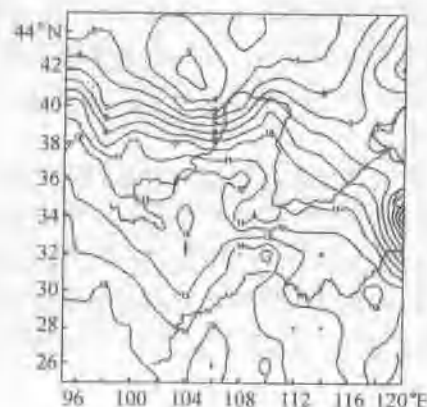


图 3a 2002 年 6 月 7 日 08 时 850 hPa
比湿 (单位: g/kg)

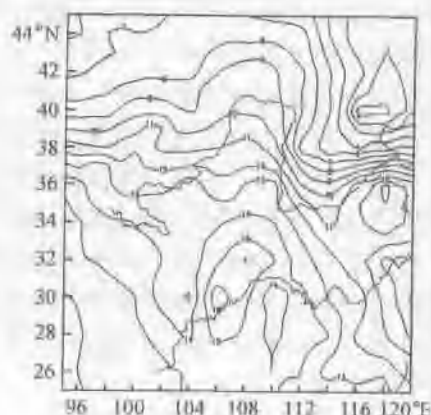


图 3b 2002 年 6 月 8 日 20 时 850 hPa
比湿 (单位: g/kg)

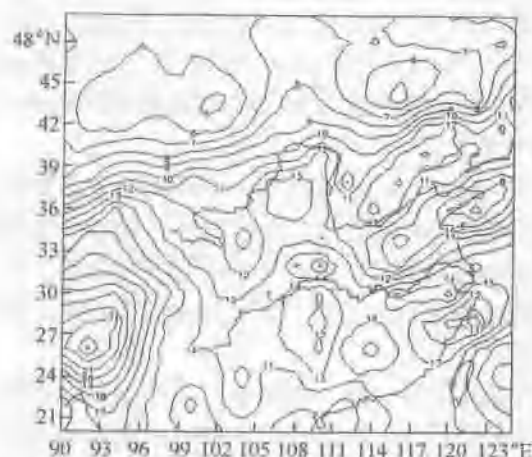


图 4a 2002 年 7 月 3 日 20 时 850 hPa 比湿
(单位: g/kg)

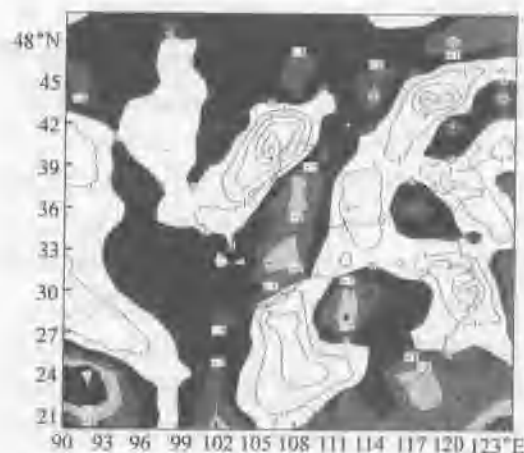


图 4b 2002 年 7 月 3 日 08 时 850 hPa 水汽通量
散度 (单位: $10^{-7} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

6月7日08时850 hPa比湿场：从云贵高原—四川盆地有一条南北向的湿舌(图3a)，其中心在长江以南，头部位于四川北部。此后随着高原东侧偏南风急流的建立，该湿舌逐步北伸。8日20时湿舌中心已北移至四川盆地，湿舌头部伸到陕西中部，暴雨区的比湿超过14 g/kg(图3b)。700 hPa图上，8日20时原在甘肃到青海一带湿舌东移到高原东侧，并从一个比较宽广的湿区演变为南北向的湿舌带，且比湿也明显增大。水汽通量散度图上，6月8日20时850 hPa从云贵高原—四川—西北地区东部有一支西南—东北向的水汽辐合带，陕南正处在最大辐合中心附近，水汽通量散度达到 $-4 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ (图略)。可见这次大暴雨的水汽主要来自低层700 hPa层以下，低层高原东侧偏南暖湿气流提供了暴雨时所需的大量水汽。水汽输送具有时间短、强度大的特征。高原低涡加深东移，低涡前南风加强形成偏南风急流及我国东部东阻高压的建立对低层暖湿气流的发展和维持起到了关键作用。

“7.4”陕北暴雨的水汽主要来自低层台风北侧的偏东暖湿气流，水汽输送具有时间短、强度大特征。850 hPa比湿场分析，3日08时，高原东北侧一带湿度较小，而随着台风北侧的偏东气流不断向西北推进，中纬度低层的水汽自东向西迅速增大，到3日20时，从长江中游—河套附近形成一条南北向的湿舌，暴雨区附近的比湿由10 g/kg增大到14 g/kg(见图4a)。此时850 hPa的水汽通量散度图上，从四川东部—河套地区有一支南北向的水汽辐合带，陕北正处在辐合带北部的最大辐合中心附近，水汽通量散度达到 $-2 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ (见图4b)。短时间的大量水汽输送既为暴雨的形成和维持提供了充沛的水汽，又为中、小尺度对流系统的异常活跃提供了不稳定能量。由此可见，台风低压外围的低层东风气流对这次陕北暴雨的重要作用是为暴雨的形成和维持输送了大量的水汽和能量。

有关台风外围暴雨的一些研究^[7-10]指出：台风外围的气旋性环流往往在低空形成宽广的偏东风急流带，并成为暴雨区的主要水汽通道和能量通道。此类暴雨多发生在我国东部地区(黄河中下游、长江流域等)，台风中心与暴雨区的距离通常在几百公里。而这次台风中心与暴雨区的距离在1000 km以上，台风低压外围东风气流与西风带相互作用在地处内陆的黄土高原出现超远距离的暴雨还是少见的。

5 β 中尺度对流系统(MPCSs)

中尺度对流系统(MCSs)是造成严重气象灾害的主要天气系统之一，近年来国内外在该项目的研究中给予了高度重视^[11-13]。但对我国西部内陆地区MCSs的研究还不多。通过对影响这两次大暴雨的MCSs每小时一次的卫星云图(GMS-5)资料分析，发现了不同环流背景下高原东北侧MPCSs所具有的不同特征和结构。

5.1 冷锋前MPCSs

在6月8日08时红外云图上，西路冷锋云系位于100°E以西，北路冷锋云带已南压到陕北，造成陕北的暴雨天气。另外暖区内四川东部到陕西西南部也有零散的对流云团活动，由于此时西路冷空气距离较远，大降水的条件尚不成熟，所以8日白天陕西南部虽有降水，但降雨较弱、持续时间短暂。

8日20时西路冷锋云系的前沿已到达104°E附近，此时从四川东部到陕西中部形成一

条东北—西南向的带状云带（图 5a），它是有组织的中尺度对流系统（MCS）。在这条云带中，分布排列着若干个中小尺度对流体，这就是 $M\beta CS_s$ 形成初期。之后， $M\beta CS_s$ 逐渐发展成熟，到 8 日 22 时陕南西部形成一个水平尺度为 40 km 左右的 $M\beta CS_s$ 。此后 $M\beta CS_s$ 缓慢东移，在东移中强度增强，范围略有扩大。到 9 日 00 时 $M\beta CS_s$ 已进入陕南中部，并发展到最强（图 5b）。到 9 日 05 时，西路冷锋云带东移到陕南中西部，锋前有组织的 $M\beta CS_s$ 云带逐渐减弱消失并与冷锋云系合并，雨区也随之东移。对比地面观测资料，与中尺度对流系统相关联的强降水十分明显，正是这个有组织的 $M\beta CS_s$ 形成和维持才酿成了该区域的特大暴雨。

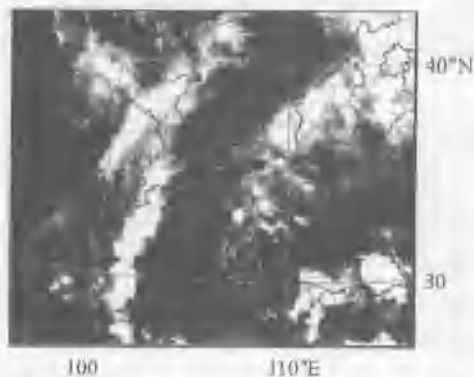


图 5a 2002 年 6 月 8 日 20 时 GMS-5 红外云图

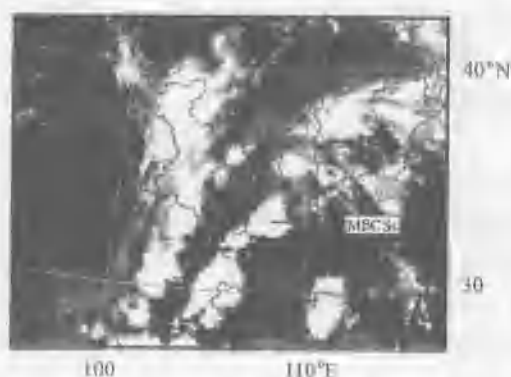


图 5b 2002 年 6 月 9 日 00 时 850 GMS-5 红外云图

以上分析可见，大暴雨时冷锋前的 $M\beta CS_s$ 经历了发展、成熟、消亡三个阶段，其生命史约在 6 h。最强的降水出现在 $M\beta CS_s$ 成熟期。虽然与我国东南部相比，高原东侧（特别是高原东北侧） MCS_s 个数少，发生几率低，但 MCS_s 的突发性强，降水集中、历时短等特征，加上高原东侧独特的地理、地形和生态环境条件，所以容易引发严重灾害。

5.2 台风外围 $M\beta CS_s$

在 7 月 4 日 01 时红外云图上，台风位于台湾东北方向 200 km 处，在台风云系的西北方向为大片的对流云团活动区，在山西南部和河北北部各有一个 β 中尺度对流单体，河套地区有零散的中小尺度的对流云团。到 4 日 03 时，在子长县西侧 β 中尺度对流云生成并发展（见图 6a）。此后，随着低层中尺度辐合的发展和加强，有组织的 $M\beta CS_s$ 逐渐形成。此时 $M\beta CS_s$ 处于发展初期，对应的地面雨强为 10~30 mm/h。到 4 日 05 时，可以清楚地看到：在台风西北方向排列着三条中尺度对流云带，这正是台风偏东气流携带的热带扰动能量和暖湿气流进入中纬度地区在台风外围西北方向形成类似二维 Rossby 波频散特征的扰动波列^[14-15]。陕北上空的 $M\beta CS_s$ 处于最远处扰动波的对流区内，其云顶温度 -43℃，云顶高度约 12 km，云团水平尺度为 30~40 km（见图 6b）。此时，子长上空出现强雷暴，06:10 前后降雹约 2 分钟，随后 $M\beta CS_s$ 发展进入旺盛阶段，子长县附近的雨强增大为 40~90 mm/h。在最强降水期间，陕北上空的 $M\beta CS_s$ 强度变化不大、范围略有扩大（见图 4c）。08~09 时 $M\beta CS_s$ 减弱东移并迅速扩散东移，陕北强降雨结束。

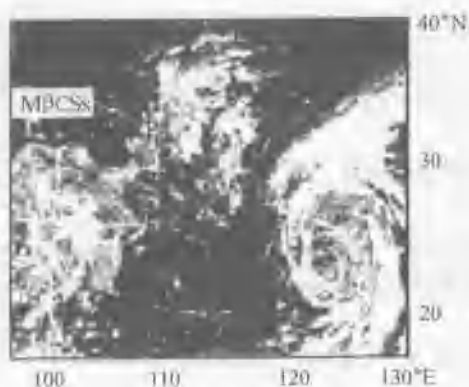


图 6a 2002 年 7 月 4 日 03 时 GMS-5 红外云图

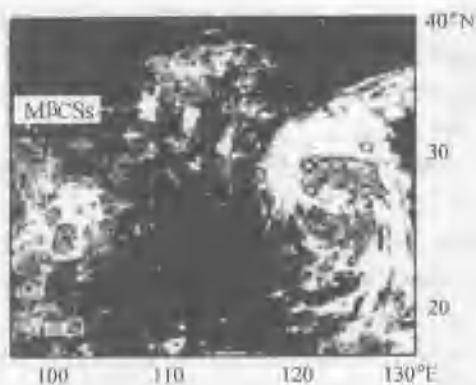


图 6b 2002 年 7 月 4 日 05 时 GMS-5 红外云图

上述分析表明,造成陕北子长连续大暴雨的 MBCSs 是河套低涡底部的干冷空气与台风北侧暖湿偏东风气流在黄土高原东侧一带交汇而形成的。近海台风外围的 β 中尺度对流云团直接导致暴雨的生成。台风外围云系的波列特征明显, MBCSs 的生命史 < 6 h, 具有对流高度高、范围小、雨强大、短历时等特点。

上述分析可见:“6.8”暴雨的 MBCSs 产生在冷锋云系前,呈南北向的带状分布,范围较大,造成的暴雨面积大。“7.4”暴雨的 MBCSs 产生在台风远距离西北方向的外围云系中,尺度小,影响的范围小,更具突发性。

6 结论

(1) 近海台风对地处高原东北侧的陕西暴雨有明显作用,其影响分直接和间接作用两类。台风远距离的暴雨往往突发性强、雨强大,成因也有明显差异。

(2) 陕西台风远距离暴雨时的水汽和能量来源主要有两条路径:一是位于东部高压(或副热带高压)西侧,低层高原东部的低压(低涡)前偏南风急流;二是台风低压外围的东风急流。

(3) “6.8”暴雨的 MBCSs 产生于冷锋云系前,“7.4”暴雨的 MBCSs 产生在台风外围云系中,其环流背景和形成机理有明显差异。MBCSs 云团与暴雨出现的时间、落区等密切相关。

(4) 与我国东部地区相比,高原东侧 MCSs 虽然数量少、发生几率低,但因其结构独特、突发性强等特征,加之该区域复杂的地形和脆弱的生态环境,故易引发严重灾害,值得进一步关注。

参考文献

- [1] 陶诗言. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 1980: 121—177
- [2] 陈联寿, 孟智勇. 我国热带气旋研究十年进展 [J]. 大气科学, 2001, 25 (3): 420—432
- [3] 孙建华, 赵思雄. 登陆台风引发的暴雨过程之诊断研究 [J]. 大气科学, 2000, 24 (2): 223—237
- [4] 陈联寿等. 热带气旋动力学引论 [M]. 北京: 气象出版社, 2002: 211—237
- [5] 杜继稳, 张弘, 孙伟等. 关于突发性暴雨的初步研究 [J]. 灾害学, 2002, 17: 53—58

- [6] 张弘, 孙伟. 一次台风远距离突发性暴雨特征分析 [A]. 热带气旋和风 [C], 北京: 气象出版社, 2003: 202~206
- [7] 蒋尚城, 谢安. 西太平洋台风与北方暴雨 [A]. 北方灾害性天气文集 [C], 北京: 气象出版社, 1981: 6~10
- [8] 于玉斌, 姚秀萍. 对华北一次特大台风暴雨过程的位涡诊断分析 [J]. 高原气象, 2000, 19 (1): 111~120
- [9] 卓嘎, 谢金南, 马镜娟. 登陆台风与我国降水的统计关系 [J]. 高原气象, 2000, 19 (2): 261~264
- [10] 刘子臣, 梁生俊, 张建宏. 登陆台风对黄土高原东部暴雨的影响 [J]. 高原气象, 1997, 16 (4): 402~409
- [11] 陈小芸, 黄姚钦, 炎利军. 台风倒槽局地性强降雨分析 [J]. 气象科技, 2004, 32 (2): 71~75
- [12] 程麟生, 冯伍虎. 中纬度中尺度对流系统研究的若干进展 [J]. 高原气象, 2002, 21 (4): 337~347
- [13] 刘伟, 张庆红. 登陆台风中的中尺度对流系统的数值研究 [J]. 北京大学学报 (自然科学版), 2004, 40 (1): 73~79
- [14] 徐祥德, 张胜军, 陈联寿. 台风涡旋螺旋波及其波列传播动力学特征: 诊断分析 [J]. 地球物理学报, 2004, 47 (1): 33~42
- [15] 徐祥德, 陈联寿, 解以扬. TCM-90 现场试验台风能量频散波列特征 [J]. 气象学报, 1998, 56 (2): 129~138

陕西一次特大暴雨天气过程分析

孙 伟 张 弘

(陕西省气象台, 陕西西安 710015)

摘 要

2002年6月8~10日, 陕西出现了一次大范围的暴雨过程, 一些地区发生了严重的灾情。本文对这次暴雨降雨情况, 以及天气环流形势进行了分析, 也通过对上升运动、能量、水汽条件等产生暴雨的几个主要方面进行了分析, 得出: 强烈的上升运动、不断积聚的不稳定能量、充沛的水汽都是这次暴雨发生、发展必不可少的主要因素, 也通过对卫星云图的分析, 更清楚地认识了这次暴雨的一些中尺度对流云团发展的情况。

关键词: 特大暴雨 中尺度系统 物理量 诊断分析

1 雨情、灾情及造成的影响

2002年6月8~10日, 陕西省出现了一次全省范围的强降雨过程, 汉中、安康、商洛三市和西安、宝鸡两市, 秦岭北麓部分县乡发生了严重的暴雨洪水灾害。

这次全省的大降雨过程, 其强降水范围之大, 暴雨、大暴雨站数之多, 为历史同期所罕见。这次大降雨过程从6月8日上午开始的, 到6月10日上午结束。通过对8日08时到10日08时的过程累计降雨量的统计可以看出(如图1), 全省97个站都降了大雨, 其中44站暴雨, 累计降雨量在50~100 mm的40站, 100~200 mm的3站, 200 mm以上的1站。降雨最为集中的时段在8日08时~9日08时, 全省共有30站暴雨, 其中大暴雨3站。佛坪是降雨量最大的一站, 其降雨集中在8日22时到9日12时, 1h最大降雨量达52.8 mm, 而且发生在夜间1~2时, 24 h降雨量达到了206.5 mm, 为特大暴雨。佛坪由于降雨集中, 历时短、雨量大, 再加上它的特殊山区地形, 在短时间内造成了严重的暴雨洪灾。

这次暴雨由于降水集中、强度大, 造成了山洪爆发和河水猛涨, 全省18条江河涨水, 汉江支流子午河和旬河的洪峰流量都超过历史实测的最大流量。全省共有34个县(区)、352个乡镇受灾。佛坪县受灾惨重, 成灾人口占到全县总人口的九成, 死亡132人, 失踪



图1 陕西省6月8日08时~10日08时
全省降雨量分布图

100 余人。西安城区多处积水,最大水深 1.5m。全省农作物受灾面积 235.1 hm^2 , 预计灾区农业减产 15.7 万 t, 水毁基本农田 18 hm^2 。佛坪县的不少群众赖以生产生活的农田荡然无存。

洪灾造成基础设施损失惨重。全省 14 条国、省干线公路以及 7 个市地方公路网遭受严重损毁, 佛坪、宁陕等县重灾区对外交通中断, 通往乡镇的道路几乎全毁。陇海线西安灞桥铁路桥垮塌, 造成陇海铁路中断 14 个小时。输电线路、通讯干线也遭到严重损坏, 造成汉中、安康和商洛 3 市的 12 个县通信中断, 特别是佛坪县全县通讯网络一度全部中断。毁坏人畜饮水工程 385 处, 造成 11 万多人饮水困难。

这次遭受特大洪涝灾害的秦巴山区是国家确定的集中连片的贫困地区, 洪灾严重破坏了学校、医院、机关和公用事业设施。全省 41 个县的 1018 所学校受灾, 1 个县级医院和 129 个乡镇医疗卫生单位受灾, 部分乡镇政府机关房屋严重水毁。初步统计, 这次灾害对陕西省造成的直接经济损失在 25 亿元以上。

2 大尺度环流形势

这次大暴雨的主要成因是新疆到蒙古附近的冷空气东移南下, 在陕西一带与四川至陕西省北部的西南暖湿气流交汇, 激发该区域内中、小尺度对流系统的异常活跃而引起强降雨。前期近地层的持续高温高湿、

对流层中下层我国东部阻塞高压的建立、对流层高层西南急流的增强等对局地大暴雨的产生和维持起到了重要的作用。

暴雨发生前期的 500 hPa 环流形势为两脊一槽型。乌拉尔山附近为一高压脊, 我国东部地区也为弱暖高压控制。两脊之间在新疆到蒙古一带为低压槽区。300 hPa 与 500 hPa 的环流形势大致相同, 只是槽脊的位置明显偏西。在 500 hPa 槽前有西南气流。在暴雨发生前, 随着新疆到蒙古附近的冷空气东移南下, 500 hPa 槽前的西南气流也明显加强。



图2 6月8日20时500 hPa环流形势图

700 hPa 图上, 6月8日08时, 我国东部有比较宽广的阻塞高压形成, 在东北和长江下游各有一个高压中心。阻塞高压的西侧, 从四川东部到河套的低层偏南风急流具有高能高湿的特征, 且急流的西侧为正涡度区。阻塞高压的建立使得上游冷空气的移动速度明显减慢, 冷暖空气在高原东北侧一带交汇, 为暴雨的形成和维持提供了有利条件。

地面图上, 暴雨发生前期对应高空冷空气的东移南下, 从新疆到高原中部有一条冷锋逐渐东移。6月8日08时, 冷锋已移到银川—平凉—武都一线。此时, 在太原以东为东路冷高压控制, 东西两路冷空气在高原东北侧一带相遇而形成锢囚锋。冷空气南侧四川盆地

为低压区, 高能高湿的四川低压和西北部冷高压之间存在着明显的能量锋区。

在上述有利的天气背景和高低层系统的配合下, 在阻塞高压、高低空急流等的共同作用下, 从 8 日 08 时开始陕西省北部就开始有强对流天气出现。到 8 日 20 时, 从四川到陕西南部的对流相当活跃。并且一直维持到 9 日凌晨, 致使陕南出现了大范围的暴雨天气。

3 上升运动

大暴雨的特征之一是上升运动强烈, 对流发展高度高, 与暴雨对应的强对流常常可以发展到 300 hPa 层以上。对流层内低层辐合, 高层辐散是强对流形成和维持的主要机制。

对于陕北暴雨区, 8 日 08 时, 500 hPa、700 hPa (图 3)、850 hPa 均为辐合区, 300 hPa 为辐散区, 明显表现为低层辐合, 高层辐散, 且最大辐合层在 700 hPa 左右, 其值为 $-5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 无辐散层在 300~500 hPa 之间, 而在 7 日 08 时, 500 hPa、850 hPa 为弱的辐合区, 700 hPa 基本上是辐散, 这就是说, 在 8 日 08 时, 低层辐合明显加强, 辐合层比较深厚, 在 8 日 20 时, 这种低层辐合, 高层辐散的状况就有所减弱了, 只有 850 hPa 还是较强的辐合区, 而 700 hPa 已是辐散区了。

对于关中、陕南暴雨区来说, 8 日 08 时, 只有 850 hPa 在关中大部和陕南西部有辐合, 其他层次不明显或者没有, 而到 8 日 20 时, 辐合有所加强加深, 850 hPa、700 hPa 均为辐合区, 且 850 hPa 辐合较强, 为 $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 500 hPa 为辐散区, 无辐散层在 500~700 hPa 之间, 辐合区不是很深厚, 9 日 08 时, 辐合则表现得较为明显, 500 hPa、700 hPa、850 hPa 均为辐合区, 300 hPa 是辐散区, 无辐散层在 300~500 hPa 之间, 最大辐合层在 850 hPa, 其值为 $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 但最大辐合区已东移到陕南东部, 10 日 08 时, 在 850 hPa 上陕南已没有辐合。

从垂直速度场的分析可知, 在 8 日 08 时, 从底层到高层, 陕北的上升速度都很大, 最大值在 500 hPa 左右, 为 $-9 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 20 时, 关中、陕南在中底层的上升速度较大, 最大值在 500~700 hPa 之间, 为 $-5 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 9 日 08 时, 关中、陕南的大部分地

区, 上升速度仍有所加强。从 8 日 08 时沿 33°N 垂直速度的剖面图 (图 4) 上可以看出, 在 $105^\circ\sim 110^\circ\text{E}$ 的范围内, 为一致的上升运动区, 且在中低层上升运动比较强烈。强烈的



图 3 6 月 8 日 08 时 700 hPa 散度场
(单位: 10^{-5} s^{-1})

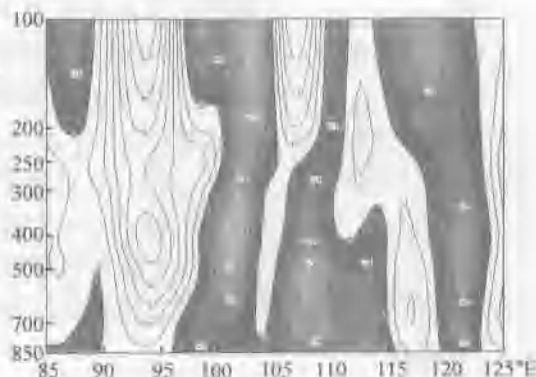


图 4 6 月 8 日 08 时沿 33°N 垂直速度的剖面图
(单位: $10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)

上升运动,使深对流加强,会把低层的水汽输送到高层,使湿层深厚,有利于暴雨的产生。也促进了暴雨区附近中尺度系统的产生和维持。

4 能量分析

4.1 θ_w 分析

850 hPa上,7日08时,高能锋区位于河套一带,关中、陕南基本上是 θ_w 为65~70℃的区域,8日08时(图5),高能锋区明显南压,已位于陕北一带,关中、陕南 θ_w 增大为70~75℃的区域,而到8日20时,能量锋稍有减弱,陕南的 θ_w 已达75~80℃之间,而且有一个80℃的高能舌伸向陕南,9日08时,能量锋明显减弱南移,陕南的 θ_w 为65~70℃之间。

700 hPa和500 hPa上,同850 hPa类似,在暴雨发生、发展的过程中,也都有能量锋和高能舌与暴雨区相对应。

陕北的暴雨主要是受能量锋的影响,暴雨发生时,能量梯度最大。关中、陕南的暴雨主要是受增强北伸的高能舌的影响。这次暴雨过程中,在暴雨区一带,从500~850 hPa为一致的高能区,而且在暴雨发生中,高能区的值量级相当,基本上都在70~80℃之间,为上下一致的比较深厚的高能区。这种上下一致的能量,在一般的暴雨中较少见。

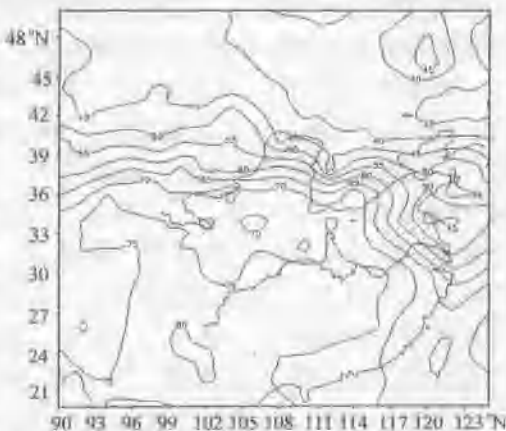


图5 6月8日08时850 hPa θ_w 分布图

4.2 位势稳定度分析

$\Delta\theta_{w(500-700)}$: 7日08时,陕北处在一个较大面积的不稳定区中,而且不稳定能量较大,中心为-10℃,而到8日08时,不稳定能量基本消失。

$\Delta\theta_{w(500-850)}$: 7日08时,在陕北、关中北部为不稳定能量的大值区,为-10℃,陕南也为不稳定能量区,但数值较小,8日08时,不稳定区基本位于关中、陕南,且陕南的不稳定能量有所增大,8日20时,不稳定能量开始减弱并南移,陕南大部分地区为不稳定区,9日08时,陕南的大部分地区已转为稳定区域。

暴雨发生前,暴雨区不稳定能量不断积聚,达到最大,暴雨即将发生时,不稳定能量开始急剧释放,随着不稳定能量的减少,甚至消失,暴雨也逐渐结束。

4.3 Ω 系统

从地面能量图上分析,6月7日地面能量图上呈现出东密西疏的特点,能量梯度差别明显,由于冷空气南下,陕北形成了高能脊,呈现出明显的 Ω 系统。这一 Ω 系统跨度较大,表现为西南—东北走向。到20时,陕北的 Ω 系统已经比较成熟,此后陕北陆续开始出现降水。而这时,关中、陕南的能量调整也在不断进行,基本形成了一个东南—西北向的 Ω 系统。到8日20时,关中、陕南的系统已经发展很成熟,这时能量积聚已很充分。

能量梯度最大, Ω 系统也最明显, 其中佛坪和宁陕附近维持一闭合区域。此后, 关中、陕南大降水陆续开始。

5 水汽分析

5.1 比湿场分析

700 hPa 上, 8 日 08 时, 湿舌已位于陕西以西, 而且强度有所增强, 陕西在 $8 \sim 10 \text{ g/kg}$ 的范围内, 8 日 20 时, 湿舌移到陕西, 而且从一个比较宽的范围缩小为一个南北比较狭长的湿舌带, 9 日 08 时, 这个湿舌带轴线呈东北—西南向, 逐渐移出陕西省。

850 hPa 上, 8 日 08 时, 关中、陕南西部开始有较大的湿舌区形成, 到 20 时 (图 6), 就已有一个明显的湿舌位于陕南一带, 且数值明显增大, 为 14 g/kg , 9 日 08 时, 湿舌消失。

在暴雨发生时, 从 500 ~ 850 hPa, 总有一个高湿区和暴雨相对应, 在 700 hPa 和 850 hPa 有明显的湿舌位于暴雨区。

5.2 水汽通量散度分析

对于陕北暴雨区, 在 8 日 08 时, 700 hPa 陕北有一个很强的水汽辐合区, 中心可达 $-4 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 而 500 hPa 在陕北也有弱的水汽辐合, 850 hPa 辐合中心在山西南部, 但陕北和关中北部一带也为较强的水汽辐合区, 8 日 20 时, 500 hPa 水汽辐合区基本消失, 700 hPa 上也减弱东移, 而 850 hPa 上还维持着较强的水汽辐合, 此时, 陕北暴雨区降雨也有所减弱。

对于陕南, 8 日 08 时, 陕南西部开始有较强的水汽辐合, 8 日 20 时 (图 7), 关中、陕南的大部都开始有较强的水汽辐合, 且数值较大, 为 $-4 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 而陕南东部水汽辐合较小, 相应 700 hPa 上, 关中、陕南也有较大范围的水汽辐合区, 9 日 08 时, 700 hPa 陕南已有较强的辐合, 850 hPa 上, 水汽辐合的高值中心已向南移动, 陕南东部还位于高值中心内, 10 日 08 时, 850 hPa 陕南已没有水汽辐合, 700 hPa 和 500 hPa 只有小部分很弱的辐合。

陕南暴雨的水汽辐合主要来自中低层, 而以 850 hPa 为主, 陕北暴雨的水汽辐合也是来自中低层, 但它以 700 hPa 为主。

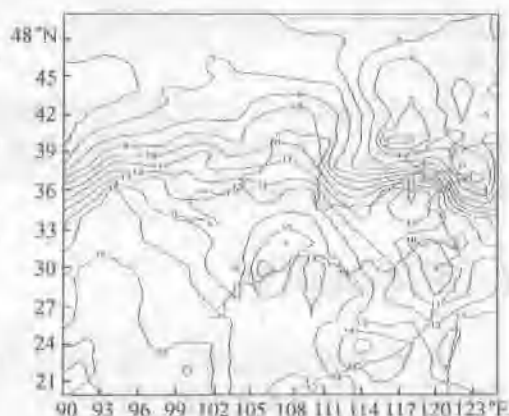


图 6 6 月 8 日 08 时 850 hPa 比湿分布图
(单位: g/kg)

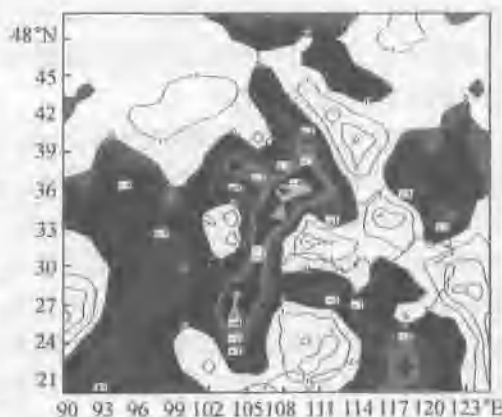


图 7 6 月 8 日 20 时 850 hPa 水汽通量散度
(单位: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

5.3 水汽通量分析

850 hPa 上, 8 日 08 时, 有东路和南路的两个水汽带向陕南输送水汽, 20 时 (图 8), 最为明显, 这两个水汽输送更加明显, 强度加大, 东路和南路的两个水汽带在陕西的关中和陕南的西部辐合, 9 日 08 时, 水汽输送明显减弱。

700 hPa 上, 8 日 08 时, 在陕北有比较强的水汽辐合带, 而且在陕北的西部有一个水汽辐合区。

由于台风的影响, 这次暴雨的水汽输送显得比较凌乱, 东部、南部的水汽输送主要来自台风的外围气流的影响。

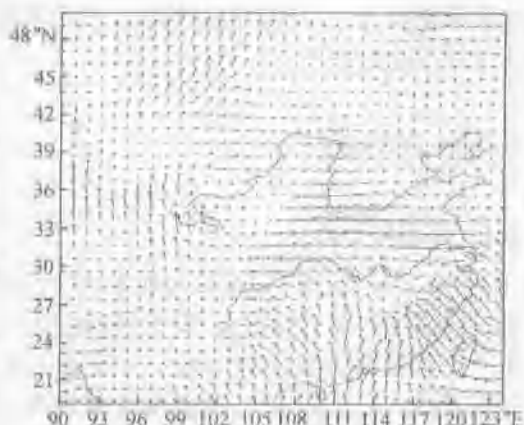


图 8 6 月 8 日 20 时 850 hPa 水汽通量图

6 卫星云图分析

中尺度对流系统是造成严重气象灾害的主要天气系统之一, 近年来国内外在该项目的研究中给予了高度重视。通过对每小时一次的卫星云图 (GMS-5) 资料分析, 发现这次大暴雨有明显的中尺度对流系统的作用。

在 6 月 8 日 08 时红外云图上, 西路冷锋云系位于 100°E 以西, 北路冷锋云带已南压到陕北, 造成陕北的暴雨天气。另外暖区内四川东部到陕西西南部也有零散的对流云团活动, 此时西路冷空气距离较远, 大降水的条件尚不成熟, 所以 8 日白天陕西南部虽有降水, 但降雨较弱、持续时间短暂。

8 日 20 时西路冷锋云系的前沿已到达 104°E 附近, 此时从四川东部到陕西中部形成一条东北—西南向的带状云带, 它是有组织的中尺度对流系统。在这条云带中, 分布排列着若干个中小尺度对流体, 这就是中尺度对流云团形成初期。之后, 它逐渐发展成熟, 到 8 日 22 时陕南西部形成一个水平尺度为 40 km 左右的中尺度对流云团。此后它缓慢东移, 在东移中强度增强、范围略有扩大。到 9 日 00 时中尺度对流云团已进入陕南中部, 并发展到最强 (图 9)。到 9 日 05 时, 西路冷锋云带进入陕南中西部, 锋前有组织的中尺度对流云团逐渐减弱消失并与冷锋云系合并, 雨区也随之东移。



图 9 GMS-5 2002 年 6 月 9 日 00 时 红外云图

对比地面观测资料, 与中尺度对流系统相关联的强降水十分明显, 佛坪站每小时的降雨量分布就很好地反映了中尺度对流云团的活动情况, 正是它的形成和维持才酿成了该区域的特大暴雨。

从以上分析可见, 大暴雨时冷锋前的中尺度对流云团从形成到结束经历了发展、成

熟、消亡三个阶段,其生命史在6个小时左右。最强的降水出现在它的成熟期。中尺度对流系统造成的降水集中,历时短、突发性强,再加上独特的地理、地形和生态环境条件,所以也易引发严重灾害。

7 结论

(1) 这次大范围的强降水主要是新疆到蒙古的冷空气东移南下,与西南暖湿气流交汇,还有东路冷高压的阻挡,再加上近地层的高温高湿,对流层西南急流的增强等而形成的。

(2) 上升运动是产生强对流和水汽向上输送的关键,散度场有利于暴雨区上升运动的加强,正涡度的增长,有利于中尺度低压和强降雨团的活动,散度场和涡度场的较好的配置,有利于暴雨的发生。

(3) 陕北的暴雨主要是受能量锋的影响,暴雨发生时,能量梯度最大。关中、陕南的暴雨主要是受增强北伸的高能舌的影响。能量的不断积聚,不稳定能量不断增加,高能量必然释放,促使暴雨的产生。

(4) 暴雨发生时,总有一个高湿区或湿舌和暴雨区相对应,也伴有很强水汽输送和水汽辐合,陕北暴雨区水汽辐合以700 hPa为主,陕南暴雨区水汽辐合以850 hPa为主。

(5) 陕南的特大暴雨与中尺度对流云团的发生、发展有密切的关系。

参考文献

- [1] 杜继稳,张弘,孙伟等.关于突发性暴雨的初步研究[J].灾害学,2002,17:53-58
- [2] 陆汉城等.中尺度天气原理和预报(M).北京:气象出版社,2000:189-268
- [3] 马鹤年.次天气尺度 α 系统和暴雨落区(J).暴雨文集,长春:吉林人民出版社,1980:171-176
- [4] 杜继稳.陕西暴雨分析和研究(M).陕西省气象台,1988:44-67

陕南两类突发性暴雨的对比分析

孙 伟 侯建忠 杜继稳

(陕西省气象台, 陕西西安 710015)

摘 要

陕南的突发性暴雨,按降雨情况可以分为单峰陡型和单峰缓型,通过对这两类暴雨在涡度、散度、 $\bar{\omega}$ 、位势稳定度、水汽条件等方面的对比分析,得出:单峰陡型,气旋变化明显,气旋深厚,范围大,强度强;无辐散层明显偏高,辐合值明显偏大;低层能量值大,高层能量值小,降水时,各层能量值都有所增大;而单峰缓型,气旋不是很深厚,强度较弱;无辐散层偏低,辐合值也略小;从低层到高层,为一致的高能区,能量值均较大。湿度条件和水汽输送方面两类差别不大。

关键词: 突发性暴雨 单峰陡型 单峰缓型 对比分析

1 引言

突发性暴雨前期征兆不明显,降雨局地性强、历时短,往往难以准确地预报。通过对突发性暴雨的环流特征和影响系统分析,总结出其主要的环流形势和影响系统有以下三种:①低槽副高型,②副高控制型,③西北气流型。通过制作突发性暴雨和一般性暴雨的降水量随时间变化直方图,发现突发性暴雨降水量随时间变化呈三种类型:一是单峰陡型,二是单峰缓型,三是双峰型。

陕西地形狭长,南北长,东西短,南北气候差异明显,气候特征主要分为三部分,陕北、关中和陕南,这三部分气候特征有较明显的差别。尤其是陕南和关中之间,有高大的秦岭山脉的阻挡、分隔,气候特征有更明显的不同,所以值得研究。

1970年以来陕南共发生突发性暴雨过程20次,平均0.7次/年,最多时3次/年,5~10月均有突发性暴雨发生,其中7~8月为突发性暴雨发生的高峰期,7月6次,8月6次,共占到60%,其中,出现超过100 mm大暴雨的有8次,占40%。

2 资料、个例概述

发生在陕南的突发性暴雨的类型主要是:单峰陡型和单峰缓型,双峰型的个例很少。

本文将选择陕南的单峰陡型和单峰缓型,对这两类暴雨进行对比分析,以期揭示陕南的突发性暴雨的一些特征。由于资料的原因,我们选取了20世纪80年代的资料作为研究对象,经过普查,在这10年中,属于陕南的突发性暴雨个例有6次,分别为:1980年6月15日,1980年7月2日,1981年8月21日,1981年8月23日,1982年8月31日,1987年5月31日。其中,属于单峰陡型的是1980年6月15日,1987年5月31日。属于单峰缓型的是1980年7月2日,1981年8月21日,1981年8月23日,1982年8月31日。

通过对这些个例进行诊断分析,把每种类型的普遍性和典型性相结合,再把两种类型进行对比。文中把单峰陡型称为前一类,把单峰缓型称为后一类。

3 两种类型概况

单峰陡型(图1),降雨过程持续时间短,约在10 h左右,降水强度大,降雨集中,过程降水量主要集中在两、三个小时,1 h最大降水量在40~50 mm,其他时段降雨都比较少。

单峰缓型(图2),降雨过程持续时间相对较长,约在15 h左右,降水强度较大,降雨比较集中,过程降水量也比较集中,1 h最大降水量在20 mm左右,其他时段也有一些降雨。

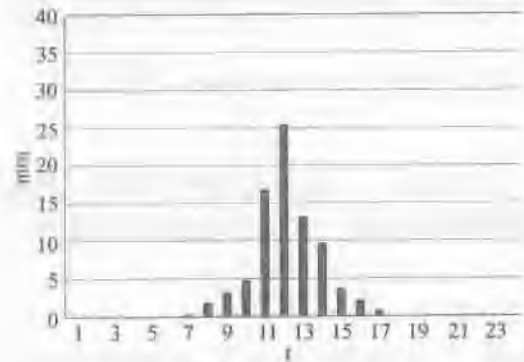


图1 单峰陡型

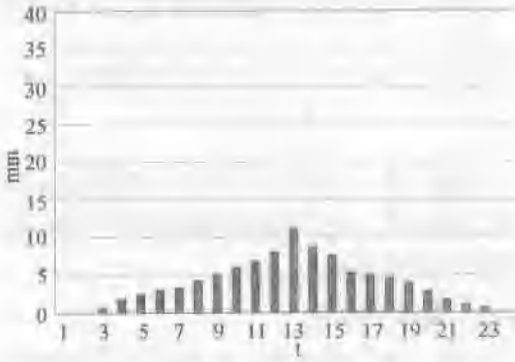


图2 单峰缓型

4 物理量场分析

4.1 涡度场分析

前一类:降水前,中到低层为气旋,高度可达500 hPa左右,高层为反气旋,降水时,气旋仍维持,强度可能有所增强,或者维持原状变化不大,降水减弱时,气旋会减弱东移。这种气旋明显深厚,范围大,强度大。

这种类型中,如1980年6月15日这一个例,14日,850~500 hPa为气旋,量值在 $1 \times 10^{-5} \sim 2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 之间,300 hPa为反气旋,15日(图3),850~500 hPa为一深厚的气旋,量值在 $2 \times 10^{-5} \sim 6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 之间,量值明显加大,300 hPa仍为反气旋,变化不明显。

后一类:降水前,中低层为气旋,高度一般在700 hPa左右,在此高度以上就为反气旋,降水时,气旋仍维持,强度变化不大,或者有所减弱。

这种类型中,如1982年8月31日这一个例,30日,850~700 hPa为气旋,最大量值在 $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 左右,500 hPa为反气旋,31日,气旋没有增强,强度反而有所减弱,500 hPa仍是反气旋。

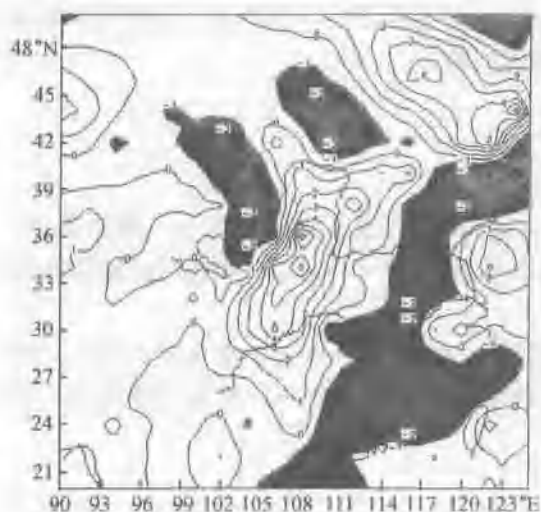


图3 1980年6月15日700 hPa涡度分布图
(单位: $10^{-2} s^{-1}$)

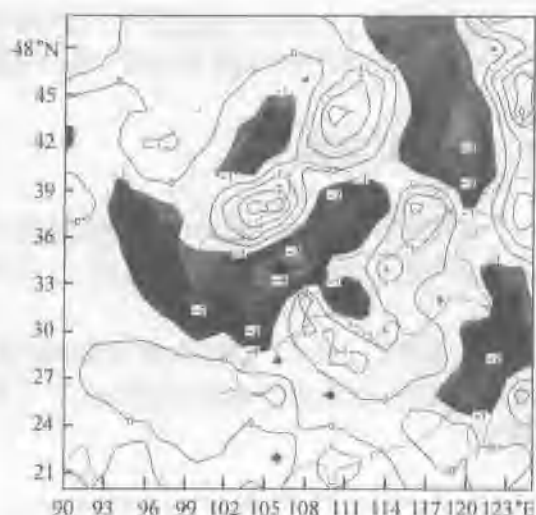


图4 1980年6月15日700 hPa散度分布图
(单位: $10^{-5} s^{-1}$)

前一类, 气旋明显深厚, 范围大, 强度强, 在降雨前, 气旋明显增强, 和前一类相比, 后一类, 在气旋的深度方面明显减弱, 强度也明显不如前一类, 在降雨前, 涡度变化不大, 甚至减弱。

4.2 散度场分析

前一类: 降水前, 中低层有一些辐散, 强度不大, 或者辐散不明显, 中高层基本都为辐合区, 暴雨发生时, 从500 hPa以下暴雨区均为辐合区, 甚至到了300 hPa左右暴雨区附近还有弱的辐合, 无辐散层在300 hPa以上, 最大辐合区在700 hPa左右, 可达 $-5 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。700 hPa辐合强度和范围最大, 850 hPa次之, 到了500 hPa辐合有所减弱。低层辐合, 高层辐散, 特别明显。和前一日相比, 低层辐合明显加强, 尤其是700 hPa辐合增加特别明显。

这种类型中, 如1980年6月15日这一个例, 14日, 850 hPa陕西南部散度为负, 散度值在 $-1 \times 10^{-5} \sim -2 \times 10^{-5} s^{-1}$ 之间, 700 hPa和500 hPa散度均为正, 无辐散层在700 hPa左右。15日, 850 hPa陕西南部散度为负, 散度值在 $-2 \times 10^{-5} s^{-1}$ 左右, 700 hPa (图4) 陕西南部散度为负, 散度值在 $-3 \times 10^{-5} s^{-1}$ 左右, 500 hPa陕西南部散度为负, 散度值在 $-2 \times 10^{-5} s^{-1}$ 左右, 300 hPa也有弱的辐合。和前一日相比, 低层辐合明显加强, 尤其是700 hPa辐合增加特别明显。

后一类: 降水前, 850 hPa为辐合区, 强度较弱, 700 hPa有些为辐合区, 也有些为辐散区, 在此高度以上, 基本为辐散区, 降水时, 850 hPa辐合区, 强度有所加强, 但增加幅度不等, 700 hPa为弱的辐合区, 500 hPa基本上就为辐散区了, 无辐散层在500 hPa左右, 最大辐合区在850 hPa左右, 一般达 $-2 \times 10^{-5} \sim -3 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。

这种类型中, 如1982年8月31日这一个例, 30日, 850 hPa陕西南部散度为负, 散度值在 $-1 \times 10^{-5} \sim -2 \times 10^{-5} s^{-1}$ 之间, 700 hPa也为负, 量值较小, 500 hPa散度为正。31日, 850 hPa陕西南部散度仍为负, 量值变化不大, 700 hPa散度在正负之间, 500 hPa

散度为正。和前一日相比,辐合没有明显变化。

前一类,降水前后,辐合、辐散区变化明显,降水时,低层辐合,高层辐散,特别明显。无辐散层在 300 hPa 以上,最大辐合区在 700 hPa 左右,辐合值较大。后一类,降水前后,辐合、辐散变化不很明显,无辐散层在 500 hPa 左右,最大辐合区在 850 hPa 左右,辐合值相比不大,而前一类,无辐散层明显偏高,辐合值明显偏大,气流从下到上的抽吸作用特别强。

5 能量分析

5.1 θ_{se} 分析

前一类:降水前,850~500 hPa 均为高能轴,轴线呈东北—西南向,未来雨区在高能轴的左侧。降水时,高能轴东移,梯度明显加大,各层的能量值都有所增大,增加 5℃ 左右。

这种类型中,如 1980 年 6 月 15 日这一个例,14 日,850~500 hPa 陕西均为高能轴,轴线呈东北—西南向,未来雨区在高能轴的左侧,850 hPa (图 5) 为 70℃ 左右,700 hPa 为 65℃ 左右,500 hPa 为 60~65℃。15 日,高能轴东移,梯度明显加大,各层的能量值都有所增大,850 hPa 为 75℃ 左右,700 hPa 为 70~75℃,500 hPa 为 70℃ 左右。

后一类:轴线略偏东南,在降雨的前后,从 850~500 hPa 为一致的高能区,从下到上,能量值均较大,降水时,能量的量级有的有所增加,有的变化也不大。

这种类型中,如 1980 年 7 月 2 日这一个例,1 日,850 陕西东南有一高能轴,轴线呈东北—西南向,未来雨区在高能轴的左侧,850 hPa 为 75℃ 左右,700 hPa 为 75℃ 左右,500 hPa 为 75℃ 左右。2 日,高能轴东移,各层的能量值都有所增大,850 hPa 为 75℃ 左右,700 hPa 为 75~80℃,500 hPa 为 80℃ 左右。

前一类,低层能量值大,高层能量值小,降水时,各层能量值都有所增大,后一类,从低层到高层,为一致的高能区,能量值均较大。

5.2 位势稳定度分析

前一类:降水前, $\Delta\theta_{se}$ 均为负,为不稳定能量,随着能量的积聚,不稳定能量就要释放,降水时,不稳定能量逐渐释放, $\Delta\theta_{se}$ 逐渐变为正值。

这种类型中,如 1980 年 6 月 15 日这一个例,14 日, $\Delta\theta_{se}(500-850)$ 、 $\Delta\theta_{se}(500-700)$ 和 $\Delta\theta_{se}(300-700)$ 均为负,其中, $\Delta\theta_{se}(500-850)$ 为 -10℃, $\Delta\theta_{se}(500-700)$ 为 -5℃, $\Delta\theta_{se}(300-700)$ 也为负,其中 $\Delta\theta_{se}(500-850)$ 为一深厚的位势不稳定。15 日, $\Delta\theta_{se}(300-700)$ 为正, $\Delta\theta_{se}(500-700)$ 也开始变为正,而 $\Delta\theta_{se}(500-850)$ 仍为负,这时暴雨区处在位势不稳定度陡变的区域,随后稳定

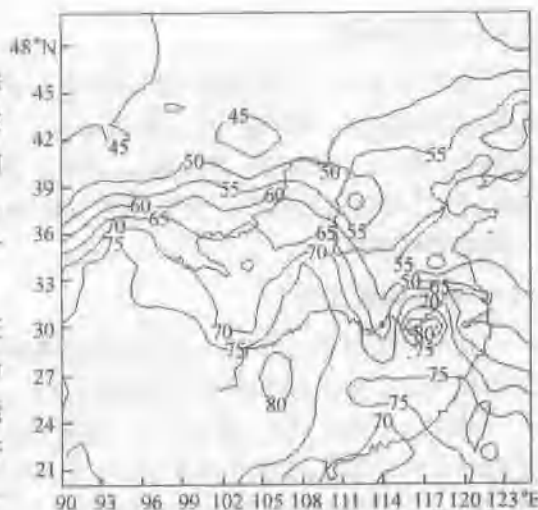


图 5 1980 年 6 月 15 日 850 hPa θ_{se} 分布图

区接近暴雨区,降水开始减小。

后一类:位势不稳定较偏弱, $\Delta\theta_{se}$ 不是一致的由负变正,而是在降水前后,有时为负,有时为正。

这种类型中,如1981年8月21日这一个例,20日,在陕南的南部地区, $\Delta\theta_{se(500-850)}$ 为负, $\Delta\theta_{se(500-700)}$ 为正,21日, $\Delta\theta_{se(500-850)}$ 的负值区基本维持, $\Delta\theta_{se(500-700)}$ 在陕南变为负值区, $\Delta\theta_{se(300-700)}$ 在降水前后均为正。

6 水汽分析

6.1 比湿场分析

在比湿场中,这两类情况比较相似,区别不是很大。前一类,降水前,850 hPa有一湿舌伸向暴雨区,量值较大,在12 g/kg,700 hPa暴雨区也处在湿舌中。降雨时,各层比湿都有所加大,850 hPa增加到14 g/kg。而后一类,除了850 hPa和前一类相同外,700、500 hPa比湿值也比较大,尤其是在500 hPa,比前一类比湿值大。相比之下,后一类比前一类湿层略深厚。

6.2 水汽通量分析

在水汽输送这一方面,两类突发性暴雨的情况比较类似。造成暴雨的水汽主要来源于中低层700 hPa和850 hPa,输送强度大,维持时间短。

降水时,700 hPa(图6)上,青藏高原东部有一个大的很强的水汽辐合中心,在湖北一带,通过这个中心有一条水汽通量轴线,孟加拉湾和南海的水汽汇合,一直延伸到黄河中游一带,其值较大,从水汽通量和风矢量来看,这是一支很强的水汽输送带。输送的水汽在陕西南部的暴雨区产生辐合,且辐合较强。

850 hPa上,最大的水汽中心区位于湖北、湖南和四川一带,中心在汉口附近,通过这个中心的水汽通量轴线从南海延伸到广西、湖北、河南一带,输送的水汽在陕西南部的暴雨区产生一较强的辐合。

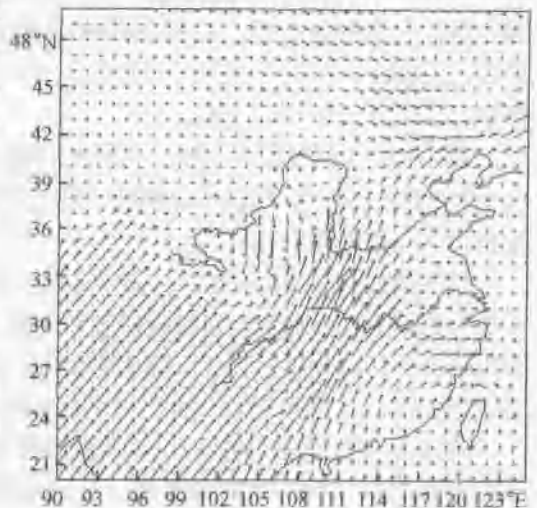


图6 1980年6月15日700 hPa
水汽通量图

7 结论

(1) 单峰陡型,气旋明显深厚,范围大,强度强,在降雨前,气旋明显增强;而单峰缓型,气旋不是很深厚,强度也明显不如前一类,在降雨前,涡度变化不大,甚至减弱。

(2) 单峰陡型,辐合、辐散区变化明显,降水时,低层辐合,高层辐散,特别明显。无辐散层在300 hPa以上,最大辐合区在700 hPa左右,辐合值较大。而单峰缓型,降水

前后, 辐合、辐散变化不很明显, 无辐散层在 500 hPa 左右, 最大辐合区在 850 hPa 左右, 辐合值相比不大。

(3) 单峰陡型, 低层能量值大, 高层能量值小, 降水时, 各层能量值都有所增大, 而单峰缓型, 从低层到高层, 为一致的高能区, 能量值均较大。单峰陡型, 位势不稳定性偏强, 而单峰缓型, 位势不稳定性偏弱。

(4) 单峰缓型要比单峰陡型湿层深厚, 而水汽输送方面, 两者很相似, 水汽输送主要集中在中低层, 而以 700 hPa 最多, 850 hPa 次之。

参考文献

- [1] 杜继稳, 张弘, 孙伟等. 关于突发性暴雨的初步研究, 灾害学, 2002, 17 增刊: 53~58
- [2] 杜继稳, 张弘, 孙伟等. 突发性暴雨的气候、降水 and 环境场特征分析, 天气预报技术文集. 北京: 气象出版社, 2002: 118~122

一次台风远距离突发性暴雨的特征分析

张 弘 孙 伟 陈卫东

(陕西省气象台, 陕西西安, 710015)

摘 要

分析青藏高原东北侧一次台风远距离突发性暴雨得出: 低空台风低压环流北侧偏东风气流形成的水汽和能量通道在内陆中高纬度地区产生强水汽辐合, 并导致不稳定能量的积蓄和释放直接造成了台风远距离暴雨的发生。深厚、稳定的西北低涡低层辐合、高层辐散的垂直结构及位势不稳定特征为暴雨区附近强烈上升运动的发展和维持提供了有利环境场。地面流场上的中尺度辐合系统、卫星云图上 β 中尺度对流系统 (MBCSs) 与暴雨出现的时间、落区等密切相关, 它有助于暴雨的中尺度分析和研究。

关键词: 台风 远距离 突发性暴雨 综合分析

1 引言

2002 年 7 月 4~5 日, 青藏高原东北侧的陕西北部连续两天出现突发性暴雨。延安北部的子长县 4 日降水量为 195.3 mm、5 日降水量为 116 mm。这种短历时、高强度的大暴雨引起河水泛滥, 造成当地百年不遇的特大洪涝, 直接经济损失达数亿元。如此强烈的大暴雨天气连续出现在西北干旱—半干旱地区实属罕见。加之暴雨的影响系统不明显、局地性强等因素, 故此类突发性暴雨预报有相当的难度。本文试图对形成此类天气的成因和机理加以分析和探讨。

2 大尺度环流背景

暴雨前期, 欧亚中高纬度为东高西低型, 500 hPa 副热带高压脊线位于 37°N 附近, 588 dagpm 线西脊点在 130°—140°E 区域。西风带乌山东部为低压槽区, 低槽前方在贝湖以北为一闭合高压。高原东北侧一带为一弱槽区, 西北低涡位于河套北侧陕西内蒙古交界处 (见图 1)。之后随着台风威马逊向西北推进、逐渐逼近我国东部沿海, 低空台风北侧的偏东风加强并一直吹到内陆中高纬度地区, 在台风北侧的偏东气流和西北低涡的共同作用下, 4 日 3:00 红外卫星云图上延安以西 β 中尺度对流云团发展东移造成了延安北部子长县的大暴雨。

第一场暴雨过后高空环流形势无明显变化, 台风威马逊仍在我国东部沿海活动并逐渐北抬。4 日夜間陕北上空中尺度对流云团又发展起来, 子长县附近再度出现暴雨。从 5 日 08:00 开始, 台风向东北方向移去, 西北低涡减弱消亡, 河套上空转为西北气流控制, 暴雨随之结束。

陕北地处青藏高原东北侧的西部地区, 台风对暴雨的影响常常表现为间接作用, 即台

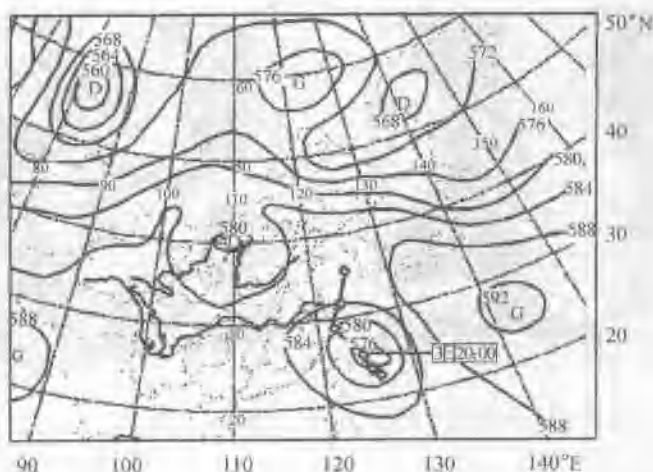


图1 2002年7月3日20时500 hPa高度(dagpa)
台风位置(间隔:12 h)

风西进促使副热带高压西伸北抬,其暴雨、大暴雨多发生在副热带高压西侧(西北侧)的偏南气流和来自西风带低值系统的干冷空气共同作用。(如:1977年7月5~6日延安大暴雨、1977年8月1~2日陕西、内蒙古特大暴雨)^[1-2]。而台风北侧偏东气流与西北低涡的共同作用在这一区域接连出现大暴雨天气尚属少见,其环流形势及影响系统也不同于以往的研究,值得深入研究。

3 西北低涡结构特征

分析造成这次陕北子长突发性暴雨的西北低涡,其在同期天气图上的表现并不明显,也无强冷空气配合,很容易在预报中忽略。暴雨期间,位于高原东北侧一带的西北低涡大部分时间内只表现为低压环流的形式,且温度场也只是为弱温度槽,并无明显的冷中心配合。但通过暴雨期间低涡附近的物理量场分析得出了利于发生大降水的动力场结构。

3.1 深厚、稳定的低涡结构

影响这次突发性暴雨的西北低涡在暴雨期间并不明显,但该低涡相当稳定。暴雨发生前40 h在高原东北侧一带低涡开始形成,直到暴雨结束10 h后减弱消失,其在该区域维持了约4 d左右。看来并不十分明显的西北低涡为什么能在中高纬度西风带中维持几天与该低涡的深厚结构和台风北侧偏东风急流的阻挡作用紧密相关。

分析低涡的垂直结构:300~500 hPa表现为低涡或低压环流,700~850 hPa为近似南北向的切变线。从通过暴雨中心的涡度纬向垂直剖面图上(见图2a)可以发现在西北低涡的位置上从850~100 hPa均为正涡度区,其中在150 hPa和500 hPa附近各存在着一个明显的正涡度中心。另外在西北低涡生存期间,台风威马逊逐渐向西北方向推进。逼近我国东部沿海地区,低层台风北侧的偏东风加强并一直吹到内陆中纬度地区。西北低涡如此深厚的垂直结构加上台风北侧逐步加强的偏东风气流的阻挡对低涡的维持和稳定起到了重要作用。

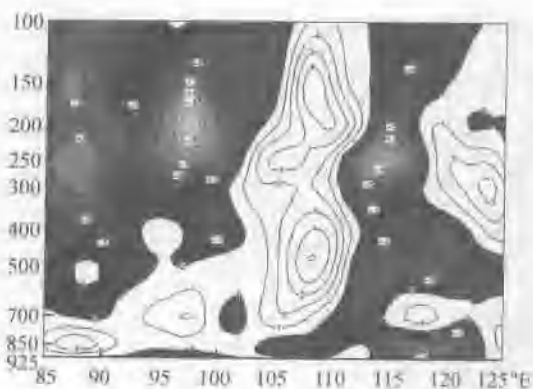


图 2a 2002 年 7 月 3 日 20 时涡度垂直剖面
(单位: $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

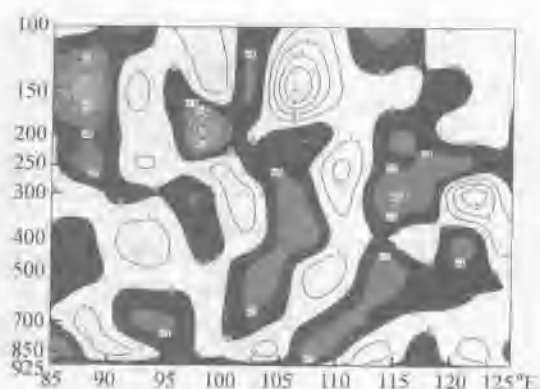


图 2b 2002 年 7 月 3 日 20 时散度垂直剖面
(单位: $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

3.2 高能高湿与位势不稳定

陕西在对暴雨和强对流天气的研究^[3-5]中,对高原东北侧次天气尺度 Ω 系统与低层三股气流的作用做了详细论述。分析造成这次暴雨的次天气尺度 Ω 系统:暴雨期间,850 hPa θ_e 图上在高原东侧可清楚看到一个 Ω 型的次天气尺度系统,陕北位于 Ω 系统的高能轴附近 (θ_e 在 $70 \sim 75^\circ\text{C}$ 之间)。由东南向西北伸的高能轴反映的是一股高能、不稳定的暖湿气流。从 θ_e 的演变得知:该高能轴是低层台风北侧的偏东气流向西北推进而形成的,它向暴雨区输送了大量的水汽和不稳定能量。 Ω 系统西侧的低能比轴代表的冷空气是西北低涡直接导致的,其携带的干冷空气向下游的冲击,触发了高能比轴附近中小尺度对流系统的活跃,使得高能比轴附近出现强降水。

暴雨期间高层西北低涡引导的干冷空气与低层台风北侧的偏东暖湿气流在高原东北侧地区形成了上下下湿的不稳定结构。位势稳定度分析,陕北处在一个较大面积的不稳定区内,且不稳定能量较大,500—700 hPa $\Delta\theta_e < -5^\circ\text{C}$, 500—850 hPa $\Delta\theta_e < -10^\circ\text{C}$ 。另外从 500—700 hPa $\Delta\theta_e$ 的分布可以发现最大位势不稳定区与西北低涡相对应(图略),其不稳定能量的积聚和释放酿成了陕北突发性暴雨。

3.3 强烈的上升运动

高原东北侧突发性暴雨的特征之一是上升运动强烈、对流发展高度高,与暴雨对应的深对流常常可以发展到 300 hPa 层以上。对流层内低层辐合、高层辐散是强对流形成和维持的重要机制。当西风带有低值系统活动时,低层的辐合条件是容易满足的。但为什么大部分情况下不会有大降水发生?其重要原因之一是高层缺乏强辐散机制,即高层辐散与低层辐合不相匹配,故难以形成大暴雨所需的深对流和强烈上升运动。

分析暴雨期间对流层高层 200 hPa 环流形势,暴雨期间在高原东北侧一带为一致的西北气流(急流),西北风速在 $20 \sim 30 \text{ m/s}$ 之间,与其对应的强辐散区在 200 hPa 层以上,最大值出现在 150 hPa 附近 ($D > 4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)。从通过暴雨中心散度纬向垂直剖面图上(图 2b)看到:高层辐散区下方 200—850 hPa 为一致的辐合区。西北低涡垂直方向上低层辐合、高层辐散和位势不稳定特征促进了暴雨区附近的强烈上升运动。暴雨发生时暴雨区附近的强烈上升运动一直发展到 300 hPa 层以上。高空西北风带对应的强辐散区是这次突发性暴雨强烈上升运动和深对流形成的重要条件。

4 西行台风与水汽输送

水汽是形成暴雨的必要条件。高原东北侧一带地处内陆,地形复杂,一般情况下,这一地区低层大气比较干燥。这也是该区域与我国东南部地区相比无论年雨量和暴雨日都明显要少的主要原因。因此,在高原东北侧一带暴雨分析中水汽条件就显得更加重要。

台风与中纬度西风带扰动(如:西风槽、低涡、冷锋等)导致台风远距离暴雨的有关研究^[1-2]指出:台风外围的低压环流往往在低空形成宽广的偏东风急流带,并成为暴雨区的主要水汽通道和能量通道。而此类暴雨多发生在我国东部地区(黄河中下游、长江流域等),台风与西北低涡作用在地处内陆的黄土高原东北侧出现暴雨比较少见。

这次陕北突发性暴雨的水汽主要来自低层 700 hPa 以下,低层台风北侧偏东暖湿气流提供了暴雨时所需的大量的水汽。水汽输送具有时间短、强度大的特征。850 hPa 比湿场分析,3 日 08 时,高原东北侧一带湿度较小,而随着台风北侧的偏东气流不断向西北推进,中纬度地区低层的水汽自西向东迅速增大,到 3 日 20:00,从长江中游—河套附近形成一条南北向的湿舌,暴雨区附近的比湿由 10 g/kg 增大到 14 g/kg。此时在水汽通量散度图上,6 月 8 日 20 h 850 hPa 从四川东部—河套地区有一支南北向的水汽辐合带,陕北正处在最大辐合中心附近(图略)。短时间的大量水汽输送为暴雨的生成和维持提供了充沛的水汽条件。上述分析可见,此类暴雨与该区域大部分暴雨不同,其水汽主要来自我国东部海区。

5 地面中尺度辐合系统与 M β CSs

气象场的中尺度变化是对大尺度变化的一种扰动,暴雨是中尺度系统直接作用的结果。本文利用相对密集的地面测站提供的实时观测信息和每小时一次的静止卫星云图资料,对这次突发性暴雨的中尺度系统进行了分析和探讨,得出一些有益的结果。

5.1 地面中尺度流场分析

暴雨前期的地面图上,从 110°E 以西到新疆天山山脉为范围广阔的低压控制,天山以北和河套以东分别为两个高压区。对应低层 700~850 hPa 切变线,在地面低压内从新疆东部到高原中部为一条东北—西南向的天气尺度辐合线,此时暴雨区上游并无明显的冷空气或冷锋。连续两天出现在以子长县为中心的突发性暴雨,其水平尺度只有几十公里。对于这样小范围的突发性暴雨仅依靠常规分析很难作出准确判断。而分析三小时一次的地面流场发现,暴雨出现前 6 h 左右,地面低压中部的天气尺度地面辐合线减弱东移,在河套西部高原东北侧一带与大暴雨对应的地面中尺度辐合系统开始生成,并逐渐加强略有东移。到 4 日 02:00 前后,地面流场上的中尺度气旋辐合中心位于暴雨中心西侧,其东北方向在河套东北侧为一中尺度反气旋中心(见图 3a),此时暴雨区上空的 β 中尺度对流云团逐渐形成和发展。随后该中尺度气旋基本稳定在暴雨区附近,强降水结束后才减弱消失。

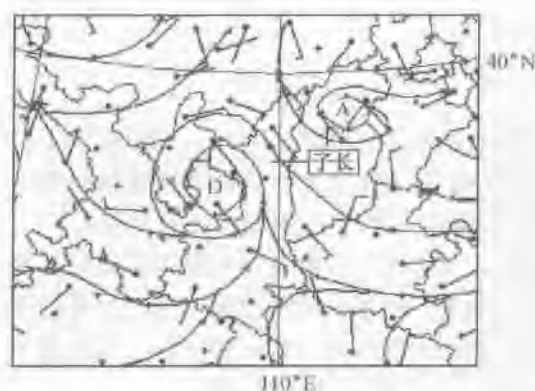


图 3a 2002 年 7 月 3 日 20 时地面流场

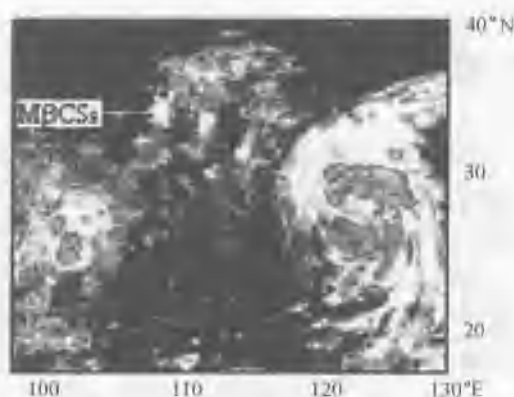


图 3b 2002 年 7 月 4 日 05 时 GMS-5 红外云图

5.2 β 中尺度对流系统 (MPCSs)

中尺度对流系统 (MCSs) 是造成严重气象灾害的主要天气系统之一, 近年来国内外在该项目的研究中给予了一定重视^[6-8]。但目前针对我国西部 MCSs 的研究还较少。本文利用每小时一次的卫星云图 (GMS-5) 资料, 对这次突发性暴雨的 MCSs 进行了初步分析。

在 7 月 4 日 01 时红外云图上, 台风位于台湾东北方向 200 km 处, 在台风云系的西北方向为大片的对流云团活动区, 其中在山西南部和河北北部各有一个 β 中尺度对流单体, 河套地区出现中小尺度的对流云团。到 4 日 03 时, 在子长县西侧 β 中尺度对流云生成并发展 (见图 3b)。云顶温度 -43°C , 云顶高度达 12 km, 云团水平尺度为 30~40 km。03~05 时有组织的 MPCSs 形成并发展, 此时, 子长上空开始出现强雷暴, 06:10 前后降雹约 2 min, 随后 MPCSs 发展进入旺盛阶段, 子长县局地强降水开始, 降水过程持续约 2h。08~09 时 MPCSs 减弱东移并迅速消散。

上述分析表明, 地面观测站点实时风场和云图资料使得突发性暴雨的中尺度系统分析和监测成为可能。造成这次突发性暴雨的地面中尺度辐合系统的水平尺度在 100 km 左右, 属于 β 中尺度系统。中尺度辐合在流场上的表现为强辐合中心 (涡旋) 或辐合带。大暴雨的地面中尺度系统出现在暴雨前数小时, 它的生命史在 10 h 左右。地面中尺度辐合系统与有组织的 MPCSs 与暴雨出现的时间、落区等密切相关。

6 结论

(1) 西北低涡底部的干冷空气与台风北侧暖湿偏东风气流在河套附近交汇, 激发该区域内中、小尺度对流系统的反复活跃而引起短时强降水是造成这次子长突发性暴雨的主要成因。

(2) 低空台风低压环流北侧形成的宽广偏东风气流是暴雨的主要水汽通道和能量通道。这条偏东风气流带在内陆中高纬度地区产生强水汽辐合, 并导致不稳定能量的积蓄和释放而造成台风远距离暴雨的发生。

(3) 中高纬度西风带中深厚、稳定的西北低涡具有的低层辐合、高层辐散的垂直结构

及位势不稳定特征为暴雨区附近强烈上升运动的发展和维持提供了有利的背景和动力条件。

(4) 地面流场上的中尺度辐合系统、卫星云图上 M β CSs 云团与暴雨出现的时间、落区等密切相关, 其有助于分析和研究暴雨的落区和强度。

参考文献

- [1] 陶诗言. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 1980: 121—177
- [2] 陈联寿, 孟智勇. 我国热带气旋研究十年进展 [J]. 大气科学, 2001, 25 (3): 420—432
- [3] 杜继稳, 张弘, 孙伟等. 关于突发性暴雨的初步研究 [J]. 灾害学, 2002, 17: 53—58
- [4] 马鹤年. 次天气尺度 Ω 系统和暴雨落区 (J). 暴雨文集, 1980: 171—176
- [5] 杜继稳. 陕西暴雨分析和研究 (M). 陕西省气象台, 1988: 44—67
- [6] 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 [J]. 大气科学, 2001, 25 (4): 465—478
- [7] Shi Li, Ni Yongqi, Weng Yonghui. A Modeling Case Study of the ‘0185’ Shanghai Heavy Rainfall [A]. *International Conference On Mesoscale Convective Systems And Heavy Rainfall/Snowfall In East Asia* [C], 2002: 333—337
- [8] 孔玉寿, 章东华. 现代天气预报技术 (M). 北京: 气象出版社, 2000: 158—203

陕北地区突发性暴雨和系统性暴雨的对比分析

赵榆飞¹ 杜继稳²

[1. 榆林市气象局, 陕西榆林 719000; 2. 陕西省气象局, 西安 710015]

摘 要

对比分析了陕北地区四次突发性暴雨和两次系统性暴雨过程, 结果表明: 两类暴雨的环流背景、水汽输送, 垂直运动分布, 急流配置, 能量锋区, 热力结构, 中尺度系统等特征都有区别。

关键词: 突发性暴雨 系统性暴雨 对比分析

1 引言

暴雨可分为两类: 一类是系统性暴雨, 另一类是突发性暴雨^[1]。突发性暴雨来势凶猛, 降水强度大, 常常造成严重的局地洪涝灾害, 由于前期征兆不明显, 预报难度大, 因此引起气象科技工作者的高度重视, 并从不同的角度进行了研究^[2-5]。陕北地区地处黄土高原, 其西北部是毛乌素沙地, 南部以丘陵沟壑区为主, 十年九旱, 是资源性缺水地区, 系统性暴雨利大于弊, 突发性暴雨是该地区的主要灾害性天气。通过普查 1970~1999 年陕北地区全部暴雨个例, 将突发性暴雨定义如下: ①中心降雨强度 ≥ 30 mm/6 h, 且 ≥ 50 mm/12h; ②暴雨发生前 12 h, 在 $95^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$, $32.5^{\circ}\sim 42.5^{\circ}\text{N}$ 范围内, 500 hPa 无明显低值系统, 将符合该条件的暴雨称之为突发性暴雨, 不符合的称之为系统性暴雨。应用常规气象资料, 对发生在陕北地区的四个突发性暴雨个例和两个系统性暴雨个例资料, 从天气形势、水汽条件、动力条件、热力条件等方面进行对比分析, 找出两类暴雨的异同点, 以期对突发性暴雨的发生机制和物理特征有所认识, 为今后研究和预报这类天气有所帮助。

2 两类暴雨过程的雨情及前期环流特征

2.1 突发性暴雨个例

1987 年 7 月 9 日白天, 延安周围出现 4 站暴雨, 中心雨量为 81 mm。暴雨发生前一天 500 hPa 副热带高压发展北抬, 河套受副热带高压控制, 气层干暖, 青藏高原到河西走廊南风发展旺盛, 湿度增大; 700 hPa 四川盆地到陕南高湿且南风发展。

2001 年 8 月 15 日夜间, 榆林单站出现 90 mm 暴雨。暴雨前一天, 500 hPa 西太平洋副热带高压中心位于日本, 青藏高压强盛, 中国大陆内呈现西高东低形势, 东北到华北为槽区, 河套上空受西北气流控制, 空气较干燥; 700 hPa 西太平洋副高位置偏东, 强度增加, 河套上空低层气流以南风为主, 风向变化频繁。

2002 年 7 月 4 日凌晨, 陕北子长县城区附近出现 195 mm 的大暴雨。3 日 20 时, 500

hPa 西太平洋副热带高压中心位置在东经 $130^{\circ} \sim 140^{\circ}\text{E}$ 。受台风威马逊的阻挡,其中心位置变化不明显,强度有所增强;700–850 hPa,西太平洋副热带高压沿着朝鲜半岛向西北方向发展,逐步控制华北地区、东北西部以及蒙古国东部,导致河套上空低层建立起偏东风。

2002 年 7 月 12 日夜间,榆林单站出现 77 mm 暴雨;7 月 12 日 20 时 500 hPa 西太平洋副热带高压脊线在北纬 36°N ,588 位势什米线在榆林以北,且继续稳定北抬,河套上空较干燥;青藏高原东部南风发展,湿度增加。

对于突发性暴雨过程:河套地区受高压脊控制,天气晴朗少云;雨区上空中高层空气干燥,低层有南(东)风气流建立,上游较远地区整层空气湿度较大。

2.2 系统性暴雨个例

2001 年 7 月 27 日,陕北出现 5 站暴雨,中心雨量 85.5 mm。暴雨前期,河套受副热带高压边沿西南气流控制,随着西太平洋副热带高压系统性东退和我国东北低涡的加深南压,激发河套出现大降水;700 hPa 从四川盆地到河套有南风急流,向北输送暖湿空气。

2001 年 8 月 18 日,河套地区出现区域性暴雨,其中有 4 站为大暴雨,最大日雨量为 128 mm。500 hPa 西太平洋副热带高压中心在日本,受台风推动副高稳定西进北抬,河套受副高边沿西南气流控制,我国东北有低涡加深,诱导北路冷空气下滑,激发河套地区出现大降水;700 hPa 从四川盆地到河套有南风急流,向北输送暖湿空气。

对于系统性暴雨,河套处在副高边沿西南气流控制之中,暴雨是在副热带高压系统性西进北抬或东退南压的过程中出现的,副高边沿西南气流打开水汽通道,整层能量输送明显;我国东北有低涡加深,诱导北路冷空气下滑,与副高边沿西南暖湿气流在河套地区交汇,河套地区出现大降水。

3 两类暴雨的水汽特征

四次突发性暴雨的水汽在暴雨出现以前的 1–3 d 由低层开始输送。850–700 hPa 建立偏南(东)风,水汽输送时间持续较长;在暴雨出现过程中水汽通量值变化不大,而水汽通量散度值突然加大。如 2001 年 8 月 15 日突发性暴雨,850 hPa 雨区上空发展为一个 $-55 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 的辐合中心,形成水汽的强烈聚集区。

对于系统性暴雨,沿副热带高压边缘从孟加拉湾到河套地区,在降水出现的前一时次 400 hPa 以下各层都有明显的水汽输送;在暴雨开始以后,水汽输送中心从低层向高层移动,雨区上空水汽辐合迅速加强。如 2001 年 8 月 18 日的系统性暴雨,在暴雨当天 08:00,400 hPa 以下各层均有水汽输送,随着暴雨的开始,水汽通量值由 700 hPa 的 $12 \times 10^{-4} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 加大到 500 hPa 的 $14 \times 10^{-4} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,而 700 hPa 的水汽通量散度值从 $-40 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 加大到 $-70 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,表明在暴雨出现过程中水汽补充和水汽辐合强劲。

图 1 是两类暴雨的水汽输送对比图,可以看出:突发性暴雨的水汽输送时间相对长且开始时间早,系统性暴雨水汽输送时间短且开始输送时间较迟,主要靠暴雨过程当中的补充;突发性暴雨的水汽输送相对浅薄,暴雨出现前近地层大气中水汽含量较高,系统性暴雨水汽输送相对深厚,中高层水汽输送相对强;突发性暴雨的水汽输送相对较强,系统性

暴雨水汽输送相对弱；两类暴雨的水汽辐合都在暴雨出现时迅速加强，暴雨落区均在近地层水汽相对大值中心的附近。

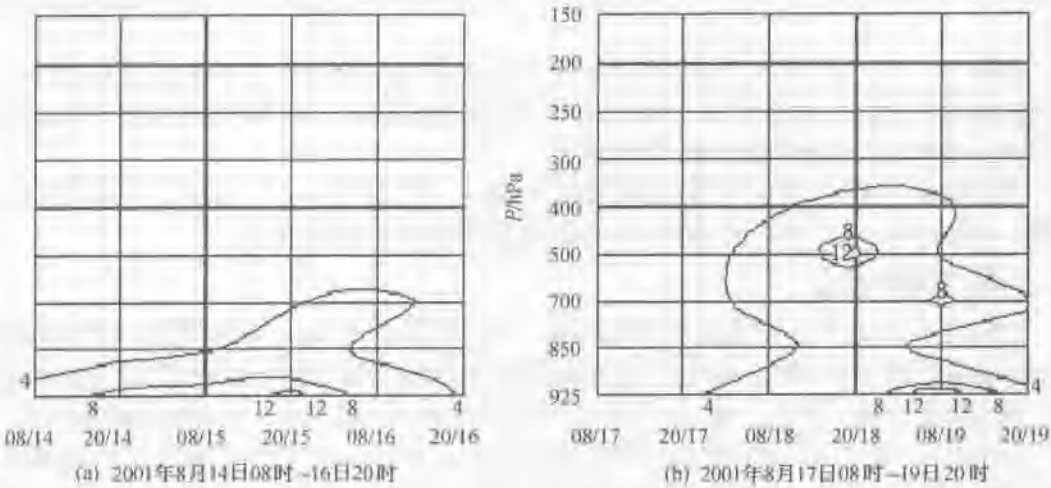


图1 38.5°N, 110°E 水汽通量时间剖面图
(单位: $10^{-8} \text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

4 两类暴雨的动力场特征

四个突发性暴雨都具有深厚的垂直运动。例如在 2001 年 8 月 15 日突发性暴雨过程中，暴雨出现的前一时次雨区西部明显显现深厚的上升运动；同时在雨区东部形成深厚的下沉运动，降水出现在垂直运动梯度的大值带上。如图 2 (a)。

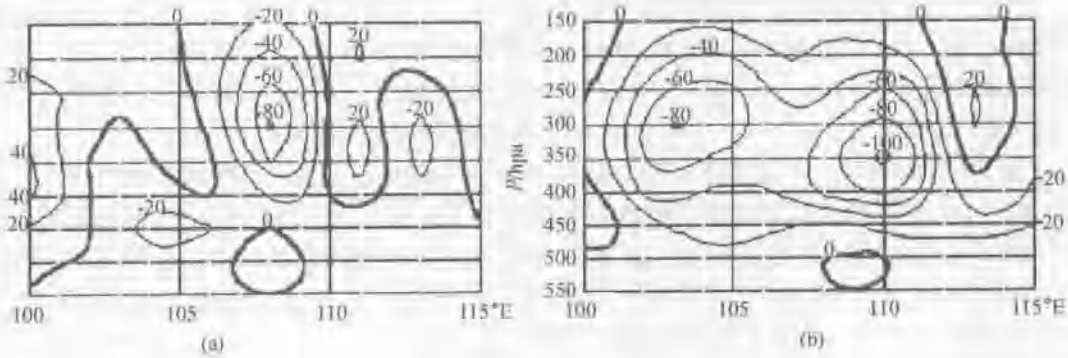


图2 38.5°N 垂直速度场剖面图
(单位: $10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)

系统性暴雨也具有深厚的垂直运动，例如图 2 (b) 在雨区上空形成大范围的上升区，该上升区在 17 日 08 时就存在，且逐步加强，暴雨出现在上升运动中心的下面。

比较两类暴雨都具有深厚的垂直运动，突发性暴雨上升运动场的水平尺度明显小于系

统性暴雨；突发性暴雨上升运动的中心层所在高度高于系统性暴雨上升运动的中心层高度；突发性暴雨的雨区出现在垂直运动梯度的大值带上，系统性暴雨的雨区出现在强上升气流的中心区域所在位置。

5 两类暴雨的急流配置特征

系统性暴雨过程有强劲的（西）南风急流与其配合，高层急流先期到达雨区以北地区，急流风向由西风转为西南风；低层南风急流前锋到达雨区上空与降水的开始同步，高层急流轴的位置随着高度的增加向偏北方向位移，暴雨出现在低空急流的左前方和高空急流的右后方。例如 2001 年 8 月 18 日的系统性暴雨（图略），在暴雨出现前（17 日 08 时）的高层就形成西风急流，在 17 日 20 时，急流中心已到达河套地区，暴雨开始时急流风向逐步转为西南风，在暴雨过后急流带稳定向东南移动。中低层南风急流带来了大量的水汽，随着急流区向东南移动，暴雨逐渐停止，两次系统性暴雨急流配置相似。

突发性暴雨低层没有急流配合，只在临近暴雨出现时，个别测站东南风速较大；500 hPa 以上各层在暴雨出现前一时次有西北风急流配合，急流轴线呈现叠置状态，在急流风速中心的右后侧形成强烈的上升运动。例如 2002 年 7 月 12 日的突发性暴雨过程，在 7 月 12 日 20 时（暴雨前），500 hPa 有一股西西北风急流到达河套西部，13 日 08 时（暴雨后），急流风速中心移过河套，其右后方形形成强烈的上升运动，如图 3 所示。

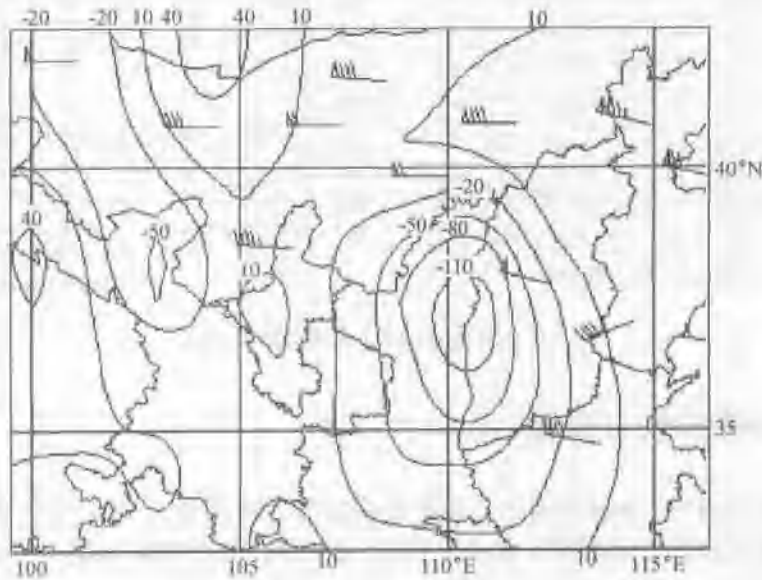


图 3 2002 年 7 月 13 日 08 时 400 hPa 急流和 500 hPa 垂直速度配置图
(单位: $10^{-5} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)

对比两类暴雨的急流配置发现：突发性暴雨的低空南风急流较弱，在暴雨出现以前显现，在暴雨过程中不明显；系统性暴雨的低空南风急流显著，在暴雨出现前从上游移来，形成了水汽输送通道。突发性暴雨高层急流是西北风急流，强上升运动出现在急流风速中

心右后方；系统性暴雨的高层急流表现为西风急流转西南风急流，暴雨出现在高空急流的右后方和低空急流的左前方。突发性暴雨的高层急流轴随高度的增加较少移动，急流附近风速的水平切变显著；系统性暴雨的急流轴随高度的增加向偏北方向移动，呈倾斜状，急流附近风速的水平切变相对较弱。

6 两类暴雨的低层能量锋生特征

突发性暴雨过程是低层能量锋生的过程，如2002年7月12日榆林出现的突发性暴雨，12 h之内在雨区西北部快速形成能量锋区，触发突发性暴雨；几次突发性暴雨的降水都出现在高能区，见图4(a)。

系统性暴雨也有能量锋区存在，主要体现为能量场的移动，在暴雨开始前一天，有高能区从青藏高原东部向河套地区移动；在暴雨过程中，受北路系统的影响，表现出较明显的 Ω 形势，陕北地区处在高能轴线附近，在850~400 hPa能量锋区都很明显；随后，高能轴南压，河套地区被低能气团代替，降水出现在锋区上，见图4(b)。

对比两类暴雨的低空能量锋生过程，突发性暴雨的锋区比较浅薄，锋区开展高度在500 hPa以下，锋区相对强，位势不稳定度较大；系统性暴雨的能量锋区比较深厚，锋区开展高度可达400 hPa，锋区相对弱，位势不稳定度相对较小。

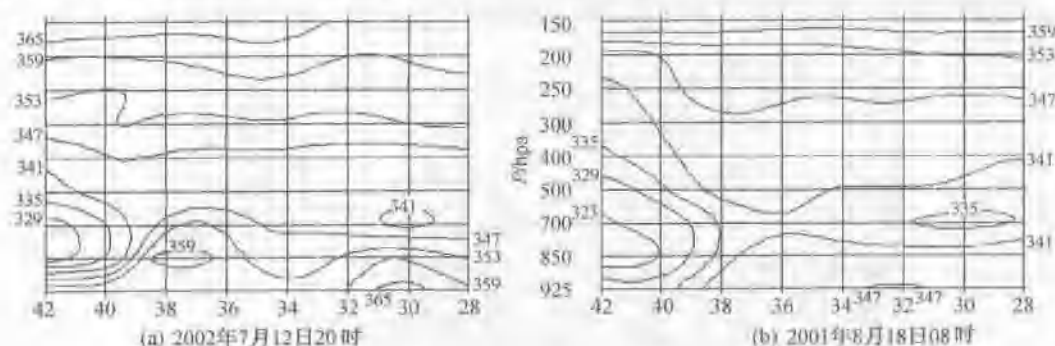


图4 假相当位温 110°E 垂直剖面图，单位：K

7 两类暴雨的热力特征

突发性暴雨因降水前期为晴天，辐射影响显著，雨区附近08时不稳定能量较小，气层呈现绝对稳定型气层或假潜不稳定型气层，20时不稳定能量急增，气层突变为可能的绝对不稳定型气层，且上游演变不明显；不稳定能量聚集比较深厚，通常从700 hPa一直到200 hPa都有不稳定能量聚集，有代表性的个例见图5(a)。

系统性暴雨过程的层结演变通常随天气系统的移动有明显的移动迹象，同时存在较大面积的不稳定层结，不稳定能量聚集相对较少，主要分布在中低层，有代表性的个例见图5(b)。

对比两类暴雨的热力配置，突发性暴雨不稳定能量聚集明显偏多，系统性暴雨的不稳

定能量聚集相对较少；突发性暴雨的不稳定能量主要聚集在中高层，系统性暴雨的不稳定能量主要聚集在中低层。

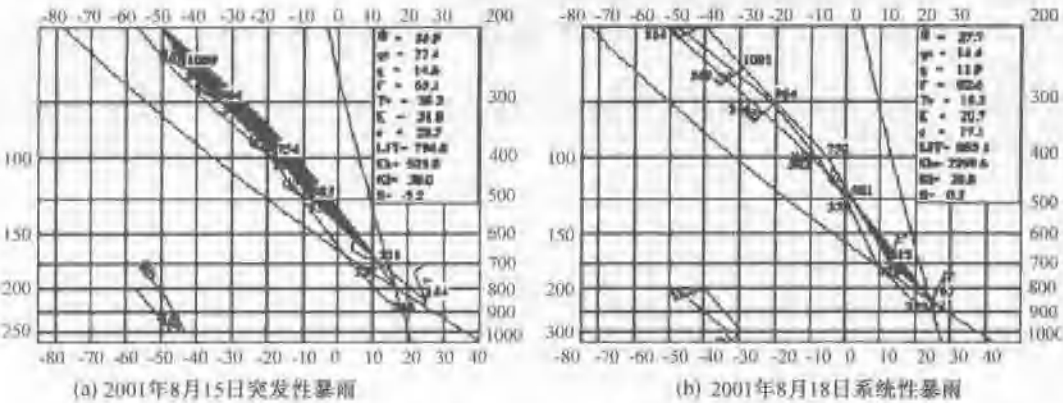


图 5 暴雨前一时次热力配置图

8 两类暴雨的中尺度特征

对每次暴雨个例的 500 hPa 以下各层高空资料同时应用 Barnes 站点滤波方法提取中尺度系统，分析发现：对于突发性暴雨，雨区上游 1~2 个经度处中低层普遍有中尺度辐合线或中尺度涡旋，逐层配置呈现叠置或交叉状态，说明中尺度系统比较深厚。对于系统性暴雨，逐层也可提取出中尺度系统，有时只在某一层明显；有时各层都存在，但水平距离较远，不能形成叠置，说明中尺度系统比较浅薄（图略）。

9 小结

- (1) 突发性暴雨出现在副热带高压南北摆动，东西移动不太明显的形势下；系统性暴雨出现在副热带高压系统性西进北抬或东退南压的形势下。
- (2) 突发性暴雨的水汽输送气层相对浅薄；系统性暴雨的水汽输送气层相对深厚；两类暴雨的水汽辐合都在暴雨出现时迅速加强。
- (3) 两类暴雨都具有深厚的上升运动，但水平尺度和最大值高度不同，突发性暴雨水平尺度较小且中心值高度高，系统性暴雨水平尺度较大且中心值高度低。
- (4) 突发性暴雨的能量锋区比较浅薄，锋区相对强；系统性暴雨的能量锋区比较深厚，锋区相对弱。
- (5) 突发性暴雨不稳定能量聚集明显偏多，主要聚集在中高层；系统性暴雨的不稳定能量聚集相对较少，主要聚集在中低层。
- (6) 突发性暴雨的中尺度系统比较深厚；系统性暴雨的中尺度系统较为浅薄。

参考文献

[1] 杜继稳, 张弘, 孙伟等. 关于突发性暴雨的初步分析. 灾害学, 2002, 17 (增刊): 53-58
[2] 刘延英, 许晨海, 仪清菊. 我国北方突发性暴雨的研究. 暴雨科学、业务试验和天气动力学理论的研究

究. 北京: 气象出版社, 1996

[3] 徐瑞珍, 董立清, 任金声等. 黄河中游地区暴雨过程大尺度环流的天气动力特征, 暴雨科学、业务试验和天气动力学理论的研究. 北京: 气象出版社, 1996

[4] 孙田文, 杜继稳, 张弘等. 突发性暴雨中尺度分离效果的对比分析, 气象科技, VOL. 32 (2): 65-70

[5] 侯建忠, 孙伟, 杜继稳. 青藏高原东北侧突发性暴雨的环流及动力特征分析. 西北大学学报, 32 (S.1): 187-190



参考文献

徐瑞珍, 董立清, 任金声等. 黄河中游地区暴雨过程大尺度环流的天气动力特征, 暴雨科学、业务试验和天气动力学理论的研究. 北京: 气象出版社, 1996

孙田文, 杜继稳, 张弘等. 突发性暴雨中尺度分离效果的对比分析, 气象科技, VOL. 32 (2): 65-70

侯建忠, 孙伟, 杜继稳. 青藏高原东北侧突发性暴雨的环流及动力特征分析. 西北大学学报, 32 (S.1): 187-190

2001 年 12 月

摘要: 本文利用 NCEP-NCAR 再分析资料, 对 1998 年 7 月 1-2 日发生在黄河中游地区的一次强降水过程进行了天气动力学分析。结果表明, 该过程的发生与中尺度对流系统 (MCS) 的东移和合并密切相关。在低层, 暖湿气流与冷空气的交汇导致了强对流的发展。高层则存在明显的辐合上升运动, 有利于云雨的形成。此外, 地形抬升作用在降水过程中也起到了重要作用。通过分析环流场和动力场, 揭示了该强降水过程的物理机制。

关键词: 强降水; 天气动力学; 中尺度对流系统; 地形抬升

1 引言

黄河中游地区是我国重要的农业产区, 也是暴雨多发区。近年来, 该地区的强降水事件频发, 给当地人民的生命财产安全带来了严重威胁。因此, 研究该地区的暴雨成因和天气动力学特征具有重要的现实意义。

台风活动与青藏高原东北侧极端暴雨的相关及动力特征分析

侯建忠¹ 王川¹ 鲁渊平¹ 宁志谦¹ 杜继稳²

(1. 陕西省气象台 西安 710015; 2. 陕西省气象局 西安 710015)

摘 要

通过对 1970—2003 年 35 年间出现在青藏高原东北侧的陕西地区极端暴雨与近海台风活动的相关分析,其相关率接近 87%。而影响台风的活动和存在使得出现在青藏高原东北侧的陕西极值暴雨处在一个十分有利的环境中,同时也为极值暴雨的发生、加强提供了必需的能量和水汽条件。影响台风的作用是造成陕西极值暴雨不可否认和忽视的一个非常重要的条件,这一点对预报极端性暴雨有一定的提示作用。

关键词: 台风 青藏高原东北侧 极端暴雨 相关分析

1 引言

台风是最强的暴雨天气系统,国内不少极端暴雨记录都与台风活动有关。而且我国几次 24 h 降雨量超过 1000 mm 的极端暴雨都是由台风引起的,在我国内陆和北方,虽然台风暴雨较少,但一旦出现,往往成为当地的极端暴雨。如著名的“75.8”河南特大暴雨以及“62.8”辽宁特大暴雨等^{[1] [2] [3]}。调查发现,位于青藏高原东北侧的陕西地区也不例外,多数极端暴雨和造成严重洪涝灾害的暴雨基本都有台风参与和影响,如“77.7”延河大暴雨,“02.6.8”佛坪特大暴雨。可见台风活动不仅直接影响东南沿海省份大降水的强度及分布,也能直接或间接影响造成我国北方和内陆省份的极端暴雨天气,新近的研究表明降水和台风活动统计最密切的区域不在我国东南沿海省份,而是青藏高原的东侧附近区域^[4]。夏季发生在陕西的区域性暴雨与台风的路径和频次相关性较好^[5]。因此分析研究台风活动与陕西极端暴雨关系和环流特征是十分有意义的。

2 影响台风与陕西极值暴雨的定义

考虑到陕西地处内陆,位于青藏高原东北侧。我们将在南海区域生成或从西北太平洋生成并能西移至 128°E 附近及以西的台风定义为影响陕西极值暴雨的台风,简称为影响台风。对其进行分析和研究,为了方便把出现在西太平洋西部的台风、强热带风暴、热带低压统称为影响台风。当台风西移穿越过 120°E,且继续西行时则称该台风移动的路径为西行台风,而北上台风定义为:在 125°E 和 23°N 附近登陆或转向北上的台风;在南海生成发展的台风,台风路径西行的计为西行,台风路经北上的计为北上。

以 1970—2003 年 35 年间, 陕西 97 个的气象站降水记录 (20 h~20 h) 发生的暴雨过程进行统计分析, 当陕西境内三个区域内 (陕南、关中和陕北) 任意区域有 10 个以上的测站 (县市) 出现了大于等于 50 mm 的降水, 且本区内有 2 站日降水大于等于 100 mm, 其中有至少 1 个测站超过了 35 年的日降水纪录时; 称为陕西发生了一次极值暴雨降水过程。对比分析发现, 该定义基本涵盖了陕西 35 年内所发生的严重的洪灾事件, 如 “77.7” 延河, “83.7” 安康和 “02.6” 佛坪及 “03.8” 渭河流域洪灾等均在 其内, 说明该定义具有一定的合理性。对于某一区域内暴雨站数小于 10 站, 也有测站创了 35 年的日降水纪录时, 或单独的测站出现的极值暴雨降水过程。本文将不作讨论和分析。

3 陕西极值暴雨的年月分布特征

3.1 年分布特征

利用上述定义的标准进行分析, 在过去的 35 年中, 陕西发生极值暴雨降水事件共有 22 次, 年均仅有 0.6 次, 其中有台风影响和参与的多达 19 次, 相关率接近 87%, 可见陕西极端暴雨事件与台风关系极为密切。极值暴雨最多的年份为 1978、1981 和 2003 年, 各 2 次, 最少的是 1970~1973、1976、1984、1985、1993、1994 等年份均未出现。最早出现的是 1978 年 5 月 29 日, 最晚的是 1986 年 9 月 8 日; 就年代而言, 20 世纪 70 年代末到 80 年代中期为高峰年份 (代), 90 年代末到本世纪初有明显增加之势。如 2001、2002、2003 年均有出现。这一点与陕西区域性暴雨和大暴雨的年代分布特征具有一致性。

3.2 月、旬分布特征

在发生的陕西区域性暴雨伴有极值降水过程, 月的分布有如下特点, 5~9 月均可出现, 其中 5、6 月各一次, 9 月 1 次, 其余的极值暴雨过程则均主要集中在 7、8 两个月, 达 19 次之多, 占到了 87%。7、8 两个月基本上平分秋色, 分别是 10 次和 9 次。在旬分布上 7 月下旬最多, 共 5 次, 7 月上旬和 8 月下旬各 4 次, 这从另外一方面提示我们在 7 月下旬、上和 8 月下旬期间应该高度关注近海台风的活动对陕西出现极值暴雨的影响。

若将陕西出现极值暴雨的时间与我国沿海附近是否有台风存在进行比较, 7、8 两个月这个峰值正好与西太平洋台风活动最盛期同步, 再次说明台风与陕西极值暴雨关系甚密。进一步分析降水区域, 发现陕南、关中和陕北三片极端降水事件与台风参与和影响相关关系均较好, 陕北出现的极端降水事件与台风相关率最高, 3 次都有台风参与和影响。影响台风的位置一般在 125°E 附近或以西的位置活动。

3.3 影响台风活动的路径及区域

对比分析表明, 当陕西出现极值暴雨时, 影响台风多在 125°E 以西, 15°N 以北区域内活动或在 该区域登陆, 即影响台风活动在我国东南沿海范围内活动情况居多 (见表 1)。

进一步结合天气形势演变资料和影响台风移动路径分析归类, 可将 19 次有台风参与和影响极值暴雨过程分为两大类, 一类是: 16 次影响台风是从西北太平洋偏西区域生成移入或在南海区域生成后北上进入该区, 即影响台风大约在 120°E 以西和 20°N 以北的范围活动或在海南岛附近登陆的, 此类影响台风的活动位置整体偏西, 移动路径以西行特征为主。值得一提的是这 16 次有台风参与和影响的极值暴雨过程中, 有 7 次在 128°E 及

20°N附近还另有一个台风存在(可称双台风型),如810815、010727等,这一特点也应引起重视。另外一类受台风影响的极值暴雨过程仅有3次,这类影响台风活动基本位于在我国台湾岛附近或以北区域,这类影响台风路径以西行北上特征较明显;台风活动范围较前一类纬度相对较高,台风活动一般在25°N附近,最北可达30°N以北。巧合的是这3次过程强降水落区均集中在我国南北气候分界线秦岭山脉北侧的关中地区。进一步分析发现,对于台风在海南岛附近登陆2天后,陕西境内也能出现大范围区域性暴雨且有极值暴雨相伴的过程。这种出现大降水滞后现象,多发生在8月份,连阴雨形势中较为常见,如030822~030908等。

上述有关影响台风活动的特征分析结果,为我们揭示和提供了青藏高原东北侧的陕西极值暴雨与影响台风活动的相关气候特征以及影响台风活动路径的特点。统计结果显示,影响台风的活动和存在使得出现在青藏高原东北侧的陕西极值暴雨处在一个十分有利的环境中,同时也为极值暴雨的发生、加强提供了必需的能量和水汽条件。这一点在下面的云图和动力分析中也可得到印证。因此可以说影响台风的作用是造成陕西极值暴雨不可否认和忽视的一个非常重要的条件。

表1 台风与陕西极值暴雨的相关统计简表

年月日	影响和参与 台风编号	台风位置 °N °E	暴雨落区和 极大值 站名	暴雨的 站数	极端暴 雨站数	最大降水值 (mm)	台风活 动概况
770705	7705	24, 110	陕北, 安塞	12	3	102	西行登陆
780704	7804	17, 102	关陕, 西乡	20	3	152	双台风
810815	8117	16, 116	陕北, 延安	13	2	140	西行, 双
810821	8118	21, 105	关中, 太白	20	1	109	西行, 双
820731	8210	31, 113	关中, 华阴	17	2	158	北上, 双
910728	9109	28, 126	关中, 户县	13	3	130	北上
980707	9801	20, 118	关陕, 洋县	28	5	145	北上
010727	0108	22, 108	陕北, 黄陵	15	2	177	北上, 双
020609	0204	20, 123	关陕, 佛坪	37	3	210	北上
030829	0313	22, 105	关陕, 宁陕	44	3	195	登后2日

注:关陕即关中和陕南

4 极值暴雨时影响台风的移动路径及环流特征

对青藏高原东北侧的陕西所发生极值降水时环流特征分析,无论是6月还是9月发生的极值暴雨,在对流层较高的500 hPa环流图上,在多数极值暴雨发生的前一时次,500 hPa环流形势图上,中纬度地区环流形势以东高西低型特征居多,有时上游地区仅有一短波槽存在;而陕西以东的广大区域为副热带高压所控制,副高脊线一般在29°N附近,副高中心则在长江流域的汉口—上海之间移动;仅有920812这一次极值降水过程,副热带高压极强;副热带高压合并加强西伸控制了甘肃大部地区(即与青藏高原打通)。足见发

生在陕西的极端性暴雨与副热带高压的关系是相当密切的,而极端性暴雨落区一般多出现在副热带高压的西北侧或西侧;副热带高压的位置和强度此时则多受从西北太平洋偏西区域生成西移或在南海区域生成后北上的台风影响明显,使副热带高压向有利于青藏高原东北侧的陕西出现极值降水时环流形势调整。即影响台风的出现可能是副热带高压西伸、北抬、东撤和南压或稳定、加强和减弱。

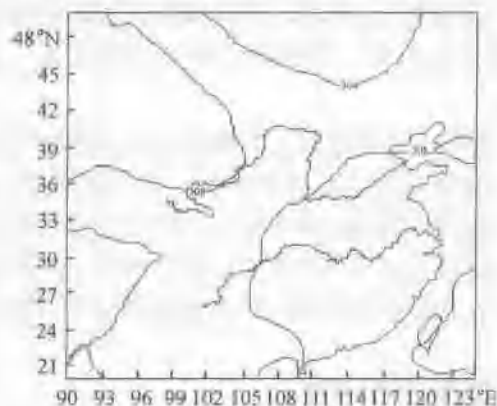


图1 1991年7月27日20时700 hPa环流图

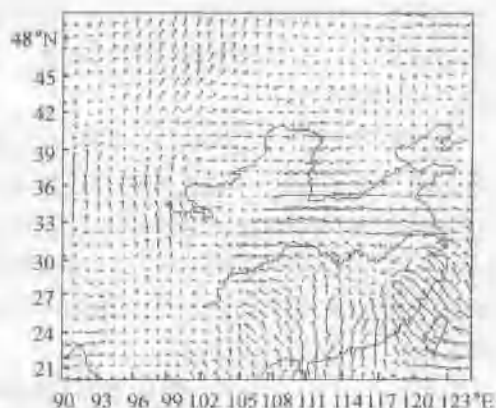


图2 2002年6月08日20时850 hPa的水汽通量图

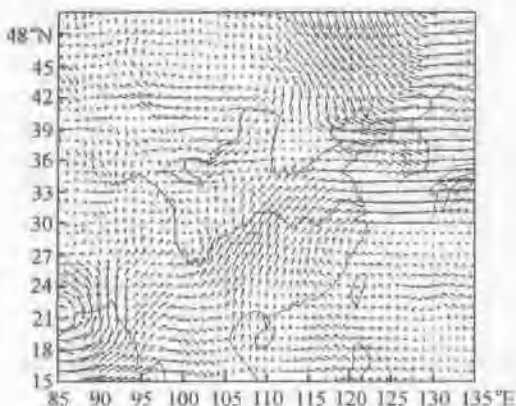


图3 2003年8月28日20时700 hPa风矢量图



图4 1991年7月28日07时GMS-4卫星云图

对比分析表明,虽然上述两类影响台风路径和活动区域不同,500 hPa环流特征不完全一致,但陕西出现极值暴雨时对流层高层的300 hPa环流和对流层中低层的700 hPa流场的环境特征且具有一定规律性。几乎所有的极值暴雨过程中,在前一日的300 hPa图上与极值暴雨落区相对应的均为高压环流区(即反气旋环流),这就充分说明高层的高压环流是陕西极值暴雨发生的必要条件。与此同时,位于高压环流区北侧有一急流带存在,当日08时的300 hPa风矢量图上,在纬度33°~38°N,均存在一个自南向北递增,并且沿纬向的 $12\sim 20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 强风速带。在强等风速带以南的广大地区多数为小风速区域。特别值得注意的是当上述强等风速带位置偏南,则极值暴雨降水落区偏南。反之,强等风速带位置偏北,暴雨落区相应北移。并且强等风速带所摆动的范围正好与陕西南北跨度及暴雨落区

相吻合。这说明较高层 300 hPa 的强等风速带,在陕西极值暴雨过程发生前期起着重要的引导性作用,这与我们在日常的天气预报业务中发现的 300 hPa 急流超前暴雨出现的结论是一致的。而这支偏西风急流的存在和维持,可以使突发性暴雨区高层存在和维持强烈辐散。有研究表明 300 hPa 急流和高空散度及涡度中心对应很好。可见,在陕西的极值暴雨过程产生时该支强等风速带是为突发性暴雨提供高层抽吸作用,增加了暴雨的对流强度,更能促使垂直环流的发展,使暴雨益于加强与维持。这与一些远距离台风暴雨降水出现在高空急流入口区右侧强辐散的下方处的研究成果相一致^{[6][7]}。

对流层中低层的 700 hPa 流场上存在着一个东高西低的共同特征,即在河套地区南端的西安、汉中一带以南广大地区几乎均为低值区域(低压区)或有切变存在;位于黄河中下游及陕西东部的河南、山西和湖北大部为高值区域(高压区)(见图 1)。多数情况是随着台风西行移入海南附近或登陆,台风倒槽不断加深,受其影响,上述低压区和切变向有利于降水的形势演变。在我国南海的 110°E 附近的偏南急流明显加强,急流不断向北扩伸。对于在 128°E 及 20°N 附近另有一个台风存在,或台风位于我国台湾岛附近,这类降水偏南急流则沿福州、上海一线向降水区伸展。将极值暴雨的前一日 08 时和当日 08 时次的风场进行比较发现,对于极值暴雨,特征较统一,那就是西安、汉中、安康均为一致的偏南气流或偏西南气流(影响台风在海南附近),有时甚至是偏东南气流存在(影响台风在台湾岛附近)。在大范围的极值暴雨的当日 08 时 700 hPa 风场中的风速较前一时次明显加强,不少情况下在风向相同时,风速甚至可以增加一倍之多。

5 影响台风与极值暴雨的水汽诊断分析

通过对水汽输送分析发现,影响台风在海南附近而陕西极值暴雨时,水汽、能量主要以 700 hPa 输送最为显著,影响台风在台湾岛附近而陕西极值暴雨时,水汽、能量则以 850 hPa 甚至在更低层的 925 hPa 输送最为显著(见图 2)。而其输送的路径分别是沿南海的 110°E 附近的低层偏南急流和沿福州、上海乃至郑州一线的偏东南来实现的。以“02.6.8”极值暴雨为例,6 月 08 日 20 时,850 hPa 图上福州、上海两测站分别由原来的 6 m/s 东北风和静风猛增为 8 m/s 和 12 m/s 的东南风,连地处内陆的郑州站也由原来 8 m/s 的东南风迅速增为 18 m/s。正是这支较强东南暖湿气流为陕西 6.8 大暴雨提供了充沛的水汽来源和强烈的低层动力辐合条件。这从 08 日 08~20 时客观诊断分析的水汽通量图中就能直接清楚地看出来。

另外,在中低层的 700 hPa 风矢量分布图上,多数陕西的极值暴雨过程,在我国南海的 111°E 附近,即湛江以西存在一支强的偏南气流,并一直伸到陕西境内(范围为 32°~38°N)。另外较少一类是从我国南海的广州到湛江之间有一支东南气流与孟加拉湾穿跃过横断山脉的偏西气流在金佛山附近相合并,汇合后同样直伸陕西境内(见图 3)。将这支偏南急流与降水实况对比发现:该支偏南急流北伸的位置与陕西极值暴雨落区相关特别好,即急流北伸的位置偏北,极值暴雨落区偏北;否则相反。由此可见,位于 700 hPa 的偏南急流是极值暴雨低层辐合条件。

该支偏南急流北伸位置与陕西极值暴雨落区相关特别好,即急流北伸的位置偏北,极值暴雨落区偏北;否则相反。由此可见,位于 700 hPa 的偏南急流是极值暴雨低层辐合条

件。并导致不稳定性增强和不稳定能量积蓄和释放,是极值暴雨的触发机制。

6 极值暴雨时卫星云图特征

卫星云图是可以直接反映出极值暴雨过程中的中尺度一些发展、演变特征,也能从宏观上直观而清楚分析出其影响台风及台风云系与造成极值暴雨云系和副热带高压相互作用的有利配置以及相互发展、演变的特点,对确定极值暴雨出现的时间位置强度有很大帮助。众所周知,在北半球副高周围空气是顺时针方向流动的,副热带高压西北侧是将西南气流向北输送的主要通道,当台风南海生成或从西太平洋西移穿越过 125°E ,且在 $13^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 的范围内。并继续西行或北上时,则认为该台风活动对陕西的强降水有影响,即有效台风。

卫星云图分析显示,当影响台风在台湾岛附近海域时,陕西的极值暴雨降水区,多数出现在冷锋云系前部,并有中尺度云团相配合,中尺度云团是造成极值暴雨的直接因素,台风与冷锋云系之间晴空区非常明显(见图4);说明影响台风对副高具有阻塞、稳定作用,这是远距离台风暴雨降水增强的一个主要原因。但影响台风在海南附近登陆、活动或广西附近登陆、活动,虽然极值暴雨降水区也出现在冷锋云系前部的中尺度云团,其主要的是登陆台风外围云系与东移冷锋云系的前沿相交汇、结合、加强和发展所致。影响台风与冷锋云系之间晴空区不太明显。

7 结论

综上所述,我们对影响台风与陕西极值暴雨之间的相互作用可作以下结论:

(1) 陕西极端暴雨事件与台风关系极为密切,相关率接近87%。

(2) 当台风原地生成或从西太平洋西移穿越过 125°E ,且在 $13^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 的范围内,并继续西行或北上时,该台风活动对陕西的强降水影响明显,在时间上,7、8两个月台风的活动对陕西突发性暴雨的影响最为显著。影响台风对极值暴雨的影响为间接作用和直接作用两类,以间接作用为主。

(3) 陕西出现极值暴雨时,影响台风为两种类型,一类是在南海北部(海南岛附近)以及广东、广西一带登陆;另外一类台风位置多在我国台湾岛附近或以北的海域活动。

(4) 当影响台风在海南一带登陆或活动,陕西有极值暴雨时,水汽、能量主要以700 hPa层输送最为显著;而影响台风在台湾岛附近活动而陕西有极值暴雨时,水汽、能量主要以850 hPa层输送最为显著。

(5) 物理量诊断说明:影响台风与冷锋之间的相互作用明显,主要表现为动力和能量的输送及其相互作用。台风与冷锋云系之间晴空区非常明显说明台风对副高具有阻塞、稳定作用,这是远距离台风暴雨降水增强的一个重要原因。

(6) 云图分析显示,极值暴雨降水区,多数出现在冷锋云系前部,并有中尺度云团相配合,中尺度云团生成的机制不相同,影响台风与冷锋云系之间晴空区存在差异。

参考文献

- [1] 陶诗言. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980, 121~133
- [2] 王继志. 近百年西北太平洋台风活动. 北京: 海洋出版社, 1991, 25~100
- [3] 蒋尚城. 中低纬度系统的相互作用和大范围暴雨. 北方天气文集. 北京: 北京大学出版社, 1983, 1~10
- [4] 卓嘎, 谢金南, 马镜炯. 登陆台风与我国降水的统计关系. 高原气象, 2000, 19 (2): 260~264
- [5] 侯建忠. 台风与陕西区域性暴雨的关系与环流特征. 陕西气象, 1997, (2): 5~8
- [6] 郁淑华, 何光碧, 滕家谟. 台风对四川盆地西部突发性暴雨影响的数值试验. 第10届全国热带气旋科学讨论会论文摘要文集, 1996, 176
- [7] 李江南, 王安宇, 杨兆礼等. 台风暴雨的研究进展. 热带气象学报, 2003, 19 增刊 152~159

陕西区域性暴雨和大暴雨的特征分析

侯建忠¹ 张列锐² 李润强²

(1. 陕西省气象台, 陕西西安 710015; 2. 陕西省气象局, 陕西西安 710015)

摘 要

通过对陕西 1957~2000 年 97 个测站, 44 年所出现的区域性暴雨和大暴雨进行定义, 并从时空和地形的影响进行分析, 归纳出两者的时间分布和空间分布的基本特征和规律性, 为此类天气分析预报以及防洪减灾提供气候背景。

关键词: 区域性暴雨 大暴雨 时空特征

1 引言

陕西地处我国内陆, 位于青藏高原东北侧的边坡地带, 中部有南北方气候的分界线秦岭山脉, 北有黄土高原, 地形较为复杂, 暴雨的发生率较高, 并且落区分散, 强度大, 可谓西北地区之冠^[1], 如: “77.7” 延河大暴雨; “83.7” 安康区域性大暴雨; 1998 年 7 月 9 日商州丹凤县局地特大暴雨等均为历史上罕见, 对当地的国民经济和人民生命财产造成了巨大的损失。另一方面暴雨对缓解陕西农业干旱和水库蓄水又极为有利。因此作为强暴雨天气气候特征的分析研究是进一步做好此类天气预报以及化害为利, 趋利避害, 防灾减灾的重要一环。

2 区域性暴雨和大暴雨的资料及定义

2.1 资料

为了与实际应用相统一, 将陕西分为陕北、关中、陕南三大片, 使用国家发报的 97 个气象站, 从 1957~2000 年共 44 年逐日且资料较为完整的降水量资料 (08~08 时, 下同) 进行分析。

2.2 定义

2.2.1 区域性暴雨

以陕北、关中、陕南三片内任一片出现 4 站以上 (含 4 站) 日降水量大于等于 50 mm ($R \geq 50$ mm) 或相邻两片之和出现 5 站以上 (含 5 站) 的日降水量大于等于 50 mm ($R \geq 50$ mm) 时, 定义为陕西有一次区域性暴雨过程。

2.2.2 大暴雨

依据中国气象局大暴雨的规定 ($R \geq 100$ mm) 和大暴雨预报正确评分标准 ($R \geq 75$

mm), 并结合陕西出现大降水的实际情况, 当上述三片任一片内 1 站日降水量大于等于 100 mm ($R \geq 100$ mm) 或 2 站大于等于 75 mm ($R \geq 75$ mm) 时, 定义为陕西有一个大暴雨日。

3 年际特征分析

在过去的 44 年中, 陕西共出现区域性暴雨 307 次, 年均 7 次, 发生次数最多的年份是 1978 年为 14 次, 最少的是 1993 年仅有 2 次; 大暴雨共出现了 227 次, 年均 5.1 次, 出现次数最多年份是 1978 和 1981 年两年均为 11 次, 最少则为 1969 年、1993 年均各只有 1 次。可见陕西区域性暴雨和大暴雨在频次分布上具有同步性, 即区域性暴雨多时大暴雨相应也多, 否则相反。两类暴雨各年度均有出现, 其年际间变化差异很大, 最多年份与最少年份区域性暴雨悬殊约 7 倍之多, 大暴雨相差 10 倍以上。

就年代、年际变化而言, 区域性暴雨和大暴雨有趋同性特点, 20 世纪 70 年代末到 80 年代中期两类暴雨均为高峰年代。20 世纪 50 年代末到 60 年代中期则为次峰年代。但大暴雨的分布特征要比区域性暴雨更具规律性 (见图 1 (b))。利用方差分析原理, 对两类暴雨的时间序列进行周期分析, 结果发现陕西区域性暴雨和大暴雨共同存在一个 20 年的第一准周期, 各自还分别存在一个 9 年和 3 年的次周期。其 F 检验值均通过信度 0.01 的显著性检验, 可见上述周期是可信的。事实上它基本上与陕西年降水周期相吻合^[2]。

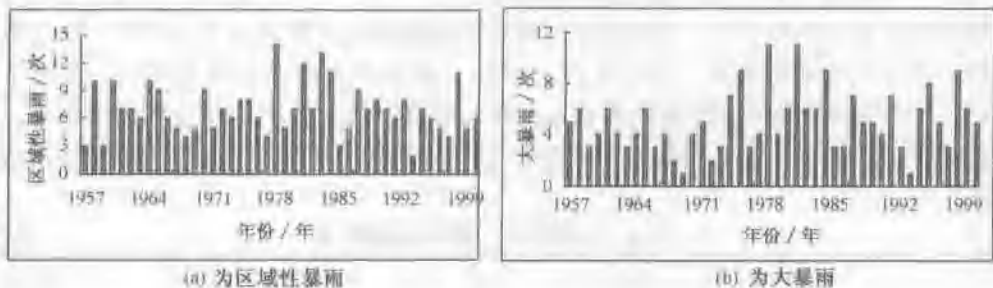


图 1 陕西区域性暴雨和大暴雨各年度发生的次数

4 月、旬分布特征

4.1 月分布特征

统计表明: 区域性暴雨 4~11 月、大暴雨 5~10 月均可出现, 但两类暴雨主要集中在 7、8、9 三个月, 其中又以 7 月为最多, 8 月次之。7、8 两月分别约占全年的 36%、29% 和 43%、33%。区域性暴雨发生最早日期是 1963 年 4 月 5 日, 最迟为 1994 年 11 月 13 日; 而大暴雨无论是最早和最晚的月份均较区域性暴雨推后出现和提前结束约一个月。有趣的是, 大暴雨发生最早时间是 1965 年、1983 年、1991 年三年, 且三年都出现在 5 月 13 日。结束最迟的时间为 1980 年的 10 月 8 日。进一步分析对比还发现, 当区域性暴雨较早出现时, 该年度陕西暴雨相应较多, 如: 1958 年、1960 年、1964 年、1965 年、1978 年、1983 年、1998 年均是在 5 月底出现了区域性暴雨, 则相应的年份均为暴雨日数较多的年份,

同时陕西年降水量正常偏多。这可能与高原季风及东亚季风活动有关^{[3][4]}。这一结果对中、长期预报具有一定的应用价值。

表 1 区域性暴雨月、旬数频分布特征 单位：次

地 区	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月
	上中下	上中下	上中下	上中下	上中下	上中下	上中下	上中
陕 北	0 0 1	0 1 2	0 0 2	10 6 15	11 12 7	4 0 0	0 0 0	0 0
关 中	0 0 3	0 3 4	1 0 6	29 12 27	16 19 14	11 7 1	2 0 0	0 0
陕 南	1 0 3	1 3 5	4 8 11	31 19 29	11 24 17	25 12 8	11 2 1	0 1
全 省	1 0 3	1 6 7	4 8 13	46 29 35	27 40 22	29 12 8	11 2 1	0 1
全省月合计	4	14	26	110	89	49	14	1
全省月百分数 (%)	1	4.5	8.4	36	29	16	4.5	0

4.2 旬分布特征

在旬分布上，区域性暴雨具有多峰值的特点。7 月上旬为区域性暴雨第一高峰值，也是全年的最大峰值；8 月中旬为次峰（见表 1）。大暴雨单峰值较明显，7 月上旬为其高峰值，高值之后，波峰变化较稳，且逐渐减少（见表 2）。

进一步将陕南、关中、陕北三片对比分析发现，陕南片内两类暴雨与全省区域性暴雨和大暴雨频次变化趋势相近，足见陕南对陕西两类暴雨的贡献较明显。关中、陕北则有其特殊性，对区域性暴雨而言，关中 7 月上旬和下旬为两个近似相同的峰值，陕北 7 月下旬、8 月上、中旬则为区域性暴雨多发旬。在大暴雨方面，关中 7 月下旬为最高值，7、8 两月上旬次之，均为 10 次；陕北 7 月中旬、8 月上旬、中旬，则是三个相同的峰值均为 11 次。

表 2 大暴雨月、旬数频分布特征 单位：次

地区	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月
	中下	上中下	上中下	上中下	上中下	上中下
陕北	1 0	0 0 1	9 12 8	11 11 5	1 0 1	0 0 0
关中	3 3	1 0 1	10 7 12	10 7 6	4 0 0	0 0 0
陕南	2 2	4 3 5	27 16 10	9 16 8	13 6 3	4 0 1
全省	5 3	4 5 6	39 30 27	28 28 19	18 6 4	4 0 1
全省月合计	8	15	96	75	28	5
全省月百分数 (%)	3.5	6.6	43	33	12	2.2

5 日变化

陕西的区域性暴雨和大暴雨具有明显的日变化。就统计来看，大部分过程都是午后到

傍晚前后开始有降水,在夜间形成暴雨或者是夜间(尤其是后半夜到凌晨)降雨量较大,而上午到中午往往是雨势减弱时段,降水往往在3~6小时、甚至1~2小时以内就达到区域性暴雨和大暴雨的强度^[5]。如1991年7月28日出现在陕北、关中一次突发性暴雨,其中西安站创了建站以来日降水新记录,日雨量达111 mm,降水则主要发生在后半夜凌晨4时左右,而到10时左右降水就基本结束了。大暴雨夜雨特征更加明显,1995年7月28日陕北府谷日降水达181 mm及1998年7月9日陕南丹凤县大暴雨局地日降水达123 mm(省有关部门组成专家小组实测暴雨中心雨量达1000 mm以上)均是在晚上11时左右才开始出现降水。若以08时和20时为日分界时,结果发现20时的区域性和大暴雨过程均多于08时次的,就平均而言,年均多出2次左右,如1996年区域性暴雨20时比08时就多了5次,几乎是08时的一倍之多,且雨量和范围也有明显增大。

6 空间及时间尺度特征

为了进一步揭示陕西区域性暴雨和大暴雨尺度特征,在上述标准下我们将陕西省出现4~9站定为标准型区域性暴雨,10站以上的为大面积暴雨,则44年中,标准型约为71%,大面积型为29%,可见标准型暴雨在陕西占主导地位。出现20站以上超大型区域性暴雨44年中为23次,约两年一遇;其中30站以上5次,可谓10年一遇。发生站数最多的是1998年7月7日,达37站(县)市。

在区域性暴雨过程中,陕北、关中、陕南三片均有暴雨(各片内至少两站)共14次仅占5%,陕南、关中、陕北各片单独出现区域性暴雨分别占总次数的36%、11%、11%;陕南与关中、关中与陕北、陕北与陕南出现区域性暴雨各为20%、6%、3%。由此可见三片同时有二站以上暴雨,或者是陕北、陕南连一块,或者是关中与陕北连一块出现区域性暴雨的几率较小,其几率均在6%以下。

大暴雨方面,在一次降水过程中三片同时出现大暴雨或者陕南与关中、陕南与陕北、关中与陕北同时出现大暴雨的频率均达不到5%,表明大暴雨在陕西多为局地性的;1~3站的大暴雨约占80%,而4~8站为16%,9站以上只有8次仅为4%,并多与大面积区域性暴雨相伴出现。就区域而论,陕西三片出现大暴雨频率为:陕北30%,关中33%,陕南47%,说明大暴雨在陕西分布要比区域性暴雨均衡一些。

相对时间尺度来讲,区域性暴雨和大暴雨,多数仅出现一天,很少能持续到第二天的。在44年中,持续两天的区域性暴雨约占总数的11%,为39次,其中陕南、关中、陕北各为25次、16次、5次。而持续了两天的大暴雨过程只有10次,约占总数的5%,且陕南居多为6次,关中、陕北各出现2次。

由此可见,陕西区域性暴雨和大暴雨的空间尺度以片内居多,时间尺度大多数为短而快,影响系统和强降水同步出现的几率较多,突发性暴雨多,应以短期和短时预报为重点。

7 空间分布

陕西的区域性暴雨和大暴雨总体趋势是自南向北逐渐减少的,大致呈现如下特征:区

域性暴雨为两高两低。以陕南的镇巴、紫阳、宁强为第一高发中心；关中平原的北部与黄土高原衔接突升地区的铜川、洛川、韩城为第二高发中心。（就地区而言，商洛地区的洛南、丹凤也是一个相对高发区），而关中盆地东部的大荔、高陵为第一低发区，陕北长城沿线为次低发区（见图 2.a）。



图 2 陕西区域性暴雨和大暴雨频次空间分布及地形概况图
(海拔高度：点区 < 500 m，空白区为 500–1500 m，斜线区 > 1500 m)

在大暴雨分布上则为三高两低的特征。陕南汉中地区仍是几率最高区，关中北部、延安南部为次高值区，其中心较区域性暴雨的第二高发区位置有所北抬和东移位于宜川（即黄河壶口附近）（见图 2.b），陕北北端的神木为第三高值点。另外在关中东部秦岭山脉北坡也有一个相对高中心出现，但关中盆地仍为一个低值区。陕北为第二低值区，较区域性暴雨有所南压与东扩，位于定边、子长、清涧一带。值得一提的是陕北北部与关中年降水量相差约 180 mm（如神木、西安之差），但在大暴雨分布上，却平分秋色，大部分测站大体相同，出现的频次相近，而神木大暴雨频数还高出西安 70% 之多，可见陕北北部降水强度之大，有其明显的地方特征^[6]。

8 地形与暴雨

通过对两类暴雨与陕西地形（图 2.c）对比，我们发现两类暴雨空间分布与地形有着十分密切的关系。夏半年由于陕西水汽输送为偏南气流，被誉为陕西暴雨之冠的镇巴就是位于东西走向的米仓山脉迎风坡（南坡），地形作用十分明显。在关中盆地北缘与黄土高原突升地带，地形对气流的强迫抬升作用极为明显，形成了铜川、洛川的区域性暴雨和大暴雨高发区。另外夏季陕西地区受冷空气活动影响，当较强冷空气直接南下，或华北冷空气东路侵入陕西时，在秦岭北坡爬坡和屏障作用下，使得秦岭北坡的蓝田、潼关也成为两个两类暴雨的相对多发区。陕北黄河沿岸的支流河谷地区受喇叭口地形辐合影响，使得陕北东部两类暴雨明显多于西部地区。

9 小结

(1) 陕西区域性暴雨和大暴雨年均值分别为 7.0 和 5.1 次, 年际间变化差异较大, 两类暴雨均有一个 20 年的准周期, 同时大暴雨还有一个 3 年次周期, 而区域性暴雨则有 9 年次周期。

(2) 陕西两类暴雨的月分布较分散, 5~10 月均可出现, 但以 7 月为主, 8 月次之。地域上差别较大, 南多北少。

(3) 暴雨的地理分布受地形影响较为明显, 多暴雨区均为迎风坡及河川喇叭口辐合处。

(4) 两类暴雨陕北、关中、陕南三片同时出现频率极小, 但大暴雨陕北多于关中, 说明其有一定的地方特性。无论是区域性暴雨和大暴雨, 很少能持续两天以上。

(5) 区域性暴雨较早出现对该年度暴雨偏多有一定的指示意义。

(6) 区域性暴雨空间分布具有“两高两低”的特征, 而大暴雨则为“三高两低”的特征。

参考文献

- [1] 白肇烨, 徐国昌等. 中国西北天气 [M]. 北京: 气象出版社, 1991. 202~254.
- [2] 张列锐, 吕虹, 侯建忠, 利用历史降水量特征做长期预报的尝试 [J], 陕西气象, 1999. 1
- [3] 赵汉光, 张先恭. 东亚季风和我国夏季雨带的关系 [J], 气象, 1996. 4
- [4] 西北暴雨, 编写组西北暴雨 [M]. 北京: 气象出版社, 1992. 109~130
- [5] 张列锐, 侯建忠, 王川等. 陕西大暴雨分布特征及减灾对策 [J], 灾害学, 1999 (1)
- [6] 贺勤, 邱东平, 刘正奇等. 鄂尔多斯盆地暴雨多 [J], 气象, 1997 (7)

青藏高原东北侧突发性暴雨的环流及动力特征分析

侯建忠 孙 伟 杜继稳

(陕西省气象台, 陕西西安 710015)

摘要

对 1970~2001 年发生在青藏高原东北侧陕西的突发性暴雨研究发现, 其夜间降水特点明显, 对流层中低层较强的偏南气流是突发性暴雨水汽输送贡献最大者也是低层辐合的主要动力来源。高层 300 hPa 一致的纬向 $12 \sim 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 强等西风速带为暴雨提供高层的抽吸作用。这对突发性暴雨落区有一定的预报意义。上升速度最大值的高度层与突发性暴雨落区出现区域有关。

关键词: 突发性暴雨 环流特征 动力分析

陕西位于青藏高原东北侧,其特殊的地理位置使陕西暴雨无论是范围和强度,几乎居西北地区之首^[1]。研究表明,陕西突发性暴雨既有局地性,也有区域性的。鉴于突发性暴雨前期征兆不明显,往往难以准确地预报;又常给国民经济和人民生命财产造成巨大损失,有必要作进一步研究,总结突发性暴雨的天气和物理特征及形成条件,为此类暴雨预报提供一定的科学依据。

1 资料、定义及突发性暴雨的降水特征

本文选取 1970~2001 年 32 年间陕西所出现的暴雨个例, 当满足: 1. 中心强度 6 小时降水量 ≥ 30 mm, 且 12 小时降雨量 ≥ 50 mm; 2. 降暴雨站数 ≥ 3 站, 且连片; 3. 暴雨发生前 12 小时高原东侧 ($95^{\circ} \sim 110^{\circ}\text{E}$; $27.5^{\circ} \sim 42.5^{\circ}\text{N}$) 无明显低值系统时, 则定义为一次突发性暴雨过程。通过普查历史天气图和降水量图表, 符合条件的共有 39 例为突发性暴雨过程。年均 1.2 次, 最早是 1987 年 5 月 31 日, 最迟为 1999 年 10 月 1 日; 其中 5 月 1 次, 6 月 5 次, 7 月 14 次, 8 月 15 次, 9 月 3 次, 10 月 1 次。就突发性暴雨的落区而言, 陕南出现 20 次, 关中 14 次, 陕北 12 次; 这与一般性暴雨具有相同的落区分布特征。表现出南部多北部少的特点, 但与陕西出现的大暴雨特征有明显的差别^[2]。

关于降雨过程的日降水特征,依据中国气象局划定,夜间指 20 时~次日 08 时(北京时,下同),白天指 08~20 时;上半夜指 20 时~次日 02 时,后半夜指 02 时~次日 08 时;上午 08~14 时,下午 14~20 时。对上述 39 次突发性暴雨的日变化进行统计分析,夜间为 27 次,白天为 12 次;后半夜为 24 次,上午为 8 次。后半夜和上午共为 32 次占 82%,而下午和上半夜只有 18%。可见,突发性暴雨过程的日降水特征与以往的特大暴雨夜间多发性的结论是一致的^[3]。

由于7、8两个月为突发性暴雨的高峰期, 约占其总次数的82%; 为此, 本文将其作为重点进行分析。

2 突发性暴雨的环流特征

众所周知,陕西西部与青藏高原东部相接,中部有一东西向横跨陕西平均海拔 2500 m 的秦岭山脉。在突发性暴雨环流分析中,考虑到秦岭高度的影响,本文主要分析 500 hPa、300 hPa 及 700 hPa 的环流特征,而 850 hPa 受地形影响较大不予分析。通过对发生暴雨前期的 500 hPa 环流演变特征及暴雨的降水特点进行分析,我们将一般性暴雨的环流特征定为三种类型:一是西风槽型,二是西南气流型,三是低涡切变型。而突发性暴雨发生期间的环流形势则总结概括为:低槽副高型(东高西低),副高控制型和西北气流型(贝湖冷槽)三种类型^[4]。在 30 年间,7、8 两个月所出现的突发性暴雨个例中,其中环流为低槽副高型占 12 次、副高控制型为 10 次,属西北气流型的仅有 3 次。再进一步分析发现,大多数的突发性暴雨过程在 500 hPa 环流形势图上陕西的陕南或关中、陕南为副热带高压所控制。足见陕西的突发性暴雨与副热带高压的关系是相当密切的。虽然突发性暴雨前期征兆不太明显,暴雨发生前 12 小时高原东侧的关键区无明显低值系统,但在较高层的 300 hPa 几乎所有的突发性暴雨均为高压环流区(即反气旋环流)。这就充分说明高层的高压环流是陕西突发性暴雨发生的必要条件。特别值得一提的是对流层中低层的 700 hPa 流场上存在着一个东高西低的共同特征,即在河套地区南端的西安、汉中一带几乎均为低值区域(低压区)或有切变存在;位于黄河中下游及陕西东部的河南、山西和湖北西北部为高值区域(高压区)。为了进一步分析、对比对流层中低层的环流及流场变化,我们将突发性暴雨的前一日 08 时和当日 08 时次的风场进行比较发现,对于降水范围较大的区域性突发性暴雨,其特征比较统一,那就是西安、汉中、安康均为一致的偏南气流或偏西南气流。见图 1,且突发性暴雨当日 08 时 700 hPa 风场中的风速较前一时次明显加强,有时在风向相同时,风速甚至可以增加一倍之多。

3 动力分析

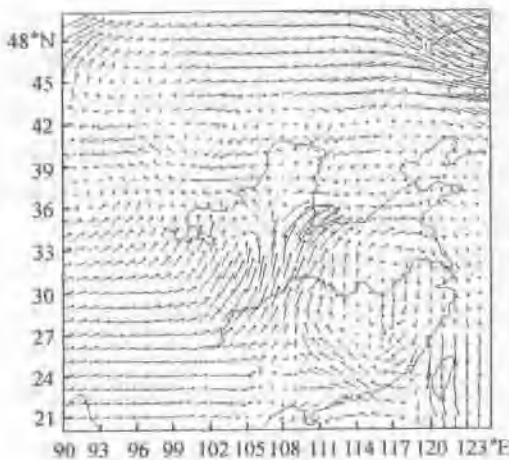
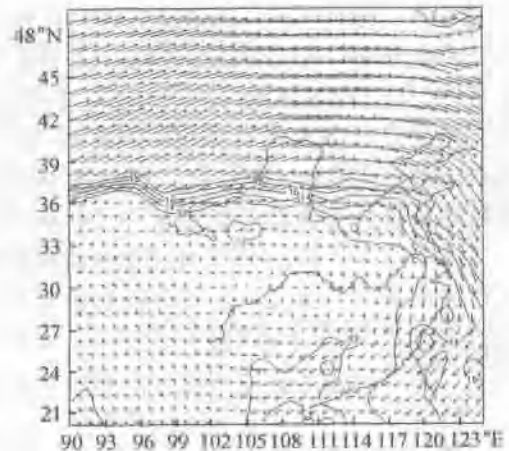


图 1 1982 年 8 月 30 日 20 时 700 hPa 风矢量图
(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)



2 1982 年 8 月 30 日 20 时 300 hPa 风矢量和等风速图
(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

为了进一步分析,我们对7、8月共出现的25次突发性暴雨过程分别进行动力场以及水汽输送等方面的物理量计算分析。

在风矢量分布图上,对比分析发现,无论在前一时次还是在当日08时的300 hPa风矢量图上,在北纬33°~38°N,均存在一个自南向北递增,并且沿纬向的12~20 m·s⁻¹强风速带,见图2。在强等风速带以南的广大地区多数为小风速区域,有时接近无风速区域。

特别值得注意的是当上述强等风速带位置偏南,则突发性暴雨降水落区偏南。反之,强等风速带位置偏北,暴雨落区相应北移。并且强等风速带所摆动的范围正好与陕西南北跨度及暴雨落区相吻合。这说明较高层300 hPa的强等风速带,在陕西突发性暴雨过程发生前期起着重要的指示性作用,这与我们在日常的天气预报业务中发现的300 hPa急流超前暴雨出现的结论是一致的。而正是这支偏西风急流的存在和维持,可以使突发性暴雨区高层存在和维持强烈辐散。有研究表明300 hPa急流和高空散度中心对应很好。在陕西的突发性暴雨过程产生时该支强等风速带是为突发性暴雨提供高层抽

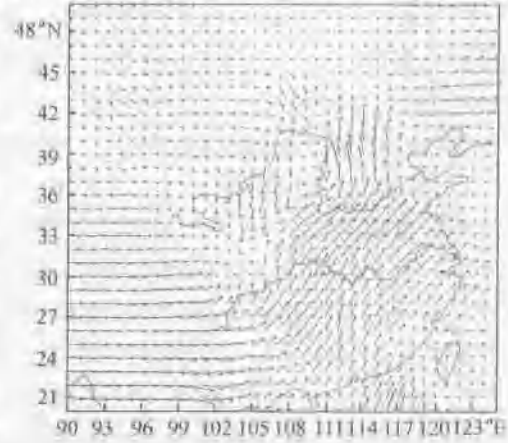


图3 1987年8月25日08时700 hPa水汽通量图

吸作用,增加了暴雨的对流强度,更能促使垂直环流的发展,使暴雨得益而加强与维持。同样,在中低层的700 hPa风矢量分布图上,多数突发性暴雨过程,在我国南海的111°E附近,即湛江以西区域存在一支强的偏南气流,并一直伸到陕西境内(范围为32°~38°N)。另外较少一类是从我国南海的广州到湛江之间区域有一支东南气流与孟加拉湾穿过横断山脉的偏西气流在金佛山附近相合并,汇合后同样直伸陕西境内。见图3,与降水实况对比发现,该支偏南急流北伸位置与陕西突发性暴雨落区相关特别好,即急流北伸的位置偏北,突发性暴雨落区偏北;否则相反。由此可见,位于700 hPa的偏南急流是突发性暴雨主要水汽和能量来源。

在水汽通量图中,通过分析研究我们发现:发生在青藏高原北侧的突发性暴雨,其水汽来源主要集中在中低层的700 hPa、850 hPa。水汽主要来源地位于我国南海的湛江附近。为了进一步了解陕西境内的水汽通量变化情况,选取陕西南端A~B两点(即沿33°N,106°~112°E)作一条东西向直线,将过A~B之间共分为7个点,并将7个点上各层的数据之和视为进入陕西的水汽通量。即计算出现在7、8两个月前两类突发性暴雨的水汽通量的矢量和;然后作其算术平均值。通过进行分层数值计算,我们得出如下结果。见表1。

表1 进入陕西南界1~7各格点的水汽通量

单位: 10⁻⁴·kg·s⁻¹·m⁻¹·hPa⁻¹

高度(hPa)	1	2	3	4	5	6	7	合计
500	47	61	82	94	96	89	76	452
700	22	71	119	143	153	161	160	829
850	16	34	55	75	93	122	165	560

分析结果发现:无论是突发性暴雨前一日 08 时次还是当日 08 时次,均是 700 hPa 为最强水汽通量层(即水汽输送层),850 hPa 次之,而 500 hPa 层最小。若按 3 层之比例分配水汽输送的话,500 hPa、700 hPa、850 hPa 分别为 2:5:3。充分说明突发性暴雨的水汽输送主要集中在对流层中下层的 700 hPa 以下。由上可见,700 hPa 即是陕西突发性暴雨的所需水汽输送的主要贡献者,又是其低层动力辐合条件提供者。这与前面环流分析中发现突发性暴雨 700 hPa 存在着一支较强偏西南(或偏南)气流的事实是相符合的。有趣的是这支偏西南气流的高度与秦岭山脉的平均海拔高度较为接近。也说明陕西突发性暴雨中层流场有其特殊的地方性,这一点的特殊性需在以后的工作中进行探讨研究。

在突发性暴雨的散度场及垂直速度分布图上,多数突发性暴雨过程中,暴雨落区上空的 300 hPa 层以上,几乎均为一个正散度区,其强度一般为 $2 \times 10^{-5} \sim 5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。而多数突发性暴雨过程中无辐散层高度位于 500~300 hPa 之间,而在 500 hPa 层以下则为负的散度区,其最大负的散度层位于对流层中层的 700 hPa 附近,一般散度值为 $-2 \times 10^{-5} \sim -5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。在垂直上升速度方面,多数突发性暴雨过程上升速度最大值位于 500~300 hPa 层之间,最大的上升速度可达 $-8 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上。若再结合暴雨落区进行对比分析发现,当突发性暴雨出现在陕南时,上升速度最大值大约在 700~500 hPa 层附近;当出现在秦岭以北的关中、陕北时,则上升速度最大值的高度位置偏高一些,一般位于对流层较高的 500~300 hPa 层附近。而在散度场特征分布上也有与垂直速度同样的特征分布,所不同的是突发性暴雨出现在偏北时无辐散层较深厚,即向高层有所扩展,突发性暴雨偏南时则相反。由此可见,出现在关中、陕北的突发性暴雨比陕南的突发性暴雨上升速度要大、要强烈,高层的辐散强度要明显;就水平尺度的范围来讲陕西南部的突发性暴雨比北部的突发性暴雨要大。上述特征表明,这可能与前面所提到对流层中低层较强的偏南气流翻越秦岭山脉有关;这也可以从另一个角度解释陕南为何多出现区域性突发性暴雨,而陕北多为局地大暴雨的缘故^[6]。

4 结论

综上所述,陕西汛期所发生的突发性暴雨特征如下:

- (1) 突发性暴雨 7、8 月居多,夜间降水特点明显。
- (2) 700 hPa 存在一支较强的偏南气流,该支偏南气流北伸的位置与突发性暴雨的落区有关;700 hPa 是陕西突发性暴雨水汽输送贡献最大者也是低层辐合的主要动力来源。
- (3) 300 hPa 存在一致的纬向 $12 \sim 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 强等风速带为暴雨对流辐合提供高层抽吸作用,另外 300 hPa 的强等风速带对突发性暴雨落区有一定指示意义。
- (4) 突发性暴雨的水汽主要来源南海附近的湛江和横断山脉两个源地。上升速度最大值的高度层与突发性暴雨落区出现的区域有关;关中、陕北出现暴雨时,上升速度最大值出现的位置偏高,而陕南的暴雨其位置偏低,这可能与偏南气流翻越秦岭山脉有关。

参考文献

- [1] 西北暴雨编写组. 西北暴雨 [M]. 北京:气象出版社, 1992, 109~130
- [2] 张列锐, 侯建忠, 王川等. 陕西大暴雨分布特征及减灾对策 [J]. 灾害学, 1999, (1): 38~42

- [3] 雷雨顺. 特大暴雨的夜间多发性 [J]. 自然杂志, 1980, (10)
- [4] 杜继稳, 张弘, 孙伟等. 关于突发性暴雨的初步研究 [J]. 灾害学, 2002 (增刊): 53~58
- [5] 湘中中. 小尺度系统试验基地暴雨组编写. 中尺度暴雨分析和预报 [M]. 北京: 气象出版社, 1988, 160~163
- [6] 贺勤, 邱东平, 刘正奇等. 鄂尔多斯盆地暴雨多 [J]. 气象, 1997, (7): 44~50

青藏高原东北侧一次中尺度对流复合体的环境流场及动力分析

侯建忠 孙 伟 杜继稳

(陕西省气象台, 陕西西安 710015)

摘 要

本文对 1991 年 7 月 28 日青藏高原东北侧发生的一次中尺度对流复合体环境场和物理量场诊断分析, 研究其形成机制, 给出了该类天气预报的提示。

关键词: 青藏高原东北侧 MCC 诊断分析 提示

1 引言

夏半年, 中尺度对流复合体 (MCC) 在我国中东部 (103°E 以东) 地区频繁地出现, 造成许多地区暴雨和区域性降雹以及毁灭性的暴洪天气事件, 已受到越来越多的气象工作者的关注, 并进行探讨和研究^{[1]~[3]}。研究表明, 绝大多数 MCC 生成于前半夜, 直到深夜才发展成为最强、最大并伴随强降水, 可持续到早晨, 具有明显的日变化。它往往出现在西太平洋副热带高压西侧至西北侧。对于毗邻青藏高原东北侧的陕西来讲, 除关中泾渭流域及汉中川道地区平坦外, 多为山地和丘陵沟壑地区, 河床落差大, 地形条件复杂, 一旦遇到由中尺度对流复合体 (MCC) 所产生的大暴雨, 所造成的灾害和损失是不言而喻的, 因此研究其发生发展和移动规律非常重要。1991 年 7 月 28 日凌晨, 陕西的关中大部分地区自北向南先后突降暴雨, 来势之猛, 前所未有。西安所辖的 7 县区有 4 站创建站以来日降雨量的极大值, 其中临潼、西安市和户县三站日降雨量均超过 100 mm, 雨量分别达 100 mm、111 mm 和 130 mm。依据 MCC 的定义和卫星红外云图资料分析表明^[4], 这次区域性大暴雨是由一个典型的中尺度对流复合体 (MCC) 直接影响造成的, 本文就其生成、发展过程进行综合分析和研究。

2 MCC 发生、发展的环境条件

2.1 高空环流特征

500 hPa 图上, 27 日 08 时, 90°E 以东为平直的纬向环流, 酒泉、格尔木一线有弱短波槽东移, 台湾岛东部有 9 号强台风存在; 副热带高压脊线位于 30°N 附近; 20 时上述弱短波槽移至民勤、青海湖附近, 槽前部的银川、延安附近有较大的负变高区存在, 民勤站由原来 6 m/s 的西北风迅速改变为 20 m/s 的西南风, 短波槽明显加深, 此次 MCC 就出现在上述槽的前方。在对流层下半部的 700 hPa 图上, 27 日 08 时甘肃东部, 内蒙古和陕西均在 NE-SW 向槽内, 槽后有暖中心配合, 随着 9 号强台风继续北移, 20 时原来控制甘

肃东部和陕西的 NE-SW 向宽广的低槽已逐渐变窄和加深 (见图 1), 槽前与槽后风变化极为迅速, 银川 6 m/s 西南风突转为 10 m/s 东北风; 与低槽附近的地区相比较, 槽后均演变成东北风, 而槽前却为较强的西南气流, 低层辐合流场明显加强, 此时正好演变形成了一条强烈的辐合线; 原在槽后的暖中心区已跳跃至槽前, 形成了一暖中心。延安的温度高出西安达 2°C 之多, 这主要是由陕北北部出现强雷阵雨时凝结潜热释放造成的, 有研究表明, 凝结潜热的释放对垂直运动的发展有重要作用^[5]。上述分析说明在 MCC 生成初期, 就风场垂直结构而言, 低层风场辐合比中、高层明显得多。

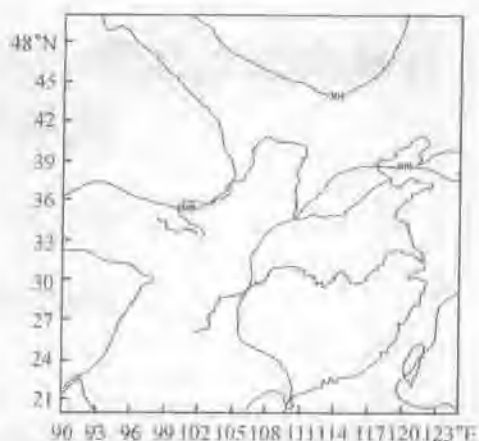


图 1 27 日 20 时 700 hPa 环流图

2.2 地面环境和湿度的演变特征

地面图上, 27 日 08 时甘肃中东部、内蒙古中西部为一弱高压, 而甘肃陇东、宁夏和陕西为低压区, 陕西大部地区处在该地面低压倒槽内, 同时, 从银川至兰州一线有一冷锋相伴, 其走向分布与上述高空短波槽较一致, 锋面穿过低压中心, 银川附近为低压中心, 相应陕西汉中附近也有一个低压中心存在, 但位于冷锋前部。14 时原在银川的低压中心及冷锋缓慢东南移动, 继续发展、加深, 中心气压明显降低, 最低值为 990 hPa, 此时锋面前后 24 h 变压相差 5~8 hPa; 27 日 20 时冷锋通过陕西境内时, 首先是陕北的榆林地区出现较强的雷阵雨, 原来 NE-SW 向的锋面已分裂为南、北两段, 关中、延安地区仍为大片的负变压, 表明该区域内气压还在缓慢下降。28 日 02 时, 关中地区和陕北南部在降雨前继续维持负变压区, 但值域较原来要小, 说明此次 MCC 生成于地面冷锋前部。通过与以往发生在陕西较典型飑线过程分析比较后^[6], 发现在此次 MCC 整个生成、发展过程中地面气压变化要比飑线缓慢, 未出现气压跳跃, 等压线也不很密集, 可见发生在青藏高原东北侧的中尺度对流复合体其气压场上的特征表现不太明显。

利用温度露点差分析其湿度场的演变。27 日 08 时至 28 日 08 时, 地面和 700 hPa 层关中、陕南的湿度大于陕北, 湿度由南向北递减; 而 850 hPa 层陕北的湿度大于关中地区。表明本次 MCC 的主要水汽来源基本类似于一般性大降水, 主要来自对流层 700 hPa 层以下。这一点在下面的诊断和动力分析中也得到印证。



图 2 1991 年 7 月 27~28 日 GMS-4 卫星云图

2.3 MCC 云图演变特征

在 GMS-4 卫星 IR 云图上, 27 日 08 时 (北京时, 下同), 云系特征不大清楚, 云系的中尾部大多为松散的中高云, 14~16 时, 冷锋云系特点已经显现, 云系内已有几个不规则的对流单体出现, 陕西的关中和河南及华南地区也有新的对流云团生成; 28 日 02:30 时, 大范围降水出现之前, 冷锋云系特征非常明显, 冷锋前部的对流单体在西安偏北区域迅速加强, 演变合并, 发展成为一个椭圆状的中尺度对流复合体 (MCC), 云团的前部仍有不太规则的中高云相连接, 该对流复合体云团清晰可见且结构密实, 在云团的后部其边界并不很光滑, 但同冷锋云系相连接, 在河南及华南的对流云团已完全消散、消失, 东南沿海强台风云系继续缓慢北移, 在冷锋云系和强台风云系之间形成一个非常大的晴空区。其晴空区域基本与副热带高压位置、范围相一致。05:30 中尺度对流复合体 (MCC) 云团缓慢发展移至西安上空, 长轴方向 (即东—西向) 发展明显, MCC 的云区面积继续扩大, 此时西安站已有强降水出现, 05~06 时的降水量为 18 mm, 9 号台风的位置有所西进和北上, 台风云系径向度有所加大; 07:30 为此次 MCC 演变、发展的鼎盛时期, 即成熟期, 云团演变为以 NE—SW 向为长轴的椭圆型云状, 云盖面积约为 $500 \times 300 \text{ km}^2$, 云顶温度低于 -54°C , 冷云面积也达最大值约 $400 \times 300 \text{ km}^2$ 。冷锋云系的后部和前部的轮廓已演变得较前几个时次相对整齐、规则, 冷锋云系和强台风云系间的晴空区达到最大, 在晴空区内几乎没有一点中低云存在 (见图 2), 此时的西安测站雨强最大, 06~07 时 1 h 的降雨量多达 29 mm; 随后逐渐减弱。与此同时, 中尺度对流复合体 (MCC) 的椭圆型云状云团低于 -54°C 冷云面积也开始逐步缩小, 09:30 MCC 云团的椭圆型云状特征消失, 11:30 的 GMS-4 卫星云图显示原来的 MCC 云团已减弱、消散, 而西安测站的降水随之结束, 测站 11~14 时 3 小时的累计降雨量还不足 3 mm。分析说明此次 MCC 生成、发展与冷锋的移动和发展是一致的, 是与冷锋相伴而行的, 它的位置位于冷锋前部; 另外, 就其整个降水过程讲, 无论是降水开始的时间还是降水的强度大小均是自北向南先后出现的。云图分析显示随着 9109 号台风生成、西移、北上和加强, 相应冷锋云系也随之出现南压、增强和变窄的状态; 台风的存在和北上对副热带高压稳定起到了一个关键作用, 使得出现在副热带高压西北侧的 MCC 处在一个十分有利的环境中, 同时也为此次对流复合体 (MCC) 的发展、加强提供了必需的能量和水汽; 因此可以说台风的作用是不可否认和忽视的。

2.4 MCC 的单站垂直风场特征

由于此次 MCC 的中心位置正好位于西安地区附近, 可利用西安测站高空测风资料对 MCC 垂直风场演变进行分析, 结果发现从 27 日 08 时至 28 日 08 时 (见图 3), 高层的偏西风急流随时间由高层向低层传递, 从近地面到中低层的偏东风风速随高度递减, 方向与中高层相反。27 日 20 时, 低层的偏东风风速明显加强, 以 850 hPa 为例, 由原来的近似于偏东静风增加到了 6 m/s 。大约在 700 hPa 附近有一相对的静风层, 即水平风速为零。在 700 hPa 到 600 hPa 之间风速较前一时次有所减小。从测站的近地面

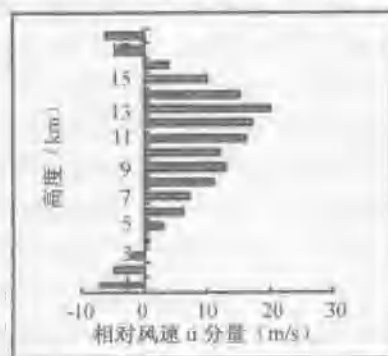


图3 西安测站 27 日 20 时高空测风 U 分量的垂直分布

到 300 hPa 附近风向随高度顺转,表明有暖平流存在;这就是上述在地面图上之所以长时间维持负压区的另一个因素。28 日 08 时西安测站整层基本为一致偏西气流,说明冷空气(冷锋)已移过测站。综上所述,在此次 MCC 发生前夕,其中层风场垂直切变率较小,低层和中高层相对较大,但方向相反,表明低层具有强的辐合上升,高层为强的辐散抽吸,中层为较弱的垂直切变,这十分有利于上升运动发展,该垂直结构对 MCC 的发生、发展也是非常有利的^[7]。

3 MCC 发生、发展的诊断和动力分析

众所周知,发生在同一地区的暴雨,尤其是区域性暴雨的出现,即有共性一面,也有特殊性一面。本文采用客观诊断方法,对此次 MCC 生成、发展过程的各层物理量值进行计算,追踪物理量场演变规律。

3.1 急流、能量及水汽条件诊断分析

通过对风矢量图分析发现,从 27 日 08 时到 27 日 20 时在对流层较高层的 300 hPa 层上,大约在 $35^{\circ}\sim 37^{\circ}\text{N}$ 存在着一支 $20\sim 30\text{ m/s}$ 急流轴,即有一强的东风速带维持,最大风速达 30 m/s ,整个降水区上空为一强大的反气旋环流;随着时间的推移其急流轴西段南压缓慢,东段南压相对较快,27 日 20 时,原来呈 NE—SW 向急流轴已演变成近似于纬向的西风急流轴,28 日 08 时,急流轴移至兰州至西安一线且明显变窄,西安上空 300 hPa 由原来 12 m/s 西北风猛增到 20 m/s 。对比分析表明,此次 MCC 的高层急流轴南压较低层辐合线要慢,可见此次 MCC 在生成、发展移动过程中低层和高层系统的空间配置随高度呈向西(或西北)倾斜状,这一点和一般性暴雨系统配置相近。本次 MCC 的强降水正好出现在高空急流入口区右侧的高空强辐散区下方,也正是这支高空急流轴的南压使得降水区上空高空辐散增强,为此次对流复合体(MCC)生成发展提供了良好的高空辐散条件,即抽吸作用,加上底层为狭窄辐合作用,因而十分有利于 MCC 生成和发展。这与以往的研究结果,即青藏高原东侧大范围的突发性暴雨在对流层高层多数存在着西风急流轴和强辐散特征相一致^[6]。说明本次 MCC 与大范围的突发性暴雨有其共性一面。

在分析能够综合反映温湿(能量)条件的 θ_e 图中发现,此次 MCC 在 700 hPa 层高能条件特征较明显,27 日 20 时和 28 日 08 时,在 MCC 生成、发展和加强的过程中,陕西大部均为一东北—西南向的 Ω 型高能舌状所控制,其中心位置与此次 MCC 的生成、发展及移动方向相一致,中心强度随 MCC 加强而变化不大。到 MCC 成熟时,原来 Ω 型的高能舌已南压变窄,中心强度继续维持在最高状态,中心值高达 360 K 以上,可见中低层的暖湿平流对 MCC 的发展加强非常有利。以上分析说明 θ_e 的状态分布和演变对 MCC 生成、发展有一定的先兆作用,能够反映 MCC 的发展变化(见图 4)。

进一步分析 MCC 生成、发展、加强和成熟的过程中,中低层的风矢量图和水汽通量演变变化,发现在 MCC 生成前期,由于 9109 号台风活动存在的缘故,27 日 20 时 700 hPa 和 500 hPa 均可清晰地看到从东南沿海向 MCC 的生成地有较强的风矢量输送存在,其中以 700 hPa 表现最强,最明显,850 hPa 则不太明显,仅有微弱的趋势;但在 MCC 加强和成熟时期,28 日 08 时,以上特征已基本消失,原来上述东南沿海向 MCC 的生成地的风矢量输送中间出现了间断区,低、中、高三个层次具有趋同性,即从海南岛到上海沿海

一线演变为一致的西南向风场输送。水汽通量演变分析显示,此次 MCC 的水汽主要来自于前期的低层水汽输送,水汽输送主要以 850 hPa 层最为显著(见图 5)。

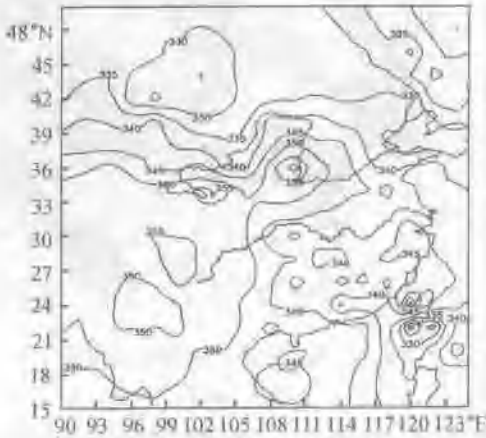


图 4 27 日 20 时 700 hPa θ_e 图
(单位: K)

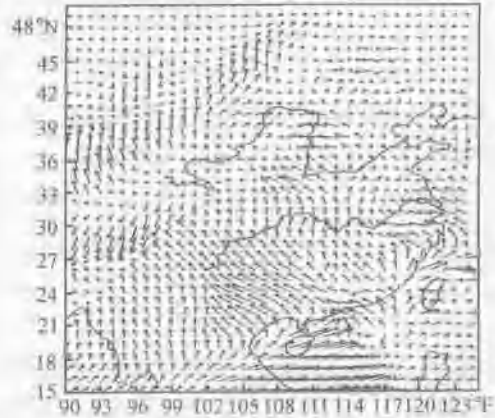


图 5 27 日 20 时 850 hPa 水汽通量图
(单位: $g \cdot cm^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$)

3.2 垂直速度、散度场及涡度场诊断分析

垂直速度和散度场及涡度场能够直接反映垂直大气的对流强弱程度,又能反映不同地区对流强弱程度。分析发现在此次 MCC 生成前期,台湾岛东北部(9109 号台风所在的位置)和 MCC 的生成地区均有一十分强烈的呈西北—东南向带状的垂直上升运动区域存在,从低到高层均为上升运动区域,上升高度层超过 500hPa,最大的上升速度值分别约为 $-20.8 \times 10^{-3} hPa \cdot s^{-1}$ 和 $-12.52 \times 10^{-3} hPa \cdot s^{-1}$,可见 MCC 生成区上升速度值明显大于一般性暴雨的值。两个上升运动区域之间为大范围的下沉运动区域,即副热带高压所在区域,这从动力学方面解释了原来在河南及华南的对流云团为何消失的另一原因。在 MCC 加强和成熟时期,以上特征已不太明显,原来在 MCC 的生成区呈西北—东南向的上升运动区域,以 MCC 的生成区为圆心顺时针旋转了约 90° ,已转换成为东北—西南向的带状上升运动区域,最大的上升速度值均比前期减小,上升高度层仍高于 500 hPa,而原在 MCC 和台风之间广大的下沉运动区域新出现了一个与 MCC 生成区接近平行的一个西北—东南向带状弱的上升运动区域;但台风附近的强度和型态变化却不太明显。综上所述, MCC 生成、发展前期,9109 号台风与冷锋锋面之间有着一定的相互作用,存在着动力和能量输送与交换关系,主要是依靠副热带高压传递和实现的,可见此次 MCC 的生成、发展、加强和成熟以及产生大暴雨的过程中台风的作用是不可忽视的,并应高度重视^{[9][10]}。

通过综合对比分析后还发现在 MCC 生成前期,散度场分布与垂直速度分布有较好的吻合。27 日 20 时,上述两个上升运动区域,就是 MCC 的活动区和台风所在的区域相对应的对流层低层 850 hPa 的散度场上两个强烈的辐合中心,无论是形状还是强度都吻合得十分好。而在对流层中高层的 700 hPa 和 500 hPa 散度场上与 MCC 活动区域相对应的分别是非常弱的辐合区和辐合中心;台风所在区域 700 hPa 和 500 hPa 两层均为较强的辐合中心,只是随着高度递增而减弱。再高层的 300 hPa 散度场上与上述两个上升运动相对应的

为两个特别强的辐散中心,而且 MCC 所在区域要明显强于 9109 号台风区域的辐散。上述分析表明 MCC 区域在垂直方向上辐合、辐散具有多层次结构,台风所在区域则不同,以辐合为主。在 28 日 08 时,即 MCC 发展强盛时期,涡度场分布与垂直速度分布有较好的吻合,在对流层中低层 700 hPa 和 850 hPa 涡度场图上,正涡度中心区域与已转换为东北—西南向的带状上升运动区域且与各自对应的高度层存在着非常好的相似,特别是中低层配合得更好(见图 6)。同样,台风所在区域对应也十分好。以上分析表明 MCC 生成前期,对流层中低层散度场分布与垂直速度对应非常好,但在 MCC 发展强盛时期,对流层中低层涡度场分布与垂直速度分布则有很好对应关系。该结论对预测青藏高原东北侧的中尺度对流复合体(MCC)生成、发展和加强有一定的指示意义。

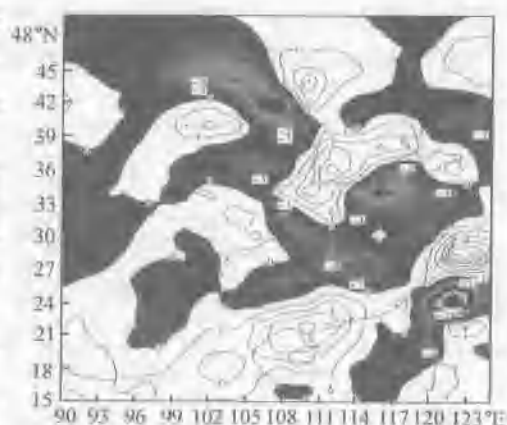


图 6 28 日 08 时 850hPa 涡度图
(单位: 10^{-5}s^{-1})

4 结论

通过对发生在青藏高原东北侧的一次中尺度对流复合体(MCC)的大尺度环境流场和卫星云图演变以及物理量场诊断的综合分析,可得如下结论:

(1) 此次 MCC 生成、发展同地面冷锋移动,加强相同步。云图反映为,原在冷锋前部的几个对流单体发展、加强和演变合并为 MCC。本次 MCC 的气象要素以风、温、湿的变化较为明显,而气压变化相对较小,不如飇线明显。所以 MCC 监测应着重风、温、湿的变化。

(2) 单站测风垂直剖面对 MCC 有一定的指示意义。风随高度是顺转的,高层有强的西风急流,但不太深厚;中低层为弱风速区,风速切变相对较小,约在 700 hPa 附近有一个近似静风层;低层则为相对强的偏东气流,且风速随高度减小,这样的垂直结构有利于 MCC 发展,当 MCC 成熟时上述垂直结构随之破坏。

(3) 高层为强的反气旋环流,并有高空急流相配合;高层强辐散是 MCC 生成和发展的一个重要条件。中低层为 NE—SW 向的低槽,其槽后为一致的强西北气流,风速一般达 10~16 m/s,槽前则为偏南或东南气流, MCC 生成和发展在于低槽内。

(4) 物理量场诊断分析显示:此次 MCC 生成和发展加强与远在沿海的台风之间有一定的相关关系,对发生在青藏高原东北侧的此类中尺度对流复合体(MCC)生成、发展和加强来讲,台风的作用是不可忽视的;水汽通量表明水汽来源与一般大降水类似,主要决定于中低层的偏西南气流。

(5) θ_e 图分布特征对 MCC 的生成有一定的先兆作用。在 MCC 生成前期,散度场分布能够较好的与垂直速度分布相对应,而在 MCC 发展强盛时期,涡度场分布与垂直速度分布则有较好的吻合。

参考文献

- [1] 陈乾. 关于中尺度对流复合体的若干问题 [J]. 气象科技, 1984, 14 (3): 4~7
- [2] 刘玉芝, 邹树峰, 王广春. “93. 8” 中尺度对流复合体的云图分析 [J]. 气象, 1996, 22 (12): 20~23
- [3] 伍星赞, 纪英慧. 华南地区 MCC 云图特征和成因分析 [J]. 气象, 1996, 22 (4): 32~36.
- [4] 许健民, 方宗义, 卢乃锰等. 卫星与雷达图像在天气预报中的应用 [M]. 北京: 科学出版社, 1998, 312~325
- [5] 王劲松, 李辉耀, 康凤琴等. 西北区东部一次暴雨的数值模拟 [J]. 高原气象, 2002, 21 (3): 259~266
- [6] 刘勇, 刘子臣, 马廷标等. 一次飚线过程中龙卷及飚锋生成的中尺度分析 [J]. 大气科学: 1998, 22 (3): 326~335
- [7] 程麟生, 冯伍虎. 中纬度中尺度对流系统研究的进展 [J]. 高原气象, 2002, 21 (4): 337~347
- [8] 侯建忠, 孙伟, 杜继稳. 青藏高原东北侧突发性暴雨的环流及动力特征分析 [J]. 西北大学学报, 2002, (增刊): 187~190
- [9] 蒋尚成. 中低纬系统的相互作用和大范围暴雨 [M]. 北京: 北京大学出版社, 1983, 1~9
- [10] 卓嘎, 谢金难, 马镜娴. 登陆台风于我国降水的统计关系 [J]. 高原气象, 2000, 19 (2): 260~264

黄土高原一次突发性局地特大暴雨过程的诊断分析

刘 勇¹ 杜川利²

(1. 陕西省气象台, 陕西西安 710015; 2. 中科院地球环境研究所, 陕西西安 710075)

摘 要

利用常规的天气图和物理量场资料对2003年7月30日发生在府谷的突发性大暴雨天气进行诊断分析, 结果表明: 暴雨前期副热带高压异常强大, 控制了整个黄土高原; 当西风带的弱冷空气与副高前西南气流交汇时, 触发对流产生; 850 hPa 偏东、偏南气流为大暴雨提供了充沛的水汽; 200 hPa 高空急流和700 hPa 低空急流耦合产生的次级环流为大暴雨提供了持续强劲的上升运动; 在卫星云图上表现为 β 中尺度对流云团。

关键词: 黄土高原 大暴雨 弱冷空气 次级环流 β 中尺度对流云团

1 引言

长期以来, 黄土高原突发性局地大暴雨天气的预报一直困扰着预报员。当地气候干旱少雨, 突发性暴雨次数很少, 发生的机理不是很清楚, 加之前期征兆不明显, 降水局地性强、历时短, 难以准确预报。由于黄土高原特殊的地质条件, 大暴雨天气往往意味着大灾害, 因此加强对黄土高原突发性大暴雨天气的研究意义重大。

水汽来源是黄土高原是否产生大暴雨的首要问题。研究结果表明^[1-2], 台风外围的东风急流带时常越过黄土高原东南部的中条山脉, 并穿过黄河谷地进入黄土高原上空, 为暴雨输送水汽。其次是黄土高原产生大暴雨的动力条件。文献[1, 2]强调了地面冷锋动力抬升和东北急流对黄土高原区域性暴雨的触发作用。虽然对黄土高原区域性暴雨的成因有了初步的认识, 但对突发性局地大暴雨天气的形成机理问题仍需要做大量的工作。与研究黄土高原大暴雨相比, 对另外一些地区大暴雨天气过程研究^[3-7], 并不十分强调水汽来源的问题。

2003年7月30日府谷出现突发性大暴雨天气(图1), 强降水主要集中在30日的02-08时(北京时, 下同), 6 h总降雨量为121.4 mm, 其中1 h最大雨量(非整点)为63.2 mm, 强降水主要发生在清晨06-08时。此次过程雨量仅次于1995年7月28日的182 mm, 1 h最大降雨量突破历史极值。大暴雨造成府谷山洪爆发, 水库、河堤多次出现险情, 县城被淹, 财产受损, 灾害严重。这次过程除了以之相邻的神木降雨量为53.5 mm, 陕北其余各地或无雨或小雨, 说明降水的局地性很强, 具有中尺度特征。

本文对2003年7月30日发生在府谷县的突发性局地大暴雨天气主要从环流场、卫星云图和物理量场进行诊断分析和研究, 试图从常规的天气资料中找到大暴雨的前期征兆和云图特征, 探讨此次大暴雨形成的可能机理, 希望对今后的预报提供一些有益的结论。

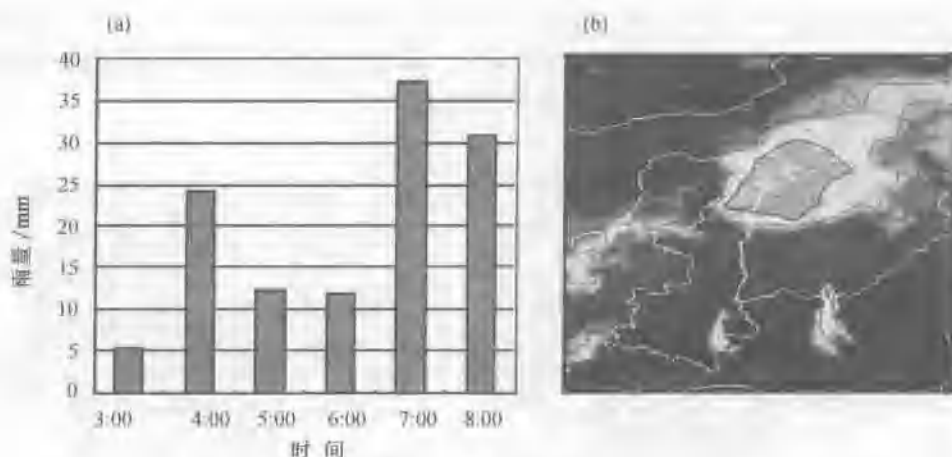


图1 2003年7月30日(a)02~08时府谷逐时雨量图
(b)02:00 FY-2 红外云图(图中给出低于 -30°C 的TBB等值线,间隔为 10°C)

2 云图特征

根据每小时一次的FY-2卫星红外云图的演变情况来看,造成府谷大暴雨天气的是 β 中尺度对流系统。

7月29日22时的FY-2红外云图表明,在陕北的西北部已经形成一个水平尺度为350 km左右的椭圆状 β 中尺度对流云团,云顶亮温TBB为 -70°C 。7月29日01时 β 中尺度对流云团的中心移到陕北北部,云顶亮温TBB为 -70°C 。02时(图1b), β 中尺度对流云团的西南部正好在府谷上空,这里是对流云发展最强部分。04时对流云团继续缓慢的向东移动,水平尺度有所减小,约为200 km,云顶亮温TBB仍为 -70°C 。06时对流云团的大部分已经移出陕北北部,只有西北角在府谷上空。08时对流云团已移出陕北。影响府谷的 β 中尺度对流云团从29日22时至30日08时,云顶亮温TBB始终保持在 -70°C ,说明对流非常强。

3 天气形势分析

2003年7月28日08时的500 hPa图上,东亚环流形势为两槽一脊,槽线分别位于新疆中部和日本海附近,蒙古国中部为一高脊。副热带高压很强,控制着我国大部分地区,副高588 dagpm在太原—延安—兰州附近。28日20时,副高继续加强北抬,588 dagpm在太原—包头—民勤一带,整个陕西都被副高控制。这种形势比较少见。29日08时,副高减弱开始东退,588 dagpm在济南—包头—榆林—西峰—宝鸡—汉中一带。在副高东退时,新疆冷涡分裂出一股冷空气,500 hPa西风槽携带着这股弱冷空气沿河西走廊向东移动。

29日20时的500 hPa图上(图2a),副热带高压继续东退,588 dagpm在邯郸—临汾—西安—汉中一线,位于陕北北部的府谷处在副热带高压前的西南气流控制中。此时500

hPa 西风槽已接近银川—兰州一带,槽后冷空气温度与槽前仅相差 $1\sim 3^{\circ}\text{C}$ 。此次过程的特点是副高很强,588 dagpm 处的位置较往常偏北,沿副高边缘的西南气流直接影响到陕北地区,与弱冷空气在此交汇,给陕北带来大暴雨天气。

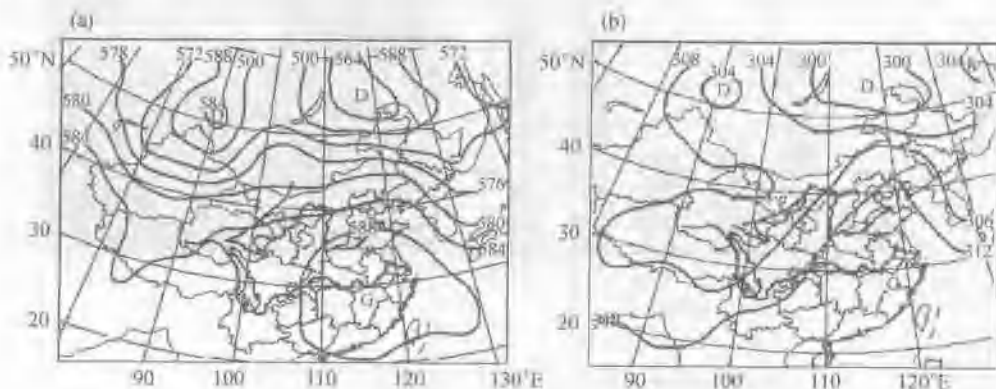


图2 2003年7月29日20时(a)500 hPa和(b)700 hPa图

2003年7月29日20时的700 hPa图上(图2b),沿临河—银川—兰州有一条南北向切变线,陕西位于切变线东部偏南气流中。在我国中南部,从云贵高原到内蒙古中部维持一条速度为 $10\sim 14\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、尺度为上千公里的低空急流,其中平凉偏南风速为 $14\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,延安偏南风速为 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,呼和浩特偏南风速为 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。府谷正好处在700 hPa低空急流轴左前侧。孟加拉湾的水汽通过700 hPa低空急流源源不断地向暴雨区输送,为陕北北部产生的大暴雨创造了良好的水汽条件。30日08:00,随着切变线北端南压,切变线位于呼和浩特—府谷—平凉—兰州附近,低空急流轴也随之偏南,其中平凉西南风速为 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,延安西南风速为 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,呼和浩特转为偏北风,但太原偏南风速由 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 增大到 $16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。低空急流轴向东倾斜,但陕北北部仍位于低空急流轴左前侧,是辐合区域,也是 β 中尺度对流云团出现的区域。

2003年7月29日20时的850 hPa图上,陕北到宁夏有一气旋环流维持,低层辐合加强有利于对流的发生。同时陕北地区受到风速为 $8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 东南气流影响,来自南海的东南气流携带了大量的水汽,为陕北暴雨提供了比较充沛的水汽。30日08时,河套气旋环流东移,府谷位于低涡环流中,陕北延安的风场也转为 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的西南风。强劲的西南气流不仅为暴雨区提供充沛的水汽,而且使暴雨区低层辐合进一步加强,为大暴雨的产生创造了有利的条件。

29日20时的200 hPa图上,沿甘肃西北部—蒙古中部—辽宁有一条风速 $36\sim 40\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的高空急流,高空急流呈反气旋旋转,陕西位于高空急流反气旋一侧。高空急流造成陕北地区高空强辐散,非常有利于对流的发展。

这次过程副热带高压异常强大,控制了整个黄土高原,588 dagpm位置偏北是大尺度天气形势的主要特征。在副高减弱东退时,弱冷空气南下与副高前西南气流相汇在陕北北部,产生局地大暴雨天气。大尺度的700 hPa低空急流不仅为大暴雨创造了良好的水汽条件,并且提供了能量和动量。850 hPa来自不同方向和性质不同的几股气流交汇在陕北地区,使得该地区低层辐合加强。200 hPa高空急流造成陕北地区高空强辐散,为强对流的

发生发展创造了有利的条件。

4 物理量诊断分析

4.1 能量分析

29日20时,沿陕西南部到内蒙古中部850~200 hPa各层均为高能区,说明暴雨区上空具有很高的能级。特别是低层(850~700 hPa)陕北北部 θ_{se} 都在348K以上,表明大气低层已积累了大量的不稳定能量。850 hPa θ_{se} 场(图3a),从陕南东部到陕北都是高能区,高能轴位于黄河附近,850 hPa θ_{se} 场呈典型的“Ω”型。来自西北和东北的两股冷空气夹击陕北地区,造成高能轴两侧呈低能。陕南 θ_{se} 高能量值为368 K,陕北北部为348 K,高能轴线呈西南—东南向。银川到延安之间为一能量锋区, θ_{se} 值在338~358 K之间,府谷(39°N, 111°E)处在该高能轴线附近。从位势稳定度来看,暴雨区 $\Delta\theta_{se}(500-850) < 268$ K,表明暴雨区层结不稳定,有利于对流的发生。

4.2 涡度场、散度场分析

29日20时,沿39°N的涡度垂直剖面图表明,在府谷上游地区中低层均为正涡度区,而且正涡度区上升到500 hPa层以上,非常有利对流发展。随着这一系统的东移,对府谷产生大暴雨起到非常重要的作用。30日08时,府谷850~500 hPa正涡度强度明显增大,正涡度区上升到500 hPa层以上,量值为 $4 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。正涡度的增长,说明有气旋性环流的生成和发展,有利于对流的发展。

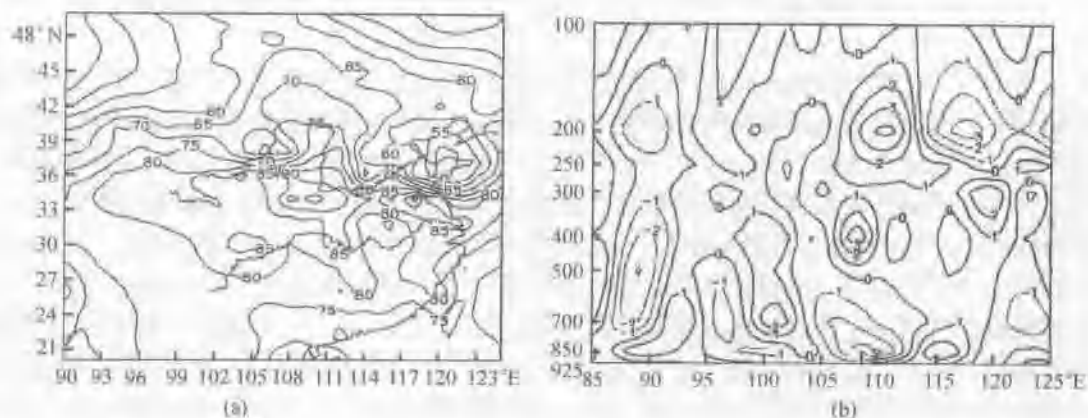


图3 2003年7月29日20时(a) 850 hPa θ_{se} 场和(b)沿39°N散度($\times 10^{-5} s^{-1}$)剖面图

从散度场来看(图3b),29日20时陕北850~700 hPa均为辐合区,最强辐合在850 hPa,量值为 $-3 \times 10^{-5} s^{-1}$,500~100 hPa为辐散区。最大辐散区在400 hPa和200 hPa,量值为 $3 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。低层辐合,高层辐散,有利于对流的发展。30日08时,850 hPa陕北地区辐合仍然很强,量值为 $-3 \times 10^{-5} s^{-1}$,而300 hPa为辐散区,量值减小,对流在30日08时后逐渐减弱。

4.3 水汽分析

黄土高原的海拔高度在1000~2000 m,虽然700 hPa低空急流表现得更明显,但850

hPa 低涡的作用不可忽视。

29 日 20 时水汽通量图上, 500 hPa 从孟加拉湾至青藏高原东部有一条水汽通道, 通向陕北地区, 但量值较小, 在陕北为 $20 \sim 40 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。700 hPa 沿孟加拉湾—云南—贵州—四川—陕西有一条尺度为上千公里和水汽通量值非常大的水汽通道, 南风急流为陕北带来充沛的水汽 (图 4a)。在这条水汽通道上, 水汽通量大值从南到北均为 $100 \sim 120 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。30 日 08:00 的 700 hPa 水汽通道的北端移到西安—延安—太原—张家口一带, 量值也增大到 $160 \sim 200 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 府谷附近的水汽通量值仍为 $100 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。700 hPa 水汽通道的改变大并未减小府谷上空的水汽通量, 说明了 700 hPa 低空急流为府谷大暴雨提供的水汽条件是非常好的。

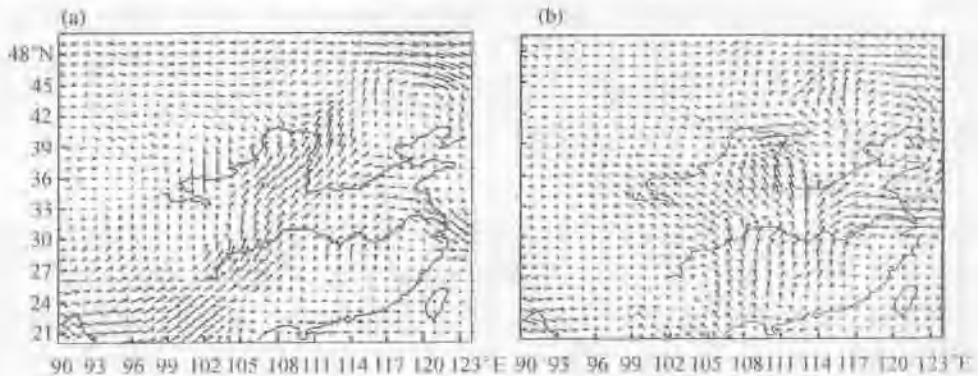


图 4 2003 年 7 月 29 日 20 时 (a) 700 hPa 水汽通量和 (b) 850 hPa 水汽通量
(单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

在 29 日 20 时的 850 hPa 水汽通量图上 (图 4b), 主要是沿南海—广东—湖北—山西—陕北有一条南路水汽通道向陕西输送水汽。运城—太原—呼和浩特是这条水汽通道量值较大区, 最大值为 $100 \sim 120 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。由于 850 hPa 在陕西、山西盛行东南风, 因此这个水汽通道的大值是向西北输送, 从而影响到陕北地区, 为陕北带来充沛的水汽。30 日 08 时的 850 hPa 水汽通量图上, 有三股性质不同的气流在陕北北部交汇: 一股来自东部方向的下冷空气; 一股来自西北方向的干冷空气; 一股来自西南方向的暖湿气流。这股西南暖湿气流的水汽通量值在延安达到 $160 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。陕北北部府谷水汽通量值在两股下冷空气的夹击下为 $60 \sim 80 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。从 29 日 20 时至 30 日 08 时陕北地区上空水汽通量的变化来看, 700 hPa、850 hPa 两层水汽均为府谷大暴雨创造了良好的水汽条件。

分析各层的水汽通量散度, 发现 850 hPa 水汽对府谷大暴雨的贡献远远超过 700 hPa。29 日 20 时的 500 hPa 府谷上空水汽通量散度为正值, 700 hPa 府谷水汽通量散度为 $-1 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 但在陕北上游地区风场辐合较大, 因此水汽通量散度增大到 $-2 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。而 30 日 08 时这两层的水汽通量散度为正值, 说明是辐散的。而府谷的强降水主要发生在 06—08 时, 说明这两层的水汽对府谷大暴雨的贡献并不大。

29 日 20 时的 850 hPa 水汽通量散度 (图 5a), 陕北地区为水汽强辐合区, 量值为 $-5 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 辐合中心在延安北部。30 日 08 时 (图 5b) 水汽辐合中心已移至陕北北部, 水汽通量散度量值为 $-5 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 最大为 $-6 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot$

$\text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 水汽辐合中心与暴雨区相对应。850 hPa 水汽辐合一直维持较高的水平, 充分说明 850 hPa 东南、西南风带来的水汽是产生府谷大暴雨的主要贡献者。

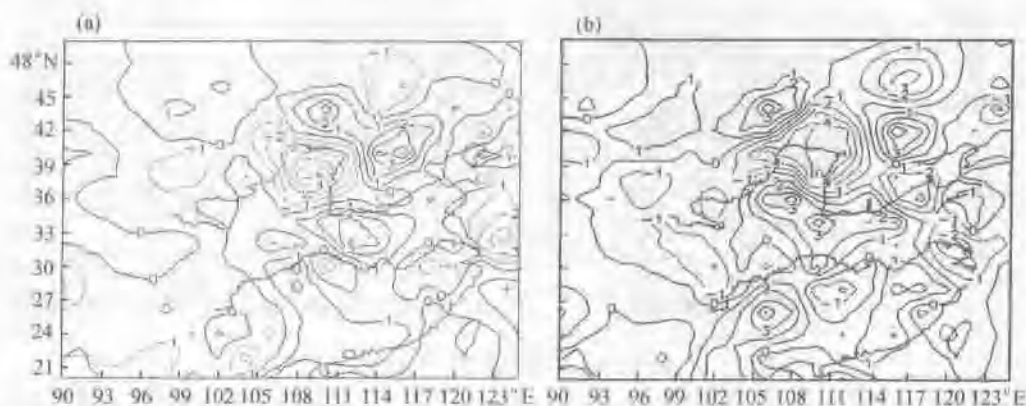


图5 2003年7月 (a) 29日20时的850 hPa水汽通量散度 (b) 30日08时的850 hPa水汽通量散度 ($\times 10^{-7} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

如果按照常理分析, 结论是相反的。这次过程为什么会出现这种情况? 主要原因是 700 hPa 低空急流在切变线前是南风走向, 急流的顶端在呼和浩特附近, 气流的主要辐合点并不在陕北北部, 因此在陕北暴雨发生时, 在暴雨区上空都为一致的偏南气流, 缺少风场的辐合运动。当 700 hPa 切变线移至暴雨区上空时, 弱西北风与南风有风场辐合, 但量值较小, 而且水汽通量也减小, 因此水汽通量散度值偏小。850 hPa 低空没有形成急流, 但是来自不同方向和性质不同的几股气流交汇在一起, 使得水汽辐合在府谷达到最大, 是府谷大暴雨水汽的主要来源。低层强风场辐合和比较充沛的水汽供给, 使得 850 hPa 水汽对大暴雨的贡献远远超过了 700 hPa 低空急流。这是一个很重要的结论。

4.4 上升运动

在突发性局地大暴雨形成过程中, β 中尺度对流云团靠什么系统维持较长时间的强劲上升运动也是研究的重点。

从 29 日 20 时高低空急流所处的位置来看 (图 6a), 陕北北部位于 700 hPa 低空急流轴的左前侧辐合区和 200 hPa 高空急流入口区右侧辐散区。当低层强辐合区与高空强辐散区重叠时, 对流得以产生和发展, 次级环流形成。由于 700 hPa 南风急流尺度大, 次级环流强度也随之增大。沿 39°N 垂直速度剖面图 (图 6b) 表明, 29 日 20 时在 700 hPa 急流轴前部东西两侧存在着一级次级环流。700 hPa 急流轴左前侧 ($105^\circ \sim 113^\circ\text{E}$) 为次级环流的上升支, 最大上升速度在 400 hPa, 量值为 $-6 \times 10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$; 700 hPa 低空急流轴右前侧 ($113^\circ \sim 120^\circ\text{E}$) 为次级环流的下沉气流, 最大下降速度在 400 hPa, 量值为 $4 \times 10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。30 日 08 时随着 700 hPa 低空急流轴前部南压, 呈西南—东北走向, 陕北北部仍在 700 hPa 低空急流轴左前部, 次级环流上升支最大上升速度在 300~400 hPa 之间, 量值为 $-4 \times 10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, 说明对流还是很强。陕北北部在这次过程中始终处在次级环流的上升支区域, 为大暴雨的产生提供了持续强劲的上升运动。

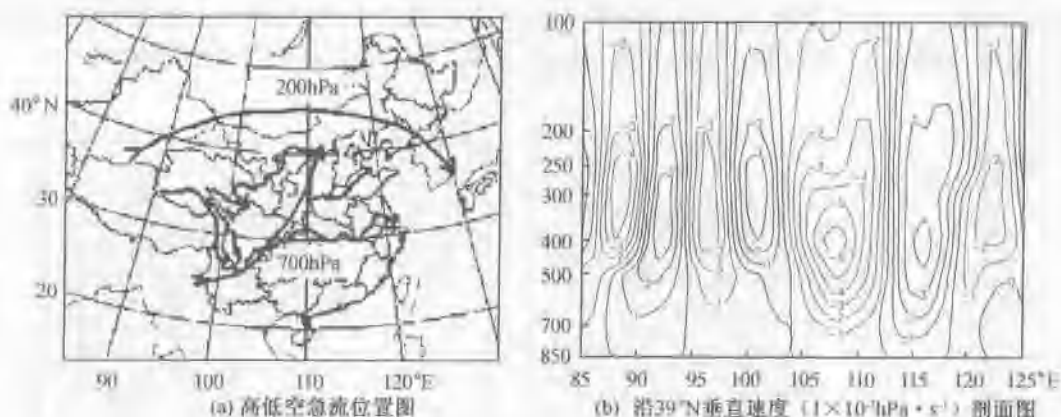


图6 2003年7月29日20时

急流次级环流是局地大暴雨产生的动力条件之一，次级环流上升支所在的区域是大暴雨最有可能出现的区域，为预报暴雨落区提供了理论根据。

5 结论与讨论

(1) 府谷突发性大暴雨是在副热带高压异常强大的情况下发生的。500 hPa 西风槽后的弱冷空气东移，与东退的副热带高压前西南气流交汇在陕北北部，造成大暴雨天气。同时 500 hPa 弱冷空气与 850、700 hPa 的东南风和西南风提供的暖湿气流在垂直方向上叠加，构成位势不稳定，有利于对流的发展。

(2) 在暴雨前期，暴雨区物理量场分别有以下特征：850 hPa θ_{se} 场呈典型的“Ω”型；850~500 hPa 有正涡度发展；低层辐合，高层强辐散。

(3) 850 hPa 东南气流为大暴雨提供了充沛的水汽，是府谷大暴雨的主要贡献者。虽然 850 hPa 没有急流生成，但比较充沛的水汽条件和强风场辐合相结合，对大暴雨的水汽贡献远远超出 700 hPa 南风急流。

(4) 大尺度的 700 hPa 南风急流虽然携带大量的水汽，但缺少辐合运动，因此对府谷大暴雨贡献的水汽并不大。700 hPa 南风急流的作用主要体现在产生大暴雨所需的动力方面。此次过程产生持续强劲上升运动是 200 hPa 高空急流和低层 700 hPa 西南风急流耦合产生的次级环流提供的。陕北北部位于 700 hPa 南风急流次级环流上升支区域。

(5) 这次过程在卫星云图上表现为一个 β 中尺度对流云团的发生发展。它的生命史大于 10 小时，云顶亮温 TBB 在发展旺盛期为 -70°C ，与暴雨落区相对应。

(6) 此次突发性局地大暴雨前期特征是非常明显，用常规资料为预报黄土高原一部分局地大暴雨提供了可操作的理论根据。

参考文献

- [1] 刘子臣, 张健宏. 黄土高原上两次低空东北急流大暴雨的诊断分析. 高原气象, 1995, 14 (1): 107~113
- [2] 刘子臣, 梁生俊, 张健宏. 登陆台风对黄土高原东北暴雨的影响. 高原气象, 1997, 16 (4): 402~409

- [3] 郁淑华. 诱发泥石流灾害的四川盆地大暴雨过程分析. 气象, 2002, 28 (8): 251-288
- [4] 王劲松, 李耀辉, 康风琴等. 西北区东部一次暴雨的数值模拟试验. 高原气象, 2003, 21 (3): 258-266
- [5] 孙力, 廉毅, 白乐生. 东北地区一次突发性暴雨分析. 高原气象, 1995, 14 (4): 486-494
- [6] 赵世发, 王俊, 周军元等. 陕南两次罕见的特大暴雨对比分析. 气象, 2001, 27 (10): 28-31
- [7] 张维桓, 董佩明, 沈桐立. 一次大暴雨过程中急流次级环流的激发及作用. 大气科学, 2002, 24 (1): 45-57

2002年6月8日西安地区一次罕见暴雨成因分析

孟小绒 梁生俊 王建鹏 陈百江

(西安市气象局, 西安 710016)

摘要

本文利用天气学原理、物理量场诊断分析、云图以及数值预报产品等技术, 系统分析了2002年6月8日西安地区罕见暴雨过程, 发现这是一次典型的 MCC 降水过程, 地面最强降水区与 TBB 最冷云顶对应较好; 西风槽、高原槽和经向型副高是主要影响系统。低空偏南风急流促使形成有利于暴雨的热力、水汽和动力条件。同时证明, 数值预报对高空形势和降水落区有很好的指示意义。

关键词: 暴雨 低空急流 MCC 副热带高压

2002年6月8日夜至9日, 陕西出现了30年来范围最大, 雨量最强的一次降水过程。全省30多个县(市)下了暴雨, 其中4县为大暴雨, 佛坪县发生了百年一遇的洪灾。西安全区普降暴雨, 南部山区局部出现了大暴雨。陇海线灞河大桥被冲垮, 200多段公路被冲毁, 900多间民房与校舍倒塌, 10多人失踪, 4人死亡, 损失达2.4亿元, 这是西安地区有史以来最严重的一次暴雨洪灾。

1 天气形势

6月7日08时, 500 hPa 中纬度形势调整为东高西低型。副高较弱, 脊线呈经向型。在 95°E , 40°N 附近有一西北涡, 与之配合高原东北部为槽区, 槽前偏南风较强, 中高纬度形势与上述槽呈反位相, 此类形势易诱发中小尺度天气。到8日08时, 副高经向度增大, 巴湖至高原东部建立起了陕西省初夏南北双槽型(经向型)暴雨形势(见图1)。

2 影响系统

这次暴雨的主要影响系统是: 西风槽、高原槽、经向型副高以及地面冷高压和高、低空急流(图1)。西风槽与高原槽的合并加深及副高连续几天稳定北挺后东退是此次暴雨的触发机制。

2.1 西风槽、高原槽、高空急流、副热带高压

500 hPa, 7日08时高原东北部生成一低涡, 与之配合有低槽—高原槽形成。槽前西南风较强, 在西安附近转向, 到高原北部低涡外围形成一支东南风急流。20时急流在陕南、关中及甘

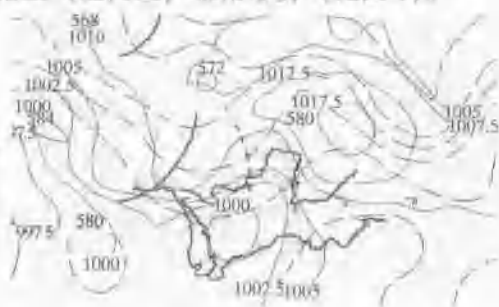


图1 6月8日08时高空、地面形势配置
粗实线: 500 hPa 槽线
粗虚线: 700 hPa 切变线
阴影箭头: 700 hPa 偏南风急流
箭头线: 500 hPa 等值线, 单位: hPa

肃一带发展, 风速 ≥ 12 m/s。西风带在 85°E 附近也有低槽发展, 并分裂一小槽东移至新疆西部。8日08时, 锋区压至贝湖—巴湖一线, 梯度较大, $2^{\circ}\text{C}/\text{纬距}$ 。高原槽分裂成两支, 北支与东移的新疆槽合并, 槽后为 ≥ 14 m/s的西风急流, 造成冷空气堆积。南支在成都—腾冲一线。西南风急流增宽, 轴线从南至北纵穿陕西; 副高经向度加大, 对西南气流向陕西伸展并辐合提供了动力条件。20时, 锋区由东北—西南向转为准南北向。副高东南撤, 高原槽东移了5个经距。槽后偏西风急流急剧增强, 风速 ≥ 16 m/s, 有3站以上 ≥ 20 m/s。说明强冷空气即将来临。与此同时, 西南风急流也在增强, 为这次暴雨提供了充分的水汽条件。

2.2 低涡切变、急流

7日08时, 700 hPa高原东北部有一暖涡, 20时略有发展, 中心温度 $> 20^{\circ}\text{C}$ 并东移南压; 即与500 hPa高原槽结伴移动, 这是陕西大降水天气的有利高低空配置形势。低涡外围的西南气流将高能量的水汽送入陕西, 上冷下暖的不稳定层结形成。8日08时低涡减弱为一气旋性环流, 可分析出一西北东南向切变线, 其东北侧偏南风增强为急流, 急流轴纵贯陕西省南北。20时, 低涡又一次加强。

2.3 地面冷锋和冷高压

6月7日08时, 地面上蒙古高压较强, 其底部有一强大冷锋。从青海到陕西为一低压倒槽, 冷锋尾部及甘肃、青海一带已有大片降水区。之后, 高压东移南压, 气压梯度加大, 雨区随之移动, 20时扩展到关中、陕南一带。8日08时, 高压继续加强并快速东南移使陕西处于高压后, 东风气流顺着其底部向陕北至宁夏一带输送, 与锋后冷空气交绥产生明显降水。雨区分裂成四小块, 降水已具有中尺度特征。低压倒槽填塞并转成经向型, 轴线纵穿陕西。说明陕西从南到北均为辐合区。20时, 陕西处在鞍型场中(预示锋锋消), 河西高压外围的冷空气与东路高压底部的倒灌冷空气同时向陕西输送, 与几天来的西南暖湿气流交汇, 孕育着暴雨。从西安本站记录看, 降水的最大时段在9日2至5时, 3小时降水量31.6 mm, 次大时段为5至8时, 3小时降水量21.6 mm。11时, 雨区基本移出西安地区。

3 云图分析

暴雨前后逐时红外云图的演变表明, 产生暴雨的云团具有MCC的特征。它们形成于大巴山与秦岭南麓一带, 在高原东部低槽东移作用下, 对流单体在副高西北侧低层暖切变中合并发展, 低空急流和准南北向湿舌在此区域十分清楚。地面上是在弱锋面强迫区内。由于MCC发生中起主导作用的低空暖湿气流与低空急流密切相关, 而低空急流有昼弱夜强的日变化, 故MCC有“夜出活动”之特征, 午夜至凌晨达到最强。MCC的活动分为四个阶段(图2):

3.1 初生阶段

8日20:30佛坪地区就有 $\text{TBB} < -52^{\circ}\text{C}$ 的对流云团生成(A)。21:30在洛川一带有同样强度的对流云团生成(B)。另外在四川万县一带, 有一南北向花生状对流云团发展, 云顶最强 $\text{TBB} < -67^{\circ}\text{C}$ (C)。

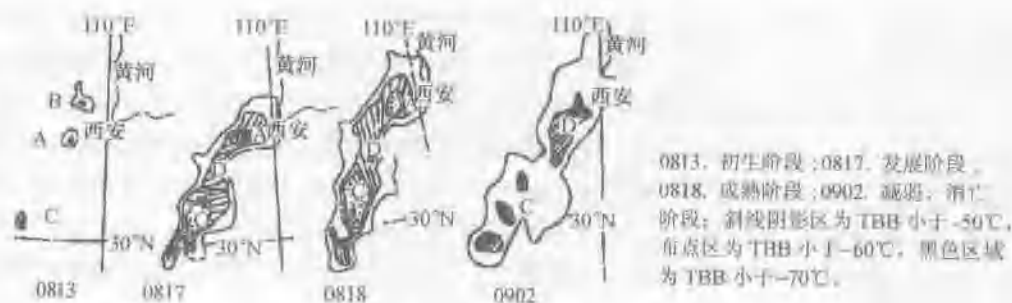


图2 MCC发展各阶段云图演变情况

3.2 发展阶段

8日22:30 A、B云顶冷云砧扩大, A云的西南象限最冷云 TBB $< -62^{\circ}\text{C}$, 在佛坪上空。C云团发展成细胞状, TBB $< -52^{\circ}\text{C}$ 等温线变成光滑圆形, 最冷云顶 TBB 变化不大。在佛坪以南 (106°E , 32°N) 附近又生成一小块云团 (D)。之后这几个云团迅速发展, 向东北方向移动。A、D云团迅速发展增强, 云顶温度快速降低, 到9日01:30, 冷云砧扩大并汇合, 但各自的强冷云顶保持独立, C云团东北象限云顶发展, 并逐步移入 A、D云团, 对流单体发展达到最强。B云团独立发展逐步向东北方向移动。

3.3 成熟阶段

分析发现, 这次 MCC 的成熟阶段是成熟减弱再发展再减弱的过程。9日02:30, A、C、D云团的冷云砧完全合并, MCC 达到了 Maddox 规定的成熟阶段条件。关中陕南的第一次强降水时段开始。A云团 -52°C 等温线呈相对光滑的环形, 冷云顶发展到最高, 云顶温度达到最低, 并有两个 TBB $< -62^{\circ}\text{C}$ 的强冷中心, 一个在佛坪地区上空, 一个在西安和长安一带上空。此时为云团上冲最强时刻, 云团发展成细胞状, TBB $< -52^{\circ}\text{C}$ 面积达到最大, 即达到“最大时段”, 偏心率 > 0.7 。03:30 到 05:30 A云逐渐减弱, 降水也随之减弱。06:30 C云团东北象限云顶发展, 并入 D云团, 使 D云团面积扩展, 发展出两个 $< -62^{\circ}\text{C}$ 的强冷中心, 偏南中心在宁强一带, 偏北中心在佛坪一带, 导致佛坪的第二次强降水过程产生。这时 A云团已开始东移散开, 只有个别像元 TBB $< -52^{\circ}\text{C}$, 且已移出西安地区。07:30 整个云系明显减弱, A云团已基本移出陕西。C、D云团向东北伸展, D云团的两个强冷中心稳定。08:30 云系明显减弱, D云团已移到西安一带, 导致西安地区第二个较强降水时段开始, 不过这时云顶 TBB $> -62^{\circ}\text{C}$ 。

3.4 减弱、消亡阶段

9日09:30以后各云团开始分离, 并迅速减弱东移或就地消亡, 各地降水逐渐转为层状云降水。到14:30除了陕南东部个别地方有弱降水外, 陕西这次降水过程基本结束。

从云图的演变情况看, 佛坪出现最大降水量的一个很重要的原因是该地区上空累计长达7个小时受 TBB $< -62^{\circ}\text{C}$ 的强对流云团影响。

4 物理量场分析

4.1 水汽条件和能量分析

从 $T - T_d$ 的变化看, 08 时陕西全省都 $\leq 4^\circ\text{C}$, 从河西到陕南为大范围 $\leq 2^\circ\text{C}$ 的饱和区。20 时湿区东移, 范围缩小, 更趋饱和, 整个陕西都在 $\leq 2^\circ\text{C}$ 的湿区内。

水汽通量散度场表明, 陕西在 500 hPa 以下为辐合区, 以上为辐散区; 从 8 日 08 时到 20 时, 辐合区南移增强, 与雨区的移动基本一致。

分析 $T - \ln P$ 图发现, 8 日 08 时, 陕西的四个探空站均有不稳定能量, 各站的 KI 指数均 $\geq 35^\circ\text{C}$ 。20 时, 各站的 KI 指数 $\geq 38^\circ\text{C}$ 。一般, 当 KI 指数 $\geq 30^\circ\text{C}$ 时, 就有利于强对流的发展, 这次夜间暴雨的发生很能说明问题。

从 θ_e 场的分布看, 8 日 08 时, 850 hPa 到 500 hPa, 中纬度地区形成一个 Ω 型, 河套地区为高能舌区, 其两侧为低值区, 如图 3。这种高能舌的存在是经向型大暴雨的典型形势之一。20 时, 高能舌区向东北伸展, 中心强度 $\geq 76^\circ\text{C}$; 几层的高能重叠区正好在陕南一带。与大降水中心基本吻合。9 日 08 时, 高能舌继续东移, 强度减弱, 尤其是低层 850 hPa, 在陕南已变平, 大部分地区 $\leq 68^\circ\text{C}$ 。可见, θ_e 场的演变与降水实况演变相似。

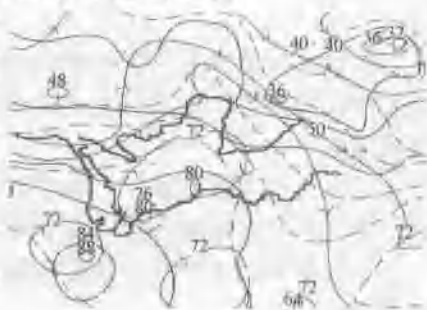


图 3 850、700、500 hPa θ_e 场迭加图

实线: 850 hPa 等值线,
虚线: 700 hPa 等值线,
细虚线: 500 hPa 等高线,
细实线: 地面等压线

4.2 上升运动

分析垂直速度场发现, 8 日 08 时, 河套地区低层垂直速度较小, 随着高度的增加而增大, 300 hPa $\geq 0.2 \text{ m/s}$, 到 200 hPa 才开始变小, 其两侧为下沉运动。20 时, 大值区移到陕西西部, 上升运动抬升到 200 hPa 以上, 对流更加旺盛。

暴雨前的涡度场表现为, 500 hPa 以下为正值区, 以上为负值区, 说明 500 hPa 以下为上升运动, 以上为下沉运动, 20 时较 08 时有所加强。强烈的上升运动把低层的水汽输送到高层, 使湿层变厚。

暴雨前的散度场分布表明, 500 hPa 以下辐合, 以上辐散, 850 hPa 辐合中心就在陕西。从 8 时到 20 时, 低层辐合是加强的, 大值区在汉中地区。这可能就是最大降水区在汉中地区的一个很重要的原因。

通过以上分析, 表明产生暴雨的水汽、动力条件完全具备。

5 数值预报

5.1 欧洲数值预报

实践证明: 欧洲中心数值预报对中高纬度高度场有较强的预报能力。6 月 5 日 20 时至 7 日 20 时连续 3 天该产品预报副高到 8 日 20 时东退, 9 日 20 时陕西将转为槽后, 与实况

相当吻合。

5.2 日本雨量预报

从6月6日08时到7日20时该产品预报本次降水的开始、结束、落区以及雨区的移动方向,与实况基本吻合,只是量级偏小,这就需要我们结合本站要素进行解释订正。

6 小结

(1) 这次暴雨的主要影响系统是:西风槽、高原槽,经向型副高以及地面冷高压和低空急流。西风槽与高原槽的合并加深及副高连续几天稳定北抬后东退是造成此次暴雨的触发机制。

(2) 这次暴雨过程中,高低空急流轴、地面倒槽轴线与陕西省的南北中轴线基本一致;最大降水落区就在急流轴左侧与700 hPa低涡之间。

(3) 当高原有冷槽,地面较强冷高压东移南压,使西安处在高压后时,易产生倒灌回流天气。

(4) 产生这次暴雨的云团具有MCC特征。TBB最低值与暴雨中心对应较好,可作为临近预报暴雨落区的参考。

(5) 500 hPa到850 hPa θ_{se} 场的高能重叠区、近地面层散度场强辐合区与大降水中心基本吻合。

(6) 欧洲数值预报对中高纬度高度场有较强的预报能力,日本雨量预报对降水时段及落区预报值得参考。

参考文献

- [1] 陆忠议,陆长荣,王婉馨.实用气象手册.上海:上海辞书出版社,1984. 10
- [2] 武汉区域气象中心.暴雨灾害.北京:气象出版社,1999. 10
- [3] 西北暴雨编写组.西北暴雨.北京:气象出版社,1992. 6
- [4] 中国气象局培训中心科技培训部.气象卫星资料应用培训班讲义汇编.2002. 4
- [5] 陕西省气象局.陕西省短期天气预报指导手册,1988. 5

两次暴雨过程的能量和湿位涡分析

宁志谦 梁生俊

(陕西省气象台, 陕西西安 710015)

摘 要

用 T106 资料分析了 2000 年 7 月 12 日和 2000 年 10 月 10 日两次暴雨过程的能量和湿位涡, 对两种形势下能量场的不同表现、湿位涡各分量的正负表现以及湿位涡各分量与强降水落区的关系进行了总结。结果表明: 1. 副高西北侧西南风急流配合低涡产生降水时, 对流层低层对流不稳定, 强降水发生在该不稳定区内, 配合有较强冷空气入侵时, 降水落区在 θ_e 锋区和靠近暖湿区一侧。2. 低层 MPV1 的负值区代表了强的辐合上升区及对流性不稳定区, 强降水落区在其负值轴附近, 当北方有较强冷空气东移南下时, 降水落区位于 MPV1 正负交界处靠近暖区一侧。3. MPV2 大的正值区代表了低层斜压不稳定和强的水平风垂直切变, 降水落区在正的大值区附近, 当有冷空气南侵时, 降水落区位于正中心北部和负中心南部。

关键词: 湿位涡(MPV) θ_e 副高 东风急流 冷空气

1 引言

2000 年 7 月 11~14 日, 受副热带高压影响, 陕西南部出现 16 站暴雨, 造成重大人员伤亡和财产损失, 降水主要出现在 12 日 08 时到 20 时, 20 时 24 h 降水有 6 站大雨, 10 站暴雨, 其中镇巴站和汉阴站降水量分别为 166.1 mm、103.1 mm (图 1a), 特点是降水强度大、降水落区集中, 强降水主要集中在陕南中东部地区, 位于副高边缘上。2000-10-10~11 日, 受西北路较强冷空气与副热带高压共同影响, 陕西产生大降水。11 日 08 时 24 h 降水有大雨 34 站, 暴雨 19 站 (图 1b), 其特点是降水强度大、降水面积广, 有 2 个强降水落区: 一个位于陕北西南部—关中西部, 处于地面冷锋位置, 另一个位于陕南西部—关中东部地区, 处于副高西北侧 584 dagpm 线位置。

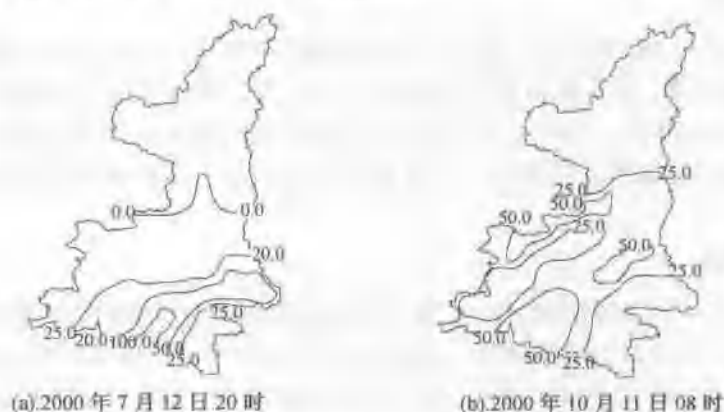


图 1 陕西 24 h 降水量分布

(单位: mm)

2 环流形势

2.1 7月12日08时高空形势

7月12日08时500 hPa副高588 dagpm线西伸到22°N、109°E附近,中心强度592 dagpm,河套北部地区有闭合高压,高压底部为偏东风气流,在西安附近和关中东部到郑州附近分别存在一个低涡,并伴有横切变线维持于西宁、西安到郑州一线。700 hPa河套北部向西到酒泉为一致的东南风急流,延安站风速为10 m/s,云贵高原—陕南为强的西南风急流,其中安康站风速达到20 m/s,在两股急流之间平凉—西安北—郑州一线为横切变线,兰州、平凉和武都之间有低涡形成。

2.2 10月10日08时高空形势

10日08时500 hPa冷空气中心位于贝湖附近,中心强度-36℃,槽线位于贝湖—乌兰巴托—乌鲁木齐之间,大槽底部40°N附近存在强劲西风急流和高空锋区,急流最大风速26 m/s,哈密与太原之间有-16℃锋区。副高588 dagpm线西伸到长沙,中心强度590 dagpm。700 hPa河套北部为一小高压,其底部从太原—延安—兰州是一支弱的东风气流,西安—汉中—武都之间形成低涡并伴有一条东北—西南向切变线。地面冷空气前锋位于河西,锋前已有小股弱冷空气南下到河套地区,并在该地区35°N附近形成弱冷锋,从四川盆地到陕南为一倒槽。

前者是副高边缘有低涡配合的一次暴雨过程,后者则是一次西北路冷空气东移南下与副高共同作用产生的一次暴雨过程。都有副高、低涡、西南急流、东风急流和切变线等天气系统,副高外围的西南风急流为大降水提供了充足的水汽和不稳定能量,河套北部小高压底部的东风急流阻挡了水汽向北运动,有利于垂直运动的发展及水汽与能量在暴雨区附近的堆积,小高压东部的东北风引导北方冷空气南下,使大气不稳定性加大,有利于对流运动的发生和发展。

3 能量场分析

3.1 θ_{se} 水平分布

7月11日20时850 hPa θ_{se} (图2a)在河套南部有东北—西南向 θ_{se} 高值轴,对应副高外围的高温高湿气流,位于陕南的中心值达352 K,陕西暴雨就发生在该中心位置上。10月10日20时850 hPa θ_{se} (图2b),冷空气主体在河西上游地区,受冷锋前小股南下冷空气影响,在河套东北部形成低值区,35°N附近有 θ_{se} 锋区,强降水发生在该锋区靠近暖空气一侧。

3.2 θ_{se} 垂直分布

分析7月11日20时温度露点差,从云贵高原到河套南部地区的低层至对流层中层基本达到饱和。在 θ_{se} 沿33°N剖面图上,700 hPa以下105°E到110°E之间为对流不稳定区;10月10日20时 θ_{se} 沿34°N剖面图上107°E到110°E之间、600 hPa以下为对流稳定性区,说明此次降水主要为稳定性降水。另外在10日20时 θ_{se} 沿108°E剖面图上,自400 hPa到850 hPa之间存在向北后倾的锋区结构,在850 hPa层上,冷空气前锋位于34°N附近,

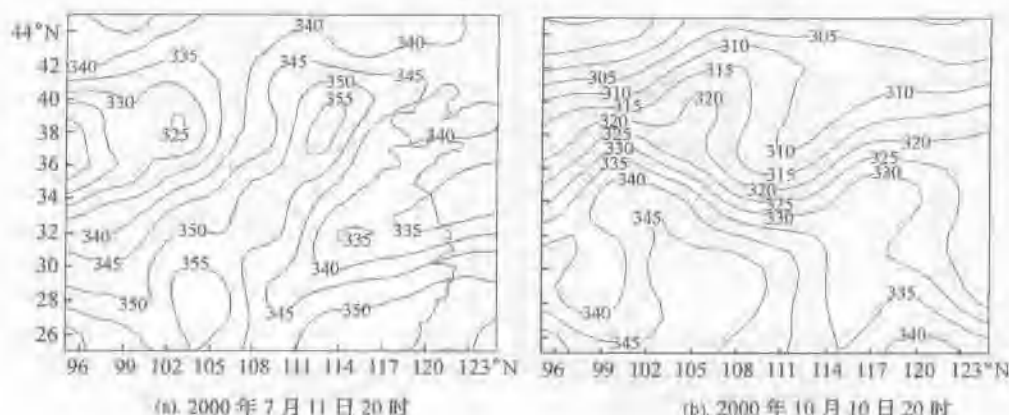


图2 850 hPa θ_e 分布

(单位: K)

对比10日08时地面图,该冷空气为主冷锋前位于关中地区的弱冷空气前沿。在冷空气锋面南侧是弱的对流不稳定区。

比较两次过程 θ_e 分布,前者低层为高能区且对流不稳定,强降水发生在该区域内,为对流性降水;后者则以冷空气影响为主,仅在冷锋南侧暖区中存在弱对流不稳定,强降水集中在 θ_e 锋区上靠近暖空气一侧,主要表现为稳定性降水。

4 湿位涡 (MPV) 分析

湿位涡是综合表征大气动力状态和热力状态的物理量^[1],对湿绝热、无摩擦大气遵循湿位涡守恒。这种守恒给出了大气动力性能和热力性能之间相互依赖,相互制约的关系,其垂直分量 (MPV1) 和水平分量 (MPV2) 的大小和正负号与大气稳定度、湿斜压性、风速辐合和水平风垂直切变的大小及其相互配置有关。

4.1 MPV1 分析

当低层有垂直涡度发展并且对流不稳定时 $MPV1 < 0$ ^[1]。分析7月11日20时850 hPa环流形势,副高西北侧关中、陕南地区为强的西南风急流,急流左侧有垂直涡度发展且对流不稳定,与此配置相对应,850 hPa上MPV1 (图3a) 从河套东侧到关中、陕南为大负值区,强降水发生,陕西省在MPV1负值轴线位置上,陕南中东部为小于-1.2PVU的负值区域。10月10日20时在850 hPa上MPV1 (图3b) 在河套东部为正值区,其西南侧为大的负值区域,强降水位于高低系统交界位置上,这说明强降水不一定都发生在MPV1的负值区内,当低层有冷空气南压,并伴有西南急流加强北上时,MPV1在干冷空气一侧由于层结稳定表现为正值,在暖湿空气一侧由于层结不稳定表现为负值,降水发生在MPV1正负交界位置。

7月11日20时沿33°N、34°N剖面图上650 hPa以下107°E到112°E之间MPV1为大负值区,中心强度-1.1PVU;10月10日20时MPV1沿108°E剖面图上,32°N以南600 hPa以下MPV1为负值区,在32°-40°N、850 hPa~600 hPa之间则为正值区,MPV1的这种垂直分布与前面的分析结果是一致的。

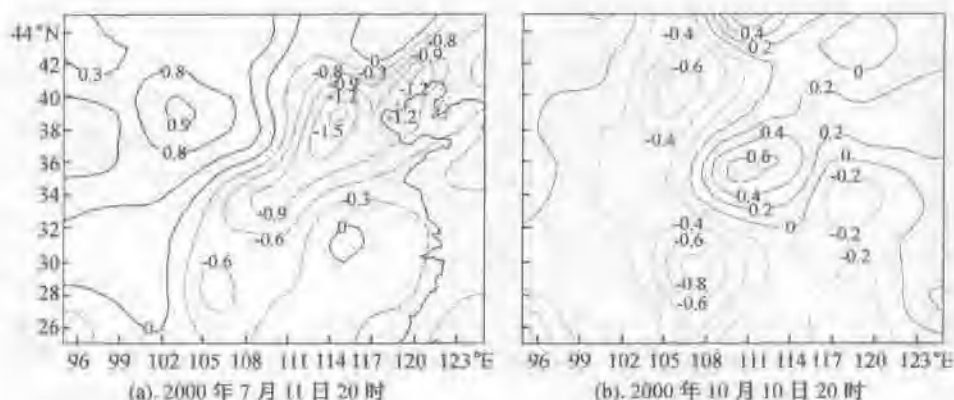


图3 850 hPa MPV1 分布 ($1\text{PVU}=1.0\times 10^{-6}\text{m}^2\times \text{K}\times \text{s}^{-1}\times \text{kg}^{-1}$)

4.2 MPV2 分析

吴国雄的研究表明^[1], 对流层低层急流的加强和湿斜压性的增大, 均可导致 MPV2 大、垂直涡度发展。低层大的 MPV2 的变化, 代表了低急流、暖湿空气和垂直涡度的变化。

7月12日20时700 hPa上 MPV2 (图略) 沿副高西北侧边沿在 35°N 南部为一东西向高值区, 中心值达 0.8PVU , 陕南大降水位于此高值区内, 这说明此处有强低空急流和湿斜压性; 10月10日20时700 hPa层 MPV2 (图略) 则在河套地区 35°N 以南地区为正值区, 中心值 0.8PVU , 处于冷空气前部的弱对流不稳定区内和700 hPa的西南急流中, 在该正值区北部为 MPV2 负值区, 中心强度 -2.4PVU , 该区是受冷空气控制的对流稳定区, 强降水发生在负值区南部和正值区北部的位置上, 对应地面冷锋附近位置。

5 小结

(1) 副高西北侧的西南风急流为降水提供了充足的水汽条件和不稳定能量。河套地区小高压底部东风急流对能量和水汽的堆积、对流运动的发生和发展有重要作用。

(2) 副高西北侧西南风急流配合低涡产生降水时, 对流层低层为对流不稳定, 强降水发生在该不稳定区内; 配合有较强冷空气入侵时, 降水落区在 θ_e 锋区和靠近暖湿区一侧。

(3) 湿位涡垂直分量 (MPV1) 的正负号取决于大气层结的动力和热力配置。低层 MPV1 的负值区代表了强的辐合上升区及对流性不稳定区, 强降水落区在其负值轴附近; 当北方有较强冷空气东移南下时, 冷锋后低层大气对流稳定, 降水落区位于 MPV1 正负交界处靠近暖区一侧。

(4) 湿位涡水平分量 (MPV2) 与水平风速垂直切变及层结的湿斜压性有关, 大的正值区代表了低层斜压不稳定和强的水平风垂直切变, 降水落区在正的大值区附近, 当有冷空气南侵时, 降水落区位于正中心北部和负中心南部。

参考文献

- [1] 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓菁. 湿位涡与倾斜涡度发展 [J]. 气象学报, 1995, 53 (4): 385-405

青藏高原东北侧突发性暴雨物理量场特征分析

陈卫东¹ 张 弘² 孙 伟² 杜继稳³

(1. 宝鸡市气象局, 陕西宝鸡 721006; 2. 陕西省气象台, 陕西西安 710015; 3. 陕西省气象局, 陕西西安 710015)

摘 要

通过对青藏高原东北侧突发性暴雨过程的物理量场诊断分析发现:突发性暴雨的动力场、流场、温度场、能量场和稳定度等物理量场分布特征与一般性暴雨时物理量场特征有较明显的差异,从而进一步揭示了青藏高原东北侧突发性暴雨的物理成因和发生机制。

关键词: 突发性暴雨 物理量 诊断分析 青藏高原东北侧

1 引言

突发性暴雨是影响青藏高原东北侧的主要灾害天气之一。因其降水历时短、雨强大、突发性强等特征,加之降水前期的环流形势和影响系统不明显,因而实际预报中较难预测,往往造成的损失更大。对高原东北侧的暴雨已有很多研究,初步了解和揭示了暴雨的成因,并建立了暴雨预报方法。本文对发生在青藏高原东北侧 11 例突发性暴雨过程的物理量场进行诊断分析,并与一般性暴雨时的物理量场做了对比研究,发现突发性暴雨的物理量场与一般性暴雨时的物理量场有明显的差异,对揭示该类暴雨的物理成因和发生机制提供支持。

2 突发性暴雨的物理量场诊断方法

物理量场诊断分析采用正方形网格,网格距为 $100 \times 100 \text{ km}^2$,分析范围为 $20^\circ\text{--}45^\circ\text{N}$, $90^\circ\text{--}124^\circ\text{E}$,计算了暴雨前一日和当日 08 时 850~100 hPa 的涡度、涡度平流、散度、垂直速度、假相当位温、比湿、风矢量、流线、位势稳定度、温度平流、位温平流、水汽通量、水汽通量散度等物理量,其中垂直速度和散度用质量补偿原理做了修正。

统计分析 11 例突发性暴雨过程各主要降水测站雨量自记记录发现,暴雨过程主要降水时段多在凌晨开始,持续数小时到十几个小时。鉴于资料限制,用暴雨前一日 08 时的物理量场代表降水前期各物理量的分布和配置,用暴雨当日 08 时的物理量场描述降水时的各物理量场的特征。

3 降水前期物理量场特征

分析 11 次突发性暴雨过程前期的动力场、流场、温度场、能量场等表明,绝大多数

暴雨发生前期除低层 (850 hPa) 温度场条件较好, 低层有较明显的暖平流外, 其他物理量场的分布和配置并不利于暴雨的发生。这可能是由于此类暴雨发生前期的影响系统和环流形势不明显的反映。突发性暴雨的发生是短时间内环流形势的迅速调整及主要影响系统快速移动或新生的中尺度系统所致。值得一提的是暴雨发生前, 850 hPa 上暴雨区附近比湿常在 10.0 g/kg 以下, 也不存在一般性暴雨发生前就已经出现的湿舌, 水汽的输送和辐合有一个突然增加的过程, 这与一般暴雨发生前就有较强的水汽输送和一定的能量积累明显不同。同时 11 例暴雨过程前期流场和风场上均具有如下两个共同特征: ①低层 850 hPa 或 700 hPa 上暴雨区附近数百公里处维持有较弱的辐合线。②对流层高层中高纬度存在一支明显的偏西风急流, 未来暴雨区位于偏西风急流右侧的辐散区。

4 降水同期物理量场特征

4.1 流场特征

分析突发性暴雨时中低层的风矢量和流线, 其明显的特征是暴雨区附近 850 hPa 或 700 hPa 上由偏北气流影响迅速转为偏南气流控制, 或偏南气流明显加强 (往往形成偏南急流), 促使暴雨区附近低层辐合线加强。这支偏南气 (急) 流可一直伸展到高原东侧的中纬度 ($32^\circ \sim 38^\circ \text{N}$) 地区。且该偏南气 (急) 流北伸位置与青藏高原东北侧的突发性暴雨落区相关密切, 即偏南气 (急) 流北伸的位置偏北, 则暴雨的落区亦偏北, 否则相反。中低层的强烈辐合上升和偏南气 (急) 流带来的充沛水汽输送为突发性暴雨的发生发展提供了动力和水汽条件, 见图 1。

另外通过分析高层的风矢量图发现, 暴雨发生时, 在对流层高层 (300 hPa 层以上) 存在一强西风急流 (图略), 暴雨出现在西风急流右侧。从物理机制上来看, 高空西风急流右侧强辐散为突发性暴雨提供高层的抽吸机作用, 加强了产生突发性暴雨的对流强度。

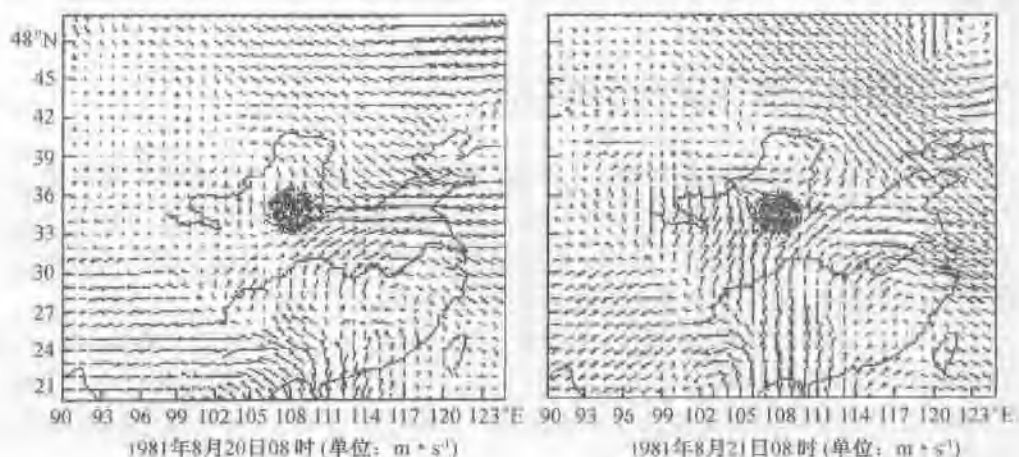


图 1 700 hPa 风矢量场演变
(阴影区为暴雨区)

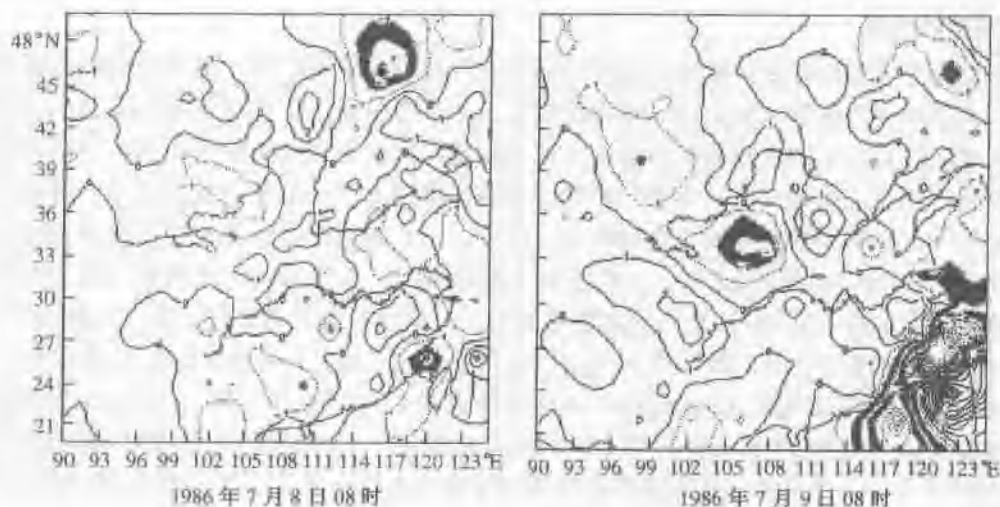


图2 700 hPa 散度场演变
(单位: $10^{-5} s^{-1}$)

4.2 动力场特征

突发性暴雨时散度场上表现为暴雨区附近低层辐合迅速加强或由弱辐散迅速转为辐合, 而高层则由辐合转为辐散或辐散明显加强 (图2), 这种低层明显辐合, 高层强烈辐散的配置, 十分利于上升运动的维持和发展。分析暴雨区散度的垂直廓线可见 (图略), 突发性暴雨时一般 500 hPa 以下为辐合, 以上逐渐转为辐散, 无辐散层大约在 400~300 hPa 附近, 最大辐合、辐散分别出现在 500 hPa 和 200 hPa 附近, 与一般性暴雨比较, 其无辐散层高度抬高, 上升运动更加强烈。

分析主要降水时段前后垂直速度的演变情况, 同样存在一迅速转变过程, 在突发性暴雨时 850~300 hPa 均为上升运动 (图3), 这与暴雨区上空散度的上下配置是相一致的。最大上升速度在 500 hPa 以上, 可达 $-7 \times 10^{-3} hPa \cdot s^{-1}$, 有些过程的最大垂直速度甚至出现在 300 hPa 附近。强烈的辐合上升运动为暴雨的发生提供了动力条件。

正是这种散度场和垂直速度的有利配置, 造成了暴雨区上空出现了强烈的上升运动, 为突发性暴雨的发生提供了充分的动力条件, 在短时间内产生强烈的降水。

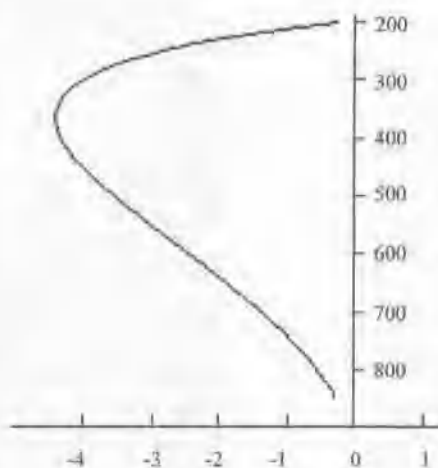


图3 1987年5月31日08时垂直速度垂直分布
(单位: $\times 10^{-3} hPa \cdot s^{-1}$)

4.3 湿度场特征

分析突发性暴雨时的比湿场、水汽通量和水汽通量散度场发现,暴雨区附近仍然具有高湿、充沛的水汽输送和强的水汽辐合的特征,所不同的是,从其演变过程来看,水汽输送持续时间较短,暴雨区附近突然增湿。这与流场和风场上低层偏南气流短时间内迅速加强,辐合线快速北抬相一致,不像一般性暴雨湿度增加有一个较长的酝酿时期。同时突发性暴雨与一般性暴雨时的湿度场主要差异有两点:(1)造成突发性暴雨的水汽主要来自低层 850 hPa 或 700 hPa 偏南方向,水汽源地在南海附近,单位时间内水汽输送量大且持续时间较短,850 hPa 或 700 hPa 水汽通量散度图上,暴雨区附近常有闭合的水汽辐合中心,见图 4。(2)暴雨发生时,低层为水汽的大值中心,850 hPa 上暴雨区附近比湿常在 14.0 g/kg 以上,有时甚至可达 16.0 g/kg ,而对流层高层大气则比较干燥,500 hPa 暴雨区附近比湿通常 4.0 g/kg 以下,最小可达 2.0 g/kg (图略),这种上干下湿、湿层较浅薄的水汽分布特征与过去总结的一般性暴雨发生时湿层深厚的特征显著不同,而与强雷暴天气发生时的水汽分布特征相似。

大气中充沛的水汽含量是产生暴雨的必要条件,突发性暴雨具有历时短、雨强大的特点,对水汽条件的要求更高。从突发性暴雨发展、发生时的湿度场特征可以看出,尽管前期的湿度场条件并不有利于暴雨的发生,但之所以在短时间内出现了强烈的降水,一是由于环流形势和影响系统的快速演变导致暴雨区突然增湿,二是可能由于小尺度对流造成的暴雨区水汽强烈集中和辐合上升,这一点从其水汽分布类似于强雷暴发生时的特征可以印证。

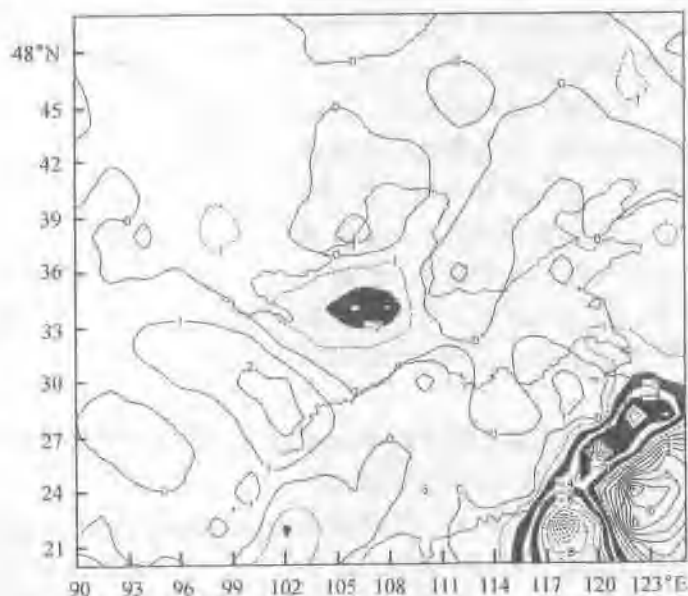


图 4 1986 年 7 月 9 日 08 时 700 hPa 水汽通量散度场
(单位: $\times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

4.4 能量场和稳定度特征

暴雨的孕育、产生和消失的过程,也是能量增加、积累和释放的过程,通过分析突发性

暴雨发生时的能量和稳定度分布特征发现,突发性暴雨发生时 θ_w 场上在暴雨区附近低层850 hPa常有能量锋存在,低层伴有正位温平流,暴雨多发生在高能区一侧,低层 θ_w 一般大于75℃。计算暴雨区附近的位势稳定度发现,不稳定在500~850hPa表现最明显, $\Delta\theta_w(500-850)$ 可达-10℃以上,表明暴雨发生时存在着较强的位势不稳定层结。而暴雨区附近 $\theta_w(500)-\theta_w(700)$ 和 $\theta_w(300)-\theta_w(700)$ 常常大于0℃,这说明突发性暴雨发生时大气层结的分布较为复杂。

5 结论

(1) 突发性暴雨发生前期各物理量场的分布和配置并不利于暴雨的产生,而暴雨发生时各物理量场均迅速发生显著变化,进而产生强降水。

(2) 低层850 hPa、700 hPa暴雨区附近偏南气流迅速加强或由偏北气流影响迅速转为偏南气流控制是该类暴雨的突出特征,也是区别于一般暴雨的主要流场特征。

(3) 与一般暴雨不同,突发性暴雨时暴雨区附近低层存在一个突然的增湿过程,单位时间水汽输送量大且持续时间较短;水汽的垂直分布常常表现为上干下湿,湿层浅薄的特征,类似强雷暴发生时的水汽分布。

(4) 突发性暴雨的散度和垂直速度的分布和配置使得暴雨区附近的上升运动更加强烈,无辐散层较一般暴雨为高。

(5) 突发性暴雨中暴雨附近均维持强烈的位势不稳定层结,大气层结的垂直分布较为复杂,暴雨多发生在低层能量锋的高能区一侧。

参考文献

- [1] 杜继稳等.关于突发性暴雨的初步研究.灾害学,2002,17(增刊):53~58
- [2] 杜继稳.陕西暴雨分析和研究.陕西省气象台,1998

一次突发性暴雨的诊断分析

孙 伟

(陕西省气象台, 陕西西安 710014)

摘 要

根据突发性暴雨的定义, 本文选择了陕西 1987 年 5 月 31 日的一次突发性暴雨过程, 进行了诊断分析, 通过对涡度、散度、位势稳定度、水汽通量等的分析, 可知: 涡度和散度场的形势, 有利于降雨的产生, 暴雨发生前, 位势不稳定度很强, 在暴雨即将发生或发生的过程中, 各层水汽输送明显增强。涡度、散度、稳定度、水汽输送等几方面的共同作用, 促使了这次暴雨过程的发生、发展。

关键词: 突发性 暴雨 诊断分析

突发性暴雨, 降水异常集中, 具有突发性特征, 可在非常短的时间内造成异常严重的洪涝, 因此往往给人民的生命财产带来非常严重的损失。为了对突发性暴雨有一个更深入和全面的认识, 选择了陕西 1987 年 5 月 31 日的一次突发性暴雨过程, 作为研究对象。

1 降雨概况

1987 年 5 月 31 日的这次突发性暴雨过程, 降雨持续时间短, 降水强度大, 降雨比较集中。过程降水量主要集中在 1~2 h 左右, 其他时段降雨都比较少。这次暴雨, 降雨落区主要在陕南西部和西安, 共有 5 站降了暴雨, 过程降雨从 31 日 05 时开始, 到 31 日 18 时基本结束, 各站降雨时长较短, 在 8~10 h 之间, 1 h 降雨量在 20 mm 以上的有 4 站。强降雨中心在宁强 (表 1)。

表 1 暴雨区降雨情况统计

测站	勉县	南郑	宁强	长安	卢县
R/mm	57.0	70.6	78.8	59.6	54.8
降雨时长/h	9	8	10	9	10
1 h R_{max}/mm	23.6	45.9	46.3	26.4	14.8

2 环流形势分析

5 月 30 日, 500 hPa 在高原上无明显的低值系统, 河套以北有一较强的低冷中心, 陕西以西为西北气流控制, 5880 gpm 线在长江以南, 700 hPa 在银川以北有一较强的低冷中心, 宝鸡附近有一小高中心。

5 月 31 日, 500 hPa 在银川到成都一线, 有一较深的低槽, 5880 gpm 线位于长江以

南, 700 hPa 在关中一带, 西安以西有一东北—西南向的切变线, 850 hPa 在西安以西有一东北—西南向的切变线, 在地面图上, 有一冷锋在西安以西。

3 物理量场的诊断分析

3.1 涡度场分析

5月30日, 300 hPa 陕西北部有一正涡度中心, 其值在 $15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 左右, 陕南处在负涡度区, 500 hPa 陕西以北有一较强的正涡度区, 涡度值在 $9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 左右, 暴雨区均处在负涡度区中, 700 hPa 银川以北为较强的正涡度区, 涡度值在 $9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 左右, 暴雨区处在负涡度区中。这一正涡度中心对应着天气图上的低涡区。

5月31日, 300 hPa 陕西北部有一正涡度中心向西移动, 移出陕西, 而在陕西西部到甘肃一带, 形成了一新的正涡度区, 500 hPa (图1) 陕西以北的较强的正涡度区, 向西移动移出了陕西, 在陕南到四川一带, 形成了新的正涡度区, 涡度中心在暴雨区附近, 其值为 $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 左右, 700 hPa 银川以北较强的正涡度区, 向西移动移出了陕西, 而在陕西中南部形成了一个涡度区, 中心值在 $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 左右。陕西西部的正涡度区的形成, 对应着天气图上陕西低槽的出现。

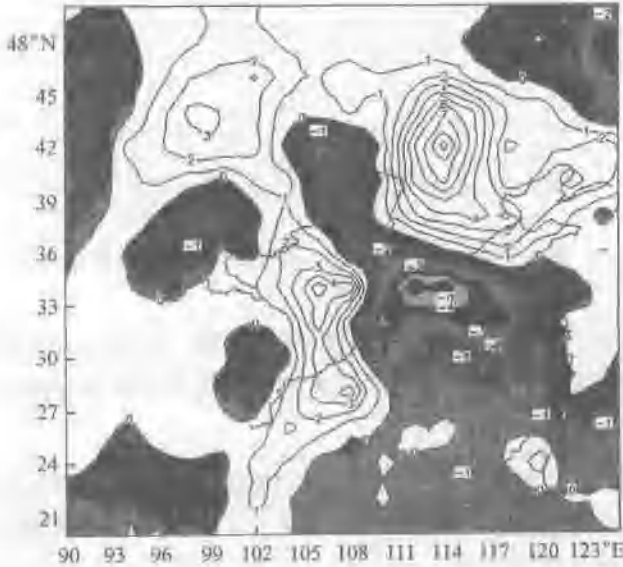


图1 1987年5月31日08时500 hPa 涡度图
(阴影部分为负值区, 单位: 10^{-5} s^{-1})

3.2 散度场分析

5月30日, 850 hPa 陕南关中暴雨区散度为正, 700 hPa 暴雨区散度也为正, 500 hPa 暴雨区散度为负, 没有低层辐合、高层辐散的有利的降雨形势。

5月31日, 850 hPa 暴雨区散度为负, 陕南散度值在 $-2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 左右, 700 hPa 暴雨区散度为负, 陕南西部散度值在 $-1 \times 10^{-5} \sim -3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 之间, 500 hPa 陕南西部散

度为正, 西安一带散度值为负, 散度值在 $-2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 左右, 300 hPa 陕南西部散度为负, 西安一带散度为正。陕南暴雨区和关中暴雨区, 都形成了低层辐合、高层辐散的形势。散度场的这种形势, 有利于降雨的产生。

3.3 位势稳定度分析

位势稳定度常用 $\Delta\theta_{w(500-850)}$ 来表示, 负值愈大, 表示位势不稳定度愈强。30 日 08 时 (图 2), 陕南西部关中降雨区位于位势不稳定区, 陕南西部暴雨区一带 $\Delta\theta_{w(500-850)}$ 在 $-6 \sim -9^\circ\text{C}$ 之间, 西安暴雨区一带 $\Delta\theta_{w(500-850)}$ 在 -9°C 左右, 强度较强, 降雨区处于明显的位势不稳定区中。31 日 08 时, 降雨区仍处于位势不稳定区中, 陕南西部暴雨区一带 $\Delta\theta_{w(500-850)}$ 在 -6°C 左右, 西安暴雨区一带 $\Delta\theta_{w(500-850)}$ 在 -3°C 左右, 暴雨区处在位势不稳定度陡变的区域。随后稳定区接近暴雨区, 降水开始减小。

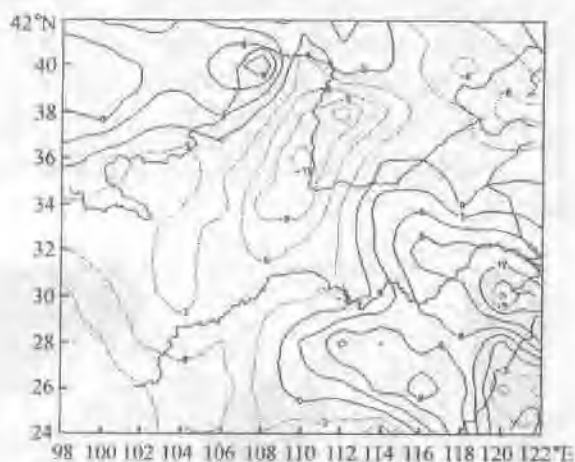


图 2 1987 年 5 月 30 日 08 时位势稳定度分布图
(单位: $^\circ\text{C}$)

在暴雨发生前或即将发生时, 位势不稳定度都很强, 在暴雨发生的过程中, 位势不稳定度开始有所减小, 在暴雨即将结束时, 位势不稳定度更是明显地减小。

3.4 水汽输送

5 月 31 日, 700 hPa (图 3a) 上, 在关中到陕南一带有一条明显的水汽辐合带, 从孟加拉湾, 经印度、青藏高原东部, 到达陕南一带, 有一条水汽通量轴线, 和其相对应也有一支最大风速带, 从水汽通量和风矢量来看, 这是一支很强的水汽输送带。输送的水汽在陕西南部到西安一带的暴雨区产生辐合, 且辐合较强。

5 月 31 日, 850 hPa (图 3b) 上, 在陕南暴雨区有一个明显的较强的水汽辐合中心, 在关中暴雨区也有水汽辐合, 最大的水汽中心区位于湖北一带, 通过这个中心的水汽通量轴线从南海延伸到广西、湖北、四川一带, 这是一支很强的水汽输送带, 输送的水汽在陕西南部的暴雨区产生一较强的辐合。

同样, 在 500 hPa 图上, 在关中到陕南一带, 也有较明显的水汽输送。

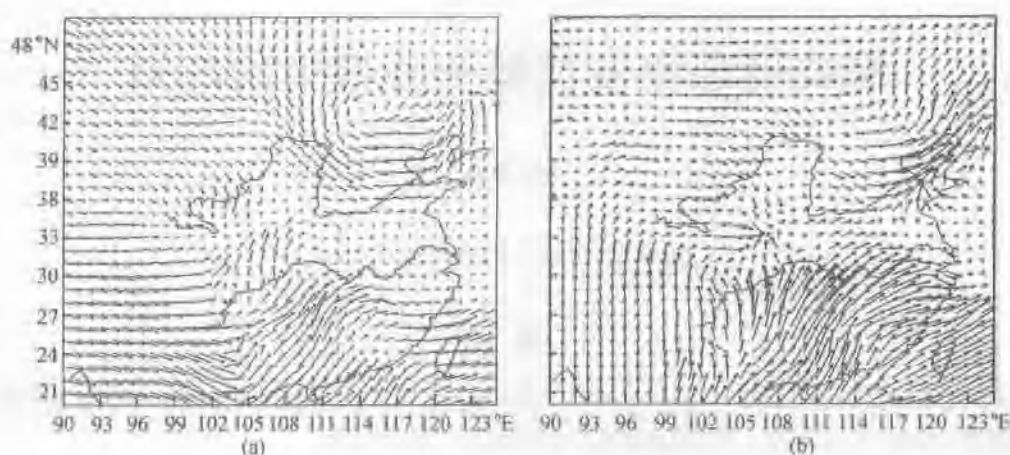


图3 1987年5月31日08时水汽通量图

(a) 为700 hPa, (b) 为850 hPa. 单位: $g \cdot s^{-1} \cdot cm^{-1} \cdot hPa^{-1}$)

4 结论

(1) 降雨前12 h, 500 hPa 无明显的低值系统, 在低层高原东侧有低值中心, 在31日08时, 陕西出现一较深的低槽, 同时, 700 hPa、850 hPa 上有切变形成, 造成了对降雨极为有利的形势。

(2) 在涡度场中, 正涡度区与低值系统配合很好。在散度场中, 暴雨即将发生时, 形成了低层辐合、高层辐散的形势, 有利于降雨的产生。

(3) 在暴雨发生前, 位势不稳定度很强, 积聚了大量能量, 在暴雨即将发生或发生的过程中, 能量逐渐释放, 位势不稳定度逐渐减小。

(4) 在水汽输送方面, 暴雨发生前12 h, 各层水汽输送都很不明显, 而在暴雨即将发生或发生的过程中, 各层水汽输送都明显增强, 向暴雨区输送源源不断的水汽。

螺旋度在突发性暴雨分析中的应用

朱海利

(咸阳市气象局, 陕西 咸阳 712000)

摘 要

分析了陕西省 1980~1990 年期间 11 次突发性暴雨过程的高低空螺旋度的配置, 结果表明: 高、低空螺旋度的高值中心及其高、低空高值轴围区与暴雨落区有对应关系。

关键词: 螺旋度 突发性暴雨 分析

在磁流体或电动力学中, 通常引入螺旋度来研究磁场结构, 当流动呈现螺旋性特点时, 平均磁场就会加强。在大气科学方面, 研究螺旋度在大气运动中的贡献和作用, 成为引入天气分析预报中一个非常重要的诊断物理量。运用 Davies-Jones 和王淑静等人提出的螺旋度在垂直方向的分量和高低空螺旋度的理论, 对 20 世纪 80 年代陕西省发生的 11 次突发性暴雨的垂直螺旋度进行分析, 试图揭示突发性暴雨和垂直螺旋度的关系, 为预报实践提供依据。

1 螺旋度的计算方案

螺旋度作为一个新生的物理量引入大气科学领域, 人们试图探索和尝试用它来描述重要天气的空间物理结构和物理机制, 因而形成了不同的方案。

由 Lilly, D. K 提出着重反映环境风场旋转特性的方案, 既表征环境场的旋转程度, 又表征沿旋转方向运动的强弱。同时, 还考虑研究对象的移动速度问题, 把螺旋度定义为:

$$H = \oint_V (V - C) \cdot \nabla V d\tau \quad (1)$$

由 Davies-Jones 提出的参数

$$H = \int_V (V \cdot \nabla \times V) d\tau \quad (2)$$

它与 Lilly·D·K 的区别在于未考虑龙卷、雷暴等研究对象自身的移动速度。

有的学者还将能量与螺旋度组合成一个新的指数, 即能量螺旋度指数。

$$EHI = (H \cdot CAPE) / 160000 \quad (3)$$

式中 H 为螺旋度, $CAPE$ 为对流有效位能, 该指数反映了在强对流天气出现时, 对流有效位能与螺旋度之间的相互平衡关系, 强对流天气既可发生在低螺旋度指数结合高对流有效位能的环境中, 也可发生在相反的条件下, 因此用它来反映强对流天气的潜在强度。

王淑静等结合我国数值预报产品释用问题, 提出了 P 坐标系垂直螺旋度计算方案

$$HP = - \int \omega \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) dP \quad (4)$$

根据螺旋度的物理意义,以突发性暴雨为研究对象,而突发性暴雨的生成与水汽有着密不可分的联系,将螺旋度与湿度有关的量进行组合,也许有助于揭示突发性暴雨形成的湿动力机制。

2 资料及计算

选取 1980~1990 年 4~10 月的高空报文资料,采用二项插值法在 $35^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 、 $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 、层次为 1000、850~100 hPa 范围形成 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 的网格资料,并计算各层网格点上的涡度、散度、垂直速度。

2.1 高层螺旋度的计算

由 (1) 式,可得到高层螺旋度为 $H_h = - \int_{00}^{100} \omega (\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}) dP$

计算公式改写为 $H_h = \sum_{i=1}^{n_p} (\omega_{i+1} \zeta_{i+1} - \omega_i \zeta_i) \cdot \Delta P$

其中 n_p 为从 100 hPa 以下,满足散度(D)>0 的第一个无辐散层的位势高度。计算中,对每一个格点,从 100 hPa 开始,首先判断散度是否大于零,如果第一个散度小于零,则积分终止,则 n_p 为从 100 hPa 至第一个无辐散层的层数。并且只对 $\omega < 0$, $(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}) < 0$ 时作计算,当 $(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}) < 0$ 时,水平辐散使反气旋性涡度减少。可以看出,在高层 $(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}) > 0$ 时, $(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}) > 0$, 且 $\omega < 0$, H_h 与具有微弱上升气流的强辐散对应,具有明显的抽吸作用,有利于垂直对流的发展。它一般与高压后部或高空急流形势配合。

2.2 低层螺旋度的计算

设计低层螺旋度 $H_L = - \int_{00}^{100} \omega (\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}) dP$,可改写为 $H_L = - \sum_{i=1}^{n_p} (\omega_{i+1} \zeta_{i+1} - \omega_i \zeta_i) \cdot \Delta P$

其中 n_p 为从 1000 hPa 向上,且满足散度(D)<0 的第一个无辐散层(即由负转成正时的位势高度),从 1000 hPa 开始向上,逐层搜索,直到出现第一个散度(D)>0 为止,则 n_p 为从 1000 hPa 至第一个无辐散层的层数,并且只对散度(D)<0, $\omega < 0$, $(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}) > 0$ 的层数。在这里,高低空螺旋度对于那些不满足条件的格点,其螺旋度均置为零。

从高低空螺旋度定义中可以看出,其垂直结构上明显的特点是:高层有较深厚的辐散,负涡度区,低层有正涡度辐合上升区, H_L 、 H_h 的值越大,表明这种结构越强,越有利于强对流天气的发生。

3 螺旋度的分析及应用

对 20 世纪 80 年代陕西省发生的 11 次突发性暴雨过程的螺旋度图分析,其有利的垂直结构可归纳为三种类型,有利的低空螺旋度 (80~6~15)、有利的高空螺旋度 (86~07

-9、88-07-19)和有利的整层螺旋度结构特征(87-07-9、87-08-26、80-07-02、81-08-23、87-5-31)。

3.1 低层螺旋度与暴雨落区

在1980年6月15日发生的突发性暴雨过程是一种典型的陕南西部区域性暴雨,降水主要分布在宝鸡的西南部和汉中地区,宝鸡市太白、凤县两站,汉中市有九站出现暴雨。从14日08时低层螺旋度图上,在凤县、留坝、宁强、略阳的西部,铜川至黄龙分别有一高值中心,其走向为略阳—太白—黄龙一线呈西南—东北走向,至15日,高层为较小的螺旋度,从降水分布上,降水集中在15日4时~14时,低层的螺旋度值往往与低槽、切变、低涡等低值系统相联系,说明14日已有低值系统从西部侵入。

14日08时500 hPa图上,贝湖到蒙古为低槽区,高原中部到河套为一致的西南气流,15日低槽位于固原—天水—武都一线。850 hPa,在宝鸡与汉中之间为一低涡,是造成关中、陕南西部暴雨的主要影响系统。

3.2 高层螺旋度与暴雨落区

1986年7月9日,在关中中西部发生了一次较大范围的突发暴雨过程,有18站出现暴雨。8日08时关中西部宝鸡地区高层已出现正的螺旋度,到9日08时,该区域螺旋度进一步增大,关中西部被两个高值区所包围。1988年7月19日,降水也主要在关中中西部,降水的前一天关中地区被高层螺旋度高值区所包围,19日,高值中心略东移,但关中中西部仍处在高值中心。在螺旋度图上,这两次个例的共同特点是前一天关中中西部均被高层螺旋度高值区所包围,而陕南、陕北均无高层螺旋度。这类螺旋度结构的环流形势特点是:关中处在高原高压和副高之间的切变线中,高原上冷平流明显,两例中700 hPa在西安—宝鸡之间均有低涡存在。而低涡的位置不同,是造成关中和关中西部降水落区的主要差别。从高空图上可以看出,1986年7月9日,低涡位于宝鸡、天水附近,1988年7月19日低涡位于西安、宝鸡附近,前者以关中西部降水为主,后者以关中西部降水为主(如图1a)。

3.3 高低层螺旋度高值围区与暴雨落区

在1987年7月9日发生在志丹、安塞、延长和延安的一次突发性暴雨过程,最大降水量81.3 mm。7月8日低层在西峰至富县有一高值轴,高层在子洲、米脂有一高值轴,7月9日,低层高值轴位于延安北部和子洲、靖边附近,而高层高值轴位于黄龙、铜川,两个高值轴的围区,正好将志丹、安塞、延安、延长包围其中。1987年8月26日的突发性暴雨,降水有两个中心,一个是榆林至延安北部,另一个中心在汉中的宁强、佛坪及镇巴。从8月26日螺旋度图可以看出,低层在榆林和靖边有高值中心,高层在榆林西部也有一高值中心。单从25日低层来看,靖边到横山为一高值中心,而在山西的方山和铜川、韩城为一高值中心,高层在河南三门峡为一高值中心,这样从方山至铜川及三门峡之间形成一高值轴的围区,这是陕北东部暴雨产生的一种螺旋特征,另一个汉中的暴雨中心,在25日、26日两天,在宁强、留坝低层均存在高值中心,而高层的高值中心位于四川和湖北的交界处,并且在26日,在镇巴附近高低空高值中心是重叠的。1987年5月31日,降水中心位于汉中西南部的勉县、南郑和宁强,另一个中心为长安、卢县。从图中可看出,高层在陕南一带形成一东西向的高值轴,而在低层从武都、广元、达川为高值轴,这两个

轴线近乎平行。低层另一个高值中心位于三原、高陵之间，并与陕南的东西向高值轴形成一围区。1980年7月2日的突发性暴雨过程主要发生在关中、陕南西部。7月1日的高低空螺旋度配置，高层的高值中心位于咸阳，低层高值中心位于略阳、宁强、武都附近，因此，将关中、陕南西部包围在两高值轴之间的围区中，可以看出两高值轴的螺旋度值较大，说明在这一带有较深厚的辐合上升区。

这类螺旋度结构的环流形势特点是：受副高东退和高原低槽东移两种环流形势影响。1987年8月26日、1980年7月2日属副高东退型，588线位于西安、成都附近，副高边缘西南气流明显，降水当日副高有所东退，其主要区别是，1987年8月26日这次过程，副高东退过程中有所北抬，1980年7月2日则副高减弱东退，因而造成前者以陕北降水为主，后者以关中、陕南西部降水为主。1987年7月9日、1987年5月31日、1981年8月23日属高原低槽东移型，高原中部到河套西部为低槽区，槽线位于西宁-兰州-成都一线，700 hPa以下有明显的差异，1987年7月9日，700 hPa低涡位于银川、延安之间，850 hPa低涡在延安上空，地面上在河套顶部形成一锢囚锋；1987年5月31日，700、850 hPa在宝鸡和汉中之间分别有一切变线，地面锋位于汉中；1981年8月23日，700 hPa银川和成都分别有一低涡，因而造成了陕北和陕南两个暴雨中心（如图1b）。

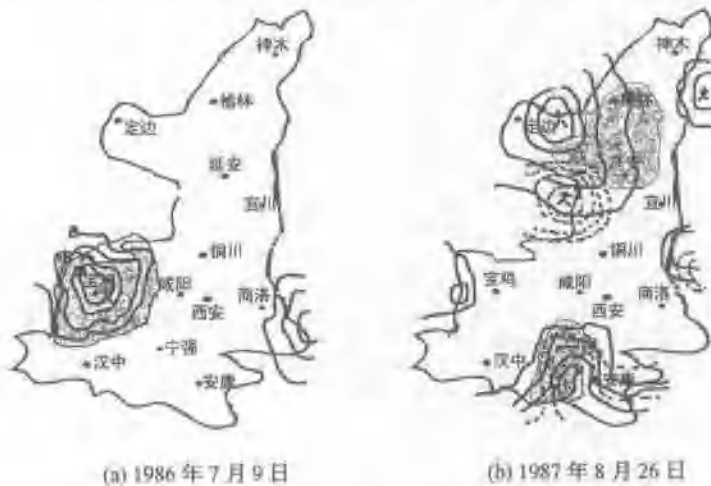


图1 螺旋度分布图例

①实线为高层螺旋度 ②虚线为低层螺旋度 ③阴影部分为暴雨区

4 小结

4.1 螺旋度作为表征大气物理结构的一个新的物理量，从广义的概念又引申为垂直螺旋度和水平螺旋度，它能较好地反映大气的三维物理结构特征。既考虑了大气旋转、扭曲的特性，同时又考虑了水平和垂直方向的输送作用，比单一地用涡度或散度描述大气物理结构，意义更加清晰。

4.2 高层螺旋度的高值区（轴）与低层高值区（轴）所围成的区域，对暴雨落区有一定的对应关系，对预报实践有指示意义。低层螺旋度的高值中心，往往与低槽、低涡等天气

系统对应,为暴雨的产生提供了动力条件。

4.3 螺旋度的高值中心往往与高空天气系统配合较好,在由高层和低层螺旋度高值区围成的区域,700 hPa 以下天气系统的位置是确定暴雨落区的重要因素。

参 考 文 献

- [1] 孙伟.一次暴雨过程的螺旋度分析 [J].陕西气象,2003 (3): 8~10
- [2] 中国气象局科教司编.省地气象台短期预报岗位培训教材 [M].北京:气象出版社,1998,121~122

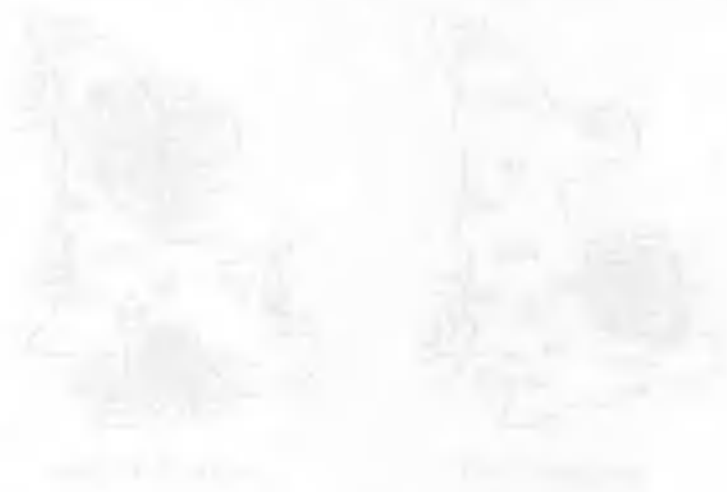


图 1 700 hPa 涡度 (左) 和散度 (右) 分布

1995-10

15日08—14时6h降水量为134.6 mm,最大雨强为08—09时的39.2 mm。如此大的降水和雨强在内陆地区是少见的,其紧邻的县日降水量不超过80 mm,说明强降水局地性强;从逐时降水量分析(图1b),08—10时为一个强降水时段,12—14时为另一个强降水时段,说明降水有集中产生的特点并具有双峰结构。大暴雨造成5000余间房屋倒塌,冲毁农田4520亩,毁坏河堤近百处,县城部分地段进水或积水,道路、通讯中断,直接经济损失上亿元。强降水由于突发性强,出现前征兆不明显,特别是6月到7月上旬,气候背景为少雨时段,预报难度更大。因此本文利用天气动力学、中尺度滤波和卫星云图对此次大降水进行系统分析,重点分析高原涡和MCS的发生发展与大暴雨的关系。

2 天气尺度环流

2.1 500 hPa 高原槽、副高和高空急流

2003年7月12日08时,欧亚地区500 hPa中高纬环流呈“两槽两脊”型,即乌拉尔山西侧为一阻塞高压,乌拉尔山以东地区为一宽广的低槽区,贝湖以东为低压槽,贝湖以西为一弱高压脊,西太平洋副热带高压主体位于台湾附近,588 dagpm线位于南京—汉口—贵阳一带。随着乌山阻高的减弱,巴湖附近的低压槽逐渐加深和其前部一股冷空气分裂南下侵入高原,促使高原上低值系统发展。到15日08时,亚洲500 hPa中高纬环流呈稳定的“两槽一脊”型(图2),巴湖到河套地区为低槽区,冷空气前锋位于河套西侧,高原槽明显加深并成阶梯槽,有明显的温度槽配合,高原槽前有较强的冷平流,促使低槽东移加深,在副高阻挡下移速缓慢;贝湖的高压脊加强隆起,副热带高压逐渐加强西伸北抬,脊线北抬到26°N,主体西进到大陆的福建地区,588 dagpm线位于南京—郑州—重庆一带,西安高度升到587 dagpm,从温度场来看,青藏高原东南侧的云贵川到河套地区升温明显,成都附近形成0℃的暖中心,由于冷空气前锋已经南压到银川附近,高空锋区位于河套西侧并不断加强,副高西北侧的高原东部到四川北部偏南气流建立向北伸展到河套地区中部,贝湖南侧的高压脊阻挡了西南气流进一步北伸,高空槽位于兰州到成都一线并维持加深,使这种暖空气迎临冷空气的态势稳定维持,有利于在副高西北侧的四川北部和陕西西南部的秦巴山区强对流形成、维持,产生大暴雨。

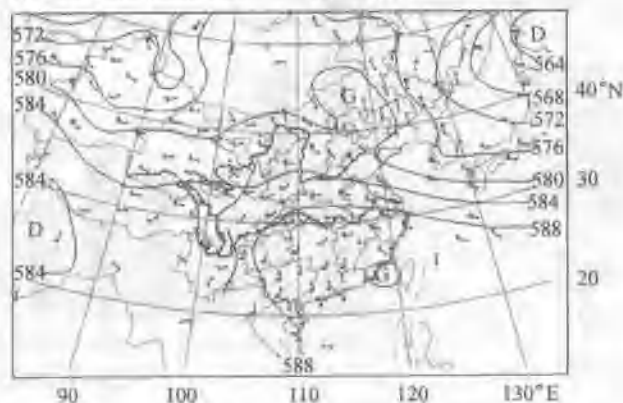


图2 2003年7月15日08时500 hPa环流形势
(高度—实线,单位:dagpm,虚线—温度,单位:℃)

15日08时300 hPa层上,新疆维持一较强的高空冷槽,贝湖为高压脊,南亚高压控制我国35°N以南地区,脊线位于30°N,高空急流位于高空槽低部的38°N附近呈NW—NE走向,河套地区急流位于40°N并出现分叉,在高原东部存在-24℃的暖中心,高空锋区明显,西风带系统具有强的斜压西倾性,四川到秦岭一带处于高层辐散区内。

2.2 700 hPa 高原涡、暖湿切变线和西南低空急流

7月12日位于乌拉尔山东侧的低压槽缓慢东移,前部有一股冷空气爬上高原东南部,13~14日高原东南部增温明显,到14日20时高原东部形成一个强大的暖涡,随着冷空气的冲击和西太平洋副高的加强西伸北抬,15日08时低涡东移到四川北部到陕西南部(图3),中心位于秦巴山区,中心高度为308 dagpm,副高西侧从云贵高原经四川到陕西南部形成一支 ≥ 12 m/s的西南暖湿急流,把大量的暖湿空气和水汽不断输送到秦巴山区,受位于内蒙古东部反气旋的阻挡,急流头在秦岭北侧向西弯曲,在河套到四川形成了一个“人字形”的低涡切变,下高原后低涡位于急流的左侧,其西北部有冷空气不断侵入,东部有暖湿空气和水汽卷入,使低涡的斜压不稳定性增加,低涡加深且移动缓慢,低涡附近低层辐合加强,为强对流大降水形成提供了有利低空环流形势,低空西南暖湿急流的强盛为强对流天气提供了充沛的能量和水汽,大暴雨就出现在低涡东北部低空急流左侧的切变线上的秦巴山区。

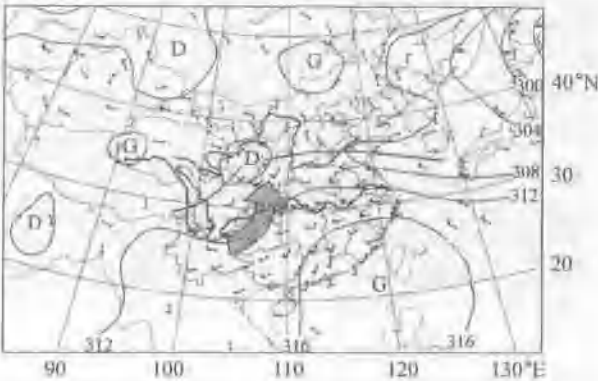


图3 2003年7月15日08时700 hPa环流形势
(高度—实线,单位:dagpm,虚线—温度,单位:℃,箭头—急流)

2.3 地面冷锋和倒槽

7月14日14时高原东部为宽广的低压倒槽,青海有一个997 hPa的低压,新疆冷空气沿祁连山东南压到酒泉一带,华北维持一高压,高原上为一致的负变压区,地面冷锋位于95°E伴有大风和降水。随着冷锋的东南移,到15日08时倒槽东移到四川到河套南部一带,高原上出现明显的正变压,说明冷空气已经移出高原影响秦巴山区,在秦巴山区形成西北风和偏东风的地面中尺度辐合线,从而触发了强对流性大降水,对应在甘南、四川北部和陕西中南部有大片的强降水区。

3 高温高湿和位势不稳定

研究表明,暴雨尤其是对流性强降水一般产生在高温高湿并具有强位势不稳定区域,此次暴雨发生前增温明显,低空西南暖湿急流发展,将暖湿气流大量输送到四川和河套地区,15日08时850 hPa有24℃的暖中心形成控制四川北部到河套南部。 θ_{850} 高能舌从西南伸向暴雨区(图4),大中心位于川东,中心值为358K。随着高原槽(高原涡)相伴随的冷槽东南移,冷暖平流的叠加使位势不稳定增大,暴雨区的 $\Delta\theta_{500-700} < -5^{\circ}\text{C}$ 。分析KI指数发现,14日20时到15日08时河套南部到四川存在 $\geq 40^{\circ}\text{C}$ 的大值区,说明层结强烈不稳定,遇到足够的触发机制,不稳定能量将释放而形成中尺度对流云团。分析水汽场可知,14日20时700 hPa层 $T-T_d \leq 4^{\circ}\text{C}$ 的湿区沿副高西侧从孟加拉湾向北伸展到河套地区,说明随着西南低空急流的建立,水汽输送通道形成。到15日08时,暴雨区的 $T-T_d \leq 1^{\circ}\text{C}$ 接近饱和。

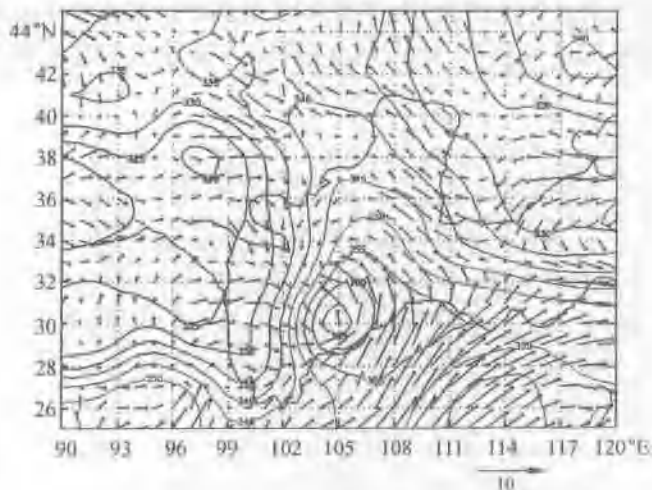


图4 2003年7月15日08时700 hPa θ_{850} (实线, K) 和流场 (箭头)

4 中尺度系统分析

大量研究事实表明,暴雨的形成都是中尺度系统所致^[11],大范围暴雨必须具有有利的天气尺度环流形势,但强对流性暴雨必有中尺度系统配合,降水强度和发生时间、落区取决于天气尺度系统中的中尺度的位置和移向。下面利用中尺度滤波和卫星云图对此次暴雨进行系统分析。

4.1 中尺度滤波

通过设计合理的滤波算子,可以从实际场中分离出导致暴雨的 α 中尺度系统。从图5中可以看出,15日08时700 hPa层上,在暴雨区有一个中尺度流场辐合中心,此系统就是产生大暴雨的直接 α 中尺度系统。从流场的变化可以发现,中尺度辐合中心是副高西侧

的暖湿气流、秦岭北侧的偏东气流和高原上的冷空气汇合形成的，具有强的斜压不稳定性，暖湿气流提供了低涡维持发展的水汽和能量，从而使低涡维持 16 个小时以上，并沿西南急流和切变线发展东北移动，造成了此次大暴雨。

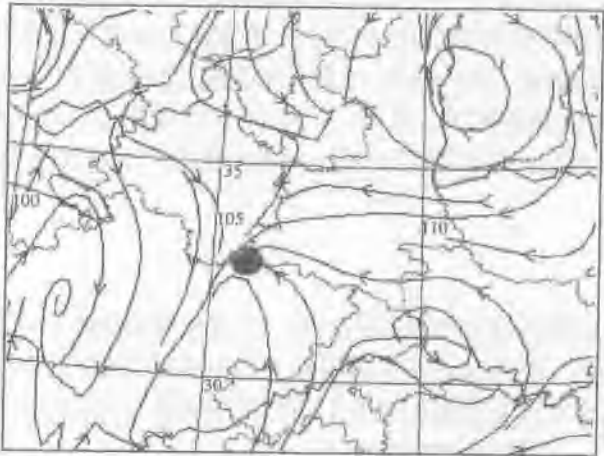


图 5 2003 年 7 月 15 日 08 时 700 hPa 9 点滤波流场
(●为大暴雨区)

4.2 云图演变分析

预报实践表明，卫星云图对中尺度系统的演变、发展和移动的监测是直观有效的工具。从逐时卫星云图演变上可以清楚看到高原低涡云团和对流云团（MCS）经过了生成、发展、成熟稳定和减弱消亡阶段（图 6）。随着冷空气侵入高原，14 日 14 时高原东部的青海到甘肃南部的横切变上有 MCS 对流云团生成并不断发展；到 22 时高原低涡发展形成，在云图上可看到清楚呈标准椭圆形的低涡云团，边界清晰，在冷空气推动下缓慢东南压，在四川中部的西南低空急流左侧的切变上新生成两个较强的对流云团并不断加强沿急流东

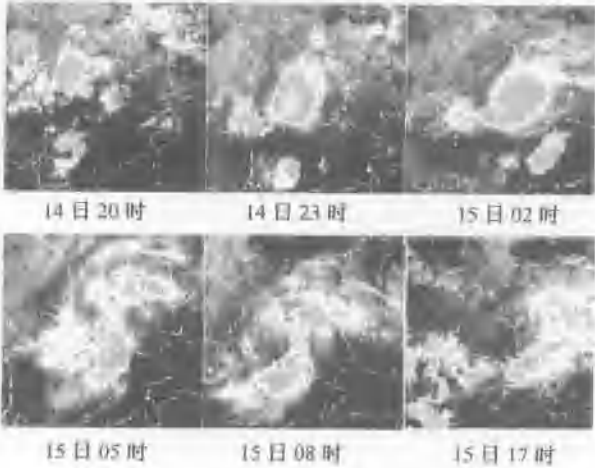


图 6 2003 年 7 月 14~15 日云图演变

北上;到15日02时低涡云团东移到甘肃南部,四川的对流云团明显加强快速北上到巴山地区;到06时受冷空气的冲击低涡云团稍有减弱并东移到甘南与陕南交界处,对流云团沿着西南暖湿急流北上到秦巴山区,强度明显加强,云顶亮温达 -52°C ,面积有5万 km^2 ,直径约200 km,具有典型的 α 中尺度系统特征,呈明显地与低涡云团合并的趋势;到08时对流云团与低涡云团在秦巴山区完全合并加强,低涡云团达到最强盛,云顶亮温达 -50°C ,此时强降水开始,08-09时云团强度最强,雨强最大为39.2 mm,此 α 中尺度云团受到700 hPa偏东气流的阻挡,从08-17时9个时次稳定于秦巴山区的宁强一带,强降水主要出现在这个时段,到18时该云团开始减弱消散,强降水迅速减弱结束。

5 结语与讨论

(1) 西太平洋副热带高压的加强西伸北抬,西侧的西南暖湿低空急流建立加强,高原有冷空气侵入并东南压,对流层低层明显回暖,亚洲中高纬地区“两槽一脊”环流形势的建立为高原低涡和急流左侧暖湿低层切变上中尺度强对流系统的发展、大暴雨的形成提供了有利的环境、水汽、能量场和位势不稳定。

(2) 高原上有合适冷空气侵入和西南暖湿急流加强向北伸展为暴雨区输送了大量的水汽和不稳定能量,促使高原低涡的形成发展,受冷空气的冲击低涡斜压性增强,低空急流左侧暖湿切变易产生强对流系统,MCS与高原低涡合并加强产生的 α 中尺度系统是此次大暴雨直接影响系统。

(3) 中尺度9点滤波可以分离出 α 中尺度系统,此类中尺度系统触发了大量不稳定能量释放,为大暴雨形成提供了直接动力作用。

(4) 卫星云图的加密观测直观揭示了中尺度系统的形成、发展、稳定和减弱消散的阶段,利用卫星云图可以准确制作大暴雨的落区、量级、集中降水时段、开始和结束时间。

参考文献

- [1] 丁一汇. 中尺度天气和动力学研究. 北京: 气象出版社, 1996, 3-5
- [2] 赵玉春, 王仁乔等. 长江中游暴雨中尺度天气系统的观测分析. 气象, 2003, 11, 14-20
- [3] 许美玲, 段旭, 孙绩华. 云南初夏罕见暴雨天气的中分析. 天气预报技术文集. 北京: 气象出版社, 2002, 110-112

渭河流域一次突发性暴雨成因分析

梁生俊 宁志谦 左爱文 王楠

(陕西省气象台, 陕西西安 710015)

摘要

本文总结了1999年5月13日到14日受高原低涡、河套反气旋及低空暖湿气流共同影响下发生于渭河流域关中地区的突发性暴雨天气过程;分析了此次暴雨过程的水汽场、 θ_{se} 场和湿位涡场MPV的分布特征;认为此次暴雨过程的水汽来自孟加拉湾,对流层中高层的偏东风急流及河套小高压从东北方向把冷空气输送到暴雨区,西南低空急流为暴雨区输送了大量的水汽和不稳定能量,低涡切变辐合触发了不稳定能量的释放,暴雨区位于水汽辐合中心和 θ_{se} 的大值区内,湿位涡呈上正下负结构。

关键词: 突发性暴雨 低空急流 湿位涡 MPV θ_{se}

1 引言

1999年5月13日到17日陕西省发生了一次历史上少见的强降水过程,降水主要集中在13日夜到14日白天,共有54站的降水量 ≥ 50 mm,其中暴雨14站,大暴雨2站,暴雨区主要位于关中平原地区,大暴雨区位于关中东部的渭黄交界处(图1)。此次强降水过程发生时间之早,为历史所罕见,是一次明显的不稳定阵性降水,突发性强,再加上前期持续干旱,造成了严重的洪涝灾害,引发渭河主要支流罗浮河垮堤,冲毁麦田近8000亩,直接经济损失近千万元。

这种大范围区域性暴雨天气过程在历史上常发生于春夏季节交替及环流大幅度转换时段,直接影响系统与夏季区域性暴雨差别很大,对其形成原因及直接影响天气系统缺乏认识,给成功预报带来很大困难,因而易造成严重的洪涝灾害。本文试图从天气学原理出发,利用物理量诊断方法及9210工程提供的T106数值产品来分析揭示此类暴雨发生的前兆及物理成因,寻找预报着眼点,以提高对此类暴雨的预报准确性。



图1 1999年5月13日20时至14日20时降水量
(单位: mm)

2 环流形势分析

大量研究表明,大降水往往发生于有利的环流形势下,经向型环流是陕西省大降水产生的一种有利环流背景。此次大降水并未发生于经向度较大的大槽大脊环流背景下,由于此类突发性暴雨影响因子复杂,在目前来说仍未有较满意的研

究结论及预报方法。下面利用天气学原理,综合分析其环流配置,寻找预报着眼点。

2.1 500 hPa 环流调整及东风急流的形成

强降水往往发生于中纬度环流调整后冷暖空气交汇时。从图 2 的西风环流指数变化图上可以看出,5月初开始西风环流盛行,中纬度的亚洲地区为一致的偏西气流,5月16日指数降到最低,其中13日到14日环流指数下降梯度最大:日下降近80,这表明从13日开始500 hPa环流有较大调整,西风环流减弱,中高纬高空锋区南压,平直西风环流调整为有利于降水发生的形势。

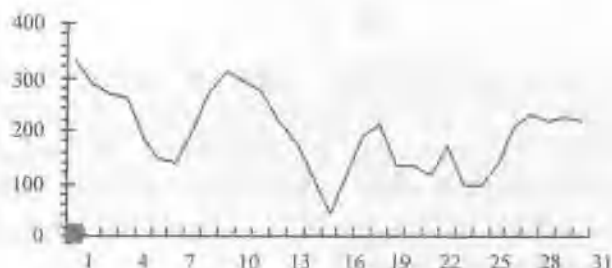


图2 1999年5月西风环流指数

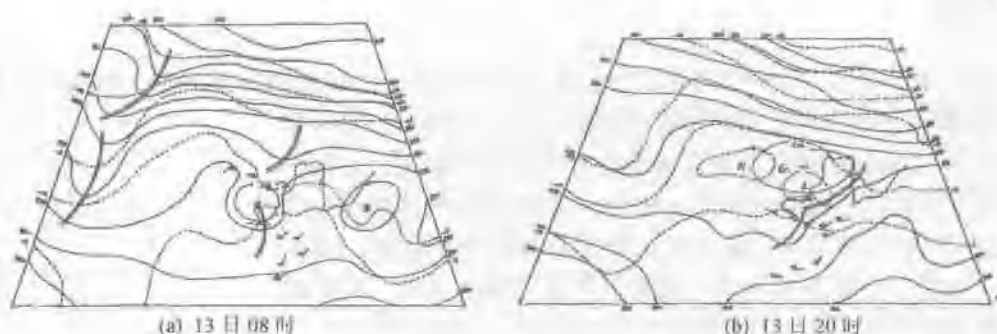


图3 500 hPa形势示意图

13日08时500 hPa高空图上(图3a),中高纬地区为平直西风气流,高空弱锋区位于 40°N 附近,蒙古高原西部到巴湖和青藏高原西部有西风槽并配合有温度槽,河西的青海一带有低涡形成(西北低涡),青藏高原中部(低涡西部)有高压脊形成发展,华北有高压维持,西北涡东南侧及高压的西侧有一支 8 m/s 的西南气流从云贵高原经四川到达河套南部;西北涡北侧有四站为东风,其中酒泉站风速为 8 m/s ,在西北低涡北侧(100°E 、 40°N 附近)形成一个弱的反气旋环流;在高原中部 95°E 附近有较强的增温并有温度脊形成,促使低涡北侧的反气旋加强及西北涡缓慢东南移。13日20时(图3b),河套到酒泉形成一完整的高压环流,高压东侧东北风把冷空气从蒙古输送到河套南部到青海一带,形成 -12°C 的冷区;低涡明显东南压,范围减小,并与西南气流汇合,使西南气流加强为 12 m/s 的急流。在其西北侧有锋区发展,从河套东部到四川西部形成一狭窄的切变辐合线,再加上华北高压的阻挡,形成了有利于大降水发生的环流配置。14日08时,河套北部的高压环流与华北高压打通,从高压到河套底部的关中地区形成了东风与西南风的横切变,

在高原西部有较强的冷槽南伸,从孟加拉湾到高原有强的南风发展,暴雨形势得以维持。同时可以看到,突发性暴雨就发生在反气旋底部、高原低涡及西南急流的左侧,此即为500 hPa层的预报着眼点。

2.2 低层暖湿气流及辐合线

13日08时700 hPa层上(图4a),河套西北侧有高压维持,东侧华北地区为一高压,两高之间存在切变线辐合线;风场上在河套底部的关中西部有一低值环流,从云贵高原经四川到河套地区存在一支 ≥ 12 m/s的暖湿西南风急流,在华北高压的阻挡下急流头分叉,一支为东风,一支为西南风向东并减小。到13日20时(图4b),青藏高原上为强大的暖中心,最高气温达 18°C ,表明高原上增温明显,这是较反常的,正是由于这样的升温,为此次大降水提供了大量的位势不稳定能量;高原上分别有两个低涡形成,一个位于酒泉一带,一个位于四川西侧;河套西北侧的反气旋环流明显加强;从河套南侧到郑州形成一个 18°C 的暖中心,从孟加拉湾经云贵高原、四川到关中地区的西南风明显加强,四川到关中地区变为一致的12 m/s偏南风急流;从风场上在关中东部地区有一低涡环流形成,中心位于西安附近;华北高压与河套反气旋间形成一较窄的南北向切变线,河套高压东侧的东北风从蒙古东部把弱冷空气不断输送到河套底部的关中地区,高压南侧形成一支12 m/s的偏东风急流,此急流阻挡了偏南暖湿气流进一步向北发展,使弱冷空气与暖湿气流在河套底部的关中地区一带交绥,使低涡辐合线具有较强的斜压性,为关中地区大降水的发生提供了维持机制。特别是700 hPa的整层增温及偏南急流把大量暖湿空气输送到关中地区,层结不稳定性增加,在东北弱冷空气的抬升下造成了这次渭河流域关中地区大范围突发性暴雨天气过程。

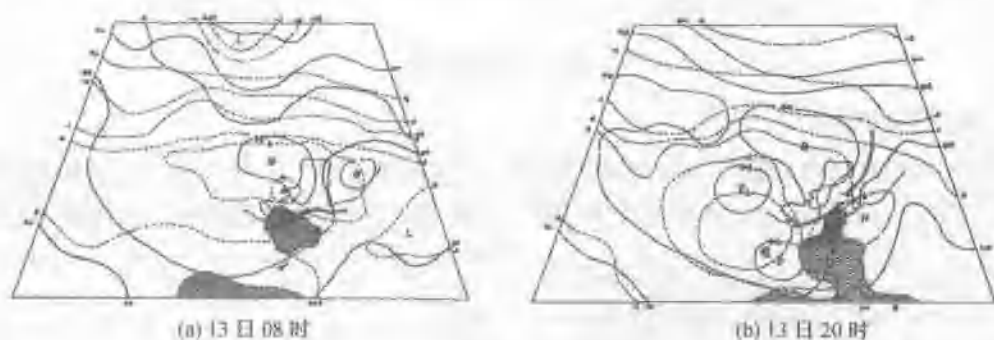


图4 700 hPa形势示意图

700 hPa的湿度变化较清楚地反映了水汽的输送过程。13日08时, $T - T_d \leq 4^{\circ}\text{C}$ 的湿区不连续,四川北部为一湿区,孟加拉湾到云贵高原为一大片湿区;13日20时,随着低空偏南暖湿急流的加强,从云贵高原经四川到关中地区为一片连续湿区,湿舌明显北抬到达低涡辐合中心,说明偏南急流不仅为暴雨区输送了大量的不稳定能量,同时也输送了暴雨所必需的水汽,也说明了此次暴雨过程的水汽来源为孟加拉湾。为了进一步说明此次突发性暴雨的物理成因,下面分析其物理量特征。

3 物理量诊断分析

3.1 水汽场诊断分析

强降水的发生必须有源源不断的水汽输送到降水区。从 13 日 08 时到 20 时的 700 hPa 水汽通量分布图 (图 5) 上可以发现,水汽通量有一个明显的由纬向型向经向型转换及北抬过程,水汽通量的大值区北抬到了关中地区,为大降水输送了充沛的水汽,促使了大气不稳定能量的堆积;同时分析了水汽通量散度场,发现随着水汽通量的北伸,关中地区有一个水汽通量散度负中心,即水汽辐合中心,云贵高原到河套地区水汽通量散度具有明显的中尺度波列结构 θ_{se} (图略)。

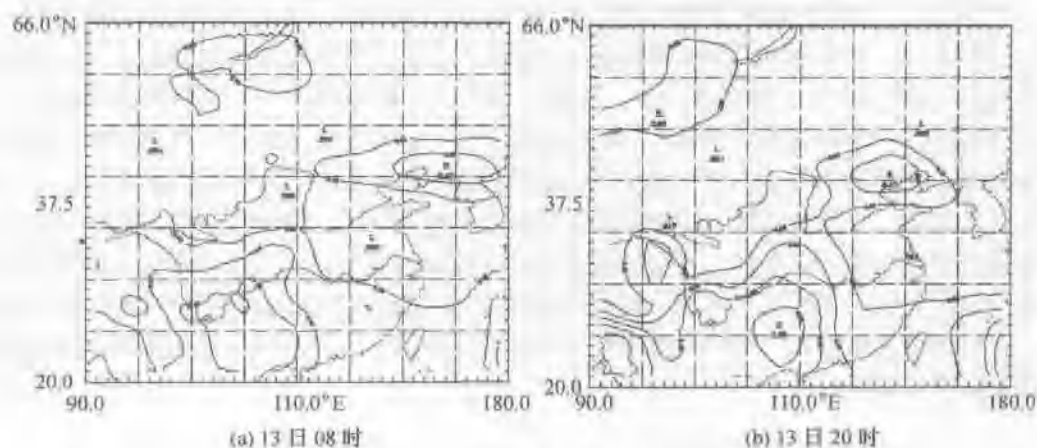


图 5 水汽通量图

3.2 θ_{se} 场特征分析

利用 9210 工程提供的 T106 分析场资料,计算分析了 13 日 20 时的 θ_{se} 的水平及垂直分布 (图 6), 700 hPa 上 110°E 附近的 35°N 以南地区为 330K 的高能区,在河套西部及北

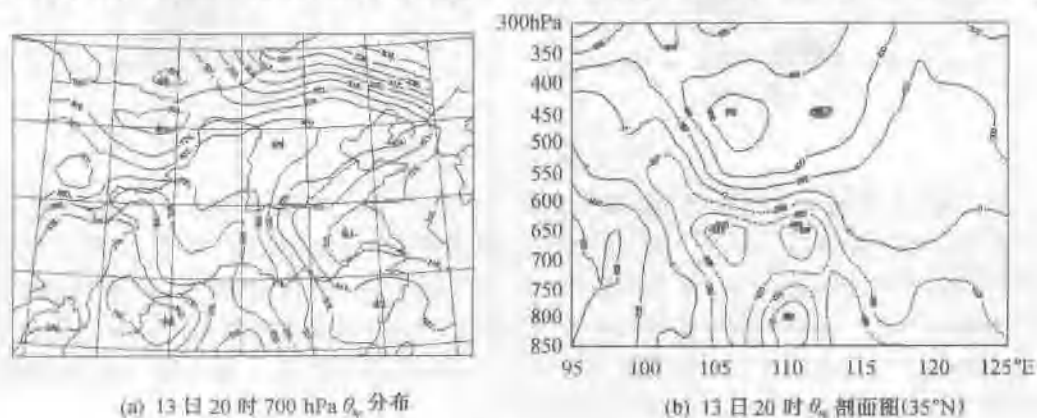


图 6 θ_{se} 分布图

部地区为低值区,这与700 hPa层上的西南低空急流及从东北的干冷空气相对应。沿35°N剖面图上,600 hPa层以下103°E到115°E区域为不稳定区,能量锋在103°E到115°E区域内从600 hPa伸向低层,在600 hPa到550 hPa层为一自东向西伸的低能舌,表明高层有冷空气自东向西输送;中低层存在两个高能舌,一个位于100°E向上达到600 hPa层,另一个位于110°E向上达到600 hPa层,较强的能量锋分别位于103°E到105°E的中层及110°E偏西的中层,这与高压西部的冷槽及低空暖湿急流有较好的对应关系,表明在35°N附近的关中地区层结具有较强的不稳定性,并具有较高的不稳定能量堆积,使此次降水为一次突发性阵性降水过程。

3.3 湿位势涡度 (MPV) 特征分析

湿位涡 (MPV) 在 P 坐标系忽略 W 水平变化的表达式为:

$$MPV = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} + g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right)$$

其中 $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$, f 为科氏力, θ_e 为假相当位温。从上式可以看出湿位涡 (MPV) 有两个分量:

垂直分量: $MPV1 = g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p}$ 为湿正压项;

水平分量: $MPV2 = g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right)$ 为湿斜压项

在绝热无摩擦大气中湿位涡守恒,即:

$$MPV = MPV1 + MPV2 = \text{CONST}$$

这表明单位质量气块垂直涡度的变化与对流稳定度 ($-\frac{\partial \theta_e}{\partial p}$)、风的垂直切变 ($\frac{\partial v}{\partial p}$ 和 $\frac{\partial u}{\partial p}$)、湿斜压性 ($\frac{\partial \theta_e}{\partial x}$ 和 $\frac{\partial \theta_e}{\partial y}$) 有关。吴国雄的研究表明,不论大气是对称稳定还是对称不稳定,是对流稳定还是对流不稳定,由于 θ_e 面的倾斜、大气水平风速的垂直切变或湿斜压性的增加,都能导致垂直涡度的发展, θ_e 面的倾斜愈大,垂直涡度的增长愈激烈。由 θ_e 剖面图 (图 6b) 可以看出,强降水发生在两个 θ_e 锋区的交汇处,即高温、高湿、湿斜压性强及 θ_e 面坡度最大处。由于 700 hPa 西南低空急流向北发展及关中地区低涡切变的共同作用,使关中大降水区上空有较强的风垂直切变,暖湿急流使降水区的湿斜压性增大,降水区上空垂直涡度增加。

由 $MPV1$ 表达式可知,当辐合存在 $\zeta > 0$ 且大气层结为对流不稳定时 ($-\frac{\partial \theta_e}{\partial p} < 0$), 将有 $MPV < 0$ 。计算了不同层次的 $MPV1$ 分布,从 13 日 20 时垂直剖面分布图上 (图 7) 可以看到,在 600 hPa 以下,105°E 到 115°E 范围内, $MPV1$ 为负值,而在 600 hPa 以上为正值,负值中心位于关中地区的 650 hPa 层,中心值为 -0.714 PVU 和 -0.749 PVU ,正好处于 700 hPa 层低涡切变南侧,表明 700 hPa 层暖湿急流的向北发展及低层低涡切变的形成发展,使降水区出现了强烈的水汽辐合和气旋性涡度的发展,特别是上层为正下层为负的配置是西北地区突发性暴雨的一种湿位涡特征。到 14 日 20 时,随着河套北部高压的南压,关中降水区的低涡切变转为横槽, $MPV1$ 负值区逐渐西退,关中地区强降水减弱。

根据吴国雄的研究结果,低空急流的加强, $MPV2$ 增长,垂直涡度增强,低层大的

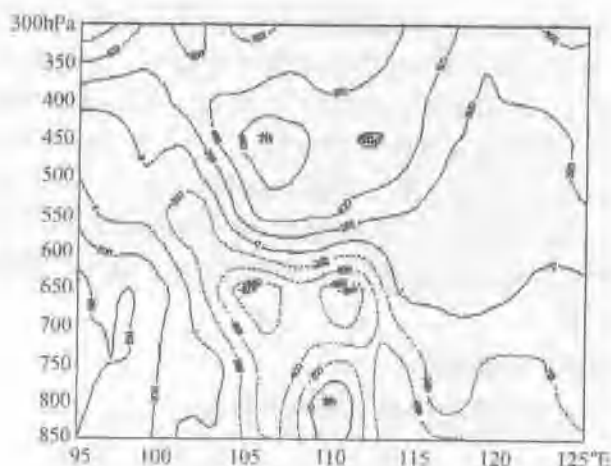


图7 13日20时MPV1剖面图(35°N)

MPV2的变化代表低空急流、暖湿空气和涡度的变化。在13日20时700 hPa的MPV2分布图上(图略),关中地区东部到四川有西南—东北走向的MPV2高值区,48PVU的高值中心位于关中地区,随着700 hPa低空急流头向西转向及低涡切变的减弱,到14日20时,该高值中心减弱并向东南移出陕西省,陕西省的降水也减弱。

4 小结

(1) 弱经向环流同样能够产生较强的降水天气,当500 hPa的纬向环流发生调整,即纬向环流指数明显减小时,对天气系统要密切注意仔细分析;当高原上增温明显,河套北部有高压环流生成,同时高压底部有低涡发展及偏南气流加强,高压底部有东风急流建立,河套以东的高压环流稳定少动,位于40°N的高空锋区南压,特别有东北路冷空气入侵,陕西省则易发生突发性暴雨天气过程。

(2) 在对流层低层的700 hPa上有较强的西南低空急流生成并向北发展,低空急流左侧有低涡生成, $T - T_d \leq 4^\circ\text{C}$ 的湿区北抬并连续成片,为此次渭河流域的关中东部强降水输送了大量的水汽及不稳定能量,而低涡切变上的剧烈辐合促使了不稳定能量的释放,造成了此次突发性暴雨。

(3) 700 hPa层水汽通量的梯度最大处及水汽通量散度的负中心区为暴雨的落区。

(4) θ_e 和湿位涡(MPV)对突发性暴雨有较好的预报指示意义。初夏突发性暴雨发生在 θ_e 的330K线附近,能量锋结构明显;湿位涡(MPV)很好地揭示了对流层上下层风速切变及水平切变、低空暖湿急流使涡度增加,从而使低层辐合加强,触发了不稳定能量的释放;对流层中上层为正值,对流层中下层为负是高原东侧初夏突发性暴雨的特征。

参考文献

- [1] 吴国雄等. 湿位涡与倾斜涡度发展. 气象学报, 1995, 53 (4): 385—405
- [2] 王建申等. 位涡在暴雨成因分析中的应用. 应用气象学报, 1996, 7 (1): 19—27
- [3] 邓华君等. 三次强对流天气过程的湿位涡分析. 气象科学, 1999, 19 (2): 150—157

“6.8”突发大暴雨过程和 β 中尺度低涡分析与数值模拟

慕建利¹ 杜继稳² 梁生俊¹ 宁志谦¹

(1. 陕西省气象台, 陕西西安 710015; 2. 陕西省气象局, 陕西西安 710015)

利用 MM5-V3.5 中尺度非静力模式对 2002 年 6 月 8—9 日发生在陕西省和四川的一次大暴雨进行了数值模拟与诊断分析, 模拟结果表明: 在有利的大尺度环流形势下, α 中尺度低涡切变激发的 β 中尺度低涡是本次暴雨的直接引导系统。进一步的诊断分析揭示了 β 中尺度低涡的动力场和热力场之间具有一种强耦合机制: β 中尺度低涡是在强低空急流带上发展起来的; 特强垂直上升运动与近饱和湿空气柱及涡散柱互耦; 低空对流不稳定层结的发展触发了强烈的垂直上升运动。

关键词: 暴雨 数值模拟 对比分析

1 引言

2002 年 6 月 8—9 日, 高原东侧的陕西及四川东北部发生了一次大暴雨天气过程, 造成了严重的洪涝、滑坡和泥石流灾害。通过对暴雨过程总雨量统计可知, 陕西省 98 个县(市)雨量大于 50 mm 的有 44 个县(市), 其中, 陕南的勉县、宁陕、宁强及佛坪雨量大于 100 mm, 佛坪达 206.5 mm。此次暴雨过程主要发生在 8 日夜间到 9 日上午, 其中主要降水时段在 8 日 22 时—9 日 04 时, 雨强最大在 9 日 01—02 时, 1 h 雨量达 52.8 mm, 可见, 此次暴雨过程历时短, 强度大, 面积广, 导致了严重的山洪并诱发滑坡和泥石流灾害, 造成陕西省 18 条江河涨水, 陇海线瀾河大桥被冲垮, 铁路中断数天; 全省 14 条国、省干线公路遭严重损毁, 佛坪、宁陕重灾区对外交通中断, 通往乡镇的道路几乎全毁。仅特大暴雨区佛坪县死亡 300 余人, 100 余人失踪, 直接经济损失约 3.2 亿元。

由于观测资料时空分辨率的局限性, 使得暴雨的研究主要集中在大尺度环流和 α 中尺度天气系统^[1-4], 最近几年, 才开始对 β 中尺度系统的研究^[5-7]。许多气象工作者对陕西省的暴雨中尺度系统进行了研究^[8-10], 但对于陕西省暴雨过程的 β 中尺度系统的研究较少。‘6.8’暴雨是由西南涡前低空急流带上产生的 α 中尺度切变激发的 β 中尺度低涡发展造成的, 为了揭示 β 中尺度低涡对暴雨过程形成时的物理机制, 本文利用 MM5-V3.5 中尺度非静力模式模拟分析了 β 中尺度低涡发展过程中动力和热力结构的相互作用和配置。

2 大尺度环流特征及影响系统分析

“6.8”暴雨期间大尺度环流特征是: 在 $60^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$, 中高纬度环流为稳定的两脊一槽, 两脊分别位于乌拉尔山和我国东北至华北一带, 贝加尔湖为一低槽区。这种环流形势有利于槽区不断分裂小槽东南移, 引导冷空气南下, 与低空急流输送的暖湿气流交汇。王

川等^[10]分析指出:此次暴雨地面形势为典型的鞍型场结构,高原东侧处于两高之间的地面倒槽中,西部冷锋进入鞍型场后加强,移速减缓,与华北高压底部回流带来的冷空气相遇形成锢囚锋。700 hPa图上,8日08时,在 $103^{\circ}\sim 106^{\circ}\text{E}$, $38^{\circ}\sim 41^{\circ}\text{N}$ 有一中尺度低压环流,四川西南部有西南涡缓慢东北移,涡前有一支东西宽约为2个经度,平均风速为 13m/s 的强西南急流, 105°E , $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 间有NNE-SSW向的切变线,该切变线20h分裂为南北两段,形成西北与西南风及东北与西南风的 α 中尺度切变线,雨区主要发生在 α 中尺度切变线前的西南急流的左前方。

3 模式范围和数值模拟设计

本文利用MM5-V-3.5中尺度非静力模式,其模拟方案设计为全物理过程。

格点结构:水平方向用双向作用套网格系统,模式以西安为中心(35°N , 108°E),粗网格区域格距为45 km,格点数为 66×76 ,细网格区域格距为15 km,格点数为 79×79 ,模式顶气压为100 hPa,垂直分层 σ 面为23层(方向为 σ 坐标,模拟中 σ 为不等距的)。

地形和下垫面特征分类:对NCAR的30'地形资料和13类地表特征资料,采用复合双抛物线插值方案获得格点地形和下垫面特征资料。

初始资料:使用国家气象中心全球模式T106的分析场资料,每日4次,T106水平分辨率为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 。从中选取位势高度、水平风速、相对湿度、气温等5个要素场,分布在12个等压面上:1000,925,850,700,600,500,400,300,250,200,150,100 hPa。

侧边界用时变出入流方案。

行星边界层物理过程:采用Blackadar高分辨率PBL参数化。

地面物理过程:包括有非均一地表的热通量和动量。

地面温度:由浅层模式和有云效应的能量收支预报获得。

云和降水物理过程:可分辨尺度降水采用Reisner的混合相微物理显示方案,次网格尺度降水采用Grell积云参数化方案,辐射过程采用NCAR/CCM2辐射方案。积分时间:48 h,积分步长:120 s。

4 模拟结果分析

4.1 降水模拟结果分析

图1是8日08时~9日08时降水实况和粗细网格模拟降水图。降水实况中,陕西省共有4个暴雨中心,分别位于陕北、关中中部、陕南的宁强、勉县一带和佛坪附近,中心最大降水量分别为89 mm,72 mm(据西安加密站资料显示,周至县的一个乡镇降水达154 mm),174 mm和190 mm。粗细网格均模拟出了4个暴雨中心,粗网格模拟结果是:4个暴雨中心强度分别为150 mm,120 mm,100 mm,和120 mm,细网格模拟的4个暴雨中心强度前3个均为170 mm,佛坪附近为150 mm;从模拟结果来看:粗细网格能很好地模拟出陕北和宁强、勉县一带的暴雨落区,落区几乎相同,对于关中说,50 mm等降水线模拟结果和实况基本吻合,但中心偏东约1个经度,对于佛坪的大暴雨落区模拟比实况降水大约偏南1个纬度,偏东0.2个经度。粗细网格对陕北暴雨强度模拟均大于降水实

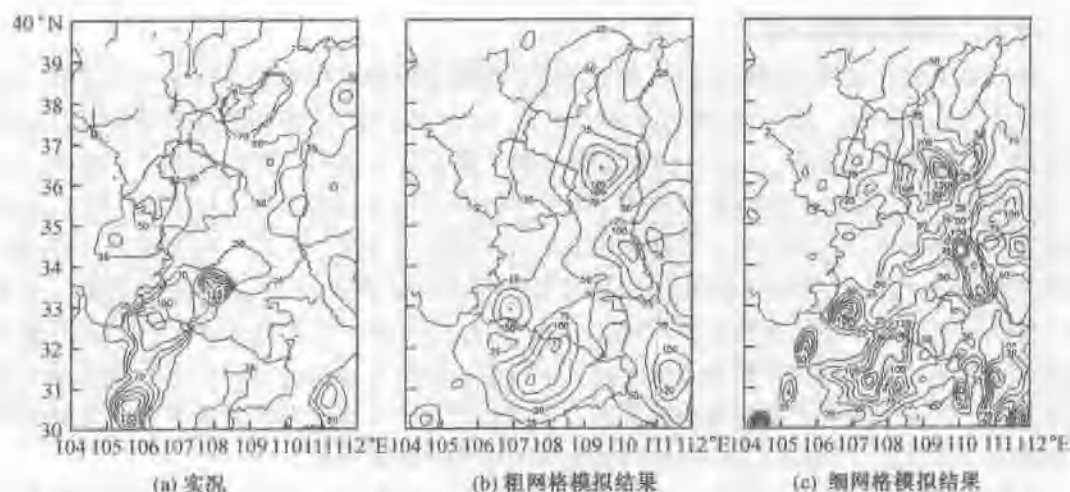


图1 2002年6月8日8时~9日8时降水量(单位: mm)

况,这也许由于陕北测站稀疏,出现的强对流降水可能不在观测范围之内;对于关中降水中心强度的模拟,粗网格模拟结果小于实况降水约34 mm,细网格模拟结果约大于降水实况16 mm;对于勉县、宁强一带的暴雨区来说,粗网格模拟降水强度约小于实况降水74 mm,细网格模拟降水强度几乎与实况降水相等;粗细网格对于佛坪大暴雨强度的模拟均小于降水实况,但细网格比实况小约40 mm,粗网格约大于实况70 mm。总的来说,MM5-V-3.5中尺度非静力模式对本次区域性暴雨的预报是成功的。

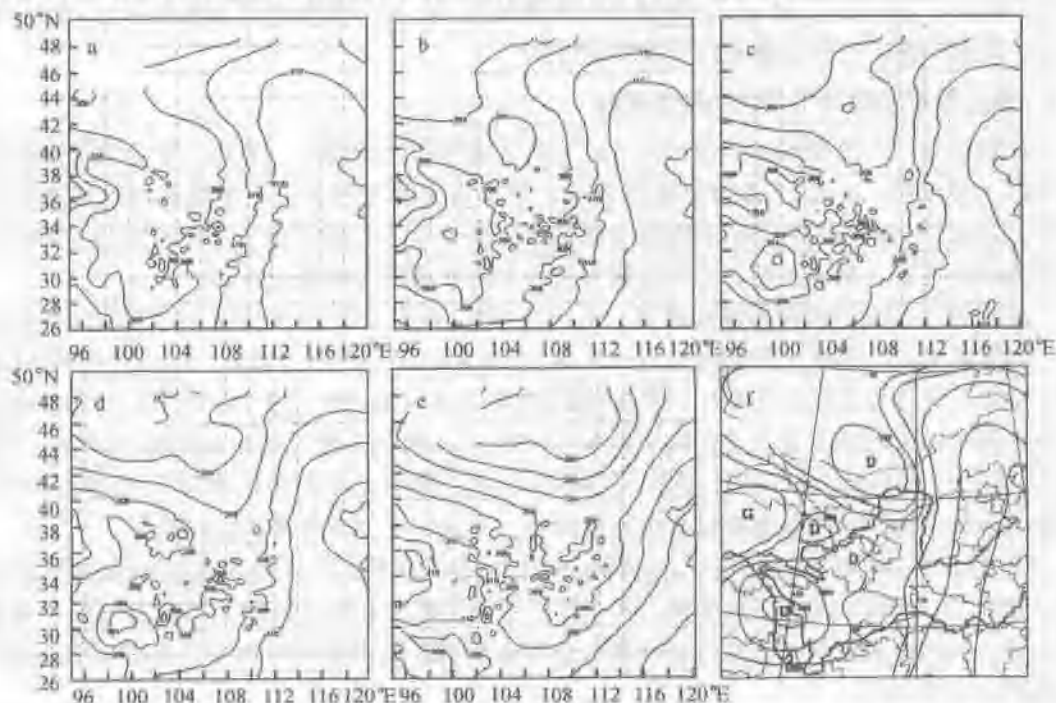


图2 2002年6月不同时刻700 hPa位势模拟场和分析场(单位: dagpa)
a.8日11时; b.8日14时; c.8日20时; d.8日23时; e.9日08时; f.8日20时实况

4.2 β 中尺度低涡模拟分析

我们将位势实况场与模拟场对比分析发现,位势场的模拟与实况分析场十分相似,几乎再现了实况分析场。图 2c 和图 2f 分别为 8 日 20 时 700 hPa 位势场的细网格模拟结果和实况场,从图中可以看到,110°E 以东均为高脊,蒙古有一低涡,四川北部有一低涡,兰州至陕南东部有一低压。在模拟场中还可以看到许多 β 中尺度低涡的发生发展,但在位势实况场上只能分析出低涡切变,无法分析 β 中尺度低涡的发生、发展。我们通过分析细网格模拟结果发现这次暴雨过程期间包含着变化多样的时间和空间 β 中尺度结构。张玉玲^[11]曾对 MCC 的 β 中尺度特征分析指出:大 MCC 的形成一般是从几个 β 中尺度对流云或对流带开始,其强烈发展也包含着这些 β 中尺度系统的发展和合并。这次大暴雨发生发展包含着一些 β 中尺度低涡的发展和合并。正是这些 β 中尺度低涡的发展和合并促使大暴雨形成。下面我们主要探讨 β 中尺度低涡结构的形成和发展过程。

8 日 11 时,在 104°~108°E、30°~38°N 范围内,沿东北-西南向,即西南低空急流带上开始出现一些小对流单体,14 时,有更多的小对流单体形成,高原东南部至四川北部形成一低涡,17 时,这些对流单体进一步发展,四川北部低涡发展为一 α 中尺度低涡,20 时,对流单体发展合并为几个较大的 β 中尺度低涡,四川北部低涡进一步加深,23 时, β 中尺度低涡略有东移,但四川北部低涡有所减弱,这种形势维持到 9 日 01 时,9 日 02 时, β 中尺度低涡已经开始减弱,四川北部低涡也进一步减弱,到 9 日 05 时, β 中尺度低涡已经减弱为对流小单体,9 日 08 时,这些对流小单体东移至 110°E 以东。对应 700 hPa 流场中,8 日 11 时,宁强附近开始形成辐合,随后逐渐发展加强,17 时,已形成一个水平和垂直方向只有 50 km 左右的 β 中尺度涡旋,涡前有很强的西南低空急流,该急流对 β 中尺度低涡的发生发展起到了关键作用。

4.3 强上升运动和水汽条件的耦合发展

程麟生等^[16]对沿低涡切变线上的 β 中尺度对流系统研究指出,强烈上升运动与饱和气柱互耦。通过对“6.8”大暴雨的分析发现,激发本次暴雨的 β 中尺度对流系统的发生发展中,强上升运动和相对湿度的配置有此特征。图 3 是过宁强附近 β 中尺度低涡中心沿东西向的垂直速度、相对湿度、水汽通量矢量和水汽通量散度的垂直剖面。

分析强上升运动和相对湿度可见,8 日 11 时,宁强上空 700~500 hPa 有垂直上升运动,但强度较小,垂直上升速度只有 0.8 m/s,随后,迅猛发展到整层,14 时为最强盛时期,强上升速度已高达 2.8 m/s,且强速度核在 500~350 hPa (图 3a)。与其上升速度相对应的相对湿度剖面上是一接近饱和的湿空气柱,14 时达最强,96% 线高达 350 hPa (图 3b)。另外,分析逐时相对湿度剖面(图略)可知,暴雨发生前已经积累了大量的水汽,并在整个暴雨期(暴雨期指模拟暴雨出现时期,下同)有充沛的水汽相伴随。

由于细网格模拟范围较小,无法判断水汽来源和输送方向,我们使用粗网格模拟结果,计算了 700 hPa 水汽通量矢量,由图 3c 可见,造成本次大暴雨主要是明显的西南急流和台风外围的东风将孟加拉湾和南海的水汽源源不断地输送到降水区,使整个暴雨期间有充沛的水汽供应。

分析水汽通量散度过宁强附近 β 中尺度低涡中心沿东西方向的垂直剖面图,与强上升速度相对应的是强水汽辐合柱。8 日 11 时,620 hPa 以下为水汽强辐合层,570~430 hPa

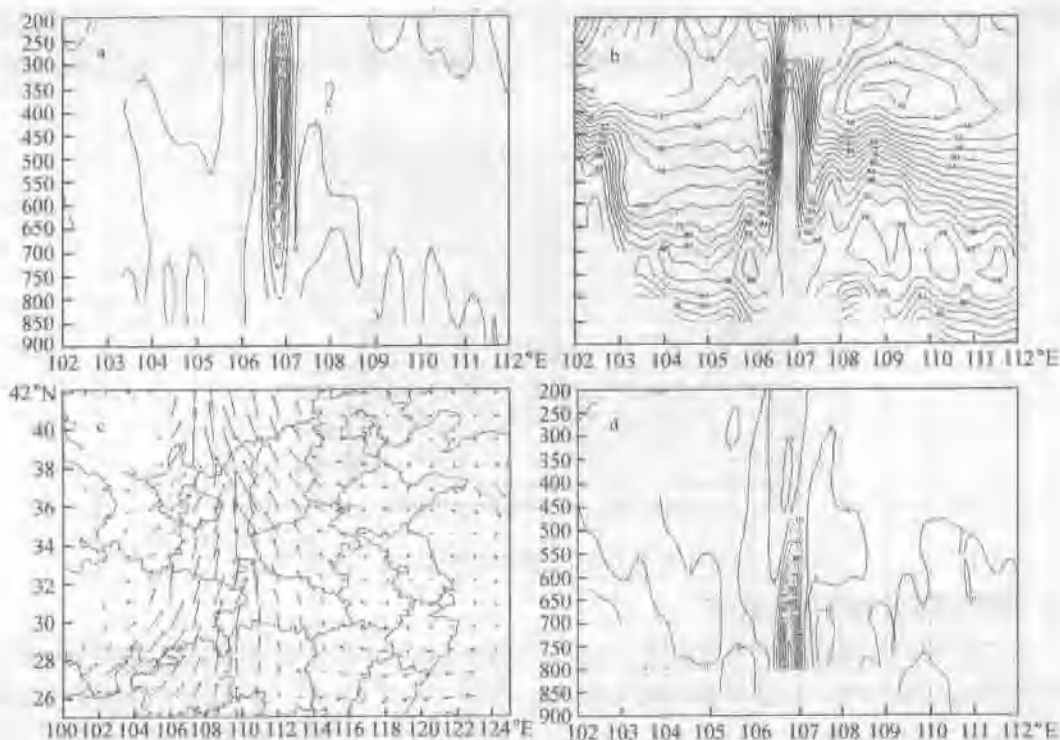


图3 2002年6月8日14时过 β 中尺度低涡中心沿东西方向的垂直剖面。

- a. 垂直速度 (0.1 m/s); b. 相对湿度 (%); c. 水汽通量矢量 ($\times 10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$);
d. 水汽通量散度 ($\times 10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

为水汽辐散层,但辐合中心强度是辐散中心的6倍,15时,水汽辐合达最大,辐合层上升到500 hPa,水汽最大辐合在700 hPa以下为 $-80 \times 10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,470~300 hPa为水汽辐散层(图3d)。此后,随着垂直上升速度的减小而减小,最后转为整层无水汽辐合。

由以上分析可以看出,强上升运动和水汽垂直输送与凝结耦合发展,垂直上升运动促使空气块冷却凝结,形成饱和湿空气柱,产生暴雨;凝结潜热释放后,相对湿度和水汽辐合逐渐减小,暴雨也随之结束。

4.4 强上升运动与位势不稳定的耦合作用

强对流一般是发生在强烈的位势不稳定情况下出现的,而相当位温是温度场和湿度场的热力综合场。为了揭示本次暴雨过程的热力结构和强垂直上升运动的互耦作用,我们对垂直上升运动(图3a)相对应的相当位温场 θ_e 的垂直剖面(图4)进行分析并发现,本次暴雨在强盛期前, θ_e 已经形成了典型的“鞍型场”结构。这与冯伍虎等^[6]对过低压中心相应涡度的 θ_e 剖面的研究相一致。8日10时,550 hPa以下为位势不稳定层,即 $\partial\theta_e/\partial p > 0$,550~400 hPa为中性层,即 $\partial\theta_e/\partial p \approx 0$,400 hPa以上的高空,气层是对流稳定的,即 $\partial\theta_e/\partial p < 0$ 。11时,不稳定层向上扩展到420 hPa,12时,形成“鞍型场”结构(图4),13时,整层几乎为位势稳定的。通过与强垂直上升运动比较, θ_e 鞍型场结构形成于强烈

的垂直上升运动发展起来之前,正是这种不稳定层结的出现,导致垂直上升运动的快速发展,从而使对流不稳定能量迅速积累并释放。这种耦合发展结构是大暴雨产生的热力和动力机制。

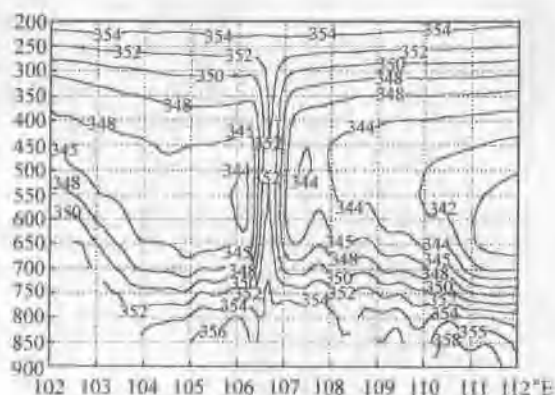


图4 2002年6月8日12时相当位温垂直剖面图(K)

4.5 涡散场及其相互耦合发展

为了更深入了解降水的动力机制,我们分析过宁强 β 中尺度低涡中心沿东西方向的涡度和散度的垂直结构,从逐时演变图(图略)来看,8日13时,整层均为正涡度,且在400 hPa和850 hPa各有一个 $20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的正涡度中心,在暴雨强盛期,即8日15时,整层一直维持很强的气旋性涡度(图5a),中心强度达 $70 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,东西两侧有较小的负涡度中心,在气旋性涡柱两侧形成了反环流,这不同于高层为反气旋性环流,低层为气旋性环流的配置结构。从逐时散度垂直结构分析可知,8日11时,在550 hPa以下已形成了低层辐合,500~350 hPa为辐散层,但中心强度分别只有 $-30 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 和 $40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,13时突然增强,14时达到最强(图5b),辐合层到达450 hPa,最大辐合中心在750~650 hPa,强度为 $-60 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,450 hPa以上为辐散层,中心强度在250 hPa为 $80 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,这时形成了特强散度柱,这种高层辐散、低层辐合的配置有利于垂直上升运动的强烈发展。

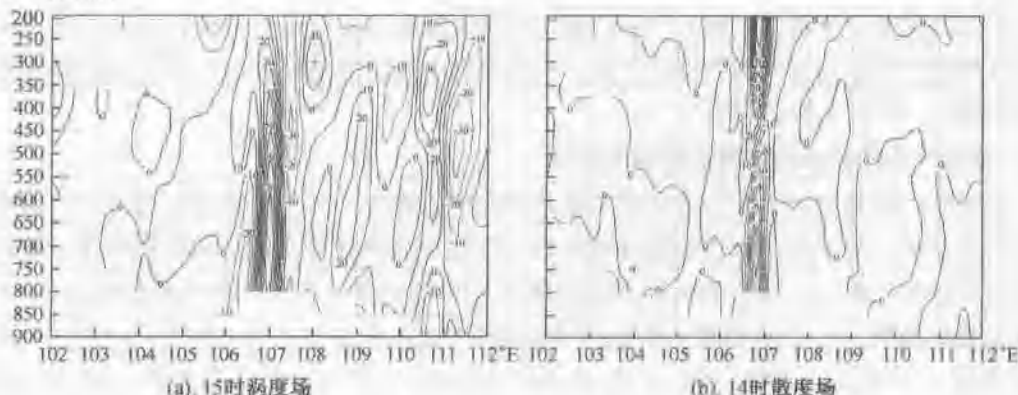


图6 2002年6月8日过 β 中尺度低涡中心沿东西方向的垂直剖面图
(单位: $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

总之,在暴雨发生前 3h 高低层出现了明显的辐散辐合,强降水发生前 1h 形成了特强散度柱,这一时段正好是降水强盛时期,之后,随着强降水的减弱消退,强辐合辐散柱逐渐减弱结束。暴雨区整层正涡度的出现早于暴雨产生前 1h,而深厚的强气旋性涡柱则几乎与暴雨最强盛时期同时出现,降水减弱时,正涡度中心轴转为东北—西南走向,并逐渐转变为弱的反气旋性涡旋。由分析还可知道,强辐合辐散柱的形成早于强正涡度柱。说明了此次暴雨过程是在有利的动力结构下产生的,各物理量与暴雨发生时段基本是一致的,但各物理量随时间变化不是完全同步的。这一结论与王建捷^[5]对梅雨锋暴雨中尺度对流系统的研究结论相一致。

从以上分析得出:强散度柱和特强垂直上升运动互伴,超强散度柱与强正涡柱互耦,这种耦合发展结构是特强垂直上升运动和大暴雨产生的动力机制。

5 结论

- (1) 用 MM5 中尺度非静力方案,采用了 T106 的分析场资料作为初估场和侧边界,粗细网格均能模拟出强降水雨带,细网格模拟结果优于粗网格结果。
- (2) 通过模拟分析,揭示了暴雨过程中 α 中尺度系统和 β 中尺度系统的一些特征。
- (3) 低层南风急流为本次暴雨源源不断地输送暖湿气流。
- (4) 涡散场及垂直上升运动的相互耦合是这次暴雨发生发展和维持的动力机制。
- (5) 相当位温具有“鞍型场”的典型特征。

参考文献

- [1] 陶诗言等. 夏季亚洲上空大气环流结构. 气象学报, 1957, 28 (3): 234-254
- [2] 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
- [3] 赵思雄等. 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
- [4] 冯伍虎等. “96.8” 特大暴雨和中尺度系统发展结构的非静力数值模拟. 气象学报, 2001, 59 (3): 294-307
- [5] 王建捷等. 1998 年梅雨锋暴雨中尺度对流系统的模拟与诊断分析. 气象学报, 2002, 60 (2): 147-155
- [6] 程麟生等. “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
- [7] 王智等. 长江中下游一次 β 中尺度低涡的数值模拟. 气象学报, 2003, 61 (1): 66-77
- [8] 刘子臣, 张健宏, 梁生俊. 中尺度对称不稳定的诊断应用. 南京气象学院学报, 1997, 20 (3): 400-404
- [9] 王川, 寿绍文. 一次青藏高原东侧大暴雨过程的诊断分析. 气象, 2003, 29 (7): 7-12
- [10] 张玉玲. 中尺度大气动力学引论. 北京: 气象出版社, 1999, 188-205

一次诱发山地灾害突发性暴雨数值模拟及诊断分析

慕建利^{1,3} 杜继稳² 张弘¹ 侯建忠¹ 赵奎锋¹

(1. 南京信息工程大学, 江苏南京, 210044;

2. 陕西省气象局, 陕西西安, 710015; 3. 陕西省气象台, 陕西西安, 710015)

摘 要

分析了2003年7月15日陕西省一次区域性暴雨过程, 并利用MM5-V3.5中尺度非静力模式进行数值模拟和诊断分析, 结果发现, 西太平洋副热带高压西侧的暖湿气流和新疆冷空气是这次暴雨的主要影响系统, 充沛的水汽输送、能量的积聚和强烈的上升运动为暴雨的发生提供了充分的条件, 700 hPa低涡、切变线是暴雨形成的触发机制; 模拟结果表明: 涡度场和散度场及垂直上升运动互耦; 特强辐合辐散柱的出现早于强涡度柱, 而深厚的强气旋性涡柱则几乎与暴雨最强盛时期同时出现。

关键词: 山地灾害 突发性暴雨 数值模拟 诊断分析

陕西省山区和丘陵沟壑区面积占全省总面积的4/5以上, 加之河流众多, 地貌类型复杂, 降雨时空分布不均, 所以, 山洪、泥石流、滑坡灾害一直比较严重, 尤其是秦巴山区山地自然灾害的活动十分频繁, 是我国著名的山地自然灾害多发区和重灾区。诱发山地灾害因子有许多, 相对于其他条件, 降水对山地灾害的形成有着至关重要的影响。有关分析表明: 历史上这一地区的山地灾害几乎均是由暴雨、大暴雨、连阴雨等强降水天气引发的。所以, 防御洪涝灾害, 能否准确预报暴雨至关重要。

近年来, 数值模拟及诊断分析在天气分析中得到广泛应用^[1~4]。就陕西暴雨来讲, 从20世纪70年代后期开始已经作了大量的研究^[5~6], 近年来, 采用中尺度数值分析研究已有不少^[7~8], 但使用非静力中尺度数值模式对暴雨的数值模拟研究较少。本文使用MM5-V3.5非静力数值模式, 对2003年7月诱发山地灾害的一次突发性暴雨进行数值模拟和诊断, 试图揭示此类暴雨的成因和物理机制。

1 雨情及灾情分析

7月15日陕西省出现了一次突发性暴雨过程, 暴雨范围主要位于陕北南部、关中西北部和陕南西部, 暴雨时段主要集中在14日晚间到15日白天。14日20时~15日20时全省出现了14站暴雨, 陕北南部、关中西部和陕南分别有一暴雨中心, 陕北暴雨中心在黄陵、宜君一带, 强度达87 mm, 关中西部陇县的暴雨中心强度为70.4 mm, 陕南暴雨中心在宁强, 出现大暴雨, 强度达184.6 mm, 大降水主要集中在15日08~15时的7h内。这次降水强度大、历时短、突发性强, 特别是宁强的大暴雨诱发了严重的山地灾害, 使21个乡镇184个村的17.52万人不同程度地受灾, 冲毁农田452亩, 多处山体滑坡, 高速公路及108国道多处塌方, 造成了重大经济损失。

2 环流形势及影响系统

这次暴雨主要受西太平洋副热带高压和新疆冷空气影响,新疆附近的冷空气东南下与副高西侧的西南暖湿气流交汇,激发该区域内中、小尺度对流系统的异常活跃而引起的一次突发性暴雨。

东亚中纬度地区,暴雨发生前及发生期间大环流形势基本稳定少动,40°N以北,在500 hPa维持两槽一脊型,乌拉尔山东部为一低槽,贝加尔湖至蒙古为一高脊,我国东北到日本为一低槽区;35°~45°N,巴湖东南部至新疆有一冷槽;西太平洋副热带高压脊线稳定在27°N附近,西脊点在105°E左右,陕西省处于副热带高压外围的西南暖湿气流之中。但是,在30°~40°N,暴雨发生前和发生期间环流形势是不同的。暴雨发生前12~24h,在500 hPa和700 hPa高空,高原东侧到陕西省属于高脊控制之中。到了临近暴雨时的14日20时,形势突然发生变化,500 hPa图上有高原槽发展东移,700 hPa高空,高原东部形成一个强大的暖涡,随着新疆冷空气的南下和副高的加强,15日08时,低涡东移至兰州到陕西西南部,河套中部有一横切变线,在河套到四川形成一个“人字形”切变,切变东南侧形成的南风急流向陕西省输送暖湿气流,对暴雨的产生提供了充足的水汽条件。地面形势为鞍型场分布,陕西省处于鞍型场的辐合区内。可见,此次暴雨的发生具有典型的突发性暴雨特征^[5]。

3 MM5-V-3.5模式和数值模拟设计

3.1 数值模拟设计

MM5-V-3.5是美国国家大气研究中心(NCAR)和美国宾州大学(PSU)在MM4的基础上研制的新一代非静力平衡中尺度数值预报模式。在这次暴雨数值模拟中,该模式采用全物理过程模拟方案,水平方向用双向套网格系统,模式以西安为中心(35°N, 108°E),粗网格区域格距为45 km,格点数为66×76;细网格区域格距为15 km,格点数为79×79;垂直方向为 σ 坐标,模拟中 σ 为不等距的23层。模拟分析以7月14日20时作为初始场,积分时间24 h,积分步长120 s。初始场和侧边界用国家气象中心全球模式T213的分析场资料(分辨率为0.5625°×0.5625°),用16点复合相关双抛物线拟合法插值到模式的正方形网格点上,构成初估场,每隔6 h输入一次新的侧边界值。地形资料按2层网格距大小,精密度分别为30'、10'的实际地形资料。侧边界用时变出入流方案,张弛逼近方法将模式预报场向由间隔6 h客观分析的大尺度场逼近。地面物理过程包括有非均一地表的热通量和动量;地面温度由浅层模式和有云效应的能量收支预报获得;云和降水物理过程中,可分辨率降水采用混合相微物理显式方案。

3.2 降水模拟与实况对比分析

图1为2003年7月14日20时~15日24时实况降水量和中尺度数值预报模式降水预报图。将实况降水与数值模拟降水结果比较分析发现,粗细网格模拟降水结果也有三个大降水中心,但出现暴雨的时间和量级不同:

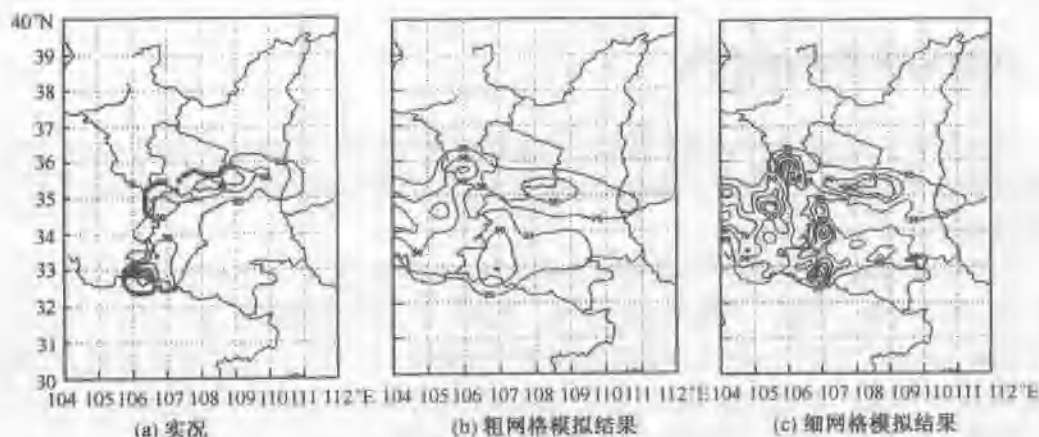


图1 2003年7月14日20时~15日24时降水量(mm)

陕北南部及关中北部降水区：陕北南部50 mm以上的降水出现在15日14时，粗网格模拟50 mm以上降水在15日19时才出现，而细网格15日12时就模拟出50 mm的降水。

关中西部降水区：15日12时，实况出现了50 mm的降水，粗网格15日19时才模拟出50 mm以上降水，细网格早在15日09时模拟出50 mm的降水，17时，模拟降水达70 mm，19时，降水达100 mm，20时达最大为125 mm。

陕南降水区：15日10时，宁强实况降水已达71 mm，13时为118 mm，15时出现了157 mm的降水，20时降水达184.6 mm；粗网格模拟结果，15日09时有50 mm的降水，17时达70 mm；细网格15日05时模拟出70 mm降水，06时降水达100 mm，10时达150 mm。

对于暴雨的落区而言，陕北南部暴雨中心在109°E, 35.5°N附近，关中西部暴雨中心在107.3°E, 34.5°N一带，宁强大暴雨位于106.3°E, 32.8°N。粗细网格模拟的强降水中心大约陕北南部在108°~109°E, 35.2°N附近，关中西部模拟出两个暴雨中心，一个在106.3°E, 34.5°N一带，另一个与陕南暴雨相连接，位于107°E, 34°N附近，陕南大约在106.9°E, 32.9°N。

由以上对比分析可知，粗细网格模拟的暴雨中心与实况比较，除关中西部偏南约0.5个纬度外，其余两个暴雨区与实况吻合。暴雨出现时间粗网格晚于实况，细网格早于实况，比较而看，细网格更接近与实况。由此可见，模式对这次暴雨模拟效果较好。

4 物理量模拟结果分析

4.1 水汽条件分析

充沛的水汽是暴雨形成的必要条件，因此，暴雨的发生与水汽的多少，特别是低层水汽的多少及其水汽的辐合有很大的关系。以下我们用比湿场、相对湿度场及水汽通量散度场来分析暴雨形成的水汽条件。

分析逐时沿陕南暴雨中心的比湿垂直结构图(图略)可知，15日02时，即暴雨发生前等比湿线是平缓的，且12 g/kg等比湿线在700 hPa以下，03时开始，等比湿线在暴雨

区上空逐渐向高层伸展,到04时达最强,12g/kg等比湿线已伸展到600 hPa,而4 g/kg等比湿线高达350 hPa高度层,到15日10时,等比湿线又转为平缓,12 g/kg等比湿线下降到750 hPa。由此可见,在临近暴雨发生时,从低层到400 hPa,有一个明显的高湿区和暴雨区相对应,且从暴雨发生前到发生时比湿逐渐增强,低层湿度大于高层,这说明暴雨发生时具备了充足的水汽条件。从相对湿度的垂直分布来看,15日01时,700 hPa以下,在106.5°~108°E为一宽广的96%相对湿度线,15日03时,98%线在107.2°E附近突然转为狭窄的柱状结构,且向高空伸展,到04时,相对湿度达最大,98%线已伸展到300 hPa(图2a),05时后,这种狭窄的湿空气柱减弱,湿层逐渐下降,到10时,96%相对湿度线下降到650 hPa,11时,湿空气柱完全消失。这说明暴雨临近时,中低层空气接近饱和,随后逐渐向高层伸展,到暴雨强盛期间形成了低层饱和,中高层接近饱和的湿空气柱,随着大降水的减弱结束,湿空气柱也随之消失。

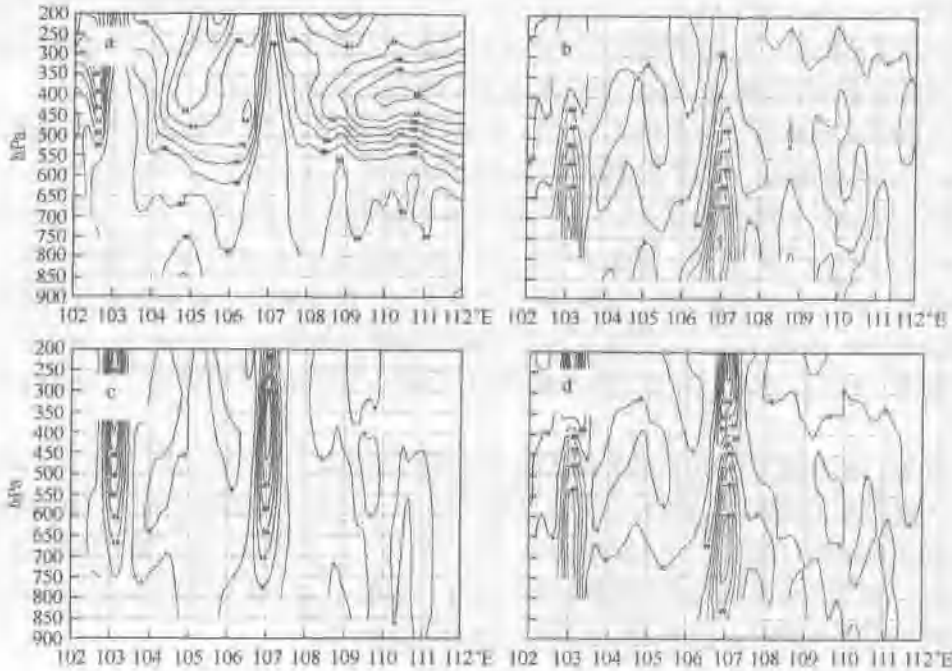


图2 2003年7月15日04时过宁强沿东西方向的细网格垂直剖面图。

a 相对湿度(%)；b水汽通量散度($\times 10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)；
c垂直速度(0.1 m/s)；d散度($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

分析700 hPa水汽通量散度发现,水汽辐合中心与降水区基本吻合,且出现的时间与降水发生时间也基本一致:15日02时,陕南、关中出现了 $-10 \times 10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 的水汽辐合中心,随后辐合逐渐加强,15日05时,陕南、关中降水区水汽辐合分别高达 $-30 \times 10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $-60 \times 10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$,随着强降水的减弱消失,14时水汽辐合区完全消失。分析水汽通量散度过宁强大暴雨中心沿东西方向的垂直剖面图,15日02时,整层还无水汽辐合,15日03时,650 hPa以下为水汽辐合层,以上为弱水汽辐散层,但辐合中心强度是辐散中心的4倍,水汽辐合中心为 $-20 \times 10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot$

$\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ ，04 时水汽的辐合剧增，水汽辐合达最强，辐合层上升到 450 hPa，最大辐合中心在 700~850 hPa，强度达 $-100\times 10^{-7}\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ ，450 hPa 以上为弱辐散（图 2b）。此后，随着垂直上升速度的减小而减小，10 时，只有 700 hPa 以下有弱辐合，到 11 时，整层转为水汽辐散层。这说明了暴雨临近时，水汽迅速聚集，在暴雨发生时，450 hPa 以下大量的水汽在中尺度范围内的有效集中，随着强降水的减弱，水汽聚集减少，随后逐渐消失。

4.2 动力条件分析

强降水主要是由于强烈的上升运动携带大量水汽上升冷却凝结造成的，而强烈上升运动又是在有利的涡散场配合的条件下形成的。

从过大暴雨中心宁强沿东西向的垂直速度剖面图可以看到，15 日 03 时，垂直上升运动很弱，15 日 04 时，垂直上升运动突然强烈发展为整层上升运动，强上升速度核位于 500~300 hPa 之间，强度达 4.8m/s （图 2c），15 日 05 时这种形势继续维持，06 时垂直上升运动开始逐渐减弱。说明暴雨发生时具有强烈的上升运动，与图 2b 结合起来分析可以看出，强烈的上升运动携带大量的水汽迅速上升凝结，形成大降水。

通过散度场的垂直结构分析发现，15 日 03 时，600 hPa 以下各层形成了低层辐合，350 hPa 以上为辐散层，但辐合辐散中心强度分别只有 $-10\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 和 $5\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ ，04 时，强辐合层突然伸展至 450 hPa，最大辐合中心强度为 $-80\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ ，位于 750~600 hPa，450 hPa 以上为辐散层，辐散中心在 250 hPa 附近为 $120\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ ，这时形成了特强辐合辐散柱（图 2d）。根据大气补偿原理，正是这种低层强辐合，高层强辐散使垂直上升运动强烈发展。05 时以后，这种低层辐合和高层辐散逐渐减弱，到 09 时，800 hPa 以下转为辐散层，10 时，500 hPa 以下均为辐散层，500~350 hPa 为辐合层，350 hPa 以上是辐散层。

分析逐时过宁强沿东西向的垂直涡度剖面图可以看到，15 日 03 时，350 hPa 以下负涡度，中高层为正的涡度；04 时，突然发展为整层正涡度，且强度也很大，05 时已发展为强大的正涡度柱（图 3），中心强度高达 $72\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ ，位于 500 hPa 附近，形成了特强正涡度柱。09 时，500 hPa 以下突然转为负涡度。显然，这种涡度场的垂直分布同一般暴雨的分析结论是不同的，这也说明突发性暴雨具有特殊性。

4.3 能量场分析

强对流一般发生在强烈的位势不稳定区。相当位温是温度场和湿度场的热力综合场，为了揭示本次暴雨过程的热力结构和强垂直上升运动的互耦作用，我们分析相当位温场 θ_e 的垂直结构并同垂直上升速度作对比分析。

15 日 01 时，在 $104^\circ\sim 109^\circ\text{E}$ 的宽广范围内，600 hPa 以下为位势不稳定层，450 hPa 以上为位势稳定层。图 4a 是 15 日 03 时过强暴雨中心东西向的相当位温垂直剖面，由图可见，在暴雨区附近，等 θ_e 线呈倒“V”型，500 hPa 以下为位势不稳定层，即 $\partial\theta_e/\partial p > 0$ ，350 hPa 以上是稳定层，即 $\partial\theta_e/\partial p < 0$ ，500~350 hPa 为中性层，即 $\partial\theta_e/\partial p \approx 0$ 。这种低层不稳定，高层稳定的能量场结构对垂直上升运动及暴雨的发生发展是有利的。事实上，倒“V”字的中心区恰恰对应图 2c 的强上升运动区。到了暴雨发生时刻的 15 日 05 时（图 4b），能量场发生了较大的变化，在原倒“V”型区里，已经聚集了大量的能量，且

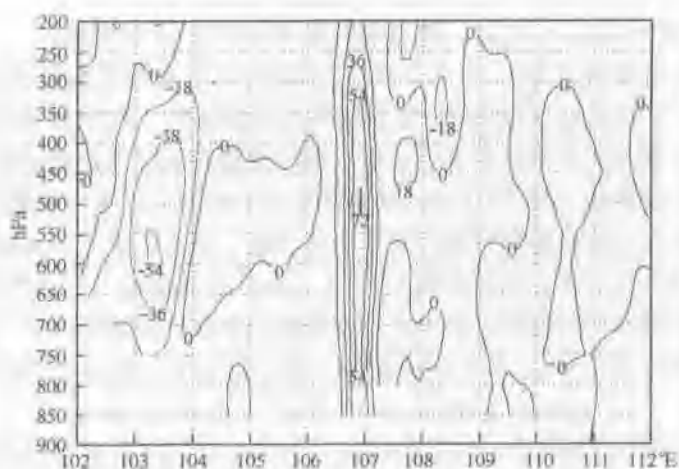


图3 2003年7月15日05时过宁强沿东西方向的细网格
涡度 ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) 垂直剖面图

850 hPa 以下为不稳定层, 300~850 hPa 是中性层, 300 hPa 以上为稳定层。15 日 10 时, 在 700 hPa 以下又转为宽广的不稳定层。

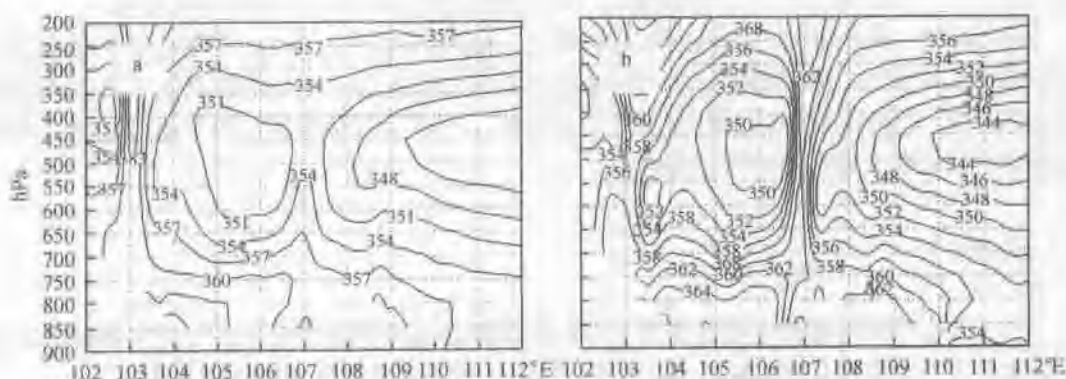


图4 2003年7月15日过宁强沿东西方向的细网格相当位温(K)垂直剖面图 a.03时; b.05时

仔细分析图 4a, 在 105°E 以东, 500 hPa 以下均为位势不稳定的, 只是相对倒“V”型区域, 在伸展高度和强度上有所不同, 这种能量场结构均有利于产生暴雨, 但能否产生暴雨, 还要看是否有强烈的垂直上升运动与其耦合。比较图 4a 与图 2c 可以看出, 正是强烈的位势不稳定同强烈的垂直上升运动的互耦作用造成了 107.5°E 附近的强降水, 随着降水的产生, 即能量的释放破坏了中低层位势不稳定的能量场的结构, 形成了图 4b 的分布特征。同样, 正是这种互耦作用, 造成了图 2a 的整层湿空气柱效应。

4.4 讨论

从以上的分析可以看出, 在临近暴雨的前 10h, 整个环流形势才变为有利于暴雨发生的形势, 500 hPa 高原槽东移改变了高空受高脊控制的形势, 700 hPa 低涡东移和河套至陕西西南部的“人”字型切变以及切变东南侧的南风急流不仅在低层提供了有利的动力条件, 而且提供了充足的水汽条件。实际降水开始时间南北不同, 以陕南为例, 大约在 15

日 06 时, 强降水发生在 09~10 时, 数值模拟降水大约在 03 时开始。

数值模拟的各物理量分析, 15 日 01 时, 在雨区上空的大气低层有较好的水汽含量, 并且在 600 hPa 以下为位势不稳定的, 这说明在临近暴雨时, 在中低层已有充沛的水汽和不稳定能量, 这是暴雨产生的必要条件。但水汽能否聚集和不稳定能量能否得以释放, 则必须要有动力条件相耦合。到了 03 时, 暴雨区上空 600 hPa 以下出现辐合, 350 hPa 以上则出现辐散, 这种低层辐合高层辐散使上升运动发展。由于垂直上升运动携带暖湿空气上升, 导致了等 q 线上凸和狭窄的饱和湿空气柱, 正是由于垂直上升运动是整层空气抬升, 湿空气块上升冷却凝结释放潜热, 在雨区上空等相当位温线呈现倒“V”型。15 日 04 时, 雨区上空辐合伸展到 450 hPa, 其上层为辐散, 而且辐合中心值由 03 时的 $-10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 发展到 $-80 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 辐散中心值由 $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 发展为 $100 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 其量级已达到 $10^{-4} \sim 10^{-3}$, 且高层辐散远大于低层辐合, 这种低层强辐合高层特强辐散使得垂直上升运动强烈发展, 在其作用下, 导致了狭窄饱和湿空气柱伸展到 270 hPa, 水汽通量辐合柱也伸展到了 450 hPa, 而且使得整层空气中聚集的大量能量得以释放, 从根本上改变了大气能量场结构, 造成雨区上空大气能量场呈现“漏斗”状和 300~850 hPa 为中性层, 其周围仍维持中低层为位势不稳定, 高层为位势稳定的结构, 此时, 雨强也达到最大。15 日 06 时以后, 随着辐散耦合的减弱, 导致了垂直上升运动减小, 雨强逐渐减弱, 到了 10 时, 雨区上空 500 hPa 以下已变为辐散, 此时垂直速度几乎为 0, 降水随之结束。

综上所述, 此次暴雨过程是在有利的动力、热力结构下产生的, 各物理量与暴雨发生时段基本是一致的, 但各物理量随时间变化不是完全同步的。不稳定能量的积累先于强散度柱的形成, 强散度柱和特强垂直上升运动互伴, 上升运动与强烈位势不稳定互耦, 这种耦合发展结构是大暴雨产生的动力机制。

5 小结

(1) 这次突发性暴雨主要是受西太平洋副热带高压西侧的西南暖湿气流与新疆附近的冷空气东南下交汇的共同影响, 700 hPa 的低涡、切变是造成暴雨的触发机制。

(2) 暴雨发生时, 有一个高湿区与暴雨区相对应, 伴有很强水汽输送和水汽辐合, 为暴雨的发生提供了充沛的水汽条件。

(3) 低层强辐合, 高层强辐散促进了暴雨区垂直运动的发展和维持, 强烈的垂直上升运动同强烈的位势不稳定耦合, 造成了突发性暴雨的发生和发展, 诱发了严重的山地灾害。

(4) 特强散度柱出现早于强涡度柱, 而深厚的强气旋性涡柱则几乎与暴雨最强盛时期同时出现, 这不同于一般暴雨特征。

参考文献

- [1] 蔡则怡, 李如聪. LASG-G 坐标有限区域数值预报模式对一次登陆台风特大暴雨的数值试验. 大气科学, 1997, 21 (4), 459~271
- [2] 寿绍文, 王祖峰. 1991 年 7 月上旬贵州地区暴雨过程物理机制的诊断研究. 气象科学, 1998, 18 (3), 231~238

- [3] 姜学恭, 孙永刚, 沈建国. 一次东北冷涡暴雨过程的数值模拟试验. 气象, 27 (1), 25~30
- [4] 王劲松, 李耀辉, 康风琴等. 西北区东部一次暴雨的数值模拟试验. 高原气象, 2002, 21 (3), 258~266
- [5] 杜继稳, 张弘, 孙伟. (2002) 突发性暴雨的气候、降水和环境场特征分析. 天气预报技术文集. 北京: 气象出版社, 118~122
- [6] 侯建忠, 王川, 杜继稳. 陕西致洪性大暴雨特征分析及应对措施. 陕西气象, 2003 (3), 10~13
- [7] 杜继稳, 梁生俊. 偏南气流翻越秦岭山脉的数值模拟试验. 西北大学学报, 1997, 27 (2), 141~145
- [8] 李天富. MMS 对南海一次特大暴雨过程的模拟. 气象, 2003, 29 (1), 3~6

一次高原低涡突发大暴雨的数值分析

梁生俊 宁志谦 张 弘 杜继稳

(陕西省气象台, 陕西西安 710015)

摘 要

本文利用数值模拟技术分别探讨了中低层冷空气、低层水汽、西南低空急流和低涡在2003年7月15日高原东侧低涡切变突发大暴雨形成的作用,发现上述四个系统对雨带形状、大暴雨范围和量级有明显影响,高能暖湿和强不稳定需合适冷空气配合才能产生强降水。

关键词: 低涡切变 突发大暴雨 数值分析

1 引言

2003年7月15日白天秦巴山区出现了暴雨18站,大暴雨5站。此次降水突发性强,雨强大,来势猛,强降水主要集中在15日白天的08~14时6h内,大降水区主要有两个中心(图1a),分别位于陕西西南部的汉中宁强和陕西中部的渭北黄土高原,尤其是位于陕西境内秦岭和巴山之间的宁强县出现了建站以来最强的大暴雨,日降水量为184.6 mm,15日08~14时6h降水量为134.6 mm,最大雨强为08~09时的39.2 mm。如此大的降水和雨强在内陆地区是少见的,其紧邻的县日降水量不超过80 mm,说明强降水局地性强;大暴雨引发严重的洪涝灾害,造成县城进水,道路、通讯中断,直接经济损失上亿元。强降水由于突发性强,出现前征兆不明显,预报难度更大。本文利用中尺度数值模拟探讨此次大降水的成因。

2 η -坐标中尺度数值模式简介

选用能较好反映陡峭山脉的 η -坐标中尺度模式,采用E网格,水平分辨率为35km,垂直分层为16层。模式的主要物理过程(1)大尺度凝结降水,(2)Betts对流调整和对流降水,(3)水平扩散和垂直对流输送,(4)地面辐射收支和边界层参数化。计算范围取 $90^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$, $20^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 。

3 模式对降水的预报

此模式在2003年汛期作为业务模式,逐日计算,24h降水预报场具有较高的参考价值,图1b为2003年7月15日08h~16日08h模式24h降水预报预报场,可以看出,24h降水预报对雨带形状、大降水落区、量级预报与降水实况比较吻合,只是量级略小,实况降水中心最大为184.6 mm,模式预告中心最大为90~100 mm,中心位置与实况相当吻

合,说明模式预报比较成功,对此次高原涡引发的突发性大暴雨有很好的模拟能力。

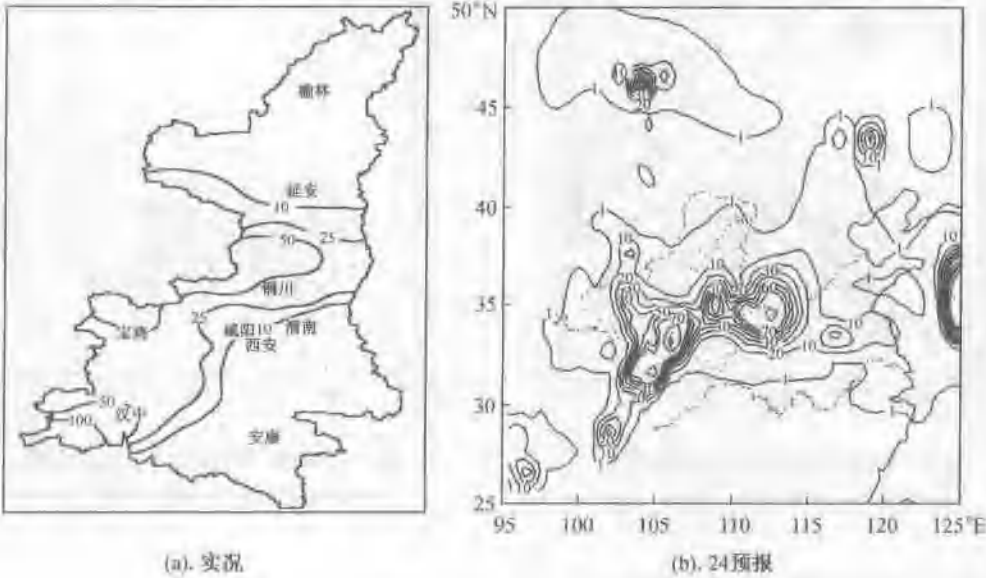


图1 2003年7月15日08时-16日08时雨量(单位: mm)

3 数值试验结果分析

从降水形成的影响因子出发,利用数值模拟技术探讨中低层冷空气、低层水汽、西南低空急流和低涡对大降水形成的作用,设计了四个试验方案(表1)。减弱700 hPa的水汽即使云贵川到河套地区的 $T-T_d>5^{\circ}\text{C}$;减弱低空急流即使700 hPa的云贵川到河套地区西南风速减小30%;去掉低涡即改变风向使位于川北和秦巴山区的低涡消失;减弱冷空气即把500 hPa上青藏高原东南部的气温升高 3°C 。

表1

列号	试验方案
试验一	减弱低层水汽
试验二	减弱低空急流风速(30%)
试验三	去掉700 hPa低涡
试验四	减弱500 hPa, 700 hPa高原冷空气

3.1 低空水汽减弱对大降水的影响

从图2中可以看出,减弱低空水汽后,雨带的形状和范围改变不大,降水量级明显减小,降水最大中心值为50 mm,分析原因是减弱水汽后使低层水汽向暴雨区输送减弱,降水减小;同时改变了低层大气的热力学性质,从模拟的 θ_e 分布可看出(图略)。但是由于主导大气环流形势未有大的调整,随着环流的演变促使雨带维持,大降水落区和范围变化不大。结果表明,低空水汽对降水的量级作用明显。

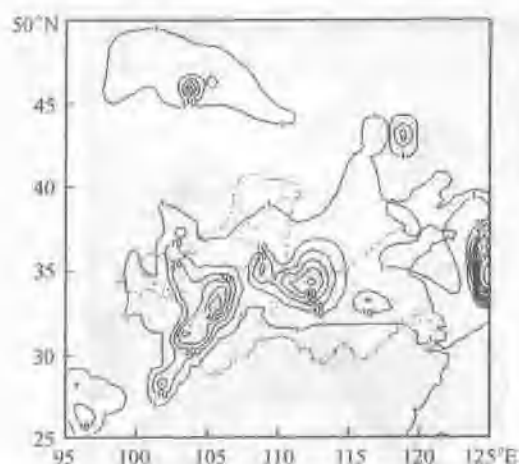


图2 改变低空水汽 24h 降水预告
(15 日 08 时—16 日 08 时, 单位: mm)

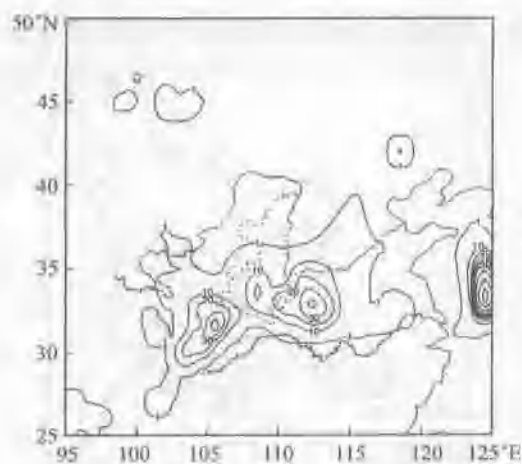


图3 减弱低空急流 24h 降水预告图
(15 日 08 时—16 日 08 时, 单位: mm)

3.2 减弱低空急流对大降水的影响

研究表明,暴雨是由深对流系统产生,它与高低空急流有着密切关系。对于暴雨的形成,低空暖湿西南急流一方面输送水汽和能量,另一方面有助于必要的动力条件的维持^[1]。低空急流对此次暴雨有着直接的作用,图3为减弱低空急流后的24h降水预告图,发现降水范围、量级明显减小,最大降水中心值为40 mm,雨带南压近200 km,说明低空急流减弱,水汽通道被破坏,水汽和能量不能向北输送,偏南气流与偏北气流的辐合带南压,从而使雨区南压,量级减小,改变雨带的形状。进一步分析发现,减弱急流后,700 hPa上的低涡在过8小时后减弱消散(图略)。

3.3 低层低涡对大降水的影响

7月14日从高原上东移到川北和陕南的低涡是宁强突发性大暴雨的直接影响系统,低涡与西太平洋副高西侧位于云南到四川SW—NE走向的偏北风与西南风形成的切变线附近,具有强的低层辐合和位势不稳定,为大暴雨形成和维持提供的必要的动力、能量条件,为了进一步认识它们对暴雨的作用,去掉低涡进行数值模拟。图4为无低涡的24h降水预告,发现无低涡后降水范围、量级明显减小,最大降水中心值为30 mm,雨带形状发生明显改变,位于河套中部和河南北部的两个暴雨中心消失,大降水区出现在四川到陇南,最大中心明显南压到四川南部到云贵一带,原有的低涡区降水消失。说明低涡是造成此次大暴雨的直接影响系统。

3.4 冷空气对大降水的影响

研究表明,暴雨尤其是对流性强降水一般产生在高温高湿并具有强位势不稳定区域,此次暴雨发生前增温明显,低空西南暖湿急流发展,将暖湿气流大量输送到四川和河套地区,如有合适冷空气配合,冷暖气流交汇并触发不稳定能量释放,从而产生大暴雨。

为了进一步研究冷空气在暴雨形成中的作用,减弱冷空气进行数值模拟,图5为减弱对流层中低层青藏高原东部冷空气强度后24h降水预告,可以看出雨带形状发生大的改

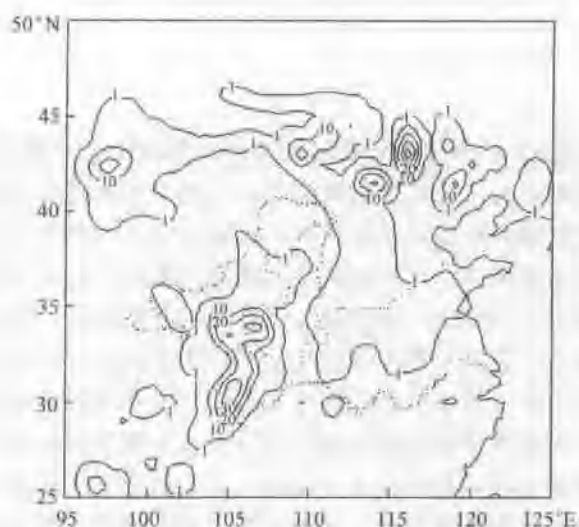


图4 无低涡24h降水预告
(15日08时~16日08时, 单位: mm)

变, 原来位于川北到陕南的大暴雨明显减弱为 20 mm, 陇南的大降水中心明显西北移 1 个经度, 中心值增大到 40 mm, 河套中部的暴雨中心减弱消失, 降水仅为 20 mm, 副高北侧河南西部的暴雨中心基本不变。说明减弱西路冷空气促使西南暖湿气流进一步北抬, 在河套底部转向西伸, 使辐合区西北抬, 造成陇南的大降水中心明显西北移, 强度增大; 川北到陕南的低涡由于没有合适的冷空气侵入, 低涡切变附近的不稳定能量难以完全释放, 使该处大降水减小; 副高北侧河南西部的暴雨形成是东路冷空气触发的, 未改变此路冷空气, 此大降水中心存在且变化不大; 分析说明即使具有了高能高湿和强烈位势不稳定, 没有合适的冷空气配合, 大暴雨不能产生。

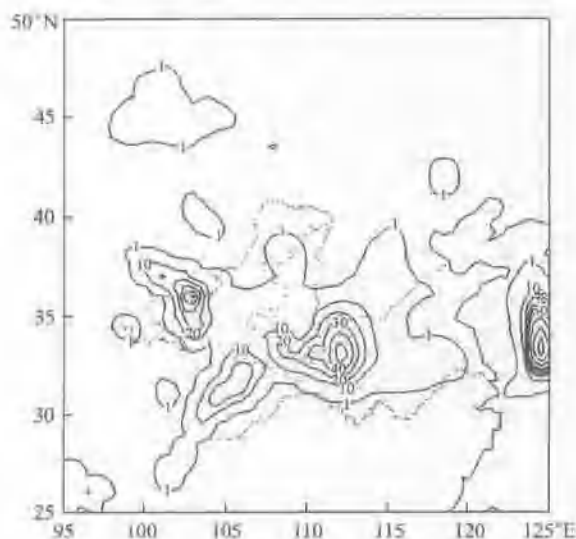


图5 减弱冷空气24h降水预告
(15日08时~16日08时, 单位: mm)

4 小结

能较好反映陡峭山脉的 η -坐标中尺度模式对此次低涡切变大暴雨有较好的模拟能力；数值模拟结果表明：低空水汽、低空西南暖湿急流、西太平洋副热带高压西侧的低涡切变和对流层中低层冷空气对暴雨形成有明显作用；减弱低空水汽使暴雨的量级减小明显；减弱低空急流后，水汽通道被破坏，水汽和能量不能向北输送，偏南气流与偏北气流的辐合带南压，从而使雨带南压近 200km，量级减小，改变雨带的形状；无低涡后降水范围、量级明显减小，最大降水中心值减小到原来的 1/3，雨带形状发生明显改变，最大中心明显南压到四川南部到云贵一带，原有的低涡区降水消失，说明低涡是造成此次大暴雨的直接影响系统；减弱对流层中低层青藏高原东部冷空气强度雨带形状发生大的改变，大暴雨明显减弱，陇南的大降水中心明显西北移 1 个经度，中心值增大，低涡由于没有合适的冷空气侵入，低涡切变附近的不稳定能量难以完全释放，说明即使具有了高能高湿和强烈位势不稳定，没有合适的冷空气配合，大暴雨不能产生。

参考文献

- [1] 陶诗言等. 1980. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社
- [2] 高守亭, 孙淑清. 1984. 次天气尺度低空急流的形成. 大气科学, 8, (2), 178-188
- [3] 孙淑清. 1980. 低层风场在暴雨发生中的动力作用, 大气科学, 6, 394-403
- [4] 丁一汇等. 1996. 中尺度天气和动力学研究, 北京: 气象出版社 145-152
- [5] 宇如聪, 曾庆存, 彭贵康. 1989. “雅安天漏”研究 II: 数值预报研究 [J], 18 (5), 535-551

“98.7” 青藏高原东侧大暴雨数值分析及截断水汽场数值试验

梁生俊 宁志谦 左爱文 王 川

(陕西省气象台, 西安市 710015)

摘 要

利用天气学原理和 η -坐标有限区域中尺度数值模式进行数值试验, 分析探讨由西太平洋副热带高压、东北冷涡、西风槽及高原低值系统共同作用造成的青藏高原东侧陕西大暴雨天气过程的成因。结果表明: 高原东侧暴雨形成的诸多因素中, 水汽场及其输送是很重要的因素, 截断暴雨区的主要水汽通道, 降水会发生明显的改变, 对流场及高层散度场有重要影响。

关键词: η -坐标中尺度模式 暴雨 截断水汽场试验

1 引言

许多研究表明, 暴雨的发生往往涉及到不同天气系统间的复杂相互作用, 也是各种不同尺度天气系统间相互作用的结果。受西太平洋副热带高压、东北冷涡、西风槽及高原低值系统的共同作用, 1998 年 7 月 7 日到 8 日, 高原东侧的四川、陕西等地区先后出现了一次大范围的暴雨过程, 其中陕西境内的降水范围和强度为历史罕见, 造成了严重的洪涝灾害。本文试图在天气学分析的基础上, 利用一个能考虑复杂地形、对我国夏季降水有较好预报能力的 η -坐标中尺度有限区域数值模式, 进行诊断及改变水汽场特征的数值试验, 探讨此类暴雨发生的条件及物理成因, 提高对此类暴雨的预报能力。

2 雨情分析

这次降水过程从 7 月 6 日夜间自南向北开始的, 主要降水发生在 7 日, 图 1a 为 7 月 7 日 08 时到 8 日 08 时 24h 陕西省降水实况, 从图上可看出, 暴雨 (≥ 50 mm) 区从陕西南部的汉中地区东北方向伸展到整个关中地区和陕北南部地区, 其中暴雨总站数达 36 站, 大雨 17 站, 最大日降水量为关中地区的大荔县 131.2 mm, 大暴雨中心位于关中东部的渭北地区。此次强降水强度大, 范围广, 为陕西多年来少见, 造成了严重的洪涝灾害。

3 天气学诊断分析

3.1 环流形势分析

强降水总是发生在有利的大尺度环流背景下, 经向型环流是西北地区大暴雨的一种非常重要的环流形势。在 500 hPa 形势图上可看出, 从 7 月初开始, 西太平洋副热带高压有

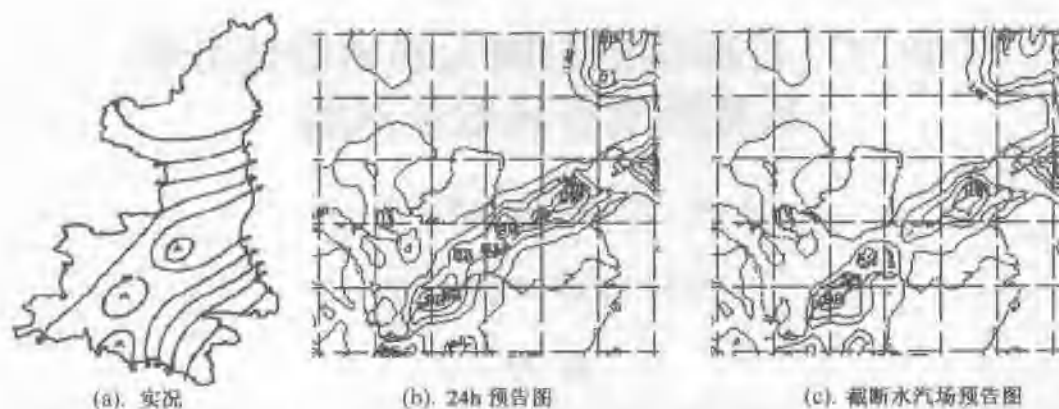


图1 1998年7月7日08时~8日08时降水量图

一次明显的西伸北跳过程；从7月5日08时到6日20时，副热带高压中心稳定少动，中心稳定在 125°E 、 30°N 的位置上，588线位于青岛—郑州—长沙—南宁一线，中心强度达593位势什米，形状呈明显的经向型结构。在7月5日08时，高原到河套地区有高空冷槽东移发展，贝加尔湖附近有 -15°C 的冷中心存在并东南压，随着冷空气侵入冷槽，到6日20时，在我国东北地区形成一个 -10°C 中心的高空冷涡，在冷涡的东南侧有一气旋性曲率较大的低槽维持，此冷涡系统强大深厚，稳定少动，阻挡了副高西北侧及低槽前部偏南气流进一步向北发展。5日20时，新疆冷空气入侵高原与孟加拉湾的南支槽合并，在高原东部形成高原低涡，由于副高的阻挡，东移缓慢；6日20时在四川到河套西部形成一偏南风与西北风的切变线；同时在南支槽与副高的共同作用下，从四川盆地到河套南部形成一支宽300 km的 $\geq 16\text{ m/s}$ 的西南急流，这样就形成了暖湿气流迎临西北冷空气的态势，构成了产生大降水的有利环流配置。

在暴雨发生时的7日08时500 hPa高空图上（图2），西太平洋副热带高压略有减弱东退，588线位于青岛—长沙一线，经向型结构仍维持，脊线位于 30°N 附近，东北涡旋完整且稳定少动，副热带高压西侧的四川盆地到河套地区有南支槽维持发展，青藏高原东部的甘肃南部有低涡存在发展，河套南部到四川北部有辐合线形成；对应在7日08时的700 hPa层上，陕西中南部地区有低涡形成发展，这些系统是造成此次暴雨天气过程的直接影响系统。

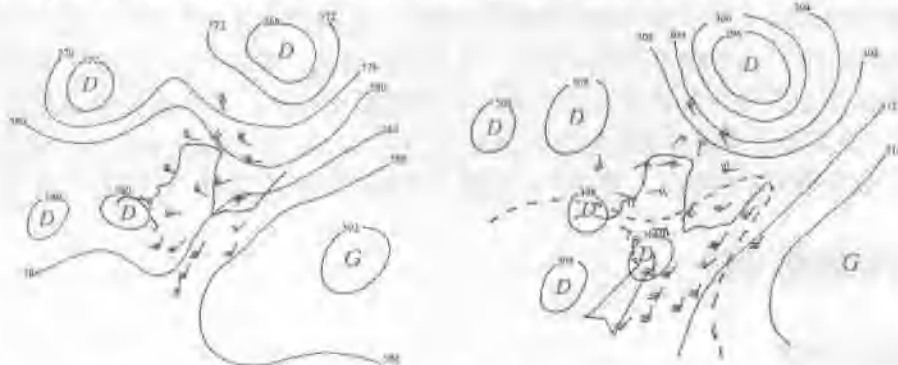


图2 1998年7月7日08时500 hPa形势图 图3 1998年7月7日08时700 hPa形势图
(虚线区为 $T - T_d < 4^{\circ}\text{C}$ 的湿区，双箭头为西南急流)

3.2 水汽场及其输送分析

充沛的水汽及其向大降水区的输送是大降水形成维持的必备条件。水汽输送主要发生在对流层的 850 hPa 和 700 hPa 层上。6 日 20 时 700 hPa 层上, 青藏高原东部为宽广的低压槽区, 青海湖附近有低涡发展东移; 东北地区冷涡稳定少动, 中心温度为 6°C 。7 日 08 时 (图略), 高原低涡与西南涡在河套南部合并加强, 河套北部有小高压形成, 河套地区的 35°N 形成一支较强的偏东风气流, 副热带高压西侧从四川盆地到河套形成 $\geq 12\text{m/s}$ 的西南低空急流, 急流带上 $T - T_d \leq 2^{\circ}\text{C}$, 相对湿度 $> 80\%$; 河套地区 35°N 以北为温度 $\leq 9^{\circ}\text{C}$ 和 $T - T_d \geq 6^{\circ}\text{C}$ 的干冷区, 西南低空急流不断向低涡中心输送暖湿空气, 使低涡得以维持加强, 暖湿空气与干冷空气在河套南部相遇, 东北冷涡阻止了西南急流进一步向北发展, 从而就形成了最有利大降水发生的低层配制, 保证了不稳定能量和水汽在河套南部堆积, 为暴雨区提供了充沛的水汽及不稳定能量。

4 数值试验

为了进一步分析此类暴雨的形成原因, 特别考虑到陕西特殊地形对此次暴雨过程的作用, 采用 η -坐标中尺度有限区域中尺度模式进行数值试验, 模式范围取 $90^{\circ} - 135^{\circ}\text{E}$, $20^{\circ} - 55^{\circ}\text{N}$ 。利用模式分别计算模拟了不改变和截断水汽的数值试验, 探讨水汽场在此次降水中的作用。截断水汽就是改变四川到河套地区的贵阳、重庆、成都、汉中、安康、西安、延安 7 站的 $T - T_d$, 使其值均 $\geq 5^{\circ}\text{C}$, 使这个地区的初始湿度发生变化, 从而截断水汽输送和改变水汽输送强度。

4.1 降水量预告

在未改变水汽场的 24 小时降水预告 (图 1b) 上, 雨带走向、降水分布和强度与实况相当一致, 雨带从四川盆地东北延伸到华北地区, 雨带上有 4 个降水中心, 分别为 99 mm、72 mm、99 mm、76 mm, 呈明显的中尺度结构, 与 700 hPa 层上的西南低空急流和 500 hPa 的南风急流相对应, 正好位于副热带高压的西北侧。截断水汽输送后 (图 1c), 雨带走向变化不大, 但结构发生明显改变, 中心变为 2 个, 量值大大减小, 河套南部的中心由 72 mm 减少到 51 mm, 中尺度结构不明显。在 6 h 及 12 h 的降水量预告图上可以看出 (图略), 截断水汽场后降水量明显减少, 雨区分布零乱, 无降水中心形成, 说明截断水汽输送后, 由于水汽输送强度减少, 需要一段时间从更南的地区向雨区输送水汽, 使降水滞后, 雨量减小, 降水性质也发生改变。表明水汽场在此次暴雨过程中起着重要的热力作用, 边界层水汽的输送是产生暴雨的必备条件, 环境条件好, 如无充沛的水汽供应, 暴雨难发生。

4.2 水汽场的对比分析

从各层水汽通量和水汽通量散度场上分析, 截断水汽场后诊断场表明, 水汽通量梯度有明显减小趋势, 其散度负中心绝对值减小, 正中心增大, 说明水汽输送及辐合减弱。

从 6 h 的模拟图上分析知, 实况水汽输送强, 最大位于 850 hPa 层的四川到河套地区, 中心值为 $16.0 \times 10^{-3} \text{g} \cdot \text{hPa}^{-1}$; 修改后大值区明显南压, 中心值减为 $12.0 \times 10^{-3} \text{g} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 。水汽通量散度差别也很大, 不改变水汽的模拟场具有明显的波列结构, 而截断水汽场后,

辐合中心偏南,中心值减小,也无波列结构。表明水汽输送和水汽堆积减小,这与降水无中尺度结构相对应。

5 小结

(1) 经向型环流是西北地区大降水的一种有利形势,高原低涡、西南涡在西太平洋副热带高压西北侧合并加强、河套小高压南侧偏东风气流形成,东北冷涡的稳定少动对西北及华北地区大范围暴雨发生及维持有重要作用。

(2) 数值试验表明,在西北地区大范围强降水过程的诸多作用因子中,水汽是较为重要、显著的因子,改变水汽场及其输送强度,降水将发生明显变化,其他因子的作用仍需做更多更细致的试验分析。

(3) η -坐标中尺度模式对高原东侧复杂地形下的暴雨有较好的预报能力,对暴雨的范围、落区及中心的预告有较高的参考价值。

参考文献

- [1] 陶诗言等. 1980. 中国之暴雨, 北京: 科学出版社
- [2] 高守亭. 1987. 流场配置及地形对西南涡形成的动力作用. 大气科学, 11, 263~271
- [3] 孙淑清, 翟国庆. 1980. 低空急流的稳定性及其对暴雨的触发作用. 大气科学, 4, 327~337
- [4] 江吉喜, 项续康. 1997, 96. 8 河北特大暴雨成因分析. 气象, 23, 19~23

“浣熊”(0204)号台风与陕西6.8大暴雨的模拟及诊断分析

侯建忠 王川 孙伟 杜继稳

(陕西气象台, 陕西西安 710015)

摘 要

本文利用实时资料采用 MM4 模式对 6.8 大暴雨的降水进行数值模拟试验, 模拟降水的结果理想; 再通过模拟改变台风的位置和强弱变化, 观察该台风对高原东北侧大降水的影响程度, 结果发现: “浣熊”台风对本次强降水影响较小, 但对环流调整起了主导和决定性的作用, 该结论也在环流及诊断分析中得到印证。

关键词: 台风 大暴雨 数值模拟 诊断分析

近海台风的活动可直接造成我国东南沿海省份的特大降水和灾害, 也是影响北方及东北地区大降水的主要天气系统之一, 同时对地处内陆的省份, 甚至对远离沿海的西北地区大降水也有明显影响, 这已受到广大气象工作者的广泛重视^{[1]-[4]}。如 2002 年 6 月 8~9 日, 在 4 号台风“浣熊”的参与和作用下, 陕西出现了一次特大暴雨, 致使我国交通大动脉陇海线的瀋河铁路大桥完全被洪水冲毁, 暴雨中心的陕南佛坪死亡和失踪数百人, 全省直接经济损失高达 25 亿元之多。可见研究分析台风活动与陕西大暴雨的相互作用是十分必要的。本文利用数值模拟的方法, 模拟近海台风强度变化对地处青藏高原东北侧的陕西大降水的影响, 以利于提高该类大暴雨的预报能力。

1 暴雨概况

2002 年 6 月 8~9 日, 青藏高原东北侧的陕西南部及四川东北部出现了一次特大暴雨降水过程(图 1), 此次过程时间短、范围广、强度大, 仅陕西境内而言, 全省 97 个测站自北而南先后均出现了大雨以上的降水, 其中日累记降雨量达 50~100 mm 的有 40 个测站, 100~200 mm 的有 3 站, 佛坪县气象站最大 24h 降雨量达 219 mm, 为有气象观测站以来的极大值, 219 mm 的降水集中在 8 日夜里至 9 日清晨。若以水利部门组织的专家实际考察计算, 暴雨中心降雨量约高达 490 mm。在远离沿海, 毗邻青藏高原的内陆省份出现如此大范围的强降水实属罕见。

2 数值模拟

2.1 降水模拟

模拟所用的资料是采用常规实况资料转换为 MICAPS 的资料格式, 研究范围为 20°~

50°N, 70°~122°E; 降水数值模拟试验以 6 月 8 日 08 时(北京时,下同)的 MICAPS 的资料为模式运算的初始场,以 9 日 08 时为模式试验的终至场,模式的网格距为 60km,运用中尺度 MM4 模式试验。

通过对本次大暴雨的降水进行数值模拟试验计算,结果显示模拟强降水效果十分理想(图 2),与实际雨量相比较,无论暴雨的落区还是强降水中心,特别是大的雨量带与实际降水基本吻合,同时模拟出了此次降水的两个主要雨带,即陕北雨带和汉江、四川东北部雨带,差异只是陕北雨带较实际雨带位置偏北,但大降水的量级相当。并模拟出了 133 mm 的强降水中心,可以看出中尺度 MM4 模式对此次暴雨过程有较强的模拟能力,其效果较好,误差较小。说明,利用模式输出的细网络动力协调资料进行暴雨的诊断研究,能够反映暴雨及其系统的发展、演变及形成机制。

2.2 模拟影响试验

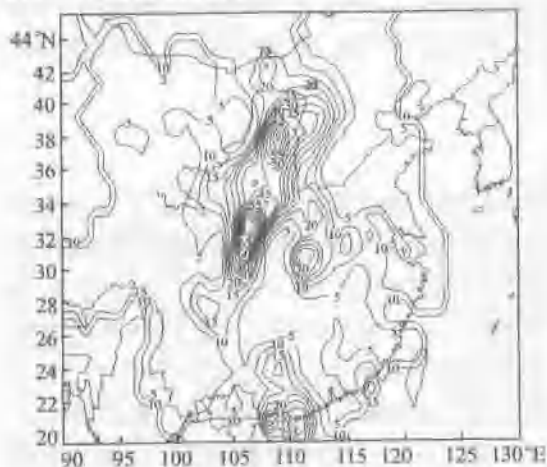


图 1 6 月 8 日 08 时—9 日 08 时 24h 降水量实况

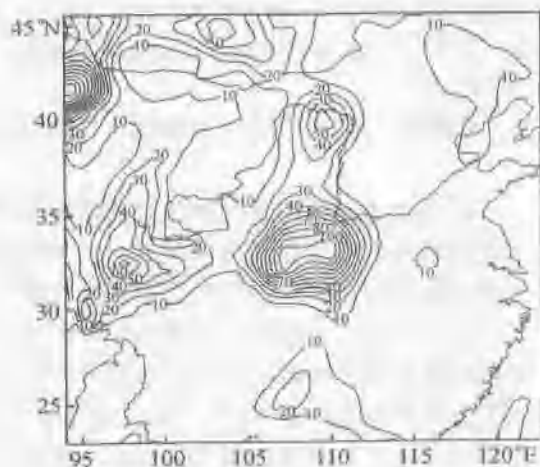


图 2 6 月 8 日 08 时—9 日 08 时模式输出的 24h 雨量场

为了检验 0204 号台风强弱变化对远在青藏高原东北侧的陕西大降水的影响,依据低纬大气和台风动力学的特点^[5],并结合 MM4 模式对初始场较敏感的特征,在不改变风向的情况下,仅改变台风中心附近的风速的大小进行 MM4 模式的降水控制作模拟实验,结果发现,0204 号台风对陕西 6.8 特大暴雨的降水强度和落区几乎没有大的影响,进一步加大改变台风附近风场强弱的力度,并对台风附近的湿度场、高度场进行微调和变换,数值模拟结果显示大暴雨的中心值和降水落区仍无明显的变化,可见“浣熊”号台风对陕西的 6.8 特大暴雨并不起直接影响作用,或者是该模式在这方面的灵敏度欠佳。但同时发现另外一个有意义的结果:当改变台风的位置以及附近的风场等数据时,对位于台风位置正北方的低槽活动和演变有明显的影晌;说明台风强弱和位置的变化对环流调整及演变有着促进作用。模拟实验表明,改变台风的强度以及随着位置的北移,位于台风北侧的低槽相应出现了南压和加深,环流经向性发展、调整的特征明显;否则模拟出现环流变化不大或向相反的环流形势调整。这与以往的研究结论^[2]相一致,上述模拟分析充分证明“浣熊”(0204)号台风对陕西 6.8 大暴雨的强降水并不是起着直接的和决定性作用,但对大气环

流调整幅度和调整时间起到一个决定性和加速作用。

3 环流演变和特征分析

陕西 6.8 大暴雨发生当日的 6 月 8 日 08 时, 中纬度 500 hPa 环流形势由纬向气流型已调整为两槽一脊形态, 河套以东及沿海地区为高脊控制, 日本海附近受东亚大槽影响, 暴雨区正好位于 500 hPa 青藏高原东侧的低槽前部。特别值得一提的是在纬度较低的台湾岛东南部已有“浣熊”(0204)号台风存在(图 3)。对流层中下层的 700 hPa、850 hPa 环流图上与上述的 500 hPa 环流形势较相近, 而在我国东北及华北广大地区为一南北向跨度的阻挡性高压环流。对流层中上部的 300 hPa 图上(图略), 从青藏高原中东部到河套北段的呼市有一支强劲的东北—西南向急流存在, 最大风速达 26 m/s, 急流南侧为大片的小风速区。分析发现, 随着大暴雨的临近, (0204)号台风的加强和缓慢北移, 迫使原来已形成的经向环流形势经向性特征变化更加明显, 调整幅度明显加大, 使位于台风北面的东亚大槽迅速加深、南压; 这点也能从台风外围的螺旋云系移动和发展时, 其经向发展较旺盛得到验证。

另以环流演变为例, 在 8 日 20 时 500 hPa 图上, 日本海附近的低槽加深尤为明显, 其中槽前风速由前一时次偏南的 6~10 m/s 急增为 20~26 m/s, 等高线平均降低约为 8~10 位势什米。原 700 hPa、850 hPa 图上在我国东部沿海一带的高压已加强西进, 使得高压西侧和南侧的偏南或偏东南气流无论是范围还是强度均有显著的增强, 在靠近台风周围的福建、江浙一带更为显著。从对流层下层来看, 08 日 20 时, 850 hPa 图上福州、上海两测站分别由原来的 6 m/s 东北风和静风猛增为 8 m/s 和 12 m/s 的东南风, 连地处内陆的郑州站也由原来 8 m/s 的东南风迅速增为 18 m/s, 正是这支较强东南暖湿气流为陕西 6.8 大暴雨提供了充沛的水汽来源和强烈的低层动力辐合条件。对此, 从 08 日 08~20 时客观诊断分析的水汽通量图中就能直接清楚地看出来(图 4)。

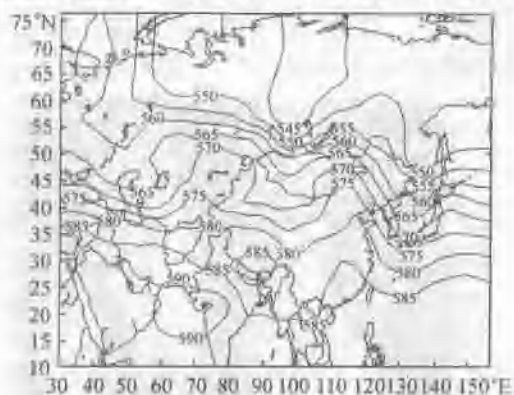


图 3 08 日 20 时 500 hPa 环流形势
(单位: dagpm)

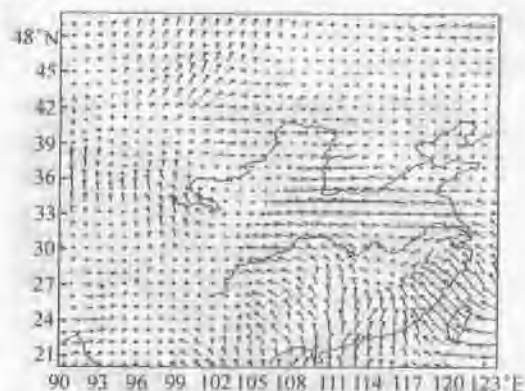


图 4 08 日 20 时 850 hPa 的水汽通量
(单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

同样, 在对流层中上部的 300 hPa 急流出现了向低纬(南部)扩压, 但急流南侧仍维持小风速区, 与低层相比较, 高层环流形式变化不大。这种高低层环流结构配置, 特别是

对流层中上部的急流及南侧小风速区现象,对于青藏高原东北侧出现的突发性暴雨来讲,是十分必要的先决条件,它一般先于大暴雨生成和出现^[6],本次大暴雨正是由于高层急流的南压维持和存在,使得高层能够一直继续着强的抽气作用。加之低层充沛水汽和动力辐合,极大的促进了暴雨区域与台风附近高低层对流的不断发展,进而加大了6.8暴雨的降水强度和降水范围。

4 诊断及特征分析

众所周知,用客观诊断分析能够客观、准确地揭示大暴雨过程的动力变化特征。为此,我们分别计算6.8特大暴雨发生前、后不同的物理量场,选择当高原附近出现暴雨时,物理量场反映好的散度场进行分析。结果表明,本次暴雨发生前期,对流层中上部在台风周围和大暴雨上空均为较大范围的辐散区域,其中心最大值分别是 $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 和 $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,即台风上空的辐散强度要比大暴雨上空大。在对流层中下部,则分别对应的是辐合区域,具体表现为大暴雨附近的中低层辐合强度比台风附近强烈,临到暴雨发生时,对流层中上部的辐散场特征正好与暴雨发生前出现了换位,即大暴雨附近的高层辐散场迅速加大,垂直速度上升值也达到了大暴雨环流调整以来极大值,高度也超过了300 hPa以上,而台风附近的高层辐散场却明显减弱降低了(图5)。

为了进一步揭示台风对远在青藏高原东侧大降水环流调整的客观影响,我们分别过 23°N (低纬)及 33°N (中纬)和 122°E 作了两个纬向性及一个经向性垂直散度和垂直速度的空间剖面图,从图中分析发现:在大暴雨发生前,台风“浣熊”对经向环流调整的影响和作用远远大于纬向(图6)。经向剖面图上的垂直散度和垂直速度数值均比纬向(低纬、中纬两个剖面)的数值在量级上强而大,且更具有明显的规律性。当大暴雨的临近,原来在日本海附近的强辐散中心,随之南压或南移;相应的垂直速度上升区和下沉区域发生了替换。以 42°N 处为例,大暴雨前的最大上升速度区 $-11 \times 10^{-3} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 已由大暴雨出现后大跨度范围的下沉速度 $10 \times 10^{-3} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 所代替。同样有意思的是,原来台风对纬向环流作用和影响不太明显已逐步变得(中纬剖面反映)非常明显了^[7],中纬剖面显示无



图5 9日08时500 hPa垂直速度的平面图(单位: $\times 10^{-3} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)

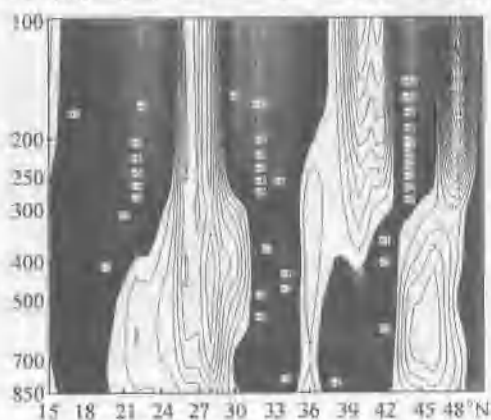


图6 7日20时沿 122°E 垂直速度的空间剖面图(单位: $\times 10^{-3} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)

论是散度场还是垂直速度均有明显的加强。上述客观分析从另一面显示,由于(0204)号台风存在、发展和北移,加剧了环流的经向性调整,进而促进了纬向能量输送及对流发展,最终增加了陕西6.8特大暴雨的降水强度和范围。

5 结论

(1) 模式对6.8特大暴雨过程的强降水有较强的模拟能力,效果较好,是巧合还是必然的结果,须以后进一步检验。

(2) 模式显示改变台风位置以其相关的数据,对远距离大降雨水的强度和落区影响不大,但台风强弱和位置变化对其正北面的低槽活动却有明显的影响;说明(0204)号台风是这次环流调整的主要因子。

(3) 环流分析和客观分析结果显示,“浣熊”(0204)台风同样是这次环流调整的主要角色。暴雨发生前,台风存在有利于环流向经向性发展;随着暴雨的临近,台风对纬向的作用和影响占主导地位,促进了纬向能量输送及对流发展,增加了陕西6.8特大暴雨的降水强度和范围。

(4) 综上所述,本次台风作为陕西大暴雨环流调整的主要因子,提示人们台风在大暴雨的预报中应引起广泛和高度重视,有必要进一步研究其规律性,以利于提高该类大暴雨的预报能力。

参考文献

- [1] 刘子骐, 梁生俊, 张建宏. 登陆台风对黄土高原东部暴雨的影响 [J]. 高原气象, 1997, 16 (4): 402~409
- [2] 侯建忠. 台风与陕西区域性暴雨的关系与环流特征 [J]. 陕西气象, 1997, (2): 5~8
- [3] 卓嘎, 谢金南, 马镜娴. 登陆台风与我国降水的统计关系 [J]. 高原气象, 2000, 19 (2): 261~264
- [4] 蒋尚城. 中低纬度系统的相互作用和大范围暴雨. 北方天气文集 (M). 北京: 北京大学出版社, 1983, 1~10
- [5] 伍荣生, 党人庆, 余志豪等. 动力气象学 (M). 上海: 上海科学技术出版社, 1983, 163~254
- [6] 侯建忠, 孙伟, 杜继稳. 青藏高原东北侧突发性暴雨的环流及动力特征分析 [J]. 西北大学学报 2002 (增刊): 187~190
- [7] 陈忠明, 黄福军, 何光碧. 热带气旋与西南低涡相互作用的个例研究 [J]. 大气科学, 2002, (3): 352~360

陕西历史最早暴雨成因初步分析

梁生俊 宁志谦

(陕西省气象台, 陕西西安 710015)

摘 要

利用天气学原理和 T213 提供的物理量场分析了 2004 年 2 月 20 日发生在陕西历史上最早的暴雨过程, 发现此次暴雨是在新疆分裂冷空气、高原槽、低涡切变和地面倒槽的共同影响形成的, 环流形势为“东高西低”和“北槽南涡”, 西南低空急流, 低涡切变是此次暴雨的直接影响系统, 动力结构为高层辐散和低层强辐合, 能量场具有典型的“ Ω ”中尺度结构, 700 hPa 层 SW 低空暖湿急流是主要水汽和能量输送系统, 暴雨区水汽辐合强烈, 暴雨发生在水汽通量的最大梯度处, 与夏季暴雨水汽特征相似。

关键词: 最早暴雨 成因分析 SW 急流

2004 年 2 月 19~20 日受新疆分裂冷空气、高原槽、低涡切变和地面倒槽的共同影响, 陕西出现了一次区域性大到暴雨降水过程, 陕西北部地区为小到中雨, 中南部为中雨以上, 共出现 37 mm 以上降水 13 县, 汉中的洋县为暴雨 (53.6 mm), 大降水雨带从汉中到关中东部为 SW—NE 走向 (图 1)。此次暴雨天气过程在发生时间之早为历史之最, 预报难度大, 同时在地处西北干旱半干旱地区, 2 月份为冬末春初, 强降水难以发生, 如此早出现强降水十分罕见, 因此很有必要从环流演变特征和物理量分布上分析其成因。



图 1 2004 年 2 月 19 日 20 时~20 日 20 时降水实况

1 天气尺度环流分析

1.1 暴雨发生前“东高西低”形势的建立

18日20时500 hPa上,亚洲中高纬地区维持纬向多短波槽环流,南支系统相对转为活跃期,东倾歪脖子高压脊位于河套地区,在华北南部存在一切断低压,新疆到高原上为一个深厚高空槽,槽后冷平流较强,孟加拉湾为一个较强的南支槽。到19日20时,在高原冷槽的冲击下,河套地区的高压脊东移到华北西部,原位于新疆东部高原槽东移到河西,在新疆东部的95°E附近发展形成一个较强的温度槽,等温度线与高度线几乎垂直,强冷平流促使低槽发展并与南支槽合并加深,槽前从孟加拉湾到河套南部的SW急流建立,河套地区处于高空槽前和华北高压脊后,由于高压脊阻挡,高空槽在河套地区发展加深,移动缓慢,有利于大降水形势建立。18日20时700 hPa图(图略)上,华北有弱脊隆起,高原东部到河套地区维持一宽广的高原槽,槽线位于100°E附近,青海东部形成一个西北涡,槽前形成一支从四川到甘肃中部 $\geq 12\text{m/s}$ 的SW暖湿急流,华北西南部有一切断低涡,其底部形成一支从山东到河套东部的 $\geq 8\text{m/s}$ 偏东气流。在温度场上,河套西部有一温度脊,华北弱脊后部暖平流强盛,该弱脊将逐渐加强,河套到川北低层增温增湿明显,促使不稳定能量聚集。到19日20时,在高原冷空气的冲击,高原槽东移到河套上空,低涡南压到四川北部和陕南,华北高压脊明显隆起,四川到河套中部形成低槽切变,SW低空急流加强东移,在陇南的武都和汉中一带形成东南风与偏南风的横切变线,高低空环流形势调整为典型的“东高西低”形势,经向度加大。

1.2 暴雨发生时“北槽南涡”环流特征

20日08时500 hPa图(图2)上环流形势经向度明显加大,华北东部的高压脊隆起加强,脊线位于120°E,北支槽位于内蒙古中部,槽后有强的冷平流,受高压脊的阻挡,偏北移并向北收缩减弱;四川到河套的低槽由于华北高压的阻挡和高原冷空气共同作用,逐渐加深,槽线位于105°E,在高原南侧从孟加拉湾到西藏发展形成一个明显的低槽,槽线位于90°E,槽前建立了一支从孟加拉湾经四川到河套南部SW急流;温度槽发展东移到青海省,槽后有强冷平流维持,河西高空锋区加强。大降水发生在SW急流的左侧。

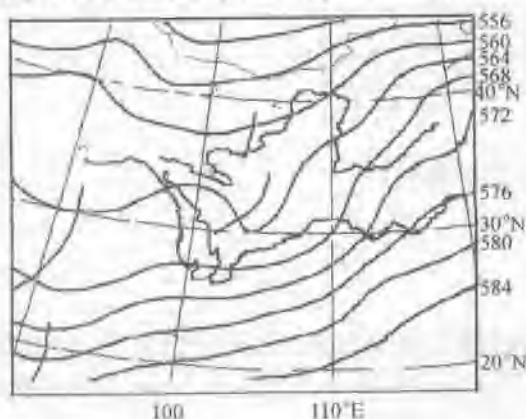


图2 2004年2月20日08时500 hPa高度场

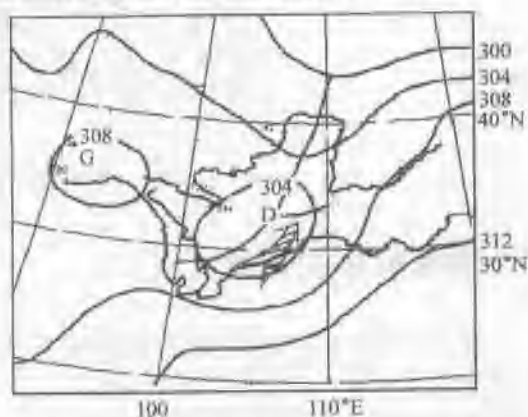


图3 2004年2月20日08时700 hPa高度场

20日08时700 hPa图(图3)上为典型的“北槽南涡”型,河套北部到内蒙古中部为一高空槽,槽线位于 108°E 附近,低涡移到川北到陕南,中心位于(107°E , 33°N),河套中部的 106°E 形成一个南北向的偏北风和偏南风的切变线,低涡底部到四川形成SW—NE走向的低空切变,低涡前部有东西向的横切变存在,此切变呈人字型;高原上有较强的温度槽发展,高原到河套地区冷平流强盛,说明低涡切变的斜压性强,有利于低涡切变的进一步发展维持;南支槽位于孟加拉湾北部,其前部的西南风与低涡前部 $\geq 12\text{m/s}$ 的SW暖湿急流打通,为大降水区输送了大量的水汽和不稳定能量,由此可知,此次暴雨的水汽源地为孟加拉湾。

1.3 地面倒槽(气旋)和冷空气分析

18日20时的地面上,青藏高原东部到河西地区有SW—NE走向的倒槽发展,甘肃西南部有地面气旋发展维持,地面冷空气从新疆分裂为两股,一股爬上高原并东南移动,在青海中部形成强大冷锋;到19日20时倒槽东移到河套西部地区,气旋南压到川北,冷锋移到河套地区到四川呈SW—NE走向,地面辐合中心位于川北到汉中一带, $T - T_d \leq 4^{\circ}\text{C}$ 湿舌从四川东北伸展到河套底部;在川北到陕南形成一条偏南风与东北风的横切变辐合线。到20日08时,冷空气前锋南压到河套西部,在冷空气的推动下,倒槽与冷锋东移了1—2经度,地面气旋位置变化不大,中心强度增大,其东北象限的气旋性曲率明显加大,东北风和东南风的切变辐合线位于陕南一带,对应有大面积的不稳定性降水产生。由此可知,大降水为锋前暖区降水,同时冷空气主体偏北移,高原冷空气势力相对弱,因此倒槽和气旋得以长时间维持,地面有利的降水形势不易破坏,从而产生暴雨。

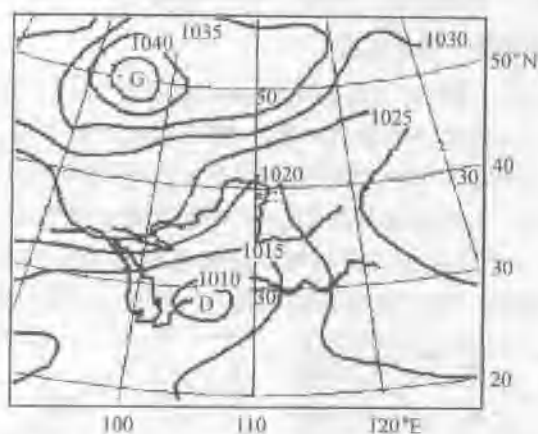


图4 2004年2月20日08时地面气压场

2 物理量特征分析

暴雨总是在有利的大尺度环流背景下引起中尺度对流系统发生发展的结果^[1]。此次暴雨发生在冬末的2月份,其动力、热力、能量和水汽特征应有其特殊性。利用T213提供的各层物理量来分析揭示此次暴雨的动力、热力和水汽特征。

2.1 涡度和散度特征

18日20时700 hPa层上,对应高空形势在河套地区到川东为负涡度区,甘肃到川西为正涡度,随着高空槽和低涡切变的东移,19日08时正涡度区东南压到河套西部和四川中部,中心值加大,19日20时正涡度区控制河套到四川一带,与低涡对应在川北到陕南西部有一个 $50 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ 的正涡度中心。20日08时暴雨开始时,川北到陕南西部的正涡度轴呈SW—NE走向, $60 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ 的涡度中心位于川北到汉中附近(图5),与暴雨区有较好的对应,说明暴雨区低层有气旋辐合。分析300 hPa层的散度发现,18日20时河套到四川为负散度,19日20时正散度区控制陕南和川北,中心值为 $30 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$,20日08时暴雨开始时,正散度区缩小控制陕南地区(暴雨区),中心值达 $60 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$,说明高层有强辐散;分析700 hPa散度可知,20日08时在甘肃东南部和陕西西南部为负散度区,中心值为 $-40 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$,说明低层辐合明显。这样高层强辐散和低层强辐合为暴雨产生提供了有利的动力条件。

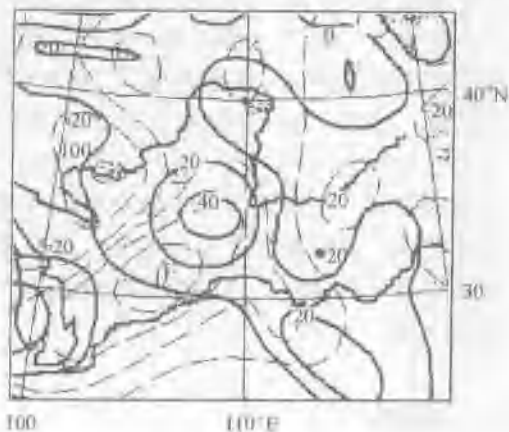


图5 2004年2月20日08时300 hPa散度场(实线, $\times 10^{-6} \text{s}^{-1}$)和700 hPa涡度场(虚线, $\times 10^{-6} \text{s}^{-1}$)

2.2 能量场特征

一般用K指数和假相当位温(θ_w)来表征大气的场特征。18日08时700 hPa层的 θ_w 分布,高原东部到华北为低值区;19日08时 θ_w 高值区控制了河套和四川,中心位于川北到汉中附近;20日08时暴雨开始时,700 hPa层 θ_w 大值区东南压,其最大梯度(能量锋)位于陕西西部到四川呈SW—NE走向,暴雨区位于能量锋里。分析K指数的演变发现,18日20时开始逐渐增大,到19日08时四川到陕南出现 16°C 的大中心,最大梯度位于陕南西部的汉中;19日20时大中心东北伸展到川北和汉中一带,最大中心为 28°C ,呈典型的“Ω”结构(图6),到20日08时暴雨开始时,受高原冷空气冲击,大中心明显东南压,中心为 32°C ,大梯度位于汉中附近,与暴雨区对应。上述分析说明此次暴雨具有明显的中尺度特征,K指数跃变升高。

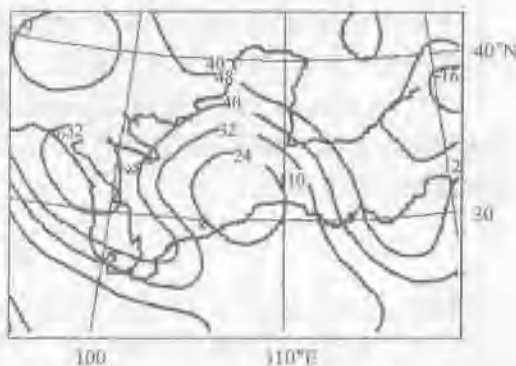


图6 2004年2月19日20时K指数分布($^\circ\text{C}$)

2.3 水汽输送分析

从比湿(q)演变来看,18日20时大比湿区位于长江以南,19日08时在四川到甘南南部出现了大值区,中心值 $q = 4 \text{ g/kg}$;19日08时 $q = 4 \text{ g/kg}$ 的大比湿区东北伸展到陕西西南的汉中,呈“Ω”结构(图略)。分析700 hPa层的水汽通量可以清楚暴雨区的水汽输送通道,19日08时在陇东南出现一个中心值达 $8 \text{ g/(cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s)}$ 大值区,从孟加拉湾

东北伸展到河套,大值轴线呈SW—NE走向,与SW低空暖湿急流走向基本一致,说明暴雨区水汽主要来自孟加拉湾,SW低空急流是水汽输送的主要系统,到20日08时大水汽通量中心东南压(图7),暴雨区处于水汽通量最大梯度里。从700 hPa层水汽通量散度分布上可以发现,20日08时在暴雨区的汉中附近出现一个中心值达 $-10 \times 10^{-7} \text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ 的水汽辐合中心,与低涡和SW低空急流有较好的对应关系,暴雨区与此中心对应,说明暴雨区有强烈的水汽辐合,这与夏季暴雨的水汽特征基本一致。

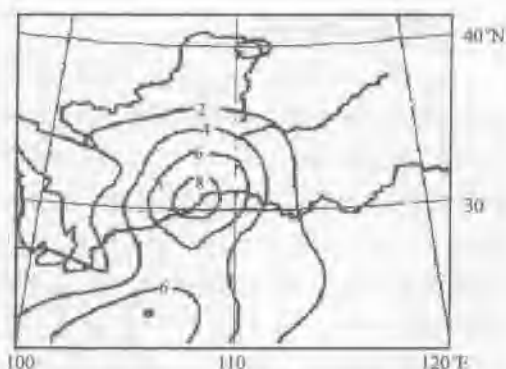


图7 2004年2月19日08时700 hPa水汽通量
($\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

3 小结

(1) 陕西历史最早暴雨过程发生在天气尺度环流从纬向平直西风气流调整为经向环流后,环流经向度加大,环流形势为“东高西低”和“北槽南涡”的有利形势下。

(2) 新疆冷空气分裂冲上高原形成高原低槽并东移出高原,华北高压脊稳定少动,西南低空急流建立发展北伸,低涡切变加强且稳定少动是此次暴雨的直接影晌系统。

(3) 高层强辐散和低层强辐合是此次暴雨的动力结构,能量场具有典型的“Ω”结构中尺度结构,暴雨开始时K指数跃升,这与夏季暴雨的特点基本一致。

(4) 700 hPa层SW低空暖湿急流是此次暴雨的主要水汽和能量输送系统,孟加拉湾是主要水汽来源,暴雨区有强烈的水汽辐合,暴雨发生在大水汽通量的最大梯度处,与夏季暴雨水汽特征相似。

参考文献

- [1] 陶诗言,中国之暴雨[M].北京:科学出版社,1980
- [2] 丁一汇.中尺度天气和动力学研究[M].北京:气象出版社,1996:145—152
- [3] 赵玉春,王仁乔,郑启松等.长江中游暴雨中尺度天气系统的观测分析[J].气象,2003,(11):14

陕西省一次暴雨的数值模拟及对比分析

周丽峰 慕建利 方建刚

(陕西省气象台, 陕西西安 710015)

摘 要

应用双向嵌套的中尺度数值预报模式 MM5, 对 2002 年 6 月上旬出现在陕西省的一次暴雨过程进行了高分辨率数值模拟; 同时对这次暴雨过程的降水情况、天气环流形势以及比湿等物理量场的模拟与实况对比分析。结果表明, 非静力中尺度数值预报模式 MM5 对陕西省的强降水具有较强的预报能力, 能够较好地预告高低空环流形势各种物理量场。

关键词: 暴雨 数值模拟 对比分析

2002 年 6 月 8~9 日, 陕西出现了历史同期罕见的大范围的暴雨天气过程。在这次过程中, 全省共有 34 个县(区), 352 个乡镇, 610 万人受灾, 尤其是特大暴雨区佛坪县和宁陕县的部分乡镇损失惨重, 死亡数百人, 据不完全统计, 仅佛坪县直接经济损失达到 10 亿元左右。

陕西省位于西北东部, 地形复杂, 区域内不同地区的降水情况存在明显差异。由于特殊的地理环境和常年少雨的状态, 使得该地区各种设施和自然防雨能力较差, 一旦发生暴雨往往造成山洪爆发、泥石流等灾害, 所以对这一地区暴雨的研究十分重要。关于运用数值预报模式对西北地区暴雨进行模拟分析和研究的内容有了许多成果^[1~3]。然而运用高分辨率非静力中尺度数值预报模式 MM5 来讨论陕西暴雨的研究尚少。本文将利用 MM5 中尺度数值预报模式, 从一次暴雨实例出发, 对其进行模拟和对比分析, 试图验证模式在强降水中的预报能力。

1 MM5 模式和数值模拟设计

1.1 模式简介

MM5 是美国国家大气研究中心(NCAR)和美国宾州大学(PSU)在 MM4 的基础上研制的新一代非静力平衡中尺度数值预报模式。数值计算采用时间分裂方案。在降水物理过程处理中, 对隐式对流云参数化和可分辨尺度降水发展了多种方案。该模式模拟系数包括: 在全球可任意设置; 灵活的多重可移动嵌套能力; 可输入实时资料; 通过连续的张弛逼近方法, 实现四维同化(FDDA); 可在不同的计算机平台上运行。

1.2 数值模拟设计

该模式采用全物理过程模拟方案, 水平方向用双向作用套网格系统, 模式以西安为中心(35°N, 108°E), 粗网格区域格距为 45km, 格点数为 66×76; 细网格区域格距为 15km, 格点数为 79×79; 垂直方向为 σ 坐标, 模拟中 σ 为不等距的 23 层。模拟过程以 6

月8日08时作为初始场,积分时间48h,积分步长50s。初始场和侧边界用国家气象中心全球模式T106的分析场资料,用16点复合相关双抛物线拟合法插值到模式的正方形网格点上,构成初估场,每隔6h输入一次新的侧边界值。地形资料按2层网格距大小,精密度分别为30'、10'的实际地形资料。侧边界用时变出入流方案。张弛逼近方法将模式预报场向由间隔12h客观分析的大尺度场逼近;地面物理过程:包括有非均一地表的热通量和动量;地面温度:由浅层模式和有云效应的能量收支预报获得;云和降水物理过程:可分辨率降水采用混合相唯物理显示方案。

2 降雨概况

这次全省的大降水过程,其强降水范围之大,暴雨、大暴雨站数之多,为历史同期所罕见。

这次大降水过程是从6月8日上午开始的,到6月9日下午基本就结束了。陕北的暴雨从8日上午就开始了,而关中、陕南的暴雨主要集中在8日夜间到9日凌晨。通过对8日08时到10日08时的累计降雨量的统计可知,这次降雨过程,范围广,强度大,全省97个站都降了大雨,其中44个站降了暴雨,累计降雨量在50~100 mm的有40个站,100~200 mm的有3个站,200 mm以上的有1个站。

这次暴雨的强降水落区主要在陕北、关中中部、陕南。陕北25站中,有9站达到了暴雨,最大降雨量在横山县,达到89 mm,关中44站,有11站达到了暴雨,最大降雨量在长安县,达到72 mm,陕南28站,有10站达到了暴雨,其中,有3站为大暴雨,勉县104 mm,宁强148 mm,佛坪190 mm。

3 模拟结果分析与比较

3.1 降水量比较

将实测降雨量(图1)与模拟的降雨量分布及大小(图2)进行比较。从图中可以看到,模拟出雨区分布与实际降水范围基本一致,预报强降水中心分别在陕北、关中和陕南,其中,陕北和关中较实况稍偏大,陕南与实况非常接近。

3.2 环流形势的比较

这次大暴雨的主要成因是新疆到蒙古附近的冷空气东移南下,在陕西一带与四川至陕西省北部的西南暖湿气流交汇,激发该区域内中、小尺度对流系统的异常活跃而引起强降水。前期近地层的持续高温高湿、对流层中下层我国东部阻塞高压的建立、对流层高层西南急流的增强等对局地大暴雨的产生和维持起到了重要的作用。

与同期实况天气图比较,模式模拟的各高度环流形势与实况较为一致,实况天气图的各主要系统在预报场中能比较清楚地反映出来。下面以700 hPa和500 hPa环流形势为例来说明。从图3可以看出,700 hPa环流形势模拟预报结果(图3b)与700 hPa环流形势实况(图3a)基本一致,我国东部有比较宽广的阻塞高压形成,在东北和长江下游各有一个高压中心,阻塞高压的西侧,从四川东部到河套的低层偏南风急流。8日20时500 hPa

环流形势实况 (图略): 乌拉尔山附近为一高压脊, 我国东部地区也为弱暖高压控制。两高之间在新疆到蒙古一带为低压槽区。在暴雨发生前, 随着新疆到蒙古附近的冷空气东移南下, 500 hPa 槽前的西南气流也明显加强。500 hPa 12 h 环流形势模拟结果中, 可以看出预报的槽脊位置与高度值与实况稳合非常好。



图1 陕西省6月8日08时~9日08时
全省降雨量分布图 (单位: mm)

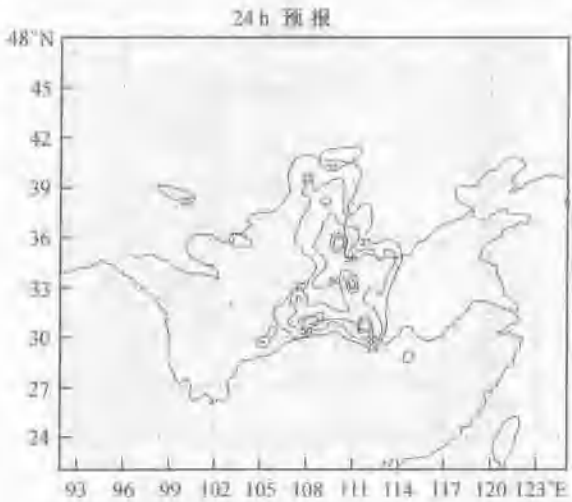
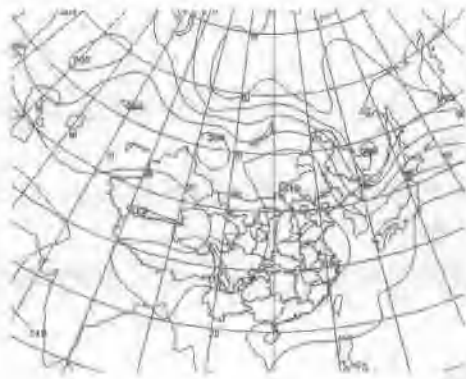
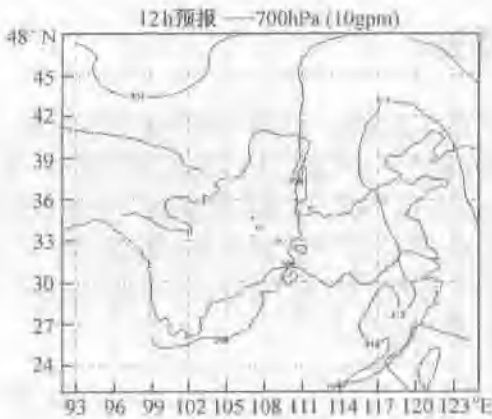


图2 6月8日08时~9日08时
降雨量模拟结果 (单位: mm)



(a) 实况



(b) 模拟结果

图3 2002年6月8日20时700 hPa环流形势图 (单位: hPa)

3.3 物理量场分析

暴雨的形成、发生、发展要有充足的水汽输送。从相对湿度模拟来看, 8日08时, 湿舌开始移入陕西, 500 hPa 高度上, 相对湿度陕北为 80%~85%, 关中和陕南为 65%~70%, 700 hPa 高度上, 陕北为 80%~85%, 关中和陕南为 65%~70%。这时, 陕北大降水已经开始。8日20时, 700 hPa 图上 (图4), 湿舌带东移加强, 全省相对湿度为 90%以

上, 500 hPa 图上 (图略) 全省相对湿度也在 90% 以上, 关中和陕南的大降水也开始了。9 日 8 时, 各层模拟显示, 相对湿度开始减小, 到 10 日 08 时, 相对湿度已经减小到 50% 以下, 降水结束。图 5 表明, 700 hPa 高度上, 8 日 20 时, 南风急流非常强, 不断输送暖湿气流到暴雨区。

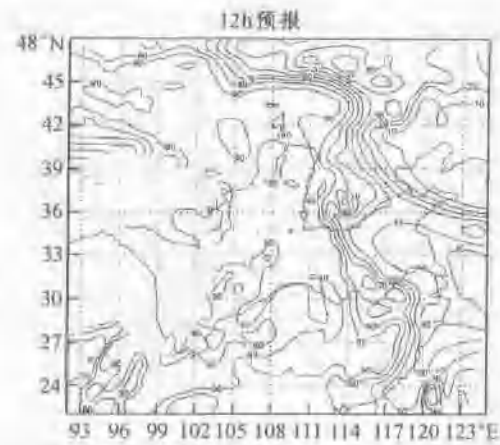


图 4 700 hPa 12 时相对湿度模拟预报分布图
(单位: %)

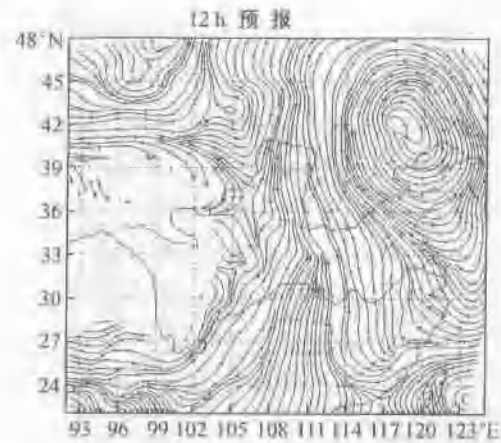


图 5 700 hPa 12 时流场模拟分布图

4 小结

通过对陕西的一次暴雨的数值模拟和对比分析, 说明了 MM5 模式对暴雨有较强的模拟和预报能力, 可以作为陕西暴雨预报的一种有用的工具。

(1) MM5 模式对暴雨的强度、落区和强降水时段有较好的模拟和预报能力; 对于暴雨发生所处的大尺度环流场及物理量能作出正确的模拟。

(2) 暴雨发生时, 总有一个高湿区或湿舌和暴雨区相对应, 同时, 也伴有很强的水汽输送和水汽辐合。

参考文献

- [1] 邓子风. 西北暴雨. 北京: 气象出版社, 1992. 3~6
- [2] 陶诗言. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980. 3~5, 144~145
- [3] 白肇辉, 徐国昌. 中国西北天气. 北京: 气象出版社, 1991. 202~254

突发性暴雨个例档案库

陈卫东¹ 张弘² 杜继稳³

(1. 宝鸡市气象局, 陕西宝鸡 721006; 2. 陕西省气象台, 陕西西安 710015;

3. 陕西省气象局, 陕西西安 710015)

摘 要

整理筛选了 20 世纪 70—90 年代陕西省发生的 34 个突发性暴雨个例, 建立了突发性暴雨个例档案库, 可以方便地查询、分析突发性暴雨发生前后的高空环流形势演变情况、暴雨过程的时空分布特征等, 有助于丰富和提高对突发性暴雨的认识, 为预报业务实践和科研开发工作提供有力的支撑工具。

关键词: 突发性暴雨 档案库 环流形势 时空分布

1 引言

预报实践表明, 突发性暴雨大多是在天气尺度系统不太清楚的背景下产生的, 且较多地出现在晚上和凌晨, 因此准确地预报这类暴雨的难度较大。由于这类强降水具有明显的突发性、短历时、高强度的特点, 故它所造成的灾害是严重的。因此对这类强降水的时空分布特点和环流特征演变进行分析研究, 有助于丰富和提高我们对这类强降水天气的认识。因此, 我们根据青藏高原东北侧突发性暴雨的标准, 从 20 世纪 70—90 年代的暴雨个例中筛选出了 34 个突发性暴雨个例, 建立了突发性暴雨个例档案库。

2 突发性暴雨档案库的内容和建立方法

建立突发性暴雨档案库的主要目的是为了在预报业务实践和科研工作中, 能快速、直观地查询到突发性暴雨发生前后的环流形势演变情况和降水量的时空分布特征, 加深对突发性暴雨的认识。档案库的主要内容包括: 突发性暴雨发生前期和同期的 500 hPa、700 hPa 和 850 hPa 环流形势图、降水量的空间分布图及降水量随时间演变的直方图等。

档案库中使用的天气图通过 Micaps 系统输出为 JPG 格式的图形文件或利用数码设备形成 JPG 格式的图形文件。为了能够准确反映出突发性暴雨降水量的时空分布特点, 建立了每个暴雨个例的站点逐小时降水量数据文件。利用 VB6.0 编程语言建立突发性暴雨环流形势和降水量时空分布的查询、显示系统, 便于在预报实践和科研工作中系统、详尽地掌握近三十年来陕西省发生的突发性暴雨过程。同时考虑到能够及时、方便地将以后发生

的突发性暴雨个例加入到档案库中来, 增加突发性暴雨个例, 丰富档案库的内容, 专门设计开发了个例追加功能。

3 突发性暴雨档案库的功能

3.1 暴雨过程的高空环流形势图显示

突发性暴雨环流形势可概括为三种类型: 低槽副高型、副高控制型和西北气流型。通过高空环流形势图显示功能, 可方便地查询和分析每次突发性暴雨过程发生前期和同期的 500 hPa、700 hPa 和 850 hPa 天气图, 了解和掌握高空环流形势的演变情况。图 1 是天气图查询显示的主要界面, 通过该界面, 使用者可方便地浏览所要显示的各层次和时次的环流形势图, 全面系统地了解陕西省近 30 年来突发性暴雨发生前期和同期的环流形势和影响系统的分布特点及演变情况, 有助于深刻认识突发性暴雨发生的天气背景, 丰富此类暴雨的预报经验。

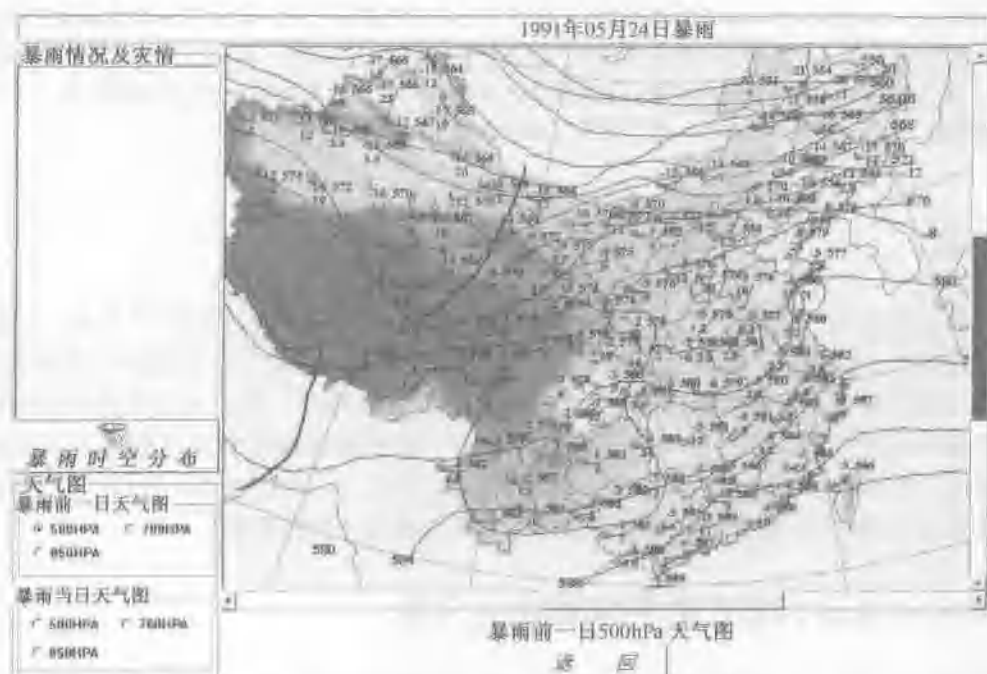


图 1 天气图查询显示界面

3.2 突发性暴雨空间分布图

陕西地处青藏高原东北侧, 地形复杂多样, 陕北、关中和陕南的气候差异明显, 强降水的发生和分布具有很强的地域特点。突发性暴雨除了历时短、雨强大的特点外, 很重要的一个特点就是局地性非常强。充分了解和掌握突发性暴雨的空间分布特征, 对于做好突发性暴雨的研究和预报工作也具有重要的意义。

在突发性暴雨个例档案库中, 可以通过图形方式直观地显示每次突发性暴雨过程的降

水量空间分布情况。结合暴雨发生前后环流形势和主要影响系统的演变情况,可总结分析突发性暴雨落区的预报经验。图2是1991年5月24日发生在关中北部到陕北的一次突发性暴雨的降水量空间分布图。由图可见,这次暴雨过程共有19个站降水量超过50 mm,最大降水量超过100 mm,暴雨的空间分布情况一目了然。

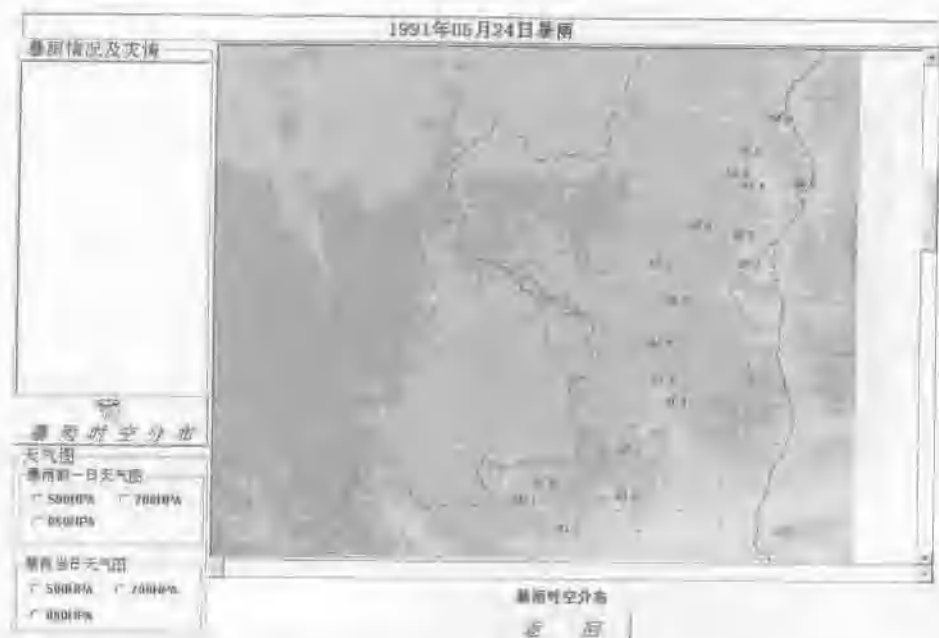


图2 突发性暴雨空间分布情况

3.3 突发性暴雨降水量逐时演变直方图

突发性暴雨降水的显著特点是历时短、雨强大。通过分析34个突发性暴雨个例的降水时间演变情况发现,突发性暴雨较多地出现在晚上和凌晨,降水随时间变化直方图呈三种类型:一是单峰陡型,降水历时短,多在11个小时以内,呈现单峰,雨强大,最大达25 mm/h以上;二是单峰缓型,降水历时稍长,也呈现单峰,但雨强略小,最大雨强12 mm/h;三是双峰型,在16个小时之内,出现两次降水的峰值,雨强均较大,最大达27 mm/h以上。

在突发性暴雨个例档案库中,除了能直观地显示每次降水过程降水量的空间分布外,通过调用降水量逐时演变直方图模块,可逐站显示降水量随时间演变情况。图3是1991年5月24日暴雨过程中彬县站降水量随时间演变的直方图。这次暴雨过程彬县站5个小时内降水量达到100.1 mm,由图可以清楚地看出,降水的历时短、雨强大的特点十分明显,降水主要集中在两个时段,呈显著的双峰型。其中21时和23时的一小时降水量均超过30 mm。

3.4 个例追加功能

目前突发性暴雨个例档案库中包括了20世纪70~90年代的34个突发性暴雨个例。为了能够及时地把其后发生的突发性暴雨个例准确地加入档案库,丰富档案库的内容,提

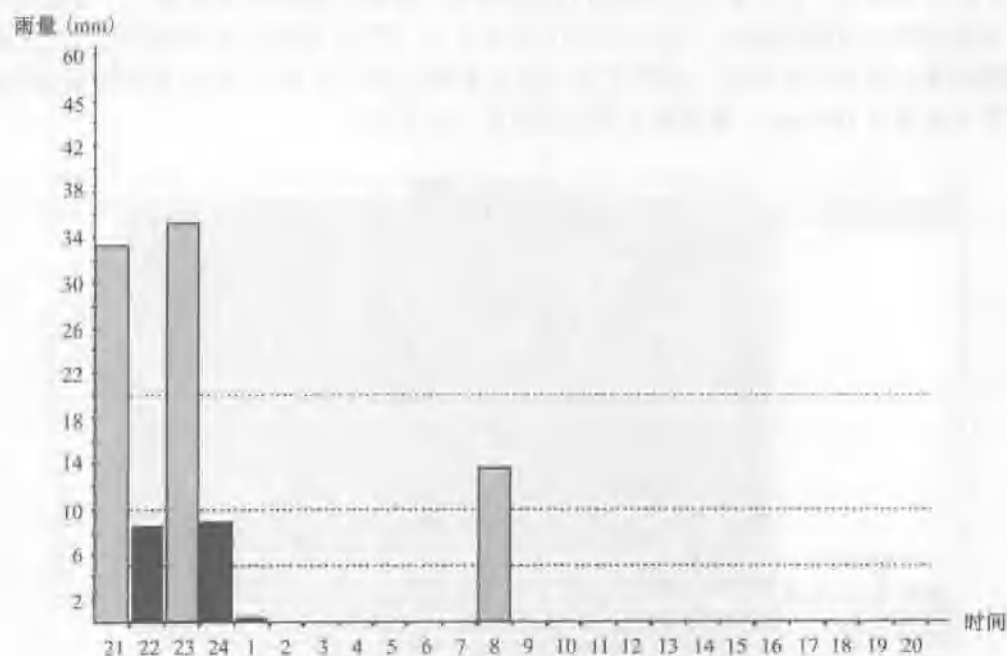


图3 1991年5月24日彬县暴雨过程降水量逐时演变直方图

高使用价值，个例追加是档案库不可缺少的功能。

为此，在突发性暴雨个例档案库系统软件设计时专门增加了个例追加模块，通过系统提供的个例追加功能，可方便、准确地将以后发生的突发性暴雨个例的图形信息和降水量资料加入到档案库中，保证个例档案的完整性和及时更新。

4 小结

建立突发性暴雨个例档案库是《陕西省突发性暴雨监测预警系统研究》项目的基础性工作和重要内容。通过建立暴雨个例档案库，充分利用计算机技术将突发性暴雨个例的环流形势场和降水量时空演变情况直观形象地显示出来，对于完整、系统地了解 and 掌握陕西省突发性暴雨发生的环流背景、主要影响系统和降水量时空分布特点，提高预报业务人员对突发性暴雨的认识，方便分析和研究突发性暴雨具有十分重要的意义，在整个项目的研究和开发工作中发挥了重要的作用。

地面能量天气图及软件设计

周文韬

(陕西省气象台, 陕西西安 710015)

摘 要

运用能量学的一般原理分析各地面观测时次邻近地面等压面上单位质量空气的相对湿静力能量和势能之比, 得出地面能量比的时空演变, 实现对突发暴雨天气的适时监测。

关键词: 地面能量 监测系统 设计

能量天气学是天气学中的一个重要的分支。从能量学角度看, 各种大气涡旋都是能量的涌动表现, 任何天气过程变化都伴有能量的积聚和丧失, 尤其在短时暴雨的形成过程中, 气旋能量变化极为明显。因此密切关注气旋能量的不稳定表现及其发展变化, 对分析暴雨的落区有很大的帮助。由于地面天气报告的时、空密度比高空大得多, 分析地面能量比天气图, 建立地面能量天气监测系统, 对日常天气预报则将发挥重要的作用。

1 方法原理

在一定的高空大气环流背景下, 暴雨落区和低层大气的状况, 特别是地面条件有很大的关系。马鹤年^[1]指出, 使用地面能量比天气图对冷暖空气有放大作用, 这在夏季冷空气较弱的情况下具有重要的意义, 而暴雨往往落在高能区附近。

1.1 总温度

总温度公式:

$$TT' = T + 2.5q + 10H$$

式中 T 为地面测站温度, q 为比湿, H 为海拔高度。

比湿计算如下:

$$q = 0.622E/(P - E)$$

式中 $E = 6.1078 \times \exp[a \times T_d / (273.16 + T_d - b)]$, T_d 为测站露点, P 为测站气压。当 $T_d > -15^\circ\text{C}$ 时, $a = 17.2693882$, $b = 35.86$, $E = E_{\text{水}}$; 当 $T_d \leq -40^\circ\text{C}$ 时, $a = 21.8745584$, $b = 7.66$, $E = E_{\text{冰}}$, $E_{\text{水}}$ 、 $E_{\text{冰}}$ 分别为相应温度下的饱和水汽压; 当 $-40^\circ\text{C} < T_d \leq -15^\circ\text{C}$ 时, $E = 0.02[(80 + 2.0T_d) \times E_{\text{水}} - (30 + 2.0 \times T_d) \times E_{\text{冰}}]$

测站气压 P 与海平面气压 P_0 的转换公式如下:

$$P_0 = P \times \exp[\log(10) \times H / (18400 \times (1 + T_m/273))]$$

式中 $T_m = (T + T_{12})/2 + H/400$ 为平均气温, T_{12} 为 12 h 前的气温。

总温度的优点是它综合了气压、气温、湿度等要素, 可显示不同属性小股空气的分布状态并揭示低层的不稳定区存在, 分析其局地演变, 可掌握气团属性的演变和本地天气的

关系。其缺点是对小股冷空气的活动状态反映不太敏感,对低层的动力抬升使不稳定能量得以释放往往体现不出来,为此提出了地面能量比天气图方法。

1.2 地面能量比

地面能量比是指“邻近地面等压面”上单位质量空气的相对湿静力能量和位势能之比,公式为:

$$K_{eg} = TT / (P_0 - 950)$$

这里“邻近地面等压面”指所分析的地区各地面测站比较邻近的一个等压面,根据对 $27.5^{\circ} \sim 42.5^{\circ}N$, $104^{\circ} \sim 117^{\circ}E$ 区域高原东北侧的分析,认为该面约为 950 hPa。相对湿静力能量是指以 $^{\circ}C$ 为单位的地面相对总温度 $TT = T + 2.5q + 10H$ 。式中 P_0 为海平面气压。通过实际分析发现, K_{eg} 图显示不同属性空气分布的能力比 TT 更灵敏,连续分析 K_{eg} 图上的“锋带”动态可以看到低层小股冷空气在地形影响下较真实的移动情况。同时 K_{eg} 图可以显示一定动力抬升条件配合的位势不稳定区,在一定高空条件下, K_{eg} 图上大梯度的次天气尺度高能比轴附近往往就是暴雨落区。

2 软件设计

2.1 数据文件由于 SGI 系统相当稳定,所以共享 Micaps 系统下的气象资料的是本软件的一个特点,本软件取 SGI 机上的相关站点的地面资料,并生成本软件所需的文件格式。

2.2 风矢量场算法思想基本思路:对所有站点的先按正北风显示其风向及大小,然后根据从报文得到的风向数据对之旋转。由于软件处理区域极少出 12 级以上的大风,因此如有此风将以数字方式特别提示。

2.3 等值线分析包括格点插值、等值搜索和线条平滑 3 部分内容。

格点插值:基本思想就是将图形区域用纵、横坐标线等分,然后用权重将各站点数值加权到各交叉格点上。下面是一个简单的格点插值算法:

设: H 、 S 为经、纬度; X_{dim} 、 Y_{dim} 为将图形区域等分的线数; d_H 、 d_S 为格点的经、纬度格距; H_1 、 S_1 为起始点。程序为:

```
for (i=0; i<Xdim; i++) {  
  for (j=0; j<Ydim; j++) {  
    H0=H1+j*dH;  
    S0=S1+i*dS;  
    a=0.0;  
    ww=0.0;  
    for (k=0; k<n; k++) {  
      r=(S0-S[k])*(S0-S[k])+(H0-H[k])*(H0-H[k]);  
      w=1/(1+r);  
      a=a+w*station[k].ang;  
      ww=ww+w;
```

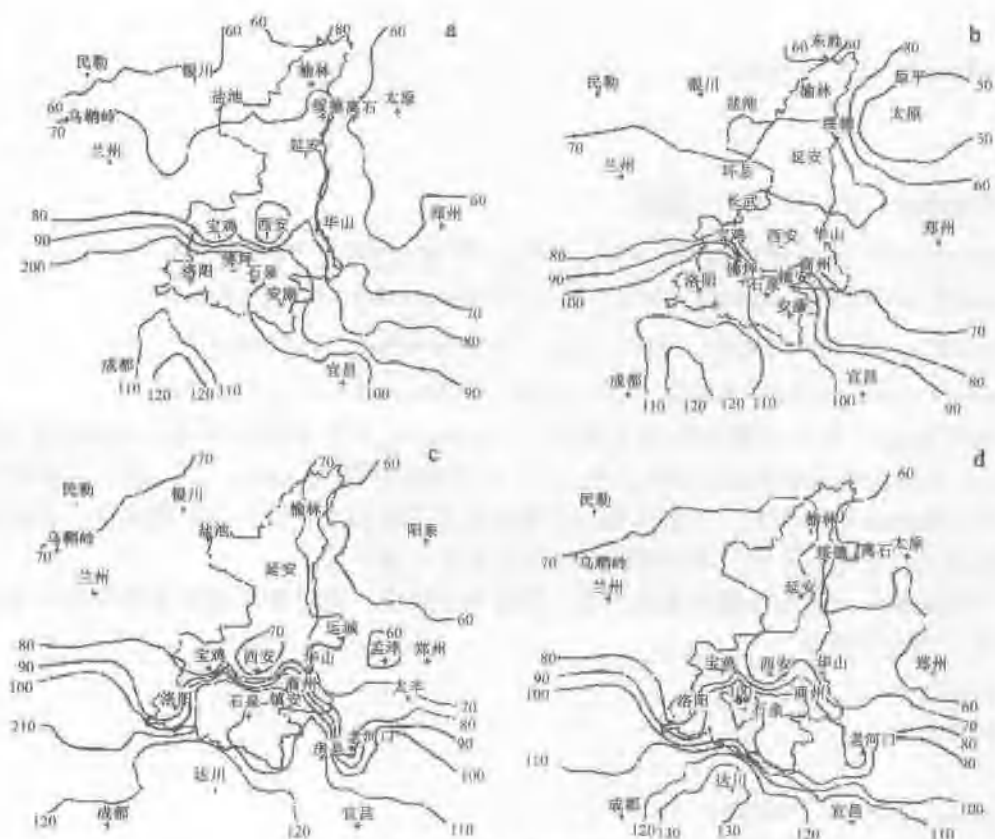



图1 2000年10月9日各时次能量比天气图
(a: 05时, b: 11时, c: 14时, d: 20时)



图2 2000年10月9日暴雨落区示意图

参考文献

- [1] 马鹤年. 次天气尺度 Ω 系统和暴雨落区, 暴雨文集, 长春: 吉林人民出版社, 1978, 171-176

航危报天气图分析方法初探

燕东渭¹ 杜继稳¹ 孙田文²

(1. 陕西省气象台, 陕西西安 710015; 2. 铜川市气象局, 陕西铜川 720000)

摘 要

传统的天气图都是利用各发报气象台站的地面或高空资料形成的, 而本文提出了一种新的方法, 那就是利用航空、危险报这一新的资料来形成天气图, 得到更及时的天气图, 从而更好地为预报工作服务。

关键词: 航危报 天气图 分析方法

1 前言

目前, 预报员所分析的天气图是国家基本基准站的一天 8 个时次观测的资料组成, 它可以反映出大范围的天气形势变化, 但由于测站稀少, 时间间隔长, 不易反映局部的小范围天气形势变化和突发性天气的变化。从 2001 年 3 月份开始, 陕西省加密观测站的资料开始上网, 一天有 4 个时次的观测资料, 为此陕西省气象台已经开发出使用加密观测资料的小天气图和能量天气图, 这有利于中尺度天气系统分析。除了国家基准站观测和加密观测外, 还有航危报观测, 其主要特点是每小时一次观测发报, 对反映强对流天气具有明显作用, 而且航报中的不同层高的云状是其他地面资料中没有的。全省共有 23 个航危报发报站每天 16 个时次发报。为此, 陕西省气象台充分利用全省 23 个航危报发报站的每一小时的实时资料, 开发全省的航危报天气图, 作为分析中小尺度天气系统的一种工具。这将对陕西省强对流天气、夏季突发性暴雨等的预报起到非常重要的作用。

2 航危报格式说明

航空报的格式: GGgg0 Ilii Nddff VVwwW2 8NsCbshs 992DaDb

其中 GGgg0 在航空报中为观测时间, GG 为小时, gg 为分钟。这一组只在半小时的航空报中编发, 因为陕西省暂时没有半小时的航危报任务, 故报文中暂时不出现这一组; Ilii 是区站号, 每份航危报中必有; N 总云量, dd 风向, ff 平均风速, VV 是能见度; ww 是现在天气现象, W2 是危险天气现象, Ns 是云底高度为 hshs 的累积云量, C 是高度为 hshs 的云状, DaDb 为危险天气所出现的方向。8、992 等几个数字是指示码。

危险报/解除报的格式: 99999/55555 GGggW2 Ilii 1ddfffx 2VVww 8Ns9hshs

992DaDb 其中 99999/55555 为指示码, GGgg 在危险报中为危险天气出现的时间, 解除报中为危险天气达到解除标准之后 20 分钟的时间, ffx 为瞬间风速, 其他要素及意义同航空报中要素, 还有 1、2、8、992 等几个数字是指示码。

3 软件规划

鉴于习惯,这里所说的航危报,是航空报和危险报/解除报的统称。考虑到省局计算机网络的日趋庞大和结构的复杂,预报用户与省台航危报收集服务器之间的网络连接方式可能不尽相同,陕西省地区台站还是广域网连接方式,通过 Microsoft 的共享或 Unix 的 NFS 或 Samba 输出实践证明已经不能满足实际的需要,于是将航危报填图系统做成通过 FTP 方式实时的读取省台收集的全省各航危报发报站的资料,存放 to 本地目录,再进行分解填图。服务器上航危报原始资料的格式是电报电码形式的,如果本地有以前取过的电报文件,则省略重新通过 FTP 连接,以便加快填图速度。存在服务器上的航危报电报资料文件名为 DXMMDDHH.TXT,其中文件名中 MM 是月份,DD 是日期,HH 是时次。

4 填图规则设计

由于航危报以前只是航空部门采用,气象系统没有制定相应的填图规范,所以我们根据天气报的使用情况,本着便于预报人员使用的原则,自行制定了航危报的填图规范。航空报和危险报的填图规则如下:像 N、dd、ff、VV、ww 等和天气报相同的要素,填图时在地图上站点周围的位置和天气报相同,表示符号也相同,Ns、hshs、C 分别在站点的正上方,从左向右排成一行,Ns、hshs 直接用编报代码填写,C 的填图按照各种云的符号即:卷云—Ci、卷积云—Cc、卷层云—Cs、高积云—Ac、高层云—As、雨层云或碎雨云—Ns/Fn、层积云—Sc、层云或碎层云—St/Fs、淡积云或浓积云或碎积云—Cu hum/Cu cong/Fc、积雨云—Cb; W2 填在天气报上原 W1W2 的位置,直接填写了对应现象的汉字名称;填图规则如下:1—大风、2—恶劣能见度、3—雷雨形式、4—冰雹、5—云蔽山、8—雷暴、9—龙卷; DaDb 在站点正右填写,规则是对应英文的第一个字母,比如东偏北则填 (EN),特别的,天顶或天顶附近用 (TT) 表示。各要素填图位置如图 1。

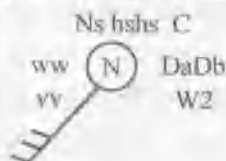


图 1 各要素填图位置

由于当航空报和地面天气报时次相重时,《编报规则》规定用天气报代替的航空报格式如下: IIiii iRixHV V Nddff 7wwW1W2 8NhClCmCh。当台站发来的航危报用地面天气报代替时,单从报文的内容上区分比较困难,而且每年航报的任务经常变化,相反地面报的发报任务则相对固定,我们则选择将每一时次发地面天气报(包括加密报)的站的站号和相应的时次对应起来,存在内存中,当检查某一时次的航危报时,先看这个站这一时次是否发地面天气报。如果发,则此份报必定是天气报,否则,即是航危报。如此方法虽显笨拙,但比单从报文内容判断要准确、可靠。由于天气报我们接触的比较多,内容、格式也比较熟悉,这里就不赘述,其填图标准按照原天气图填图标准,各要素填图位置如图 2。

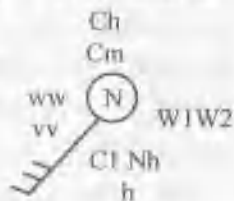


图 2 航空报和地面天气报时次相重时各要素填图位置

还有一类航空报: IIiii 00000, 这类报代表本站点同时符合以下三个条件:

1. 总云量 $\leq 3/10$, 且无积雨云;
2. 有效水平能见度 ≥ 10 km;
3. 平均风速 ≤ 5 m/s。填图时在站点位置只画一个圆圈(注: 每个站点的位置都标有一个小圆圈, 表示 00000 的圆圈大一点)。

其他关于报文的具体细节见气象出版社 1999 年 8 月出版的《地面气象电码手册》。

5 软件实现

软件的实现是这样的: 通过 VC++ 6.0 的 Appwizard 形成了一个基于 SDI 的 MFC 应用程序框架, 其中 View 类的基类选用了 CScrollView——为了便于屏幕的滚动, 在 CMainFrame 的构造函数中通过 FTP 将当前时次的航危报取过来(在这里用到 MFC 的两个重要的类: CInternetSession 和 CFtpConnection); 而在 CSdldrawView 的构造函数中则将各航危报站的站号和经纬度读入内存, 并初始化了屏幕地图的经纬度范围, 定义了几个绘图用的对象(画笔和画刷), 并将本时次航危报站中发地面天气报的站号读入内存。由于系统提供了通过用鼠标左键双击图上某一点, 则以该点为中心放大, 击右键用同样的方法缩小, 已经通过左键拖动功能, 所以在 View 类的鼠标左、右键双击以及左键的按下和移动等几个事件的处理函数中, 通过修改屏幕参数, 并用 InvalidateRect(NULL) 使屏幕无效, 从而触发 OnDraw 函数重新绘制屏幕。所有的绘制地图和填图都是在 View 类的这个函数中实现的, 这也正是为什么在 View 类中定义并初始化好多信息的原因。由于绘制地图等用的是站点的经纬度在屏幕上定位的, 所以通过采用兰勃脱投影将经纬度转化为屏幕的平面坐标, 再进行绘制。另外, 系统提供通过菜单选择填前一时次和后一时次的图的功能, 在 CMainFrame 的菜单处理函数中, 我们通过当前填图文件的时间来推算用户选择的前一时次或后一时次的电报资料的文件名称, 并读取本时次发地面报的站号, 然后在本地工作目录中寻找, 如果没有, 再通过 FTP 取回, 然后通过触发 OnDraw 函数重新绘制屏幕。

6 业务应用情况

通过 2001 年夏季到 2003 年在预报服务中的应用和分析, 一小时一次的航危报天气图在监测突发性的天气变化中比以往的地面天气图更加快捷、直观, 利用该图与卫星云图结合, 在短时预报服务中具有独特的作用, 能够更加准确地判断中尺度天气系统的强弱变化, 从而做出精准的预报。适用于短时的雷雨、大风、冰雹以及突发性暴雨等危险天气的订正预报和跟踪服务。

7 注意事项

航危报天气图开发出来后, 2001 年度已开始在陕西省的实际预报业务中使用, 效果是好的, 证明以上设计是可行的, 但在使用本系统当中还须注意以下事项:

- (1) 希望用户定期将程序运行目录下, 包含很久以前的资料的 DXMMDDHH.TXT 临时文件删除。

(2) 还要注意的程序运行时,一旦发现某个时次来的资料不全,则可能是从服务器上取报的时间过早(一般某一时次的航危报在整点过 10 分左右基本可以来齐),其他站的资料还没有来,可以先删掉本地的 DXMMDDHH.TXT 文件,再重新通过点击菜单激活 FTP 重新读取资料填图。

(3) 如果出现某一时次填图异常,可通过检查本机目录的文件 hwbnew.txt 的内容来判断错误。它存放的是从电报中解出的本时次报文原码。

参考文献

- [1] 中国气象局监测网络司. 1999. 地面气象电码手册. 北京: 气象出版社. 1~33, 53~71

基于 Micaps 平台的四维天气诊断分析系统

赵榆飞¹ 杜继稳²

(1. 榆林市气象局, 陕西榆林 719000; 2. 陕西省气象局, 陕西西安 710015)

摘 要

本文针对基层台站预报员的应用需求, 结合陕西突发性暴雨的研究, 完成了基于 Micaps 平台的四维天气诊断分析软件, 在天气机理研究和实际天气预报业务中, 具有一定的实用价值。

关键词: Micaps 平台 诊断分析 系统

数值天气预报对于系统性降水等一般天气过程具有较高的预报准确率, 对于突发性强对流天气, 还需要预报员在加强数值预报释用技术开发的同时, 通过 Micaps 系统二次开发, 开展天气诊断分析, 创建突发性强对流天气的预报环境, 其目的首先是弥补数值预报产品的不足, 提高预报准确率; 其次是总结突发性强对流天气的机理, 开展天气诊断研究; 在建设过程中, 充分利用 Micaps 系统提供的物理量场, 同时增加了有利于预报陕西天气的其他物理量, 力争形成信息量大, 功能齐全, 操作方便的预报和研究环境。系统主要包括两大部分: 其一是后台支持系统, 主要功能是实时计算湿位涡、螺旋度、 Q^* 矢量、地面能量比等物理量, 实时分解急流、中尺度系统等, 以 Micaps 数据格式存储。其二是显示分析系统, 功能有: 水平叠加显示所有计算数据; 对分析区内任何以 Micaps 第四类数据格式存储的数据在任意经度或纬度都可以显示最近 6 时次的垂直剖面图; 对任意网格点资料均可以做时间剖面图; 对任意探空站的风场资料做时间垂直剖面图等。系统前台使用 Visual C++ 6.0 编程, 后台使用 Turbo C 编程。

1 显示分析系统

系统启动后, 在资料路径输入框中需要输入资料存放路径, 对实时天气的分析可直接键入 c:\Micaps 即可; 对过去天气过程的研究, 需键入对应的资料路径即可分析。显示分析系统包含四大块, 分别是多层资料水平诊断、经纬向垂直剖面图、格点时间剖面图、单站风场垂直剖面图。

1.1 多层资料水平诊断

在给定资料路径后, 可以选择任意高度的任意物理量场进行叠加显示, 每次图形选择最多可选 5 张图; 对于如 K_y 指数等单层资料, 高度选择自动失效。如果资料误选, 则系统将自动判别不予显示误选资料项目。图 1 是 2003 年 6 月 29 日分析图例。

1.2 经纬向垂直剖面图

对于以 Micaps 第四类数据格式存储的数据在资料范围内任意经度或纬度都可以显示

最近 6 时次的垂直剖面图。选择纬向剖面或经向剖面，系统自动转换经纬度选择，然后按照要求显示经向或纬向垂直剖面图；显示启动时已经处理好前 6 时次的垂直剖面图数据，在 Micaps 环境中可前后翻页查看，图 2 是垂直剖面图的分析图例。

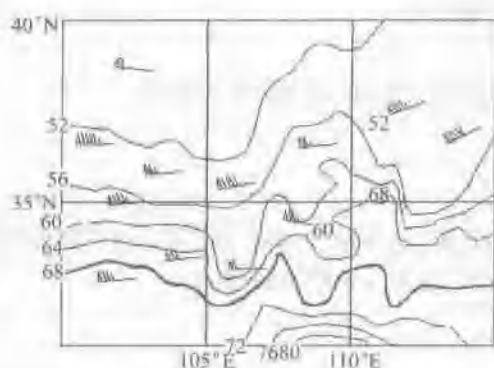


图 1 2003 年 6 月 29 日 20 时 300hPa 急流位置与地面能量比客观分析

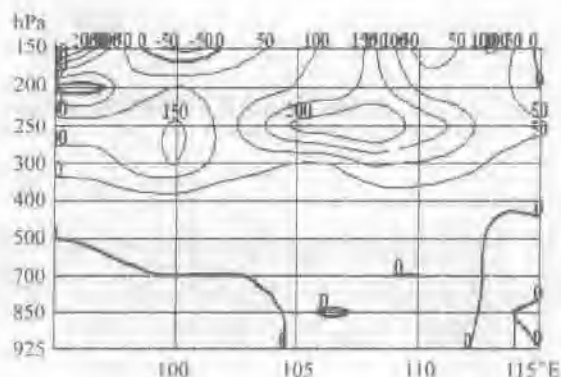


图 2 2003 年 6 月 29 日 20 时 38.5°N MPVI 纬向垂直剖面图

1.3 格点时间剖面图

对于以 Micaps 第四类数据格式存储的数据可以取任意的经纬格点资料，都可以显示最近 6 时次的垂直时间剖面图。选择好经度、纬度、等值线间隔以后，即可显示对应格点资料的垂直时间剖面图。如图 3 所示。

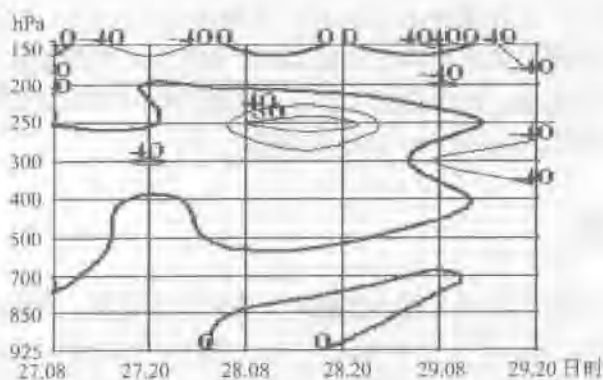


图 3 2003 年 6 月 29 日 20 时 Q^* 矢量时间剖面图

1.4 单站风场垂直剖面图

虽然系统中对风场的显示方式有：全风速、经向风、纬向风、急流位置，但预报员仍觉得不直观，所以系统专门增加了对探空站风场垂直显示的功能。只要选择了给定的探空站，即可显示该站点最近 6 时次的风场垂直演变剖面图，图 4 是风场垂直时间演变图例。

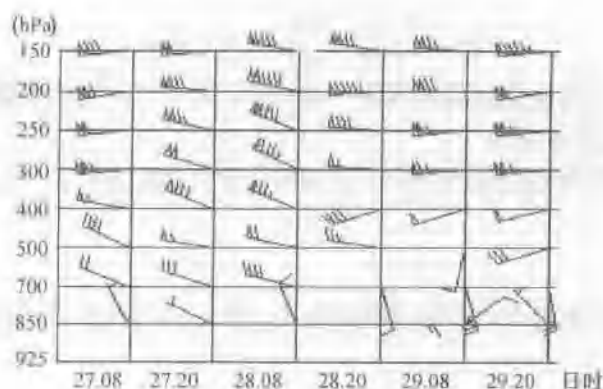


图4 53845(延安市)风场垂直演变图

2 后台支持系统

后台支持系统的主要功能是计算 Micaps 系统没有提供的物理量,并以 Micaps 数据格式存储,使其输出 ($95^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$, $27.5^{\circ}\sim 42.5^{\circ}\text{N}$) 范围内 1×1 格距的格点资料。新计算的物理量有:

2.1 湿位涡

位势涡度是表示气块热力和动力属性特征的一个物理量,它将动力和热力两种不稳定机制有机地结合到了一起,并考虑了水汽的分布。 P -坐标系下的湿位涡表达式为^[1]:

$$MPV = MPV1 + MPV2$$

式中:

$$MPV1 = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_w}{\partial p}$$

$$MPV2 = g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_w}{\partial y} \right)$$

$MPV1$ 为湿正压项,它与湿静力稳定度有关; $MPV2$ 为斜压项,它与水平风速的垂直切变和假相当位温的水平梯度有关, f 为科氏参数。

程序加载到高空资料处理批处理命令中实时处理,输出逐层的 $MPV1$ 和 $MPV2$,以 Micaps 第四类数据格式存储。

2.2 螺旋度

螺旋度是强对流天气分析预报中一个用于衡量环境风场具有多少沿气流方向的水平涡度及其贡献的参数,它考虑了大气旋转和扭曲的特性^[2]。

气压坐标系下的局地螺旋度可表示为:

$$H = V \cdot (\Delta \times V) - \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial p} \right) u + \left(\frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) v + \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) w$$

等号右端第三项表示垂直方向的螺旋度,对强降水具有重要意义,我们将其定义为局地螺旋度:

$$H_k = \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \omega = -\zeta \omega$$

表示水平旋转沿垂直方向运动的强弱程度, 单位是: $\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ 。局地螺旋度考虑了垂直方向的输送作用对天气过程的贡献。

程序加载到高空资料处理批处理命令中实时处理, 输出逐层的 H_k , 以 Micaps 第四类数据格式存储。

2.3 Q^* 矢量

在对流层低层 Q^* 矢量与非地转速度成正比, 通过引用张兴旺^[3]修正的 Q^* 矢量表达式:

$$Q^* \text{ 矢量散度: } D = \nabla \cdot \overline{Q^*} = \frac{\partial Q_x^*}{\partial x} + \frac{\partial Q_y^*}{\partial y}$$

$$Q^* \text{ 矢量锋生函数: } F = \left(\frac{\partial}{\partial t} + V \cdot \nabla \right) |\nabla_h \theta^2| = 2Q^* \cdot \nabla \theta$$

式中:

$$Q_x^* = \frac{1}{2} \left[f \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial x} \right) - h \cdot \frac{\partial V}{\partial x} \cdot \nabla \theta_w \right]$$

$$Q_y^* = \frac{1}{2} \left[f \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial y} \right) - h \cdot \frac{\partial V}{\partial y} \cdot \nabla \theta_w \right]$$

$$h = \frac{R}{P} \left(\frac{P}{1000} \right)^{R/C_p}$$

Q^* 矢量散度为非地转 ω 方程的强迫项, 它刺激次级环流, 表示产生垂直运动的强迫机制的强弱, 其辐合区对应着次级环流的上升区, 辐散区对应着下降区。

程序加载到高空资料批处理命令中实时处理, 输出逐层的 Q^* 矢量流场, Q^* 矢量散度和 Q^* 矢量锋生函数, 分别以 Micaps 第 11 类或第 4 类数据格式存储。

2.4 中尺度系统分离

采用 9 点滤波提取中尺度系统, 即

$$f' = f - \bar{f}$$

其中:

$$\begin{aligned} \bar{f}_{i,j} = & f_{i,j} + 0.125(f_{i+1,j} + f_{i,j+1} + f_{i-1,j} + f_{i,j-1} - 4f_{i,j}) \\ & + 0.0625(f_{i+1,j+1} + f_{i+1,j-1} + f_{i-1,j+1} + f_{i-1,j-1} - 4f_{i,j}) \end{aligned}$$

表示较大尺度运动, $f - \bar{f}$ 表示较小尺度运动, 选取合适的平滑次数即可得到中尺度系统。

程序加载到高空资料处理批处理命令中实时处理, 输出 500 hPa 以下各层的中尺度风场和流场, 分别以 Micaps 第 11 类或第 2 类数据格式存储。

2.5 地面能量比

地面能量比是指“临近地面等压面”上单位质量空气的相对湿静力能量和位势能之比, 公式为:

$$K_{eq} = TT / (P_0 - 950)$$

式中 $TT = T + 2.5q + 10H$

根据所取范围的平均海拔高度, 取“临近地面等压面”高度为 950 hPa。

2.6 急流位置

根据经验统计,取风速大于环境平均风速 1.25 倍以上的风区为急流区。

3 结论

(1) 本系统增加的有关物理量对陕西暴雨的诊断分析具有明显的使用价值,已投入业务化运行。

(2) 系统充分应用了 Micaps 系统的强大功能,增加了信息量,给预报员提供了实用的分析工具。

(3) 系统对预报员在强对流天气的预报和对天气机理的认识研究方面起到了很好的帮助作用。

参考文献

- [1] 王建中,马淑芬,丁一汇.位涡在暴雨成因分析中的应用[J].应用气象学报,1996,7(1):19~26
- [2] 章东华.螺旋度—预报强风暴的风场参数[J].气象,1993,19(8):46~48
- [3] 张兴旺.修正的 Q 矢量表达式及其应用[J].热带气象学报,1999,15(2):162~167

陕西省天气雷达组网拼图系统

夏巧利 高 宇

(陕西省气象台, 陕西西安 710014)

摘 要

对陕西 10 个数字化测雨雷达(其中 713 雷达 1 部, 711 雷达 9 部)进行组网拼图, 实现了计算机远程自动化操作, 供预报员随机查看。

关键词: 雷达 组网拼图 显示

1 引言

陕西省测雨雷达共有 10 部, 其中包括西安市的 713 型雷达一部和榆林、延安、洛川、宝鸡、渭南、商洛、汉中、安康和省人影中心(旬邑)的 711 型雷达九部, 这 10 部雷达能够覆盖全省范围及部分周边地区, 均已数字化。本系统以这 10 部雷达为基础和省市远程雷达探测资料传输为条件, 建立的拼图系统能够满足陕西省的预报业务要求。

2 系统结构

“陕西省天气雷达组网拼图系统”主要由“资料归一化处理子系统”和“组网拼图及显示子系统”组成。其结构图分别如图 1、图 2 和图 3 所示。

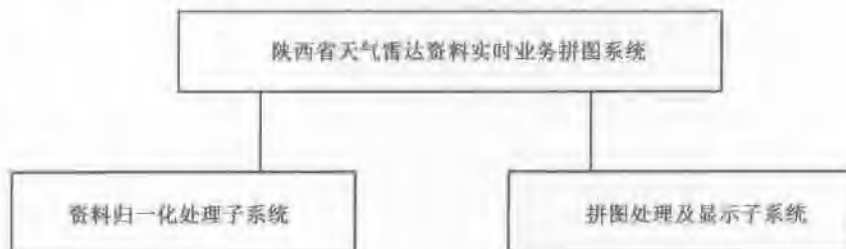


图 1 系统结构图

3 资料归一化处理

陕西省的雷达有 713 和 711 两种型号, 这些雷达的数字化终端来自不同的生产厂家, 数据的存放格式有 4 种, 因此, 在实施雷达资料的远程传输和数字化雷达实时联网拼图前, 各雷达站需要把各种不同的数据格式转换成一种标准的、统一的雷达资料数据格式,

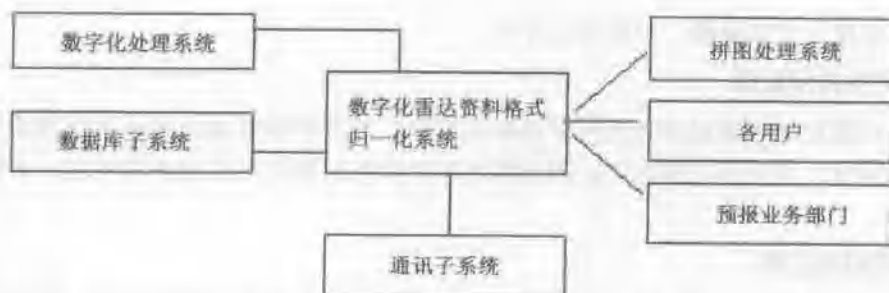


图2 资料归一化处理子系统图



图3 拼图处理子系统图

即做归一化处理，在归一化处理的同时进行回波资料的预处理和回波数据文件的压缩。其工作流程如图4所示。



图4 资料归一化处理流程图

3.1 资料复显

对原始的雷达数据格式进行破译后，按 VGA 方式、 1×1 km 分辨率、16 色显示在屏

幕上,并以图像方式存储在一个固定文件中。

3.2 回波资料的预处理

预处理功能包括地物回波和超折射回波的消除、地形和距离圈的过滤及回波特征参数的提取三个部分。其作用是删除原始图像数据中对降水回波的干扰和多余信息,只保留各种雷达信息。

3.3 信息段控制文件

提取雷达图像的采样时间和雷达站的固定参数,形成标准资料的头文件。雷达站的固定参数包括测站的区位码、站名、位置(经度和纬度)、天线的海拔高度和雷达型号。

3.4 格式转换

将各雷达站获取的原始资料经过处理、转换、要素提取等,获得统一格式的雷达回波资料。其统一格式为:文件头指示段+正文信息段。

文件头指示段为256字节,对分辨率为 1×1 、比特数为4(16色)的图像其正文信息段为115200字节。

3.5 回波数据文件的压缩处理

采用统计相关压缩法,运用信息编码技术滤除冗余信息,用较小的数据量无失真地表述整幅回波图像的信息。

4 组网拼图显示

雷达组网拼图显示子系统由数据接收和处理、联网拼图、多功能显示及图像处理四个部分组成,其工作流程如图5所示。



图5 雷达资料拼图和显示子系统流程图

4.1 数据接收和处理

对存放雷达资料子目录进行搜索,及时获取雷达单站资料。

4.2 实时联网拼图

联网拼图的范围：根据各站的地理位置、雷达覆盖范围和预报员的要求，确定有效拼图范围。

坐标转换：通过坐标转换公式，获取具有兰勃特投影方式的区域雷达拼图，以便今后在雷达拼图上叠加显示各类天气图和卫星云图资料。

网格点上的 Z 值确定：采用最大法确定回波强度 Z 值和回波重叠区域的 Z 值处理，以避免滤掉强回波区域。

4.3 多功能显示

对拼好的图像可进行图像放大和缩小、色标变换、强回波显示、强系统报警、回波特征显示、拼图站名和范围显示、光标定位、任意两点测距、图像漫游等。

4.4 图像处理

包括对拼图图像的存储、调用、压缩、恢复等处理。

5 实时操作

为保证雷达资料的正确性，各雷达站必须定期按规定做好标定工作；用于拼图的资料为海拔 3 km 高度上的 CAPPI 资料，各雷达站应从立体扫描的资料中提取该高度的 CAPPI 资料；雷达探测的半径选 200 km 档；观测时数字化终端应对地物回波和超折射回波进行抑制。

整个系统实现了应用程序的定时作业，即在 24 小时开机的情况下让计算机自动完成各雷达观测资料的获取及拼图工作，无需人工干预，预报员可随时做查看雷达拼图的操作。

卫星云图显示及定量降水估算系统

高 宇 夏巧利

(陕西省气象台, 陕西西安 710014)

摘 要

开发的卫星云图显示系统能够分别显示数字化 FY-2、GMS-5 静止卫星云图和 NOAA/FY-1D、EOS/MODIS 极轨卫星云图; 能够分别对 FY-2 和 GMS-5 卫星云图做定量降水估算。

关键词: 卫星云图 显示 降水反演

1 引言

卫星云图在天气预报中发挥着巨大的作用, 同样也是突发性暴雨监测分析预警的重要工具之一。充分发挥各类卫星探测手段得到的信息, 分析应用其产品并对其进行再加工, 愈来愈受到预报员的重视。本系统试图给预报员提供一个分析显示各类云图, 并利用卫星探测手段估算降水分布的一个工具。

2 卫星监测信息分析系统

2.1 软件结构及主要功能

系统功能按内容分为四大类, 分别是: GMS-5 卫星图像显示, FY-2 卫星图像显示, NOAA/FY-1D 卫星图像显示, EOS/MODIS 卫星图像显示。

软件结构如图 1 所示。



图 1 软件结构图

其中 GMS-5/FY-2 卫星图像显示又包括显示红外 1、红外 2、水汽图、可见光图像。

2.2 软件运行环境

卫星云图信息分析系统采用 Microsoft Visual Basic 6.0 语言开发, 运行环境为 Windows 9x/Me/2000/XP。

2.3 系统结构框图

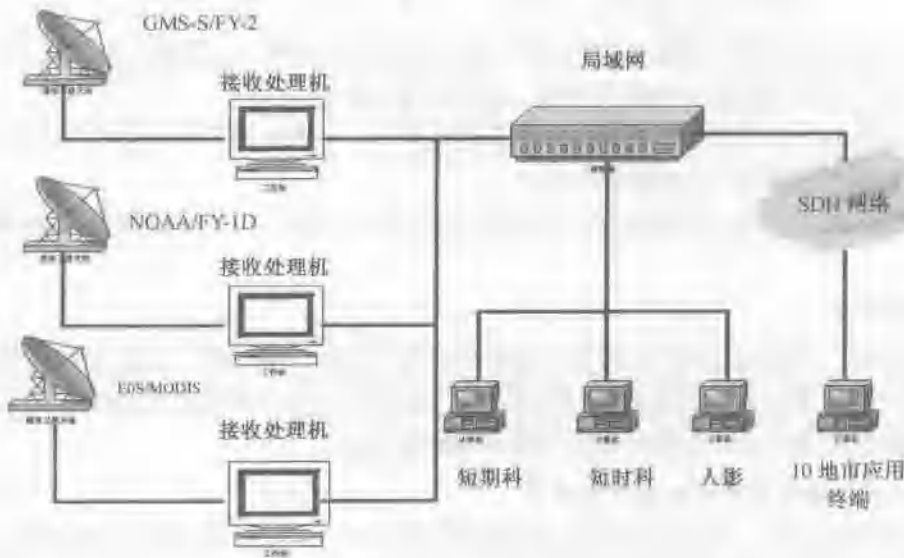


图 2 系统结构图

3 GMS-5/FY-2 云图的自动分类及其在定量降水估算中的应用

在陕西境内, 对流云和层状云是产生强降水的主要降水云系, 对流云系能在短时间内产生很强的降水, 而持续几小时甚至几天的层状云降水也会产生大的累积降水量。由于对流云降水和层状云的降水性质和降水强度不一样, 故要使用卫星云图估算大面积降水的首要任务是把对流云和层状云从降水云系中分离出来, 分别估算降水。本系统采用动态聚类法对来自 GMS-5/FY-2 卫星的云图进行分类, 得到晴空、地表、卷云以及反映降水的对流云、层云等, 由于可见光只能用于白天, 在分类中, 用红外 1 减水汽通道云图来取代可见光通道云图, 确保了夜晚云图分类和白天云分类的一致性。然后根据一维模式, 对一些参数作适当调整, 利用红外云顶亮温度计算出降水面积和降水强度, 并根据降水面积和降水强度得出卫星云图的瞬时降水强度图, 最后进行多小时雨量的累积。在降水累积中, 本系统不是把多个时次的瞬时降水强度图进行简单相加, 而是采用“轨迹像元瞬时摄像求和法”(TPIS) 进行多小时降水累积, 避免了由于雨团移动的不连续而造成的降水量在某些像元上的丢失或累积量过低的现象。

3.1 云图的自动分类

利用动态聚类法对 GMS-5/FY-2 云图进行多通道 (红外 1, 红外 2, 水汽, 红外 1 减

水汽)分类。首先确定一大致的分类中心,然后根据距离最近原则进行迭代,直到迭代稳定为止。这样就得到了分类中心值和分类结果。本文把卫星云图分为反映降水的层云、对流云和其他等7类,具体分类步骤如下:

(1) 根据经验选择一批凝聚点(分类中心),并定义像元与凝聚点之间的距离。像元与凝聚点之间的距离采用欧式距离,定义如下:

$$d_{ij} = \sqrt{\sum_{k=1}^m (X_{ik} - X_{jk})^2} \quad (m = 4, j = 1, 2, \dots, 7) \quad (1)$$

其中 X_{ik} , X_{jk} 分别为第 k 通道云图的第 i 个像元的亮温值和第 j 类凝聚点值。

(2) 将所有像元按最近凝聚点归类,总共归为七类。

(3) 计算每一类的重心,将重心作为新的凝聚点。如果所有的新凝聚点与上一次的凝聚点重合,过程将终止,否则回到(2)。

在计算过程中,为了节省时间,本系统只对 $100^{\circ} \sim 125^{\circ}\text{E}$ 、 $25^{\circ} \sim 35^{\circ}\text{N}$ 区域的云图进行分类。

3.2 降水估计

近些年来,随着卫星技术的发展以及资料处理方法的不断改进,卫星估算降水的方法得到了很大的发展。本文主要根据云的高度、云的种类以及云的面积与降水之间的关系求得,其精密程度取决于云图空间分辨率和采用的估算方法。

3.2.1 卫星云图估算降水的原理和方法

采用动态聚类法,对云图进行分类得到降水云区后,利用一维云模式对分类结果中的对流云建立对流核心的云顶亮温与降水率和降水面积之间的关系。

为了找出对流核心,需要对对流云区的每一像元求斜参 S , S 定义如下:

$$S_{ij} = \frac{1}{4} [T_{B(i-1,j)} + T_{B(i+1,j)} + T_{B(i,j-1)} + T_{B(i,j+1)}] - T_{B(i,j)} \quad (2)$$

其中 i, j 为像元坐标, T_B 为像元亮温值。如果根据上述公式计算出来的 S 满足下列经验表达式:

$$S_{i,j} \geq \exp[0.0826 (T_{B(i,j)} - 227)] \quad (3)$$

则认为该点为对流云团的对流核心。通过一维云模式,Adler 等通过大量统计分析发现:降水强度和降水面积的对数与对流核心亮温值之间存在着线性关系,即降水强度 R 和降水面积 A 与亮温 T 之间遵循下列的表达式:

$$\begin{aligned} \ln R &= aT_B + b \\ \ln A &= cT_B + d \end{aligned} \quad (4)$$

其中, a, b, c, d 分别为待定系数,且它们都随时间和纬度的变化而变化。Goldberg 曾得出结论:在东亚中纬度地区的夏季,上述4个参数可以近似认为是常数,即 $a = -0.0465$, $b = 15.27$, $c = -0.0257$, $d = 7.068$ 。本文通过多个实例分析,取 $d = 7.168$,由此可以得到对流云降水强度 R 和降水面积 A 分别为:

$$\begin{aligned} R &= \exp(-0.0465 T_B + 15.27) \\ A &= \exp(-0.0257 T_B + 7.168) \end{aligned} \quad (5)$$

已知对流云对流核心的亮温值,由上式就可求出对流云降水面积和降水强度。由于本

系统使用的卫星云图的东西、南北方向的分辨率相同, 所以把降水面积 A 当成一个圆的面积, 并求出其半径 r , 然后把位于这个以对流核心为中心半径为 r 的圆内的像元降水强度设为 R , 如果一个象元被设有多个降水强度, 则把多个降水强度进行累加。对于分类结果中的层状云, 设其降水强度为某一常数, 通常设为对流云平均降水强度 (20 mm/h) 的十分之一, 即 2.0 mm/h 。由此可得到某个时次卫星云图降水的瞬时雨强分布。

3.2.2 降水累积

本系统使用的卫星云图为每小时一幅, 从移动角度来看, 自然界中较大雨团的移动应视为连续的, 如果把每小时一幅的卫星云图反演降水的瞬时雨强简单相加, 就会造成降水量在某些像元上的丢失或累积量过低的现象, 为此, 本系统采用一种“轨迹像元瞬时摄像素和法”(TPIS) 来求 1 小时降水累积。其主要思路为: 将 1 小时划分为若干时间步长以 t_p 表示, 而且规定在 t_p 内雨点的位移量不超过降水图像的一个像元距离。根据雨团的移向移速得到每个时间步长的瞬时摄像素图。由于雨团经过 t_p 时间平移后, 不一定刚好落入一个标准的像元之内, 其降水量一般将散布在周围四个像元之内, 并按一定的面积比分配(或称玷染) 给予这四个像元。在得到每个时间步长的瞬时摄像素图之后, 本系统就用这种“玷染技术”把 1 小时内的多幅图像的瞬时强度相加得到降水累积量。

4 结论

(1) 本系统能够分析显示多家数字化卫星云图, 包括 FY-2, GMS-5, NOAA/FY-1D 和 EOS/MODIS 卫星云图图像。

(2) 本系统能够分析使用 FY-2 和 GMS-5 卫星云图反演的降水分布, 给实际天气预报提供参考。

陕西省分县要素预报系统

张 弘¹, 陈卫东², 董文乾¹, 袁宗伟²

(1. 陕西省气象台, 陕西西安 710015; 2. 宝鸡市气象局)

通过对数值预报产品释用、预报员经验应用等方面的深入分析, 根据国家气象中心的 T106、HI-APS 数值预报产品、高空及地面实时探测资料, 结合全省各县气象站的地面气象观测信息, 利用经验完全预报 (EPP) 方法建立了陕西省分县要素预报系统。

1 引言

为实现基本预报产品的定时、定点和定量化的目标, 逐步形成现代化的天气预报业务技术体系。各级台站面临的重要任务就是如何以数值分析预报产品为基础, 综合应用多种气象信息和预报技术方法建立新一代预报业务流程 (系统)。其核心内容: 一是数值预报产品的释用, 二是各种气象信息和预报技术方法的集成和应用。^[1-3]由此, 通过总结陕西省多年来数值预报释用积累的丰富经验, 综合分析预报员的实际经验和技術方法, 研制了陕西省分县要素预报系统。于 2001 年 5 月开始试用, 取得了较好效果。

2 基本思路

随着气象部门计算机水平和通讯能力的快速发展, 数值预报的精密度越来越高, 内容更加丰富。如何做好数值分析预报产品的解释应用, 促进天气预报业务的进一步发展显得愈加重要。在传统的数值预报产品的释用中, 主要有模式 (MOS) 和完全预报 (PP) 两种方法。由于模式方法要频繁更替方程, 给实际预报业务方法的建立和开发带来不便, 所以数值预报应用解释的方法逐渐趋向于完全预报方法。根据陕西省以前的研究, 在青藏高原东北侧, 采用经验完全预报 (EPP) 或经验模式预报 (EMOS) 效果较好。^[4]即将预报员长期积累的预报经验和方法同完全预报或模式预报结合起来, 能显著提高预报水平。因此, 在陕西省分县要素预报系统的研制中我们采用的是以数值预报产品、实时气象资料为基础, 结合全省各县气象站当地信息的经验完全预报方法, 系统的流程见图 1。

3 主要内容

3.1 预报因子库

考虑系统的通用性及各站之间的差异, 建立了通用因子库和本地因子库。

3.1.1 通用因子库

通用因子库共选取了 132 个因子, 在选取因子时主要是根据预报员在日常业务中对处于高原边缘地带的陕西省特殊的天气气候规律积累的经验及由此形成的预报思路和对天气

学原理的理解和应用。同时为使该系统具有一定的通用性,综合考虑了陕北、关中、陕南不同地区天气气候规律的差异,以及造成这种差异的天气系统的分布和演变情况等。这些因子来源于经过处理的 850、700、500 hPa 各层的基本要素及计算得出的物理量,如 H 、 T 、 T_d 、 U 、 V 、比湿、位温、假相当位温、 K 指数、涡度、散度、垂直速度等,即单因子;同时还包含一些根据预报经验或天气学原理对若干单因子(因子数 ≥ 2)进行一定的数学处理而形成的组合因子,即经验组合因子。

3.1.2 本地因子库

本地因子库共选取了 31 个因子,这些因子来源于全省 95 个站点的地面观测资料。其中包含有根据预报经验选取的单因子及经验。如 P 、 T 、 E 、 T_c 、 T_d 、 $T - E$ 、 ΔP 、 ΔT 、 ΔE 等。实际分析表明:本地因子的引入既增加了使用地面资料的密度,又提高了要素预报的准确率和系统的实用性。

3.2 预报对象库

本系统中的预报对象为全省各县站短期(24~48 h)降水和温度预报。其中降水预报按照下述标准分为无雨、小雨、中雨、大雨及以上四级预报:

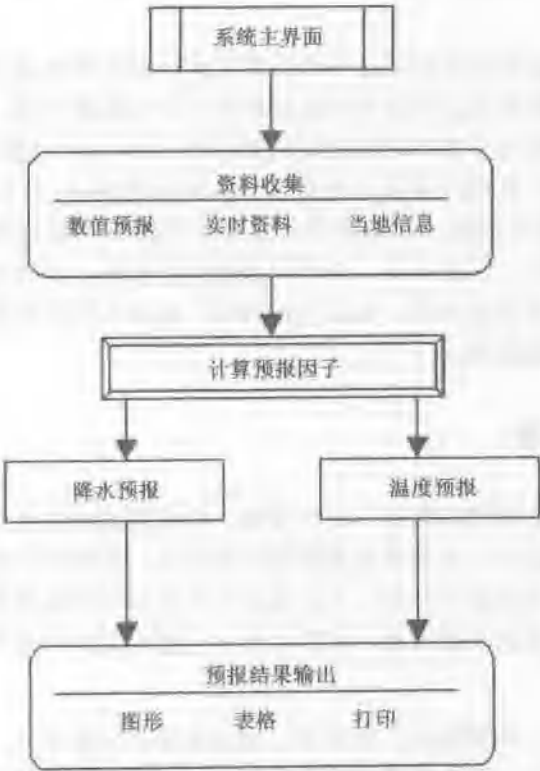


图 1 陕西省分县要素预报系统流程图

- 0: $rr_{24} < 0.3 \text{ mm}$
- 1: $0.3 \text{ mm} < rr_{24} \leq 10.0 \text{ mm}$
- 2: $10.0 \text{ mm} < rr_{24} \leq 25.0 \text{ mm}$

3: $rr-24 > 25.0 \text{ mm}$ 。

温度预报包括日最高、最低温度预报。

4 预报时段的划分与环流分型

参考以前的研究结果,在建立分县要素预报系统时,首先对历史样本资料进行了下述处理。

4.1 预报时段的划分

按照实际的自然天气季节建立预报模型最为理想,但实际上很难做到。因为每年的自然天气季节长短及其开始和结束的时间是变化的。为了能较好地反映天气季节的影响,在建立分县要素预报系统时采用了动态模型方案。即:①建立某一天的预报方程,以这一天作为中心点,前后各取 ΔT ($\Delta T=1, 2, \dots$, 天数)的历史同期所有样本建立方程。②预报方程的实用期多长为宜。经分析, $\Delta T=15\text{d}$, 实用期为一句效果最佳。上述动态时段的客观划分方法,比较符合天气变化的气候规律,实用性强。它既反映了各地每年自然天气季节的差异,又扩充了样本资料长度,使所建立的预报方程具有良好的稳定性和代表性。

4.2 环流分型

亚欧范围内大气环流的基本特征是中纬度西风带呈经向环流或纬向环流。故在环流分型时,将影响这一区域的环流分为西北气流型和非西北气流型两类。当大气环流背景为西北气流时,中纬度西风带处于基本稳定的长波脊控制,500 hPa 高度场呈现西高东低分布,天气以晴为主,或者配合高空冷平流及低层辐合产生阵性降水天气。而非西北气流型时,500 hPa 高度场分布为东高西低,未来陕西省易受长波槽或高原低值系统影响,大部分地区多为阴天或有降水发生。由此可见,两类分型较好地反映了不同的大气环流背景,且与其对应的天气变化具有明显的差异。对比分析表明,针对不同的环流分型建立不同的预报模型可以显著地提高预报效果。

5 预报经验的应用

虽然数值天气预报业务已经获得了很大发展,数值预报的水平也在快速提高,但其天气要素预报的误差还比较大,还需要发展解释应用技术。预报员的经验在相当长时期内仍将发挥重要作用。在本系统的开发中,无论从因子的选取到预报模型的制作均充分体现了预报员的预报思路和丰富的实践经验。实际工作中,重点对以下几个方面进行了分析。

5.1 主导系统

分析了副热带高压、阻塞高压、长波槽、长波脊等大尺度系统,它们直接操纵和制约着影响系统的移动和演变。主导系统相对比较稳定,一旦调整便带来整个亚欧范围环流形势发生显著的改变,对陕西省大范围的天气变化有着深刻的影响。在选取因子时,用 500 hPa 高度场,温度场的不同组合及变化等反映主导系统的分布及演变情况。

5.2 影响系统

经验证明,造成陕西省大范围降水天气的影响系统大部分为天气尺度、次天气尺度系

统,而影响局地天气变化的多为中、小尺度系统的活动与演变。因此,重点分析了西风槽、高原槽、高原低涡、高原切变线等低值系统的分布情况和演变规律。如对西风槽、高原槽的判断,选用 500 hPa 中纬度高度场、风场和温度场的综合分布规律及变化趋势来推测其未来对陕北、关中、陕南等不同地区的影响程度。上述分析组合成的预报因子对不同区域降水的有无预报及分级预报均起到了重要的作用。而对西北气流型的降水预报,主要分析了高空冷平流、下滑槽等影响系统。

5.3 物理量场

通过对亚欧部分区域高低层的涡度、散度、湿度、垂直速度、能量等物理量的计算分析,组合形成了一批物理量因子。在建立各站要素预报方程时,物理量组合因子的人选率较高(特别是短期降水的预报)。

5.4 局地气象条件

一方面是指邻近测站的大气垂直稳定度或不稳定能量的变化,另一方面是指本站或邻近测站地面常规气象要素的自身演变和水平分布情况。大气垂直稳定度或不稳定能量的变化对西北气流型降水和较强降水过程的指示性较好。在地面气象要素的分析中,主要分析了测站及邻站的 P 、 T 、 E 、 R 、 $T-E$ 、 ΔP_{24} 、 ΔT_{24} 、 ΔE_{24} 等要素,共选出了 31 个因子组成本地因子库。局地气象条件的分析,对当地的降水和温度预报具有明显的效果。在各站所用预报方程中,大部分都有本地因子入选。

6 小结与讨论

(1) 根据数值预报产品、实时气象资料,结合当地气象信息,利用经验完全预报方法建立陕西省要素预报系统,为在新的预报业务体制下更好地开展短期天气预报进行了有益的尝试。同时,该项目的开发研究也为数值预报产品的释用提供了有效途径。在系统的研制中,根据陕西省短期天气分布的时空特征,使用了环流分型及动态时段划分等技术方法,并在初选因子、建立预报模型时,大量地应用了预报员积累的丰富经验。这在一定的程度上提高了要素预报的准确率和系统的实用价值。

(2) 在系统试用时,数值预报产品采用国家气象中心 T106 和 HLAFS 两种方案进行对比分析,实际工作中发现:有时它们的预报值差异较大(特别是一些物理量预报值)。总体来讲,尽管当今的数值预报产品已具有了较高的水准,但与天气实况相比仍有误差。完全预报方法的准确率直接依赖于数值预报产品的精密度。因此,拟在下一步对数值预报的误差作出客观订正。

(3) 系统的试用分析表明,在短期常规要素预报方面,无论是降水还是温度预报的准确率普遍高于一股预报员的水平,其结果可以直接提供给各地台站使用。因此,对类似的客观预报方法,基层台站不必再做重复劳动。而应该把重点放在以下几个方面:一是当地灾害天气的预报(如:暴雨、冰雹等)。二是根据各地气象服务需要作出的专业预报或其他气象要素的预报。三是掌握当地气候特征,熟悉云、能、天观测的信息等其他经验的应用。

参考文献

- [1] 孔玉寿, 章东华. 现代天气预报技术 [M]. 北京: 气象出版社, 2000
- [2] 中国气象局科教司, 省地气象台短期预报岗位培训教材 [M]. 北京: 气象出版社, 1998
- [3] 王建国等. 综合指标方法在降水分级预报中的应用 [J]. 数值预报产品评价公告, 2000 (4): 34~38
- [4] 贺皓. 数值预报产品系统性误差的客观订正 [J]. 高原气象, 1995, 14 (2): 198~206

分县要素预报技术的进一步研究

张 弘¹ 陈卫东² 杜继稳¹

(1. 陕西省气象台, 陕西西安 710015; 2. 宝鸡市气象局, 陕西宝鸡 721006)

摘 要

通过对预报技术方法分析、数值预报产品的释用等几个方面的初步研究, 根据国家气象中心的 T106、HLAFS 数值预报模式产品, 结合实时气象资料及本地气象信息, 利用经验完全预报 (EPP) 方法建立了陕西省分县要素预报系统。对在新的预报业务体制下如何开展短期天气预报工作, 建立现代预报业务系统做了有益的尝试。

关键词: 预报技术方法 本地气象信息 数值释用 要素预报

1 引言

为实现基本预报产品的定时、定点和定量化的目标, 逐步建成现代化的天气预报业务技术体系。各级台站面临的重要任务就是如何以数值分析预报产品为基础, 综合应用多种气象信息和预报技术方法建立新一代预报业务流程 (系统)^[1-2]。其核心内容: 一是数值预报产品的释用, 二是各种气象信息和预报技术方法的集成和应用。由此, 通过总结陕西省多年来数值释用积累的丰富经验、综合分析预报员的实际经验和技術方法, 研制了陕西省分县要素预报系统。于 2001 年 5 月开始试用, 取得了较好效果。

2 预报技术方法分析

为了使研制的预报方法能较好地反映陕西天气的主要特点, 我们根据当地天气气候特征、部分科研成果及预报员经验^[3-4], 重点对下述几个方面进行了分析探讨。

2.1 客观划分预报时段

按照实际的自然天气季节建立预报模型最为理想, 但实际上很难做到。因为每年的自然天气季节长短及其开始和结束的时间是变化的。为了能较好反映天气季节的影响, 在建立分县要素预报系统时采用了动态模型方案。即: 建立某一天的预报方程, 以这一天作为中心点, 前后各取 ΔT ($\Delta T = 1, 2, \dots$, 天数) 的历史同期所有样本建立方程。这样便引出了下面两个问题: 一是动态时段 ΔT 取多少天效果最佳。二是预报方程的适用期有多长。由此, 我们选取了榆林、延安、宝鸡、汉中等四个站进行了对比试验。

2.1.1 动态时段长度的试验

本试验使用 1980—1990 年共 11 年资料, 选定动态时段 ΔT 长度后, 总样本数为 $11 * (2\Delta T + 1)$ 。通过 5—8 月的对比试验, 总体上来讲取动态时段 $\Delta T = 15$ 效果最佳。如表 1,

前期因子的相关系数 $\gamma \geq \alpha$ (α 为相关系数临界值) 的因子数以 $\Delta T = 15$ 为最多, 其中榆林、汉中最为突出。而同期因子 (见表 2), $\gamma \geq \alpha$ 的因子总数在 ΔT 取不同长度时相差不大, 但其最大相关系数在 $\Delta T = 15$ 时出现的几率最高 (如榆林、延安、宝鸡等)。

2.2.1 预报方程适用期的试验

按上述方法建立的某个预报方程, 其适用期为多长, 是否需要每天建立新的预报方程, 进行了下面的对比实验。

(1) 预报因子的对比分析

选择某一时段, 分别计算出前期因子和同期因子。比较不同时期初选因子的差异。如表 3、5 月份部分代表站的对比情况。

(2) 预报方程的对比分析

以某一天 D_i 为中心点, 取 $\Delta T = 15$ 建立预报方程 Y_i , 另取一天 $D_{i \pm 5d}$ (前延或后跨 5d), 建立预报方程 $Y_{i \pm 5d}$ 。比较方程 Y_i 试报 $D_{i \pm 5d}$ 天的情况与方程 $Y_{i \pm 5d}$ 预报情况的差异。以此来分析预报方程的适用期 (如表 4)。

表 1 5 月中旬前期因子动态时段试验表

地 点	ΔT 天数	$\gamma \geq \alpha$ 因子数	$\gamma_{\max}$	降水几率 P_i
榆林	10	10	0.399	0.26
	15	12	0.362	0.25
	20	8	0.345	0.26
延安	10	12	0.412	0.32
	15	18	0.396	0.30
	20	18	0.367	0.32
宝鸡	10	12	0.405	0.47
	15	12	0.380	0.43
	20	13	0.326	0.47
汉中	10	13	0.391	0.58
	15	19	0.378	0.54
	20	11	0.358	0.57

表 2 5 月中旬同期因子动态时段试验表

地点	ΔT 天数	$\gamma \geq \alpha$ 因子数	$\gamma_{\max}$	降水几率 P_i
榆林	10	20	0.655	0.26
	15	21	0.703	0.25
	20	22	0.671	0.26
延安	10	22	0.724	0.32
	15	23	0.775	0.30
	20	22	0.754	0.32
宝鸡	10	18	0.526	0.47
	15	21	0.694	0.43
	20	22	0.656	0.47
汉中	10	22	0.723	0.58
	15	22	0.707	0.54
	20	22	0.624	0.57

根据上述试验结果,在建立分县要素预报时,选用的动态时段为 15d,预报方程的适用期为一旬(即每旬建立一个预报方程)。

上述预报时段客观划分方法既较好地反映了天气季节变化的自然规律,又保证了样本资料的长度,实用性强。

表 3 5 月 18、23 日相同因子几率 P_i 表

地 点	前期因子	同期因子
榆 林	0.86	0.88
延 安	0.86	0.84
宝 鸡	0.68	0.72
汉 中	0.82	0.76

表 4 7 月降水 0、1 预报对比试验表

地 点	方程 Y_i 预报			方程 Y_{i+5} 预报		
	正确	空漏报	失误率	正确	空漏报	失误率
榆林	24	10	0.294	23	11	0.324
延安	20	14	0.412	21	13	0.382
宝鸡	26	8	0.235	24	10	0.294
汉中	30	4	0.118	27	7	0.206

2.2 分型建立各站要素预报模型

亚欧范围内太气环流的基本特征是中纬度西风带呈经向环流或纬向环流。故在环流分型时,将影响这一区域的环流分为西北气流型和非西北气流型两类。当大气环流背景为西北气流时,中纬度西风带处于基本稳定的长波脊控制,500 hPa 高度场呈现西高东低分布,天气以晴为主,或者配合高空冷平流及低层辐合产生阵性降水天气。而非西北气流型时,500 hPa 高度场分布为东高西低,未来陕西易受长波槽或高原低值系统影响,大部分地区多为阴天或有降水发生。由此可见,两类分型较好地反映了不同的大气环流背景,且与其对应的天气变化具有明显的差异。对比分析表明,针对不同的环流分型建立不同的预报模型可以显著地提高预报效果(如表 5、表 6)。

表 5 6 月下旬降水 (0、1) 预报对比表

地点	分型前			分型后		
	空报	漏报	准确率 (%)	空报	漏报	准确率 (%)
榆林	69	25	72.4	63	22	75.1
延安	56	23	76.8	60	15	78.0
宝鸡	51	26	77.4	50	24	78.3
汉中	34	28	81.8	30	28	83.0

表 6 东高西低型、西北气流型预报表

地点	东高西低型		西北气流型	
	错报率 (%)	降水几率	错报率 (%)	降水几率
榆林	21	0.36	30	0.26
延安	18	0.41	26	0.27
宝鸡	18	0.51	25	0.28
汉中	19	0.58	15	0.39

2.3 因子组合分析

因子组合的方法一般为两大类：一是经验组合，二是统计组合。在建立分县要素预报模型时，我们进行了预报因子的组合试验。

2.3.1 经验组合

所谓经验组合因子即根据预报员的经验和天气学原理对两个或以上的单因子进行简单的数学处理而组合成新因子。这种组合方法具有较明确的天气学意义，能较好地体现预报因子与预报对象间的关系，易为预报员接受。其不足之处在于因子的组合是人为的，组合方法往往因人而异，很难在统计上达到最佳效果。

从预报时效上考虑，预报因子分为两类：一类为预报时段前期的因子，称为实况因子；另一类为预报时段同时刻因子，称为同期因子。在组合因子时，我们对两类因子分别进行了组合试验。其主要根据预报经验对高度场、温度场、湿度场、物理量场的单因子分别进行组合形成经验组合因子共 145 个，占初选因子总数的 44% (145/328)。这些因子充分反映了影响陕西天气系统的动力、热力、能量、稳定性等特征。在各站的要素预报方程中，均有相当数量的经验组合因子入选（一般占 40%—50%）。

2.3.2 统计组合

统计组合因子是用事先设计的组合方案将两个或以上的单因子进行统计组合而形成新的组合因子。该方法的好处是在组合因子时，按所设计的数学模型自动实现因子间的组合，在统计上可以达到最好的效果。缺点是新因子的物理意义很难得到合理解释。

在统计组合因子时采取了以下几个步骤：①计算各个不同物理属性的因子，对每一种物理属性的因子进行检验，在每类中选出最优因子。②对每种类型中的备选因子作两两因子组合。组合的方式为： $r_i x_{j1} + r_j x_{i1}$ ， r_i 和 r_j 分别为因子 i 和因子 j 的相关系数， x_{j1} 和 x_{i1} 分别为未组合前的因子 i 和因子 j ，1 为样本序号。③从线性组合的因子中选取一批质量优的因子再作正交组合。我们采用主成分分析方法来浓缩信息，形成组合因子，使得组合因子的累积贡献百分率在 85% 以上。最后用这些正交组合因子建立预报方程。一般进入方程的正交组合因子控制在 8 个以下。

经统计组合后，普遍能选出一批组合因子，其方差 F_{ij} 或相关系数 R_{ij} 比单因子的 F_i 、 R_i 有显著提高。组合后的前期因子 F 值普遍增大 5 以上，最大可超过 20。同期因子的 F 值普遍增大 10 以上，最大可超过 50。

3 本地气象信息的应用

陕西地处青藏高原东侧,境内地形复杂、南北跨度大($>800\text{ km}$),省内各县的气候有着明显的差异。各县之间的水平距离一般在十一几十公里,无论是现有的数值预报模式(如:T106、HLAFS等)还是探空站的分布,其网格点的距离(或探空站间的距离)决定了其很难区分这种中小尺度地域间的天气差别。况且各县的地形特点、气候特征等对当地天气的影响更是数值预报模式无法判别的。因此,与类似研究^[5-7]有所不同的是在进行分县要素预报时,我们使用了各县实测资料并研究其特征,这一方面增加了所用资料的密度(地面资料所包含的中小尺度信息能较好地反映各县间的天气差别)。另一方面地面资料包含了县站当地气候特征、地形分布等对当地天气影响的部分信息。

在本地气象信息的分析中,我们根据测站及邻站的 P 、 T 、 E 、 R 、 $T-E$ 、 ΔP_{24} 、 ΔT_{24} 、 ΔE_{24} 等要素,共选出了31个因子组成本地因子库。本地气象条件的应用,对各县的降水和温度预报具有明显的效果。比较引入当地气象信息后的预报效果得出:使用本地气象信息后,无论降水预报还是温度预报的准确率都有了较大提高。其中,降水预报的平均定性准确率提高2%~4%,温度预报的绝对误差减小3℃左右。

4 数值预报产品的释用

传统的数值释用中,主要有模式(MOS)、完全预报(PP)等方法。由于模式方法要频繁更替方程,给实际预报业务方法的建立和开发带来不便,所以数值预报应用解释的方法逐渐趋向于完全预报方法。根据陕西省以前的研究,在青藏高原东北侧,采用经验完全预报(EPP)或经验模式预报(EMOS)效果较好^[8]。即将预报员长期积累的预报经验和方法同完全预报或模式预报结合起来,能显著提高预报水平。因此,在陕西省分县要素预报系统的研制中使用的是以数值预报产品为基础,结合实时气象资料及全省各县气象站地面观测信息的经验完全预报方法。

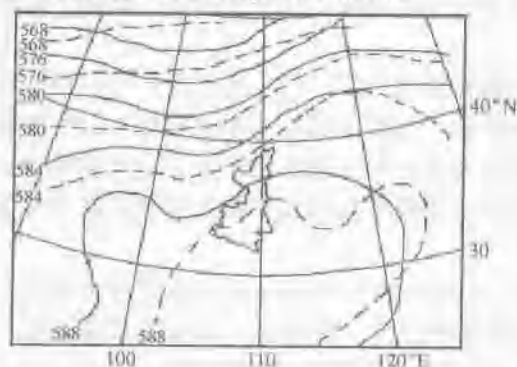


图 1a HLAFS 2001 年 9 月 14 日 20 时 500 hPa
高度场预报与实况对比图
(实线:实况值 虚线:预报值 单位:位势什米)

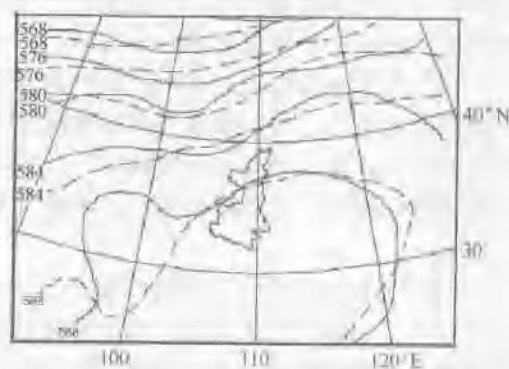


图 1b T106 2001 年 9 月 14 日 20 时 500 hPa
高度场预报与实况对比图
(实线:实况值 虚线:预报值 单位:位势什米)

系统试用时,采用的数值模式为国家气象中心的 T106 和 HLAFS。通过两个模式的对比分析发现:①有时两个模式的预报值差异较大,图 1 是 2001 年 9 月 14 日一次副高西进的预报情况。可以看出 T106 对 500 hPa 的形势预报与实况较为吻合(特别是较好地预报了 588 线将控制河套大部分地区),而 HLAFS 预报的副高偏弱。②两个模式预报的差异在物理量场的预报上更为突出,如图 2,HLAFS 模式预报 700 hPa 的 θ_e 高能轴线比实况偏东超过了五个经度。

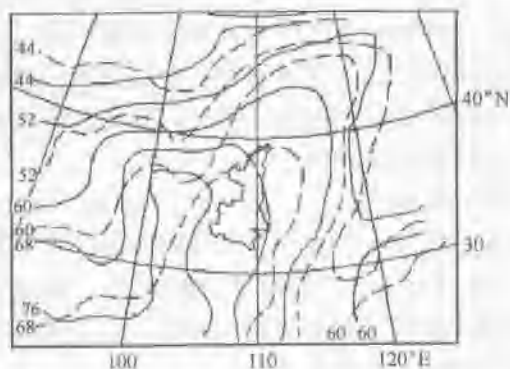


图 2a HLAFS 2001 年 9 月 14 日 700 hPa θ_e 场
预报与实况对比图
(实线:实况值 虚线:预报值 单位:°C)

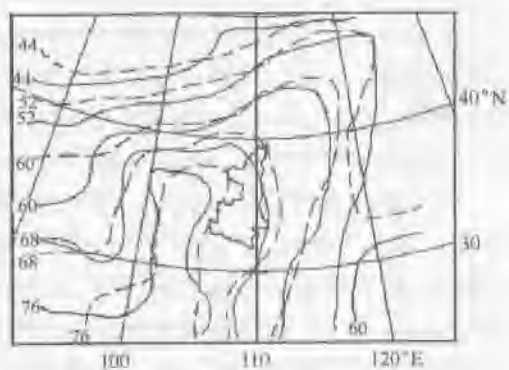


图 2b T106 2001 年 9 月 14 日 700 hPa θ_e 场
预报与实况对比图
(实线:实况值 虚线:预报值 单位:°C)

分县要素预报系统是以数值预报产品为基础的,其预报的准确率与数值预报产品的精度有着直接的关系,因此在使用数值预报产品时应注意对数值预报误差的处理。

5 小结与讨论

(1) 通过环流分型、动态时段划分、因子组合等预报技术方法的分析和应用,并在初选因子、建立预报模型时,大量吸取了预报员积累的丰富经验。在一定程度上提高了数值释用技术的水平和要素预报的准确率。

(2) 本地气象信息在要素预报中的应用对数值释用技术作了进一步探索。它不仅弥补了数值预报产品、高空实况资料网格间距过大的缺陷、增加了原始资料的密度,同时各县的实测资料还在一定程度上反映了一些中小尺度信息及各县当地的地形分布,气候特征对气象要素的影响。实际分析表明:本地气象信息的应用使分县要素预报的准确率有了显著的提高。

(3) 在系统试用时,数值预报产品采用国家气象中心 T106 和 HLAFS 两种方案进行对比分析,实际工作中发现:有时它们的预报值差异较大(特别是一些物理量预报值)。尽管当今的数值预报产品已具有了较高的水准,但与天气实况相比仍有误差。因此,拟在下一步对数值预报的误差作出客观订正。

参考文献

- [1] 孔玉寿, 章东华. 现代天气预报技术 [M]. 北京: 气象出版社, 2000
- [2] 中国气象局科教司. 省地气象台短期预报岗位培训教材 [M]. 北京: 气象出版社, 1998
- [3] 杜继稳等. 陕西站点经验完全预报业务系统总体设计 [J]. 陕西气象, 1995 (增刊): 1~3
- [4] 张 弘, 陈卫东. 预报经验在分县预报系统中的应用 [J]. 陕西气象, 2000 (3): 4~6
- [5] 邓兴旺. 利用数值预报产品制作夏季降水分县分级预报试验 [J]. 气象, 1997, 23 (10): 27~30
- [6] 苗爱梅等. 以数值产品为基础的省级分县温度预报方法 [J]. 气象, 1998, 24 (9): 41~45
- [7] 王建国等. 综合指标方法在降水分级预报中的应用 [J]. 数值预报产品评价公告, 2000 (4): 34~38
- [8] 贺皓. 数值预报产品系统性误差的客观订正 [J]. 高原气象, 1995, 14 (2): 198~206

用多因子组合集成预报陕西关中大降水

侯建忠 段桂兰 王秀成

(陕西省气象台, 陕西西安 710015)

摘 要

本文通过对影响陕西关中大降水的因子进行分析, 选取 9 个对大降水贡献显著的因子, 其包含有 T213 数值预报产品, 单站观测数据, 卫星云图, 环流特征等, 并进行相应的概率分析以及实践经验订正, 对各因子信息的可信度进行分档分类赋值, 再组合集成预报陕西关中大降水, 预报结论可靠性较好。

关键词: 多因子 组合集成 大降水预报

统计表明, 陕西的大降水多是突发性, 且持续时间短。往往是前期征兆不明显。多数降水过程的形势是降水出现才有改变, 这常常使预报人员措手不及。有时虽然与历史上的降水形势相同, 也会出现漏报、空报现象, (1991 年 7 月 28 日陕西出现的一次区域性大暴雨, 西安的日降水量为 111 mm, 至今仍为建站以来最大值, 该次预报属漏报过程)^[1]。针对上述存在的问题, 希望能从多年的预报实践中寻求一种综合分析预报大降水方法^[2]。它既能应用现代化的客观数值预报产品、分辨率较高的卫星云图和新的监测手段, 又能依据其天气演变的环流特征作大降水预报, 还能将预报人员的经验加入。建立一套多因子组合集成的预报方法, 实践表明, 预报效果较佳。

1 原理和思路

研究发现, 影响降水预报的因子诸多, 各地也有差异和特殊性。大降水的情况更是十分复杂, 它是不同尺度环流相互作用的结果^[3]。不同的地区在相同的环流条件下, 造成的降水是有区别的; 同样在同一地区降水结果一样, 其影响系统和高低空环流配合差异较大。基于以上原因, 在选择因子时, 结合陕西大降水的特点, 将影响陕西大降水的关键系统浓缩到既具有明显预警指示意义, 又有一定的物理意义的几种因子上, 也就是要选择几个能够最大地携带降水信息的因子, 即对降水贡献较大的因子。又考虑形势要素场的各层配置。将各个因子分别赋值求和, 组合集成来预报陕西关中地区夏半年的大降水。

2 预报因子的选择和预报方程的建立

本文选取陕西关中地区出现在 5~10 月, 区内半数的县(市)降水在 10 mm 以上, 且区内站点出现 3 站以上暴雨的大降水过程作为研究对象。如前所述, 结合长期的预报经验进行统计, 现选取 9 个在高原东侧对陕西大降水贡献较大的信息或因子, 进行筛选和相应的概率分析以及实践经验订正, 对每一个因子的信息可信度进行分档分类赋值。为了计

算方便,赋值时需要对每一项因子进行放大取整处理。

假设: $P_i(x_j)$ 为选取的预报因子,则预报因子的表达式定义如下

$$P_i(x_j) = \begin{cases} 15 & \text{当 } x_1 \geq \text{某一个值域或符合一定形势时} \\ 10 & \text{当 } x_1 \geq x_2 \geq x_3 \text{ 某一个值域或符合一定形势时} \\ 5 & \text{当 } x_3 \geq D \text{ 某一个值域或符合一定形势时} \end{cases}$$

其中 $i=1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9$ 分别代表同一时次的 9 个相互独立的因子。 $j=1, 2, 3$ 代表该因子在该时次所处的值域或特定的形势。 D 为一特定常数或一定的形势。

2.1 预报因子及其物理意义

$P_1(x_j)$ 为第一预报因子,直接用的是国家气象中心发布的 T213 降水预报结论;并作如下规定(其降水预报的值大小可随月份变化而变化)并赋值如下,

$$P_1(x_j) = \begin{cases} 15 & \text{当 T213 预报未来 24 h 内 } x_1 \geq 50 \text{ mm 时降水} \\ 10 & \text{当 T213 预报未来 24 h 内 } 49 \text{ mm} \geq x_2 \geq 30 \text{ mm 时降水} \\ 5 & \text{当 T213 本预报未来 24 h 内 } 29 \text{ mm} \geq x_3 \geq 15 \text{ mm 时降水} \end{cases}$$

$P_2(x_j)$ 为第二预报因子,在此直接选用的是日本 0~24 h 降水预报结论;对此也作如下规定(其降水预报的值大小可随月份变化而变化)并赋值如下,

$$P_2(x_j) = \begin{cases} 15 & \text{当日本预报未来 24 h 内 } x_1 \geq 30 \text{ mm 降水} \\ 10 & \text{当日本预报未来 24 h 内 } 29 \text{ mm} \geq x_2 \geq 15 \text{ mm 降水} \\ 5 & \text{当日本预报未来 24 h 内 } 14 \text{ mm} \geq x_3 \geq 5 \text{ mm 降水} \end{cases}$$

$P_3(x_j)$ 为第三预报因子,考虑到冷空气作用是出现暴雨的基本条件之一,为了反映天气系统及冷空气作用,选用西安单站九线图中的气压最低值与当日 14 时气压最低值之差表示天气系统及冷空气,当西安本站 14 时气压处在最低时。且当日会有冷空气侵入本站,即有冷锋过境时。则有:

$$P_3(x_j) = \begin{cases} 15 & 0.1 \leq x_{14} - x_{\text{低}} \leq 3 \\ 10 & 3.1 \leq x_{14} - x_{\text{低}} \leq 5 \\ 5 & 5.1 \leq x_{14} - x_{\text{低}} \leq 8 \end{cases}$$

$P_4(x_j)$ 为第四预报因子,实践经验表明,当陕西关中出現暴雨时,陕西多位于地面低压倒槽控制内或处在地面低压倒槽影响的范围内,基于经验总结,对其不同情形可赋值如下:

$$P_4(x_j) = \begin{cases} 15 & \text{陕西位于地面低压倒槽控制或处在鞍型场内并有冷锋存在} \\ 10 & \text{陕西位于地面低压倒槽影响的范围但无冷锋存在} \\ 5 & \text{陕西处在地面低压倒槽或鞍型场特征不明显形势下} \end{cases}$$

$P_5(x_j)$ 为第五预报因子,许多研究表明,适当的风速垂直切变是产生暴雨不可缺少的条件之一,它的存在有利于暴雨区内的对流维持和发展^[4],在此选用西安单站测风资料来代表关中地区风的垂直切变,视其为产生暴雨的动力因子之一。

$$P_5(x_j) = \begin{cases} 15 & \text{西安站测风 700 hPa 以下为偏东风,风速随高度减小,700 hPa 以上为偏西南风,风速随高度增大。而地面为 } \geq 8 \text{ m/s} \\ 10 & \text{西安站测风 700 hPa 以下为偏东风,风速随高度减小,700 hPa 以上为偏西南风,风速随高度增大。而地面为 } \geq 6 \text{ m/s} \end{cases}$$

- {5 西安站测风 700 hPa 以下为偏东风, 风速随高度减小, 700 hPa 以上为偏西南风, 风速随高度增大。而地面为 ≥ 4 m/s

$P_6(x_j)$ 为第六预报因子, 高空辐散是产生暴雨的必要条件, 也是关中的大降水应该具有的条件。就位于高原东侧的陕西来讲, 实践表明, 300 hPa 的急流以及该层的水平切变强弱对陕西的大降水有较好的指示意义。

$$P_6(x_j) = \begin{cases} 15 & \text{在 300 hPa 层上, 延安风速} \geq 16 \text{ m/s, 延安 - 西安} \geq 12 \text{ m/s} \\ 10 & \text{在 300 hPa 层上, 延安风速} \geq 16 \text{ m/s, 延安 - 西安} \geq 8 \text{ m/s} \\ 5 & \text{在 300 hPa 层上, 延安风速} \geq 12 \text{ m/s, 延安 - 西安} \geq 6 \text{ m/s} \end{cases}$$

$P_7(x_j)$ 为第七预报因子, 运用的是 T213 垂直速度预报结论; 它能有效地反映未来大气的垂直演变趋势, 反映未来大气对流强弱演变趋势。通过经验订正, 其使用价值是确信的, 对此作如下规定并赋值如下,

$$P_7(x_j) = \begin{cases} 15 & \text{当 T213 预报未来 24 h 关中的垂直速度 } w \leq -20 \times 10^{-6} \text{ m/s} \\ 10 & \text{当 T213 预报未来 24 h 关中的垂直速度 } -20 \times 10^{-6} \text{ m/s} < w \leq -10 \times 10^{-6} \text{ m/s} \\ 5 & \text{当 T213 预报未来 24 h 关中的垂直速度 } -10 \times 10^{-6} \text{ m/s} < w \leq -5 \times 10^{-6} \text{ m/s} \end{cases}$$

$P_8(x_j)$ 为第八预报因子, 充沛的水汽输送和低层较强的辐合是产生暴雨的必要条件, 选取陕西境内探空站 700 hPa 的风速矢量代表西南气流, 既水汽的输送和低层辐合, 作为产生暴雨的能量和动力因子。

$$P_8(x_j) = \begin{cases} 15 & \text{在 700 hPa 层上, 当陕南} \geq 12 \text{ m/s 关中} \geq 8 \text{ m/s 的偏西南风,} \\ & \text{且延安站以南有风速及风向辐合} \\ 10 & \text{在 700 hPa 层上, 当陕南} \geq 8 \text{ m/s 关中} \geq 6 \text{ m/s 的偏西南风,} \\ & \text{且延安站以南有风速及风向辐合} \\ 5 & \text{在 700 hPa 层上, 当陕南} \geq 6 \text{ m/s 关中} \geq 4 \text{ m/s 的偏西南风,} \\ & \text{且延安站以南有风速及风向辐合} \end{cases}$$

$P_9(x_j)$ 为第九预报因子, 选择最新的卫星云图资料, 它能够有效、准确、直观地反映影响系统的生消、强弱演变过程; 在制作发布大降水预报时选取最近时刻云图资料, 并根据其形态进行赋值^[5]。它的作用和意义就如同数值预报中的四维同化一样。

$$P_9(x_j) = \begin{cases} 15 & \text{冷锋前的降雨云带概念模式云图^[6], 且东南沿海有台风存在} \\ 10 & \text{冷锋后的雨带模式云图(降雨云带位于锋后), 台风条件同上} \\ 5 & \text{没有冷锋配合的各种云团或云系} \end{cases}$$

2.2 建立综合预报方程

通过对上述每一项预报因子意义的分析, 将上述各个预报因子所赋的数值直接进行求和, 则综合预报方程为:

$$Y = \sum P_i(x_j) = P_1(x_j) + P_2(x_j) + P_3(x_j) + P_4(x_j) + P_5(x_j) \\ + P_6(x_j) + P_7(x_j) + P_8(x_j) + P_9(x_j)$$

其中 $i=1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9$ 分别代表 9 个相互独立的因子。 $j=1, 2, 3$ 代表该因子在该时次所给的值。9 个相互独立预报的因子, 在 j 值为不同数值时, 该预报方程 $Y = \sum P_i(x_j)$ 是有多个组合结果; 不同的组合结果, 有不同的预报结论。实践研究表明:

当 Y 的值 $Y \geq 100$ 时陕西关中区域内 12~36 h 内有暴雨。

3 预报试报结果分析

以前,对其预报结果仅仅是作为日常预报参考,并未作严格的统计和预报评分。从2002年起,为了进一步检验其可靠性,将其投入业务应用,将多因子组合集成预报结果(Y 的值域)与陕西关中未来12~36 h内降水实况作适当的跟踪对比分析,并进行评定。检验结果显示,当 Y 的值 $Y \geq 100$ 满足时,且在下一预报时次 Y 的值继续增大时,其预报结论是可信度随之提高的。(见表1)(此检验仅对部分过程进行跟踪对比,结果有一定的局限性)。

表1 多因子组合集成预报结论评定

年月日时	Y 值域	预报结果	实况暴雨站数	检验评定
2002060808	100	有 ≥ 3 站暴雨	10	正确
2002060820	120	有 ≥ 3 站暴雨	11	正确
2002062020	85	无 ≥ 3 站暴雨	0	正确
2002062108	90	无 ≥ 3 站暴雨	0	正确
2003071408	95	无 ≥ 3 站暴雨	5	不正确
2003071420	115	有 ≥ 3 站暴雨	5	正确
2003082808	105	有 ≥ 3 站暴雨	17	正确
2003082820	125	有 ≥ 3 站暴雨	33	正确
2003091808	105	有 ≥ 3 站暴雨	4	正确
2003091820	115	有 ≥ 3 站暴雨	15	正确
2004061208	90	无 ≥ 3 站暴雨	0	正确

4 结论

上述方法是多个预报因子的组合,包含范围较广,各个因子的物理意义清楚,便于计算,结果具有客观性,效果较佳。通过预报结果检验其可靠性较好。但选择预报因子时应特别注意,因为各地对降水贡献较大的因子可存在差别,产生暴雨的因子各地有各地的特殊性,要求在广泛总结实际预报工作经验的基础上进行筛选、过滤。综上所述,该方法在青藏高原的东北侧附近地区不失为一种行之有效的预报方法。此方法能够真正投入业务使用还需进一步做一些工作。

参 考 文 献:

[1] 张列锐,侯建忠,郑冰宜. 青藏高原东北侧一次 MCC 环境流场特征分析 [J]. 甘肃气象, 1997, (2): 4~6
[2] 余建莉. 统计天气预报 [M]. 北京: 气象出版社, 1989. 250~289
[3] 陶诗言. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 1980. 25~146
[4] 丁一汇. 高等天气学 [M]. 北京: 气象出版社, 1991. 392~590
[5] 《西北暴雨》编写组. 西北暴雨 [M]. 北京: 气象出版社, 1992. 91~164
[6] 刘子臣. 陕西中尺度系统及短时天气预报 [M]. 北京: 气象出版社, 1998. 94~118

一种暴雨相似天气预报分析方法

朱海利¹ 杜继稳²

(1. 咸阳市气象局, 陕西咸阳 712000; 2. 陕西省气象台, 陕西西安 710015)

摘 要

用相似系数和欧氏距离表征天气形势场的相似程度, 将动态相似与静态相似结合起来, 采取排队法和举手表决法二级处理, 给出最佳相似个例。应用结果表明该方法在短期暴雨天气分析预报中取得较好的效果。

关键词: 暴雨预报 相似分析 方法

1 引言

以前预报员通过大脑的记忆, 将历史上发生的典型天气个例记载下来, 整理成标准的天气档案, 随着预报实践, 积累了丰富的预报经验和历史上典型天气过程。而在实际天气分析时, 将实况天气系统与记忆中的历史天气档案进行比较分析, 寻找相似, 用这些信息来分析制作预报。随着计算机的发展, 人们尝试用计算机来客观地记忆大量历史天气档案, 并用一些较客观的统计量来描述天气过程的相似程度, 从而形成了各种相似统计量, 如海明威距离、欧氏距离, 相似系数, 长波曲线间夹角等方法, 用以定量描述两个天气过程的相似程度, 使相似预报更客观量化。

相似天气预报法是短期天气预报业务中常用的一种统计分析方法, 而针对不同的预报对象, 选择与预报对象密切相关的因子场作为特征统计量, 用实时的大气状况和历史上曾出现过的大气状况的特征统计量进行比较, 找出统计量相近或大小基本吻合的天气过程, 即作为最佳相似个例, 那么历史个例中出现的天气现象, 则可认为是未来可能出现的天气现象, 以此为背景, 制作未来天气预报。

2 方法和步骤

作相似天气分析时, 根据相似对象的实际情况, 对主要环流特征进行相似分析, 是相似天气预报的成功关键之一。在环流背景相似中, 既考虑欧亚范围平均环流的相似程度, 也要考虑预报区域上游临近范围平均环流的相似性, 同时还要考虑影响预报对象的主导系统, 并把主导系统所在的区域作为关键区, 要求这些关键区系统基本相似。

将动态相似与静态相似结合起来, 用高度演变场来反映关键区主导系统在该地区的发展趋势, 不同的发展趋势可能会给天气相似造成较大的差异。采用动态相似, 可以容纳更多处于发展演变、次生类的信息, 从而提高相似的可靠性; 静态相似可以选择一些固定区域或是固定格点(站点)的物理量作特征量, 计算相似特征量, 用来描述两个个例的相似

性。

针对不同预报对象,在作相似分析时选择的因子场也不同。文献[1]中,提出的长波尺度相似分析,天气系统相似分析,大气物理属性相似分析等,多尺度逐级相似天气分析方法,取得了较好效果。本文针对暴雨这一预报对象,选择了与暴雨有较密切关系的 500 hPa 高度场,700 hPa 温度露点差,地面 KI 指数,850 hPa 湿度场,500 hPa 散度场,850~500 hPa 假相当位温差场等作为相似分析的因子场,并采用相似系数和欧氏距离系数来表征实时要素场与历史要素场的相似程度。用相似系数来刻画两个要素场的形状,分布规律,各天气系统的走向;用欧氏距离系数来刻画两要素场的数值差异大小,即反映各对应格点上其数值差异的总体平均状况,当两个要素场具有相似属性时,应满足形态上大致相同,而数值上差异较小。

其表达式分别为:

$$\text{相似系数: } r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (1)$$

$$\text{欧氏距离系数: } d = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2} \quad (2)$$

式中: y_i 为实时要素场, x_i 为历史样本要素场, i 为所取关键区要素场的格点总数 ($i=1, 2, \dots, n$)。

2.1 计算相似特征量

用(1)、(2)两式分别计算 500 hPa 高度场,700 hPa 温度露点差,地面 KI 指数,850 hPa 相对湿度,500 hPa 散度,850~500 hPa 假相当位温差场的欧氏距离系数 d , 可得到 $d_{1i}, d_{2i}, d_{3i}, d_{4i}, d_{5i}, d_{6i}$; 和相似系数 r , 可得到 $r_{1i}, r_{2i}, r_{3i}, r_{4i}, r_{5i}, r_{6i}$, 记为 d_{ki} 和 r_{ki} , ($k=1, 2, \dots, 6$) ($i=1, 2, \dots, m$), m 表示有 m 个历史个例。

2.2 相似个例选取

对两个要素场,相似系数越大,表明两个场越相似,其形态上越接近,否则相反;欧氏距离系数越小,表明两个场的格点值之间总体差异越小,相似程度就越高。

2.2.1 初选相似个例

各要素场相似个例的确定,以高度场为例,对计算得到的 d_{1i} ($i=1, \dots, m$) 和 r_{1i} ($i=1, 2, \dots, m$), 采取排队法,取 d_{1i} 中由小到大排序的前 15 个和 r_{1i} 中由大到小排序的前 15 个,作为第一个要素场的相似个例。同样方法,可得到其他 5 个要素场的相似个例。

2.2.2 确定最佳相似个例

对前面初选的 6 组共 180 个相似个例,采取举手表决法,对出现频率最高的,则定为第一相似个例,频率次之的,定为第二相似个例,以此类推,一般最多取 5 个个例,这 5 个个例则定为某日的最佳相似个例。

3 使用效果分析

以 2004 年 6 月 29 日为例,用 2004 年 6 月 29 日 08 时高空探测资料与历史资料进行相

似分析, 系统分析的第一相似个例为 1996 年 8 月 3 日, 从 500 hPa 环流场上看, 共同之处是在酒泉到若羌及我国东北一带分别有一低槽, 110°E 附近, 35°N 以南高度场位势高度较高, 宜昌和长沙之间有一 5880 位势米的反气旋环流, 高原到河套西部无明显的低值系统, 不同之处是相似日 500 hPa 高度场的值比实时场的值大, 5840 位势米线位置偏北。

从降水量分布看, 1996 年 8 月 4 日全省范围出现了一次降水过程, 其中大到暴雨以上量级有 8 站, 暴雨 1 站, 降水集中在关中地区, 华阴降水量为 68.2 mm, 降水次大的分别为华县 (40.9 mm)、潼关 (33.7 mm)、韩城 (32.1 mm)、长安 (26.8 mm), 另一个降水中心在商洛地区, 其中商南县为 33.4 mm, 与 2004 年 6 月 29 日降水分布相比, 陕南降水主要分布在商洛地区, 与相似日非常接近, 关中地区降水分布也较接近, 长安和潼关都在降水大值区, 但长安实时降水量远大于相似日。陕北差异较大, 2004 年 6 月 29 日有 3 个站出现暴雨, 而相似日降水较小, 降水中心位于陕北南部, 黄龙降水量最大, 为 28.9 mm。

综上所述, 相似个例日的形势场特征与实时场特征有较高的相似度, 降水分布上共同点为全省普遍有一次降水, 陕南与实况接近, 不同点是相似日暴雨出现站数少, 强度也小些。

4 结语

(1) 在相似分析中, 针对不同预报对象, 选择与预报对象关系密切的因子场, 计算实时场和历史场的相似度, 可取得较好的预报效果。

(2) 采用相似系数和欧氏距离系数既可反映要素场之间形态上相像, 又可反映两要素场之间数值差异较小。

(3) 选择最佳相似个例时, 采取了举手表决法, 从而使所选出的相似个例, 具有综合相似的特征, 有别于逐级相似判断筛选个例的方法。

(4) 用动态相似和静态相似相结合, 既可以考虑因子场未来演变发展趋势, 同时反映因子场之间固有的相似性。

参考文献

- [1] 杜继稳. 陕西天气相似分析业务系统总体设计. 陕西气象, 1995, (增刊): 41~44

一种集合暴雨预报方法

朱海利¹ 杜继稳²

(1. 咸阳市气象局, 陕西咸阳 712000; 2. 陕西省气象台, 陕西西安 710015)

摘 要

利用数值预报产品、EPP 分县降水等级预报、暴雨相似预报、暴雨预报概念模型, 给出不同权重, 进行暴雨综合集成的预报。

关键词: 暴雨 集合预报 方法

1 引言

暴雨是陕西省主要灾害性天气之一, 它常常给国民经济和人民生命财产造成重大的损失, 暴雨预报方法研究始终是气象科技工作者的一项重大课题。如何提高暴雨预报准确率, 并建立客观、自动化的预报系统对预报业务和防灾减灾工作具有重大意义。目前数值预报模式有了很大改进, 其形势场和降水的趋势预报成为预报员实际天气预报的重要参考工具。多年来, 陕西省开展了大降水 EPP, EMOS 预报及大降水专家系统预报方法的研制, 已积累了很多关于暴雨预报的经验; 通过研究总结出了陕西暴雨的概念模型, 成为预报员暴雨预报的重要着眼点。显然综合利用这些成果, 再结合卫星云图、雷达回波和加密观测及自动站资料, 给出不同的权重, 建立一种集合暴雨预报方法, 则有可能提高暴雨预报的准确率。

2 方法原理

2.1 日本数值预报产品分析

在日本数值预报传真图上, 主要分析 jfsas04 和 jfsas07 传真图降水量的分布, 根据降水量中心值和等值线的分布情况, 在陕西境内当 24~48 h 预报有大于 40 mm 以上降水时, 则认为有一次暴雨过程, 并分析大于 40 mm 等值线经过的区域, 将全省分为三个落区: 即陕北区、关中区、陕南区, 以此确定暴雨的落区, 当该区判断有暴雨时, 我们将其设为 1, 否则设为 0。

2.2 T213 数值预报产品分析

从 Micaps 系统中提取 T213 降水量数值预报产品, 并将 T213 降水量的格点资料采取距离权重插值法, 插值到全省 97 个站点, 取其 24~48 h 降水量大于 40 mm, 则认为有一次暴雨过程, 然后分别计算陕北区、关中区、陕南区暴雨的站数, 当至少有一站达到暴雨标准时, 则确定该区有暴雨, 并设为 1, 否则设为 0。

2.3 EPP 分县要素预报

当 24~48 h 降水分级预报中有大雨以上的预报时,则认为有一次暴雨过程,并直接提取该数据,将分级代码转换成降水强度等级,用于判断暴雨的落区。

2.4 相似分析预报

利用当日 08 h 实时资料,采用三度空间场和物理量场分别计算相似度,对每一个场的相似度按照从大到小的顺序排队,取前 20 个个例,参加相似分析的有 6 个场,则可得 120 个相似个例。然后在 120 个个例中按举手表决法挑选相似个例,这些个例即为最佳相似个例。然后根据最佳相似个例日的降水分布,当有一站出现暴雨时,则认为有一次暴雨过程,并确定暴雨出现的站数和暴雨落区。

2.5 暴雨预报概念模型

暴雨过程是小概率事件,长期以来,气象科技工作者做了大量研究,总结出了一些规律,归纳为概率模型,并提炼出了预报指标和消空指标,用于实际预报中。如有人曾将陕西盛夏暴雨概括为南北双槽型和副高高原槽型,并给出了相应的预报指标和消空指标。本方法则直接拿来使用。

2.6 卫星云图、雷达回波及加密观测信息应用

利用 α 中尺度研究成果及其概念模型,如 β 中尺度对流云团,地面能量场 α 中尺度 Ω 系统,地面中尺度涡旋或辐合线等,预报暴雨及其落区,直接得出短时预报结果。

2.7 综合预报

暴雨是一个小概率事件,是由天气尺度系统,次天气尺度系统,中小尺度天气系统等各类天气系统相互作用的产物,不同的预报方法往往从不同的侧面揭示暴雨发生的规律,各方法都有不尽人意之处,因此将各种预报方法进行综合集成,以便提高暴雨预报水平。为此,设

$$R = \sum_{i=1}^6 a_i Y_i$$

式中, Y_i 表示预报方法 i 的预报结果; a_i 为该预报方法对集合预报的权重,满足 $\sum a_i = 1$,表示其在综合预报中的重要程度; R 则为集合预报。

在实际预报中,我们根据各个预报方法的使用效果给出权重,并可随时调整。由于对每一种预报方法都给定了界值,当判断有暴雨时确定为 1,无暴雨时确定为 0,用它们的界值乘以该方法对应的权重,然后相加,得到的值可视为综合权重。当综合权重大于 0.4 时,则认为有一次暴雨过程,否则无暴雨过程。

3 预报结果显示

本方法以客观定量分析和发挥预报专家作用相结合的人机交互方式来实现,并且将各个预报方法的预报结果和最终的综合预报结果都显示出来,输出结果一目了然,给预报专家发挥个人预报经验的机会。

本方法中用到的日本传真图和 T 213 数值产品的显示是在 Micaps 下完成的,本系统中

采用一种动态监控 Micaps 运行的技术,即采用控件驱动原理自动启动和关闭 Micaps,使 Micaps 与本方法融为一体,大大提高了人机交换功能,实现了快速、便捷查询数据和图形的功能。

4 结语

(1) 将数值预报产品释用和其他预报方法结合在一起,建立人机交互综合暴雨预报方法,既充分利用现有预报成果,又同时吸收了预报专家经验,而且具有客观定量的特点。

(2) 根据每种预报方法的预报能力,以权重的方式来表示,权重越大,表示该方法的预报能力越强,在综合权重中占的比重也越大,对暴雨预报贡献也越大。

(3) 本方法的结果显示不仅给出综合预报结果,同时还提供每一种预报方法的预报结果,以便预报员能全程了解各预报方法的预报能力,为以后预报方法总结提供依据。

η -坐标中尺度数值预报模式在陕西大降水中的应用

梁生俊 张 弘 杜继稳 侯建忠

(陕西省气象台, 陕西西安, 710015)

暴雨作为一种灾害性天气一直倍受人们的关注, 暴雨的预报特别是突发性暴雨的预报和研究是天气学的难点之一。大量的研究和观测事实表明, 与暴雨关系密切的主要是中、小尺度天气系统, 而这些系统的发生、发展又与地形的作用密切相关。 η -坐标中尺度模式, 能较好反映陕西省特有地形作用, 对大降水有较强的预报能力, 作为业务模式运行以来, 取得了较好的业务应用效果。

1 模式结构简介

1.1 η -坐标的构造

η -坐标定义为:

$$\eta = \sigma \eta_0,$$

其中

$$\eta_0 = \frac{P_{rf}(Z_s) - P_t}{P_{rf}(Z_b) - P_t}, \quad \sigma = \frac{P - P_t}{P_s - P_t}$$

$$P_{rf}(Z) = P_{rf}(0) \exp(-\Gamma Z/RT)$$

$$P_{rf}(0) = 1013.25 \quad T = 288$$

$$\Gamma = 6.50 \quad R = 287.04$$

这里 P 为气压, P_s 为地表气压, Z_s 为本站海拔高度, P_t 为模式大气顶部的气压 (模式中取 50 hPa), Z 为位势高度, Z_b 用来构造坐标面的平缓地形, $P_{rf}(Z)$ 为标准层结大气在 Z 高度处的气压。

η -坐标把陕西省山脉地形处理成阶梯状, 保留了 σ -坐标的简单下边界条件, 避免了在陡峭地形下 σ 等值面过于倾斜的缺点。 η -坐标把地形表示为三维阶梯状, 在模式内部形成地形侧边界。模式采用 Arakawa E 网格, 水平分辨率为 35 km, 垂直分层为 16 层, 基本时间步长 $\Delta t = 120s$, 可以根据需要选择模式范围。

1.2 模式动力框架的主要特点

a. 引入参考大气和静力扣除。

b. 模式的基本方程组便于构造出完全解量平方守恒的差分格式, 运算中较好的保持大气的一些基本特征, 如质量守恒、有效位能守恒、能量守恒等。

c. 势高度与其他预报量在垂直方向交错分布。

η 和 ϕ 是放在了每层分界面上, 结果表明: i. 对此二量计算有更精确的下边界条件;

ii. 垂直微分的计算精确度高; iii. 易于保证气压梯度力两项差分格式的协调性。

d. 科氏力单点不做功。

e. 采用“半格距”差分解决了 E 网格及球坐标 E 网格沿对角线的差分计算, 得到了计算的光滑性; 且解决了 E 网格的波解分离问题。

f. 采用静力平衡方程, 尽量保留初始场信息。

1.3 模式的主要物理过程

a. 大尺度凝结降水。

b. Betts 对流调整和对流降水。

c. 水平扩散和垂直对流输送。

d. 地面辐射收支和边界层参数化。

模式的计算范围是可调的, 为了应用方便, 范围取 $90^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$, $20^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 。

2 实际预报结果分析

2.1 2000 年 7 月 13 日陕南紫阳大暴雨

2000 年 7 月 11~14 日, 陕南出现了 16 站暴雨, 暴雨中心有两个, 一个位于陕南中部的镇巴、汉阴和紫阳一带, 另一个位于陕南东北部的商洛, 过程雨量普遍在 75~150 mm。另据水文部门提供的资料, 最大雨量是镇巴的观音堂雨量站 294 mm, 镇巴雨量站 304 mm, 紫阳茅坝关雨量站 294 mm。这次降水过程雨强大, 降水时间集中, 再加上陕南为多山地区, 暴雨引发的洪水造成了较严重的泥石流, 使安康的紫阳遭受了重大的人员伤亡, 引起了历史上少见的洪涝灾害。

2000.7.11.20h~12.20 h 的实况降水量 (图 1), 暴雨从镇巴东北方向延伸到商洛地区, 最大降水量为镇巴 166.7 mm, 紫阳 103.1 mm 为大暴雨。 η -坐标中尺度模式的雨量预告 (图 1), 大降水的位置与量级与实况较一致, 中心分别为 78 mm 和 59 mm。

2.2 2000 年 8 月 16~17 日的关中、陕南西部大暴雨

2000.08.16~17 日, 陕西省的关中、陕南西部出现一次大暴雨天气过程, 宝鸡和汉中地区有 8 站暴雨, 最大为留坝达 147.6 mm。模式预报的大降水的位置与量级与实况基本吻合, 中心最大达 93 mm, 并且 η -坐标中尺度模式预报降水为全省性的降水 (图略)。

2.3 “98.7” 陕西大暴雨

1998 年 7 月 7 日到 8 日, 陕西省发生了一次历史上罕见的大暴雨过程, 7 日 20 h~8 日 20 h 的 24h 降水量, 暴雨 (≥ 50 mm) 区从陕西南部的汉中地区东北方向伸展到整个关中地区和陕西南部地区, 其中暴雨总站数达 27 站, 大雨 17 站, 大暴雨 9 站。模式预报的降水量级及位置与实况相一致 (图略)。

2.4 2003 年 15 日宁强大暴雨

2003 年 7 月 15 日秦巴山区出现了暴雨 18 站, 大暴雨 5 站。此次降水突发性强, 雨强大, 来势猛, 强降水主要集中在 15 日白天的 08~14 时 6h 内, 大降水区主要有两个中心 (图 2a), 分别位于陕西西南部的汉中和陕西中部的渭北黄土高原, 陕西境内秦岭和巴山之间的宁强县出现了建站以来最强的太暴雨, 日降水量为 184.6 mm。图 2 (b) 为 2003 年 7

月15日08时~16日08时模式24h降水预报场,可以看出,24h降水预报对雨带形状和大降水落区与降水实况比较吻合,量级略小,实况降水中心最大为184.6 mm,模式预告中心最大为90~100 mm,中心位置与实况一致,说明模式预报比较成功,对此次高原涡引发的突发性大暴雨有很好的模拟能力。



图1 2000年7月11日20时~12日20时降水量(mm)

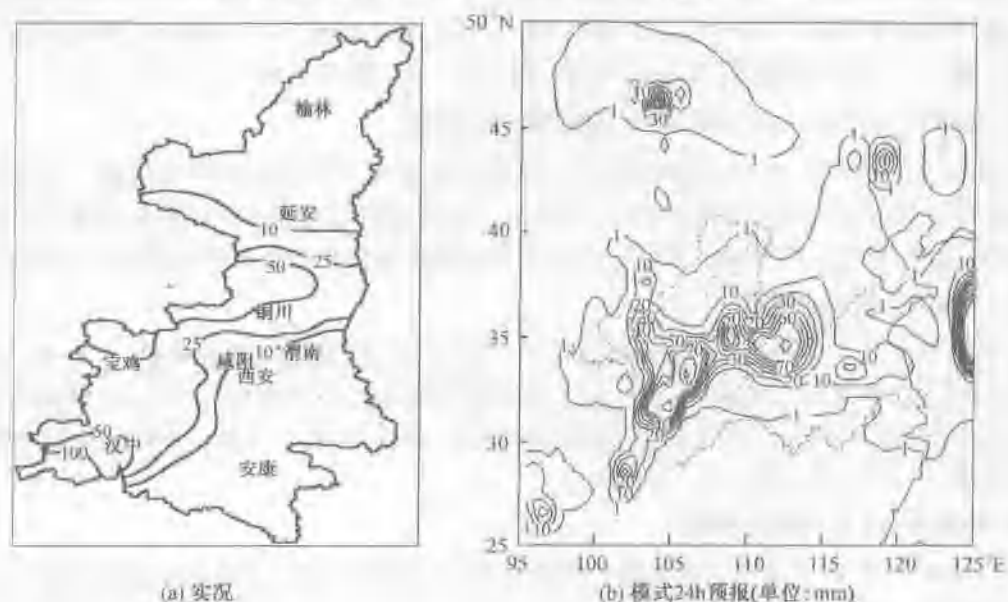


图2 2003年7月15日08时~16日08时雨量
(单位:mm)

从上面分析可以看出, η -坐标中尺度模式对大降水的预报比较成功, 结果比较可信, 是一种研究突发性暴雨的有效工具。

参考文献

- [1] 高守亭, 孙淑清. 1984. 次天气尺度低空急流的形成. 大气科学, 8, (2), 178~188
- [2] 孙淑清. 1980. 低层风场在暴雨发生中的动力作用. 大气科学, 6, 394~403
- [3] 林必元, 张维恒等. 2001. 地形对降水影响的研究. 117~118, 北京: 气象出版社
- [4] 宇如聪, 曾庆存, 彭贵康. 1989. “雅安天漏”研究 II: 数值预报研究 [J], 大气科学, 18 (5), 535~551
- [5] 梁生俊, 杜继稳等. 1996. 强地形有限区域中尺度模式与陕西大降水的预报. 西北大学学报, 26, 916~937

MM5-V3.5 中尺度数值预报模式业务应用

慕建利 赵奎锋 宁志谦 孙伟

(陕西省气象台, 陕西西安 710015)

MM5 中尺度模式方程是非流体静力的可压缩原始方程组。数值计算采用时间分裂方案。在降水物理过程处理中, 对隐式对流云参数化可分辨尺度降水发展了多种方案。已发展的行星边界层过程参数化和大气辐射方案仍在继续发展中, 该模式具有五个主要特点: (1) 具有多重网格嵌套的能力; (2) 既有静力又有非静力的动力框架; (3) 具有云物理和边界层等多种物理过程; (4) 有资料四维同化的能力; (5) 可在不同的计算机平台上运行。为此, MM5 模式以其较优良的性能赢得了世界各国气象业务部门、科研机构的气象工作者的共同关注, 在相关领域得到了广泛的应用, 在强天气、台风和区域气候模拟和预报中取得了成功。该模式适合预报中尺度天气系统和区域尺度大气环流。

1 模块简介

TERRAIN 是处理地形和陆面参数的程序。它可以按经纬度规则分布的不同分辨率的地形和陆面参数资料水平插值到 Lambert 投影的中尺度格点上, 建立中尺度区域。REGRID 是将气压层上气象资料的分析数据从原有的低分辨率格点和地图投影上水平插值到由 TERRAIN 定义的高分辨率的中尺度区域格点和地图投影上。INTERPF 是处理数据转换的程序。它将各变量从 p 面上垂直插值到 σ 面上, 产生模式的初始和侧边界条件以及地面层边界条件, 即为中尺度数值模式 MM5 提供所需的数据。MM5 是整个模式系统中的数值预报部分, 也是系统的核心部分, 在此模块中可以选择不同的物理过程。INTERPB 是后处理程序, 它把 σ 面的数据回插到气压层 p 面上, 然后进行诊断分析。MM5toGrADS 是 MM5 模式系统的绘图程序。它可以绘制几乎来自 MM5 程序的所有数据 (包括 TERRAIN-DOMAINx, REGRID-DOMAINx, MMINPUT-DOMAINx, LOWBDY-DOMAINx 和 MMOUT-DOMAINx)。

2 模式模拟设计

该设计为全物理过程模拟方案。

格点结构: 水平方向用双向作用套网格系统, 模式以西安为中心 (35°N , 108°E), 粗网格区域格距为 45 km, 格点数为 66×76 , 细网格区域格距为 15 km, 格点数为 79×79 , 模式顶气压为 100 hPa, 垂直分层 σ 面为 23 层 (方向为 σ 坐标, 模拟中 σ 为不等距的)。

地形和下垫面特征分类: 对 NCAR 的 30' 地形资料和 13 类地表特征资料。用复合双抛物线插值方案获得格点地形和下垫面特征资料。

初始资料: 使用国家气象中心全球模式 T106 或 T213 的分析场资料, 每日 4 次,

T106 水平分辨率为 $1.125^\circ \times 1.125^\circ$, T213 水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 。从中选取 5 个高空要素场: 位势高度 (H)、水平风速 (u, v)、相对湿度 (RH)、气温 (T)、分布在 12 个等压面上: 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100hPa, 另外, 还选取地面温度 (T_s)、地面气压 (P_s) 和海平面气压 (S_p)。模式还需要海平面温度 (SST) 是 NCEP 中月平均值。

侧边界用时变出入流方案。

行星边界层物理过程: 采用 MRF 高分辨率 PBL 参数化;

地面物理过程: 包括有非均一地表的热通量和动量。

云和降水物理过程: 可分辨尺度降水采用 Simple Ice 的微物理显式方案, 粗细网格尺度降水采用 Grell 积云参数化方案, 辐射过程采用 NCAR/ cm^2 辐射方案。

积分时间: 48 h, 积分步长: 120 s。

3 模式模拟试验

对不同突发性暴雨进行降水情况、天气环流形势以及比湿等物理量场的模拟与实况对比分析。结果表明, 非静力中尺度数值预报模式 MM5-V3.5 对陕西省的强降水具有较强的预报能力, 同时能够较好地预报高低空环流形势及各种物理量场。

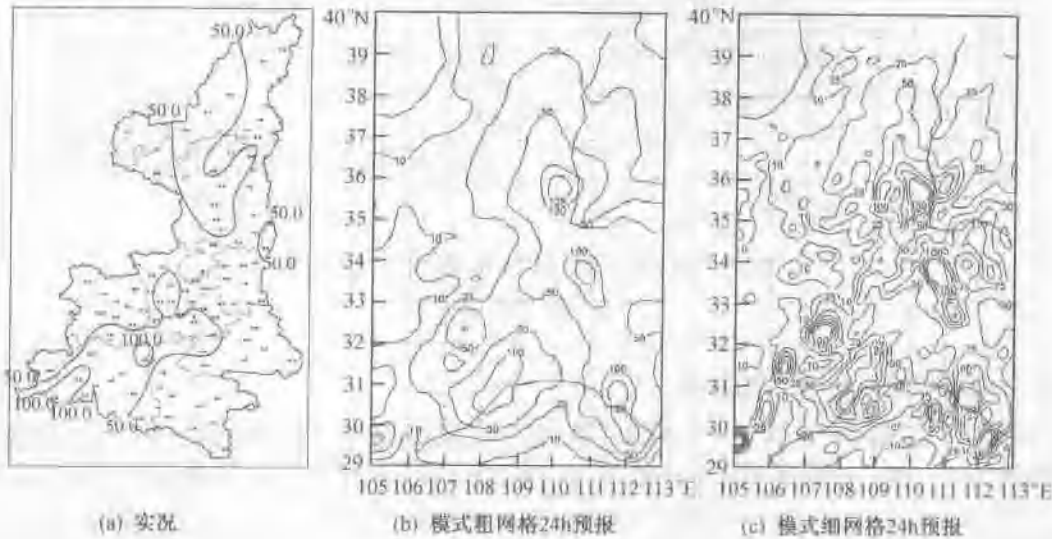


图1 2002年6月8日08时—9日08时雨量
(单位: mm)

3.1 2002年6月8日陕西大暴雨

2002年6月8—9日, 陕西出现了历史同期罕见的大范围的暴雨天气过程。在这次过程中, 全省共有 34 个县(区), 352 个乡镇, 610 万人受灾, 尤其是特大暴雨区佛坪县和宁陕县的部分乡镇损失惨重, 死亡数百人, 据不完全统计, 仅佛坪县直接经济损失达到 10 亿元左右。这次暴雨落区有三个中心: 陕北有 9 站暴雨, 中心在横山县 (89 mm); 关中 44 站暴雨, 中心在关中长期安县 (72 mm); 陕南有 10 站达到了暴雨, 其中, 有 3 站为

大暴雨，中心在佛坪（190 mm）。

将实测降雨量与模拟的降雨量分布及大小（图 1）进行比较。模拟结果显示：大降水雨带分布与实际降水基本一致，但中心略偏东。预报强降水中心分别在陕北、关中和陕南，其中，粗网格预报陕北降水中心为 50 mm，关中为 20~30 mm，陕南为 10 mm，细网格预报中心陕北为 75~100 mm，关中心 40~60 mm，陕南为 150 mm。

与同期实况天气图比较，模式模拟的各高度环流形势与实况较为一致，实况天气图的各主要系统在预报场中能比较清楚地反映出来。环流形势模拟结果与实况基本一致，图 2 是 2002 年 6 月 8 日 20 时 700 hPa 实况与模拟结果，我国东部有比较宽广的阻塞高压形成，在东北和长江下游各有一个高压中心，阻塞高压的西侧，从四川东部到河套的低层为偏南风急流。

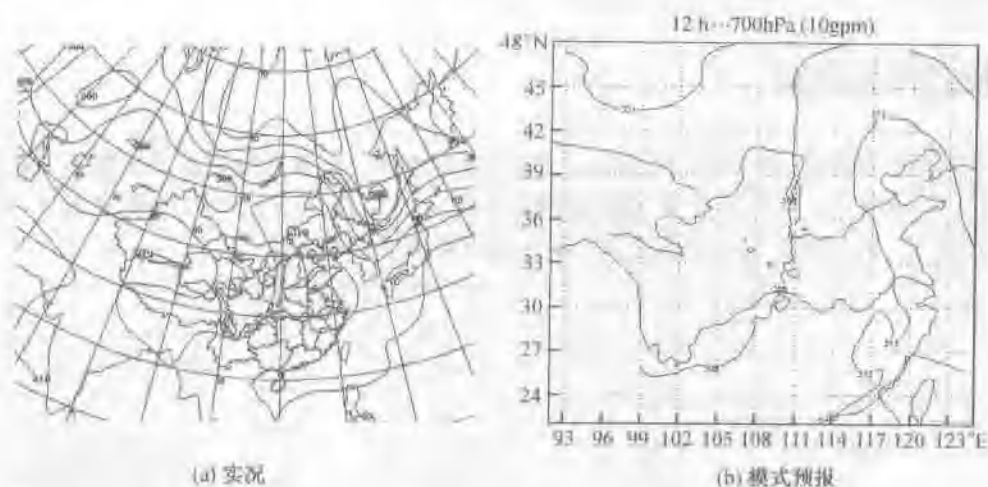


图 2 2002 年 6 月 8 日 20 时 700 hPa 环流形势
(单位: gpm)

3.2 2003 年 7 月 15 日陕西暴雨

7 月 15 日陕西省出现了一次入汛以来的区域性暴雨过程，暴雨范围主要位于陕北南部的洛川以南、关中的西北部和陕南的西部，暴雨时段主要集中在 14 日晚间到 15 日白天。14 日 20 时~15 日 20 时全省出现了 14 站暴雨，其中陕北 3 站，关中 6 站，陕南 5 站，陕北和陕南分别有一暴雨中心，陕北暴雨中心在黄陵、宜君一带，强度达 87 mm，陕南暴雨中心在宁强，出现大暴雨，强度达 184.6 mm。这次降水强度大，历时短，特别是宁强的大暴雨，使 21 个乡镇 184 个村的 17.52 万人不同程度的受灾，冲毁农田 452 亩，县城的部分地方积水达一米深，多处山体滑坡，高速公路及 108 国道多处塌方，造成直接经济损失 9800 余万元。模拟结果显示：粗网格区域预报，关中西部两个暴雨中心一个为 50~60 mm，另一个为 60 mm，陕北南部和陕南西部暴雨中心为 40~50 mm，而细网格区域预报，关中西部两个暴雨中心分别为 50~75 mm、75~100 mm，陕北南部和陕南西部暴雨中心为 50~75 mm。

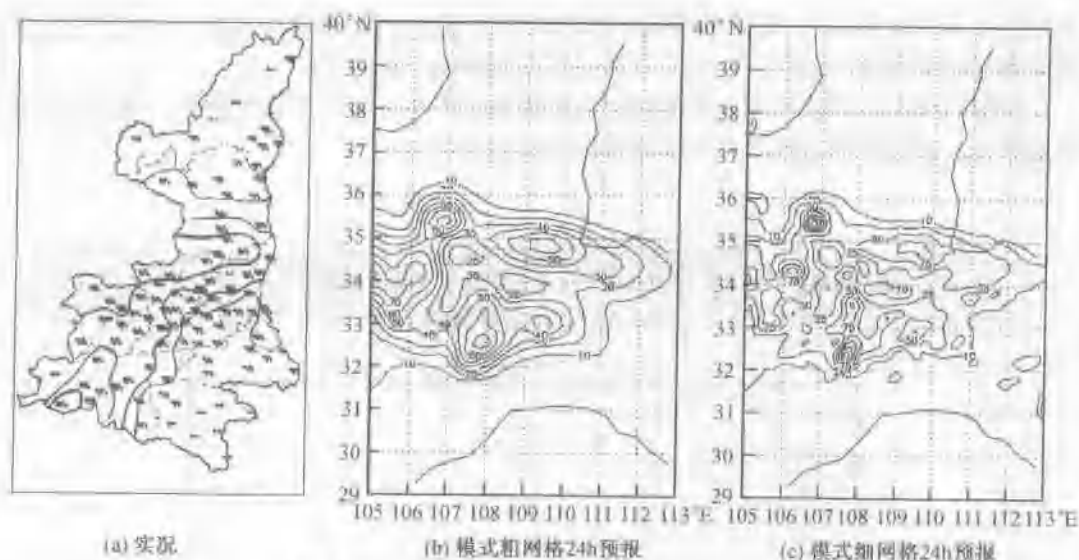


图3 2003年7月14日20时—15日20时雨量
(单位mm)

3.3 2003年8.28暴雨

2003年8月24日至9月7日,陕西省出现了大范围的暴雨,15天内出现了8个暴雨日,其中,28日20时至29日20时,陕西省共出现42站暴雨,陕北1站,关中36站,陕南7站,有4个暴雨中心,一个在渭北的淳化黄陵一带(77.9 mm),一个在宁陕(304.5 mm),一个在洛南(124.5 mm),一个在宁强(67.8 mm),模拟结果显示:粗细网格预报雨带及中心位置与实况基本一致,粗网格区域预报有四个降水中心,宁陕只有50 mm,其余三个降水中心略偏小。而细网格区域预报准确率提高了许多,宁陕降水达100 mm。

3.4 2003年9月18日暴雨

2003年9月18日至9月19日,陕西省的关中(17站)、陕南(10站)出现一次暴雨天气过程,有两个暴雨中心,分别位于关中部和陕南中南部,模式预报的大降水的位置与量级与实况基本吻合。

由以上分析可以看出,MM5中尺度模式对大降水的预报比较成功,而且分辨率越高,预报结果越接近实况,同时对大环流形势及其影响系统的模拟很好。

4 业务应用

MM5中尺度模式的产品为二进制数据,不直观,不能供业务人员直接使用,经过数据解读,获取到两类数据,一类是图形数据,即将计算所得数据在GRADS下绘图,得到各物理量场的演变图形;另一类是文本数据,按照一定的数据格式将各物理量保存成文本格式,可以很方便地存储到数据库。这样,提供给业务使用的数据就直观地呈现给业务人员。

图形产品主要是降水、温度、压强、湿度、风速、风向、涡度、散度、流场等要素的

分布场（如图 4 所示）；数据库则按分县逐时和分县分时段的模式创建，以便于建立基于数据库的数据查询、修改、保存、发布与打印等功能（如图 5 所示）。

根据预报产品检验和评价的等级，对数值预报产品与突发性暴雨预报、预警产品做了检验评价，该结果以表格形式发布到网站（如图 6 所示）。



图 4 MMS 图形界面

突发性暴雨预报预警系统
TUFAXING BAOYU YUBAO YUJING XITONG

请输入查询站点 站名 请选择预报地区 确定

时间/时	雨量/mm	温度/℃	相对湿度/%	风速/m/s	气压/hPa
03-12-15-20	0	27.0	83.04	0	
03-12-15-21	0	25.89	84.77	0.6	
03-12-15-22	0	25.39	87.95	1.5	
03-12-15-23	0	25.06	90.37	0.8	
03-12-16-00	0	24.9	90.68	0.1	
03-12-16-01	0	24.6	90.26	1.1	
03-12-16-02	0	24.38	89.63	0.2	119.05
03-12-16-03	0	24.15	87.93	1.45	99.14
03-12-16-04	0	24.02	84.76	1.59	128.1
03-12-16-05	0	23.57	78.23	2.03	142
03-12-16-06	0	23.95	70.84	3.05	105.74
03-12-16-07	0	23	66.66	3.32	174.82
03-12-16-08	0	24.50	85.00	3.55	188.90
03-12-16-09	0	27.14	95.43	3.14	203.87

请选择预报地区: 西安, 渭南, 榆林, 延安, 铜川, 宝鸡, 汉中, 安康, 商州

图 5 MMS 数据表格

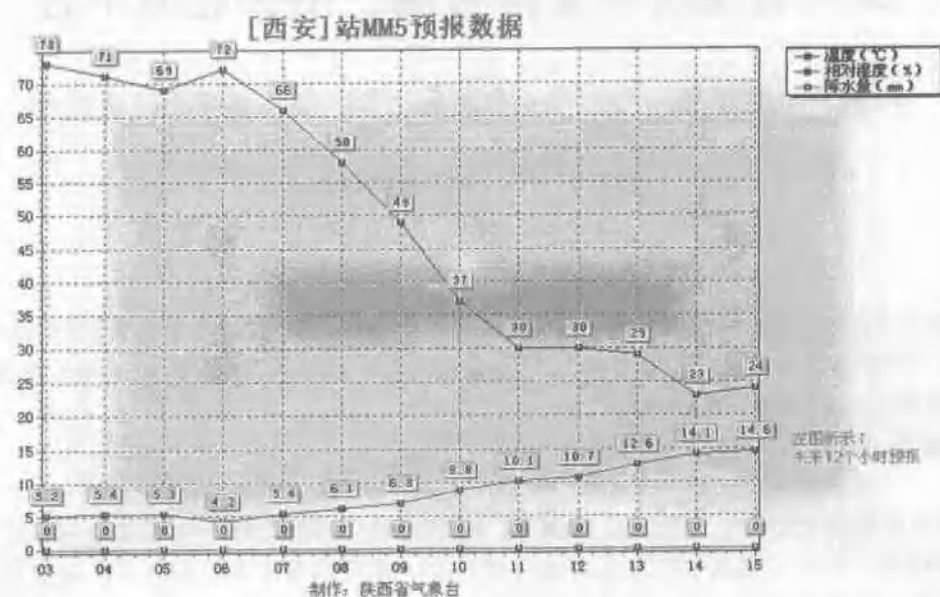


图 6 西安站 MM5 预报数据 (T, RH, P)

陕西省突发性暴雨监测、预警业务平台

赵奎锋 杜继稳 刘勇 梁生俊 张弘 侯建忠 慕建利

(陕西省气象台, 陕西西安 710015)

摘要

依托突发性暴雨天气系统监测分析手段和预警技术, 提出了突发性暴雨监测预警业务流程, 并以此为基础, 利用先进的 Internet 与 Web 技术, 开发出人机交互突发性暴雨监测预警业务平台。在 2003 年以来的预报服务业务中发挥了重要作用。

关键词: 突发性暴雨 监测预警 平台

突发性暴雨来势猛、历时短、雨强大、时段集中、局地性强, 它通常是由中小尺度天气系统触发产生的, 其水平尺度比较多的是介于 α 中尺度与 β 中尺度之间, 采取常规天气图等分析方法难以奏效。陕西地处青藏高原东北侧, 发生在这里的突发性暴雨不同于一般性暴雨。突发性暴雨发生前期各物理量场的分布和配置并不十分利于暴雨的产生, 临近暴雨发生时各物理量场迅速变为有利于降水, 进而产生强降水, 这时在天气图上才有明显征兆。因此有必要开发先进的监测手段和分析技术, 研究其预警技术, 在此基础上制定业务流程, 建立突发性暴雨监测预警业务平台。

1 突发性暴雨监测、分析技术

针对突发性暴雨是由中尺度天气系统产生的, 通常前期征兆不明显且难以预报的特点, 需要使用先进的分析技术和非常规监测资料, 来分析造成突发性暴雨的中尺度天气系统及其演变规律。常规探空观测其时空分辨率很难满足突发性暴雨的监测预警要求, 因此要从分析技术上做工作, 对中尺度系统带通滤波分离技术进行改进, 使它满足突发性暴雨系统的分析研究; 地面观测较过去有较大进步, 过去只能得到国家基本站和基准站资料, 测站密度有限, 而且一天最多观测 8 次; 随着加密监测和自动气象站的建立, 可以得到逐小时观测信息, 这就使得我们能够分析空间尺度更细、时间尺度更小的天气系统。为此采取以下两种途径:

一是对常规信息采用先进的分析技术。对高空探测信息进行突发性天气四维诊断分析, 即利用动力学诊断分析方法, 对逐日 08 时、20 时高空资料进行分析, 得到对突发性暴雨具有指示意义的物理诊断量及其空间剖面图, 各格点或站点的物理诊断量垂直时间剖面图。在此基础上, 可对高低空急流耦合产生的次级环流、突发性暴雨发生前的能量场特征和位势稳定度特征做出实时分析。开发了中尺度带通滤波分析系统, 从高空流场中分离中尺度天气系统, 实时分析各等压面层中尺度系统流场分析图。

二是利用非常规的探测信息, 分析突发性暴雨天气系统。利用地面加密监测, 自动气象

站观测、航危报监测等,开发了地面能量天气图、地面流场图、航危报天气图、地区地面小天气图(可任意选择要素);实现实时显示全省1部713雷达和9部711雷达数字化回波组网拼图;实现实时显示静止、极轨和EOS数字化卫星云图,静止卫星云图反演降水分析等。

以上分析工具成为突发性暴雨监测分析的重要手段。正是利用这些分析技术,揭示出了陕西省突发性暴雨的一些新事实,同时也给突发性暴雨预警提供了技术保障。

2 突发性暴雨预警技术

2.1 利用加密的地面能量天气图、地面流场天气图、航危报天气图、地区小天气图等分析技术,分析引发突发性暴雨的地面中尺度系统

地面能量天气图上,通常存在 α 中尺度的 Ω 系统,该系统生命史在10~15h,突发性暴雨发生在其发展的强盛时期,雨区位于高能轴附近;地面流场往往存在 β 中尺度涡旋或 β 中尺度辐合线,水平尺度在几十到几百千米,生命史在几小时到10小时左右。突发性暴雨发生在涡旋或辐合线处。

2.2 利用带滤波波和动力场四维诊断分析技术对常规探空资料进行分析,揭示突发性暴雨的中尺度环流和物理量特征

在降水发生前12h,在对流层高层,即在300~200 hPa高空通常为反气旋环流,在反气旋环流的北侧为纬向强风速带,对流层中低层即在850~700 hPa中空通常有低值系统配合,偏南气流位置偏南或强度偏弱,在临近暴雨时急流加强北伸,或南风增大形成强风速带。高低空两股急流耦合产生中尺度次级环流,对应在中低层,即在850~500 hPa中空存在中尺度流场辐合系统,表现为涡旋或辐合线,通常较一般暴雨空间尺度小,生命史短。暴雨落区位于高低空急流耦合产生的次级环流上升变区域。

突发性暴雨发生前期各物理量场的分布和配置并不利于暴雨的产生,而暴雨发生时各物理量场均迅速发生显著变化,进而产生强降水。在较多情况下,突发性暴雨发生前期低层湿度场条件不是太有利,湿舌偏远,在临近暴雨时有一个突然的增湿过程。突发性暴雨的动力学特征不同于一般暴雨,涡度、散度和垂直运动、垂直分布表现比较复杂。正负涡度交替出现;无辐散层偏高,约在400 hPa附近,有时甚至在300 hPa,最大上升运动层也相应地在400~300 hPa,且整层上升运动强烈。

2.3 通过系统分析突发性暴雨的云图演变,发现突发性暴雨的中尺度对流云团

地面流场上空往往对应中尺度辐合系统或中气旋,在云图上常常对应M β CSs(β 中尺度对流系统);突发性暴雨对流云团经历发展、成熟、消亡三个阶段,水平尺度多属 β 中尺度,云顶亮温低于-50℃,生命史约在3~8 h左右,强降水发生在其成熟阶段。产生突发性暴雨的中尺度对流云团多数在冷锋云系前部形成。

2.4 中尺度数值天气预报模式分析技术

利用美国 η -坐标中尺度模式,针对陕西特定地形,水平格距约37 km,垂直17层,直接利用TTAA和AAXX报进行积分,每3小时间隔输出预报结果。还利用MM5 V3.5中尺度数值预报模式,取水平尺度15 km,垂直23层,2重嵌套,针对青藏高原东北侧特定环境,确定物理量过程组合,输出不同时间间隔的分县预报产品。

3 突发性暴雨监测预警业务流程

根据上述分析技术与监测手段,研发出地面加密监测信息平台、卫星云图及反演降水显示系统、全省雷达组网拼图显示系统、突发性暴雨天气四维诊断分析、突发性暴雨高空流场中尺度系统分析、突发性暴雨相似分析、一般性暴雨预报模型、全省分县降水等级预报、 η 坐标中尺度数值预报模式业务应用、MM5-V3.5 中尺度数值预报模式业务应用等,这些分析工具为突发性暴雨监测预警业务创造了一个决策支持环境。在实际预警制作和发布的过程中,依据突发性暴雨的特点,在业务平台终端的支持下,研究开发出一套科学可行的突发性暴雨监测预警业务流程。

(1) 首先依据常规天气资料,考虑有无暴雨产生的可能;当考虑无暴雨时,要着重分析有无突发性暴雨产生的可能;当预报有暴雨或突发性暴雨时,考虑是否会成为致洪暴雨或是否成为诱发山地灾害暴雨。

(2) 对数值预报产品,如 η -坐标中尺度模式和 MM5 模式降水预报结果进行综合分析,参照“全省分县降水等级预报”模块,结合“一般暴雨分析预报”和“突发性暴雨分析预报”模块,并参考“地面能量场”变化,以中尺度数值模式 24 h 降水预报为基础,人工订正,做出未来 12 h 突发性暴雨预报。

(3) 利用“突发性暴雨分析预报模块”给出的强降水分析技术,密切监视地面能量场变化和地面流场变化,捕捉中尺度系统信息,充分利用卫星云图监测和雷达监测手段,捕捉对流云团信息,以 12 h 预报为背景,及时做出未来 6 h 突发性暴雨预警,并实现定时、定点、定量要求。

(4) 做出精细化的突发性暴雨预警信息后,及时对外服务:为政府部门决策提供信息,对地市台站发布指导预报信息。

(5) 对预报进行检验和评价,既要对预警预报产品做检验,还要对数值预报产品进行检验。业务流程如图 1 所示。

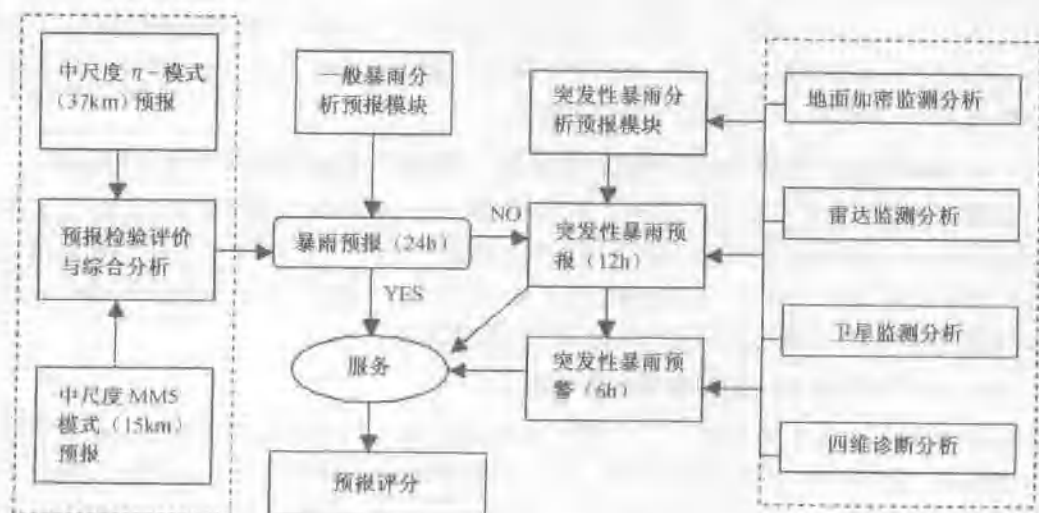


图 1 突发性暴雨监测预警业务流程

4 突发性暴雨监测预警业务平台

该业务平台以突发性暴雨监测预警业务流程为依据,整合业务流程各环节的信息,以数值预报产品(包括 η -坐标中尺度模式和MM5模式)为基础,开发研制突发性暴雨监测预警业务平台软件系统,作为预报员直接操作平台。中尺度数值天气预报模式以及其产品综合使用技术给突发性暴雨提供了多时间尺度、细网格空间和量化的大气预测信息,为这些信息建立全时空连续滚动且可视化的加工分析预测人机交互平台,给预报、预警创造一个预报决策支持环境。因而在突发性暴雨监测预警业务平台中,数据的存取及事务处理是主体,在当前基于Internet与Web技术的信息系统中,数据的存取及事务处理的效率更为重要。如图2、图3所示。

该平台使用ASP网络编程语言结合MS SQL数据库,构建跨平台使用的网站系统,具备数据存储与查询、图形浏览以及预报录入、发布、修改、查询、打印等功能。



图2 突发性暴雨监测预警业务平台界面

4.1 业务平台的主要功能

(1) 数据接收与存储

业务平台接收加密监测信息平台、数值预报模式以及卫星云图、雷达回波拼图等产品。对于所获取的预报图表、图形、文本数据按照数据格式、尺寸等差异采取相应的处理方式,建立相应的数据规范,合理规划数据库。这些产品通过FTP传送到网站指定的目

录,网站启动数据监测程序,随时处理数据结果,储存到数据库中。

对于较大文本数据采取 MS SQL 数据库服务器存储,而相对较小的数据经过简单的文本格式转换即可,而不必动用数据库加大服务器负荷。

(2) 重要天气的预警

在处理各种资料过程中如发现重要天气出现即以醒目的符号或颜色加以警示,如当日指导预报出现灾害天气,则将该预报以红色标记显示在警报栏目里,如数值模式预报出现大于 10 mm 的降水,则该组数据会以红色数字与醒目的降水符号显示。因此,在突发性暴雨预报业务中,预报员能及时获得预警信息。

(3) 预报制作与发布

按照突发性暴雨监测预警业务流程,为预报员制作突发性暴雨监测预警服务提供业务平台系统。采用所见即所得的预报制作方式,预报员从数据库中读取当日中尺度数值预报模式预报数据,对全省做出突发性暴雨分县精细化预报,预报制作完成后,分发到各地气象台,指导各地的突发性暴雨预警服务。

4.2 突发性暴雨预报预警业务平台

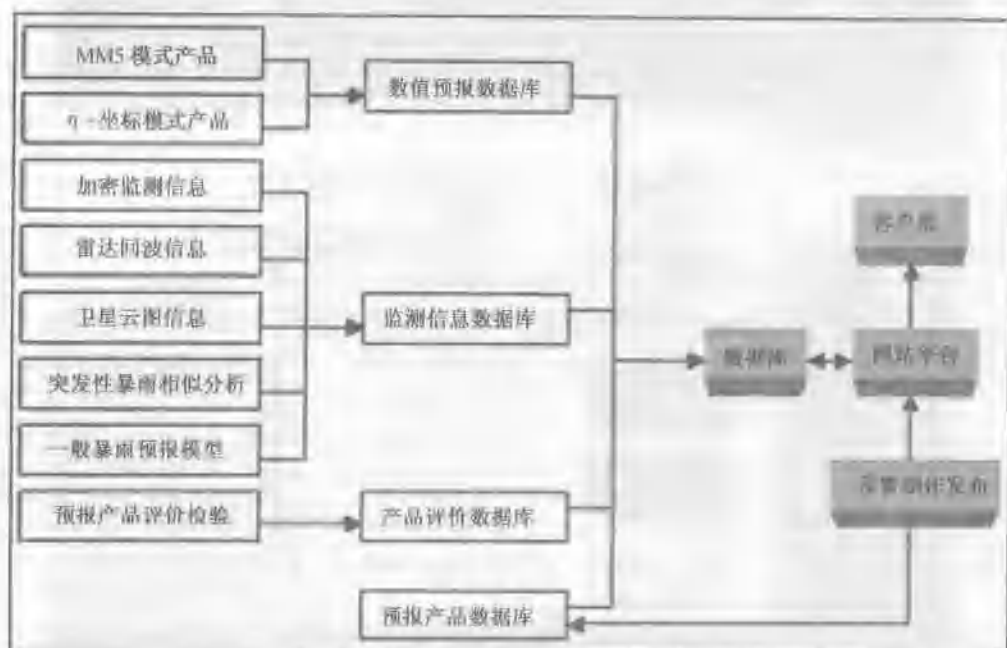


图3 突发性暴雨预报预警业务平台结构

(1) 预报员登录系统与预报员信息管理系统

每个预报员分配一个用户名与密码,值班预报员凭此密码登陆精细化预报的制作系统,并且借助过程函数 session 管理预报员的状态,在预报员完成预报后退出即释放该过程函数。该系统与预报员管理系统共同使用一个数据库。管理系统在分配用户名的同时对权限做了限定。

(2) 中尺度数值预报显示系统

中尺度数值预报系统的最终产品均为图形与文本格式。后台处理程序通过数据存储过

程将文本数据存储到数据库。图形产品主要是降水、温度、压强、湿度、风速、风向、涡度、散度、流场等要素的分布场,而数据库则按分县逐时和分县分时段的模式创建,以便于建立基于数据库的数据查询、修改、保存、发布与打印等功能。

按照制作突发性暴雨监测预警的要求对数值预报产品分时段统计,提供6小时与12小时预报产品作为预警产品的模板,预报员在此基础上订正发布突发性暴雨监测、预警信息。

(3) 突发性暴雨监测预警业务平台辅助信息系统

突发性暴雨监测预报,预警时效短,精密度高,因此在制作过程中主要参考数值预报产品,另外还需要引入各类监测手段的产品,如卫星云图分析终端、地面加密监测信息分析终端和雷达回波分析终端。

(4) 突发性暴雨监测、预警的制作和发布

预报员登陆网站后,依次启动一般暴雨分析系统的未来6h或12h预报意见和辅助信息系统,在数值预报产品的基础上订正分县精细化预报。预报结果以图形和表格形式发布到网站。

预警制作主要是利用多时空监测手段和分析技术,参考突发性暴雨分析系统的分析结论,充分利用以卫星和雷达等为主的监测信息及时捕捉天气信息,一旦发现强降水,及时发布预警信息。该预警随时出现随时制作,并在平台显著位置发布。

(5) 预报产品检验与评价系统

根据预报产品检验和评价的等级,对数值预报产品与突发性暴雨预警产品做检验评价,该结果以表格形式发布到网站。

5 业务应用

本业务平台在2003~2004年预报业务中得到应用,特别是在2003年8月下旬至10月上旬,陕西出现了历史上罕见的多雨天气(关中创造了历史极值),渭河流域水位超过历史极值,先后发生5次洪峰。在这次严重气象灾害的预报服务过程中,突发性暴雨监测预警系统开发的各种监测分析工具和各类预报方法均发挥了重要的作用,为预报员准确预报出暴雨和大暴雨过程提供了重要分析工具和参考信息,特别是在渭河流域5次洪峰来临时,为政府决策服务提供了准确科学可靠的决策依据,取得了显著的社会效益和经济效益。

附录

项目验收专家组意见

2004年6月28日,受科技部委托,中国气象局科技发展司组织召开了科技部社会公益研究专项资金项目“陕西省干旱遥感监测与突发性暴雨监测预警系统研究(2001D11320095)”验收会。验收专家组听取了项目汇报,查阅了相关材料,观看了系统演示,经质疑、讨论,形成如下验收意见:

1. 在研究陕西省干旱气候背景、规律的基础上,建立了陕西省干旱评价指标体系,并投入了业务使用。

2. 分析了热惯量法和植被指数差值法等陕西干旱遥感监测中的应用,建立了陕西省干旱遥感监测业务适用模型,试验结果表明,模型反演结果与地面观测时空相关系数达到0.84。在此基础上建立了陕西省干旱遥感监测系统,并投入了业务应用,向政府及社会公众提供了服务;该系统运行稳定,效果良好。

3. 建立了陕西省干旱数据库,完成了陕西省干旱GIS系统设计和开发,可以实现多层次、多要素、全方位查询,对干旱发生的时间、分布状况、面积、影响等方面做出准确分析,并投入了业务应用。

4. 开发利用加密的地面观测信息分析地面能量天气图、地面流场图和航危天气图;采用改进的带通中尺度分离技术分析高空中尺度流场;使用FY、GMS、NOAA和EOS/MODIS卫星云图及反演降水和雷达回波等作为突发性暴雨的监测分析手段。

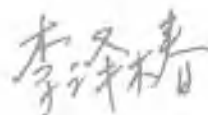
5. 针对陕西特定地形,引进开发了 η 坐标中尺度数值预报模式和MM5V3.5中尺度数值预报模式,用于突发性暴雨数值分析和逐日业务预报,取得了较好的效果。

6. 分析研究了陕西省突发性暴雨的物理成因和形成机制,提炼出了预报着眼点和思路,取得了较好地效果。

7. 建立了陕西省突发性暴雨监测预警业务流程和业务平台,提高了突发性暴雨预报能力和服务水平,在2002—2003年汛期业务中进行了应用。

验收专家组认为:本项目目标明确,思路正确,组织管理严格,研究成果丰富且已投入业务应用,发表了多篇论文,培养了一批人才,推动了陕西省全省的气象业务建设。项目全面完成了任务书的研究内容,达到了考核指标,经费使用合理,文档资料齐全,一致同意通过验收。

验收专家组组长:



2004年6月28日