

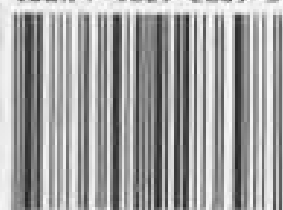
1999 1

暴雨·灾害

TORRENTIAL RAIN·DISASTER



ISBN 7-5029-2869-3



7 87502 928698 >

武汉区域气象中心 主办
气象出版社 出版

《暴雨·灾害》征稿简则

1 《暴雨·灾害》贯彻“百花齐放,百家争鸣”方针,努力反映暴雨和其它灾害科学领域内的最新科研成果和学术动态,促进广泛的学术交流和联系,为促进科技进步、减灾、防灾和社会安全服务。

2 《暴雨·灾害》刊载的稿件主要是:

2.1 反映暴雨科学和灾害研究各个方面有创造性的学术论文、短论、技术报告,包括暴雨的数值预报、数值试验、诊断研究、预报方法及应用;暴雨洪涝灾害及其它气象灾害的成因、规律、预测和减灾对策;新的探测技术在暴雨、灾害分析、研究中的应用。

2.2 综合评述国内外暴雨、灾害科学研究发展的新理论、新动态、新技术、新问题;有关重要学术会议的报道;有关书刊评价;有关暴雨或灾害研究的科学家、专家、学者的简历、功绩、成果评价。

3 来稿要求和注意事项:

3.1 来稿要求论点明确、文字精炼、数据可靠。每篇论文(含中英文摘要、图表与参考文献)以不超过8000字为宜,用方格纸横写,字迹清晰,一式三份,可由电脑打印或是复印,并附200字以内的中英文摘要(外文请用打字或用印刷体书写)。摘要请列论文所用理论、技术、方法和主要结论。列关键词三至五个。中国作者姓名用汉语拼音。文章如系国家、省部级重大科技项目或攻关项目成果或资助项目,均请在首页脚注标明。

3.2 插图只附最必要的(一般不宜超过5幅),用透明描图纸黑墨清绘。图的大小应比预计制版尺寸放大1倍。文稿中应标明插图位置并附图题、图注,要求线条光洁、清楚美观。图中文字请用铅笔书写端正。照片务必黑白清晰(不用彩照)、层次清楚。表格列于文稿中,并列出行题,宜用三线表。

3.3 标题层次一律用阿拉伯数字连续编号,不同层次的数字之间加下圆点相隔,最末数字后面不加标点。标题层次的划分,一般不宜超过4层;编号应左起顶格书写,有标题时,应空一格再写标题,再起一行写具体内容;无标题时,在编号后空一格再写具体内容。

3.4 稿中外文符号必须分清大小写、正斜体、黑白体、上下角标其高低位置应区别清楚。易混淆的外文字母,请用铅笔批注文种。

3.5 参考文献请按顺序编码制择要列入,在文中按出现先后顺序,编号加方括号列入引文的右上角。在文后参考文献中,序号编码不加方括号。若属期刊,请依次写明:序号,作者姓名,文献题目,杂志名称,发表年份,卷期,页码;如为图书,则依次写明:序号,作者姓名,书名,出版地名,出版社,年份,页码。

3.6 计量单位,采用《中华人民共和国计量单位》。

1 稿件一经刊登,酌致稿酬,不登之稿当妥予退还。请勿一稿两投。文责自负。

5 来稿请寄:湖北省武汉市东湖东路3号《暴雨·灾害》编辑部收。邮政编码:430074。请注明作者的通讯地址、单位、电话号码、传真机号码及邮政编码。

暴雨·灾害

(三)

主办单位	武汉区域气象中心
主 编	朱 正 义
出版单位	气象出版社 (北京市海淀区白石桥路46号 邮编:100081)
编辑单位	武汉暴雨研究所《暴雨·灾害》编辑部
本期编辑	廖移山,张中华,俞康庆(英文),吴庭芳
发行单位	气象出版社
印刷单位	北京宏远兴旺印刷厂

1999年10月出版

ISBN 7-5029-2869-3/P·1003 定价:12.80元



《暴雨·灾害》

(三) No. 1

目 次

论文

- 一次强降水过程的预报对比试验..... 闫之辉 赵俊英 郭肖容(1)
1995年7月底辽宁省副热带切变线特大暴雨..... 郑新江 李志楠 朱福康等(10)
局地型相似系数及其在环流季节变化分析中的应用..... 李双林 王盘兴 李新芳(18)
水汽图修在暴雨天气过程分析中的应用..... 薛秋芳 郑新江(28)
神经网络模型用于湖北省月降水量预报的探讨..... 胡江林(36)
两次暴雨的边界层中尺度系统特征..... 苏百兴 汪永铭 常 越(42)
利用 REOF 对湖北省四季降水的客观分区..... 袁业畅 熊安元 覃 军(49)
一次山东省夏季 MCC 降水过程的云图特征和降水分析..... 龚佃利 张国平(56)
长江上游历代枯水和洪水石刻题记年表的建立..... 乔盛西 陈正洪(63)
长江流域特大洪灾发生概率的统计推断..... 栗 珂(72)

1998 年特大暴雨洪涝研究(一)

- 1998 长江洪水与夏季乌拉尔地区持续环流异常..... 李双林 纪立人(79)
1998 年7月鄂东特大暴雨过程的数值模拟试验..... 崔春光 胡伯威 李 劲等(89)
1998 年长江流域特大暴雨洪水分析..... 沈浒英 程海云 高 袁等(96)
1998 年嫩江、松花江洪涝气候背景及暴雨特征分析..... 杨贤为 邹旭恺 张 强等(106)
“98.7”鄂东南持续特大暴雨的分析..... 邓秋华 王登炎 黄治勇等(115)
“98.7”鄂东特大暴雨的湿位涡分析..... 李武阶 廖移山(125)
大气 10~20 天振荡与 1998 年夏季湖北省异常天气的关系

- 贺懿华 王 丽 杨景勋(132)
“98.6”福建连续性暴雨过程环流特征及成因分析..... 刘爱鸣 林 毅 官秀珠(141)
“98.7”鄂东特大暴雨的云雨量化特征..... 吴翠红 杨洪平 万玉发(150)

会议报道

“第四届东亚及西太平洋气象与气候研讨会”和“1998 年特大暴雨(洪涝)学术研讨会”

- 同时在杭州召开..... (55)
“’99 长江河流国际学术研讨会”在武汉召开..... (149)
“1999 年减轻自然灾害学术研讨会”在北京召开..... (35)
“’99 中国南方片人工影响天气学术交流会”在宜昌召开..... (11)

《暴雨·灾害》编审委员会成员名单

主 任 委 员:朱正义

副主任委员:彭 钢 涂松柏 袁恩国

委 员:(以姓氏笔划为序)

丁一汇	万玉发	丑纪范	王昂生	邓秋华	刘志澄	李泽椿	汪永铭
吴正华	陈双溪	陈正洪	张正洪	张玉玲	杨金政	杨景勋	郑启松
郭肖容	胡才望	胡江林	胡伯威	赵思雄	俞康庆	柯怡明	席国耀
唐新章	黄士松	黄福均	章 淹	章国材			

封面题字:中国气象局局长 温克刚

TORRENTIAL RAIN • DISASTER

CONTENTS

- The Comparative Experiment for a Torrential Rain Yan Zhihui (闫之辉) et al. (1)
- Torrential Rain in Liaoning Province in July 1995 Zheng Xingjiang (郑新江) et al. (10)
- Map of Local Pattern Analogue Coefficient (LPAC) and its Application in Analysis of Seasonal Transfer of Circulation Li Shuanglin (李双林) et al. (18)
- Application of the Water Vapor Imagery in Analysis of a Heavy Rain Process Xue Qiufang (薛秋芳) and Zhen Xingjiang (郑新江) (28)
- Discussion on Forecasting of Monthly Total Precipitation in Hubei Province by Using Artificial Neural Networks Hu Jianglin (胡江林) (36)
- Features of Mesoscale System at Boundary Layer during Two Courses of Rainstorm Su Baixing (苏百兴) et al. (42)
- The Objective Division of the Precipitation of Hubei Province by the Method of REOF Yuan Yechang (袁业畅) et al. (49)
- A Case Study of the cloud and Precipitation of Summer MCC in Shandong Province Gong Dianli (龚佃利) and Zhang Guoping (张国平) (56)
- The Building of Chronological Tables of Carved Stone Records for Low Water and Flood Within Upper Reaches of the Changjiang River Through the Ages Qiao Shengxi (乔盛西) and Chen Zhenghong (陈正洪) (63)
- A Statistical Inference from Probability of Extreme Flood Occurance in the Reaches of the Changjiang River Li Ke (栗珂) (72)
- The 1998 Floods over the Changjiang Basin in China and Strong Persistent Anomaly of Atmospheric Circulation over Ural area Li Shuanglin (李双林) and Ji Liren (纪立人) (79)
- Simulation Test of the Extremely Heavy Rain of July 1998 in East Hubei of July 1998 Cai Chunguang (崔春光) et al. (89)
- Causes of 1998 Severe Flood in the Reaches of the Changjiang River Shen Huiying (沈汇英) et al. (96)
- An Analysis to the Flooding Climatic Scenario and the Features of Torrential Rain in the River Basins of the Nenjiang River and the Songari River Yang Xianwei (杨贤为) et al. (106)
- Analysis of the Persistent Extremely Rainstorm in Hubei Province in July 1998 Deng Qiuhua (邓秋华) et al. (115)
- Analysis of Moisture Potential Vorticity for "98.7" Torrential Rain in the East of Hubei Province Li Wujie (李武阶) and Liao Yishan (廖移山) (120)
- The Relationship between the 10~20 Day Atmospheric Oscillation and the Weather Anomalies of Hubei Province in the Summer of 1998 He Yihua (贺懿华) et al. (132)
- Circulation Features and the Reason of the Continuous Cloudburst over the Fujian Province in June 1998 Liu Aiming (刘爱鸣) et al. (141)
- Quantitated Features of Cloud-Rain For "98.7" Extremely Torrential Rain in the East Hubei Wu Cuihong (吴翠红) et al. (150)

例诊断分析的基础上,对业务预报模式进行改进,以便提高降水预报水平。

2 对比试验的基本方案

试验中主要采用了如下三种预报方案:

(1) 业务预报模式^[2]

模式的水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 经纬度网格,垂直方向为 15 层等 σ 面,模式采用与国家气象中心的中期预报模式(T106L19)单向嵌套,侧边界条件每三小时更新一次。模式中的物理过程主要包括:大尺度凝结过程(考虑了凝结水的再蒸发);次网格尺度积云对流参数化(质量通量方案),方案中不仅考虑了积云对流过程对温度场和水汽场的影响,同时也考虑了对风场的影响;水平扩散采用了非线性二阶扩散方案;地面土壤过程和边界层中动量、热量和水汽的垂直湍流输送;辐射方案中仅考虑了地面辐射的收支。

(2) 业务高分辨率方案

该方案在上述业务预报模式的基础上,水平分辨率由 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 提高到 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$,垂直层次由 15 层增加到 20 层,模式中的物理过程与业务模式完全相同。

(3) 显式降水方案

该方案在方案 2 的基础上引入了显式降水过程。水相物质被分为水汽 q 、云水 q_c 和雨水 q_r 三种形式。云水和雨水的预报方程与水汽的预报方程相似。当空气被抬升饱和后发生凝结,凝结水作为云水储存在大气中,当云水含量超过某一临界值时,云水开始向雨水转化,云水和雨水受到大尺度动力过程的作用随空气一起运动。除此之外,由于雨水的质量较大,所受到的重力大于空气的浮力,当雨滴形成后将产生相对于所在空气团的运动,方向向下。雨水在下落过程中与云中的小云滴不断发生碰撞,其体积不断增大,下落速度加快,当雨水下落到地面时就变成了降雨。模式中的微物理过程主要包括:云水向雨水的自动转换,云水、雨水的蒸发和雨滴与云滴的碰并过程等。该方案中,静力学方程和动量方程等都考虑了云水和雨水的拖曳效应。云水和雨水的冰冻过程未作考虑。详细计算方案见参考文献[4]。

3 试验结果分析

3.1 24 小时降水量预报对比

为了检验各预报方案对强降水过程的预报能力,我们选择了 1997 年第 11 号台风在我国东南沿海登陆后北上在东北地区造成的一次大暴雨过程进行个例预报试验。1997 年 8 月 18 日前后,9711 号台风在我国浙江省登陆,登陆后中心气压迅速减弱,并沿东部沿海地区北上,穿过华东、华北部分地区和渤海湾,于 20 日夜间在我国辽宁省第二次登陆(见图 1),造成了这次强降水过程。根据常规观测站(辽宁黑山站)观测到的降水记录,此次降水过程的中心最大降水量为 160mm/24h。针对这一过程,我们以 8 月 20 日 00 时(世界时)为初始场,使用 HLAFS 系统的实时资料进行了预报试验。试验中,业务预报方案的初始场使用了 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的业务同化资料,业务高分辨方案和显式降水方案的初始场则是在 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 同化资料的基础上,水平方向上采

用双线性插值方案从 $1^\circ \times 1^\circ$ 插值到 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 经纬度网格,垂直方向上采用 $\ln P$ 线性插值方案由 15 层插值到 20 层等 σ 面。侧边界条件则是从中期预报模式的预报场中采用上述插值方法

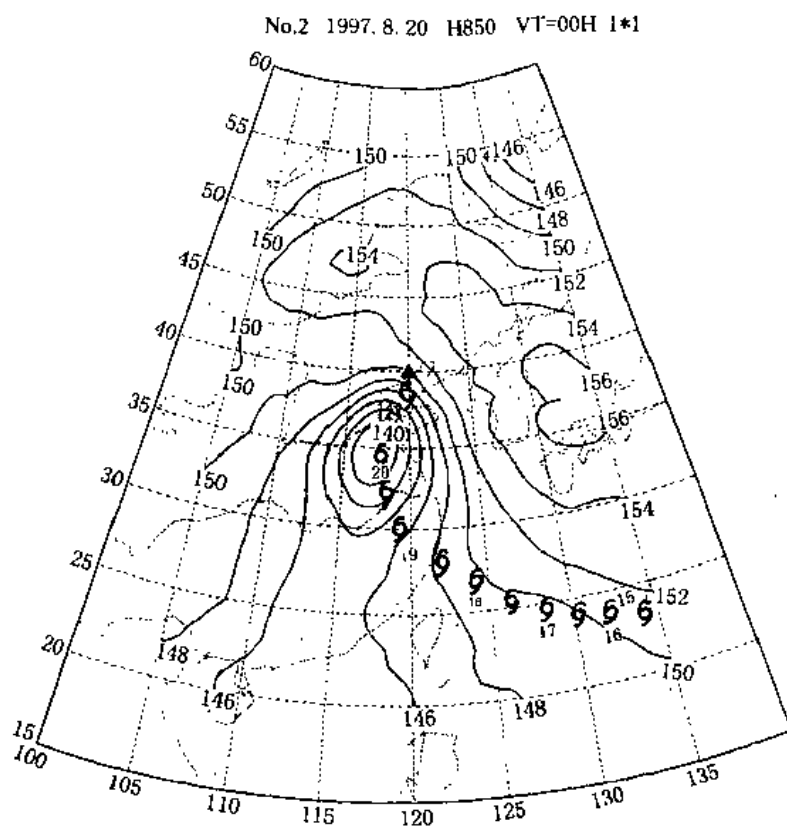


图1 1997年8月20日00UTC 850hPa位势高度场(单位:dagpm)及台风移动路径示意图

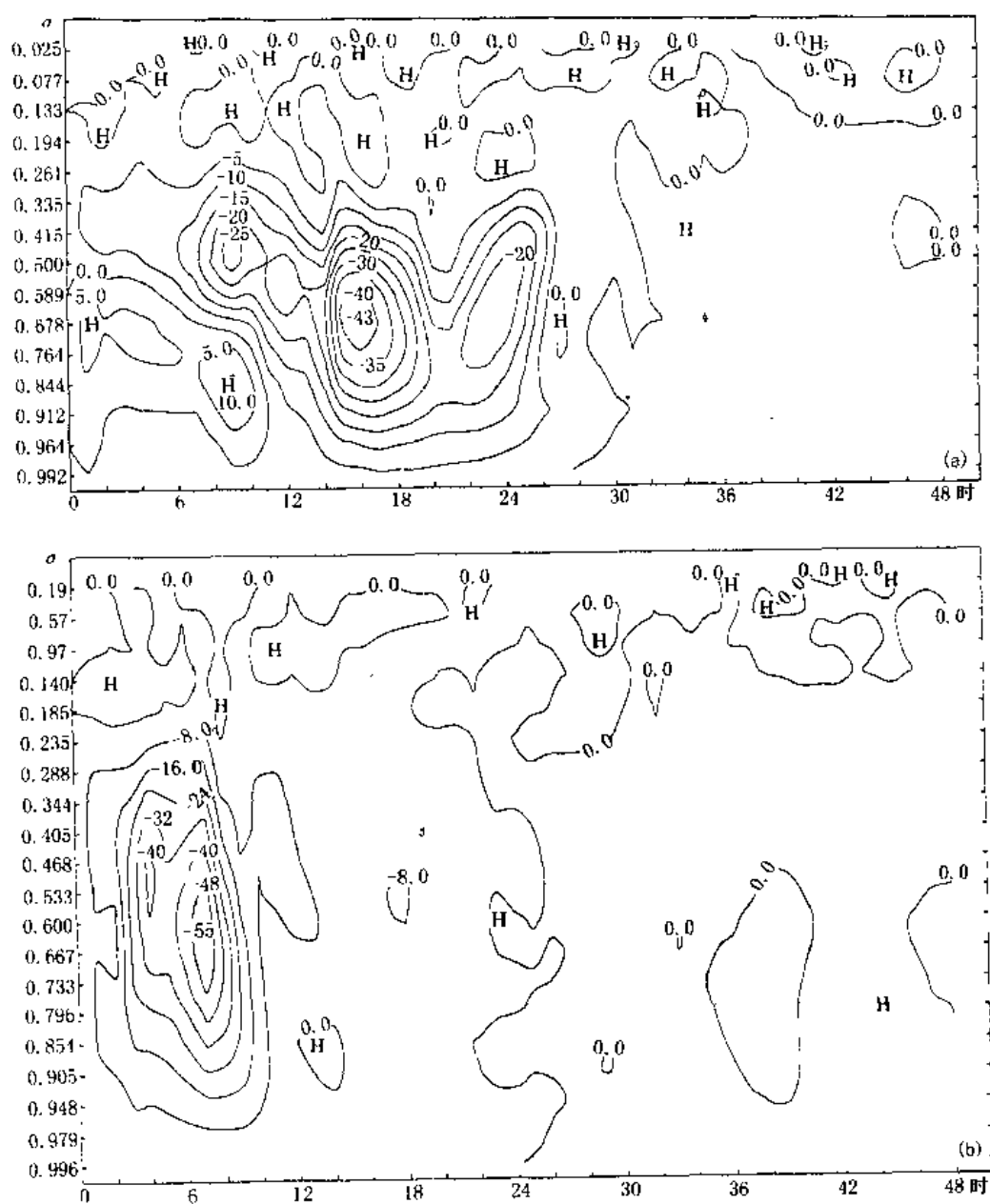
(●代表时间间隔为12小时的台风位置,下面的数字表示日期,例如,16表示8月16日00UTC的台风位置)

直接求得。对于云水和雨水,积分的初始时刻取为0。图2中分别给出了对于这次降水过程业务预报方案、业务高分辨率方案和显式降水方案的预报对比情况。图2a为8月20日00时到21日00时的24小时累积降水量观测实况,图2b为业务预报方案以8月20日00时为初始场作出的24小时降水量预报,图2c和图2d分别为业务高分辨方案 and 显式降水方案相应的24小时降水量预报结果。三个方案都成功地预报了东北地区的这次强降水过程,可以说改进方案对于24小时累积降水量的预报并未显示出明显的优势。但是,对于浙江沿海的一个较弱的降水中心(实况最大降雨量为28mm),尽管业务高分辨方案的预报比实况偏强(预报了50mm以上的降水),业务高分辨方案和显式降水方案的预报都优于业务预报方案的预报,在该区域报出了25mm以上的降水中心,而业务预报方案在这一地区只报出了小雨。对于我国华南地区的降水中心(实况最大降水量为25mm),三方案对雨区的预报位置偏北且强度偏强,尤其是方案2的预报最大降水量达100mm以上,这显然是由于缺少水相物质的拖曳作用而产生的虚假增长。

3.2 不同预报方案中垂直速度场的分布

模式中,垂直速度的分布对于降水预报是十分重要的。为了解不同预报方案对垂直速度场

3c后可以看出,由业务高分辨方案和显式降水方案得到的垂直速度场尽管在模式积分初期上升速度也较弱,但上升速度的加强则要比业务预报方案快得多,在积分开始2~3小时后,上升速度便开始加强,最大上升速度出现在积分8小时左右,最大上升速度分别为 -55.1×10^{-3} 和 $-36.4 \times 10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$,大约在10~12小时后,由业务高分辨方案和显式降水方案计算的上升速度便开始减弱。由最大上升速度的对比还可以看出,在提高模式的分辨率后,由业务高分辨方案计算的垂直速度的量值有明显的加强,这一方面是由于格点可分辨尺度的增加所致;而另一方面,是由于模式中缺少对云水和雨水的拖曳作用的描述以及使用了静力假定造成了垂直速度场的虚假增长。而引入了显式降水过程后,由于云水和雨水的拖曳作用使得强降水中心垂直速度的虚假增长得到了有效的抑制,使显式降水方案得到的垂直速度场较为合理。这一计算结果与日本学者 T. Kato⁵⁾ (1996)得出的在其它个例中云雨水拖曳作用抑制垂直速度虚假



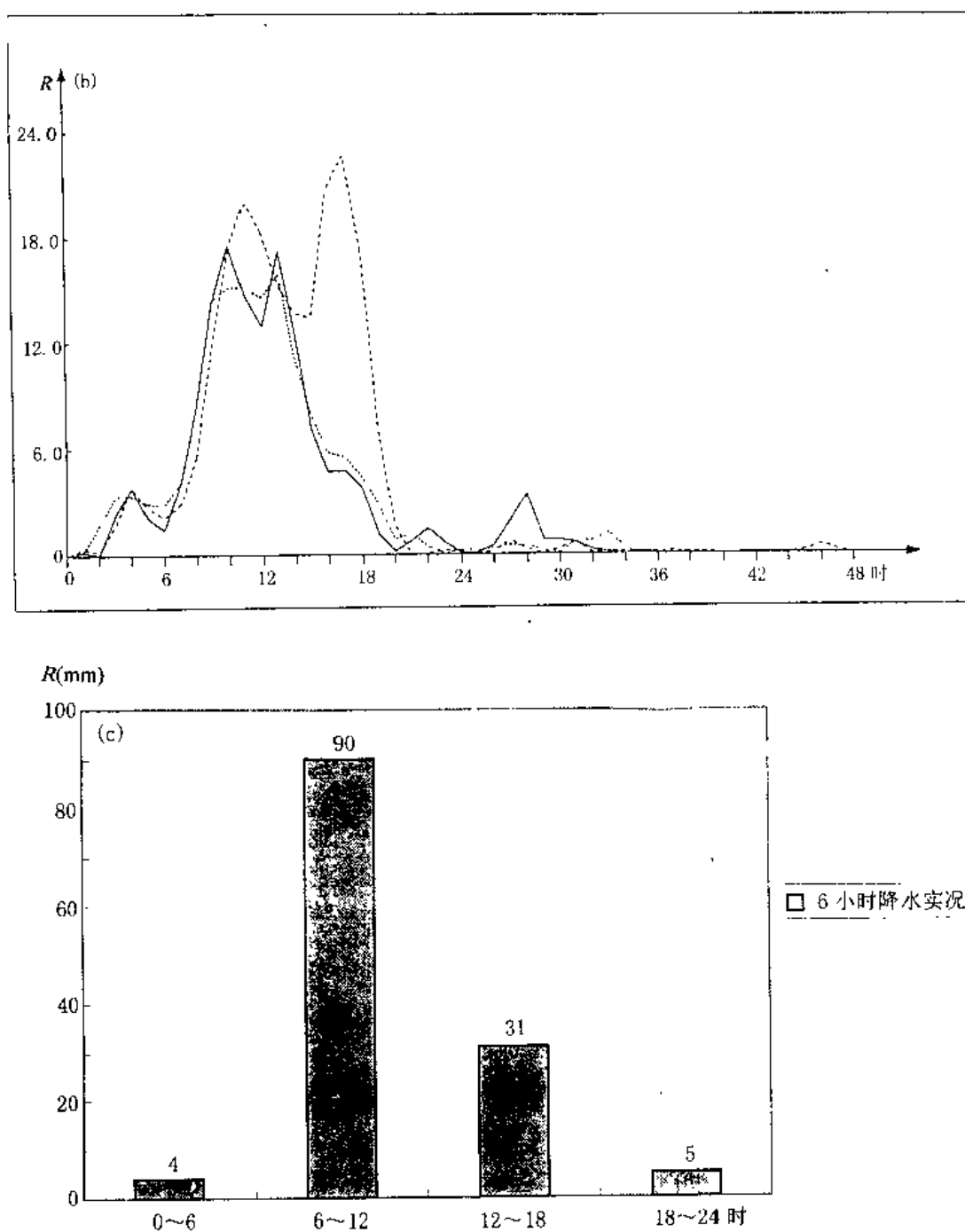


图 1 强降水中心最大垂直速度(a)降雨量(b)的时间演变曲线和对应的 6 小时累积降水量观测实况(c)增长的结果是一致的。

3.3 强降水中心降水量随时间的演变

对于暴雨预报而言,对强降水出现的时段的预报是十分重要的。试验中,我们对强降水中

心降雨量随时间的演变以及与其相关的垂直运动场的演变情况进行了分析,图4中给出了以1997年8月20日00时为初始场作出的强降水预报中心(位于 41°N , 122°E)的最大垂直速度(a,为作图方便,图中正值表示上升运动)和每小时降雨量(b)随时间变化的情况以及与其相对应的6小时累积降水量观测实况(c)。图中,虚线表示由业务预报方案得到的计算结果,实线表示业务高分辨方案的计算结果,点线表示显式降水方案的计算结果。从图4a中可以看出,在主要降雨时段,大多数情况下由业务高分辨方案计算的垂直速度大于显式降水方案的计算结果,而在无雨的情况下差距不大,这与前面的讨论是一致的。从图4a和图4b的对比可以看出最大垂直速度场和每小时降雨量随时间的变化趋势是比较一致的,最大降雨量较最大垂直速度稍有滞后。另外,从图4b中还可以看到这次降雨过程强降水主要出现在预报时效的6小时之后,0~6小时之间只出现了较弱的降水,对于这一点三个预报方案的预报是一致的。由业务高分辨方案和显式降水方案作出的预报显示强降水主要出现在6~14小时,14小时后降水明显减弱,18小时后则只有微弱降水。对于业务预报方案而言,尽管24小时总降水的落区预报与上述两方案的预报相似,而由该方案得到的每小时降水量预报随时间演变曲线却显示,其中心降雨量随时间的变化出现了两次降雨高峰,第一次出现在6~12小时,这与业务高分辨方案和显式降水方案的预报基本相吻合,在第14小时前后降水稍微减弱,16~18小时又出现了第二次高峰而且降水强度超过了第一次,18小时后,降雨才开始减弱。由于受到降水观测资料的限制,我们仅能得到离此预报格点(41°N , 122°E)最近的辽宁省锦州观测站(41.13°N , 121.12°E)6小时间隔的降水观测资料(图4c),图中显示,8月20日00时~06时实况降水量为4mm,06~12时为90mm,12~18时为31mm,18时~24时为5mm。这一结果表明,模式提高分辨率后对强降水中心降雨量随时间演变的预报较业务预报方案的预报有了明显的改进。

4 结 论

个例试验的诊断分析结果表明:

(1)提高分辨率后,模式对于强降水中心降雨量随时间的演变趋势的预报能力较业务预报模式有了明显改进。

(2)引入显式降水过程后,由于云水、雨水的拖曳作用有效地抑制了由分辨率的增加而引起的垂直速度的虚假增长,使模式对天气过程动力机制的描写更为合理。

上述结论只是在个例诊断分析的基础上作出的。由于模式在引进显式降水过程的初期,许多物理参数有待调整,初始场资料与预报模式间分辨率的差异,模式中云水、雨水的初值问题等也还没有得到较好的解决,这些问题的存在会影响到模式的总体预报效果。我们将在在未来的工作中逐渐改进上述不足之处,并通过进一步的业务预报试验完善预报方案,提高业务预报水平。

参考文献

- 1 朱宗申,马清云,郑国安.区域资料四维同化试验.台风、暴雨业务数值预报方法和技术研究.北京:气象出版社,1996,209~215
- 2 闫之辉,赵俊英等.高分辨率有限区业务数值预报模式及降水预报试验.应用气象学报,1997,8(1):393~

401

- 3 赵俊英, 闫之辉. 有限区业务预报模式改进方案实时资料预报试验. 国家气象中心科技年报 A 册(气象类), 1997, 58~66
- 4 闫之辉, 郭肖容等. 一个可用于业务预报的载水预报模式. 国家气象中心科技年报 A 册(气象类), 1997, 11~18
- 5 Kato, T. and K. Saito. Hydrostatic and non-hydrostatic simulations of moist convection: Applicability of hydrostatic approximation to a high-resolution model. J. Meteor. Soc. Japan, 1995, 73: 58~77

THE COMPARATIVE EXPERIMENT FOR A TORRENTIAL RAIN

Yan Zhihui (闫之辉), Zhao Junying (赵俊英) and Guo Xiaorong (郭肖容)
(National Meteorological Center, Beijing 100081)

Abstract

By the simulation of a torrential rain caused by a landing typhoon in August 1997, a comparison between the operational limited-area model in NMC (Beijing) and its improved version including explicit scheme is made and a number of features respectively derived from the three schemes, such as the structure of vertical velocity field, the evolution of vertical velocity and rainfall amount at the center of strong precipitation with time, are discussed in this paper. The results indicate that the prediction at the beginning of the strong precipitation forecasted by higher resolution version is improved. Especially when the explicit scheme is incorporated, the model brings about more reasonable prediction in the spatial and temporal distribution of precipitation and the dynamical structure of synoptic system.

Key words: explicit scheme, microphysical process, the center of strong precipitation

1995年7月底辽宁省副热带切变线特大暴雨^①

郑新江

(国家卫星气象中心,北京 100081)

李志楠

(北京气象台,北京 100081)

朱福康

(中国气象科学研究院,北京 100081)

邵明轩

(北京气象台,北京 100081)

罗敬宁

(国家卫星气象中心,北京 100081)

雷振发

(北京气象台,北京 100081)

张廷治

(沈阳中心气象台,沈阳 110001)

摘 要

1995年7月底辽宁省的特大暴雨发生在副热带切变线附近,在此期间出现了两种高低空气流的耦合关系:一种是高空偏北风与低空偏南风的风向气流耦合关系,形成副热带季风经圈环流;另一种是高空西风急流与低空西南急流的两支高低空偏西急流风的耦合关系。计算结果表明,西南低空急流有明显的非地转性,重力惯性波的不稳定性是这次暴雨的动力触发机制。

关键词: 副热带切变线 季风经圈环流 高低空气流耦合

1 引 言

众所周知,切变线是我国江淮流域初夏梅雨季节暴雨天气的重要降水系统之一。而切变线系统在东北地区能造成暴雨的概率却很少,仅占一般暴雨天气的19%,并且以局地暴雨居多^[1]。但1995年7月末发生在华北北部—辽宁省的大暴雨天气过程是由与冷锋尺度相当的低空切变线造成的,其中7月28日夜至30日白天辽宁省出现了持续45个小时的特大暴雨过程,并造成辽宁省东部地区的特大洪灾。本文重点分析了辽宁东部山区的降水、高低空气流的耦合、切变线、锋区结构及动力扰动等特征,并注意与江淮切变线进行对比。

2 大尺度环流背景

暴雨发生前后,500hPa东亚高纬地区经向度较大,并呈阻塞形势(图略)。而在中纬度地区上空为较平直的风西气流,西太平洋副热带高压呈东西带状,脊线位于30~35°N。在这种形势

① 初稿时间1998年10月12日,修改稿时间1999年8月20日。

下,利于极锋系统经蒙古共和国南下与副热带系统在 45°N 附近形成相互作用的界面。在对流层低层 850hPa(图 1),一支强劲的东南季风性暖湿气流,绕流北上,在副热带高压西北侧形成低空西南急流。这股南来的暖湿气流又与北来的极地干冷空气交汇在我国东北地区中南部至河套北部地区,形成低层辐合切变线,但地面冷锋并不清晰。

暴雨带分布在 850hPa 切变线与副热带高压西北侧西南低空急流之间的一条 ENE-WSW 的狭长带中(图 1)。上述的大尺度环流形势、影响系统与暴雨带配置的关系与江淮流域梅雨期的形势相似^[2,3],只是纬度偏北了约 15 个纬距。

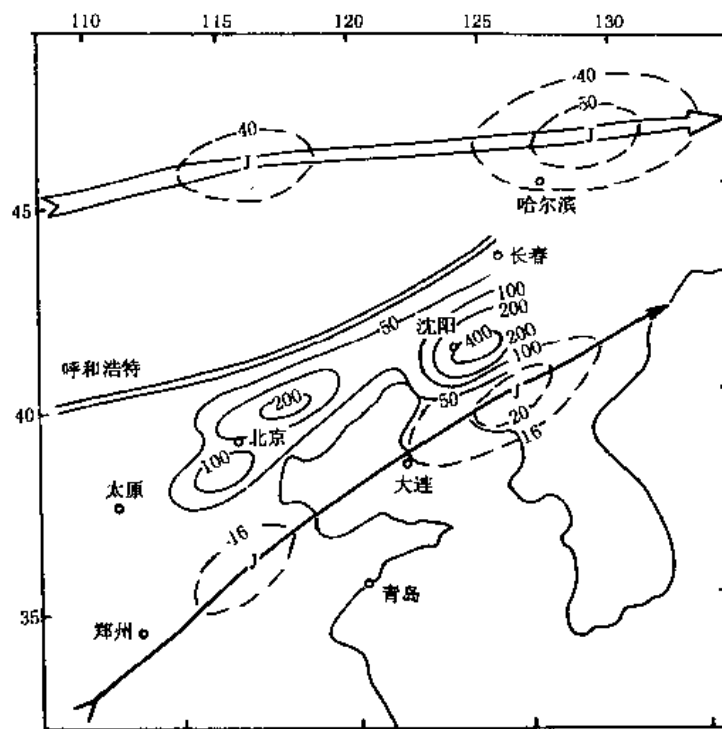


图 1 1995 年 7 月底高低空急流、切变线、暴雨带综合图

(黑矢箭:850hPa 西南急流;双矢箭:200hPa 西风急流;双线:850hPa 切变线;等值线:7 月 29 日 08 时~31 日 08 时降雨量(mm);J 表示急流中心;虚线为等风速线)

3 降水概况

1995 年 7 月 28 日夜间至 30 日在华北北部—东北南部地区出现了大暴雨过程,最大雨量中心出现在辽宁省东部山区,雨量超过了 500mm。

从特大暴雨区各站的雨量随时间分布来看,暴雨过程可明显分为两个阶段,以海浪站为例(图 2):①29 日 02~14 时(北京时,下同)在 12 个小时内发生了 300mm 的特大暴雨。降水强度随时间速变,为中尺度深对流降水特征。②29 日夜~30 日白天降水持续了近 27 个小时,降水量为 165mm。这时段的降水特征明显不同于前一时段,持续时间较长、降水量比前一时段要小。在以后的分析中将这两个不同降水性质特征阶段分别称为暴雨前期及暴雨后期。

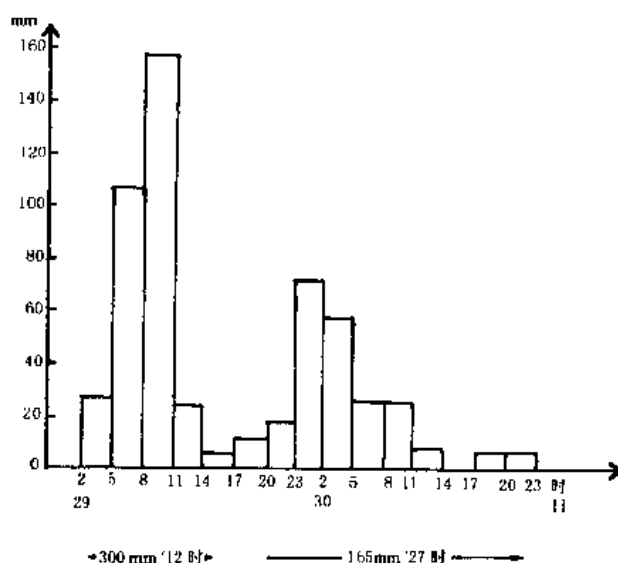


图2 1995年7月29~30日特大暴雨区海浪站3小时雨量随时间分布

4 高低空流场的耦合

在辽宁省特大暴雨期间,对流层高低空气流出现了两种不同特征的耦合作用。这对本次特大暴雨的发生发展是非常重要的。

在暴雨前期,对流层高层(200hPa)南亚高压东端伸到我国东北地区的南部,副热带高空急流—锋区位于特大暴雨区的北面。辽宁省东部处于南亚高压的东北端偏北风气流中(图3),对流层低层为西太平洋副热带高压西北侧的西南低空急流中,这种高低空反向气流的叠置,耦合成一经向环流圈(图4)。暴雨区位于这个环流圈的上升支。该环流圈的低层的最大南风气流附近出现了比湿大于 14g kg^{-1} , θ_e 大于 350K 的季风属性的高能中心,表明该环流圈是副热带季风经圈环流。这种特殊的环流圈被认为是江淮流域梅雨期所特有的^[1]。该环流圈的建立,对于副热带季风气流深入我国东北地区、对流不稳定、上升运动发展和维持起重要作用。因为副热带季风气流从高空副热带高压脊下越过,上层干燥下层高温高湿而形成对流发生的有利条件。且该环流圈与能量场的配置关系:低能下沉;高能上升,利于有效位能转换成扰动动能,因此这反环流圈实际上是一个热力正环流圈,这将使垂直环流圈动力加速,上升运动和低空急流同时得到维持和加强。

在暴雨的后期,高空急流—锋区、南亚高压东端有所南压,辽宁省东部上空处于南亚高压北侧的偏北风分流处(图略)。暴雨上空的偏北风气流仍与低空偏南风耦合成季风经圈环流,继续维持低空水汽输送和不稳定层结的建立;此时北方的副热带高空急流—锋区已南压,暴雨区的上升气流沿高空锋区向北倾斜上升到达北部高空西风急流中心附近(图5,垂直速度由运动学修正方案计算, $\omega = \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, $V = \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$,剖面方向的垂直与水平风速合成比例为1:100),它位于高空西风急流入口区的右侧,因而形成了高低空两条偏西风急流的耦合,这种耦合关系通过质量调整的动力效应,将有利于上升运动和低空急流的维持和加强^[1],使降水持续

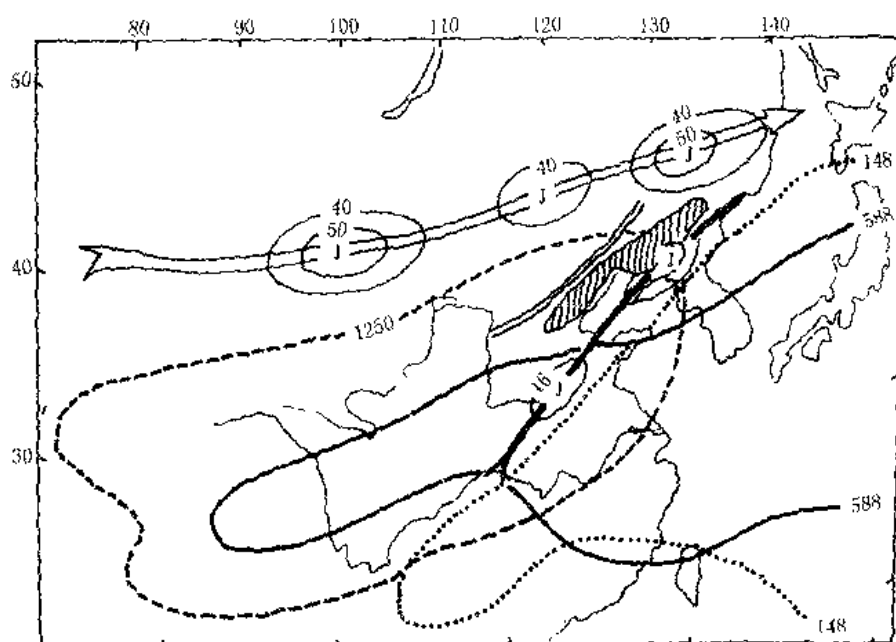


图3 1995年7月29日08时高低空形势综合图

(双矢箭:200hPa 西风急流;单矢箭:850hPa 西南急流;虚线:200hPa 高压(1250dagpm 线);实线:500hPa (588dagpm 线);点线:850hPa 副高(148dagpm 线);阴影区:大暴雨区;双线:850hPa 切变线)

更长时间。

5 切变线及其锋区垂直结构

暴雨带北侧的低空切变线,是一条具有副热带性质的辐合系统,通过暴雨前期特大暴雨区的经向垂直剖面(图4)可分析出,它与上述季风性的反环流圈的上升支相连,切变线在850hPa、700hPa的水平风切变反应最明显,而在500hPa以上的中高层的水平风场反应不明显。该切变线在对流层低层随高度向南倾斜,并在向南倾斜的能量锋区上(细实线)。这个切变线北侧附近等温线虽然略有下凹(虚线),但水平温度梯度不明显,近地面的水平温度梯度不足 $1^{\circ}\text{C}/100\text{km}$ 。切变线、能量锋区北侧无强大的冷空气堆,表明它不完全同于极锋系统。该能量锋区上有较明显的湿度水平梯度, $T - T_d$ 梯度大于 $2^{\circ}\text{C}/100\text{km}$,为湿斜压锋区。副热带高空锋区位于切变线北侧的中高层上。上述的结构特征表明此切变线是副热带切变线^[6]。特大暴雨区(沈阳)位于切变线南侧偏南风气流中,其500hPa以上的自由大气为高能的相当正压区,700hPa以下的低空位于湿斜压锋区附近偏高能暖湿一侧,这为暴雨前期的深对流暴雨的发生提供了对流潜热能。

在暴雨的后期(图5),切变线附近的风场结构及其位置无大变化,在对流层低层(850~700hPa)仍存在与季风性反环流相连系统的湿斜压锋区,虽然有对流潜热能,但不如暴雨前期深厚。同时在暴雨区的边界层内出现了 -3°C 的24小时变温,虽然水平温度梯度略有增大(图略),但这里却处于较强的偏南风气流中,对应温度暖平流大于 $4^{\circ}\text{C} \cdot 10^{-5}\text{s}^{-1}$,且近地面的主

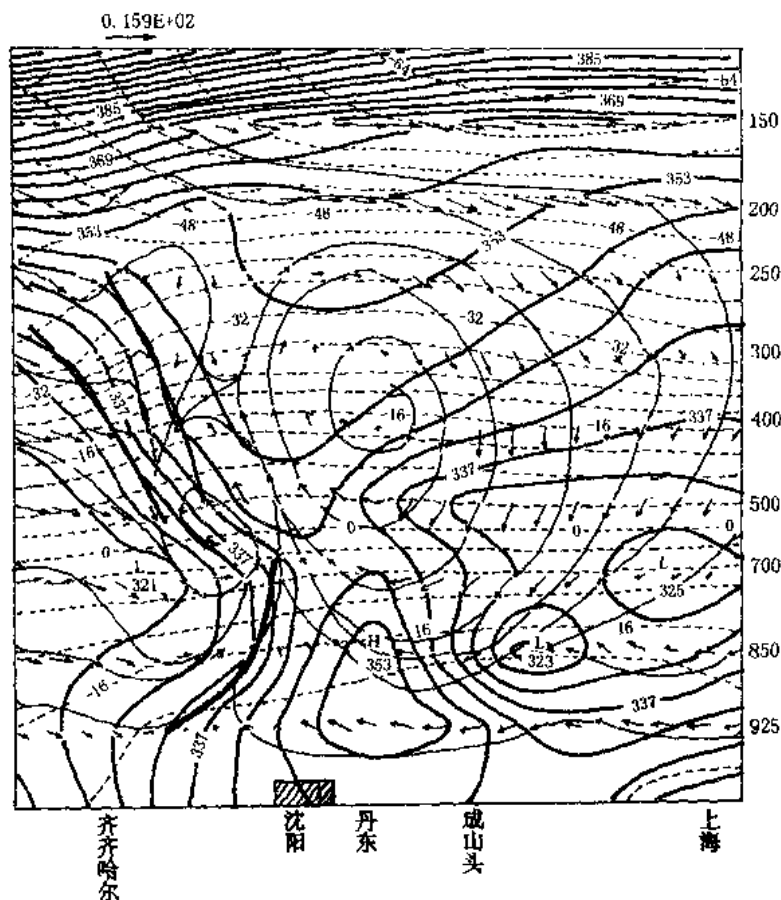


图4 1995年7月29日08时经特大暴雨区的经向垂直剖面

($50^{\circ}\text{N}, 123.5^{\circ}\text{E} \sim 30^{\circ}\text{N}, 123.5^{\circ}\text{E}$; 格距 100km ;

虚线表示温度, 间隔 4°C ; 粗实线表示 θ_e , 间隔 4K ; 矢线表示风场)

要温度锋区在切变线北侧。因此可推断湿斜压锋区的形成与北方的冷空气关系不大, 应该是由暴雨前期强对流降水的非绝热降温所致。这种低空锋区结构及形成机制与江淮切变线上的半热带锋区相似^[7]。这个边界层内的斜压锋区具有实际的动力意义; 它将暖湿空气倾斜地注入暴雨区低空的对流不稳定区, 触发对流发展。这体现出降水的自身动力维持机制。同时暴雨后期在对流层中高层副热带锋区已南移到了切变线北侧高空附近, 使暴雨区上空附近形成了具有凝结潜热、又有斜压位能的复杂结构锋区(图略), 这与北方的台风暴雨、台风倒槽暴雨上空的半热带性质锋区结构更加相似^[8]。这表明由高空西风斜压系统、季风环流及中尺度对流系统之间的相互作用, 形成半热带性质结构锋区的自身维持、加强机制, 有利于对流、稳定混合性降水的长时间的维持。

6 暴雨的动力触发机制

通过非地转风计算西南低空急流有明显的非地转性, 29日08时辽宁省东部附近 850hPa 的非地转风为 16m s^{-1} 。由于它的非地转性, 在急流轴大风中心下形成 $\partial V/\partial Z > \partial V_e/\partial Z$ (其

水平尺度较小的高值和低值的分布后,天气尺度垂直运动可以与 C^2 水平不均相耦合,激发出次天气尺度的非热成风来^[12],可使条件③达到满足。在水汽充分供给、大气近于饱和地区的稳定参数 $C^2 = -C_m^2$ 可近似地表示成:

$$C^2 = -C_m^2 \sim (RTP/\theta_{se})(\partial\theta_w/\partial P)$$

我们用 $\theta_{w_{850}} - \theta_{w_{500}}$ 近似表示静力不稳定参数,计算静力不稳定在东北地区极值中心相距约 500km(图略),非热成风涡度水平尺度我们取 1000km,在文献[2]中的表 8.1 中可查出在 40°N 上述两种尺度的适应过程所激发的耦合尺度 R 约为 330km。当扰动垂直尺度达 300hPa 时的水平适应尺度 L_0 为 333km,近似出现了 $R < L_0$,使条件③也满足。以上分析表明暴雨发生前后满足重力惯性波不稳定条件,可启动深对流系统发展。这种非热成风和上层辐散、下层辐合中心上升的垂直环流之间发生正反馈,造成重力波不稳定,使不稳定能量得以释放,造成深对流系统发展,其启动发展机制与台风的 CISK 发展机制类似^[12]。

胡伯威^[13]曾从理论上分析指出:在大气低层“湿度锋”南侧附近最利于发生 CISK;这种与低层“湿度锋”耦合的 CISK 可以解释长江流域暖切变型梅雨锋的发生过程。我们上述的计算结果也为此提供了一个佐证。

7 结论

1995 年 7 月底辽宁省的副热带切变线特大暴雨是发生在对流层高层南亚高压东北端的高空偏北气流与低层西南急流叠置时,并耦合成副热带季风经向环流。这种高低空的反相气流的耦合,可使季风气团深入我国东北地区南部与北方变性冷空气相互作用在副热带切变线上,并在其附近形成相似于江淮梅雨的低空湿斜压锋区。

在暴雨前期,高空急流—锋区偏北,受高空槽前的正涡度平流作用造成的非热成风涡度明显大于零,在适应过程中,在季风属性的环境条件下达到了重力惯性波不稳定条件,引发了类似于热带台风的 CISK 发展机制,发生了降水强度极大的对流暴雨系统。

在暴雨后期,副热带高空急流—锋区有所南压,暴雨上空处于南亚高压北侧的南北气流的分流处。在暴雨上空的上升气流一部分向南分流与低空偏南风仍维持反相气流叠加,耦合成垂直季风流圈。而向北分流的上升气流进入北部的高空西风急流中,又形成高低空两支偏西急流的耦合关系,这种耦合关系将形成高低空质量调整的动力效应,利于降水较长时间的维持。

参考文献

- 1 郑秀雅,张廷治,白人海等.东北暴雨.北京:气象出版社,1992,6~7
- 2 张丙辰.长江中下游梅雨锋暴雨的研究.北京:气象出版社,1990,1~3
- 3 斯公望.暴雨和强对流系统.北京:气象出版社,1988,287~289
- 4 孙淑清,杜长萱.江淮流域梅雨锋的维持与锋上扰动的发展特征.中尺度天气与动力学研究.北京:气象出版社,1996,17~18
- 5 丁一汇.高等天气学.北京:气象出版社,1991,171~181
- 6 朱乾根等.天气学原理和方法.北京:气象出版社,1992,801
- 7 胡伯威.暖切变型江淮梅雨锋结构及其形成和维持机制.大气科学,1996,262~472
- 8 蒋尚城,林楠.台风暴雨的概念模式.中尺度文集,220

局地型相似系数及其在环流季节变化分析中的应用^①李双林^②

(武汉中心气象台, 武汉 430074)

王盘兴 李新芳^③

(南京气象学院, 南京 210044)

摘 要

简单介绍了局地型相似系数(LPAC)图及其计算方法。通过计算 50°S~50°N 球带区域 1972 年 1 月至 1987 年 12 月逐月平均 850hPa 风场月际局地型相似系数,求得多年平均月际局地型相似系数图,由此分析了环流的季节变化特征规律及东亚、南亚季风区的季节转换差异。并结合江淮大涝的 1980 年,分析了东亚环流季节转换的异常特征。结果表明,局地型相似系数能很好地揭示出环流的季节变化。

关键词: 局地型相似系数(LPAC) 环流季节变化 异常 应用

1 引 言

局地大气环流季节转换的异常,通常是指某年该地区季节转换对多年平均状况的明显偏差,它常常导致旱涝等气象灾害的发生,因此作为参照状态的大气环流多年平均季节变化是气象学研究的重要课题。许多学者对此做了大量工作。叶笃正等^[1]的经典性工作指出大气环流季节变化中存在“六月突变”和“十月突变”。后来的一些研究发现,突变的时间和强度随区域而异,何金海^[2]的研究表明,东亚环流由冬入夏季节转换的突变可提前至 5 月份开始。曾庆存等^[3]指出,东亚和太平洋地区由夏入冬季节转换的相对快速变化的“过渡时期”可能由 9、10 月联合组成。朱乾根等^[4]对印度季风和东亚季风的比较研究发现,它们是具有明显差异又相互作用的两类系统,印度季风本质上是热带系统,而东亚季风由南海的热带季风和大陆的副热带季风组成,它们的爆发时间是不同的。因此,大气环流的季节变化可能具有多种尺度和地区差异性。

天气气候的经验表明,局地环流型(如风、压系统)与局地天气气候(如气温、降水)的关系应较表征环流的要素值(如风速、气压值)更密切。当分析涉及全球范围时,这种联系表现得更突出。因此,王盘兴^[5]提出一种着眼于局地环流型差异的描述环流变化的环流特征量——局地型相似系数(简记为 LPAC),它曾被用于数值试验结果的分析^[6],得到良好的效果。本文将用局地型相似系数图研究环流的季节变化,并对江淮大涝的 1980 年环流季节转换特点进行了分析。

① 初稿时间 1997 年 9 月 18 日,修改稿时间 1999 年 3 月 17 日。

② 现为定向培养博士生,在中国科学院大气物理所学习。

③ 工作单位:中国民航飞行学院洛阳分院气象台。

2 局地型相似系数及其计算方法

通常人们用差值图研究环流的变化,但是,这种方法的着眼点是场的个别点上的量值,它不能反映不同尺度系统的演变。涉及全球的分析时由于低纬要素场量的时空变率一般小于中高纬,差值图不利于显示低纬度环流的差异。局地型相似系数 LPAC(Local pattern analogue coefficient)图是一种着眼于环流型变化、显示环流差异的诊断方法^[5]。其基本考虑是象气压场、风场反映的流型的异常对天气、气候异常的影响可能超过如气温、降水等要素场量值异常所造成的影响。将 LPAC 图方法用于数值试验结果与实况的分析表明,它能直观地显示环流异常。

局地型相似系数图方法是在相似系数的基础提出的,将同一区域被比较的两个气象要素场看成是欧氏空间的两个向量,便可用其夹角余弦来表示其相似程度。

设某一区域 D 不同时刻的两个数量场 $F_1(\lambda, \varphi)$ 、 $F_2(\lambda, \varphi)$, λ, φ 分别为经、纬度,这两个场的相似系数定义为:

$$A_s(\lambda'_0, \varphi'_0) = \frac{\iint_D [F_1^*(\lambda, \varphi) F_2^*(\lambda, \varphi)] d\sigma}{\|F_1^*(\lambda, \varphi)\| \|F_2^*(\lambda, \varphi)\|} \quad (1)$$

式中, λ'_0, φ'_0 是 D 的中心位置; $\| \cdot \|$ 为取模算符, F_1^*, F_2^* 是 F_1, F_2 对其区域平均值的偏差,定义为:

$$\begin{aligned} F_1^*(\lambda, \varphi) &= F_1(\lambda, \varphi) - [F_1(\lambda, \varphi)]_D \\ F_2^*(\lambda, \varphi) &= F_2(\lambda, \varphi) - [F_2(\lambda, \varphi)]_D \end{aligned} \quad (2)$$

而场的区域平均值为

$$\begin{aligned} [F_1(\lambda, \varphi)]_D &= \iint_D F_1(\lambda, \varphi) d\sigma / D \\ [F_2(\lambda, \varphi)]_D &= \iint_D F_2(\lambda, \varphi) d\sigma / D \end{aligned} \quad (3)$$

同样类似地,对于区域 D 上的两个二维向量场 $V_1(\lambda, \varphi), V_2(\lambda, \varphi)$, 将它们写成复数形式

$$\begin{aligned} V_1(\lambda, \varphi) &= u_1(\lambda, \varphi) + iv_1(\lambda, \varphi) \\ V_2(\lambda, \varphi) &= u_2(\lambda, \varphi) + iv_2(\lambda, \varphi) \end{aligned} \quad (4)$$

后,则可以定义二维向量场的 LPAC:

$$A_v(\lambda'_0, \varphi'_0) = \frac{\operatorname{Re} \left\{ \iint_D [V_1^*(\lambda, \varphi) \overline{V_2^*(\lambda, \varphi)}] d\sigma \right\}}{\|V_1^*(\lambda, \varphi)\| \|V_2^*(\lambda, \varphi)\|} \quad (5)$$

(5)式中 Re 表示取实部,“—”为取共轭。其它量的意义同(2)、(3)式。

对于给定在均匀经纬格点网上的气象要素场,若其整个区域为 Ω ,而分析的重点是尺度为 D (经、纬向尺度相当于 $2J_0\Delta\varphi, 2I_0\Delta\lambda$) 时,可以根据(1)、(5)的离散场计算公式(6)、(7)计算出图1中 Ω' 区域上所有点的 A_s 或 A_v 值。

$$A_s(I, J) = \frac{\sum_{i=I-I_0}^{I+I_0} \sum_{j=J-J_0}^{J+J_0} F_{1i}^* F_{2j}^*}{\left(\sum_{i=I-I_0}^{I+I_0} \sum_{j=J-J_0}^{J+J_0} F_{1i}^{*2} \right)^{1/2} \left(\sum_{i=I-I_0}^{I+I_0} \sum_{j=J-J_0}^{J+J_0} F_{2j}^{*2} \right)^{1/2}} \quad (6)$$

$$A_v(I, J) = \frac{\sum_{i=I-I_0}^{I+I_0} \sum_{j=J-J_0}^{J+J_0} (u_{1i}^* u_{2j}^* + v_{1i}^* v_{2j}^*)}{\left\{ \sum \sum (u_{1i}^{*2} + v_{1i}^{*2}) \right\}^{1/2} \left\{ \sum \sum (u_{2j}^{*2} + v_{2j}^{*2}) \right\}^{1/2}} \quad (7)$$

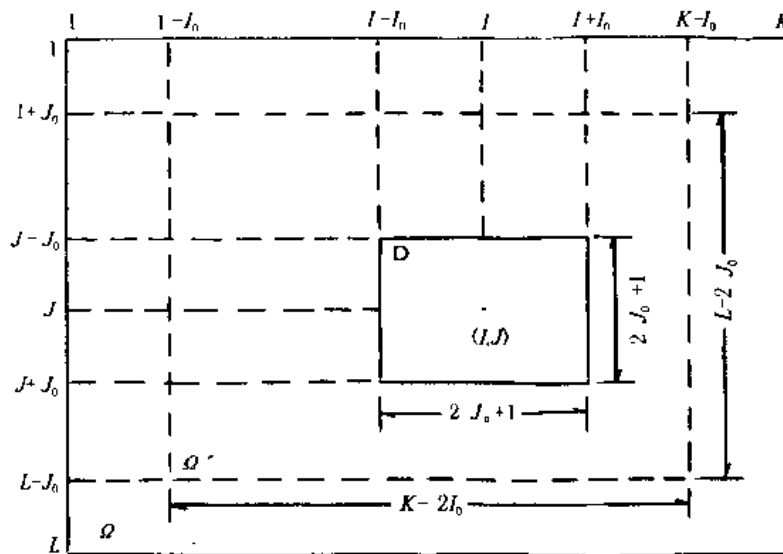


图1 计算LPAC的资料范围图

(Ω 为初始资料范围, Ω' 为LPAC可取值的区域, D 为与所选定的系统尺度相当的区域, D 应在 Ω 内逐点移动)

3 行星尺度环流季节转换特点分析

所用资料为经过整理的 NMC 的 850hPa 平均风场, 资料长度为 1975 年 1 月至 1987 年 12 月共 13 年 156 个月, 范围 (Ω) 为 $50^\circ\text{S} \sim 50^\circ\text{N}$, 网格距为 $\Delta\varphi \times \Delta\lambda = 4^\circ \times 5^\circ$. 选择 D 的尺度为 $50^\circ(\lambda) \times 8^\circ(\varphi)$, 它对应 $I_0 = 5, J_0 = 1$, 这种 D 适合于月平均图上定常波的诊断. 计算工作分三步: 1) 用 (7) 式计算月际 LPAC (记为 $A_v(t)$, $t = 1 \sim 155$); 2) 求多年平均的逐月 LPAC (记为 $\bar{A}_v(t_m)$, $t_m = 1 \sim 12$); 3) 求异常 LPAC (记为 $A_v'(t)$, $t = 1 \sim 155$). 下面, 根据 $A_v(t_m)$ 及有关纬度-季节剖面图来分析季节变化气候规律, 根据 $A_v'(t)$ 的方差分布图及有关纬度-季节剖面图分析季节变化的年际规律.

3.1 概况分析

分析 \bar{A}_v 的季节演变便可分析环流的季节变化, 图 2a、b 分别是 4~5、9~10 月的月际

比较全部 12 张月际环流的 LPAC 图,可以看到:

1) 南、北两半球 850hPa 风场的季节变化存在明显不同的特征,北半球中纬度地区(40°N 或以北)环流的季节变化全年存在明显的纬向差异,位于欧亚大陆和北美大陆东部的两大洋上环流的月际变化全年都比较明显。南半球中纬度地区(40°S 或以南)环流的月际变化全年偏强,与北半球两大洋上类似,但其季节变化在纬向是均匀的。

2) 低纬区域(热带、副热带)环流的季节变化存在明显的纬向差异,明显的季节变化局限在西南太平洋经印度尼西亚到青藏高原这一带状的跨赤道区域。由北半球冬到夏,随太阳直射区域的北移,强季节转换区自该区域东南部(西南太平洋和澳洲东部)逐渐向西北部移动,最终到达东亚中纬区域(华北、东北、日本)。由北半球夏到冬,大致相反的过程在这一区域重演。

3) 西南太平洋几乎全年存在 LPAC 的低值区,平均而言,该海区可能是全球 850hPa 环流型月际变化最明显的区域。

4) 北半球热带外太平洋、大西洋区域亦存在相对明显的季节变化。其中太平洋区域由冬入夏和由夏入冬均有表现,大西洋区域仅发生在由夏入冬的过程中。这些过程具有明显的局地性。

5) 亚洲大陆由冬入夏最大的季节转变发生在 5~6 月间,而该地由夏入冬的季节转换主要发生在 8~10 月,但它直到 11 月仍有明显的变化,这些结果在主要方面与文献[3]基本一致。

由于南、北半球中纬海陆分布的明显差异(南半球为均匀海洋下垫面,北半球为明显的纬向海陆交替分布),两半球间该纬带定常波的强度差异明显,故南半球中纬流型的月际变化要比北半球相对明显,由此造成特征 1)。从西南太平洋到南亚、东亚区域是世界典型季风区^[7]的重要组成部分,明显的环流季节变化可用季风形成理论解释。西南太平洋上终年维持的强月际环流型转变区、北太平洋和北大西洋区域中等强度的局地型季节转换以及南北美洲、南部非洲、南半球印度洋、大西洋区域相对平缓的季节变化的成因有待研究。

3.2 东亚和南亚季节转换的异同

图 3a、b 分别给出了 90°E 、 120°E 的 LPAC 纬度时间剖面,以此来分析南亚季风区和东亚季风区季节转换的差别。图 3 给出了南亚和东亚季风区 850hPa 风场季节变化的共性与个性。共性主要表现为:流型明显变化区域均有经向传播过程存在;5 月以前和 10 月以后两地季节转变进程在 LPAC 图上有十分相似的形态。个性主要表现在 5~9 月之间,东亚 6~8 月间在副热带纬度有持续的环流月际转换,这与 5~8 月东亚地区的重要季风系统——西太平洋副热带高压的向西、北推进及 9 月的向南撤退是一致的。而南亚季风区在 5~6 月环流突变、夏季风建立之后(与印度夏季风低压建立相对应),环流稳定少变。上述异同为文献[4]提出的东亚、南亚季风区季风性质和区划提供了形象的论证。

4 东亚环流季节转换异常简单分析

为了说明环流季节转换异常情况,计算了月际 LPAC 方差。图 4 是沿 120°E 月际 LPAC 均方差时间演变图。可见,就东亚($20^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$)来说,LPAC 全年方差较大(方差为 0.2)的时间在夏半年的 5~10 月,说明夏半年环流季节转换相对冬半年比较容易发生异常,夏半年容易发

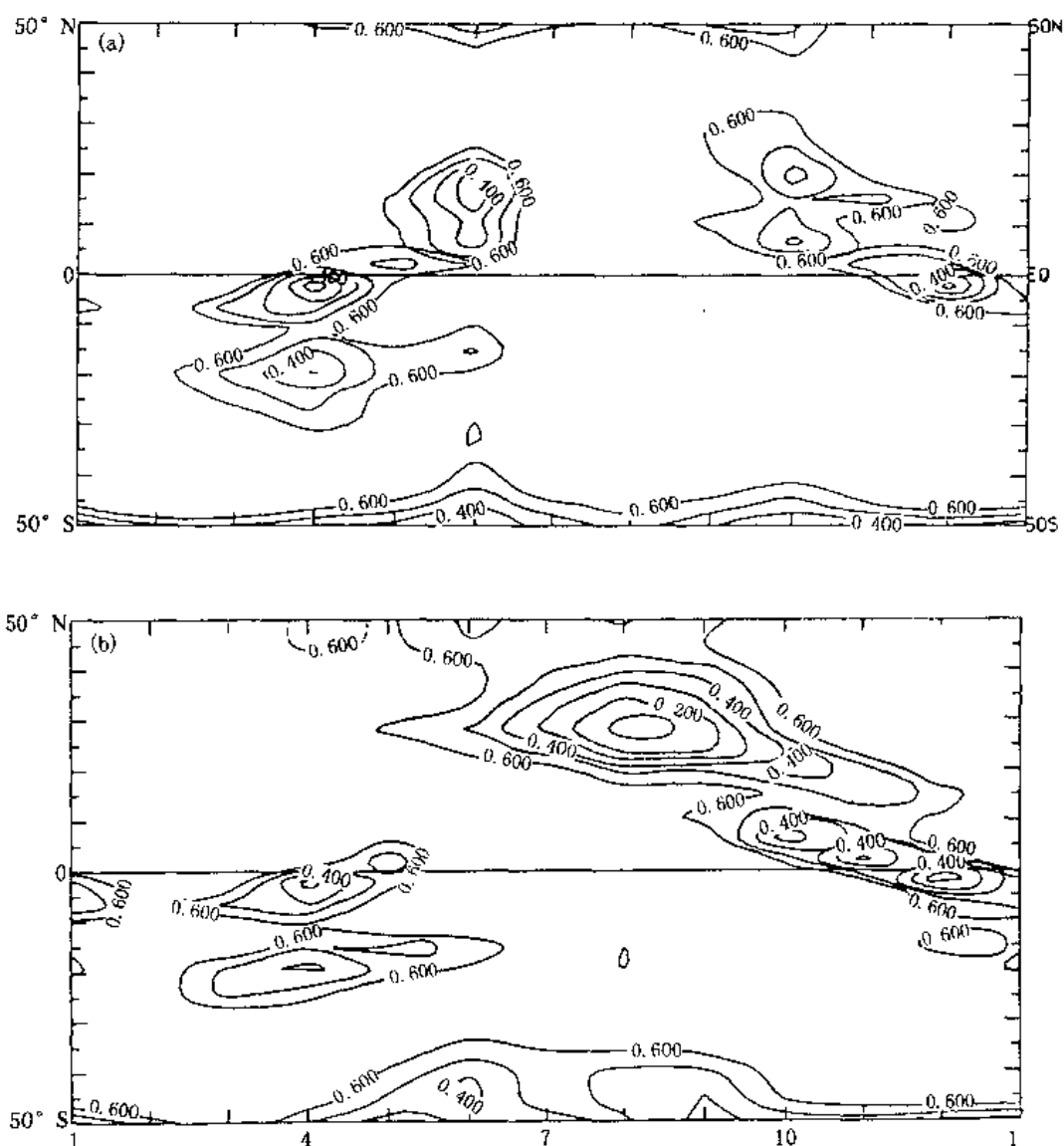


图3 850hPa 风场的多年平均 LPAC 纬度时间剖面图

(a. 南亚(90°E); b. 东亚(120°E); 等值线间隔 0.1, 横坐标 1 对应 1~2 月, 其余类推)

生气象灾害。还可看到,最大的方差中心(方差为 0.3)大致在 6~8 月、20~35°N,即华南、江南及江淮地区梅雨期和盛夏最易发生季节转换异常,最易发生气象灾害。

从 1975 年 1 月至 1986 年 12 月共 156 月沿 120°E 月际 LPAC 的演变图(图略)容易看到,大部分年份在 20~50°N、6~8 月均有较大范围的低值中心,而 1980、1981 年则明显不同,低值中心的范围较小,所在纬度也偏南,说明 1980、1981 年夏半年东亚季节转换与其它年份比较有较大的差异,即 1980、1981 年东亚季节转换相对异常。而事实上,1980 年江淮地区发生了特大洪涝灾害,长江发生了自 1954 年以来 25 年中的最大洪水,北方发生了干旱^[8];1981 年江淮发生了较大旱情,湖北省梅雨期雨量距平为 -10%,盛夏期雨量距平为 -10%^①。下面用

① 湖北省历年各月雨量级一览表,武汉中心气象台编。

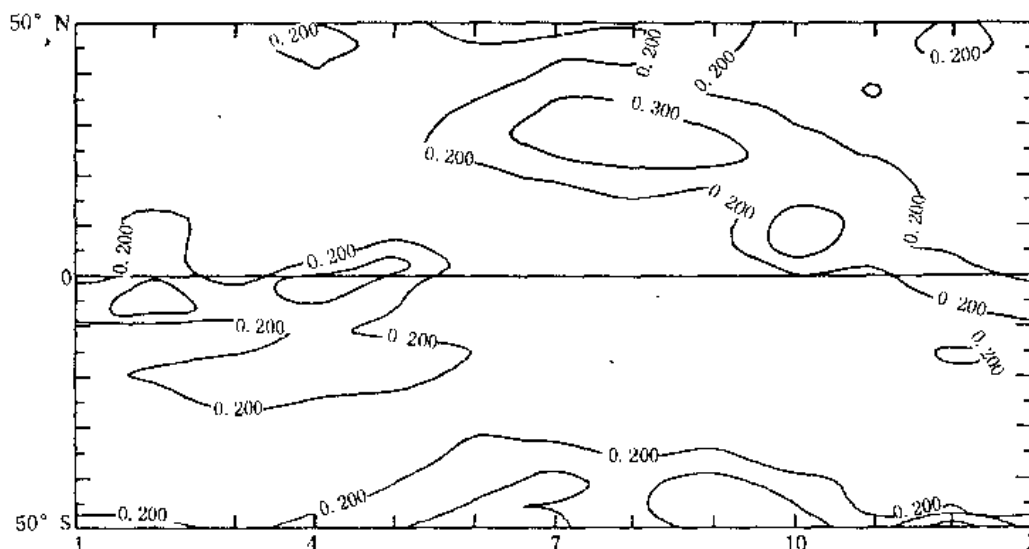


图4 沿120°E月际LPAC方差时间演变
(等值线间隔0.1, 小于0.2不分析, 横坐标同图3)

LPAC分析1980年季节转换特征。

5 1980年夏半年季节转换特征分析

从多年平均6~7、7~8月的LPAC(图5a、b)来看,北半球6~7、7~8月环流月际变化最为明显的地区是东亚及西北太平洋。而在6~7月环流转换是,西太平洋副热带高压北跳,脊线从20~25°N跳到25~30°N,江淮梅雨结束,华北雨季开始。在7~8月,随着副热带高压的继续向北增强,雨带也继续向北推进。与LPAC图表现的一致。这是多年平均、相当于正常年的情况。

从1980年6~7、7~8月LPAC(图5c、d)来看,在正常年环流变化比较明显的东亚和西北太平洋地区,不存在0.6以下的等值线,说明该地区从6~8月环流变化都不大。也就是说,1980年东亚季节变化发生了异常。

徐夏图^[8]分析指出,1980年是我国及东亚其它地区气候非常反常的一年。该年江淮流域整个夏天气温偏低,暴雨频繁。6~8月主要雨带在江淮流域徘徊,雨季长。雨季开始早,入梅的时间是6月9日,较常年提前一周,结束也晚,8月31日才出梅,较常年推迟40多天。淮河以南及长江中下游雨量较常年偏多5成至1.2倍。而北方夏季少雨干旱高温。并进一步指出,东亚大气环流的反常和持续稳定是我国、日本和朝鲜天气反常的原因。

西太平洋副热带高压呈纬向型,势力强盛,脊线稳定偏南是1980年夏季副热带高压活动的特点。6月9日入梅后,6月份脊线位置在20~25°N之间摆动,月均位置达23°N,较长年偏北3个纬距。7月份月均位置较常年偏南1.4个纬距。8月份偏南更为显著,月均位置21°N,较常年偏南7.4个纬距。整个夏天副热带高压始终在梅雨期的位置上摆动^{*}。与上述LPAC图(图5c~d)反映的1980年6~8月环流变化不明显是相一致的。可见,LPAC图分析环流异

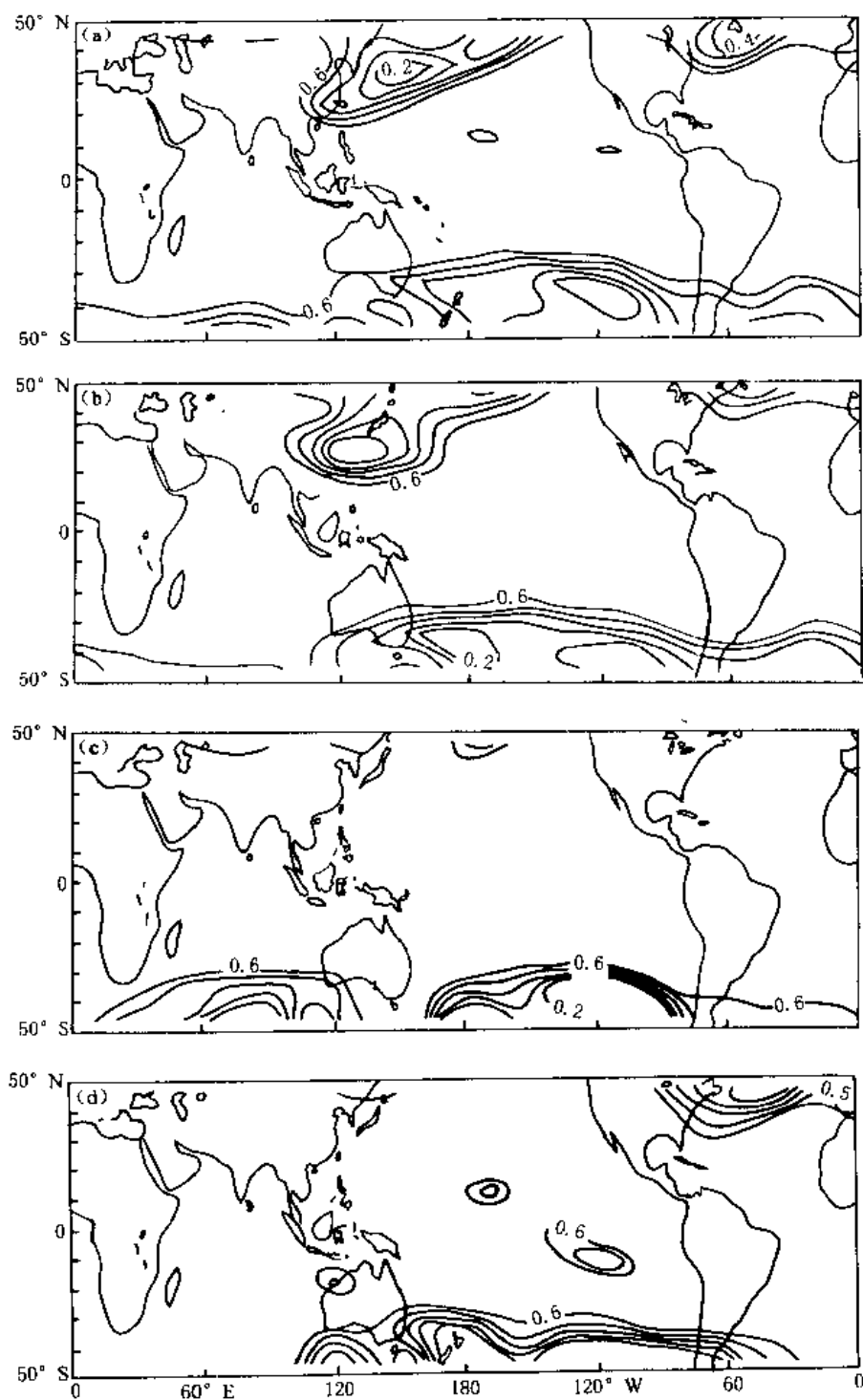


图 3 多年平均及 1980 年夏季 LPAC 分布

(a. 多年平均 6~7 月; b. 多年平均 7~8 月; c. 1980 年 6~7 月; d. 1980 年 7~8 月; 等值线间隔 0.1, 大于 0.6 不分析)

常简单明了。

6 结论与讨论

综上所述,本文将局地型相似系数图用于环流季节变化和转换异常的分析,并以1980年为例,分析了东亚环流季节转换异常。结果表明,它能够简要地揭示出一系列的特征。其中,关于南、北半球,季风区、非季风区、东亚季风区、南亚季风区环流季节转换和东亚环流季节转换异常的分析结果,关于东亚、东南亚环流季节转换年际异常的分析,图形简洁,结论明确。可见,局地型相似系数图适于此类目的的研究工作。值得指出的是,用LPAC图可反映环流月际变化的大小,与多年平均相比可反映这种月际变化的异常,但不能直接看出(以风场为例)这种变化对应的是何种环流的演变。

参考文献

- 1 Yeh T. C., S. Y. Tao and M. C. Li. The abrupt Change of circulation over the Northern hemisphere during June and October. *The Atmosphere and the Sea in Motion*, 1959, 249~267
- 2 何金海. TBB 资料揭示的亚澳季风区季节转换及亚洲夏季风建立的特征. *热带气象学报*, 1996, 12(1): 34~41
- 3 曾庆存, 梁信忠, 张明华. 季风和大气环流季节突变的数值模拟. *大气科学特刊*, 北京: 科学出版社, 1988
- 4 Zhu Qiangen, He Jinhai and Wang Panxing. A study of circulation differences between East Asia and Indian summer monsoons with their interaction. *Advances in Atmospheric Sciences*, 3(4): 466~477
- 5 Wang Panxing. A map of local pattern analogue coefficient — a tools for display circulation anomaly. *Acta Meteorological Sinica*, 1992, 6: 325~331
- 6 Wang Panxing. Anomaly of the background circulate of the IAP GCM model atmosphere in El Nino year. *Acta Meteorological Sinica*, 1991, 5: 608~616.
- 7 C. S. 拉梅奇. 季风气候学. 冯秀藻等译. 北京: 科学出版社, 1978
- 8 徐夏因. 1980年夏季我国南涝北旱的环流特征. *气象*, 1981, (12): 6~9

MAP OF LOCAL PATTERN ANALOGUE COEFFICIENT (LPAC) AND ITS APPLICATION IN ANALYSIS OF SEASONAL TRANSFER OF CIRCULATION

Li Shuanglin (李双林)

(Wuhan Central Weather Service, Wuhan 430074)

Wang Panxing (王盘兴) and *Li Xinfang* (李新芳)

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Abstract

Map of the Local Pattern Analogue Coefficient (LPAC) and its calculation method are introduced briefly in this paper. The average inter-monthly LPAC map of monthly-mean 850hPa wind field is derived from LPAC map monthly from January 1972 to December 1987 in globe-belt area, which situates between 50°S and 50°N. The seasonal transfer characters of circulation are analyzed. And the anomaly of East-Asia seasonal transfer is analyzed also, taking 1980 as an example. The analyzed results show that the LPAC is favorable for the research of seasonal transfer of circulation.

Key words: local pattern analogue coefficient, atmospheric circulation seasonal transfer, appliance

水汽图像在暴雨天气过程分析中的应用^①

薛秋芳

(中国气象科学研究院, 北京 100081)

郑新江

(国家卫星气象中心, 北京 100081)

摘 要

利用逐时水汽图像、增强显示红外云图、云顶黑体温度及常规气象资料, 分析 1995 年 7 月 28~30 日华北和东北地区一次大-暴雨过程, 研究暴雨系统发生发展的原因, 探讨利用水汽图像作致洪暴雨预报的可能性。

关键词: 水汽图像 致洪暴雨 θ_0 高能舌

1 引 言

水汽通道的卫星遥感图像是一种崭新的资料, 它可以表示深层大气的水汽状况, 美国国家海洋大气局、国家环境卫星、数据和情报服务处的 Wassila Thiao 等人^[1]用 GOES 6.7 μm 的水汽图像研究了水汽羽和高低层环流型与美国强降水(24 小时降水 $\geq 125\text{mm}$)的关系, 选用了三个夏季(1989~1991 年 5~10 月)的 129 个个例, 其中 87% 与水汽羽有关。他们认为: 水汽羽是连接全球(气候)尺度和中尺度(风暴尺度)的纽带, 是诊断产生强降水的中尺度系统环境的极好工具。本文试图用 GMS-5 卫星 6.7 μm 水汽图像, 配合增强显示红外卫星云图、云顶黑体温度(TBB)和常规资料, 分析 1995 年 7 月 28~30 日华北和东北地区一次大-暴雨过程, 研究暴雨系统发生发展的规律, 探讨用水汽图像作致洪暴雨预报的可能性。

2 暴雨造成的影响

受副热带高压西南端暖湿气流和弱冷空气的共同影响, 7 月 28~30 日, 华北大部、东北地区南部、山东西北部及山东半岛地区出现了强降水天气, 其中河北北部和东部、京津地区、辽宁大部、吉林大部、山东北部出现暴雨、局地大暴雨, 特别是辽宁、吉林两省的局部地区出现了特大暴雨, 过程降雨量普遍在 100mm 以上, 部分地区超过 200mm。由于降雨时段集中, 强度大, 致使两省大部地区江、河、水库水位猛涨(东辽河上游支流北大河 30 日 08 时洪峰流量 768 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$, 为有记录以来最大洪峰), 交通中断, 房屋倒塌, 人员伤亡, 损失惨重。受此系统影响, 北京地区也下了大-暴雨, 局部地区为特大暴雨。这次过程来势猛、影响大, 是一次致洪暴雨过程。图 1 为 7 月 28 日 08 时至 31 日 08 时(北京时, 以下同)72 小时过程雨量。

^① 初稿时间 1996 年 8 月 12 日, 修改稿时间 1999 年 5 月 10 日。本文由中国气象局“九五”科研项目资助。

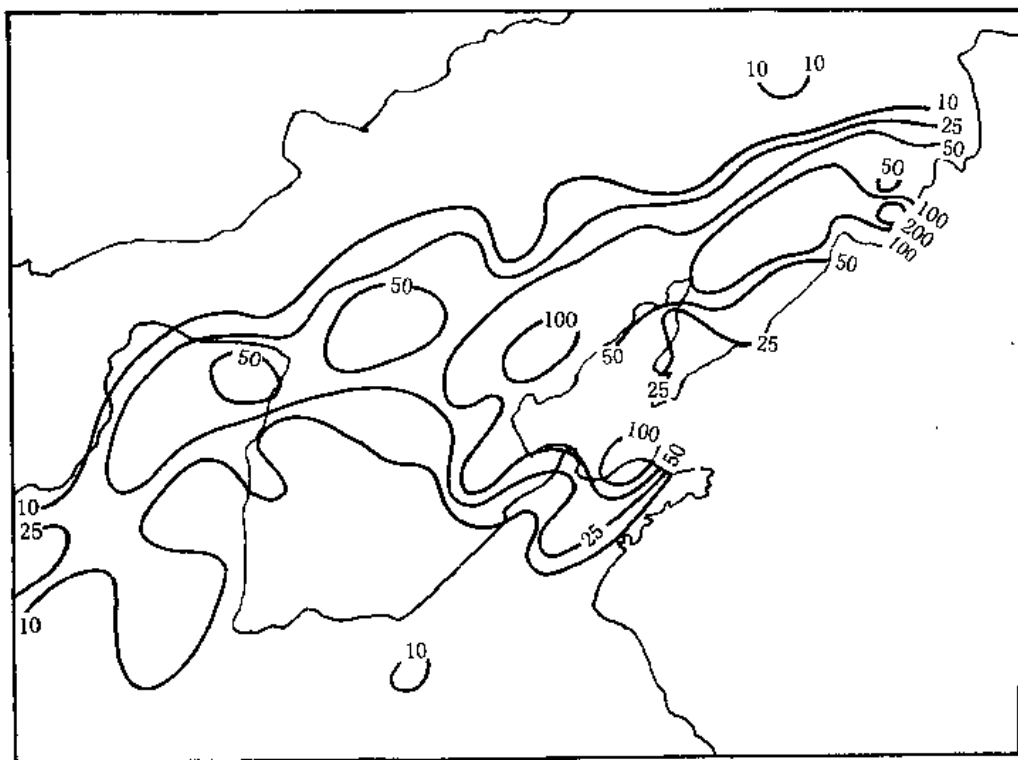


图1 1995年7月28日08时至31日08时72小时过程总降水量(mm)

3 大尺度环流背景

造成这次强降水主要天气系统是一个冷涡系统,27日08时500 hPa图上(图略),在贝加尔湖以西有一冷涡,随着乌拉尔山西侧高压脊的发展,冷涡低槽向东南方向移动,28日开始影响我国内蒙古中部,低层副热带高压边缘为一支强盛的西南风急流,850hPa西南风最大风速达 33 m s^{-1} ,700hPa的风速为 19 m s^{-1} ,研究表明,低空急流是一支不稳定气流,其中强风速脉动对中尺度低涡及雨团的发生起触发作用^[2]。地面图上,27日14时,从我国东部到俄罗斯远东地区都处于低压倒槽控制之下,27日20时气旋发展加深并向东南方向移动,28日02时进入内蒙古地区,从28日14时起地面气旋向东北方向移动,到29日08时气旋中心移到 51°N 、 130°E 附近,此时气旋发展到最强盛,中心气压达874hPa,之后开始锢囚,中心移出东北地区,地面冷锋继续影响我国北方地区。29日08时700hPa和850hPa天气图上,河套西部有冷空气补充南下,因冷暖空气的共同作用,使得河套以东冷锋云带尾部,太行山脉与华北平原的交界处生成一条副冷锋云带。7月29日08时和14时地面总温度图上(图略), $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 、 $38^{\circ}\sim 41^{\circ}\text{N}$ 间是一支能量锋区。

在红外卫星云图上,我们可以看到由于弱冷空气和暖湿气流共同作用,锋前副热带高压边缘不断有强对流云团生成,它们不断合并加强、分裂减弱,在向东移动过程中,影响华北和东北大部地区,从6小时雨量资料也可看到,暴雨发生在很短的时效内(1~6小时),成片暴雨主

要发生于29日02时后。29日00时20分TBB图上(图略),从河套东部地区向东到长白山区,有8个云顶温度低于 -32°C 的对流云团,这些云团大都为中尺度系统,它们的合并加强造成华北、东北地区强降水。到29日12时20分卫星云图上,河套东部出现一斜压叶状云型,这种云型与高空西风气流中的锋生相联系,14时30分在其尾部形成“V”型凹口(图2),图上A处,常常是它要发展的指示信号^[3],表明此云型将要发展,之后在这条云带上形成多个中尺度对流云团,其中一个发展成空间尺度约为400km、时间尺度近20小时的中- α 尺度对流系统(图3),受此系统及低压倒槽内对流云团的影响,29~30日,华北和东北地区出现比前一天更强的降水过程。

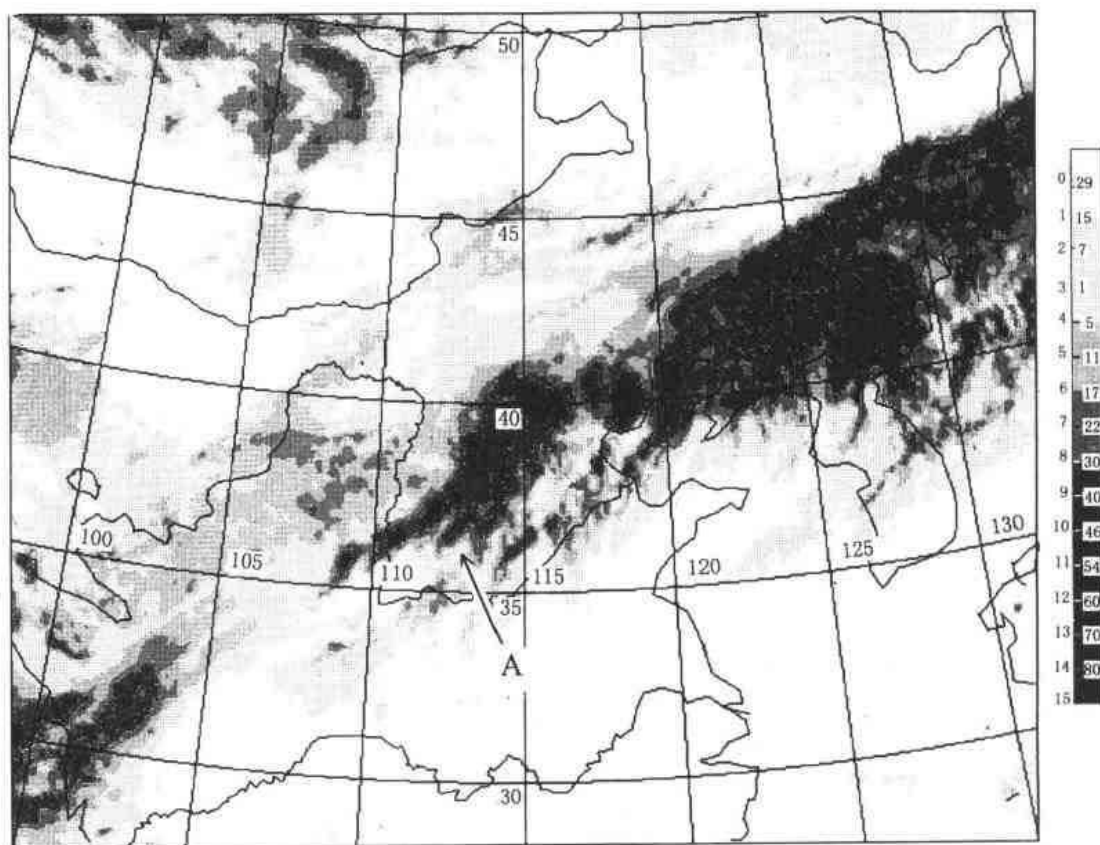


图2 1995年7月29日14时30分红外卫星云图

4 由水汽图像看暴雨系统的发生发展

4.1 水汽羽

水汽图上观测到的热带水汽羽是源于赤道辐合带的湿气北涌的边界。从增强显示红外云图可知:1995年7月上中旬热带云团活动较弱,从下旬开始赤道辐合带活跃起来,其上有2个热带气旋生成,7月28日08时30分的云图上(图略),南海地区有一热带低压活动,29日下午发展成为9504号热带风暴。同一时次的水汽图像上(图4),云贵高原东部地区可见一条源自

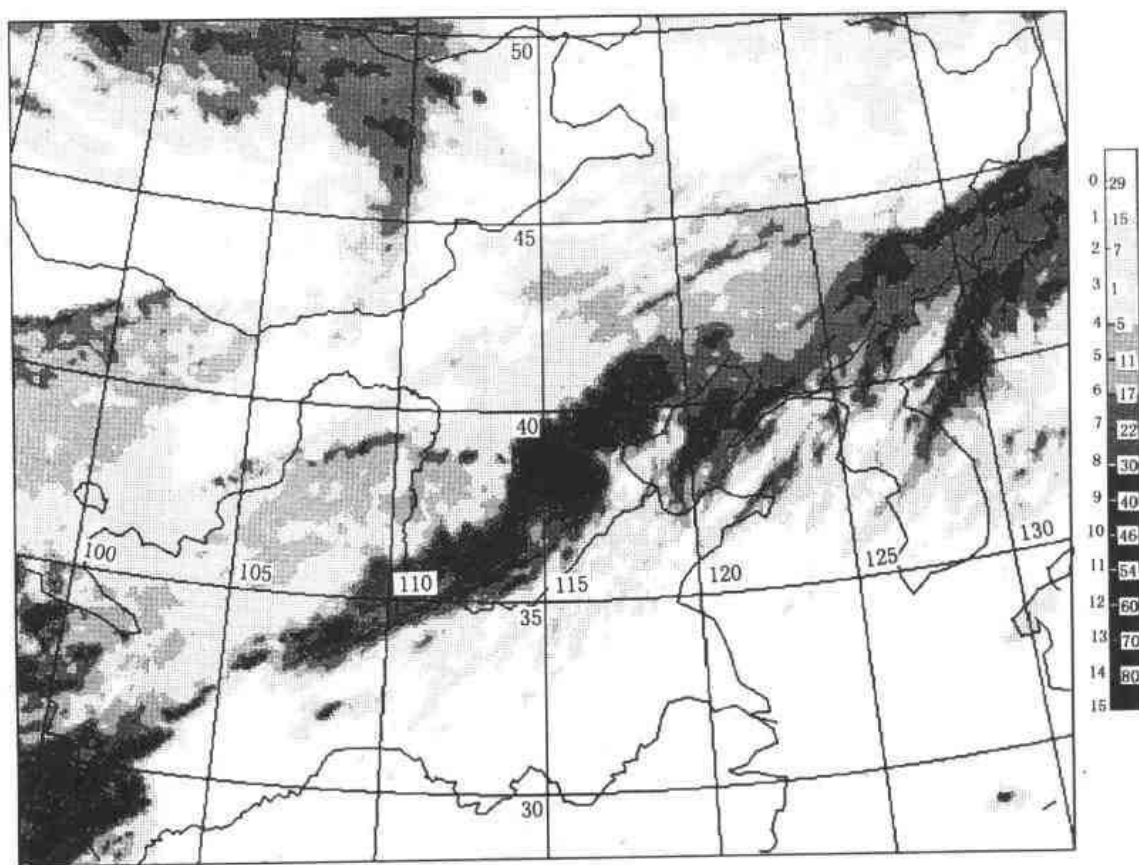


图 3 1995 年 7 月 29 日 19 时 30 分红外卫星云图

南海、中南半岛地区的赤道辐合带上的水汽羽,向东北方向伸到长江以南地区,在此称作 A 水汽羽;在青藏高原东部地区另有一条水汽羽 B 来自中南半岛、孟加拉湾和印度半岛,向北延伸到河套中北部地区,水汽羽 A 和 B 都源自热带地区,称为热带羽;在这两条水汽羽之间有一长条深黑色的暗区 K,从长江中上游向东北方向伸到朝鲜半岛,这在水汽图像上被称作干区。高纬也存在两支水汽羽:因图例范围所限,看不到极地的情景,而只能看到一支水汽羽从日本海北部、锡霍特山脉向西南方向伸到河套东部地区(图上以 C 表示);另一支从萨彦岭东南伸到蒙古共和国中北部(以字母 D 表示),这两条水汽羽来自高纬地区,称作高纬羽,水汽羽 B 和水汽羽 C 在 110°E 附近交会。在卫星云图上我们看到的是与天气系统有关的云系的活动,如冷锋云带、青藏高原东部活跃的对流云及低纬大陆地区的一些高云的活动。因水汽图像反映大气中、上层水汽分布状况,因此某种程度上它也反映了湿层的厚度,图 5 为 28 日 08 时 300hPa、400 hPa、500hPa 三层相对湿度平均图,由此图可见:低纬的水汽羽 A 从南部向东北方向延伸,与相对湿度大于 60% 的区域基本一致;高原东部的水汽羽 B 向北伸到蒙古共和国中部,与相对湿度大于 50% 的湿区大致对应;中高纬的两支,一支 D 与新疆北部、蒙古共和国西部湿区有关;另一支 C 与蒙古共和国东部、大兴安岭北部相对湿度大于 50% 的湿润区相对应,在天气图上,此处是 850hPa 低涡中心。在 28 日 08 时 500hPa 高度场上可见(图略),高纬的两支水汽羽与西风槽的活动有关,乌拉尔山地区高压非常强盛,在乌拉尔山以东巴尔喀什湖附近有一横槽活动;贝加尔湖以东亦有一短波槽。由此表明中、高纬槽区和低涡中心在中、高层都是湿润区。

15时32分从南海赤道辐合带向北伸展的水汽羽在长江中下游地区向东北方向延伸直到日本海,此时在红外云图上(图略),与这条水汽羽相对应的地区,除长江流域有一些高云外,其它地区为晴空;水汽图像上热带水汽羽的西北侧从青藏高原东部到东北平原地区因受锋面的影响而多对流云活动,分析逐时水汽图后发现,中纬度地区对流云主要活跃在干区北侧,这里是暴雨易产生的地区(高原地区除外)。

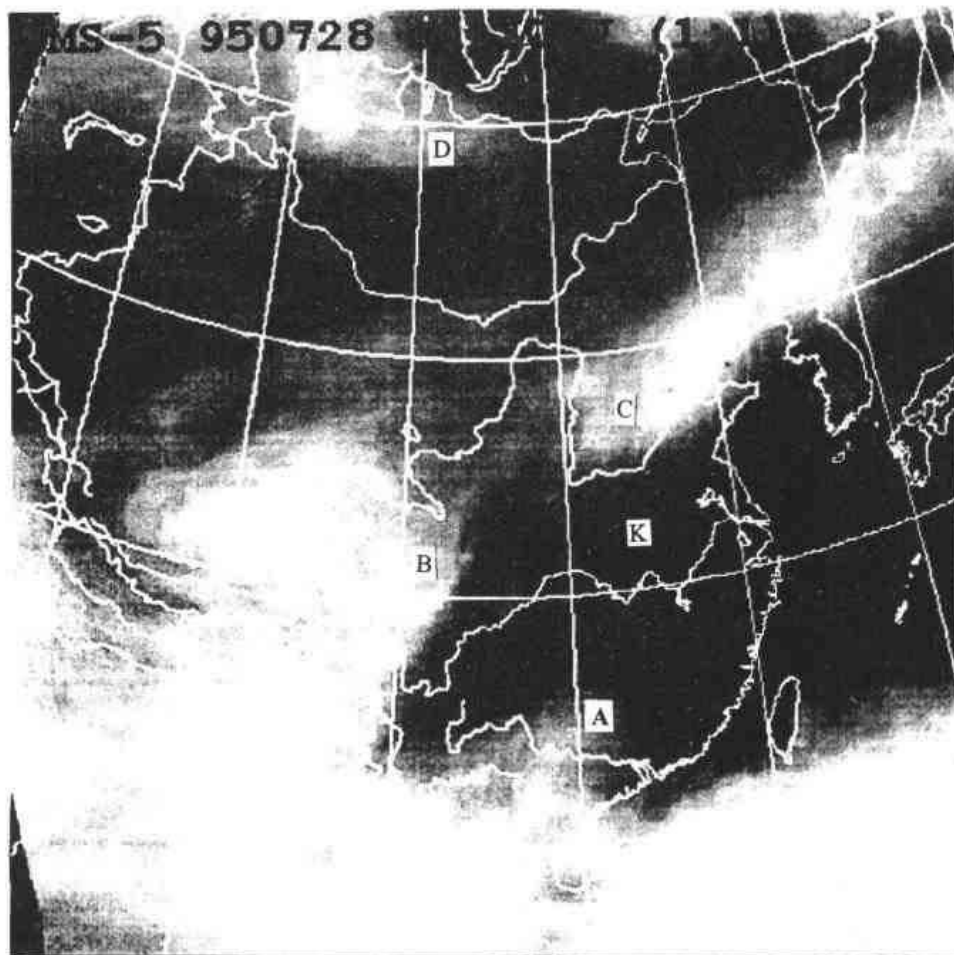


图1 1995年7月28日08时30分水汽图像

4.2 中、高层水汽对暴雨发生发展的作用

暴雨形成的首要条件是充沛的水汽供应,对暴雨过程天气分析来说,一般都注意低层水汽输送,对中高层水汽条件注意较少,卫星所收到的大部分水汽通道辐射来自300~600 hPa层,因此对水汽图像的分析,使我们可以了解湿层随高度分布情况。图6为暴雨发生前7月28日08时高低空急流、850hPa θ_w 高能舌、水汽羽边界和雨量大于50mm区域(图1东侧连成一片的区域)的综合示意图。由此图可见,850hPa θ_w 高能舌与水汽羽位置基本相合,低空急流走向与850hPa θ_w 脊轴位置一致,在其北侧有一支风速达 50m s^{-1} 的高空急流,降水量大于50mm区域位于高能舌和水汽羽的东侧;在水汽图像上(图4)此处为一片白亮区,既表明该处湿冷,又说明湿层深厚;因温度随高度递减,对流层上部高湿度区显得冷(亮)而低湿度区显得暖

(暗)。又湿又冷的空气(亮色调)与又干又热的空气(暗色调)这些水汽特征与天气尺度和中尺度的平流以及大气的垂直运动有联系^[4]。这次降水过程是因有利于深对流的低层因子(θ_w 脊轴)和高层因子(急流)同时出现于水汽羽中偏向极地一侧的地方,湿羽为中尺度对流系统(MCSs)提供动力,使得这地区 MCSs 发展,产生强降水。图 6 与 Wassila Thiao 利用水汽图像作的强降水概念模式中的水汽羽模式相似^[1]。他描述的模式为在天气图上可见低层一 θ_w 脊轴,深厚湿层及高层扰动;低空急流为暴雨区补充潮湿、不稳定空气;在水汽图像上可看到双水汽羽结构(极地羽和热带羽)。本例为高纬羽和热带羽,天气分析结果类似。由此可见,中、高层水汽在本次暴雨发生发展中起了很大作用。

5 小 结

(1)水汽图像是诊断产生强降水的中尺度系统环境的极好的工具,它可指示大气中湿度的分布情况和湿层的厚度,高低纬水汽羽相相对暴雨的预报有一定指示作用。

(2)如 θ_w 脊轴和高空急流同时出现于水汽羽偏极地一侧,表明 MCSs 将会发展和可能出现强降水。

(3)水汽图与其它资料的配合为暴雨分析和预报提供可喜前景。

参考文献

- 1 Wassila Thiao, Roderick A. Scofield, and Jacob Robinson, The relationship between water vapor plume and extreme rainfall events during the summer season. NOAA Technical Report NESD 1567, 1993
- 2 孙淑清,翟国庆. 低空急流的不稳定性及其对暴雨的触发作用. 大气科学, 1980, 4(4): 327~337
- 3 陈渭民,夏浣清,陈光宇. 卫星气象学. 北京:气象出版社, 1989, 255~322
- 4 M. J. 巴德, G. S. 福布斯等编, 卫星与雷达在天气预报中的应用. 卢乃锰, 肖茂农等译. 北京:科学出版社, 1998

APPLICATION OF THE WATER VAPOR IMAGERY IN ANALYSIS OF A HEAVY RAIN PROCESS

Xue Qiufang (薛秋芳)

(Chinese Academy of Meteorological Science, Beijing 100081)

and Zheng Xinjiang (郑新江)

(National Satellite Meteorological Center, Beijing 100081)

Abstract

The water vapor imageries, enhanced infrared satellite cloud pictures, TBB and conventional weather data are used to analyze a heavy rain over the north of China. The results show that the water vapor imagery

is one of the useful tools to predict heavy rain.

Key words: water vapor imagery, pseudo equivalent potential temperature, heavy rain

“1999 年减轻自然灾害学术研讨会”在北京召开

自然灾害是人类的大敌,我国是世界上灾种多、灾情重的国家之一。1998 年中国长江、嫩江、松花江流域发生特大洪水,给我国国民经济造成巨大损失。据民政部核定,1998 年全国各类灾害损失高达 3007.4 亿元,死亡 5511 人。在目前的科学技术水平下,绝大多数自然灾害是难以避免的,但通过恰当的防抗救措施,自然灾害所造成的危害和损失是可以减轻的。

由于我国的灾害管理多是以单灾种、部门分割的形式存在,而自然灾害则往往具有群发性、相似性,为了加强部门联合,更好地减轻越来越严重的自然灾害损失,中国科协决定发挥自身优势,自 1999 年起每年召开一次小型、高层次的全国减轻自然灾害学术研讨会。本次会议于 1999 年 1 月 28~29 日在北京中国科技会堂召开。会议由中国科协副主席张玉台、李振声院士、曾庆存院士主持,并邀请了 1998 年受灾严重的 11 个省市的专家与会。此次会议代表 100 多人,共向大会提交论文 80 多篇,其中 75 篇入选会议论文集。这些论文涉及 1998 年灾害回顾、1999 年灾害预测、17 个全国性学会分灾种的综述和减轻重大自然灾害的建议、对策、措施等各个方面,充分展示了近几年来我国在自然灾害研究领域所取得的成果。

在此次会议上还成立了一个由 40 人组成的专家组,其中院士 8 人。他们将对我国灾害预测、防灾减灾工作出谋划策,并将作出积极的贡献。

(陈正洪)

神经网络模型用于湖北省月降水量预报的探讨^①

胡江林

(武汉暴雨研究所, 武汉 430074)

摘 要

采用人工神经网络方法建立了湖北省七个代表站 7 月份月降水量的预报模型, 通过对 1998 年 7 月降水量的预报表明, 该方法对鄂东特大洪涝有较好的预报能力, 为降水的中长期天气气候预报提供了新的途径。

关键词: 神经网络 月降水量 预报

1 引言

近 10 年来, 人工神经网络研究成为国内外极为活跃的研究领域^[1], 并在模式识别、图像处理、信号处理和自动控制等应用研究方面取得了重要成果。由于神经网络模型的本质是非线性模型, 它和传统的线性回归方法相比有巨大的优越性, 近年来被引入非线性特性十分显著的气象科学和预报预测领域, 并取得了一系列研究成果。例如使用神经网络进行汛期降水预报^[2]、月温度预报^[3]、短期降水预报^[4]等。但由于神经网络的复杂性和广阔的应用前景, 有必要大力加强它在各种天气和气候预报中的应用研究。

湖北省是个多洪涝的省份, 每年汛期的月、季降水预报成为最重要也是最困难的预报。纵观 1951 年以来湖北省发生的大的洪涝, 7 月份降水异常偏多是形成洪涝的直接原因。7 月份降水的年际变化大, 降水量大的时候一般要出现洪涝, 而降水量少又可能出现严重的干旱天气, 作好 7 月份降水总量的预测对湖北省的防汛和抗旱都有特别重要的意义。但湖北地处亚热带季风区, 7 月份降水不仅受中高纬西风环流影响, 而且受西太平洋副热带高压、台风、东亚季风和印度西南季风环流的影响, 变化十分复杂, 预报难度较大。目前月降水量的预报多采用相似和回归方法, 但效果并不十分理想。本文用神经网络模型对湖北省 7 月份降水量预测进行探讨, 以寻求月降水量预报的新途径, 特别是对异常洪涝取得了较好的预报效果。

2 神经网络的基本原理

2.1 原理简介

到目前为止, 已经出现许多种神经网络模型及相应的学习方法。其中反向传播神经网络模

① 初稿时间 1999 年 1 月 12 日, 修改稿时间 1999 年 8 月 16 日

型(简称 BP 模型)是应用较广泛的一种,本文也使用该模型。常用的 BP 模型由三个神经网络元层组成,其最下层为输入层,中间层为隐含层,最上层为输出层,相邻层次之间的神经元之间用连接权系数作相互连接,而各层内的神经元之间没有连接,如图 1 所示。

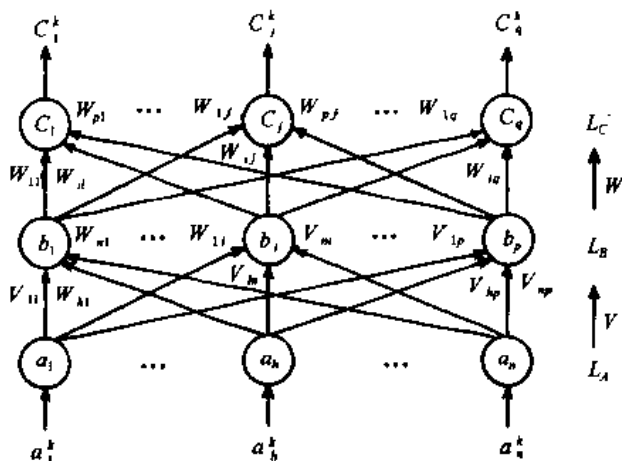


图 1 BP 神经网络的拓扑结构

BP 神经网络的数学模型是:

$$C = f(WB + \theta_1) \quad (1)$$

$$B = f(VA + \theta_2) \quad (2)$$

这里 A, B, C 分别为输入层、隐含层和输出层矢量(节点向量), V, θ_1 和 W, θ_2 表示隐含层与输出层和输入层与隐含层之间的连接权和阈值, $f(x)$ 为网络激活函数, 这里采用 S 型函数, 即

$$f(x) = \frac{1}{1 + e^{-x}} \quad (3)$$

通过对样本的学习和训练, 不断调整各节点的连接权和阈值, 进而得到样本的输入输出的非线性关系。在 BP 神经网络中, 引入代价函数(也称能量函数)

$$E = \frac{1}{2} \sum (C - C_0)^2 \quad (4)$$

这里 C_0 是期望输出矢量。BP 神经网络通过代价函数的最小化过程来完成输入到输出的映射。它的基本思想是如果利用已有连接权重和阈值正向传播得不到期望的输出, 则反向传播学习, 反复修改(迭代)各节点的权重和阈值, 逐步减少代价函数, 直到代价函数达到预先设定的要求, 一般以代价函数小于某一相当小的正数或迭代时不再减少反复振荡为止, 此时完成 BP 网络的训练, 输入与输出映射的确立。

根据文献[1], 若 BP 网络中隐含节点可根据需要自由设定, 那么三层 BP 神经网络可实现任意连续函数的任意精度逼近。

2.2 BP 神经网络的算法实现

介绍 BP 神经网络算法的文献[1]较多, 这里以代价函数取误差平方和为例, 具体给出三

3 应用举例

3.1 资料和处理方法

月降水量预报是一个十分复杂的问题,它与大气环流和外界物理因子的强迫有复杂的关系,这里仅限于用月降水量来预测降水量。具体地我们选取1954年到1997年湖北省7个代表站1~6月的逐月降水量来制作7个代表站7月份月降水量预报的神经网络模型。即对每一个代表站有44个样本,输入是7个代表站当年1~6月逐月的月降水量,共42个(7×6)因子,输出是该代表站7月份的月降水量。

考虑到BP神经网络的输出在(0,1)之间,因此将所有输入输出因子都标准化:

$$a_i = \frac{X_i - X_{\min}}{d} \quad (14)$$

其中

$$d = 1.05(X_{\max} - X_{\min}) \quad (15)$$

这里 $X_i (i = 1, 2, \dots, 44)$ 是月降水量, X_{\max} 、 X_{\min} 为因子 X_i 的最大值和最小值, a_i 即为标准化因子。

3.2 计算结果分析

在本文的例子中,样本长度 m 为44,输入层节点为42,输出层节点为1,我们确定隐含层节点为10, $\alpha = \beta = 0.618$,初始连接权取 $-0.1 \sim 0.1$ 之间的随机数。训练时迭代时代价函数稳定减少,当迭代5万次以上以后,代价函数已基本稳定,训练结束。结果如表1。

从表1可见,7个代表站的代价函数都已下降到很小,7个代表站的平均相对误差都不超过1.0%,除黄石和汉口外,其它代表站相对误差也不超过2%,黄石和汉口的相对误差也不超过3%。由此可见,BP网络通过学习,记忆了7个站降水的特征,已建立了根据各代表站前期1~6月降水量预报7月降水的非线性模型。

根据训练后得到的网络参数——连接权和相应的阈值,再使用1998年1~6月7个代表站的月降水量资料代入,可得7个代表站1998年7月降水量预报,见表2。

表1 各代表站44个训练样本的误差

代表站	相对误差范围 (%)	平均相对误差 (%)
郧 县	-0.2~0.8	0.0
老河口	0.0~1.6	0.0
恩 施	0.0~1.1	0.0
宜 昌	-0.2~1.2	0.0
江 陵	0.0~1.4	0.0
汉 口	-1.8~2.4	0.5
黄 石	-3.0~2.7	0.8

表2 各代表站1998年7月月降水量的预报值和实况值

代表站	实况值 (mm)	预报值 (mm)	实况距平 (%)	预报距平 (%)
郧 县	131	93	-9	-3
老河口	122	16	3	-60
恩 施	117	317	71	33
宜 昌	177	266	-15	29
江 陵	280	70	90	-52
汉 口	739	611	319	263
黄 石	817	813	392	373

由表2可见,7个代表站预报距平与实况符号相同的有1个代表站,占预报站总数的57.1%,其中汉口和黄石的特大洪涝预报得非常成功,在降水实况距平达3.5倍以上的情况

下,汉口的预报距平 263%,黄石的预报距平为 373%。可见神经网络模型对历史上鄂东南罕见的特大洪涝有很强的预报能力,为今后的特大自然灾害预报提供了有益的启示,这是一般的线性预报模型难以达到的。另外,表 2 对鄂西南恩施站的偏多降水和鄂西北的郧县的偏少降水的预报也基本正确,说明神经网络模型不但对东部的降水预报效果较好,对我省西部的降水也有一定的指示意义,不但可预报特大洪涝,也可预报一般降水的情况。

表 2 中也显示有老河口、宜昌、江陵三站预报的符号都和实况距平相反,说明该神经网络模型也有一定的局限性,需进一步改进。引入大气环流因子和外界强迫因子可能会改进预报结果。

4 讨 论

本文是利用神经网络模型运用于天气气候预报预测的一个实例,结果令人鼓舞,利用人工神经网络的学习与记忆能力,探讨前期降水量的信息与未来降水量之间复杂的非线性关系,为月降水量的预报提供了一条新的途径,说明人工神经网络用于中长期天气预报的可行性。人工神经网络的非线性特征使得该模型对异常事件有较好的预报预测能力,克服了以往线性模型的弱点,因此在如今迫切需要提高中长期天气预报准确性特别是对极端事件的预报准确性方面神经网络模型可以有更大的作为。本文的工作仅仅是一个开端,可以预计,若模型中引入大气环流因子和外界强迫因子(如海温和地温),可得到物理基础更加明确、准确和稳定性更高的预报模型。

在神经网络 BP 模型中,输入因子的选取和初始权重及隐含层节点的选择都可能影响到模型的准确性和稳定性,这需要在实践中不断探索和改进,积累经验。另外,BP 算法训练样本时,常常有能量局部极小点存在,这也是 BP 算法存在的不足和问题,如何跳出这些局部最小达到全局最小是一个比较复杂的问题,也是目前理论上和实践上都需进一步研究和探索的。

参考文献

- 1 李学桥,马莉.神经网络·工程应用.重庆:重庆大学出版社,1996,37~41
- 2 郭光,严绍瑾,尹树新.人工神经网络用于我国东部汛期降水预测的研究.南京气象学院学报,1996,19(3): 354~357
- 3 严绍瑾,彭永清,郭光.月平均温度的神经网络 BP 型多映射模式.大气科学进展(英文版),1995,12(2): 225~232
- 4 王繁强,徐文金,陈杰伦等. B-P 算法在青海省降雨分区分级预报中的应用.高原气象,1997,16(1):105~112

DISCUSSION OF FORECASTION OF MONTHLY TOTAL PRECIPITATION IN HUBEI PROVINCE BY USING ARTIFICIAL NEURAL NETWORKS

Hu jianglin (胡江林)

(Wuhan Heavy Rain Institute, Wuhan 430074)

Abstract

The forecasting model of monthly precipitation in July in 7 representative stations in Hubei Province has been established by using artificial neural networks. The fine performance of the model is presented by forecasting severe flood in the east of Hubei Province in July 1998. The experiments show that artificial neural network approach is a new method for medium-long term precipitation forecasting.

Key words: artificial neural networks, monthly total precipitation, forecast

“’99 中国南方片人工影响天气学术交流会”在宜昌召开

1999 年 10 月 23~25 日,“’99 中国南方片人工影响天气学术交流会”在湖北省宜昌市举行。

本次会议是受中国气象学会大气物理学专业委员会委托,由湖北省人工影响天气办公室、湖北省人工影响天气中心联合举办的。会议汇集了近两年来我国南方人工影响天气科研和技术应用新成果,交流形式生动,内容丰富,主要包括人工影响天气综合业务系统建设、人工影响天气效果检验、科研成果及新技术、新装备的应用开发、人工影响天气发展计划及业务管理等四个方面。来自全国人工影响天气协调会议办公室、南方十个省份,以及《气象》编辑部和信息化产业部电子 22 研究所的 42 名代表参加了本次会议,会议交流论文共 61 篇。

会议认为,近两年来,南方各省重视人工影响天气理论与作业指挥相结合、课题研究与项目建设相结合,相继开展了省、地甚至县级人工影响天气作业指挥系统建设和与之配套的科学研究,部分省还开展了具有一定规模的外场人工增雨和防雹试验,人工影响天气工作取得了一定进展,但同北方先进省份相比,还存在较明显的差距。今后几年,南方省份须对雷达在人工影响天气作业指挥中的应用、云模式的研究和应用、作业探测、效果评估、卫星资料的反演等方面加大研究开发和应用力度;地区一级须重点加强数字化天气雷达、通信等方面的建设和开发,并加强信息收集、效果评估方面的工作。

会议确定,下一届中国南方片人工影响天气学术交流会于 2001 年举行,由湖南省人工影响天气办公室承办,交流主题为:1)人工影响天气现代化建设、科学研究;2)人工影响天气规范化管理。

(叶建元)

两次暴雨的边界层中尺度系统特征^①

苏百兴 汪永铭 常 越

(广州中心气象台, 广州 510080)

摘 要

使用1998年华南暴雨试验和南海季风试验的加密观测资料,对试验期间的两次暴雨进行分析,发现除了边界层有低涡或切变线外,还有大量浅薄的地面扰动活动,华南MCC边界层则有相应的中尺度系统活动及其伴随的涡散度场和垂直运动的变化。

关键词: 暴雨 边界层 中尺度系统

1 引 言

在1998年5月23日20时至24日20时和6月8日20时至9日20时,珠江三角洲先后下了大暴雨,最大日雨量前者为中山的286.7mm,后者为珠海的222.7mm,香港也在6月9日下了418.0mm的特大暴雨。1998年华南暴雨试验和南海季风试验对这两次暴雨进行了全过程加密观测,其中高空探测一天4次,并增加975、950、900hPa层次的资料,地面气象站观测一小时1次,珠江三角洲自动站网距10~40km,平均20km。在此基础上直接分析这两次暴雨期间边界层的中尺度系统及其活动,揭示了华南暴雨期间中尺度系统的部分特征。

2 边界层切变线和低涡

第一次暴雨期间,在900hPa及以下南海北部海面有一条切变线,两个低涡先后在这条切变线上活动(表1)。第一个低涡于5月23日14时前后在雷州半岛东部海面生成,23日20时移到珠江口附近海面,24日08时减弱消失,前后经历约12小时。这个低涡在1000~850hPa都有环流对应,水平尺度为100~150km,其随高度向东北方向倾斜,边界层内低涡中心都在海上,直到850hPa,低涡的部份北缘才北伸到珠江口(图1)。这是个冷涡,在1000~900hPa冷舌自东北方向伸入低涡中心,850hPa则有17℃的冷中心配置。第二个低涡与冷空气活动有关,这期间有两条切变线,一条在江南,另一条在南海北部。江南切变线南移中,其西端与南海北部切变线在广西南部相交,南北两条切变线交汇处的低涡在5月23日20时移入北部湾,这时南海北部切变线消失。低涡于24日02时进入南海,24日08时东移到珠江口附近取代第一个低涡,24日14时减弱,在广东西部沿海和珠江口外海面也维持了12小时左右。这个低涡进入南海时在900hPa及以下有环流对应,24日08时强度短暂加强,环流上部抬升至850hPa,到24日14时环流又降至975hPa。其水平尺度较大达300~400km,随高度向东北倾斜。第二

^① 初稿时间1999年9月2日,修改稿时间1999年9月30日

个低涡中心比第一个偏北,虽然 24 日 08 时在 900hPa 以下低涡中心位于珠江口外的海上,但低涡部分北缘已北伸到珠江口附近,850hPa 的低涡中心则登上了珠江口附近的陆地。这个低涡除 24 日 08 时 925hPa 有冷中心配置外,其它时间和层次则是西北半圆冷、东南半圆暖,因此具有一定的斜压性。

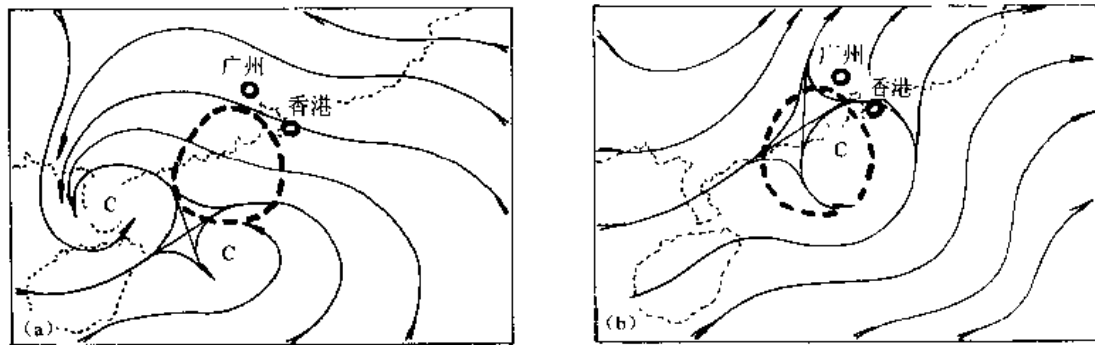


图 1 1998 年 5 月 24 日 02 时 975hPa(a)和 850hPa(b)流线图
(粗断线范围是 $TBB \leq -50^{\circ}\text{C}$ 的区域)

第二次暴雨期间,边界层内始终有切变线活动。1000hPa 切变线主要在南海北部摆动;975~950hPa 则位于华南,其中在 8 日 14 时~9 日 02 时切变线东端伸入珠江三角洲南部;在 925~850hPa 则由江南南部逐渐南移到华南中北部,但在 925hPa 珠江三角洲还另有短而弱的切变线存在。直到暴雨开始以后,随了切变线南移,珠江三角洲附近才有低涡活动(表 1)。9 日 08 时原位于切变线西端的低涡由广西移入广东,9 日 08~20 时东移到珠江口附近,在 975~950hPa 有环流配置,水平尺度约 400km。与切变线一样随高度明显向西北倾斜,925~850hPa 的低涡中心明显偏北,随高度由广东中部倾斜到南岭附近。这个低涡与冷空气活动有关,沿南移的切变线东传。低涡北半圆温度低、南半圆温度高,弱温度锋区东西向穿越低涡,因此具有明显的斜压性。

表 1 1998 年两次暴雨期间边界层低涡及其活动情况

时间	源地	尺度(km)	高度(hPa)	位置	性质	倾斜方向	移向	暴雨区位置
5 月 23 日 14 时至 24 日 2 时	雷州半岛	100~150	1000~850	珠江口外	冷心	东北	偏东	北缘
5 月 24 日 2~14 时	北部湾	300~400	1000~850	珠江口外	斜压	东北	偏东	北缘
6 月 9 日 8~20 时	广西	约 100	925~950	粤西南至珠江口	斜压	西北	偏东	东侧

可见,第一次暴雨期间边界层内先后有两个低涡活动,最大高度达 850hPa,中心大部份位于海上,并随高度向偏北倾斜,主要暴雨区都位于低涡的北侧。由于这期间南海北部有切变线和低涡活动,所以珠江三角洲边界层内的主要气流为东到东南风。第二次暴雨期间,前期以切变线活动为主,925hPa 以下的切变线与暴雨区有较好的对应关系;后期(9 日 08~20 时)才有低涡进入广东,因此除了切变线外,975~950hPa 的低涡与暴雨区有一定的关系,暴雨区主要位于低涡的东侧。这期间珠江三角洲南部处在 1000hPa 切变线北侧的东南气流中,在 850hPa 及其以下的其它高度则处于切变线附近或南侧的南到西南气流中。

于这两次暴雨期间边界层水汽通量大值区走向与层内主导气流方向基本一致,因此可以认为第一次暴雨期间边界层水汽由东南气流输送,第二次暴雨期间则由西南气流输送。

4 地面扰动

梁必骐在分析 1977 年华南暴雨试验个例时,曾指出暴雨期间地面有大量涡旋活动^[2]。分析这两次暴雨期间地面自动站和气象站加密资料的风场,也发现大量地面扰动活动(表 2)。这些扰动十分浅薄,仅在地面上表现为涡旋、也有中尺度小槽和切变线(图 3)。中尺度小槽是东南风和东北风的切变线,中尺度切变线则是偏东风和偏西风的切变线。这些涡旋和小槽,涡旋和切变线有时交替出现或同时并存。一般涡旋和小槽的尺度为 15~100km,切变线的尺度稍大,达 70~150km,生命

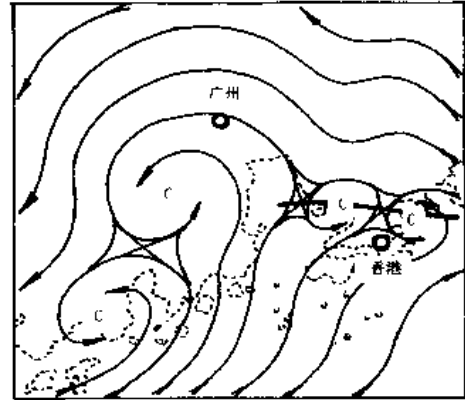


图 3 1998 年 6 月 9 日 04 时地面流线图

史平均为 7~9 小时,最短只有 3 小时,最长可达 17 小时。地面扰动与地面散度场和涡度场有较好的关系,大约有 90% 的扰动位于地面正涡度区和负散度区,只有少量扰动附近的正涡度或负散度不显著,甚至有的扰动还位于正散度区。按照扰动的环流完整程度和雨强来评估,扰动有时也有生成、发展和消亡的过程。生成时常以小槽形式出现,这时雨强较小;当扰动发展到全盛阶段时,一般都处在正涡度区和负散度区并伴有强降雨;扰动减弱时常处在正散度区,且雨强也减小。也有例外,有的扰动形成时就有完整的涡旋并伴有强降雨,此外有的扰动没有明显的阶段性,伴随的降雨时强时弱。

表 2 两次暴雨期间地面扰动及其活动情况

开始时间	活动区域	扰动形式	尺度 (km)	生命史 (h)	移动情况	最大雨强 (mm/h)	云团及其尺度 (km)
5 月 23 日 20 时	三角洲东南	涡	30~60	3	摆动	10.0	/
5 月 23 日 21 时	粤中偏西	槽 涡	10~80	6	摆动西移	39.4	A 200~300
5 月 23 日 21 时	三角洲西南	槽 涡	15~50	7	缓慢东北移	39.2	B 150~250
5 月 23 日 21 时	三角洲南	槽 涡 切	20~150	17	缓慢东移	60.3	B 150~500
5 月 24 日 04 时	三角洲东南	涡 槽 切	30~60	10	摆动	41.5	B 300~500
5 月 24 日 08 时	三角洲中部	槽 涡	30~60	1	摆动	36.6	B 300~500
6 月 8 日 19 时	三角洲东南	涡 切	20~50	15	摆动旋转	111.0	C 100~400
6 月 8 日 23 时	三角洲南	涡	20~50	5	东移旋转	40.2	C 100~250
6 月 9 日 02 时	三角洲西	涡 切	30~150	5	东北移	30.2	C 100~250
6 月 9 日 04 时	三角洲南	涡 切	20~150	10	东移	97.0	C 200~400
6 月 9 日 06 时	三角洲西南	涡 切	100~150	5	东移	30.3	D 150~300
6 月 9 日 10 时	粤中偏西	涡	50~150	3	摆动	28.9	D 150~300
6 月 9 日 13 时	三角洲	涡 切 槽	30~100	16	旋转 摆动 东移	57.0	D 150~300

这两次暴雨期间各有 6 次和 7 次地面扰动系统活动,由于常有几个扰动系统同时存在,因此珠江三角洲经常同时有几个扰动活动,平均 3 个,最长达 5 个,当同时有多个扰动活动时,通

于低涡随高度向西北有很大的倾斜度,在 925hPa 以上虽有低涡,但中心已远离 MCC。边界层内由南到西南气流输送水汽,在地面层有多个扰动活动,C 号 MCC 的后期和 D 号 MCC 属此类;第三种是切变线型(图 5c),边界层内无低涡活动,但在 1000~925hPa 有小切变线伸入 MCC 范围内,其余同第二种,C 号 MCC 的前期属此类。

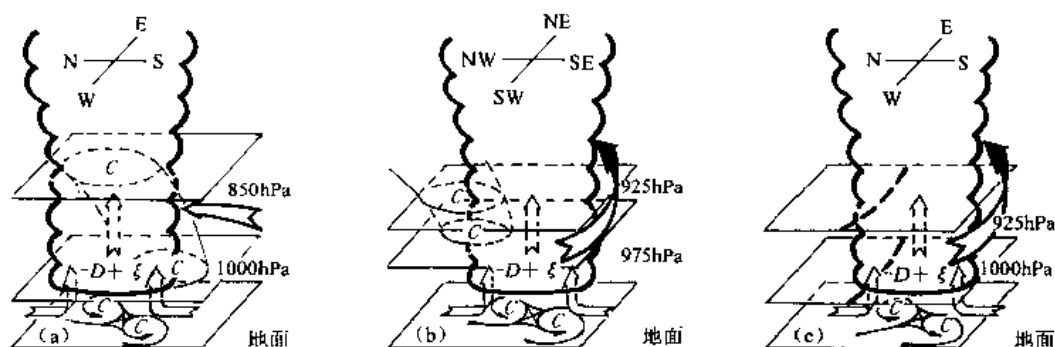


图 5 华南 MCC 的边界层中尺度系统配置示意图

(a. 南部低涡型; b. 浅薄低涡型; c. 切变线型; 粗箭头为主导气流, 粗断线为切变线)

6 结 语

(1) 这两次暴雨期间边界层有低涡或切变线活动,低涡的水平尺度达 100~400km,具有斜压性,有时可为冷涡,随高度向偏北倾斜,切变线则短面弱或切变线的东端伸入暴雨区。

(2) 暴雨时边界层内相应的正散度区、负涡度区和下沉气流区被负散度区、正涡度区和上升气流区取代,其中涡度场的转换比散度场早 0~6 小时。水汽通量大值区走向与边界层主导气流方向基本一致。

(3) 在地面层有浅薄的扰动活动,扰动的表现形式主要为涡旋,也有小槽和切变线,水平尺度为 15~150km。强降雨出现在扰动移动的右前方,当同时出现多个扰动或双涡旋转时,雨强加大。

(4) 暴雨期间都有 MCC 活动,华南 MCC 边界层内有南部低涡、浅薄低涡和切变线等三种形式的中尺度系统,并伴有负散度、正涡度和上升运动等物理特征场,在地面层则有多个扰动活动。

(5) 这两次暴雨都在夜间开始,白天出现第二次降雨峰值,这种日变化与边界层中尺度系统在夜间(20 时后)进入珠江三角洲、在上午(08 时前后)出现新旧中尺度系统的替换有关。

参考文献

- 1 汪永铭,薛纪善. 华南前汛期低空急流的诊断分析. 热带气象. 1985,1(2):121~128
- 2 黄士松等. 华南前汛期暴雨. 广州:广东科技出版社,1986,136~150

FEATURES OF MESOSCALE SYSTEM AT BOUNDARY LAYER DURING TWO COURSES OF RAINSTORM

Su Baixing (苏百兴) Wang Yongming (汪永铭) and Chang Yue (常越)

(The Guangzhou Central Meteorological Observatory, Guangzhou 510080)

ABSTRACT

Using the intensive observation data from the South China rainstorm trial and the South China Sea Monsoon trial in 1998, we analyzed two times of rainstorm and found that besides that of low vortex and shear line at the boundary layer, there were many shallow disturbance activities on the surface. In the South China, at the boundary layer of MCC, there were mesoscale system activities correspondingly and it accompanied with the change of the field of vortex or divergence and that of perpendicular motion.

Key words: rainstorm, boundary layer, mesoscale system

利用 REOF 对湖北省四季降水的客观分区^①

袁业畅 熊安元 覃 军

(湖北省气候应用研究所, 武汉 430074)

摘 要

本文利用旋转的自然正交分解(ROF)方法,分春、夏、秋、冬四季,客观地将湖北省的降水分成 4~9 个区域。分区的结果指出,研究春、夏湖北省降水时,西部山区及其河谷等特殊地形的影响是不可忽视的因素。同时显示湖北省四季降水年际变率大,区域不同、季节不同,则降水的增、减阶段也不同。

关键词: REOF 降水分区 湖北省

1 引 言

据研究,湖北省每年因自然灾害而成灾的面积为 116.38 万 km^2 ,且基本上是由气象灾害造成的,而在气象灾害中,旱灾和洪涝占 75%^[1]。旱涝其实就是降水的异常。旱涝的发生规律在我省也并不一致,如干旱主要出现在鄂北岗地,而旱涝的周期性鄂东沿江与其它地方很不相同^[2]。显然,对降水进行客观的分区是研究湖北省旱涝的基础性工作。这种分区不仅对降水气候数值预测的初始场选取、预测结果验证很重要,而且对研究其它外部因素对降水的影响也不可缺少^{3,4}。湖北省 1989 年以前做过不少气候上的分区工作,并在 1989 年完成的《湖北省气候志》中作了系统的说明^[5]。其依据的方法是沃尔特生物气候图解,并未着眼于旱涝的分布。其它也有进行聚类分区的,但人为因素较多,也缺乏一个很客观、定量的说明。而作方差正交旋转,使降水变化分布的不同信息集中在不同的区域,有分区的优越性^[6];而且本文作者之一曾用将来 500hPa 高度场进行了分区^[7],取得了实践上的证明。所以,本文就利用湖北省地面降水记录进行 REOF 分析来区分湖北省的不同降水区域。

2 资料及方法

2.1 资料

本文中采用湖北省自 1961~1995 年共 35 年 72 个台站的历年地面各月降水记录,个别台站的个别月份的缺测值,参考其多年平均情况,结合同时期周围台站的记录经验插补。

^① 初稿时间 1999 年 5 月 17 日,修改稿时间 1999 年 9 月 27 日。

2.2 方法

为增加样本的长度,将各月年系列进行了标准化处理。这样可以减少台站间降水量绝对值相差大而引起的方差分布不均匀现象,也可消除各季节中月变化的影响,起一种滤波作用,再将各季分别以月的资料作序列,仅保留序列年际变化特征。具体如下:降水系列 $\{f_i, f_{i+1}, f_{i+2}, \dots\}, i = 1, 4, 7, 10, \dots, 3n - 2$

春季时: f_i 表示 3 月降水; f_{i+1} 表示 4 月降水; f_{i+2} 表示 5 月降水;

夏季时: f_i 表示 6 月降水; f_{i+1} 表示 7 月降水; f_{i+2} 表示 8 月降水;

秋季时: f_i 表示 9 月降水; f_{i+1} 表示 10 月降水; f_{i+2} 表示 11 月降水;

冬季时: f_i 表示 12 月降水; f_{i+1} 表示 1 月降水; f_{i+2} 表示 2 月降水;

这里 n 为年数,所以每季系列长度为 105。

旋转自然正交函数展开(EOF)方法大致可分两步,先对降水原始场作自然正交函数展开(Eof),再将展开后的特征场作方差最大正交旋转(Varimax 正交旋转)。

设 F 表示标准化后的降水量原始场,它的 EOF 分解式为:

$$F = TV' \quad (1)$$

V' 是 V 的转置矩阵, V 是特征向量矩阵,表示 F 的空间变化特征; T 为 V 的时间系数阵,表示 F 的时间变化。 V 和 T 都是正交矩阵,然后将 V 中 m 个特征向量(EOF)的特征值 $\lambda_i (i = 1, m)$ 从大到小排列,选取前面若干个特征值对应的特征场作方差最大正交旋转,得到 EOF 分解式为:

$$F = AU' \quad (2)$$

U' 是 U 的转置矩阵, U 仍是一种空间函数, A 仍是时间函数。这里 A 仍是正交矩阵,而 U 不再像 V 那样具有正交特性,但是它的每一个特征向量对应的方差集中在少数几个地方。

F 的 EOF 方法的每一个具体步骤,可参看文献[6],[7]。这里着重指出 EOF 分解过程中的几条性质:

(a) 对于式(2)第 K 个特征场中第 j 点的值 U_{jk} 就是第 j 个空间点与第 K 个时间系数 A_k 的相关系数;

(b) F 的总方差 $\sigma^2 = \sum_{k=1}^m \sum_{j=1}^m u_{jk}^2$, 也就是说旋转特征场 U 中各列向量对原始场方差的贡献就是该列向量的欧氏长度;

(c) F 展开的精度 $R^2 = \sum_{k=1}^p \lambda_k / \sum_{k=1}^m \lambda_k$, λ_k 就是第 k 个特征向量对应的特征值, p 是所取典型场的个数, m 是全部典型场。这说明 F 展开的精度只与所取典型场的特征值有关。

3 结果分析

3.1 分区的代表性

进行正交分解后(Eof),理论上讲,它的 72 个特征值对应了 72 种特征场,但实际上主要

是少部分的特征场贡献占绝大多数。于是,我们根据春、夏、秋、冬不同季节选取了前几个方差贡献累计达到 90% 以上的特征场进行方差最大正交旋转。夏季由于湖北省降水分布的特殊,虽然选取了前 13 个特征场,其方差累计贡献只有 85.3% (其余的每一个贡献都小于 0.7%)。表 1 为选取的前列特征场个数及其累计方差占总方差的百分比。可见,冬季湖北省降水的分布只需 5 种形式就能很好地反映出来,其精度为 90.3%,而春、夏降水则需要 13 种形式才能有较高的精度。另一方面,表 1 也反映了湖北省降水是夏季最复杂,春、秋季次之,冬季最简单。

表 1 前几个 EOF 的方差贡献

	春	夏	秋	冬
特征场个数(个)	13	13	8	5
方差所占百分比(%)	90.1	85.3	90.5	90.3

表 2 进一步反映了分区结果的代表性,春、夏、秋、冬四季的代表性在 79%~89% 之间。冬季将湖北省分成 4 个区,可反映冬季湖北省降水分布事实的 88.7%;秋季也分成 4 个区,代表性为 82.6%;春季分为 7 个区,代表性为 82.1%;夏季则需要分成 9 个区,代表性为 79.3%。

表 2 旋转后各分区对应特征场与总方差的百分比(%)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	合计
春	22.9	14.8	7.5	18.1	6.9	6.7	5.1			82.1
夏	25.3	9.0	9.0	10.6	5.5	11.2	4.1	3.4	1.3	79.3
秋	30.7	18.4	18.0	15.5						82.6
冬	37.3	21.6	15.9	14.0						88.7

3.2 四季的分区结果及各区对应时间系数的变化

3.2.1 分区

具体划分时,若以 $|u_{ij}| < 0.5$ 作为分界线,则重迭区域多(这里 u_{ij} 表示第 j 个旋转特征场中第 i 点的值。若以 $|u_{ij}| > 0.5$ 作为分界线,则有些区域无从归属。以 $|u_{ij}| = 0.5$ 作为分界线,则各季降水变化分区如图 1 表示。

我省地处东亚季风控制之下,降水量的季节变化深受季风的影响。同时,地形特殊,大致为东、北、西三面高,中间低,略呈向南敞开的不完整盆地。这些使得分区结果不仅季节上变化明显,而且随着季风的增强,下垫面的作用越来越突出。春、夏和秋、冬比较,各区分界线随着冬半年向夏半年的转换而向南移动,特别是春、夏季时,因为鄂东北大别山、鄂东南幕阜山及鄂西南武陵山地对西南暖湿气流的抬升影响,分别出现了对应的三个区域(春季为 I、IV、III,夏季为 VI、I、IV),而三峡河谷及山区与平原交接地的特殊地形形成了三峡河谷及三峡出口两个区域。夏季与春季比较,夏季时,我省东部主要受西太平洋副热带高压控制,使鄂东南区向北、向西扩展。而且夏季引起降水的较小天气系统进一步增多,下垫面热力状况的差异更加明显,由于这些使得汉江上游河谷及其北岸秦岭山脉的东沿部分单独从鄂西北中划分出来。另外位于副高前端的长阳、松滋、江陵之间的三角区因正处西南暖湿气流进入江汉平原的入口处,又恰好在“宜钟”(宜城、钟祥)北来冷空气通道的末端,也从三峡出口区中同宜昌分离,单独成区。所

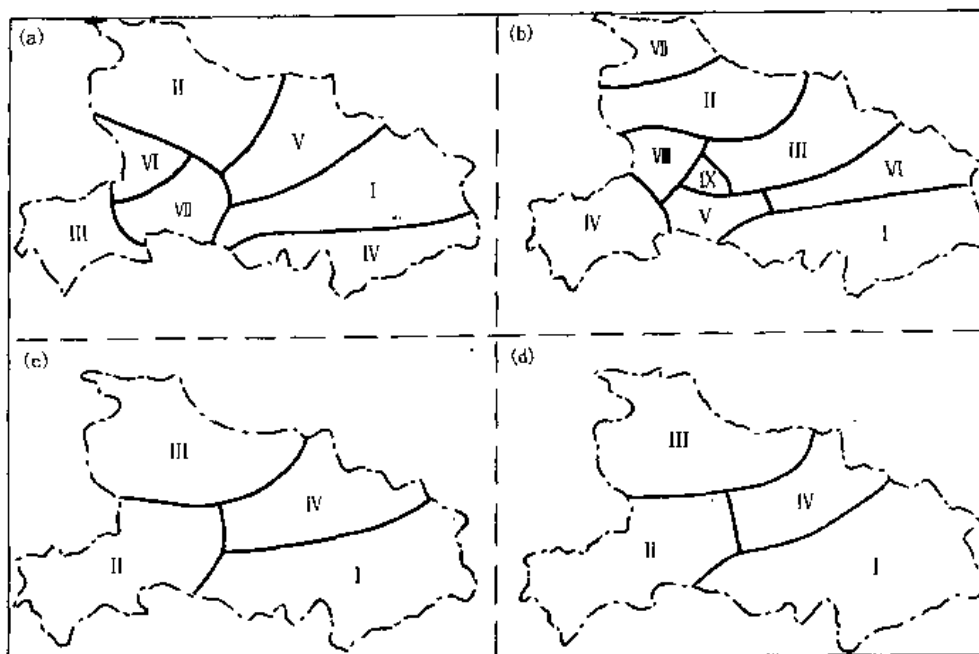


图1 湖北省四季降水区划图

(a. 春季; b. 夏季; c. 秋季; d. 冬季)

以夏季比春季多出2个区。冬季与秋季相比,只是东部区域的边界略向西北偏移,其它变化不大。

仍见表2,各区对应特征场方差与总方差之比可反应其在全省降水分布中的重要程度。将全省各季分区按其方位分别命名为:鄂东南、鄂东北、鄂北、鄂西南、鄂西北,则春、夏、秋、冬四季各区重要性排序如表3。

全年不管那一个季节,鄂东北和鄂东南的降水变化是全省降水变化分布的主要区域。春季鄂东北的方差比值排在第1位,鄂东南次之;夏季鄂东南为第1位,而鄂东北则次之;秋、冬季鄂东北和鄂东南合二为一,成为一个区,其方差比值排第1位,鄂西北秋季第2位,鄂西南则冬季第2位。所有这些都说明了我省特殊的地形在降水研究中是不可忽视的。

3.2.2 四季各区降水变化

REOF分解后,基本特征值对应的时间系数变化,就是依据此特征场分区对应的降水变化:将各区每季同年三个月的时间系数相加平均得到四季各区的时间系数。图2绘出了夏季前5个区和冬季4个区的时间系数变化曲线。可见湖北省四季各区降水年际变率大。特别是冬季,自80年代末后,年际变率更大。另外从其距平累积曲线图(图略)上,我们可以

表3 四季各区方差比值排序

	鄂东北	鄂东南	鄂西南	鄂北	鄂西北
春	1	2	4	5	3
夏	2	1	3	4	5
秋	1	1	3	4	2
冬	1	1	2	4	3

发现湖北省降水有明显的增、减阶段。不仅同一季节的不同区域增、减阶段不同,而且同一区域的不同季节增、减阶段也不同。自1961~1995年湖北省各季降水增减阶段情况见表4。进入90年代春季湖北省西部山区降水减少而东部降水增加;夏季鄂西南及鄂北岗地降水减少而鄂西

4 结 论

(1)湖北省春季降水分为7个区,分别是鄂东南、鄂东北、鄂北岗地、鄂西北、鄂西南、三峡河谷、三峡出口;夏季降水分为9个区,分别是鄂东南、鄂东北、鄂北岗地、鄂西北、汉江上游河谷、鄂西南、三峡河谷、三峡出口、宜昌;秋、冬季分为4个区,分别是鄂东北、鄂北岗地、鄂西北、鄂西南。

(2)各区降水变化在全省降水变化中所占地位以鄂东北和鄂东南居首,其次是鄂西南、鄂西北。

(3)三峡河谷、汉江上游河谷以及鄂西山区与江汉平原的交接地带在春、夏两季时,其特殊地形对降水的影响不可忽视。

(4)本文分区的代表性在79%~89%之间,冬季代表性最高,夏季代表性最低。

(5)湖北省降水年际变化的阶段性明显,不仅同一季节不同分区不同,而且同一分区在不同季节也不一样。

参考文献

- 1 乔盛西. 湖北省气象灾害对农业生产的影响及减灾对策. 气象, 1991, 17(4)
- 2 邓先端, 吴宜进. 湖北省气象灾害的特点及防御对策. 灾害学, 1998, 13(3)
- 3 袁重光, 杨若林等. 汛期预测的集合预告模拟研究. 大气科学, 1996, 20(5): 593~598
- 4 施能等. 近40年东亚夏季风及我国夏季大尺度天气气候异常. 大气科学, 1996, 20(5): 575~583
- 5 乔盛西等. 湖北省气候志. 武汉: 湖北人民出版社, 1989, 286~289
- 6 马开玉, 丁裕国等. 气候统计原理与方法. 北京: 气象出版社, 1993, 277~300
- 7 熊安元, 屠其璞. 多个气象场之间的联合REOF相关分析及场的预报模式. 气象科学, 1992, 12(1): 13~23

THE OBJECTIVE DIVISION OF THE PRECIPITATION OF HUBEI PROVINCE BY THE METHOD OF REOF

Yuan Yechang (袁业畅) *Xiong Anyuan* (熊安元) and *Qing Jun* (覃军)

(Climate Application Institute of Hubei Province, Wuhan 430074)

Abstract

In this paper the Rotated Empirical Orthogonal Function (REOF) analysis is used to divide the precipitation region of Hubei Province according to the four seasons. The region is divided into 4 to 9 districts. The results show that the effect of the special geography such as mountain and river valley on the precipitation in summer and spring should not be neglected. The results also show that the interannual variability of the amount of rainfall is great and the increase and decrease periods of the rainfall are different

in different seasons and in different regions.

Key words: the Rotated Empirical Orthogonal Function analysis, division of the precipitation, Hubei Province.

“第四届东亚及西太平洋气象与气候研讨会”和 “1998年特大暴雨(洪涝)学术研讨会”同时在杭州召开

由中国气象局和中国气象学会联合主办的“第四届东亚及西太平洋气象与气候研讨会”、“1998年特大暴雨(洪涝)学术研讨会”于1999年10月26~28日在杭州同时召开。来自海峡两岸、港澳地区及美国、加拿大、英国、挪威、日本等国家的近200名气象专家、学者欢聚一堂,深入探讨暴雨等大家关心的问题。

26日两会共同举行了隆重的开幕式。中国气象局局长温克刚,中国气象学会理事长、中科院院士曾庆存,浙江省副省长王永明,中国气象局副局长颜宏等出席了开幕式。大会特邀曾庆存、刘兆汉、张智北、颜宏等四位专家就“全球季风系统”、“COSMIC与太空天气”、“一个关于热带两年振荡的理论”、“1998年中国特大洪涝灾害的天气气候特点及预报服务”等内容作了特邀报告。李泽椿等10位专家就“近十年台风、暴雨科研进展及业务应用”等作了大会报告。

27~28日两会分别进行了深入的学术研讨。“第四届东亚及西太平洋气象与气候研讨会”是继1989年7月和1992年9月在香港、1995年5月在台北成功地举办了三届研讨会之后的又一次盛会。本届研讨会共交流学术论文105篇,其内容涉及以下七个主题的研究:1)气候和季风;2)暴雨;3)动力气象学;4)台风;5)中尺度气象;6)遥感、大气物理及大气化学;7)飞机排放污染及其对气候和环境的影响。其中后两个主题是在前三届内容的基础上新设的主题。本届研讨会充分展示了大气科学研究的最新进展和成果,并将为推动亚太地区以至全球的大气科学研究产生重大影响。

“1998年特大暴雨(洪涝)学术研讨会”则是对造成1998年长江流域和松嫩流域特大暴雨洪涝灾害成因的全面分析和总结。会议共收到学术论文128篇,其中有近70篇参加了会议交流。会议就以下四个专题进行了研讨:1)1998年特大暴雨发生的天气气候过程和物理成因分析;2)1998年特大暴雨过程的天气尺度与中尺度动力诊断;3)卫星、雷达等探测资料在1998年特大暴雨预报中的应用;4)突发性大暴雨的预报及面雨量预报。会议特邀美国马里兰大学张大林教授等三人参加会议并作了学术报告。此次研讨会的召开对我国暴雨研究、洪涝灾害预测将产生深远的影响。

会议最后认为对已经发现的问题应继续做深入细致的分析;对多学科、多领域的研究工作应加强组织联合;应进一步加强科研成果向业务的转化,使基础研究、业务预报、专业服务有机地结合起来,更好地发挥气象在现代化建设中的作用。

(邓秋华 崔春光)

一次山东省夏季 MCC 降水过程的云图 特征和降水分析^①

龚佃利

(山东省气象科学研究所, 济南 250031)

张国平

(山东省气象台, 济南 250031)

摘 要

利用卫星云图、地面降水和风场及物理量诊断场资料,详细分析了一次山东夏季 MCC 的云图和降水特征及其关系。发现该 MCC 是由两个新生的中- β 尺度对流单体发展合并而成的,但两对流单体在发展过程中又处于相对独立状态。成熟阶段的 MCC 云顶温度的低值区($TBB < -62^{\circ}\text{C}$)和高值区($TBB > -52^{\circ}\text{C}$)云面积的变化具有反位相特征,而低值区云面积的变化与 MCC 的发展和地面降水密切相关。地面降水率随云顶 TBB 的降低呈增大趋势。地面中尺度系统是导致 MCC 发展的重要因素,而鲁中山区对降水有显著的增幅作用。

关键词: MCC 云图特征 降水特征 中尺度分析

1 引 言

MCC 是 80 年代初从增强显示卫星云图上分析出来的一种中- α 尺度对流复合体,因其具有庞大持久近于圆形的砧状云罩而区别于其它中尺度对流系统(MCS)。Maddox^[1]给出了成熟阶段的 MCC 的判据,并详细研究了美国强对流天气中 MCC 发生的环境形势和结构特征。MCC 在我国主要分布在华南和江淮地区,是造成华南前汛期和江淮梅雨期暴雨的主要云系。近年来通过对加密卫星云图的分析,发现 MCC 也是造成山东夏季强暴雨过程的重要中尺度系统。

本文分析的 MCC 过程是于 1996 年 7 月 24 日午后,在东北冷涡低槽区,由地面静止锋和低层切变线触发新生的对流单体合并形成的。受其影响,鲁中山区和山东半岛北部出现了大范围强对流暴雨天气,有 9 个县市的雨量超过 100mm,济南市和半岛北部地区出现雷电,济南市更是出现了几十年不遇的冰雹天气。本文通过对云图与地面降水和风场的对比分析,初步揭示了这次 MCC 发展的云图结构和降水特征。

2 MCC 发生的大尺度条件

图 1 是 7 月 24 日 08 时(北京时,下同)500hPa 环流形势、700hPa 假相当位温(θ_{se})分布、高低空急流以及低层切变线和地面冷锋的配置图。可以看到:500hPa 槽线已超过 700hPa 槽线形成前倾槽形势,700hPa 在河套东部有 θ_{se} 大于 348K 的大值区与切变线对应,这种形势

① 初稿时间 1998 年 11 月 2 日,修改稿时间 1999 年 5 月 12 日。

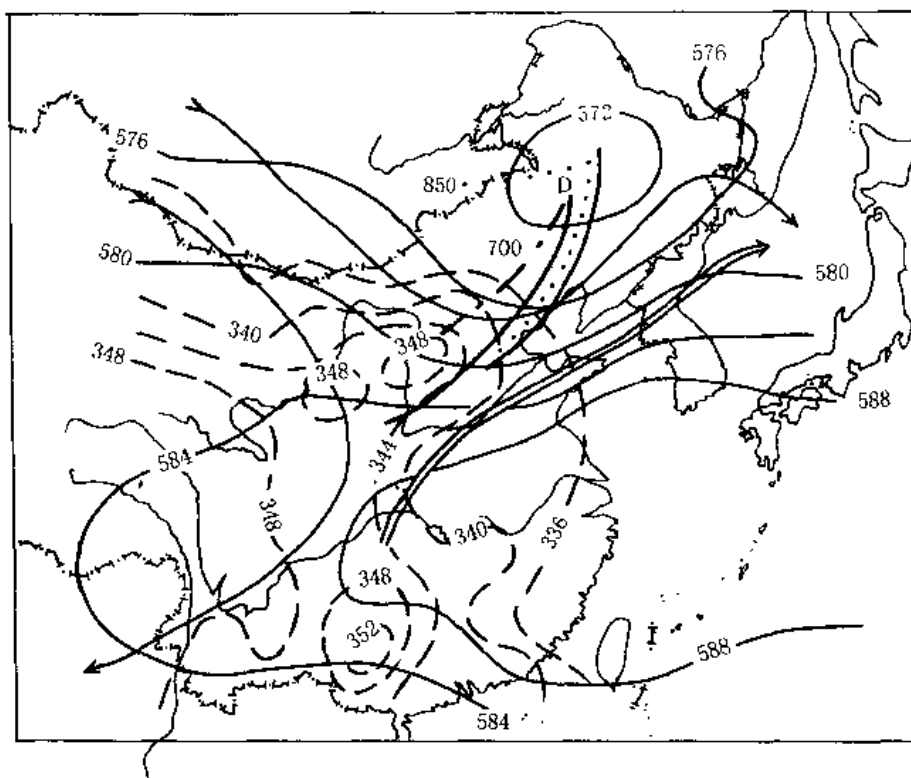


图1 1996年7月21日08时(北京时)各层天气形势、地面冷锋和700hPa θ_{se} 场的配置图
(细实线为500hPa等高线,虚线为700hPa等 θ_{se} 线,粗实线是200hPa急流轴,双线实线是850hPa急流轴,点划线、点线为700和850hPa切变线)

使500hPa槽后的冷平流迭置在低层暖湿平流之上,形成明显的对流性不稳定层结。850hPa上的低空急流一直稳定在山东上空,同样有 θ_{se} 的大值区与之配合形成一条明显的暖湿气流输送带,并与200hPa疏散的急流区对应,在鲁北形成低层辐合,高空辐散,有利于上升运动的形势。此后,地面冷锋向南移动,在华北南部东西向的低压带内形成静止锋。因此,大尺度天气背景场为MCC的发生提供了强的水汽输送、位势不稳定和对流上升运动的触发条件。MCC早期阶段有组织化的中- β 尺度雷暴云团就是在以上环境条件下,由地面静止锋附近的风场辐合触发形成的。

分析7月24日08时MCC产生地高低空能量场指标可以得知,本次MCC大致发生在 $\theta_{se700} > 348K$, $q_e > 8g/kg$, 沙氏指数 ≤ -1 , 以及 $\theta_{se500} - \theta_{se850}$ 等压面上 $\theta_{se} < -8K$ 的区域。这些指标在山东夏季强对流天气预报中具有一定的代表性。

3 MCC演变特征

分析逐时红外云图的演变情况,将该MCC的发展分为以下几个阶段。

(1) 发生阶段。24日15:33的红外云图上(图2a),在东北冷涡静止锋区有沿锋线排列的对流云团,其中A是低层切变线造成的降水云系,B、C是由地面风场辐合触发新生的中- β 尺度对流云团,云顶温度开始低于 $-52^\circ C$ 。分析14时地面露点温度分布(图略)发现,B、C云团正位于由华北南部伸向鲁北地区和由鲁东南沿海伸向半岛北部的露点温度暖舌顶部区域,而鲁

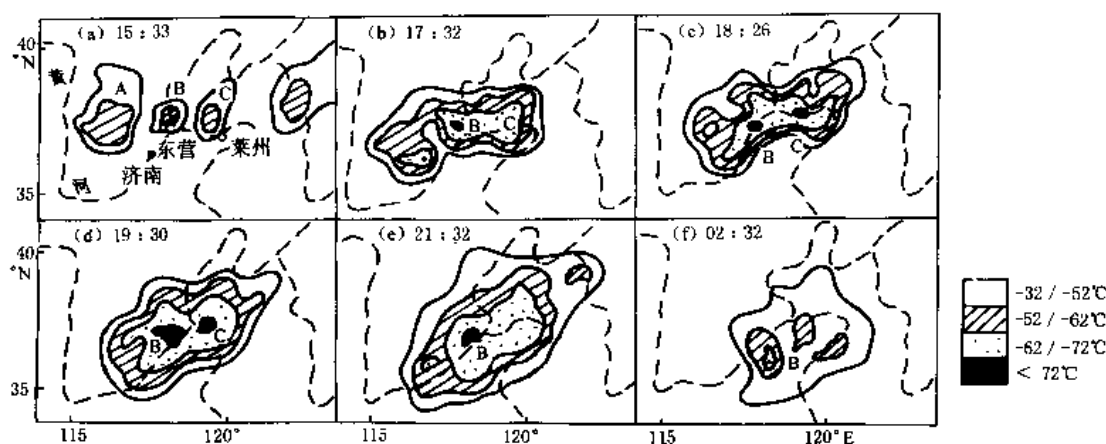


图2 MCC发展各阶段云图演变情况

(a. 发生阶段; b. 发展阶段; c. --e. 成熟阶段; f. 消亡阶段)

中山区的露点温度较低,云团的发生区为露点锋区。

(2) 发展阶段。17:32(图 2b)B、C 云团迅速发展增强,云顶温度快速降低,冷云砧区扩大并汇合,但各自的强冷云顶保持独立,A 云团东南象限云顶发展,并逐步并入 B、C 云团,对流单体发展达到最强。

(3) 成熟阶段。18:26(图 2c)B、C 和 A 云团的云砧完全合并,MCC 达到 Maddox 规定的成熟阶段的条件。在 B、C 对流系统的右后象限出现最强的中- β 尺度对流元(TBB<-72°C 区域),其前方的地面(济南、莱州)出现飑线;同时,在宁津-济南一线和半岛北部出现冰雹、大风等强对流天气,降水表现出强的局地性。Cotton^[2]的研究认为 MCC 的中- β 尺度对流系统多变的同时,也具有某些一致性的发展形式,可将 MCC 的成熟阶段细分为几个时段。该 MCC 的成熟阶段也具有这样的特征。19:30(图 2d)MCC 冷云砧完全汇合,-52°C 等温线呈相对光滑的环形,而冷云顶发展到最高,云顶温度达到最低,有白色云砧出现,此时为云团上冲最强时刻,MCC 发展进入胞状阶段。21:32(图 2e)TBB<-52°C 面积达到最大,即达到“最大时段”,偏心率大于 0.7。A 云团已减弱呈小的中- β 云团,位于 MCC 边缘,而 B、C 的冷云砧开始分离,C 云团减弱较快。对照地面雨量分析,B、C 云团冷云顶在地面始终有雨量中心对应,这表明该 MCC 在发展过程中,B、C 两个中- β 尺度对流单体始终保持相对独立的状态。

(4) 消亡阶段。25 日 02:32(图 2f)MCC 迅速减弱,-52°C 等温线内的面积开始小于 5 万 km²,进入 MCC 成熟期的终止阶段。此后,其中的中- β 尺度对流群分散移动,并演变成逗点状云系,受中高层气流的引导,加速向东北方向移动并消亡,此时有持续但逐渐减弱的层状云降水。

4 MCC 云顶温度演变与降水的关系

将 MCC 主要降水站点的逐时雨量与对应的云顶亮温点聚成图(图 3)。可以看到,地面降水率随 TBB 的降低而呈增大的趋势,其中大于 10mm h⁻¹ 的强降水大多出现在 TBB<-70°C 云区,但具体到某一点的对应关系比较复杂。值得注意的是 25 日 02 时莱芜站出现 62.9mm

h^{-1} 的降水率极大值,但此时对应的 TBB 并不是最低,且 MCC 已处于减弱阶段,整体降水已减弱,这很大程度上是与该站所处的山区地形影响有关。

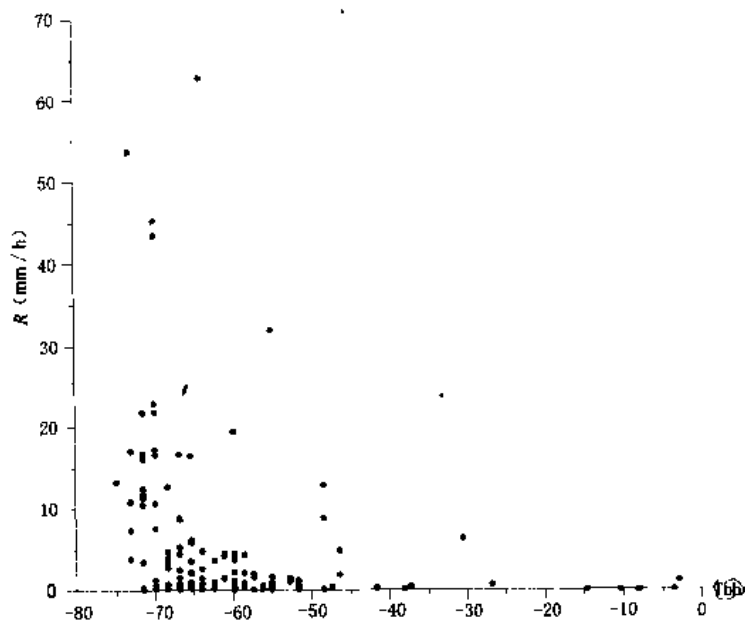


图 3 MCC 云顶亮温(TBB)和地面降水率点聚图

图 4a 给出了 MCC 云顶各温度区间云面积变化和降水区内平均降水率的关系。图中折线为不同 TBB 对应的云面积,直方图表示平均降水率,直方图上的折线表示雨强大于 10mm h^{-1} 的站点数。从图中可见:

(1) 最大平均降水率出现在 MCC 快速增长阶段,此时 $\text{TBB} < -62^\circ\text{C}$ 的冷云区范围迅速扩大,云顶高度快速升高,而 $\text{TBB} > -62^\circ\text{C}$ 的云区面积维持少变。这说明 MCC 的发展首先表现为云体强的对流上升运动,此时由雷达回波可看到云顶高度超过 12000m (图略),对应地面出现局地强降水和飑线等强对流天气现象。

(2) 在 $\text{TBB} < -62^\circ\text{C}$ 面积达到最大时,最大平均降水率开始减少,而大于 10mm h^{-1} 降水率的站却达到最大。此后,随着 $\text{TBB} < -62^\circ\text{C}$ 云区面积减小,而 $\text{TBB} > -62^\circ\text{C}$ 的云区面积增长,平均降水率稳定减少,在 MCC 消亡阶段降水表现为稳定的层状云降水特点。

(3) 从各温度区间云面积的演变可以看到,MCC 云顶温度低值区($\text{TBB} < -62^\circ\text{C}$)和高值区($\text{TBB} > -52^\circ\text{C}$)的面积变化大致呈反位相,而云顶温度低值区云面积的变化对降水强度及雨区分布密切相关,在整个过程中最大降水率中心始终与云顶温度最低的云区对应。这表明 MCC 发展过程中的强对流活动是降水产生的重要原因。

分析逐时雨量分布可以看到,在 MCC 发展达到胞状阶段以前(图 4b),降水局地性强,平均降水率大,特别是 B 云团降水中心沿 MCC 短轴方向自西北向东南排列;而胞状阶段之后(图 4c),降水范围扩大,降水中心呈带状排列在 MCC 前部,后部降水较小。在消亡阶段(图 4d),降水范围减少,强度减弱,以层状云降水为主。这种降水中心的分布在空间上与尺度更小的对流活动相对应,而统计不同性质的降水对各站总雨量的贡献率可知,平均多达 66.2% 的

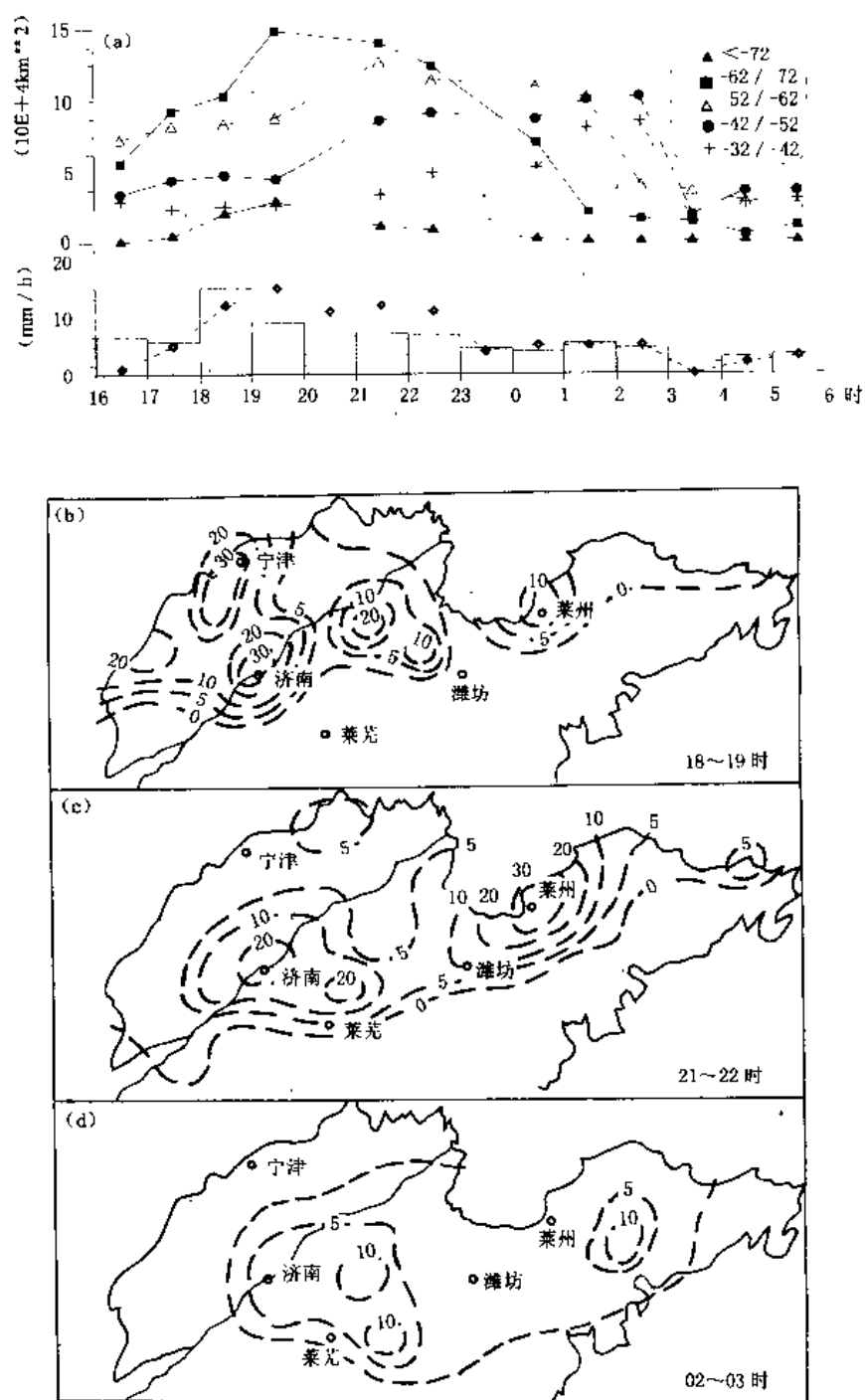


图4 MCC成熟阶段云顶不同温度区间云面积和地面平均降水率的演变图(a)
及逐小时雨量分布图(b~d)

降水是强对流性的(降水率大于 10 mm h^{-1}),而层状性的降水平均只有 33.8%,且大多集中在云团减弱阶段。

5 MCC 中尺度系统的配置关系和作用

从现有的高空探测网上很难观测到完整的有关 MCC 的信息,但从地面风场、气压场上可分析出较多的中尺度系统。24 日 14 时 MCC 发生前地面图上(图略),全省大部盛行南到西南风,而鲁北几个站受锋面影响开始转北风,并在东营市附近形成辐合中心,而鲁中山区和半岛北部也有中尺度低压产生。15 时 30 分在图 2a 中新生的 B、C 云团分别与东营附近的中尺度辐合中心和半岛北部的中低压对应,且随地面中尺度系统的加强而发展。B、C 云团形成 1 小时后,地面开始产生降水。20 时 MCC 已处于成熟阶段,此时的地面图(图 5)上,从鲁中山区到山东半岛中部形成一条强的中尺度辐合线,近似平行于 MCC 的长轴,位于 MCC 云体南部。强冷云顶(TBB<-70℃云区)的大部位于辐合线以北,地面雨区几乎全部落在辐合线以北,且降水中心呈带状平行于辐合线。鲁中山区和半岛中部的中低压依然维持。地面中尺度辐合线和中尺度低压使低层暖湿气流辐合上升,是促使对流产生和维持的重要原因。其后,中尺度辐合线西段快速南压,相应的降水也向南扩展,但雨区仍分布在辐合线的北部,以层状云降水为主,但鲁中山区的降水仍然很强。张国平¹³曾对鲁中山区地形对暴雨降水的影响进行了研究,认为前者会对降水产生显著的增幅作用,平均增幅可达 20%左右。从云图上看,B 对流云团在减弱过程中却在鲁中山区产生了最大强度的降水,这很可能与山区地形造成的风场辐合和动力抬升作用有极大的关系。

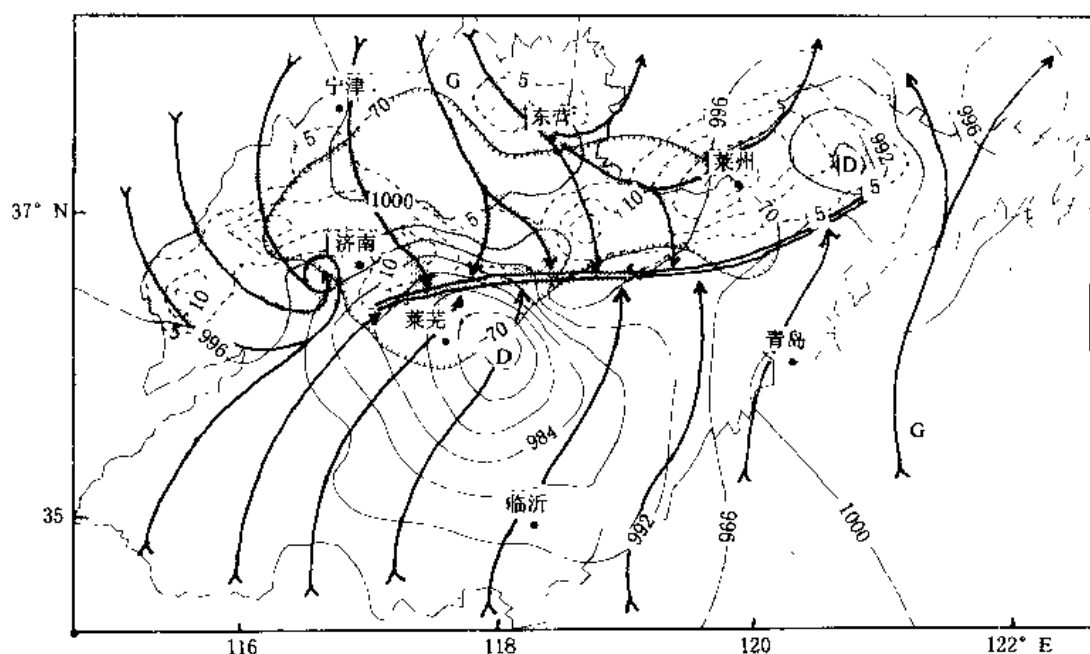


图 5 1996 年 7 月 24 日 20 时地面流场、气压场和云区、雨区配置图

(实线为等压线,矢线为流线,平行线为风场辐合线,阴影区为雨区,虚线为等雨强线,间隔为 5mm h^{-1} ,标刻度线为 TBB 低于 -70°C 的云区范围)

6 小 结

(1)本次 MCC 是在低空急流的左侧和高空急流的疏散区,由地面静止锋触发新生两个中- β 尺度对流单体,并进一步发展合并形成的,但两对流单体在发展过程中又处于相对独立状态。该 MCC 的演变和结构特征与 Maddox 和 Cotton 对美国 MCC 的研究结论基本一致。

(2)MCC 成熟阶段云顶温度的低值区($TBB < -62^{\circ}\text{C}$)和高值区($TBB > -52^{\circ}\text{C}$)云面积的变化具有反位相特征,而低值区云面积的变化对 MCC 的发展和地面降水有密切关系。反映出 MCC 发展过程中云体结构的变化特征。

(3)地面降水率随云顶 TBB 的降低而呈增大趋势,降水中心与云顶最低 TBB 云区对应关系较好,冷云顶中心和地面辐合线位置可作为暴雨中心落区临近预报的参考。

(4)中尺度辐合线,中尺度低压和地形造成的风场辐合和动力抬升作用,使低层的暖湿气流辐合上升,不断为对流单体发展提供不稳定能量,较好地维持了 MCC 内部中- β 尺度对流系统的活跃,地面强烈天气现象和局地降水中心的产生与这种中尺度对流元的活动有关。

参考文献

- 1 Maddox, R. A. Mesoscale convective complexes. Bull. Amer. Meteor. Soc., 1980, 61: 1374~1387
- 2 Cotton, W. R. Up-scale development of moist convective systems. Mesoscale Meteorology, 1983
- 3 张国平. 暖区暴雨过程中鲁中山区地形作用的数值试验. 山东气象, 1996, 16(2)

A CASE STUDY OF THE CLOUD AND PRECIPITATION OF SUMMER MCC IN SHANDONG PROVINCE

Gong Dianli (龚佃利)

(Shandong Research Institute of Meteorological Science)

and Zhang Guoping (张国平)

(Shandong Meteorological Observatory)

Abstract

Using satellite cloud pictures and precipitation and wind data, the characteristics of cloud and precipitation of a MCC case in Shandong province are analysed. The MCC consists of two meso- β scale convective cells which develop and combine in discrete way. The evolution of the cloud area between the low temperature zone ($TBB < -62^{\circ}\text{C}$) and the high ($TBB > -52^{\circ}\text{C}$) is out-of-phase in the maturity stage of the MCC, and the first one is closely related to the development and precipitation of the MCC. The mesoscale system in surface is the important reason of MCC development and the mountain forcing in the Middle Shandong enhances the precipitation.

Key words: MCC, cloud picture character, precipitation character, mesoscale analysis

长江上游历代枯水和洪水石刻题记年表的建立^①

乔盛西

(武汉气象中心, 武汉 430074)

陈正洪

(湖北省气象科学研究所, 武汉 430074)

摘 要

本文首次整理出千年涪陵石鱼出水年表以及长江上游八百年洪水石刻题记年表, 为研究长江上游历史洪、枯水位以及与此有关的旱涝问题提供新的历史石刻资料。

关键词: 涪陵石鱼 洪水石刻 年表

1 引 言

长江上游的洪、枯石刻题记, 是刻在岩石上的一种比较少见的洪、枯水位的特殊记载。它是宜昌以上 100 万 km^2 集水面积上的降水和径流异常的结果, 反映的是大范围的旱涝实况。由此可见, 洪枯石刻题记是研究长江上游地区历史时期旱涝规律和洪、枯水位多年变化的新的历史资料, 其空间代表性之大, 是地方志中的旱涝记载所无法相比的。

对长江上游 100 万 km^2 集水面积上的洪、枯水位石刻进行实地调查, 绝非是一两个人所能做到的。幸亏前人对此作过几次详细的调查, 只因年代久远、资料分散, 人们很难找到这些调查资料。本文通过各种渠道获得了上述资料, 以年表的形式发表出来, 为科研服务。科研人员可以根据这份年表来研究长江上游地区洪、枯水位的多年变化规律, 分析间隔时间分布的特征, 研究长江上游地区的旱涝规律及其与中下游地区旱涝的关系, 为水文、气象预报服务。这份年表在航运、发电等行业中也有重要参考价值。

2 千年涪陵石鱼出水年表

重庆市涪陵县城北靠近长江南岸的大江之中, 有一自西向东延伸长约 1600m、宽约 15m 的石梁。石梁上刻有鱼形图案, 名曰“石鱼”。图 1 是肖星拱于康熙二十四年(1685 年)重刻的双鱼图案。

由于石梁的最高处高出年平均最低水位仅 2m, 所以石鱼常年沉没在水下, 难以见到。只有当冬春之交(1~3 月)江水很枯的年份, 石鱼才露出水面。由于民间有“石鱼出水兆丰年”的说法, 所以每逢石鱼出水时, 当地官员就高兴地率同僚、亲朋去观赏石鱼, 并在石梁上刻有自公元 971 年至 1987 年的一千多年来的石鱼题刻资料。图 2 是现今见到的一幅最早石鱼题刻的拓片照片。拓片文字记述了石鱼的来龙去脉。

① 初稿时间 1999 年 3 月 12 日, 修改稿时间 1999 年 5 月 26 日。中国气象局气候研究开放实验室资助项目。

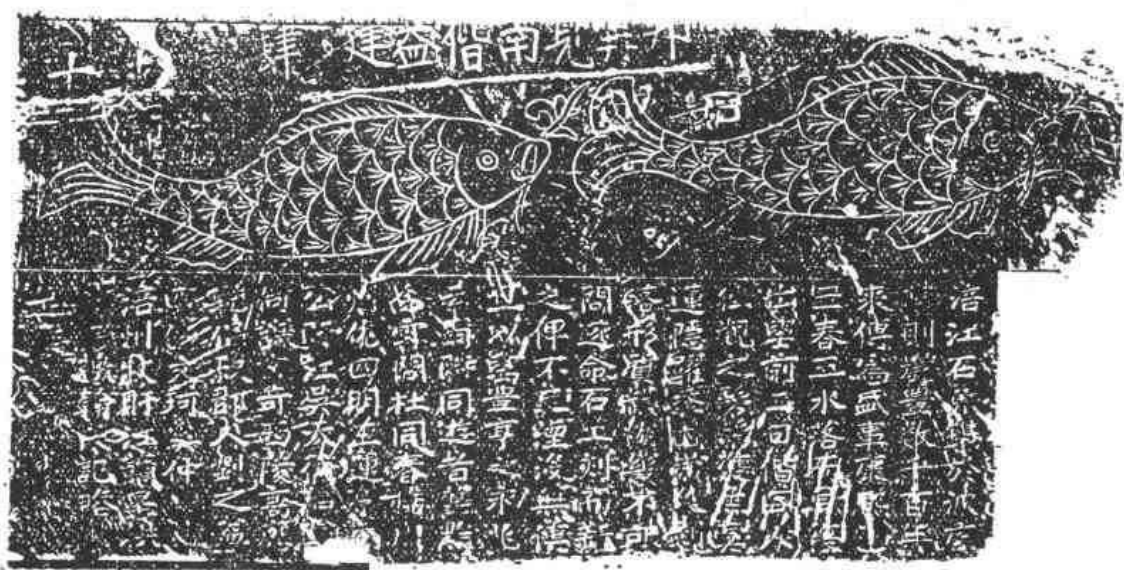


图1 清康熙二十四年肖星拱重刻的石鱼(引自文献[3])

肖星拱的《黿鰕双鱼记》：“涪江石鱼，镌于波底，现则岁丰，数千百年传为盛事。康熙乙丑春正，水落而鱼复出，望前二日，偕同人往观之，仿佛双鱼莫离隐跃。盖因岁久剥落，形质模糊几不可问，遂命石工刻而新之，俾不至湮没无传耳！且以望丰亨之水兆云尔。……”



图2 宋开宝四年(971年)谢昌瑜等题记(引自文献[3])

“大江中心石梁上，(缺字)古记，及水际，有所镌石鱼两枚。古记云：唐广德春二月岁次甲辰，江水退，石鱼出见，下去水四尺。问古老，咸云：江水退，石鱼见，即年丰稔。时刺史团练郑令珪记，自广德元年甲辰岁次至开宝四年岁次辛未二月辛卯十日□□余年又复见者，览此申报。”注：□□表示缺两个字

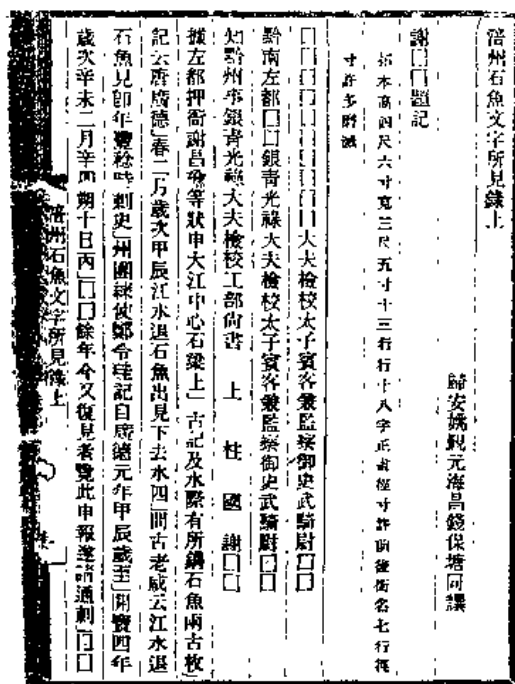


图5 缪荃孙的《涪州石鱼文字所见录》下

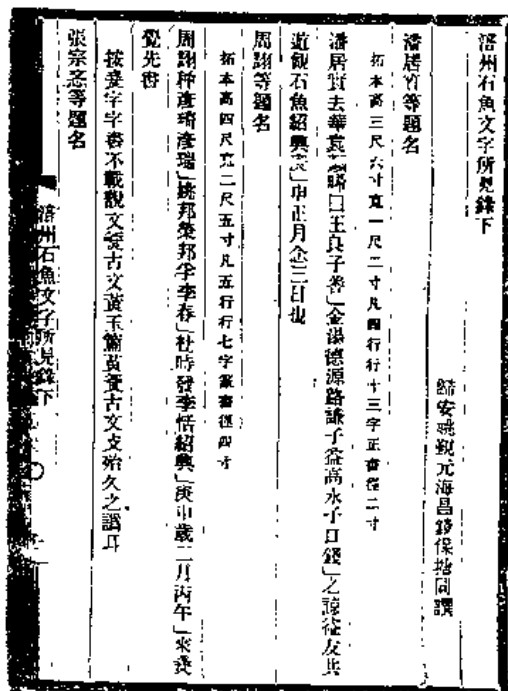


图6 缪荃孙的《涪州石鱼文字所见录》上 (1912年)

图5 《涪州石鱼文字所见录》下

图6 《涪州石鱼文字所见录》上

月,因江水特枯,石鱼露出水面,长江流域规划办公室和重庆市博物馆联合组成的历史枯水调查组,登上涪陵的白鹤梁,对石鱼高程进行了测量,发表了明代以来的少数石鱼题刻文字资料和9幅石鱼题刻拓片的照片资料^[3]。拓片的照片资料,是首次公开发表的有关涪陵石鱼题刻的形象资料,很宝贵。现今凡是写涪陵石鱼的文章,所引用的拓片照片,都是选自这9幅,本文也是如此。

2.2 补齐明代以来的石鱼题刻资料

文献[3]附表二给出的明代以来的7年石鱼出水资料,仅仅是全部资料中的一小部分。在夏鹏章和汪耀奉二先生的帮助下,我们补齐了1384~1987年期间尚未发表的22年石鱼出水资料^[1-8]。

我们在文献[1]中的一条“姚昌遇等题名”的注释中发现一条明代石鱼出水的记载,因为具有具体年份,本文录用了。该条注释为“……末行下方有明代成化辛卯张本仁等题字,不录。”姚觐元、钱保塘在文献[1]的序言中讲明了“自明清以来不录”的原则,张本仁等题记是明代石鱼出水题记,不录是理所当然的事。而本文是整理北宋至今的石鱼题刻资料,又必须录用。成化辛卯是成化七年,即1471年。

2.3 千年石鱼出水年表

补齐了明代以来的石鱼题刻资料之后,就可以与文献[1]提供的北宋至元代的史料相衔

2.3.4 应用石鱼出水资料的举例

1972年冬季江水特枯,1973年1月石鱼终于露出水面^[4]。建国后的资料再一次揭示出,石鱼出水是长江上游江水特枯的指标。1972年冬,宜昌出现了自1877年以来的最枯水位,致使葛洲坝三江航道无水冲沙,葛洲坝电厂发电能力较往年减少一半以上。1972年年底,一百多艘营运船舶、上万名旅客在荆江河段被搁浅达7天之久^[9]。据此,我们认为,根据表1给出的千年涪陵石鱼出水年表资料,去研究长江上游地区的秋冬干旱和特枯水位的年际变化规律,可以直接为预报、航运和发电等部门服务。

3 历史洪水石刻题记年表

由于长江三峡工程的设计和建设的需要,长江流域规划办公室早在1952年~1974年期间,曾先后11次对宜宾至宜昌的川江河段的178处洪水碑刻、岩刻进行了实地调查。

由于洪水石刻刻记的多是长江上游较大或特大洪水的洪峰和最高水位出现的日期,刻记高程可靠,为推算历次洪水的洪峰流量提供了可靠的依据。推算的历史洪峰流量,曾在葛洲坝、三峡大型水利枢纽的设计中发挥了重要的作用^[7]。

正因为洪水石刻刻记的多是长江上游历史上发生过的较大或特大洪水,它不仅造成了上游地区的洪灾,而且还给中下游地区带来深重的灾难。因此,以石刻洪水资料为指标,再去查阅其它历史文献记载,就可以对长江上游洪水及其与长江中下游洪水的关系进行深入研究。

3.1 长江上游洪水石刻的历史

古人在长江上游的江河岩壁上刻下的洪水记载,有“前事不忘,后事之师”的警示意义,为我们后人留下了宝贵的历史洪水资料。

公元1153年的四川忠县东云乡江岸岩壁上刻有:“绍兴二十三年癸酉六月二十六日江水泛涨”和“绍兴二十三年六月二十七日水此”的两幅石刻题记(图7),是现今发现的最早的洪水石刻题记,公元1948年刻于江津县子永桥岩壁上的“戊子水”,是现今发现的最晚的一幅洪水石刻。

在公元1153~1948年的796年间,共有16个洪水石刻题记年,平均50年一遇,是比较少见的历史洪水。各年洪水石刻题记的处数相差很大,最多的是1870年,有90处石刻题记,如云阳县张飞庙内岩石上刻的“大清同治庚午年洪水至此”(图8)。最少的有1847年、1931年和1948年,仅有一处洪水石刻题记。

明代以前的洪水题刻年数少,题刻的处数也少,可能与年代久远、风化剥落、刻字不明显、人们难以发现有关。但是自清代乾隆以来,洪水石刻年数和题刻地点都有明显地增多,而且洪水石刻处数的多少与洪水的大小有一定的统计相关。石刻题记处数在10处以上的有4年,其中的1788年(21处)、1860年(16处)和1870年(90处)都是历史上有名的全流域性的特大洪水,而1905年(19处)的洪水,主要发生在长江上游,灾情严重,是区域性大洪水。

3.2 长江上游的历史洪水类型年表

本文根据文献^[11]提供的历史推算和近代实测的宜昌洪峰流量资料,以宜昌洪峰流量的



图7 公元1153年的四川忠县的洪水石刻题记
(引自文献10)



图8 公元1870年的四川六阳县张飞庙洪水题记
(引自文献10)

大小为标准,将16个洪水石刻题记年的长江上游洪水分成两种类型:宜昌洪峰流量大于8万 m^3s^{-1} ,定为特大洪水年;宜昌洪峰流量6~8万 m^3s^{-1} ,定为大洪水年。

在推算的宜昌洪峰流量中,文献[11]全部给出大于8万 m^3s^{-1} 的洪水年资料。在上述资料中没有1520年和1847年,由此可以推断这两年的宜昌洪峰流量是等于或小于8万 m^3s^{-1} ,应划进大洪水年类型。

年表给出3个十分有用的数据,一是洪水石刻的年、月、日,二是洪水石刻处数,三是宜昌洪峰流量。如1153年的特大洪水,出现日期为7月19~20日,有2处刻有宋绍兴二十三年(1153年)的洪水石刻题记,当年宜昌洪峰流量为9.4万 m^3s^{-1} ,余类推。

3.3 石刻洪水类型年表资料的应用举例

长江中下游地区,建国后被称为百年不遇的1954年和1998年的大洪水,因灾情严重,给当代人们留下不可磨灭的印象。其实这两年的宜昌洪峰流量并不大,1954年为6.7万 m^3s^{-1} ,1998年为6.3万 m^3s^{-1} 。按照本文划分洪水类型的标准来看,这两年只是大洪水年。由表2可以看出,历史上七个特大洪水年的宜昌洪峰流量都比1954年和1998年大得多,如1788年的宜昌洪峰流量为8.6万 m^3s^{-1} ,比1954年大28%,比1998年大37%。1788年的特大洪水所造成的灾害比1954年和1998年严重得多。荆江大堤在万城至御玉路口一带溃口二十余处,洪水直冲清代重镇——荆州城,“官廨民房倾圮殆尽,仓库积储漂流一空,水积丈余,两月方退,淹死兵民万余”(见民国十年《湖北通志》)。荆江大堤一破,洪水横流,湖北全省被淹三十六县,死者以数十万记^[12]。如此惨重的大灾,震惊了乾隆皇帝,惩处了一大批抗洪失职的官员^[13]。

由表2还可以看出,自1870年出现特大洪水之后,长江流域已有128年没有出现过宜昌洪峰流量大于8万 m^3s^{-1} 的特大洪水了,其间隔年数已超过平均间隔120年的事实,按照统计规律,间隔时间越长,特大洪水重现的可能性就越大。因此,我们认为在三峡水库建成之前,要

要江河的历史首位洪水》(1991)及《近 300 年来世界死亡人数大于 10 万人的大灾难目录》(1991)等历史记载^[3,4],以流域主要水文站的洪峰流量、最高水位、受灾面积和受灾人口等确定出特大洪灾的年份。

2.2 特大洪灾发生的概率

根据上述洪水调查资料和历史灾情记载,近 211 年(1788~1998)中,长江流域发生特大洪灾的年份是 1788、1860、1870、1931、1935、1954、1998 共 7 年。表 1 列出了 1788~1998 年特大洪灾的灾情记载,其中 1788~1954 年的灾情记载取自文献[5]。

对特大洪灾考察的样本数 $N = 211$,特大洪灾发生的频数为 $n = 7$,根据概率的定义,特大洪灾发生概率为 $P = n/N = 7/211 = 0.0332$,可见特大洪灾为一小概率事件。

表 1 历史上长江特大洪灾的灾情记载

年 份	灾 情 记 载
1788 年 (清乾隆 53 年)	长江全流域均出现大水和水灾。7 月 23 日宜昌洪峰流量 $86000\text{m}^3\text{s}^{-1}$ 。荆江大堤决口 20 余处,洪水冲入荆州城内,水深五六米,两个月后才退去。
1860 年 (清咸丰 10 年)	宜昌洪峰流量约为 $92500\text{m}^3\text{s}^{-1}$,枝城洪峰流量达 $110000\text{m}^3\text{s}^{-1}$ 。这年洪水从 6 月中旬持续到 7 月下旬,还在 11 月出现了一次罕见的后期洪水。
1870 年 (清同治 9 年)	洪水主要来自嘉陵江流域,北碚洪峰流量达 $57300\text{m}^3\text{s}^{-1}$ 。受灾范围从四川盆地到长江中游平原湖区,约有 3 万 km^2 的地方遭洪水淹没。湖北有 30 多个州县,湖南有 20 多个州县遭受洪水灾害。
1931 年 (民国 20 年)	7~8 月发生全流域型大洪水。长江流域受灾面积达 15 万 km^2 ,中下游淹没农田 5000 多万亩 ^① ,死亡 14.5 万人,灾民 2800 多万人。武汉关最高洪水水位达 20.20m,武汉市区水深数尺至丈余,洪水持续 3 个月之久。
1935 年 (民国 24 年)	7 月 3 日~7 日,以湖北五峰为中心,发生了持续 5 天的特大暴雨,导致长江流域区域性特大洪水。在沔水,汉水中下游地区淹没农田 2200 余万亩,受灾人口约 1000 余万,死亡人口达 14.2 万。
1954 年	7 月发生百年罕见的全流域型特大洪水,汉口最高洪水水位达 29.73m,洪峰流量达 $76100\text{m}^3\text{s}^{-1}$ 。受灾面积达 5400 万亩,灾民 1800 多万,京广线 100 天不能正常通车。
1998 年	长江暴发了继 1954 年以来第二次全流域性洪水。至 8 月中旬,长江干流湖北宜昌以下河段全线超过历史最高水位。8 月 17 日,沙市水位达 45.22m,是历史最高水位,超警戒水位共持续 57 天,为历史之最。

3 统计推断方法

3.1 Bernoulli 试验

特大洪灾主要是局地大、暴雨所致,雨量年际变化是具有持续性和后效性的。但是随着时间间隔的增长,特别是像几十年一遇的特大洪灾,其持续性和后效性往往迅速减弱。根据 Besson 公式^[1]求得长江流域特大洪灾的持续系数几乎为 0,所以,在实际工作中,把特大洪灾

① 1 亩 = 666.6 m^2

样本近似地看做是相互独立的,把特大洪灾看做小概率随机事件。

把对特大洪灾的考察看做一随机试验。设试验只有两个可能的结果,发生特大洪灾的事件为 A , 不发生特大洪灾的事件为 \bar{A} 。记特大洪灾发生的概率为 $P(A) = P$, 特大洪灾不发生的概率为 $P(\bar{A}) = 1 - P$, ($0 < P < 1$)。将试验重复进行 n 次, 则考察特大洪灾的随机试验近似地为 n 重 Bernoulli 试验。

在 n 重 Bernoulli 试验中, 设 A 发生的次数为 ξ , 则事件 A 发生 K ($0 \leq k \leq n$) 次的概率服从二项分布, 其分布律为

$$P(\xi = K) = C_n^k P^k (1 - p)^{n-k} \quad (1)$$

其中, $C_n^k = n! / [k!(n-k)!]$ 。

长江流域特大洪灾发生的概率为 $P = 0.0332$, 要分析在 100 年中发生 4 次特大洪灾的概率, 根据(1)式有

$$P(\xi = 4) = \frac{100!}{4!(100-4)!} (0.0332)^4 (1 - 0.0332)^{100-4} \quad (2)$$

显然, 直接计算(2)式是很繁重的。所以, 在实际计算中, 常用 Poisson 分布或正态分布求取近似值。

3.2 二项分布的 Poisson 逼近

对(1)式设 $\lambda = np$ ($\lambda > 0$) 为常数, 当 $n \rightarrow \infty$ 时, 由 Poisson 定理得

$$\lim_{n \rightarrow \infty} P(\xi = k) = \frac{\lambda^k}{k!} e^{-\lambda} \quad (3)$$

(3)式表明当 n 足够大, P 很小时, 二项分布可用 Poisson 分布求取近似值。

由分布函数可知

$$P(\xi < k) = \sum_{i=0}^{k-1} C_n^i P^i (1 - p)^{n-i}$$

则特大洪灾至少发生 K 次的概率

$$P(\xi \geq k) = 1 - \sum_{i=0}^{k-1} C_n^i P^i (1 - p)^{n-i}$$

当 n 足够大时, 根据(3)式可得 $P(\xi \geq k) = 1 - \sum_{i=0}^{k-1} \frac{\lambda^i}{i!} e^{-\lambda}$

又因 $1 - \sum_{i=0}^{k-1} \frac{\lambda^i}{i!} e^{-\lambda} = \sum_{i=k}^{\infty} \frac{\lambda^i}{i!} e^{-\lambda}$

所以 $P(\xi \geq k) = \sum_{i=k}^{\infty} \frac{\lambda^i}{i!} e^{-\lambda} \quad (4)$

一般当 $n \geq 10$, $P \leq 0.1$ 时, 就可用(4)式求取 $P(\xi \geq k)$ 的近似值^[6]。在实际计算中, 根据(4)式直接查算 Poisson 分布表^[7]。

3.3 二项分布的正态逼近

在 n 重 Bernoulli 试验中, 当 $n \rightarrow \infty$ 时, 根据 De Moivre-Laplace 定理得

$$\lim_{n \rightarrow \infty} P\left(a < \frac{\xi - np}{\sqrt{np(1-p)}} \leq b\right) = \int_a^b \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{z^2}{2}} dz \quad (5)$$

其中, ξ 为特大洪灾的总次数, $a < \xi \leq b$ 。(5) 式表明当 n 足够大时, 二项分布 $B(n, p)$ 趋向正态分布 $N(np, \sqrt{np(1-p)})$ 。

当 n 足够大时, 利用(5) 式可求得 ξ 落在区间 $(a, b]$ 概率的近似值。

$$\begin{aligned} P(a < \xi \leq b) &= P\left(\frac{a - np}{\sqrt{np(1-p)}} < \frac{\xi - np}{\sqrt{np(1-p)}} \leq \frac{b - np}{\sqrt{np(1-p)}}\right) \\ &= \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{\frac{a - np}{\sqrt{np(1-p)}}}^{\frac{b - np}{\sqrt{np(1-p)}}} e^{-\frac{z^2}{2}} dz \\ &= \Phi\left(\frac{b - np}{\sqrt{np(1-p)}}\right) - \Phi\left(\frac{a - np}{\sqrt{np(1-p)}}\right) \end{aligned} \quad (6)$$

其中, $\Phi(X) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^X e^{-\frac{z^2}{2}} dz$ 。

在(6)式中, 令 $a \rightarrow -\infty$ 得

$$\begin{aligned} P(\xi \leq b) &= P\left(\frac{\xi - np}{\sqrt{np(1-p)}} \leq \frac{b - np}{\sqrt{np(1-p)}}\right) \\ &= \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\frac{b - np}{\sqrt{np(1-p)}}} e^{-\frac{z^2}{2}} dz \\ &= \Phi\left(\frac{b - np}{\sqrt{np(1-p)}}\right) \end{aligned}$$

那么 $P(\xi > b) = 1 - \Phi\left(\frac{b - np}{\sqrt{np(1-p)}}\right)$

又因 $1 - \Phi\left(\frac{b - np}{\sqrt{np(1-p)}}\right) = \Phi\left(\frac{np - b}{\sqrt{np(1-p)}}\right)$

所以 $P(\xi > b) = \Phi\left(\frac{np - b}{\sqrt{np(1-p)}}\right) \quad (7)$

在实际计算中, 利用(7)式直接查算标准正态分布 $\Phi(x)$ 表^[7], 求得 $P(\xi > b)$ 的近似值。

4 统计推断结果

4.1 特大洪灾发生的统计规律

表 2 是用(4)式算得的 30、50、70、100 年中, 特大洪灾至少发生 K 次的概率。可以看出, 其概率特征是, 当特大洪灾至少发生次数 K 一定时, 发生概率随年限的增加而递增。例如, 当 $K = 2$ 时, 在 30 年中, 特大洪灾至少发生 2 次的概率为 0.2642; 在 70 年中特大洪灾至少发生 2 次的概率为 0.6691; 在 100 年中特大洪灾至少发生 2 次的概率就高达 0.8414。

表2 特大洪灾至少发生 K 次的概率 $P(\xi \geq K)$

n	λ	K	1	2	3	4	5	6
30	0.9960		0.6321	0.2642	0.0803	0.0189	0.0037	0.0006
50	1.6600		0.8173	0.5068	0.2428	0.0932	0.0296	0.0079
70	2.3240		0.8997	0.6691	0.4040	0.2007	0.0838	0.0299
100	3.3200		0.9631	0.8414	0.6406	0.4197	0.2374	0.1171

当年限一定时,特大洪灾发生的概率随发生次数 K 的增大而递减。例如,在 100 年中,特大洪灾至少发生 1 次的概率高达 0.9631;至少发生 3 次的概率为 0.6406;至少发生 5 次的概率就仅为 0.2374。

表3 特大洪灾发生次数超过 K 次的概率 $P(\xi > K)$

n	K	1	2	3	4	5	6
30		0.5000	0.1539	0.0207	0.0011	0.0000	0.0000
50		0.7224	0.3936	0.1446	0.0322	0.0041	0.0003
70		0.8106	0.5832	0.3264	0.1335	0.0384	0.0017
100		0.9015	0.7673	0.5714	0.3520	0.1762	0.0694

表 3 是用(7)式算得的 30、50、70、100 年中,特大洪灾发生超过 K 次的概率。可以看出,特大洪灾发生超过 K 次的概率的变化特征与表 2 基本一致。例如在 100 年中,当 $K = 1 \sim 3$ 时,发生概率为 0.9015 ~ 0.5714;当 K 为 4 次以上时,发生概率减小到 0.3520 以下。

特大洪灾发生的统计规律提示我们,像长江流域这样几十年一遇的特大洪灾,虽然在某一年中可以认为几乎不会发生,是小概率事件,但是只要随着年代的增加,特大洪灾的发生几乎是可以肯定的,是一定要发生的。这就告诉我们决不能轻视小概率事件,要树立长期防大汛、抗大灾的思想——在洪涝灾害的高风险中谋求发展,这是我国一个较长时期的基本国情。

4.2 21 世纪特大洪灾发生概率的推断

随着人类大量燃烧化石燃料,导致温室气体在大气层里的含量不断上升,全球气候变暖越来越成为现实。本世纪的平均气温比上一个世纪升高了 0.7°C 。变暖的程度是至少 1200 年以来所未曾出现过的^[8]。

美国国家大气研究中心(NCAR)的专家利用 1870~1990 年的资料模拟地球气候变化,然后预测 21 世纪的全球气候变化趋势。发现如果人类向地球大气层排放 CO_2 量保持目前的增长速度,到 2100 年全球平均气温将上升 2°C 。

在全球气候变暖的大背景下,NCAR GCM 的输出结果表明^[9]:华北东部、江淮中下游东部沿海地区,全年降水可能增加 200~800mm 左右,最大增值中心在南部和福建北部,约为 800mm。现在江淮中下游已是湿润区,水资源比较丰富,再增加 400~800mm 降水,将会导致洪涝灾害发生频率的增高。

美国世界观察所所长 Leslér brown(1998)认为^[10],由于国际社会在减少 CO_2 排放问题上

不能达成一致努力,温室效应的后果将在未来使全球气温继续升高,随之而来的是更多的蒸发,更强的风暴和更快的雪融;而这三个原因就可能诱发洪水。今年中国长江流域的洪水是44年以来最严重的,预计将来也许会发生更为严重的水灾。

全球普遍升温的预言如能成为现实,根据长江流域特大洪灾发生的统计规律(表2~3),可以推断在21世纪的百年中,特大洪灾至少发生一次的概率 $P_1 \geq 0.9631$;至少发生2次的概率 $P_2 \geq 0.8414$;至少发生3次的概率 $P_3 \geq 0.6406$;至少发生4次的概率 $P_4 \geq 0.4197$;至少发生5次的概率 $P_5 \geq 0.2374$ 。就是说21世纪特大洪灾发生1~2次几乎是可以肯定的;至少发生3~4次有64%~42%的可能性;至少发生5次以上的可能性只有24%左右。这可能是一个最保守的估计。

5 结 论

(1)在近211年中,长江流域发生特大洪灾共7年,发生概率为0.0332,为一小概率事件。

(2)像长江流域几十年一遇的特大洪灾,其Besson持续系数为0,可以看做是独立的随机事件。对其考察的试验,可看做 n 重Bernoulli试验,概率特性服从二项分布理论模式。

(3)理论分析表明,当 n 足够大时,二项分布 $B(n, p)$ 可用Poisson分布或正态分布 $N(np, \sqrt{np(1-p)})$ 求近似。在实际计算中,概率值直接由Poisson分布表和标准正态分布表中查得。

(4)长江流域特大洪灾发生的统计规律是,当特大洪灾发生次数 K 一定时,发生概率随年限的增加而递增;当年限一定时,发生概率随特大洪灾发生次数 K 的增大而递减。

(5)根据特大洪灾发生的统计规律和概率特征,在全球变暖的背景下,推断在21世纪的百年中,长江流域特大洪灾至少发生1~2次几乎是可以肯定的;至少发生3~4次有64%~42%的可能性;发生5次以上的可能性只有24%左右。这些推断可能是最保守的估计。

(6)当今我们还不能准确地预测未来百年中特大洪灾的发生。但是,对特大洪灾发生的统计规律和概率特征的研究,是有实用价值的。统计推断结果提示我们,决不可轻视小概率事件,随着年代的增加,特大洪灾的发生几乎是可以肯定的。所以,必须立足于防大洪、抗大灾,努力做好长江的安全度汛工作。

参考文献

- 1 么枕生,丁裕国.气候统计.北京:科学出版社.1990,268~274
- 2 屠其璞,王俊德,丁裕国等.气象应用概率统计学.北京:气象出版社.1984.40~41
- 3 姚鲁峰.19世纪是我国特大暴雨洪水发生期.灾害学.6(3).1991,25~26
- 4 高建国.中国沿海地区灾害及对策.灾害学.6(3).1991,81~84
- 5 亦苏.历史上的长江特大洪灾.科技日报.1998,9
- 6 浙江大学数学系.概率论与数理统计.北京:人民教育出版社.1997,97~98
- 7 中国科学院数学研究所.常用数理统计表.北京:科学出版社.1974.25~29
- 8 中国气象报.地球进入1200年来最暖期.1998.12.17

9 中国科学院地理研究所. 气候变化及其影响. 北京: 气象出版社. 1993, 257~263

10 中国科学技术协会. 科技导报. 1998, (11), 28.

A STATISTICAL INFERENCE FROM PROBABILITY OF EXTREME FLOOD OCCURRANCE IN THE REACHES OF THE CHANGJIANG RIVER

Li Ke(栗珂)

(Shaanxi Research Institute of Meteorological Science, Xi'an 710015)

Abstract

In this paper based on the data of the extreme flood in late 200 years in the reaches of the Changjiang River, using the theoretical model of Bernoulli test and others, the character of probability of the extreme flood occurrences is studied and the statistical rule of extreme flood occurrences is obtained. In the background of the climate getting warmer over the world, the statistical inference of probability is given to the extreme flood in the 21th century in the reaches of the Changjiang River.

Key words: the Changjiang River, extreme flood, probability, statistical inference.

1998 长江洪水与夏季乌拉尔地区持续环流异常^①

李双林

(武汉中心气象台, 武汉 430074)

纪立人

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要

1998 长江洪水形成的最主要原因是梅雨异常。本文简要分析了梅雨异常与乌拉尔地区环流异常的关系, 发现第二段梅雨的形成与 7 月 17 日到 8 月 4 日乌拉尔地区 500hPa 高度场长时间维持正异常有关。从共轭最敏感扰动、天气尺度瞬变扰动、高空急流及大气加热场等方面探讨了长持续异常维持的原因, 初步提出了一种可能维持机制: 在 1997/1998 强 ENSO 背景下, 7 月中下旬热带东太平洋仍维持强的正海温距平, 在这种海温背景下, 热带风暴异常活跃, 使得这一地区上空大气产生了异常的加热, 它与热带大西洋异常加热的共同作用使得高空急流出现了异常, 天气尺度瞬变扰动的最大位置随之发生了改变, 刚好位于乌拉尔阻塞的最敏感扰动区, 因而扰动更容易从基流获得能量而发展, 使乌拉尔正异常得以长时间维持。

关键词: 1998 年长江洪水 乌拉尔地区 环流持续异常 瞬变扰动 异常加热

1 引 言

1998 年夏季长江流域发生了 20 世纪仅次于 1954 年的全流域性特大洪水。陶诗言等^[1]分析了洪水形成的气候背景和大尺度大气环流条件, 指出造成洪水的大尺度环流条件是: 1) 出现了“二度梅”, 两段梅雨期的降水强度都较大; 2) 第 2 段梅雨出现在不该出现的时候(7 月下旬); 3) 7、8 月长江上游暴雨频繁, 导致 8 次洪峰向下游推进。可见, 造成长江洪水最直接、最主要的原因是梅雨异常。梅雨的异常与大气环流异常有关, 颜宏^[2]指出 1998 年夏季东亚大尺度环流异常表现在三方面: 1) 赤道辐合带异常偏弱, 台风异常偏少; 2) 中高纬地区(乌拉尔和鄂霍次克海)经常维持阻塞形势; 3) 西太平洋副热带高压位置明显偏南。副热带高压异常及东亚阻塞高压活动异常与江淮梅雨异常的关系密切, 人们已研究得较多, 对乌拉尔地区的持续异常环流与梅雨异常的关系也作过一些研究。本文对它与 1998 长江洪水的关系进行简单分析, 重点分析乌拉尔强持续异常的维持机制。

2 1998 年夏季“二度梅”与乌拉尔地区的强持续异常

所用持续异常的界定方法同文献[3]。即首先选择一特定位置作为所研究区域的关键点, 这里选择(60°E, 60°N)作为乌拉尔地区关键点, 然后计算关键点 500hPa 高度场对多年平均气候趋势值的距平, 并计算关键点纬度上(60°N)多年平均纬向平均均方差, 当关键点处距平大

① 初稿时间 1999 年 5 月 19 日, 修改稿时间 1999 年 7 月 1 日。

于0.9倍(小于-0.9倍)的纬向平均均方差时便定义为发生了正(负)异常。当这种正(负)异常持续10天以上时,便定义为发生了一次正(负)持续异常过程。这里强度标准对乌拉尔约相当于82gpm,即当乌拉尔关键点距平 $>82\text{gpm}$ 才认为出现了异常。为了消除天气尺度瞬变波对过程界定的影响,计算距平前对资料进行了5天滑动低通滤波。

利用1998年NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 逐日再分析资料,对夏季(6月1日至8月31日)乌拉尔关键点进行计算,发现7月17日至8月4日乌拉尔发生了持续时间为19天的强正持续异常过程。与文献[3]中1980~1996共17年同期的计算结果相比较可以发现,这次正持续异常过程是近20年来持续时间最长的一次。此异常过程在时间上刚好与7月下旬的“二度梅”(异常梅雨)对应。图1为异常期间的合成高度场及距平场。由图1可见,高度场上,乌拉尔地区为一强的阻塞高压脊,欧亚地区为双阻型稳定环流形势。距平场上,乌拉尔地区为一最大值达 $+14\text{dagpm}$ 的呈西南东北向的强中心,东西伯利亚为 $+10\text{dagpm}$ 的正中心,它们与阻塞高压相对应。在华北、长江中下游及日本南部为负距平中心,说明这段时间副热带高压较常年偏弱。正是在这种高纬度环流异常稳定、副高异常偏弱的环流背景下,冷空气不断沿着乌拉尔脊前下滑,与副高西北侧的西南暖湿气流在长江流域交汇形成“二度梅”。

3 乌拉尔强持续正异常的维持分析

瞬变扰动对基本流的强迫是异常环流建立的一种重要机制,也就是说异常环流的建立既与瞬变扰动的分布有关,又与扰动作用的基本流有关。一定分布形势的扰动只有作用于一定的基本流才能激发出异常环流。基本流的形成与大气的背景加热等外强迫因素有关,瞬变波活动主要是受大气内部动力学过程控制的,但是从比较长的时间尺度来看,瞬变波活动分布也是与基本流有关的,天气尺度瞬变波活动最大的区域(风暴轴)总是位于高空急流的出口处偏向极地一侧就说明了这一点。这里沿着瞬变扰动与基本流相互作用建立异常环流、大气的背景加热决定了基本流的形成这样一条思路,分析乌拉尔持续异常环流的形成。

3.1 乌拉尔持续正异常的共轭最敏感扰动

瞬变扰动与基本流相互作用建立异常环流是通过大气内部动力过程作用来完成的。扰动发展建立异常环流不仅依靠能量的频散,更依靠扰动通过正压不稳定过程从基流吸取能量而发展。它既有赖于基本流自身的不稳定,又取决于初始扰动的结构以及相对于基流的位置。基流选择了具有特定结构的初始扰动型,只要在有利位置上给予扰动,就能够激发出扰动波列,建立强的持续异常型^[4]。那么,1998年乌拉尔强持续异常期间的基本流选择的初始扰动是怎样的?它能使乌拉尔地区建立强持续异常型环流?

杨燕等^[5]在共轭敏感性分析的基础上提出了有限时间最优敏感扰动的概念。所谓有限时间最优敏感扰动是指在有限的时间内、最有利于特定地区天气系统迅速发展的初始扰动。它的分布一般呈几个中心,在某一扰动中心位置上给予相应扰动或在几个扰动中心同时给予相应扰动,都将有利于相应系统的迅速发展。现按照文献[5]的方法以持续异常过程期间的合成高度场和合成风场作为基本流,计算了有利于乌拉尔地区发生正异常过程的最敏感扰动。由图2可见,有利于乌拉尔地区在4天的时间内迅速发展阻塞的最敏感扰动主要位于这样的几个地

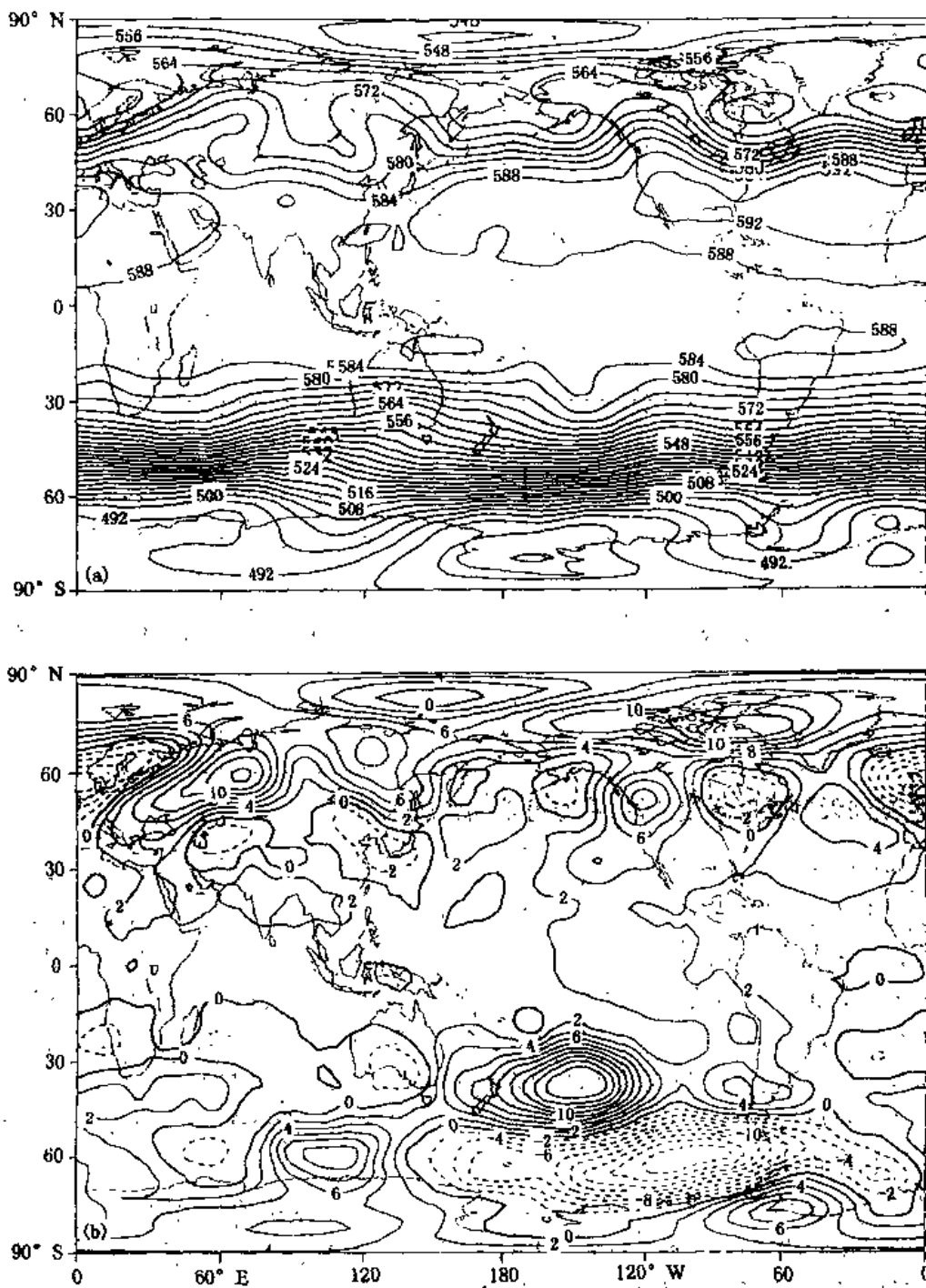


图1 1998年7月17日至8月4日500hPa合成高度场及对多年平均之距平

(a. 合成高度场; b. 合成高度距平场; 单位: dagpm)

区: 1) 阿拉伯半岛南部、非洲北部、地中海中西部至北大西洋东部(负扰动涡度); 2) 中亚至里海、欧洲大部(正扰动涡度)至北欧; 3) 乌拉尔地区本身向东到贝加尔湖附近(负扰动涡度)。前2个扰动区呈西北—东南走向, 与第3个扰动(乌拉尔本身)一起构成导式波列(波列走向呈西南—东北向), 有利于扰动从基流获得能量而发展。

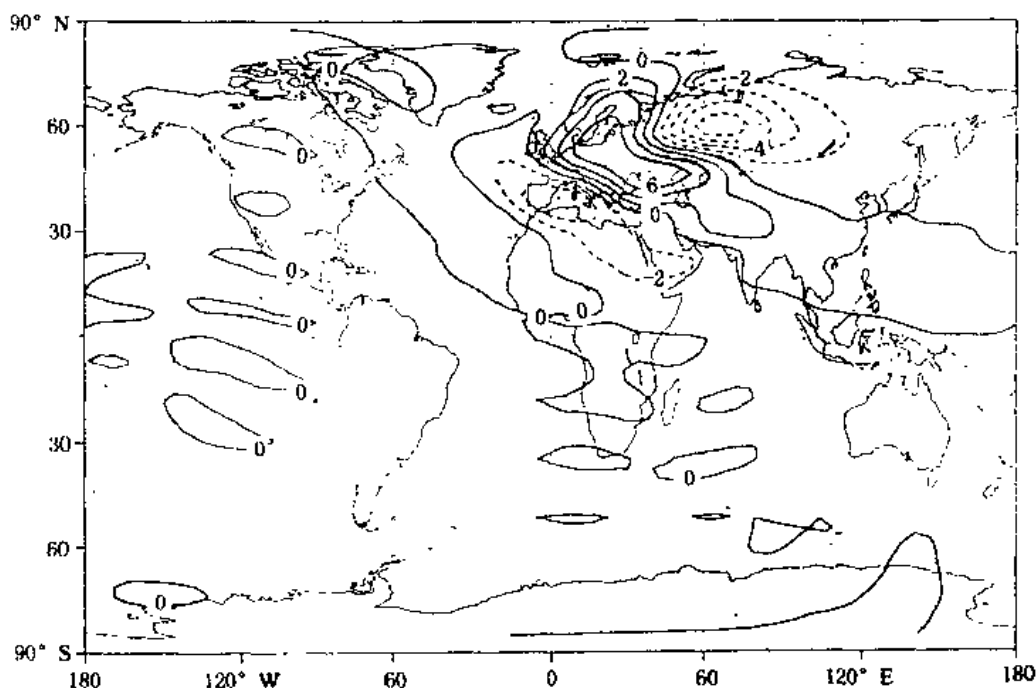


图2 1998年7月17日至8月4日的基本流下乌拉尔地区最敏感扰动之涡度场
($t = 4d$, 等值线间隔 $2 \times 10^{-5} s^{-1}$)

3.2 异常期间天气尺度瞬变扰动、高空急流与大气加热场

为了说明持续异常期间的扰动与有利乌拉尔阻塞发展的最敏感扰动的关系,计算了持续异常期间天气尺度(2.5~6d)瞬变扰动分布,并与历史同期进行了比较。这里用涡动位势高度方差来表示瞬变扰动的强度,它是通过一个31点滤波器^[6]计算得到的。由图3a、b对比可见,在多年平均图上北太平洋及北大西洋等天气尺度瞬变扰动最大区(风暴轴),持续异常期间风暴活动更为频繁,有几个分散的扰动最大中心。尤其是北大西洋中部至西欧,天气尺度瞬变扰动明显增强(图3c),最大增强区域中心约在(20°E, 60°N)附近。对比图2不难看出,这个区域恰好位于乌拉尔最敏感扰动区,说明持续正异常期间该区域增强的天气尺度扰动活动非常有利于乌拉尔阻塞的维持。

为什么持续异常期间北大西洋西部至西欧天气尺度瞬变扰动如此频繁?下面从高空急流影响天气尺度瞬变扰动这一个方面来回答这个问题。大尺度的高空急流与天气尺度瞬变扰动存在着相互作用,瞬变活动最大的地方一般位于高空急流的出口处偏向极地的一侧⁷。这里用多年7月平均200hPa纬向风作为异常期间急流的比较背景来说明基本情况。由图4可见,持续异常期间的高空纬向风在几个方面不同于多年平均情况:1)欧亚至太平洋的中纬度急流轴向东移动并分为东西两支,东边的那支位于北太平洋中部,最大风速在 $20 ms^{-1}$ 以上,偏西的那支位于中亚上空,最大风速在 $35 ms^{-1}$ 以上,强度比多年平均急流大。多年平均最大纬向风速约为 $30 ms^{-1}$ 。2)北美至大西洋的中纬度急流明显增强并向东延伸, $20 ms^{-1}$ 的等风速线东界由北大西洋中部(图4b)伸展到欧洲中部(图4a),最大风速中心由 $25 ms^{-1}$ 增强到 $30 ms^{-1}$ 以上。相比多年平均,急流轴显得更为狭长,表现在差值图上急流轴的南北两侧为东风差值(图

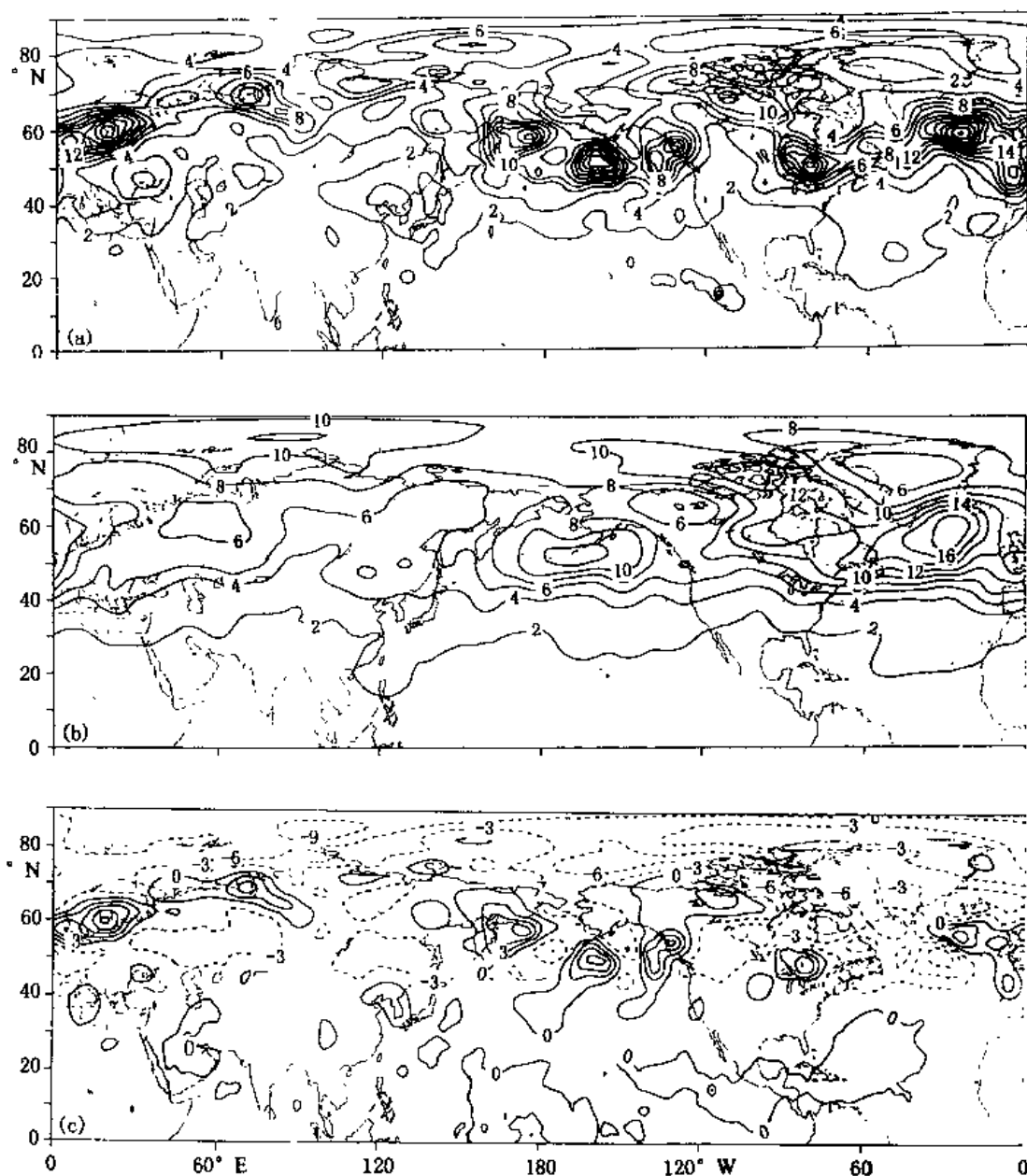


图3 乌拉尔持续异常期间天气尺度瞬变扰动及其与多年7月平均的对比

(a. 1998年7月17日至8月4日, 等值线间隔2; b. 多年7月平均, 等值线间隔2;

c. a-b, 等值线间隔3; 单位: 10^2 gpm 平方)

4c)。3) 热带东太平洋及热带大西洋的高空东风急流区有所北抬。前述天气尺度瞬变扰动的最大区域就位于北美大陆至北大西洋上空的强西风急流出口处的向极地一侧, 说明上述天气尺度瞬变扰动活动的异常增强与此急流有关, 下面分析这一异常急流的形成原因。

大尺度高空西风急流的形成与锋区中位能向动能的转换有关。Hadley 环流的强弱直接影响锋区的强度进而影响高空急流, 而 Hadley 环流的一个重要驱动因子是热带热源。Mo 等^[8]用数值试验模拟了热带异常海温对热带外大气的影响, 发现正的海温距平将增强热带对流, 增

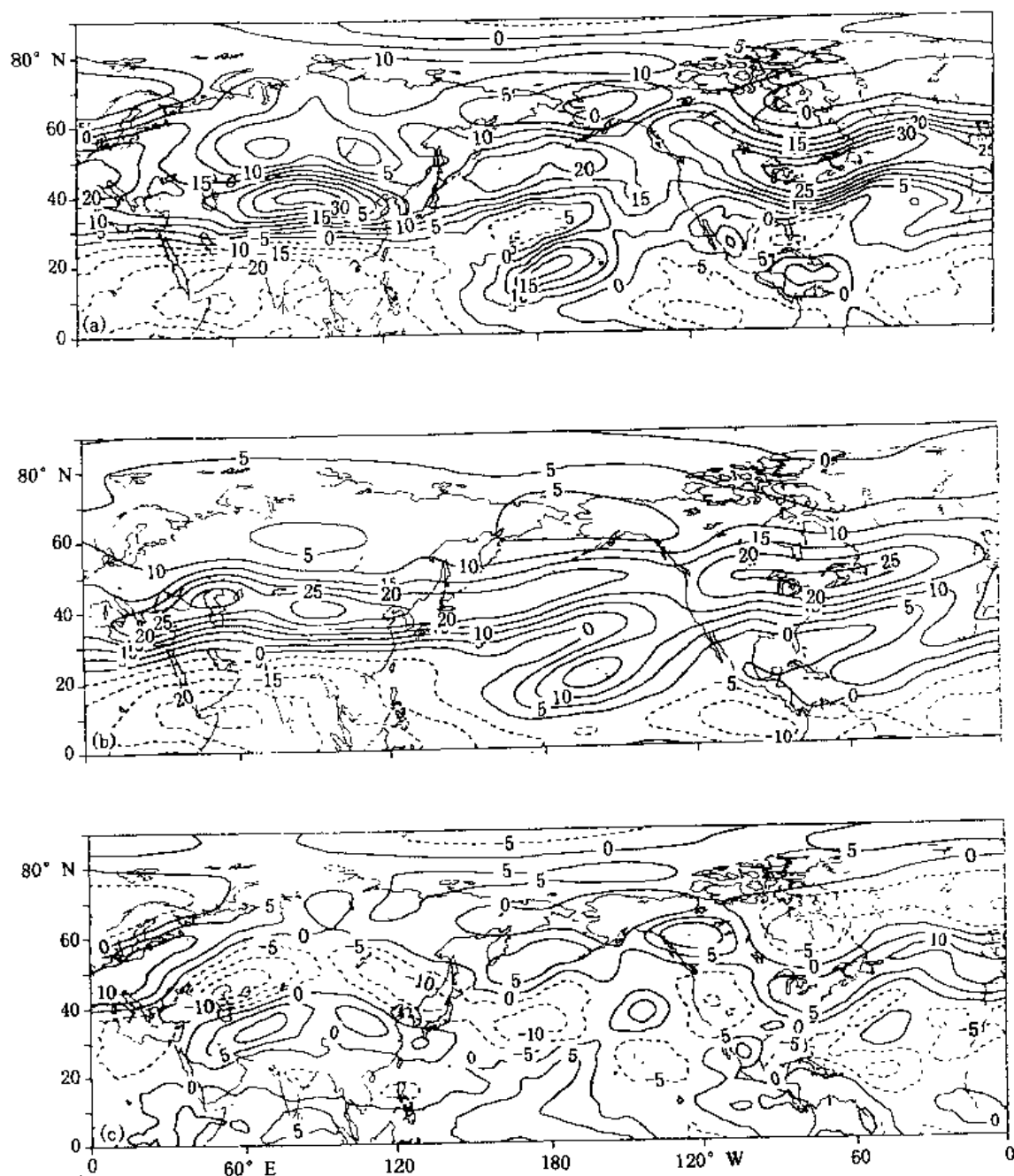


图4 1998年乌拉尔强持续异常期间200hPa平均纬向风及其与多年7月平均的对比

(a. 1998年7月17日至8月4日; b. 多年7月平均; c. a-b; 单位: m s^{-1})

强 Hadley 环流, 改变高空辐散气流的位置和强度, 从而导致高空急流位置和强度的改变, 天气尺度涡旋将在新的急流位置重新组织。热带热源还可通过激发球面 Rossby 波向热带外传播而影响中高纬的环流。

现按照文献[9]所介绍的方法计算了持续异常期间大气的平均加热。由图5可见, 在赤道附近及北半球热带和副热带地区, 在如下地区发生了距平 $\geq 100 \text{ Wm}^{-2}$ 的正加热异常: 1) 热带东太平洋至北美西部、中美洲及热带大西洋; 2) 印度半岛南端、阿拉伯海, 及非洲中东部; 3) 朝鲜半岛、日本岛南部及西太平洋部分地区。如下地区发生了距平 $\leq -100 \text{ Wm}^{-2}$ 的负加热异

常(冷却):1)赤道及热带中西部太平洋的大部分地区;2)中南半岛至华南;3)副热带大西洋中西部地区。

前面的分析表明,北美至大西洋高空急流异常的形成最可能与这一地区的 Hadley 环流的异常有关,而从这里计算的加热场异常分布看来,驱动这一地区 Hadley 环流的热带加热确实发生了异常。在热带东太平洋、中美洲及热带大西洋存在异常的正加热距平,副热带西大西洋存在负加热(冷却)距平。它们的共同作用将加剧该地区的 Hadley 环流,因此有利于北美至大西洋中部急流的增强。热带热源还可通过激发球面 Rossby 波向热带外传播而影响中高纬的环流。Trenberth 和 Branstator^[10] 在分析 1988 年北美大旱的成因时,为了确定不同位置的加热异常对异常流型的贡献,用线性原始方程谱模式模拟了大气对不同位置异常加热中心的响应,发现对北美上空异常流型影响最大的加热位于热带东太平洋(文献[10]图 6 的“A”区),影响的方式主要是激发传播型的 Rossby 波列。图 5c 中恰好就在此区域附近有一中心最大达 250Wm^{-2} 的正异常加热中心,因此可以认为,这一正加热异常中心可以激发传播型的 Rossby 波使北美出现异常流型,从而有利于北美至大西洋高空急流的异常增强。

从上述最可能导致北美至大西洋高空急流异常的热带加热距平强度的比较来看,位于热带东太平洋的强度最大,而这一异常加热还可以激发传播型的 Rossby 波使北美出现异常流型。因此它可能是异常高空急流形成的主要原因,一个很自然的问题是这一异常加热的形成背景是什么。

由图 5c 可见,在热带太平洋,乌拉尔持续异常期间加热距平场基本上表现为中西部为负加热距平、东部为正加热距平的分布形势,这种分布形势可能与 1997/98 ENSO 这样一个大背景有关。1997/98 发生了本世纪最强的 ENSO 事件,赤道东太平洋最大 $+SSTA > 2.5^\circ\text{C}$ 一直维持到 1998 年 5 月,尽管 6 月初开始赤道中太平洋出现负海温距平,日界线附近部分地区 $SSTA < -2^\circ\text{C}$,但至 7 月底以前, $-SSTA$ 主要出现在赤道中太平洋($5^\circ\text{S} \sim 5^\circ\text{N}, 180^\circ \sim 120^\circ\text{W}$)的海域,在 120°W 以东,仍为明显的 $+SSTA$,尤其是在 10°N 附近地区, $SSTA \geq 2.5^\circ\text{C}$ ^[11]。在这一暖的海域,热带系统活跃,在 7 月中下旬有 3 个热带风暴形成于这一海域(见: NCEP CAC1998 年气候公报)。上面计算的热带东太平洋的正的加热距平中心就在这一海域上空。这种异常的加热形成是与 ENSO 背景有关的。当然这并不是说 ENSO 导致了大气的异常加热、进而导致了乌拉尔持续异常的形成。ENSO 只是提供了一种大的背景。热带风暴的形成除了暖的 SST 背景外,还受其它更多因素的影响,存在暖的 SST 并不一定导致热带风暴的形成,但是没有暖的 SST 背景热带风暴就很难形成。因此,虽不能就说持续异常期间热带风暴频繁活动一定就是暖的 SST 造成的,但可以说热带风暴频繁活动与暖的 SST 背景是有一定的关系的。

4 乌拉尔长持续异常维持的可能机制

在 1997/98 强 ENSO 背景下,7 月中下旬热带东太平洋维持强的正海温距平。在这种暖海温背景下热带风暴频繁活动,使得这一地区大气加热比常年强得多。这一区域强的异常加热与热带大西洋及赤道中美洲的异常加热的共同作用将增强该地区的 Hadley 环流,这一区域强的异常加热还将激发 Rossby 波影响北美中纬度的环流。增强的 Hadley 环流及激发的 Rossby

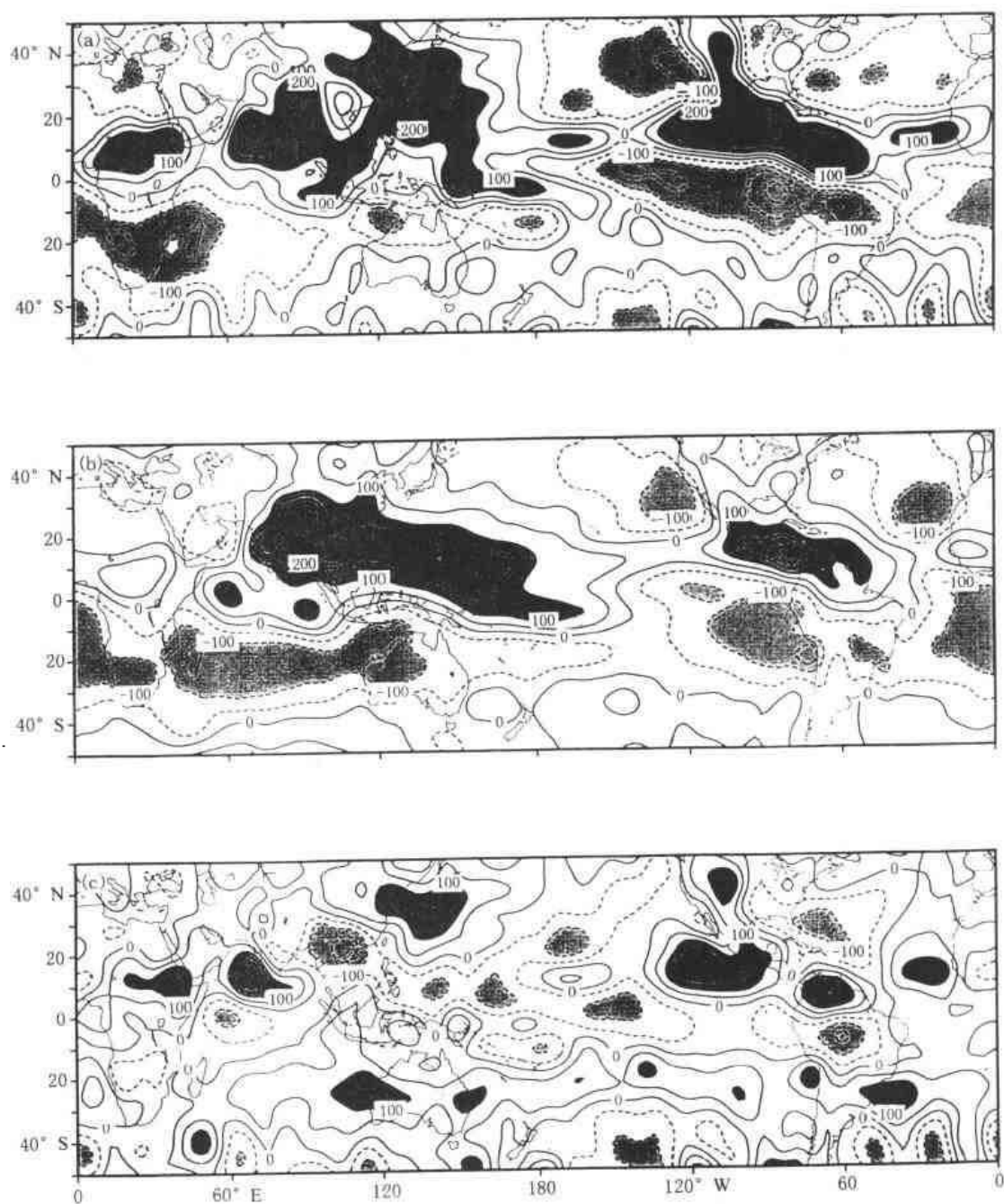


图5 1998年乌拉尔强持续异常期间垂直积分气柱平均加热及其与多年7月平均加热的对比
(a. 1998年7月17日至8月4日; b. 多年7月平均; c. a-b; 等值线间隔为 50 W m^{-2})

波的共同作用使得北美洲至大西洋中部的中纬度高空急流异常增强并向东伸展,因一般天气尺度瞬变扰动位于急流出口处向极地一侧,因而天气尺度瞬变扰动的最大活动中心的位置将发生相应改变,恰好位于最有利乌拉尔正持续异常发展维持的最敏感扰动区,扰动能有效地从基流吸取能量而发展,从而使得乌拉尔地区维持罕见的长时间阻塞。

本文从加热场影响急流、急流影响天气尺度瞬变扰动分布、天气尺度瞬变扰动与最敏感扰动的关系,以及扰动与基本流相互作用建立异常环流型的思路出发,初步提出了乌拉尔长持续

THE 1998 FLOOD OVER THE CHANGJIANG BASIN IN CHINA AND STRONG PERSISTENT ANOMALY OF ATMOSPHERIC CIRCULATION OVER URAL AREA

Li Shuanglin (李双林)

(Wuhan Central Weather Service, Wuhan 430074)

and *Ji Liren* (纪立人)

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract

The 1998 floods over the Changjiang basin in China is related to the anomaly Meiyu. The relationship between anomaly Meiyu and persistent anomaly circulation in Ural area is briefly analyzed in this paper, and it is found that the formation of anomaly Meiyu is very related to the strong persistent positive anomaly of height at 500hPa over Ural area from July 14 to August 5. The reason that Ural blocking lasted from the fourth pentad in July to first pentad in August are studied in four aspects such as adjoint optimal sensitive perturbation, synoptic-scale transient perturbation, upper jet and diabatic heating. One possible mechanics is presented. In July 1998 anomaly positive heating took place over the tropical eastern Pacific under the background of ENSO, and it enhanced the Hadley circulation and baroclinity and motivated global Rossby wave-train so that strong upper-jet emerged over the region from northern America to central northern Atlantic. Therefore the location of maximum synoptic-scale transient perturbation shifted, and just located in the area of optimal sensitive perturbation of Ural blocking. It can get energy from basic circulation and develops easily, so that positive persistent anomaly circulation over Ural area is maintained for a long time.

Key words: 1998 flood over the Changjiang basin, strong persistent anomaly circulation, Ural area, anomaly heating, transient perturbation

1998年7月鄂东特大暴雨过程的数值模拟试验^①

崔春光 胡伯威 李 劲 闵爱荣

(武汉暴雨研究所, 武汉 430074)

摘 要

本文用高分辨率 η 坐标模式预报1998年7月20~23日发生在湖北东部地区的持续性特大暴雨过程。试验结果表明:模式对本次强暴雨过程具有一定的预报能力。文章分析了7月21日20时(北京时,下同)至22日20时特大暴雨过程中数值模式模拟物理量场的逐小时变化,从850hPa涡度场的演变看,有两次涡前新生正涡度中心的过程。它们与西南低涡云团前新生的两个云团在时间和位置上都十分接近。文章还分析了地形对特大暴雨过程影响,指出:当模式地形高度逐渐降低时,暴雨中心强度迅速递减,地形对此次特大暴雨过程强度有重要影响。

关键词:数值模拟 新生涡 地形影响 特大暴雨

1 引 言

1998年7月20~23日,西南低涡稳定维持在渝、黔、湘、鄂四省市交界处,由低涡主体至鄂东一线,中低层有逐日加强的切变线,沿切变线不断有降雨云团东移,受其影响,湖北省东部出现了历史上罕见的特大暴雨,黄石和汉口的过程降水量分别达到518 mm和446 mm,雨量超过300 mm的测站共有9个。

为了模拟分析这次特大暴雨过程,我们用水平分分辨率约为35 km,垂直分为16层的有限区域 η 坐标模式作了7月20~23日降水过程的模拟试验,重点分析了21日20时至22日20时特大暴雨过程中模式物理量场的演变情况,并针对鄂东地形作了控制性模拟试验,取得了一些初步的结果。

2 模式简介

本文采用的数值模式是中国科学院大气物理研究所宇如聪等人设计完成的有限区域暴雨研究模式^[1~3],模式垂直坐标选用 η 坐标,其表达式为:

$$\eta = \sigma\eta_s$$
$$\eta_s = \frac{P_{rf}(Z_s) - P_t}{P_{rf}(Z_b) - P_t}$$
$$\sigma = \frac{P - P_t}{P_s - P_t}$$

其中 Z_s 是模式中的地形高度, Z_b 是用来构造坐标面的平缓地形, $P_{rf}(Z)$ 是标准层结大气在 Z

① 初稿时间1999年6月22日,修改稿时间1999年9月29日。

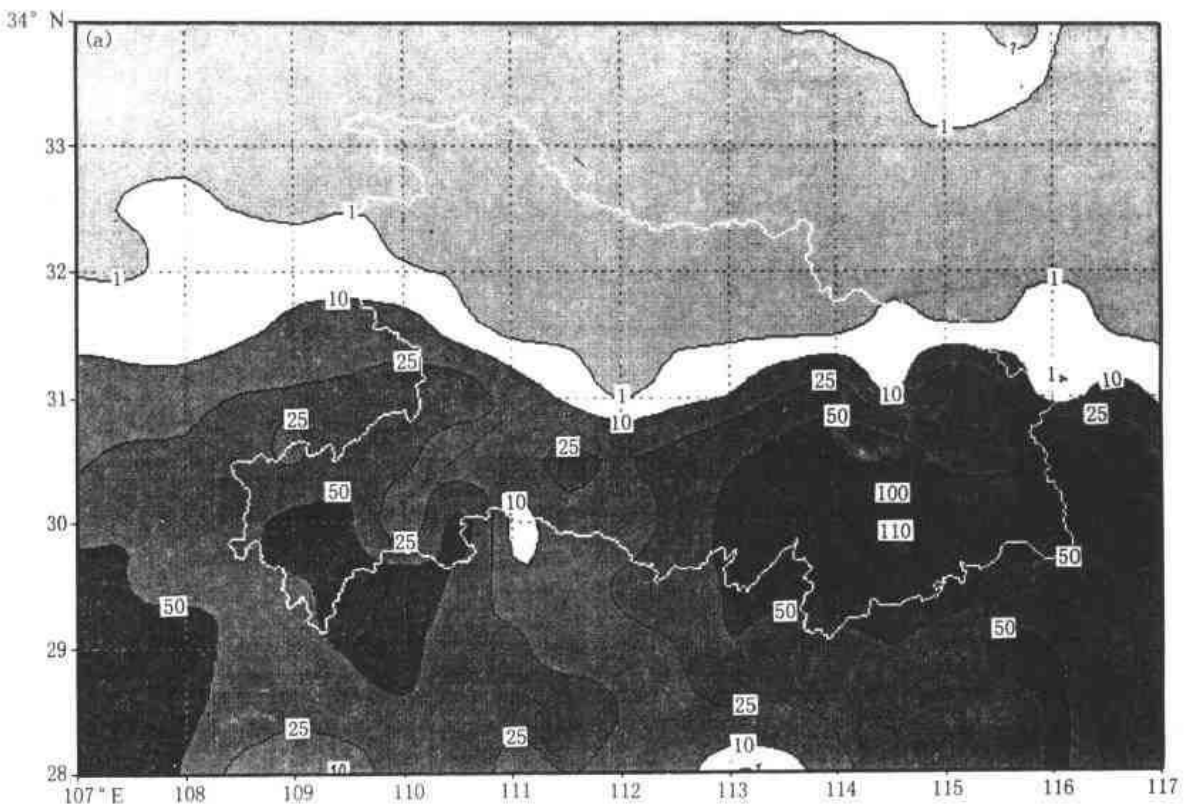


图 1a 1998 年 7 月 21 日 20 时模式预报 0~21 小时降水(单位:mm)

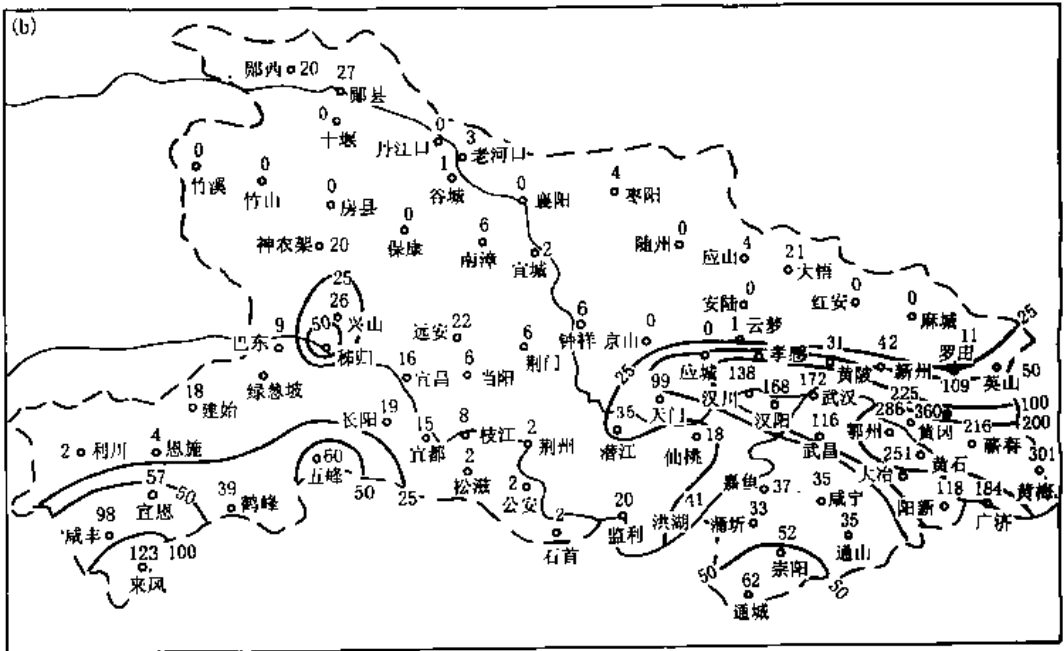


图 1b 1998 年 7 月 21 日 20 时至 22 日 20 时湖北省降水实况(单位:mm)

850hPa 涡度场和散度场分布,西南涡伴随着明显的辐合区;到 22 时,荆州南部有一正涡度中心发生(图 3a),其涡新生处散度场并无明显变化(图 3b),也无显著上升运动发生(图略)。因

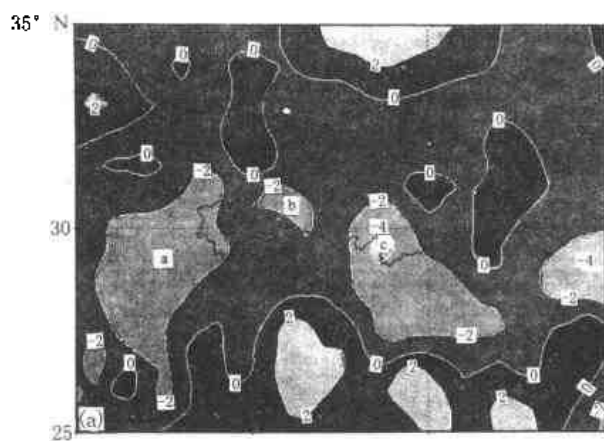


图 4a 模式计算 7 月 22 日 00 时 850hPa 散度场
($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 标识 a、b、c 处分别为西南
低涡辐合区、荆州西部辐合区和鄂东南辐合区)

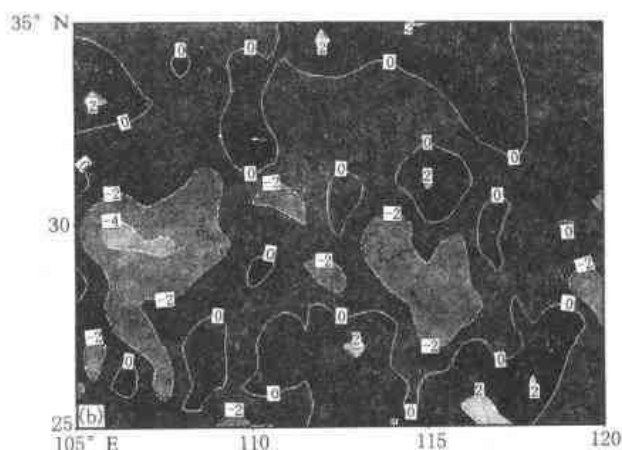


图 4b 模式计算 7 月 22 日 00 时 850hPa 垂直速度场
($\times 10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$)

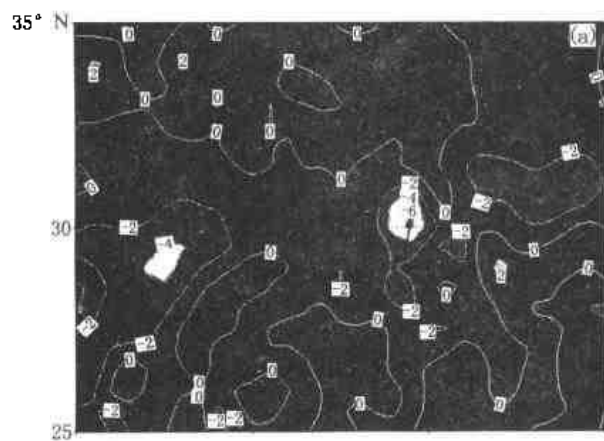


图 5a 模式计算 7 月 22 日 04 时 850hPa 垂直速度
($\times 10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$, 箭头所指为鄂东上升运动中心)

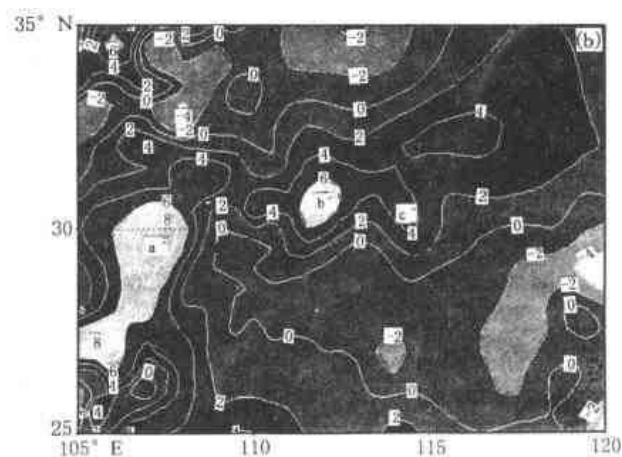


图 5b 模式计算 7 月 22 日 04 时 850hPa 涡度场
($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 标 a'、b'、c' 处分别为西南低涡、停滞于荆州一带的第一代新生正涡度中心和出现于鄂东的第二代新生正涡度中心)

(3) 降水产生和长时间维持在鄂东沿江地区说明模式在一定程度上体现了鄂东地形的某种作用(具体机制有待进一步研究)。但 850hPa 的辐合和正涡度区过早地移出主要降水区, 边界层(950hPa)辐合和正涡度停滞在那里, 说明模式所取分辨率和地形资料还没有很充分地体现地形作用, 有待改善。

5 地形影响的模拟试验

鄂东处于比较特殊的地形地理位置, 东北边界有大别山, 主峰高 1729 m, 东南边界有幕阜山, 主峰高 1596 m, 两支山脉在湖北、江西、安徽三省交界处交汇, 形成沿鄂东长江向东收缩的喇叭口地形, 历史资料统计表明, 这一带是强暴雨的多发区。本模拟试验, 主要定性地认识一下

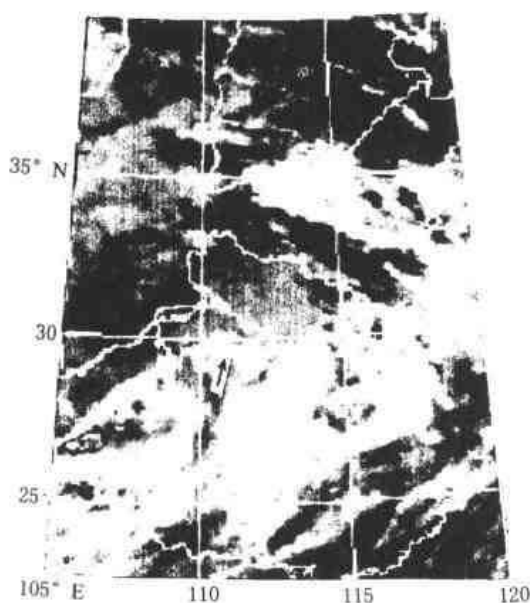


图 6a 7月21日22时32分红外卫星云图

(箭头所指为西南低涡云团前新生云团)

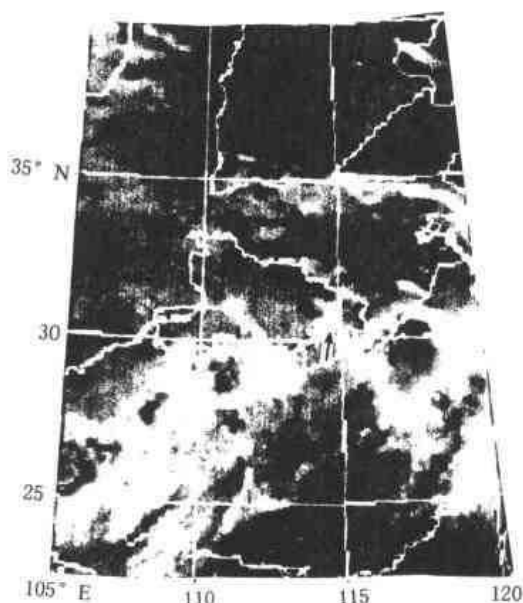


图 6b 7月22日03时32分红外卫星云图

(箭头所指为鄂东沿江新生云团)

地形高度与降水强度的关系。

用7月21日20时资料作控制性试验,按三种方案来模拟。

方案一:模式地形用实际地形处理后的包络地形。

方案二:模式中大别山、幕阜山地形高度取方案一的1/2。

方案三:模式中大别山、幕阜山地形高度取零。

三种方案下,鄂东降水12小时和24小时预报中心位置变化不大,但中心强度随地形高度降低而递减,下面列出了三种方案下,鄂东降水量的变化情况。

表 2 地形方案与降水量

	0~12 小时预报	12~24 小时预报	0~24 小时预报
方案一	74.9mm	38.1mm	113mm
方案二	53.1mm	33.3mm	86.4mm
方案三	42.4mm	31.2mm	73.6mm

对比分析可以看出:以现有模式分辨率所描述的地形对鄂东降水的影响,主要体现在强度上,而对暴雨的落区似乎还没有表现出决定性的作用。也许 η 坐标模式应用于陡峭地形的优点只有在模式分辨率(相对于地形尺度)足够细的情况下才能体现出来。对比0~12小时(夜间)和12~24小时(白天)预报,夜间地形对降水强度的影响更大。

6 小 结

(1) 高分辨率 η 坐标模式一定程度上具有模拟1998年7月20日~23日特大暴雨过程的能力,以7月21日08时和7月21日20时为初始场的模式24小时预报降水都比较成功地报

出了鄂东沿江大暴雨中心。

(2) 模式描绘了7月21日20时至22日20时850hPa等压面上分别在荆州南部和鄂东的两次新生正涡度中心的发展过程,并且鄂东新生正涡度中心的出现与发展和暴雨中心发生的时间及位置都有很好的对应;两次新生正涡度中心过程与卫星云图上的两次云团前新生云团在时间和位置上也十分接近。

(3) 模拟试验表明大别山、幕阜山地形对鄂东暴雨强度有重要影响,且影响作用夜间更为明显。

参考文献

- 1 宇如聪. 陡峭地形有限区域数值预报模式设计. 大气科学, 1989, 13(2): 139~149
- 2 宇如聪. 一个 η 坐标有限区域数值预报模式对1993年中国汛期降水的实时预报试验. 大气科学, 1994, 18(3): 284~292
- 3 宇如聪, 曾庆存等. “雅安天漏”研究Ⅰ. 数值预报试验, 1994, 18(5): 535~551

SIMULATION TEST OF THE EXTREMELY HEAVY RAIN OF JULY 1998 IN EAST HUBEI

Cui Chunguang (崔春光) Hu Bowei (胡伯威)

Li Jin (李劲) and Min Airong (闵爱荣)

(Wuhan Heavy Rain Institute, Wuhan 430074)

Abstract

In this paper, a high resolution η -coordinate numerical model is used to forecast the extremely heavy rain in east Hubei in 20~23th July 1998. The results indicate that the model has the ability to well forecast the successive heavy rain. The hourly change of the simulated physical field of the heavy rain process from 2000 (Beijing time, the following is the same) of 21th July to 20 of 22th July is analysed. In the evolution of simulated vorticity field in 850hPa, a new vortex develops in front of an old vortex two times. While the old southwest vortex stays in the border of Chongqing, Hubei, Hunan and Guizhou Provinces, the first new vortex emerges in the vicinity of Songzi, and several hours later the second new vortex develops in the southeastern Hubei. It is similar to the two real processes in the satellite cloud pictures in time and place that a new cloud cluster emerges in the front of an old cloud cluster. Furthermore the influence of the terrain of east Hubei in the heavy rain process from 21th to 22th July is simulated. When the height of topography in the model decreases, the central intensity of heavy rainfall in east Hubei rapidly weakens. This implicates that the topography strongly influences the intensity of this heavy rain.

Key word: numerical simulation, new emerged vortex, influence of topography

1998年长江流域特大暴雨洪水分析^①

沈浒英 程海云 高 袁 黄忠恕

(长江水利委员会水文局, 武汉 430010)

摘 要

1998年主汛期,由于西太平洋副热带高压持续偏南、偏强,中高纬度维持稳定的阻塞形势,6、7月雨带长期在鄱阳湖、洞庭湖地区徘徊,造成长江中下游地区严重洪涝;8月随着副热带高压北抬西伸,长江上游出现多次强降水过程,长江干流受中下游洪水顶托及上游洪峰下泻的共同影响,水位居高不下,多数水文站出现超历史的年最高水位。1998年长江流域的洪水为一次百年难遇的新的全流域性大洪水。本文将1998年长江全流域性大洪水与1954年洪水作了对比分析,总结出一些异同特点,这些结果可供长江洪水预报参考。

关键词: 长江流域 暴雨洪水 环流异常

1 前 言

1998年汛期,发生了本世纪以来仅次于1954年的又一次全流域性的大洪水。其洪水水量巨大,洪水位特高、高水位历时长,为一次少有的新的长江大洪水。1998年6~8月,长江流域除汉江外,金沙江、岷沱江、嘉陵江、上干区(长江上游屏山—宜昌干流区间)、乌江、中干区(长江中游宜昌—九江干流区间)、洞庭湖、下干区(长江九江以下干流区间)、鄱阳湖全流域九个区面平均降雨量超过500mm,单站降雨量最大超过2000mm。由于持续性大面积暴雨使长江流域江河湖库水位猛涨,长江干流水位不断创新高。宜昌一大通的15个主要控制站中沙市、石首、监利、莲花塘、城陵矶、螺山、武穴、九江、湖口等9个站出现了超过历史洪水位的历史最高记录,其中石首、监利水位超过历史最高水位1m以上,枝城、汉口、黄石、安庆、大通5站逼近历史最高水位。长江沿岸的湖南、湖北、江西等省遭受了1954年以来最严重的洪涝灾害。

2 水雨情概况

1998年6~8月长江流域总降雨量超过1000mm的地区主要位于清江流域、洞庭湖澧水、资水上游及鄱阳湖水系北部地区,另外,金沙江、三峡区间北部也出现超过1000mm的降雨。据统计,6~8月长江流域降水量超过1000mm的面积达9万多平方公里,雨量超过1500mm的面积达1万多平方公里,分别位于鄱阳湖水系东部及洞庭湖水系西部两个地区。6~8月全流域最大暴雨中心记录为2062mm,位于洞庭湖沅水上游的水田站。次大暴雨中心位于鄱阳湖信江的上清站,报讯雨量记录为1765mm。

根据流域月降雨量统计,1998年6月,200mm以上的降雨区位于长江以南,主雨带位于

① 初稿时间1999年3月29日,修改稿时间1999年8月23日。

江南北部两湖地区,最大降雨中心位于鄱阳湖水系东部地区,雨量超过1000mm;7月,200mm以上的降雨区向西扩展至嘉陵江区、金沙江区,但主雨带仍位于两湖地区,最大降雨中心仍位于鄱阳湖东部地区;8月,大于200mm的降雨区位于长江上游地区,中下游区相对为少雨。

6月中旬开始,由于降雨带在长江流域摆动、进退,长江流域各大支流先后发生暴雨洪水。长江大洪水发生、发展可分为四个阶段:

第一阶段为6月11日至7月3日,此时正值长江中下游梅雨期,其中6月11~26日两湖地区经历5次暴雨过程后,各支流洪水频发,鄱阳湖出口湖口站实测流量创历史新高,九江站率先超过历史最高水位。6月27日至7月3日,雨带移至长江中上游,7月2日宜昌站出现第一次洪峰,流量为 $53500\text{m}^3\text{s}^{-1}$,汉口站于7月5日首次出现洪峰水位28.17m。

第二阶段为7月4~15日,随着首度梅雨结束,长江中下游出现降雨间歇期,由于没有大的降雨过程,中下游干流各站水位转入消退阶段;而出现在上游嘉陵江、岷沱江地区的降雨,使宜昌站于7月17日形成第2次洪峰,洪峰流量为 $56400\text{m}^3\text{s}^{-1}$ 。

第三阶段为7月16日至7月31日,长江中下游地区再度进入梅雨期,两湖地区又一次受大面积暴雨冲击,中下游干流各站水位出现新一轮上涨。

表1 1998年6~8月长江流域主要降雨阶段和大一暴雨过程

降雨阶段			大-暴雨过程			
序号	时 间	地 区	序号	起止日期(月、日)	天数	主 要 降 雨 地 区
1	6月11日 至 7月3日	中下游地区 第一段梅雨	1	6.11~6.14	4	雨带维持在两湖地区呈东西带状分布,最大暴雨中心在抚河、信江,其次为资水、湘江。
			2	6.15~6.16	2	中下游雨区同上;上游的嘉陵江、三峡和中游清江有中一大雨。
			3	6.17~6.18	2	同上。
			4	6.20~6.21	2	暴雨中心在鄱阳湖的信江、抚河和洞庭湖的湘江。
			5	6.22~6.26	5	暴雨中心在嘉陵江下游、资水、信江和抚河一带。
			6	6.27~6.29	3	主要雨区在上游的嘉陵江、乌江,三峡和中游的清江、澧水。
			7	6.30~7.3	4	雨区从上游开始,逐渐东移覆盖中下游地区,雨势也随之增强。
2	7月4日 至 7月15日	上游地区第 一段集中降雨	8	7.4~7.6	3	长江上游大部地区和汉江上游地区。
			9	7.7~7.13	7	同上。
			10	7.14~7.15	3	嘉陵江、汉江、清江、上游干流和中游澧水流域。
3	7月16日 至 7月31日	中下游地区 第二段梅雨	11	7.16~7.18	2	洞庭湖和鄱阳湖水系大部地区。
			12	7.19~7.25	7	上游干流及中下游两湖水系。
			13	7.26~7.31	6	汉江流域和两湖水系。
4	8月1日 至 8月29日	上游地区第二 段集中降雨	14	8.1~8.7	7	上游的大部地区和中游的汉江、清江、澧水和鄂东北地区。
			15	8.8~8.10	3	嘉陵江、岷江,上干、三峡、清江等地。
			16	8.11~8.18	8	前期在上游的东部地区、后期东移至中下游及江南。
			17	8.19~8.21	3	嘉陵江、岷沱江和汉江。
			18	8.22~8.29	8	从嘉陵江、汉江开始东移至下游地区结束。

第四阶段为8月1~29日,长江中下游及两湖地区水位居高不下,而上游因不断有大范围降雨出现,8月上中旬宜昌站连续出现三次超过 $60000\text{m}^3\text{s}^{-1}$ 的洪峰,其中8月16日出现的第6次洪峰,洪峰流量为 $63300\text{m}^3\text{s}^{-1}$,为1998年8次洪峰中流量最大的洪峰。长江中游地区受上游来水影响和中下游持续高水位顶托,多数水文站于8月17~20日出现超历史的年最高水位,汉口站于8月19日出现29.43 m的年最高水位,与1954年相比仅差0.30 m。

3 降雨阶段和暴雨过程

1998年6~8月长江的主汛期,中下游地区的降雨集中在6月中下旬和7月中下旬前后两段梅雨期的10次暴雨过程,上游地区的8次暴雨过程发生在7月上半月和8月全月的前后两段集中性降雨阶段。四个降雨阶段相互交错,18次暴雨过程首尾相接(详见表1)。上游地区暴雨过程迭现,大洪峰频繁东传,宜昌站形成8次洪峰流量超过 $50000\text{m}^3\text{s}^{-1}$ 的大洪峰。暴雨过程重叠,暴雨洪水频繁遭遇,造成长江中游荆江河段沙市站多次超分洪水位44.50 m,最高水位达45.22 m的严峻形势。

(1) 中下游第一段梅雨

6月11日至7月3日为中下游的第一段梅雨期,见图1a,前后持续23天,发生暴雨过程7次,累积降雨日22天,仅6月19日一天无明显降雨。第一段梅雨的雨带位置在 28°N 附近,有3个降雨中心呈东西向分布于信江的上清站(1108mm)、湘江的浏阳站(761mm)和资水的坪口站(778mm),以鄱阳湖水系的信江和抚河的雨强最大。

(2) 上游的第一段集中性降雨

7月4日至15日为上游地区的第一段集中性降雨阶段,见图1b,前后持续12天,共发生3次暴雨过程。阶段降雨量的最大雨带位置呈现东北—西南向分布,从汉江上游的西岔河站(313mm)、渠江上游的南江站(427mm)、岷江罗坝站(263mm)到金沙江的普洱渡站(342mm)。

(3) 中下游的第二段梅雨

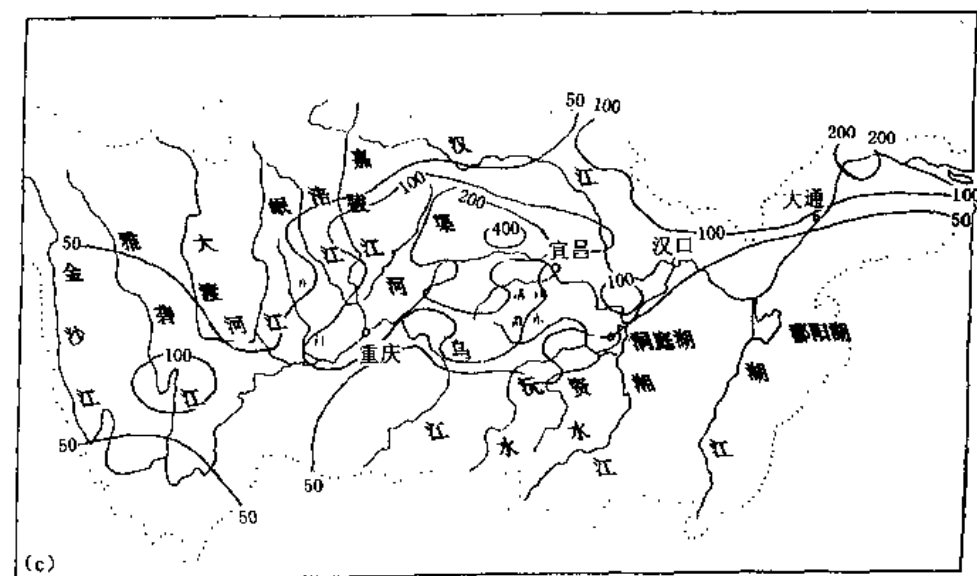
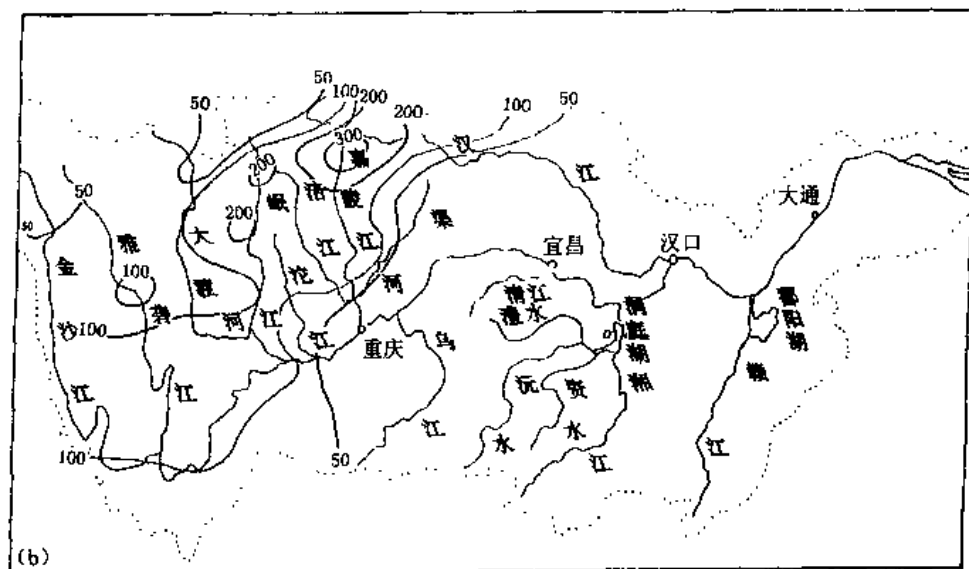
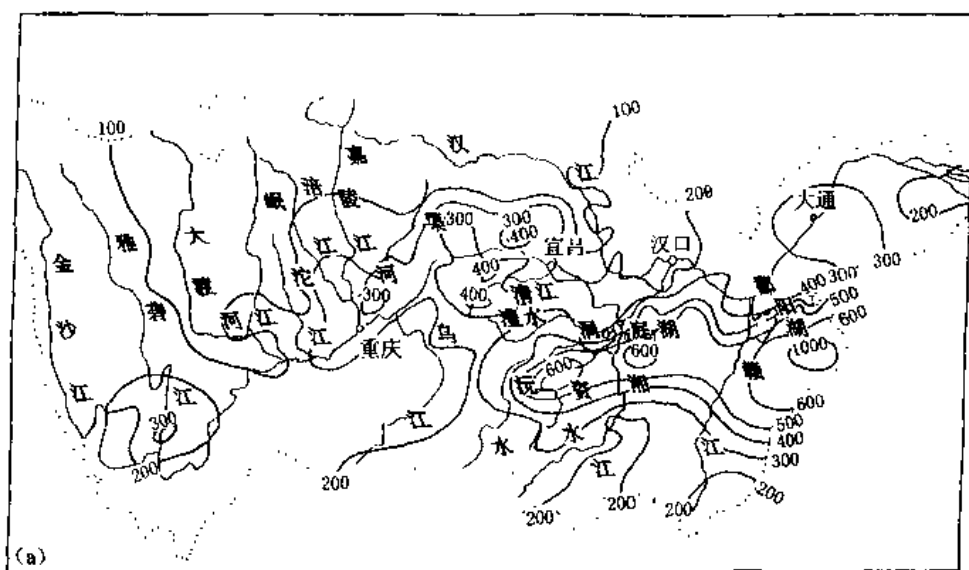
7月16日至31日为中下游的第二段梅雨期,见图1c,前后共计16天降雨,出现3次暴雨过程。第二段梅雨的雨带位置在 29°N 附近,也有3个降雨中心,分别在乐安江的三都站(881mm)、潦河的双溪站(618mm)和沅水的水田站(1001mm),雨带位置和强降雨中心较第一段梅雨期略有北抬和西移。

(4) 上游的第二段集中性降雨

8月1日至29日为上游的第二段集中性降雨阶段,见图1d,前后持续近1个月,出现5次暴雨过程。但强降雨的范围比第一段集中性降雨明显扩大,200mm以上的降雨覆盖了金沙江下段、岷沱江、嘉陵江、上游干流、乌江中下游、三峡地区、清江、澧水和汉江中上游的大部地区,最大降雨中心在澧水上游的太平镇(869mm)。

4 大气环流异常特征

1998年长江流域持续暴雨导致全流域性大洪水,这种大范围天气异常现象是在大气环流异常形势下出现的。



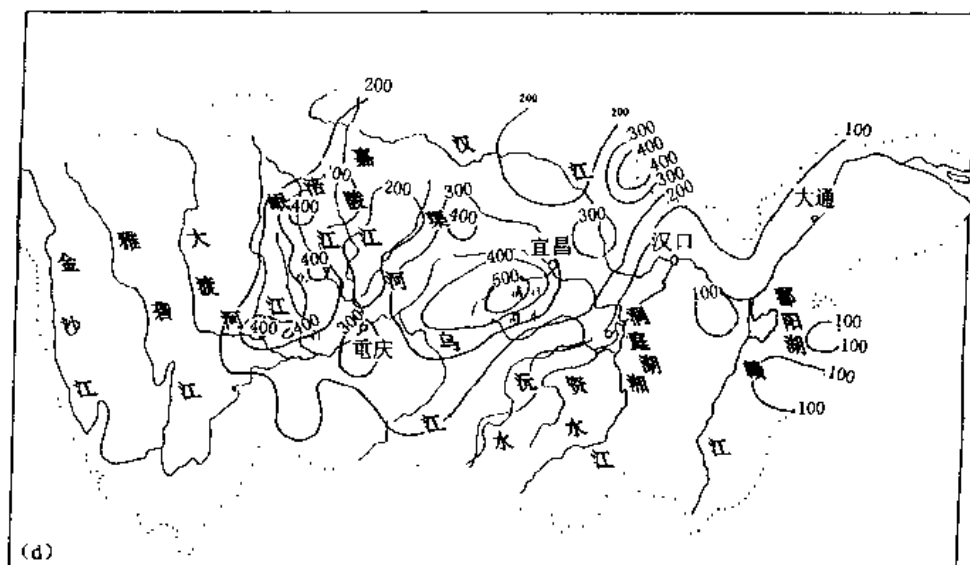


图1 1998年长江流域四阶段降雨量分布图

(a. 6月11日至7月13日;b. 7月4~15日;c. 7月16~31日;
d. 8月1~29日。图中点线为长江流域边界线,单位:mm)

4.1 中低纬大气环流特征

4.1.1 西太平洋副热带高压

1998年2月份以来西太平洋副热带高压(简称副高,下同)脊线($115^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$)持续偏南,强度偏强,副高强度之强是历年来所没有的。而1954年副高面积指数除5、6月份接近常年均值,其余各月明显偏弱。1998年6~8月副高明显偏西,其中,6、7月份西伸脊点同1954年,8月份比1954年更偏西。副高西伸脊点偏西,有利于水汽向大陆输送。由此看来,8月份副高位置偏西是造成今年上游地区比1954年多雨的重要原因。

根据气候规律^[1],副高的季节性变化较明显,一般在6月中旬副高出现第一次北抬,跳过 20°N ,在7月中、下旬出现第二次北抬,跳过 25°N ,两次北跳过程大体上与我国长江流域的入梅、出梅时间一致。梅雨期主雨带位于500hPa西太平洋副高脊线北面6~11个纬距内。而1998年副高没有出现典型的季节性北跳。6月第3候副高稍有北抬,但未跳过 20°N (见图2),此时梅雨雨带已在长江干流以南的两湖地区形成,入梅时间同常年相比,只略早几天,长江干流降雨明显偏少。由于6月11日入梅后副高持续偏南,在 $16^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 之间摆动,因此主雨带一直在两湖地区徘徊。6月第6候,副高北抬至 $24^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 之间,比常年位置偏北,此时雨带也从长江中下游两湖地区移至长江中上游及汉江中下游地区。当副高在7月第2候北抬至 30°N 时,长江流域雨带主要在上游地区,中下游梅雨暂告结束。到7月第4候,副高突然南退至 $19^{\circ}\sim 23^{\circ}\text{N}$,又比常年位置偏南,长江中下游再度进入梅雨期,但这次强降雨带位置比第一段梅雨稍偏北,长江中下游干流及两湖地区都出现了持续的强降雨天气,两湖地区的洪涝程度进一步加重。长江中下游第二段梅雨持续到7月底结束。8月1~5候,副高脊线基本上稳定在 $25^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$,此时正值长江上游雨季。概括地说,1998年副高位置南北摆动异常剧烈,而1954年5~7月副高脊线位置长期稳定在 20°N 附近。

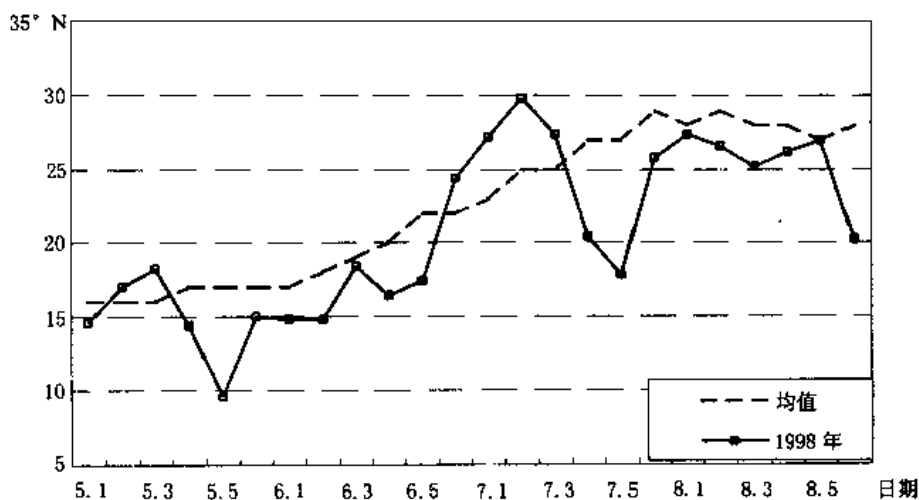


图2 1998年5~8月副高脊线平均位置

4.1.2 台风

1998年西北太平洋和南海上台风生成时间晚,生成次数少,登陆时间晚,都创下了历史记录^[2]。7月9日,第一号台风才姗姗而来,创下了首个台风生成最晚的记录。1998年,共有12个台风生成,不足常年的一半(常年为28个),是建国以来生成台风最少的一年。而且,台风初次登陆的时间为8月4日,比常年初台平均登陆时间偏晚一个多月,是建国以来初台登陆最晚的一年。而1954年最早生成台风是在3月1日,全年生成台风33个,初次登陆的台风出现在5月11日。由于1997~1998年出现了强厄尔尼诺事件,受其滞后效应的影响^[3],1998年副高异常偏强、偏南,从而使雨带长期维持在长江流域。

4.2 中高纬环流——亚欧阻塞高压

1998年5月下旬开始,亚洲地区西风带盛行经向环流,5月下旬~8月下旬,亚洲地区均处在西风环流低指数期。

1998年汛期北半球西风带环流的一个主要特征是,乌拉尔山和东亚中高纬地区,出现了强而稳定的阻塞高压形势,亚洲地区多两脊一槽型,东亚西风带上短波槽活动频繁出现。亚洲中高纬地区出现阻塞高压是梅雨期的典型环流形势之一。1998年汛期6~8月92天中,亚洲地区出现阻塞高压有84天,其中6~7月500hPa环流上每天都有阻塞形势存在,而出现在乌拉尔山和亚洲东部鄂霍次克海的双阻型环流共出现46天,占75.4%。1954年梅雨期异常的长,也与亚欧中高纬地区存在东西两个阻塞高压,使大尺度环流异常有关^[4]。

5 1998年与1954年比较

5.1 前汛期雨情

1954年前汛期雨情表现为1~3月长江中下游降雨偏多,4~5月降雨异常偏多。而1998年前期降雨异常表现在1~3月长江中下游降雨异常偏多,而4~5月长江上游降雨偏多,长江

中下游地区降雨偏少。

5.2 长江中下游梅雨

1954年6月12日~7月31日为梅雨期,梅期比常年偏长近1个月,在此之前5月16日~5月25日为早梅雨;1998年梅雨为两段,即6月11日~7月3日、7月16日~7月31日,梅雨期比常年偏长近20天。1954年梅雨期降雨落区在江淮之间,长江干流五站(上海、南京、芜湖、九江、汉口)梅雨量为3727mm;1998年梅雨期降雨主要集中在长江干流以南的两湖地区,干流五站梅雨量为2636mm。

5.3 上游集中性降雨

长江上游的集中性降雨一般发生于中下游梅雨结束之后,影响我国的夏季风达到顶盛时期的盛夏季节。因此,长江上游的洪水也多发生在盛夏。1954年上游的集中性降雨期为8月1日至26日,先后发生5次暴雨过程,上游形成5次大洪峰,宜昌站最大洪峰流量为 $66800 \text{ m}^3/\text{s}$ (8月7日);1998年上游集中性降雨期分为前后两个阶段,与中下游的两段梅雨期交错,发生8次暴雨过程,上游形成8次大洪峰,宜昌站最大洪峰流量为 $63300 \text{ m}^3/\text{s}$ (8月16日)。

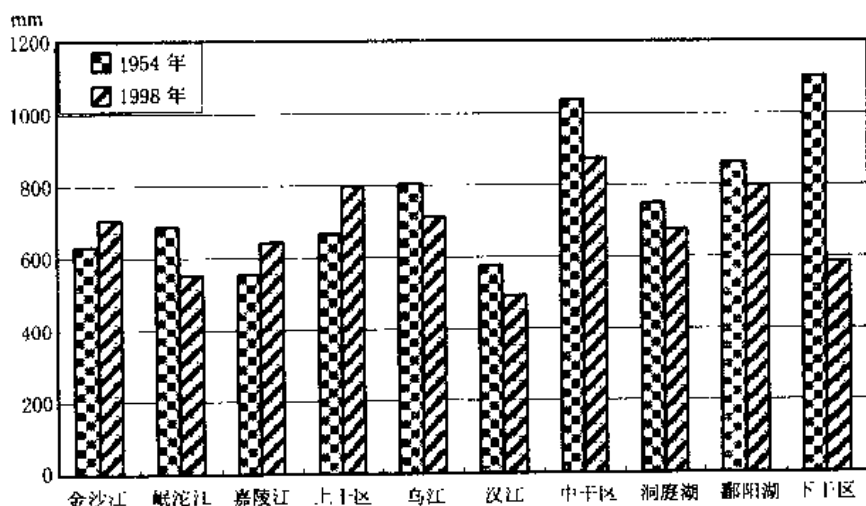


图3 1954年、1998年6~8月长江流域各区降雨量比较

5.4 主汛期雨情、水情

图3给出了1954年、1998年6~8月长江流域各区雨量比较,从图中可以看到,这两个全流域性的特大洪水年的降雨分布既有相似之处,也有差异。1998年全流域面平均雨量(流域内所有雨量站雨量的算术平均值)为670mm,较常年偏多37.5%;1954年为706mm,偏多44.1%。1998年6~8月全流域总的面平均降雨量比1954年约少36mm,居有实测降雨资料的第2位。但就全流域降雨量的地区分布来说,1998年上游地区6~8月总的面平均雨量为677mm,比1954年多28mm;而中下游地区1998年为661mm,比1954年少114mm。具体来说,中下游的5个区1998年都比1954年少,特别是中游干流和下游干流两区偏少最为突出,两湖水系降雨接近1954年。

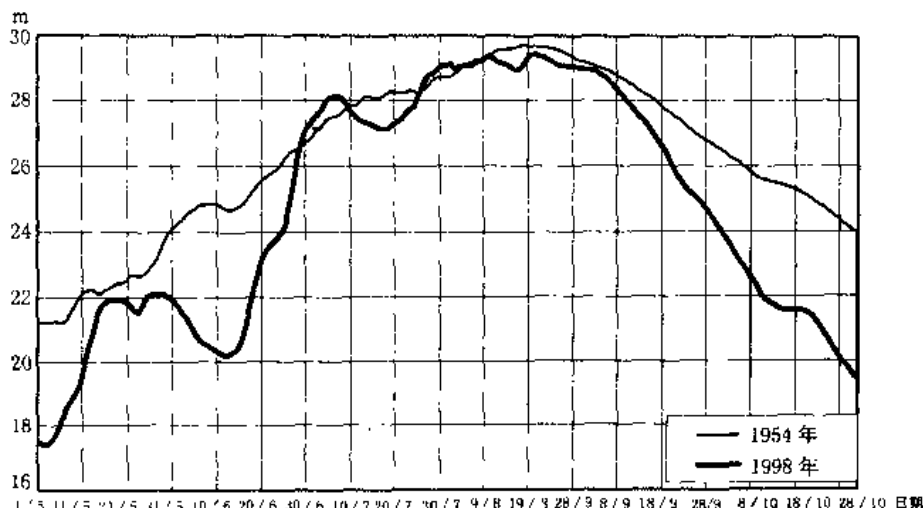


图4 汉口站1954年、1998年水位过程线

游第二段集中降雨。长江大洪水的发生发展也相应分为四个阶段。

(2) 1998年与1954年发生的长江大洪水,在亚欧中高纬地区环流形势上,都存在着东西两个阻塞高压,使大尺度环流异常稳定。

(3) 1998年与1954年同是全流域性大洪水年,其不同之处在于:

① 赤道太平洋海温场与环流场上有3个明显的特点,一是1997~1998年发生了近50年来最强的一次厄尔尼诺事件;二是1998年副高偏南、偏西异常强,超过历年来的最高值;三是1998年台风生成时间晚,生成次数少,登陆时间晚创下了3项历史记录。

② 1954年中下游地区雨季比1998年开始早,降雨持续时间更长;而上游地区的雨季1998年比1954年来得早,1998年上游地区面雨量略多于1954年。6~8月长江流域面平均总雨量1998年少于1954年。

③ 长江干流多数水文站年最高水位呈现出1998年超1954年的趋势。1998年汉口站水位具有前期水位低,6月中下旬出现跳涨,7~8月水位接近1954年,9月退水快于1954年的特点。

致谢 原雪琴同志为本文作了资料分析工作,在此致谢。

参考文献

- 1 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, 1993:36~40
- 2 1999年气候公报(下). 中国气象报. 1999-3-25(3)
- 3 巢纪平. 厄尔尼诺和南方涛动动力学. 北京:气象出版社, 1993
- 4 陶诗言. 中国之暴雨. 北京:科学出版社, 1980:185~190
- 5 葛守西, 王俊, 熊明. 1998年长江中游干流高水位成因分析. 人民长江, 1999(2):29~31
- 6 王光越, 王江虹. 1998年长江水情及洪水基本特征. 人民长江, 1999(2):6~7

1998 年嫩江、松花江洪涝气候背景及暴雨特征分析^①

杨贤为 邹旭恺 张 强 张尚印

(国家气候中心, 北京 100081)

摘 要

1998 年夏季, 我国嫩江、松花江流域发生了建国以来最严重的特大洪涝灾害。本文根据该地区 43 站当年及历年的逐日降水资料, 综合分析了该年夏季雨量、暴雨日数、暴雨强度的时空分布特征, 并与常年及 1957 年同期的雨情进行比较。最后, 本文就当时的环流背景及当地的地形特征对暴雨洪涝灾害的成因作了初步的探讨。

关键词: 洪涝灾害 暴雨 环流背景

1 引 言

1998 年夏季, 我国内蒙古东部、东北西部频降大雨、暴雨, 超常偏多的雨量使上述地区出现了大范围重涝和中涝区^[1]。由于降雨持续时间长, 强度大, 引起嫩江、松花江多次暴发大洪水, 洪水来势之猛、历时之久、洪峰之高、流量之大均为建国以来所罕见。嫩江、松花江许多河段在洪峰经过时超历史最高水位, 沿江齐齐哈尔、大庆、哈尔滨、佳木斯等城市在特大洪水的威胁下频频告急。在洪水的冲击下, 沿江部分堤岸崩塌, 大片农田受淹, 交通干线一度中断。据不完全统计, 仅本年 7 月吉林省受灾人口便达 152 万多人, 受灾农田 70 多万公顷, 倒塌房屋 40 多万间, 经济损失 32 亿元^[2]。

本文根据主要暴雨区及周围邻近地区($42^{\circ}\sim 52^{\circ}\text{N}$, $119^{\circ}\sim 132^{\circ}\text{E}$) 43 个台站的逐日雨量资料和其它有关资料, 综合分析了上述地区 6~8 月的雨量、暴雨日数、暴雨强度的时空分布特征和大尺度环流背景。

2 夏季雨量的空间分布特征

2.1 多年平均情况

夏季, 特别是 7 月中旬以后, 由于副热带锋区北移, 我国雨带滞留在华北、东北一带而使本区雨量骤增^[1], 因此夏季是本区雨量最集中的季节, 6~8 月的降水量约占全年降水量的 70% 左右。从多年平均情况来看, 本区夏季雨量为 300~400mm, 从西北向东南呈递增趋势(图略)。本区多雨区通常出现在东部伊春一带和南部长春、吉林以南包括辽宁大部的区域, 夏季雨量可达 400mm 以上, 丹东一带甚至高达 700mm 以上。这些地区纬度较低, 与辽东湾及西朝鲜湾相

① 初稿时间 1999 年 4 月 27 日, 修改稿时间 1999 年 7 月 1 日。

连, 常年夏季受西南季风和东南季风爆发所引导的气旋、台风影响和西风带冷涡的影响, 水汽充沛, 辐合抬升强, 区域性暴雨盛行, 所以通常为本区雨量最多的地区。

2.2 1998 年夏季雨量分布特征

1998 年 6~8 月, 本区雨量普遍在 400mm 以上(图 1), 其中从大兴安岭至博克图一线的东南方到克山至白城一线的广大地区, 雨量达 600~700mm 以上, 最大中心位于扎兰屯一带, 雨量超过 900mm。该多雨区正处在嫩江西侧地势较高的甘河、诺敏河、雅鲁河等支流的上中游; 另一多雨区出现在第二松花江流域的桦甸一带, 夏季雨量也达 600mm 以上, 这种分布形势和常年明显不同。

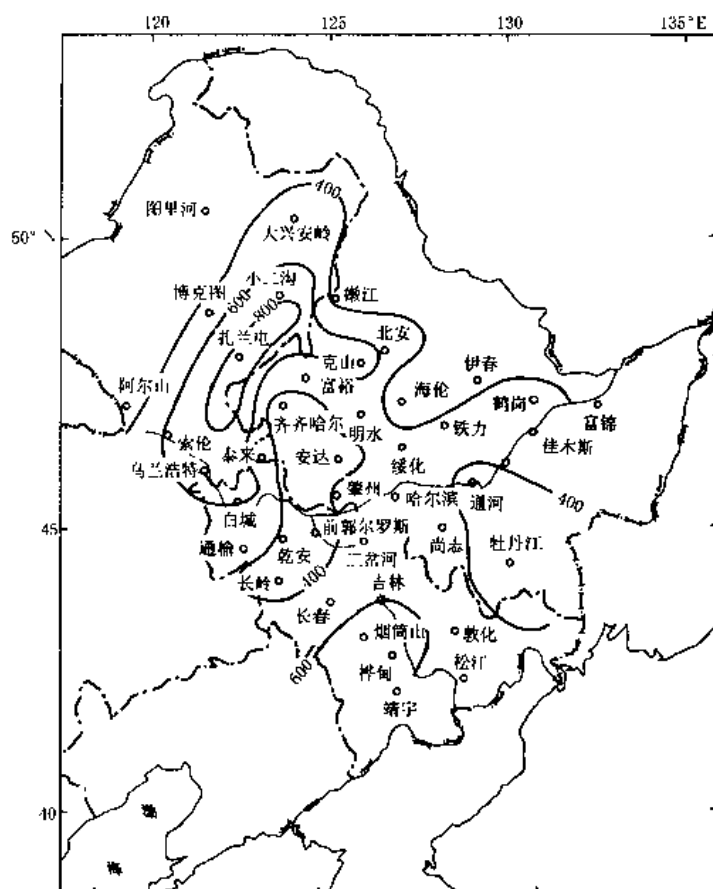


图 1 1998 年 6~8 月降水总量分布

与常年相比(以 1961~1990 年的平均雨量为基准), 本年夏季雨量普遍偏多 3 至 5 成以上, 嫩江流域西部偏多 7 成以上, 局部地区偏多 1 至 1.5 倍。

2.3 1998 年和 1957 年夏季雨量对比

从 1957 年 6~8 月的降水量图和降水距平百分率图(图略)可以清楚地看出, 该年夏季雨量最大中心位于嫩江中下游和第二松花江下游, 较常年同期偏西偏北, 但雨量超过 400mm 范围明显小于 1998 年, 位置也大大偏南; 多雨区的雨量为 600mm 左右。与常年相比较, 吉林省雨

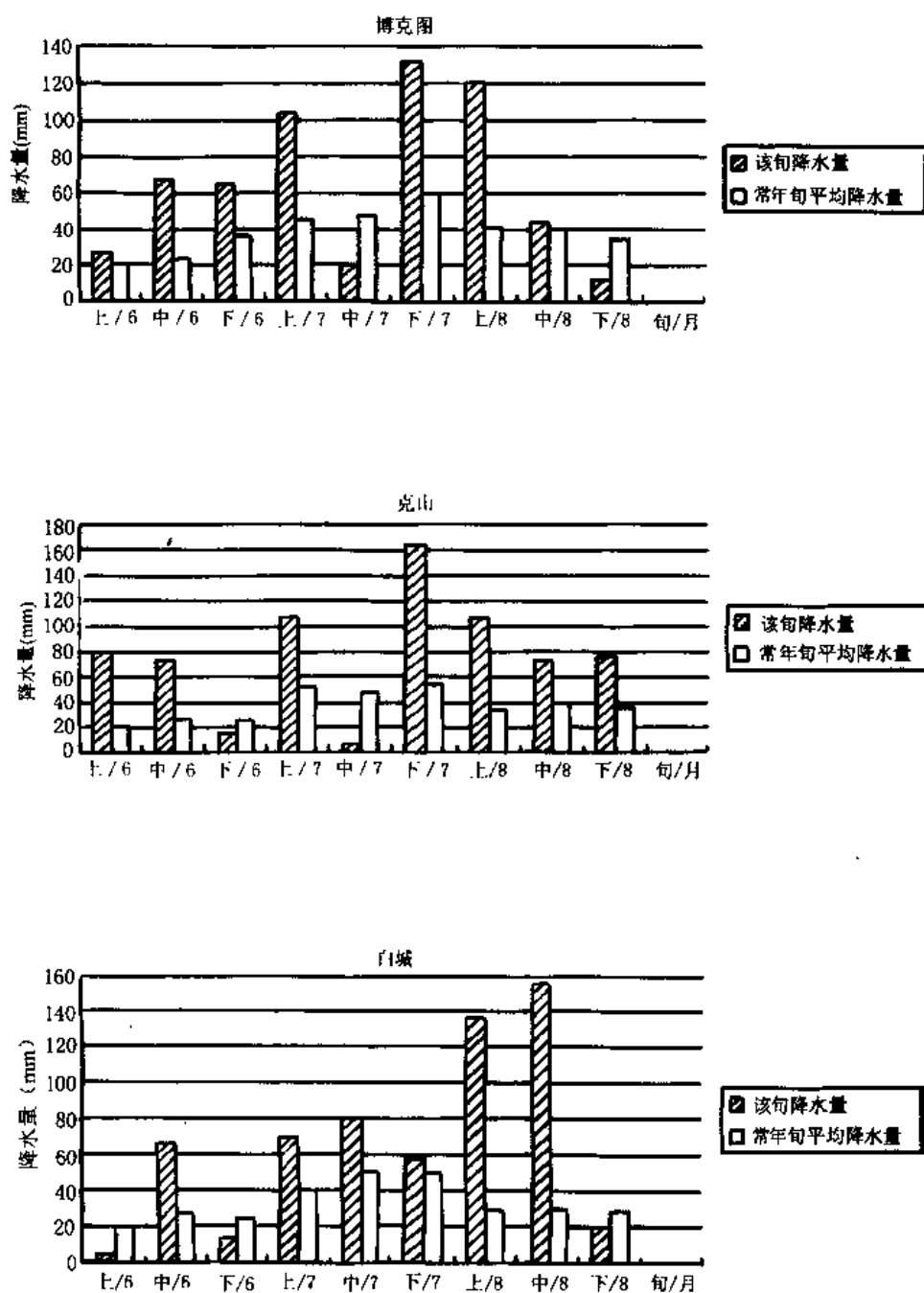


图2 1998年6月上旬~8月下旬博克图、克山、白城逐旬降水量演变

6月上旬至8月中旬均有暴雨发生,但6月份暴雨较少,各旬只出现2站次;7月上旬开始暴雨明显增多,从7月上旬至8月上旬每旬都不少于8站次,其中8月上旬多达13站次。从1961~1990年的多年平均情况来看,该区6~8月共有暴雨26站次,其中7月下旬最多,为6.6站次,7月中旬次之,为4.4站次,其余各旬都在3.5站次以下。从历年情况来看,1961~1990年6~8月暴雨站次最多的为1985年(49站次)和1998年(42站次),其余年份大多在30站次以下,个别年份(1976年)甚至不足10站次。由此可见本年夏季暴雨频次之多,持续时间之长,实为历史同期所罕见。

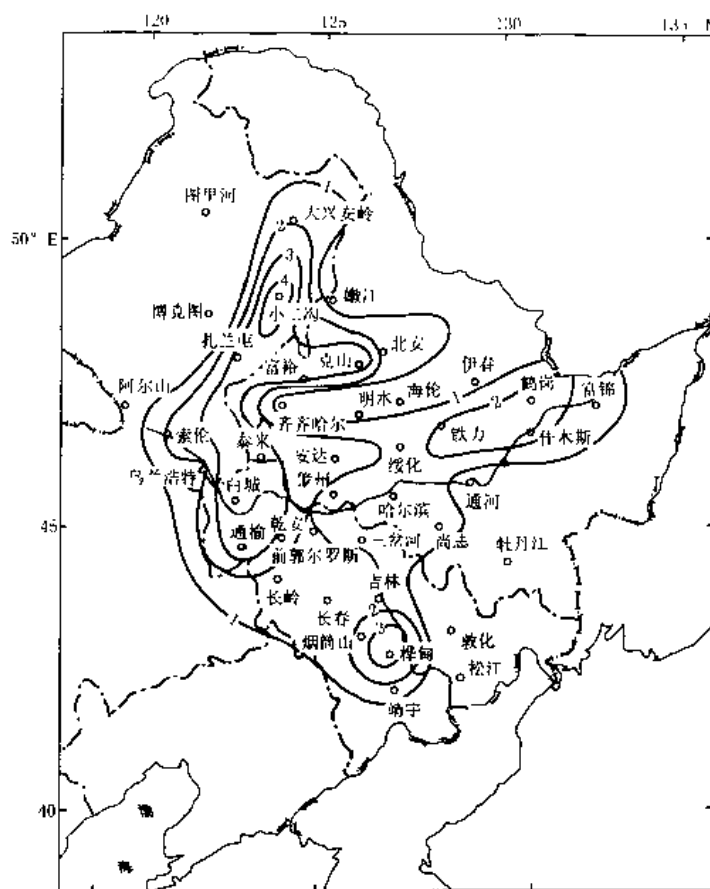


图3 1998年6~8月暴雨日数分布

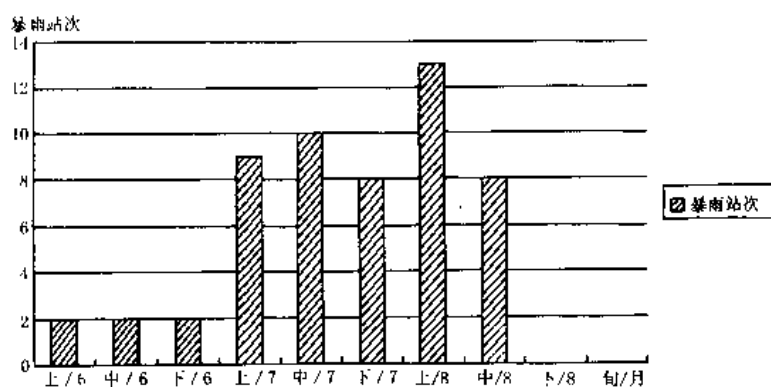


图4 1998年6~8月各旬暴雨站次

4.3 暴雨强度分布

由本区夏季一日最大降水量的空间分布看出(图5),高值中心位于嫩江西侧扎兰屯至克山一带,强度达大暴雨量级(日雨量 $\geq 100\text{mm}$),时间出现在7月下旬。日雨量 $\geq 75\text{mm}$ 的范围由北向南从小二沟至乾安,自西向东从阿尔山至铁力,出现在7月上旬至8月中旬;日雨量

$\geq 50\text{mm}$ 的范围几乎遍及全区,除个别地区(长春)出现在6月中旬外,其余大多出现在7月上旬至8月中旬。

将图5与图1、图3相比较,可以清楚地看出雨量最大中心、暴雨日数中心和暴雨强度中心均在嫩江西侧扎兰屯一带重合。这表明高强度暴雨是造成嫩、松流域发生特大洪涝的直接原因。

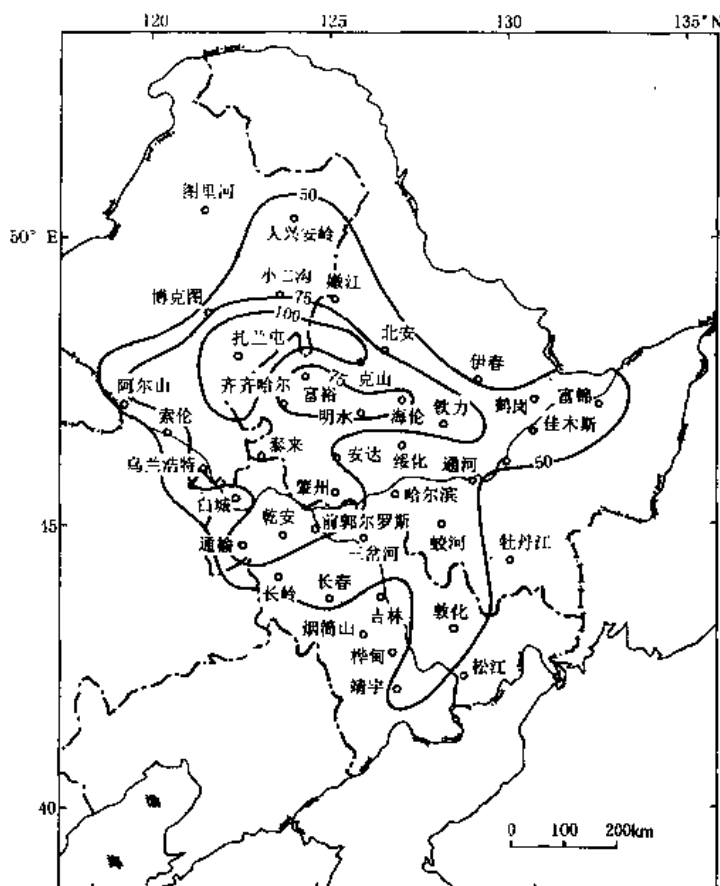


图5 1998年6~8月一日最大降水量分布

5 暴雨洪涝环流背景和地形条件分析

根据对暴雨的长期研究及实践经验总结认为^[5],本区大范围暴雨过程的出现与西风带、副热带及热带环流系统的相互配置及作用有着密切的联系。同时根据以上分析表明,1998年夏季本区雨量异常偏多、暴雨频繁发生且暴雨强度最大集中时段主要在7月上旬至8月中旬,因此,下面着重分析这一时段的环流背景,并结合当地的地形条件来探讨暴雨洪涝的成因。

5.1 环流背景

1998年7月500hPa环流形势有以下特征:北半球极涡较常年偏弱,中高纬环流呈4波型^[6],距平呈正负相间分布。在乌拉尔和东西伯利亚各有一个强大的高压脊稳定维持,分别有

40 和 80 gpm 的正高度距平中心与之相伴,极地冷空气沿乌拉尔山高压脊前的偏北气流南下东移与东西伯利亚高压脊后部暖湿气流交汇,致使我国东北西部和内蒙古东部降水量显著偏多。在 8 月 500hPa 高度场上,极涡仍较常年偏弱且位置偏西,中高纬环流呈 3 波型分布。由于极涡位置偏西,致使北欧沿海地区高度负距平小于 -80 gpm。亚洲北部高度正距平达 $40\sim 80$ gpm,其中中西伯利亚超过 80 gpm。贝加尔湖高压脊明显强于常年,并有阻塞高压形成;与此同时,东亚大槽加深并在我国东北地区有切断低涡相伴。亚洲中高纬阻塞形势的建立和环流经向度的加大,有利于冷气流不断向我国东部输送并诱发低层锋面气旋的发生发展,导致本区锋面降水天气过程增多。

5.2 西风带环流与太平洋副高位置的配置

众所周知,夏季影响我国降水天气的两大主要因素为中高纬西风带环流和西北太平洋高压的位置^[7]。从亚洲北部西风指数和 $110^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 之间副高脊线平均位置 1998 年 8 月逐日演变(图 6)可以看出:上中旬西风带以经向环流为主,下旬逐渐向纬向型过渡。副高脊线在上中旬稳定少变,虽比常年位置略偏南,但一直维持在 $26^{\circ}\sim 27^{\circ}\text{N}$ 附近,副高脊线在下旬大幅度南退至 20°N 以南。这充分说明,本区 8 月下旬以后降水量急剧减少、暴雨过程基本结束,与西风环流从经向型转为纬向型以及副热带高压脊线的大幅度南退关系密切。

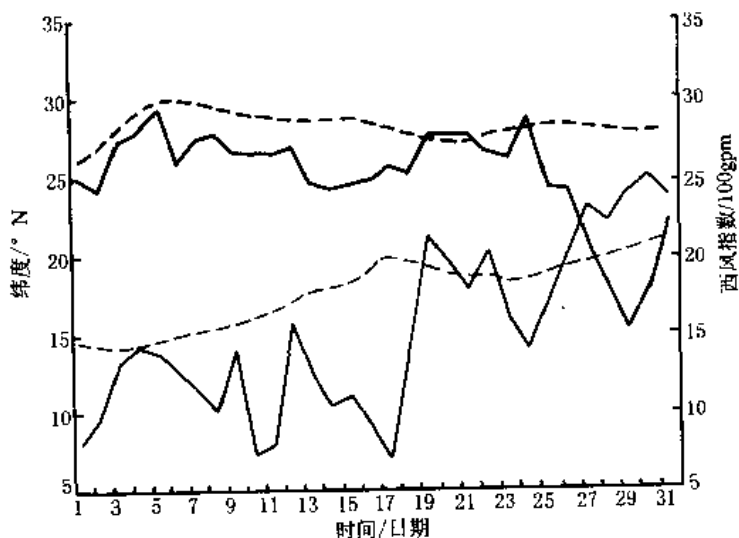


图 6 1998 年 8 月副高脊线位置和亚洲西风指数

(粗实线:副高脊线;粗虚线:常年平均副高脊线;细实线:亚洲西风指数;细虚线:常年平均亚洲西风指数)

5.3 主要暴雨过程天气分析

如前所述,8 月 7 日~11 日本区发生了入夏以来强度最大的暴雨过程,此时 500hPa 图上(图略)亚欧 $38^{\circ}\sim 44^{\circ}\text{N}$ 有弱锋区,北方低压在弱锋区北缘形成; 58°N 以北有强锋区,从强锋区中分裂出来的弱冷空气沿新疆北部东移南下,加强了北方低压的发展。在对流层低层,南来暖湿气流与浅薄冷空气相遇形成冷垫并引起上升运动,从而在暖湿不稳定大气中促使北方低压中尺度系统形成和发展^[8]。从蒙古—河套—西南地区维持一长波槽,长波槽西侧为大陆副热

带高压,东侧为西太平洋副热带高压,暴雨期间东侧副高稳定加强北伸,长波槽前及北方低压中的正涡度平流和上升运动为暴雨形成和发展提供了大尺度环流背景。从天气尺度系统的演变来看,北方低压于4日在蒙古东部形成,5~6日北方低压停滞少动,7日折向西南方向移至河套北部并发展加深,内蒙古东部暴雨过程开始,8~10日北方低压向东北方向移至乌兰浩特附近,使暴雨持续并加大强度,12日北方低压移出东北地区,嫩、松流域的暴雨过程随之结束。

5.4 地形条件影响

本区1998年6~8月的多雨区、多暴雨区及降雨强度中心主要位于嫩江西侧甘河、诺敏河、雅鲁河的上中游,海拔高度普遍在1000~1500m左右,地势西高东低,对于暖湿气流的抬升极为有利。另外,由于这些地区与东部嫩江平原高度落差大,一旦降临暴雨便迅速汇流,疾驶而下,导致嫩江河水暴满,洪峰迭起,最终酿成特大洪涝灾害。

6 结 论

(1) 1998年6~8月我国内蒙古东部、东北西部雨量超常偏多,大雨、暴雨频繁,导致嫩江、松花江流域发生了建国以来罕见的特大洪涝灾害。

(2) 这3个月来,本区雨量普遍在400mm以上,雨量最大中心位于嫩江西侧扎兰屯一带,雨量超过900mm。暴雨主要出现在7月上旬至8月中旬,多暴雨区位于嫩江西侧小二沟至通榆一带,暴雨日数为3~4天;一日最大雨量中心位于扎兰屯一带,一日最大雨量达127mm。

(3) 从大尺度环流背景来看,7月500hPa等压图上北半球极涡偏弱,乌拉尔和东西伯利亚各有一强大的高压脊,使极地冷空气沿乌拉尔脊前偏北气流南下和东西伯利亚高压脊后暖湿气流交汇,导致本区降水显著偏多。8月极涡仍偏弱、偏西,贝加尔湖高压脊强于常年且形成阻塞高压,东亚大槽加深且在我国东北上空有切断低涡相伴,有利于冷空气不断向东输送并诱发低层锋面气旋发生发展,使本区降水继续偏多。

(4) 8月7日~11日本区发生了入夏以来强度最大的一次暴雨过程,此时500hPa亚欧图上38°~44°N为弱锋区,58°N以北为强锋区,从强锋区中分裂出来的冷空气有利于河套北部槽中北方低压的形成和发展;在对流层低层,暖湿气流与浅薄冷空气相遇形成的冷垫及其上升运动促使北方低压中尺度系统形成和发展,这是造成本次暴雨过程的主要天气系统。

(5) 由于高强度暴雨大多落在嫩江西侧大兴安岭的东坡,与东部嫩江平原高度落差大,容易迅速汇流,酿成洪涝灾害。

参考文献

- 1 国家气候中心气候应用服务室. 中国旱涝气候公报, 1998, 4(3)
- 2 孙冷. 长江流域暴雨洪涝严重, 嫩江出现历史最高洪峰. 气象, 1998, 24(10): 62~63
- 3 周琳主编. 东北气候. 北京: 气象出版社, 1991: 43~47
- 4 国家气候中心. 中国气候公报, 1998: 6~7
- 5 郑秀雅, 张廷治, 白人海. 东北暴雨. 北京: 气象出版社, 1992
- 6 国家气候中心气候诊断室. 月气候监测公报, 1998, 9(7)和1998, 9(8)

- 7 周庆亮, 长江嫩江松花江流域特大洪涝, 江南华南少雨高温. 气象, 1998, 24(11): 58~61
8 丁一汇. 暴雨和中尺度气象学问题. 气象学报, 1994, 52(3)

AN ANALYSIS TO THE FLOODING CLIMATIC SCENARIO AND THE FEATURES OF TORRENTIAL RAIN IN THE RIVER BASINS OF THE NENJIANG RIVER AND THE SONGHUAJIANG RIVER

Yang Xianwei (杨贤为), *Zou Xukai* (邹旭恺),
Zhang Qiang (张强) and *Zhang Shangyin* (张尚印)
(National Climate Center, Beijing 100081)

Abstract

During the summer of 1998, the severest flood disaster since 1949 occurred in the river basins of the Nenjiang River and the Songhuajiang River. Based on the daily rainfall data of 43 stations in this area and the comparison between this data with that in the corresponding periods of 1957 and normal years, the features of spatial and temporal distributions of rainfall amount and the torrential rain days and rainfall intensity this year are synthetically analysed. Finally, the circulation background and the orographic feature that caused the torrential rain and the flood disaster are discussed.

Key Words: flood disaster, torrential rain, circulation background

“98.7”鄂东南持续特大暴雨的分析^①

邓秋华 王登炎 黄治勇 宋清翠 张吉

(武汉中心气象台, 武汉 430074)

摘 要

应用湖北省逐时雨量、地面压温湿风资料和卫星云图及物理量场资料,详细分析了1998年7月20~22日发生在鄂东南的一次持续特大暴雨过程的物理成因。诊断分析揭示了这次暴雨过程的天气背景,物理量场的中尺度结构特征、雨团和云团的演变特征及地面中尺度系统的触发作用等,可为日常暴雨业务预报提供一些依据。

关键词:持续特大暴雨 诊断分析 触发作用

1 引 言

对长江中游夏季暴雨过程较典型的天气形势分析研究已经有了不少成果,这对提高暴雨预报能力具有较大的作用。1998年7月20~22日湖北省发生了历史罕见的连续两天的特大暴雨过程,造成了湖北省严重的外洪内涝,使长江中游抗洪抢险形势非常严峻。这次持续特大暴雨过程预报难度大在于对流层天气形势特殊,如500hPa东亚大尺度环流中高纬地区为两槽一脊型;同时西太平洋副热带高压脊线偏南,恰好与历史上典型暴雨的东亚为两脊一槽形势相反。本文试图通过诊断分析,揭示这次特殊的东亚大尺度环流形势下所形成的有利于暴雨发生的次天气尺度影响系统及物理条件,暴雨的特征和地面中尺度系统的触发作用等,为今后对这类暴雨的研究和预报提供一些参考。

2 特大暴雨过程雨量场特征

1998年7月20日20时(北京时,下同)至22日20时,湖北省南部发生了一次持续特大暴雨过程(图1)。特大暴雨区有两个,一是鄂东南特大暴雨区沿长江呈西北-东南走向,长约250km、宽约80km。暴雨中心在黄石市和武汉市,分别达到499mm和457mm。另一个特大暴雨区在鄂西南的南部,只有来凤县出现343mm特大暴雨。湖北省南部其他地区雨量不大。可见过程总雨量分布不均匀,局地强度极大。本文分析鄂东南的持续特大暴雨过程。它由两场暴雨组成。第一场暴雨发生在20日夜间~21日午后。暴雨中心在武汉市为286mm。其最大1小时雨量为107.6mm,为当地历史同期最大。第二场暴雨发生在22日凌晨至午后。暴雨中心在黄石市为360mm。其最大1小时雨量为83.0mm。两天持续特大暴雨造成武汉市和黄石市等地外洪内涝,湖北省遭受了巨大经济损失。

① 初稿时间1999年5月17日,修改稿时间1999年9月27日。

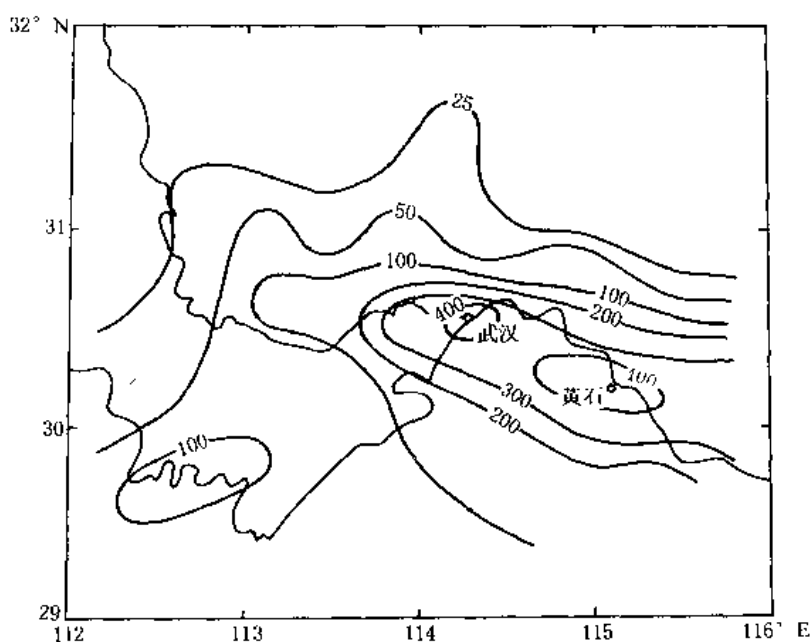


图1 1998年7月20日20时至22日20时鄂东南特大暴雨过程总雨量分布图(单位:mm)

3 特大暴雨过程的环流背景及物理条件

3.1 天气尺度和次天气尺度系统

在持续特大暴雨过程中,东亚地区大尺度环流形势稳定。图2表明高层200hPa青藏高原中心在四川,其东部脊线在长江中下游上空30°N附近。鄂东南特大暴雨区处于青藏高原东部,高空西北气流与东北气流的分流辐散区。中层500hPa副热带高压脊线稳定在18°N附近,中高纬为两槽一脊,新疆西侧至巴尔喀什湖为长波槽,华北至东北为低压,沿海地区为长波槽正在东移减弱,河西走廊至蒙古国为大陆高压脊(图略)。在大陆高压脊南部与副热带高压之间形成了东西向横切变线自西藏高原东部伸向四川和鄂西,同时四川至云贵有低槽维持。鄂东南特大暴雨区位于大陆高压脊前西北气流中。地面长江流域为暖低压,没有冷空气南下。

鄂东南第一场暴雨以20日20时为暴雨临近,21日08时为暴雨盛期,第二场暴雨以21日20时为暴雨临近,22日08时为暴雨盛期。两场暴雨过程主要影响系统相同,即对流层低层的切变线和切变线上低涡东移及低空西南风急流(图2)。从武汉测风分析(图3),21日02~08时和22日02~08时,武汉低空925~700hPa西南风加强,并转为偏北风,表明低层切变线上连续有低涡东移,分别对应当日武汉市及周围特大暴雨发生和发展。21日14~20时和22日14时~20时,武汉上空500~400hPa由西南风转为西北风,表明中层有低值系统东移,分别对应当日武汉市及周围特大暴雨减弱到停止。两场暴雨过程低层四川盆地有低涡,从低涡向东伸展横贯湖北省的切变线停滞少动。700hPa切变线上宜昌至武汉有一低涡新生,鄂东南特大暴雨区位于此低涡的东南象限。而直到第二场暴雨盛期,四川盆地低涡才东移出川,进入鄂西南与湘西北的武陵山地。特大暴雨过程中,由于华南副热带高压稳定和四川盆地低涡及华西南

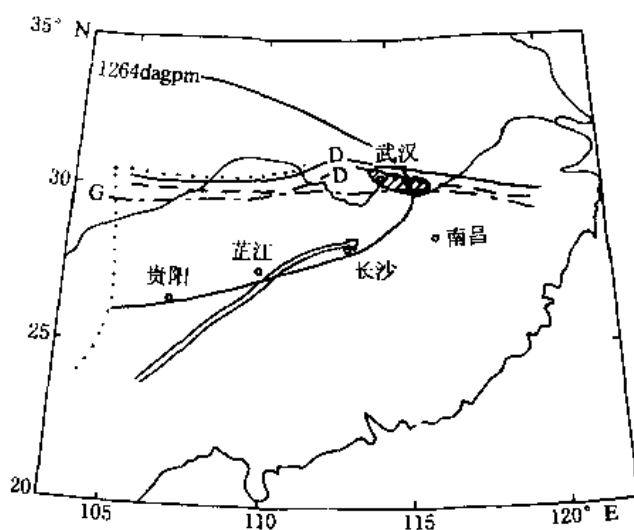


图2 1998年7月20日20时高低空系统配置图

(图中斜线区为特大暴雨区,实线为700hPa切变线,虚线为850hPa切变线,点划线为200hPa青藏高压脊线,点线为500hPa切变线和槽线,双矢线为850hPa西南风急流轴)

低槽逐渐东移的共同作用,促使武汉附近低涡区及长江江南地区产生和维持一支低空西南风急流,850hPa贵阳、芷江、长沙、南昌一线维持风速大于 12 m s^{-1} 。这支低空西南急流的北端稳定在长沙或南昌。其上游存在着中尺度扰动的强风速中心。

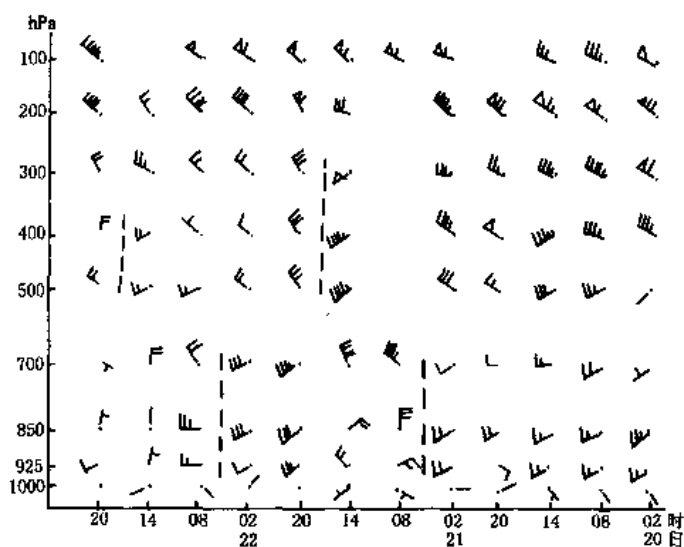


图3 武汉高空测风时间剖面图

(图中虚线为低空和中空低值系统)

3.2 特大暴雨区物理量场结构

计算特大暴雨区即武汉市附近低涡东南象限6个格点(格点距为100km)的平均垂直速度 ω ,相对涡度 ζ 和散度 D (图4)。

从图4可见,第一场暴雨过程中,低涡区 ω 场100hPa以下是整层上升运动, ω 最大值在500hPa附近。第二场暴雨临近,低涡区 ω 为上升下沉相间分布, ω 最大值在700hPa,500~

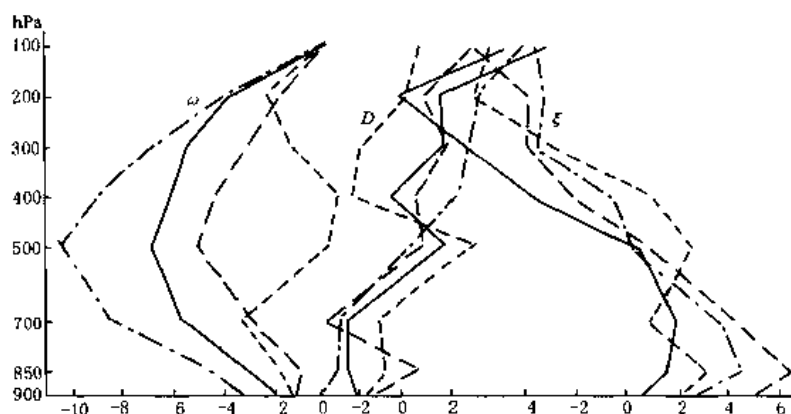


图4 1998年7月20日20时,21日08时,21日20时和22日08时特大暴雨区平均垂直速度 ω (实线, $\times 10^{-4} \text{hPa s}^{-1}$)、散度 D (虚线, $\times 10^{-6} \text{s}^{-1}$)和相对涡度 ζ (点划线, $\times 10^{-5} \text{s}^{-1}$)的演变

400hPa 出现微弱的下沉。暴雨盛期,低涡区 ω 场又转变为整层上升运动, ω 最大值位于500hPa。第一场暴雨中,低涡区 D 场为低层辐合高层强辐散,无辐散层在400~500hPa之间,较强辐合在700hPa。第二场暴雨临近,出现辐合和辐散相间分布。暴雨盛期,又转为低层辐合高层辐散,强度都得到加强,无辐散层在500hPa。特大暴雨过程中,低涡区一直维持低层正涡度高层强烈负涡度结构。低涡区上升运动维持和加强的原因是除了低层切变和低涡形成的辐合维持外,天气形势分析中指出的200hPa 青藏高压东部高空西北气流与东北气流产生分流区的作用^[1]有关,低涡区上空产生了强烈的辐散使得低层辐合加强。同时,低空西南风急流轴北端及急流轴上强风速中心的作用也维持和加强了低涡区辐合上升运动。低涡区出现深厚的中尺度上升运动有利暴雨的产生和持续。

3.3 特大暴雨区的能量场和水汽输送

分析武汉附近与低层切变线垂直的湿静力能量总温度南北剖面特征(图5),在特大暴雨中武汉附近对流层低层和高层为一高能舌,中层为低能区。南北两侧为低能的“鞍型场”不稳定型式维持,在北侧低能区的前缘有一能量锋区正好位于武汉附近。根据湖北省能量研究和应用经验为暖性连续性暴雨型^[1]。由图5可见,第一场暴雨盛期对流层高层和低层两个高能区接通就在武汉附近暴雨中心上空,而第二场暴雨盛期,高低层高能区接通却在武汉南侧即黄石市附近暴雨中心上空。由于中层的低能作用使低层能量积聚,武汉附近特大暴雨区850hPa湿静力总温度维持在70℃左右;地面到400hPa有深厚的湿层,饱和能差持续在10℃以下,甚至5℃以下;中低层500~850hPa内存在潜在稳定度的稳定与不稳定交界面;同时云层厚度内300~850hPa风的垂直切变小, $\partial u / \partial z < 2.0 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$,甚至出现逆切变(图略)。根据前人对能量研究和应用经验^[2],武汉附近高能、准饱和、弱潜在不稳定和风的垂直切变小的环境维持,有利于特大暴雨的产生和维持。

[1] 林杏奇,经向能量剖面在暴雨预报中的应用,能量天气研究文集,湖北省气象科学研究所编辑,1980

4 特大暴雨过程的中尺度分析

4.1 中尺度雨团和云团的活动

强降雨团定义为 25mm h^{-1} 闭合等雨量线。并将初生强降雨团的中心位置定为强降雨团的源地。这次特大暴雨过程有 10 个强降雨团活动(图 7 和图 8)。

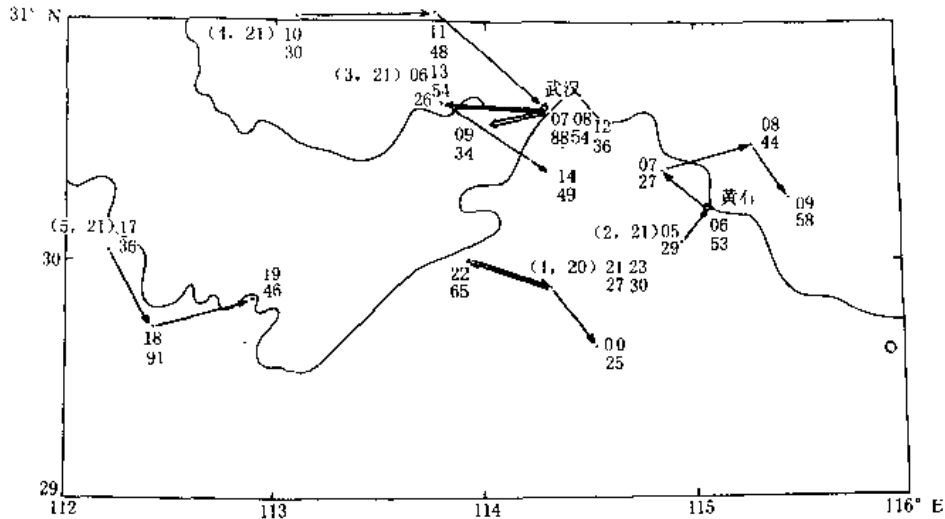


图 7 1998 年 7 月 20 日 20 时~21 日 20 时强降雨团移动路径

(·表示气象站点,括号内为强降雨团编号和日期,上边数字为时间,下边数字为雨量,下同)

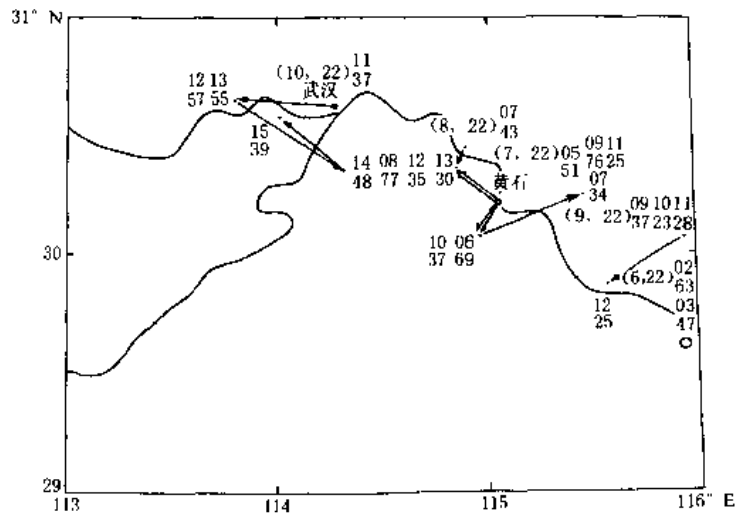


图 8 1998 年 7 月 21 日 20 时~22 日 20 时强降雨团移动路径

从图 7 中 5 个强降雨团的活动可知,对鄂东南特大暴雨区第一场暴雨作用大的是强降雨团 2、3、4。强降雨团 2、3 又有一个合并过程,当强降雨团 2 由黄石市加速北移到鄂州时,强降雨团 3 东移到达武汉市。两个强降雨团合并形成停滞性强大雨团,强降雨团 4 在 21 日中午再次进入武汉市及其

郊县,形成了21日武汉市强暴雨中心。

从图8中5个强降雨团的活动可见,对鄂东南特大暴雨区第二场暴雨作用大的是强降雨团7、8、10。07时黄石市附近强降雨团7刚开始减弱时,其北侧50km内黄州市又新生强降雨团8,并偏南移动再次进入黄石市及郊县,两个强降雨团合并,使其强度增大,也延长了强降雨团生命期。造成了22日黄石市强暴雨中心。

从图7和图8可见,强降雨团大多数在武汉市及周围、黄石市及周围产生,移动缓慢,生命期3~5小时。强降雨团一般有3个测站,少数有4~6个测站,降水分布非常集中。特大暴雨中心是几个强降雨团活动所造成。

从逐时GMS-5红外云团分析,这次特大暴雨过程,有8个中尺度云团活动(图略)。

云团1(20日15:32~21日00:32)属西来云团,初生在江汉平原西南部至宜昌台地式地形过渡带,在宜昌—武汉间低涡南部云系中,由多个对流单体合并而成,其后3个小时东移在洞庭湖地区加强成准圆形,约3个经纬距面积的中- α 尺度。云顶温度(TBB,下同)为 -82°C 。18:26~21:32江汉平原东部和鄂东南西部分别有一个面积为1个经纬距的云团合并到中- α 尺度云团中,使其强度维持。此云团生成鄂东南西南部强降雨团1。21日00:26中- α 尺度云团分裂减弱并向东南移入赣西北。

云团2(21日03:32~09:32),在武汉市附近和黄石市附近分别出现对流单体,2个小时内两个对流单体合并生成0.5个经纬距面积云团,中心在武汉市南侧,TBB为 -78°C ,06:26在黄石市南侧又新生一个约0.5个经纬距面积的云团与武汉市南侧云团合并,武汉市云团西侧也有新单体并入,使其发展到1个经纬距面积。强度维持在 -78°C 。此云团分别形成了黄石市附近强降雨团2和武汉市附近的强降雨团3。09:32中- β 尺度云团就地分裂减弱。

云团3(21日09:32~14:32),江汉平原东北部大洪山东南坡京山县附近初生一个对流单体,逐渐发展东移进入武汉市西侧,12:27成为约1个经纬距面积的云团,TBB为 -78°C 。这个中- β 尺度云团产生了强降雨团4。14:32在武汉市南侧减弱。

云团4(21日14:32~19:32)属西来云团,14:32江汉平原西南部台地式地形过渡带,即宜昌—武汉间低涡南部云系中出现多个对流单体,1小时后合并成1个经纬距左右面积的云团,其后3个小时云团东移在洞庭湖地区加强成约3个经纬距面积的中- α 尺度云团,TBB为 -83°C ,此云团产生了江汉平原南部强降雨团5。19:32以后快速减弱向东南移入湘北。

云团5(22日00:26~02:32),在鄂东南黄梅县与江西九江交界处产生一个约1个经纬距面积的云团,1小时后扩大到约1.5个经纬距面积,其后沿长江东移进入安徽与江西交界处。此云团造成了黄梅县附近强降雨团6。

云团6(22日03:32~07:32),分别在黄石市南侧和九江出现对流单体,1小时后合并成面积约1个经纬距的云团,TBB为 -76°C ,北移到黄石市东侧,然后又南退,07:32在黄石南侧武穴减弱。这个中- β 尺度云团产生了黄石市附近强降雨团7。

云团7(22日06:26~12:32)黄石市东北侧黄州市产生一个对流单体,1小时后发展到约1个经纬距面积的云团,TBB为 -76°C 。08:32云团偏南移动到黄石附近,强度维持,此云团产生了黄州市附近强降雨团8。这个云团在09:32逐渐减弱向东南移动。其后进入江西九江,其分裂的较弱中心在黄梅县附近造成强降雨团9。

云团8(22日11:32~16:32),武汉市东侧和西侧先后产生对流单体,13:32在武汉市西侧

合并成约1个经纬距面积的云团, TBB为 -74°C 。其后云团西侧还有单体并入, 使云团维持到16:32消散。这个中- β 尺度云团产生了武汉市附近的强降雨团10。

上述8个中尺度云团中有两个西来云团达到中- α 尺度, 都产生在江汉平原西南部, 分别形成了鄂东南西南部强降雨团1和江汉平原南部强降雨团5, 其后都向东南移入赣北或湘北。这两个与宜昌—武汉间低涡相联系的中- α 尺度云团对造成鄂东南特大暴雨中心没有直接贡献, 而由它们诱发的一系列中- β 尺度云团则是造成特大暴雨的主要贡献者。6个中- β 尺度云团的源地就在特大暴雨区及周围, 在前述有利的物理条件下相继生成, 面积仅有1~1.5经纬距, TBB $<-74^{\circ}\text{C}$ 达到深对流。这些中- β 尺度云团发展都对应着强降雨团的发生和发展。

2 地面中- β 尺度系统

从逐时地面风场资料分析, 大多数强降雨团生成前和生成后都伴有地面中- β 尺度辐合线。因此, 在特大暴雨区及周围地面中- β 尺度辐合线是云团、强降雨团产生和维持的主要系统。这些辐合线产生在地面长江流域大范围暖低压东部的偏东风里。辐合线的水平尺度50~150km。大多数生命史4~8小时。辐合线多次产生或汇合在武汉市和黄石市附近(图9), 造成了特大暴雨中心。

表1 中尺度辐合线与强降雨团的关系

时 间	中尺度系统及源地	对应的强降雨团	注
20日19~24时	鄂东南南部 西南风与偏东风辐合线	强降雨团1	07~08时两个东风辐合 线汇合成“人”字型
21日03~10时	武汉市西侧 东北风与东南风辐合线	强降雨团3	
21日04~10时	黄石市附近 东北风与东南风辐合线、东南风风速辐合	强降雨团2	
21日10~15时	武汉市西侧或东侧 东北风与东南风辐合线	强降雨团4	07~08时两个东风辐合 线汇合成“人”字型
21日13~19时	江汉平原南部 偏北风与东南风辐合线	强降雨团5	
22日02~03时	黄石市附近 东北风与东风辐合	强降雨团6	
22日03~09时	武汉市附近 偏北风与东南风辐合	强降雨团8	
22日05~09时	黄石市附近 东北风与东南风辐合	强降雨团7	
22日10~15时	武汉市西侧 东北风与东南风辐合、东南风辐合	强降雨团10	
22日09~12时	鄂东南南部 东风辐合	强降雨团9	

由于地面气压场中包含了天气尺度的气压变化以及气压的日变化, 为了消去这些变化分离出中尺度系统。我们采用每小时实际气压 P 减去相应的5个小时滑动平均气压 P_5 , 求得气压偏差 ΔP 。从逐时 ΔP 分布分析中尺度气压系统的活动, 得出强降雨团发生在中低压与中高压之间。21日04时黄石附近出现一对中低压(-0.9hPa)与中高压($+0.6\text{hPa}$), 05时强降雨团2在大冶产生。图9中08时在武汉附近和黄石附近分别有一对中低压和中高压对应着武汉附近强降雨团3和黄石附近强降雨团2维持和加强。同时, 成对的中高压与中低压的维持也使得武汉市和黄石市附近的云雨团维持。

4.3 地形的作用

武汉市至黄石市为NW-SE走向的长江河谷(图略), 沿长江两岸是平地、湖泊及山地, 其西南侧有幕阜山, 东北侧有大别山, 沿长江两岸城镇地形高度0~50m, 而山地高低不同, 低者

参考文献

- 1 李玉兰等. 一次中- β 尺度对流云团发生、发展的分析. 南京气象学院学报, 1990, 13(4)
- 2 雷雨顺. 能量天气学. 北京: 气象出版社, 1986
- 3 秋山孝子. 梅雨季节偏南气流向大暴雨区的横向水汽通量. 日本《气象集志》, 1975年10月
- 4 罗亚丽, 丁一汇, 仪清菊. 一次登陆台风形势下的湖北暴雨过程. 暴雨·灾害, 1997, 1(1)
- 5 邓秋华. 台风低压外围特大暴雨的分析. 暴雨科学、业务试验和天气动力学理论的研究论文集, 北京: 气象出版社, 1996
- 6 胡伯威, 潘鄂芬. 9406 登陆台风造成鄂东南罕见特大暴雨的机理分析. 暴雨科学、业务试验和天气动力学理论的研究论文集, 北京: 气象出版社, 1996

ANALYSIS OF THE PERSISTENT EXTREMELY RAINSTORM IN HUBEI PROVINCE DURING JULY, 1998

*Deng Qiuhua (邓秋华), Wang Dengyan (王登炎),
Huang Zhiyong (黄治勇), Song Qingcui (宋清翠) and Zhang ji (张吉)*
(Wuhan Meteorological Center, Wuhan 430074)

Abstract

Applying hour by hour rainfall, ground pressure, temperature, humidity and wind data, satellite cloud chart and physical elements field data, the article analyzes the physical causes of the persistent extremely rainstorm occurring in the southeast Hubei from July 20 to 22. Diagnostic analysis exposes the synoptic background of the rainstorm course, meso scale structural features of physical elements field, evolutionary features of rain cluster and cloud cluster, and the trigger function of the ground meso-scale system, etc., which can provide the basis for routine operational rainstorm forecast.

Key words: persistent extremely rainstorm, diagnostic analysis, trigger function

“98.7”鄂东特大暴雨的湿位涡分析^①

李武阶 廖移山

(武汉暴雨研究所, 武汉 430074)

摘 要

本文利用 MAPS $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 经纬网格点资料, 对 1998 年 7 月 20~22 日发生在湖北省东部的持续性特大暴雨过程进行了湿位涡(MPV)分析。分析结果表明: 本次过程中 MPV1 是 MPV 的主要部分, MPV2 清楚地反映了湿斜性和风的垂直切变在暴雨中的作用; 梅雨锋南侧暖湿对流不稳定大气中, 700hPa 上 MPV1 负值中心南部的负值密集带上, 或者 MPV2 正值中心北部的等值线密集带中 $-0.04 \sim 0.04$ PVU 之间的区域同暴雨的落区有较好的对应关系。

关键词: 湿位涡 梅雨锋 对流不稳定 暴雨

1 引 言

应用位涡理论分析天气系统的演变和结构由来已久。Ertel(1942)^[1]研究指出, 在绝热无摩擦的干空气中位势涡度 (P_E) 是守恒的。Hoskins 等(1985)^[2]曾对 P_E 在大气运动诊断中的应用进行了系统的分析。但由于 P_E 中不包含水汽, 其应用也存在局限性。Bennetts 和 Hoskins (1979)^[3]从 Boussinesq 近似出发, 引入潜热作用, 导出湿球位涡变化方程, 并将它用于诊断锋面雨带中的条件性对称不稳定(CSI)。吴国雄等(1993)^[4]从严格的原始方程出发, 导出了湿位涡(MPV)方程, 并证明了绝热无摩擦的饱和大气中湿位涡的守恒性, 还分别研究了等熵坐标和等压坐标中湿位涡的特征及相应发展理论。近来刘还珠等(1996)^[5]通过锋面强降水的湿位涡诊断, 揭示了锋面强降水天气对应的局地次级环流, 并给出了锋面的三维热力和流场的结构。

本文以 1998 年 7 月 20~22 日鄂东特大暴雨过程为例, 利用 MAPS $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 网格点资料, 对湿位涡各项的演变特征及与暴雨落区的关系进行了分析, 以便对暴雨天气过程有更清楚的认识, 并为暴雨的预报提供有效的线索。

2 湿位涡基本理论

在 P 坐标系下, 忽略 ω 的水平变化, 湿位涡(MPV)的表达式为:

$$MPV = -g \left[(f + \xi) \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} + (\mathbf{k} \times \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p}) \cdot \nabla_p \theta_{se} \right] \quad (1)$$

根据文献[4]定义

① 初稿时间 1999 年 3 月 10 日, 修改稿时间 1999 年 5 月 15 日。

$$MPV1 = -g(f + \xi) \frac{\partial \theta_w}{\partial p} \quad (2)$$

$$MPV2 = -g(k \times \frac{\partial V}{\partial p}) \cdot \nabla_p \theta_w = g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_w}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_w}{\partial y} \quad (3)$$

令

$$MPV21 = g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_w}{\partial x} \quad (4)$$

$$MPV22 = -g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_w}{\partial y} \quad (5)$$

MPV1 是空气块的绝对涡度的垂直分量与假相当位温的垂直梯度的乘积,称为 MPV 的正压项;MPV2 是风的垂直切变与假相当位温的水平梯度的乘积,称为 MPV 的斜压项。

3 天气过程概述

1998年7月20~22日受中低层切变、低涡和西南暖湿气流的共同影响,湖北省南部发生了一次大范围强降水天气过程。

图1为7月20日08时~23日08时(北京时,下同)3天的过程总雨量图。共有28个台站降雨量超过100mm,其中超过300mm的台站有10个,特大暴雨中心位于黄石,雨量为513mm,其次是汉口,雨量达457mm。这次强降水过程主要集中在21日05时~22日20时,其中武汉市降水最强时段为21日06时~08时,2小时降雨达142mm,黄石市22日04时~09时5小时降雨达247.4mm。可见这次暴雨过程强度之大、范围之广、持续时间之长,为历史所罕见,给国家和人民生命财产带来了严重损失。

这次强降水过程具有典型的梅雨锋特征。图2给出了1998年7月20日08时700hPa温

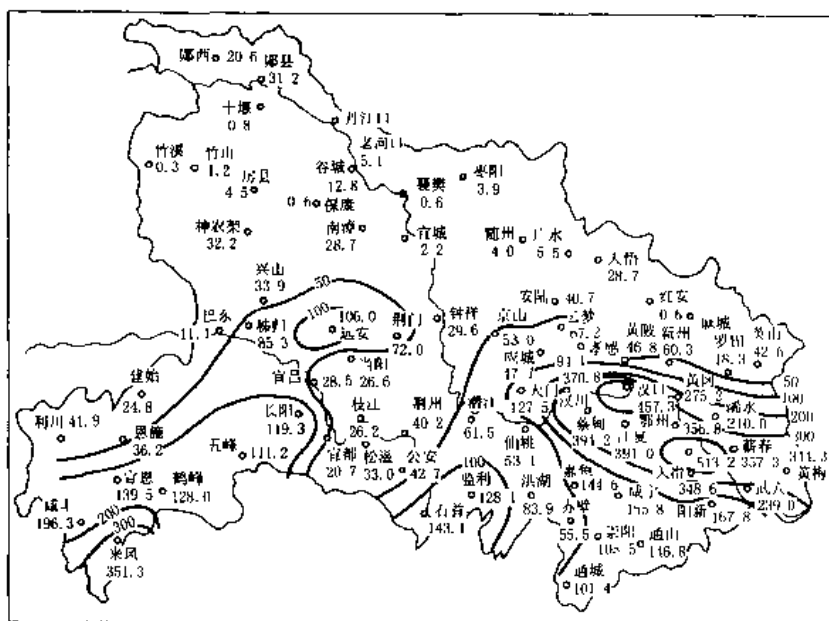


图1 湖北省1998年7月20日08时至23日08时过程雨量图(单位:mm)

度露点差的等值线图。从图中可以看到:

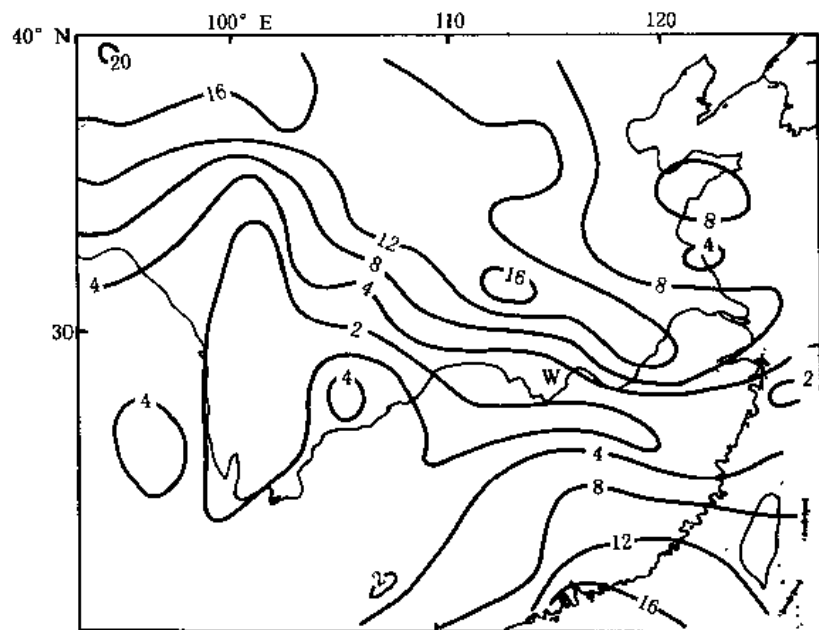


图2 1998年7月20日08时700hPa温度露点差等值线图(单位: $^{\circ}\text{C}$, W表示武汉)

河南省南部到安徽省中部、南部 $T - T_d$ 均 $\geq 12^{\circ}\text{C}$, 湖北省南部至江南大部 $T - T_d$ 均 $\leq 4^{\circ}\text{C}$, 于是在湖北省中部形成了一条准东西向的湿度锋, 锋区南北 $T - T_d$ 的差值最大达到 15°C 。这条湿度锋带一直持续到22日08时。同时在江南, 西南暖湿气流发展旺盛, 850hPa风速 $\geq 12\text{m s}^{-1}$ 的低空急流(图略)贯穿整个过程的始终, 为暴雨区源源不断地提供水汽, 使得暴雨过程得以持续发展。

4 MPV与暴雨落区的关系

4.1 MPV1与暴雨区

1998年7月20~23日08时700hPa上MPV1逐日的演变如图3所示。

20日08时700hPa MPV1图上, 与湿度锋区相对应, 湖北省境内出现了准东西向的MPV1负值带, 中心位于应城附近, 强度达到 -0.41PVU ($1\text{PVU} = 10^{-6}\text{K} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)。位于这个MPV1负中心西北侧的河南省中部地区则为MPV1正值中心, 强度为 0.179PVU 。两者之间形成了较大的梯度。另外, 在安徽省东南部到浙江省西部也存在一条强MPV1负值带, 中心值达 -0.435PVU 。在同一时刻700hPa θ_{se} 分布图上(图略)可以看出, MPV1负值中心对应 θ_{se} 的高值区, 即高温、高湿区, MPV1正值中心则与 θ_{se} 低值中心即低温、低湿区相对应。中低层 θ_{se} 的高值区是大气层结最不稳定的地方, 暴雨常常与 θ_{se} 的高能舌(区)相联系^[6]。从图3a中不难看出, 暴雨区位于应城附近的MPV1负值中心的东南部即武汉市和鄂东南咸宁地区的北部, 其中有4站大暴雨, 武汉站最大, 为146mm, 而在MPV1负值中心降水很弱, 应城仅为

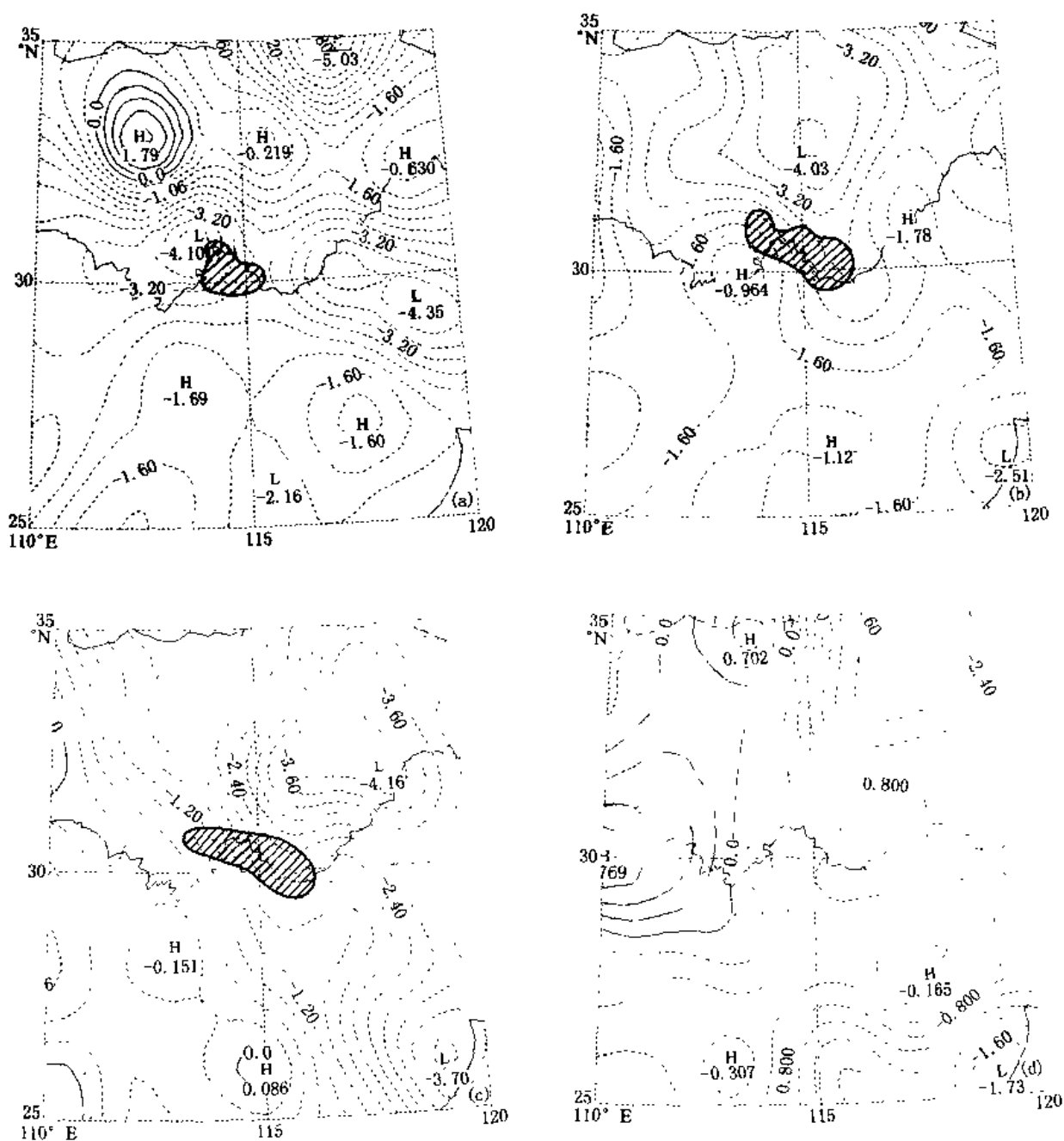


图3 1998年7月20~23日08时700hPa MPV1的逐日演变

(实线为正值,虚线为负值,单位:0.1PVU,阴影区为其后24小时的暴雨区,武汉站的经度为:114°E,纬度为30.5°N)

5mm。王建中^[7]等在一次暴雨成因分析中发现,强降水并不出现在湿位涡负中心,而是出现在其暖侧,本文所揭示的现象与其是一致的。

21日08时,MPV1的分布发生了明显变化。原先位于河南省中部的正值中心减弱消失,而在115°E、32.5°N附近发展出了一个强度为-0.403PVU的负值中心,在江汉平原的东南部出现了MPV1相对负值高中心,两者之间形成了NW-SE向的MPV1负值密集带,其后的暴雨区正好位于MPV1负值中心南部的密集带上。暴雨区的范围与前一时次相比有所扩大,强度明显加强,有4站降雨量 $>200\text{mm}$,其中黄石最大,为271mm。

- 6 丁一汇. 中尺度天气和动力学研究. 北京: 气象出版社, 1996: 1~12
7 王建中, 马淑芬, 丁一汇. 位涡在暴雨成因分析中的应用. 应用气象学报, 1996, 7(1): 19~26

ANALYSIS OF MOISTURE POTENTIAL VORTICITY FOR “98 · 7” TORRENTIAL RAIN IN THE EAST OF HUBEI PROVINCE

Li Wujie (李武阶) and *Liao Yishan* (廖移山)
(Wuhan Heavy Rain Institute, Wuhan 430074)

Abstract

By using the data on $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ lat/long grid of MAPS, the process of the torrential rain in the east of Hubei Province on 20—23 July, 1998 is analyzed in terms of moisture potential vorticity (MPV). The results show that 1) MPV1 is the major element of MPV and MPV2 distinctly reflects the role of moisture baroclinity and vertical shear of wind in the heavy rain; 2) in the warm, moist and instable convective air covering on the southern side of the Meiyu front, the negative value concentrated zone in the southern part of MPV1 negative center or the $-0.04 \sim 0.04$ PUV area of the isogram—concentrated region in the northern part of MPV2 positive center corresponds to the position where the heavy rain falls.

Key words: MPV, Meiyu front, convective instability, torrential rain

2 资料和方法

2.1 资料

本文用ECMWF发布的1998年5~8月共123天逐日850 hPa、200 hPa 35°N~35°S, 0~175°E(5°×5°)格点风场和500 hPa北半球格点高度场(5°×5°)为基本资料。降水资料选用1998年5~8月湖北省逐日雨型编码,编码0为微雨、1为小雨、2为中雨、3为大雨、4为暴雨、5为大暴雨、6为特大暴雨。凡湖北省5个区任意三个雨型编码之和≥10,则作为一个暴雨日。

2.2 方法

为了消除风场的季节变化,我们对原始序列作了如下处理^[6]:

设 $V = \bar{V} + V^*$

式中 \bar{V} 表示5~8月四个月的平均值, V^* 为对 \bar{V} 的偏差。

$$V^* = a + b(t - t_0) + c(t - t_0)^2 + V'$$

式中 t_0 对应7月1日(四个月的中间日期),上式右边前三项之和表示 V^* 的季节趋势,系数 a 、 b 、 c 由最小二乘法确定。因此 V' 为对季节趋势偏离的异常值。采用带通滤波方法^[4],计算公式如下:

设 \hat{V}'_k 是 V' 经过平滑后的季节趋势偏离异常值

$$\hat{V}'_k = a(V'_k - V'_{k-2}) - b_1\hat{V}'_{k-1} - b_2\hat{V}'_{k-2} + V', \quad k = 3, 4, \dots, N$$

其频率响应函数为:

$$W(Z) = \frac{a(1 - Z^2)}{1 + b_1Z + b_2Z^2}$$

上式中,

$$a = \frac{2\Delta\Omega}{4 + 2\Delta\Omega + \Omega_0^2}, b_1 = \frac{2(\Omega_0^2 - 4)}{4 + 2\Delta\Omega + \Omega_0^2}, b_2 = \frac{4 - 2\Delta\Omega + \Omega_0^2}{4 + 2\Delta\Omega + \Omega_0^2}$$

$$\Delta\Omega = 2 \left| \frac{\sin\omega_1\Delta t}{1 + \cos\omega_1\Delta t} - \frac{\sin\omega_2\Delta t}{1 + \cos\omega_2\Delta t} \right|, \quad \Omega_0^2 = \frac{4\sin\omega_1\Delta t\sin\omega_2\Delta t}{(1 + \cos\omega_1\Delta t)(1 + \cos\omega_2\Delta t)}$$

这里 $N = 123$, $\Delta t = 1$ 天, $\omega_0 = 2\pi/14.14$, $\omega_1 = 2\pi/10$, $\omega_2 = \omega_0^2/\omega_1$

这样即可得出风场的10~20天周期变化时间序列 \hat{V}' , 对500 hPa高度场也作类似的处理,可得出高度场的10~20天周期变化时间序列 \hat{H}' 。500 hPa角动量输送值(取前6个波之和)的计算公式采用原始推导公式^[6]:

$$J(\varphi) = \frac{\pi g \cos\varphi}{f^2 \Delta\varphi} \sum_{k=1}^6 k \{ [a_k(\varphi_1) - a_k(\varphi_2)] b_k(\varphi) - [b_k(\varphi_1) - b_k(\varphi_2)] a_k(\varphi) \}$$

式中 a_k, b_k 为富氏系数, φ_1, φ_2 是纬圈 φ 为中心的南北相邻纬圈, $\Delta\varphi = \varphi_1 - \varphi_2 = 10^\circ$ 。对 J 进行类似的处理,亦可得到 \hat{J}' 。

3 中纬度西风带和副热带 10~20 天振荡特征

3.1 中纬度西风带 10~20 天低频波的振荡特征

图 1 给出 1998 年 5~8 月 35~45°N 纬带 500 hPa 10~20 天振荡的时间—经度剖面图。可以看出:

(1) 整个 5~8 月 10~20 天低频波活动大体上可以分为三个阶段: 在 5 月 1~5 候南海夏季风爆发以前, 在东亚沿海(120~125°E)有两次低频槽(位势高度负异常)活动, 但没有明显的传播现象。在此低频波活动的环流背景下, 我省 5 月 7~9 日、21~22 日分别出现两场暴雨过程, 且位势高度负异常中心(5 月 5 日为 -40gpm, 5 月 19 日为 -24gpm)比暴雨发生在时间上

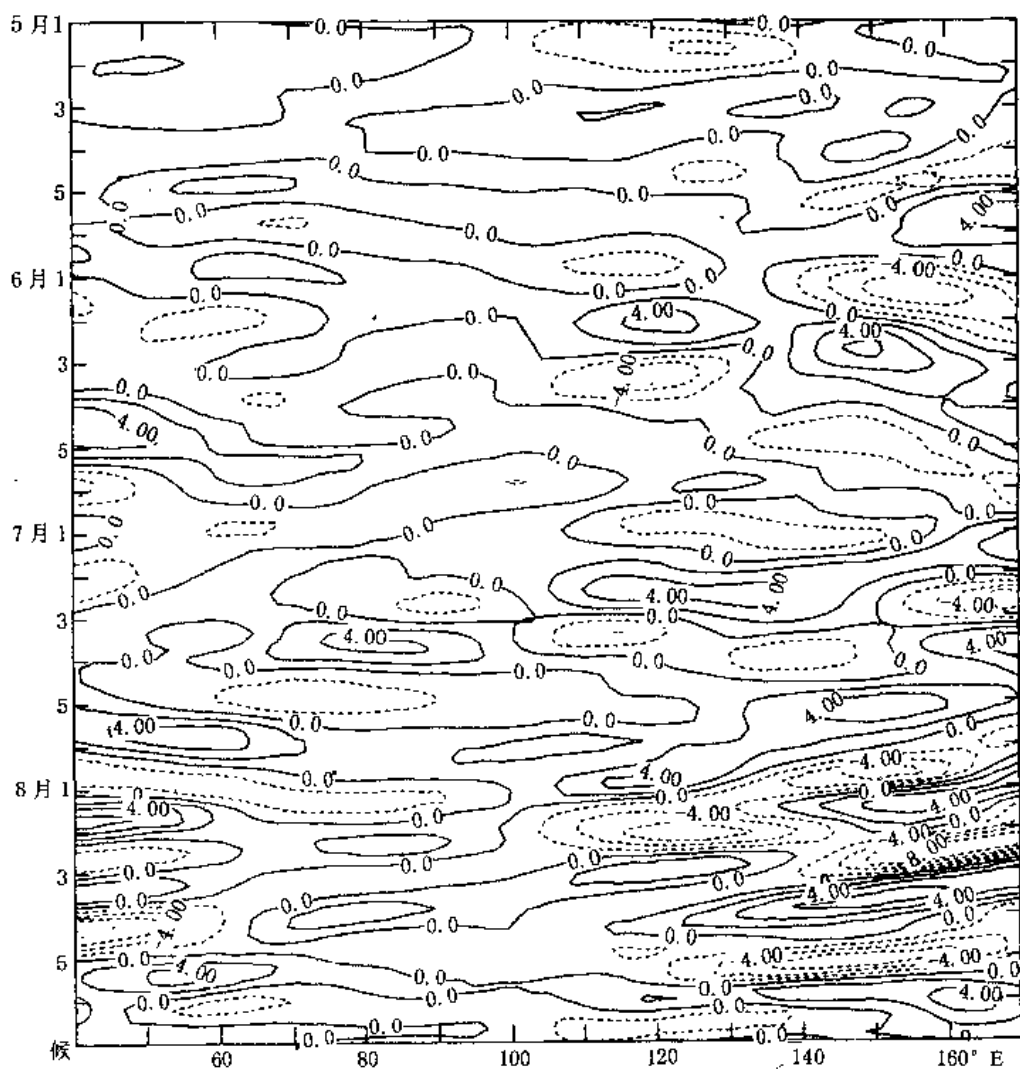


图 1 1998 年 5~8 月 35~45°N 纬带 500 hPa 10~20 天振荡位势高度 H' 时间—经度剖面图
(间隔: 20 gpm)

似乎存在更长的周期振荡。为此,我们对1998年5~8月500 hPa $20^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 区域逐日平均副高脊线位置时间序列进行了功率谱分析(图略)。结果表明,1998年夏季西太平洋副热带高压的南北摆动主要盛行30~50天周期振荡,其次为准一周(6.7~8.0天)振荡。这正如孙安健等在分析厄尔尼诺年(1983)和反厄尔尼诺年(1985)夏季北半球500 hPa高度场大气低频波的振荡特征时所指出的在江淮流域夏季雨涝年份(1983)的东亚大气环流系统的低频振荡主周期基本上比干旱年份(1985)长,相应的振幅也大。尤其在西太平洋副高活动上表现得最为明显^[7]。

4 亚洲夏季风的10~20天振荡

表1给出了1998年5~8月孟加拉湾地区和南海地区对流层低层纬向及经向风异常、和高层经向风异常10~20天和30~50天振荡的相对方差值。由表可见1998年夏季850 hPa孟加拉湾季风区经向风异常10~20天振荡最明显,其纬向风异常10~20天与30~50天振荡相当。孟加拉湾和南海地区经向风均盛行10~20天振荡。

表1 相对方差分布

	孟湾地区($10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $85^{\circ}\sim 95^{\circ}\text{E}$)		南海地区($10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$)	
	10~20天	30~50天	10~20天	30~50天
850 hPa V'	45.6%	32.5%	36.6%	24.6%
850 hPa u'	42.6%	46.4%	37.8%	43.2%
200 hPa V'	39.4%	29.3%	38.6%	35.4%

为节省篇幅,重点考查孟加拉湾西南季风对我省暴雨的影响。考虑到南亚夏季风主要以纬向西风为其主要特征,对850 hPa沿南亚季风自西南向东北方向推移的路径,用三个经度纬向风异常的 \bar{u}' 平均值作1998年5~8月850 hPa 10~20天振荡纬向风的时间-纬度剖面图(见图3),从图3可以看到:

(1) 6月3~11日在孟加拉湾中南部($10^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$)出现了持续稳定的西风异常, $>2\text{m s}^{-1}$ 的西风持续了10天。这意味着南亚夏季风建立。6月12日西风异常中心(1.3m s^{-1})传播到中南半岛北部,6月15日传播到长江流域(1.3m s^{-1})。6月第3候长江流域梅雨开始。

(2) 从南亚夏季风建立到8月,上述传播过程共出现5次。在南亚夏季风建立之前,出现1次。西风异常的振荡中心一般位于孟加拉湾南部($5^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{N}$), \bar{u}' 在 $1\sim 4\text{m s}^{-1}$,向东北方向传播到长江流域时, \bar{u}' 在 $1\sim 3\text{m s}^{-1}$ 。有意思的是上述6次传播过程在西风异常传播到长江流域期间,我国东部沿海都有一次低频槽活动(见图1)并伴有暴雨或大到暴雨发生。这似乎说明孟加拉湾西南季风和东亚中纬度西风带在10~20天周期处存在耦合作用。在西风异常自西南向东北的传播过程中,孟加拉湾西南季风以10~20天振荡的方式源源不断地向长江流域输送水汽和热量,导致暖湿气流与中纬度低频槽所携带的冷空气在长江流域交绥,造成持续性强降水。

图4给出1998年5~8月850 hPa(30°N , $105^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$)10~20天振荡纬向风 \bar{u}' 和经10~20天带通滤波的湖北省降水(雨型编码之和)随时间的演变。可以看出,在南亚夏季风爆发(6

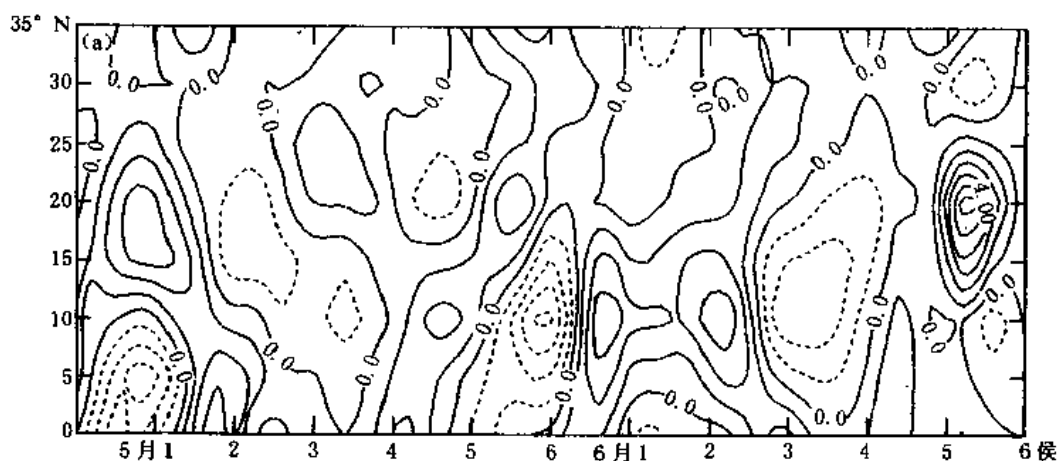


图 3a 1998 年 5~6 月 850 hPa 10~20 天振荡纬向风 \bar{u}' 沿(0°N, 75~85°E)到(35°N, 110~120°E)的时间-纬度剖面(间隔: 1 m s⁻¹, 实线为西风)

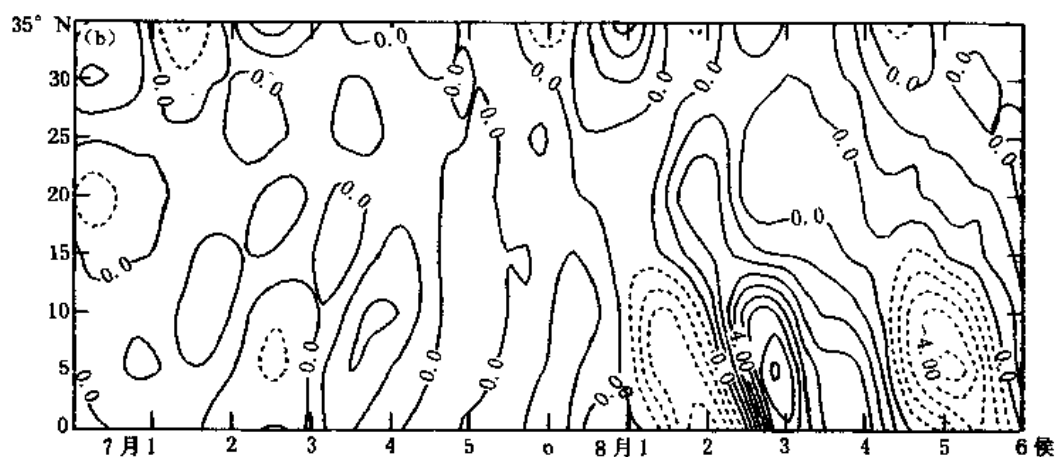


图 3b 1998 年 7~8 月 850 hPa 10~20 天振荡纬向风 \bar{u}' 沿(0°N, 75~85°E)到(35°N, 110~120°E)的时间-纬度剖面(间隔: 1 m s⁻¹, 实线为西风)

月第 2 候)以后到梅雨结束(7 月第 6 候)之前, 两条曲线基本上是同位相振动的, 进一步说明孟加拉湾西南季风的 10~20 天振荡对我省梅雨期集中降水的重要作用。

5 500 hPa 中低纬度角动量输送的 10~20 天振荡

众所周知, 亚洲夏季风活动同北半球大气环流的变化是相互联系的, 角动量输送是描述大气环流维持和变化常用的参数之一。北半球中纬度地区的角动量输送存在明显的准两周振荡; 这种角动量输送的周期变化正是产生北半球中低纬度地区大气环流准两周振荡的重要原因之一。

图 5 给出 1998 年 5~8 月 500 hPa 25~50°N 纬带 \bar{J}' 的时间-纬度剖面。图中虚线表示 \bar{J}'

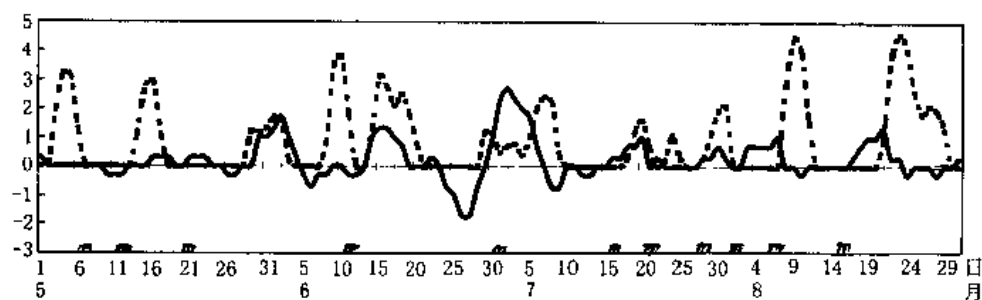


图4 1998年5~8月850 hPa(30°N, 105~115°E)纬向风 \bar{u}' 10~20天振荡时间演变曲线(实线, 单位: m s^{-1})及1998年5~8月湖北省降水10~20天振荡时间演变曲线(虚线, 图下方斜线为暴雨日)

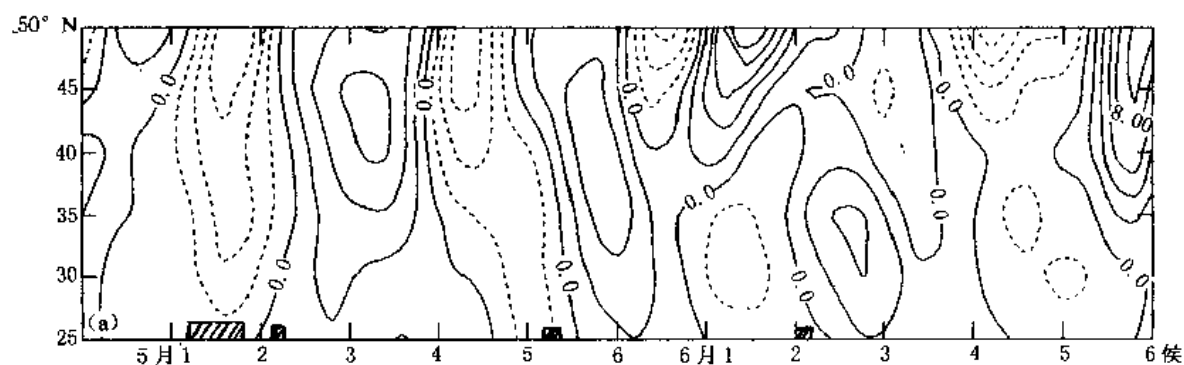


图5a 1998年5~6月500 hPa 10~20天振荡角动量输送 \bar{J}' 时间-纬度剖面
(间隔: $2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, 图下方斜线为暴雨日)

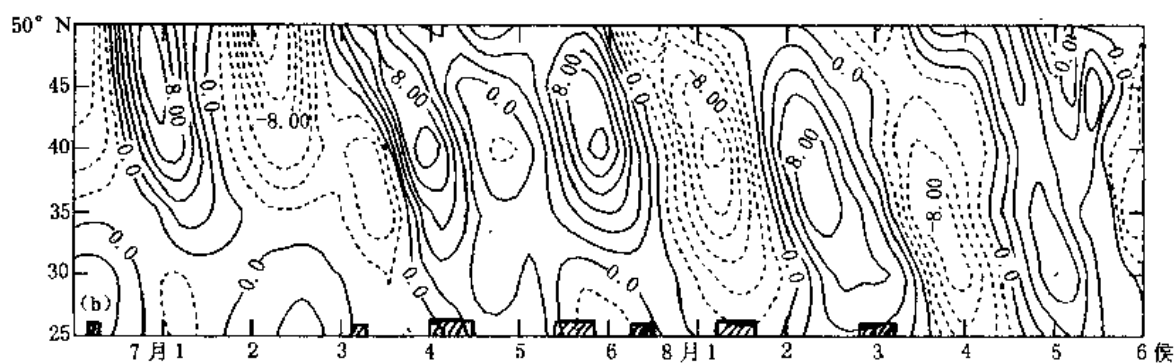


图5b 1998年7~8月500 hPa 10~20天振荡角动量输送 \bar{J}' 时间-纬度剖面
(间隔: $2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, 图下方斜线为暴雨日)

为负偏差, 表示角动量向南输送加强或向北输送减弱。

角动量输送的10~20天振荡有两种特点, 其一在整个中低纬(25~50°N) \bar{J}' 均为负偏差, 且35°N的 $|\bar{J}'|$ 比30°N要大, 在30~35°N之间形成一个角动量输送相对辐合带, 对应5月7

~9 日、7 月 20~22 日、8 月 6~7 日三场暴雨过程;其二 $25\sim35^\circ\text{N}$ \tilde{J}' 为正偏差, $40\sim50^\circ\text{N}$ \tilde{J}' 为负偏差, 在 $35\sim40^\circ\text{N}$ 之间为角动量输送辐合带, 对应 5 月 21~22 日、6 月 11 日、7 月 2 日、7 月 16 日、7 月 28~29 日等 5 场暴雨过程。值得注意的是 7 月 20~22 日特大暴雨过程角动量输送的辐合带向南移动了 5 个纬距位于 $30\sim35^\circ\text{N}$ 之间。

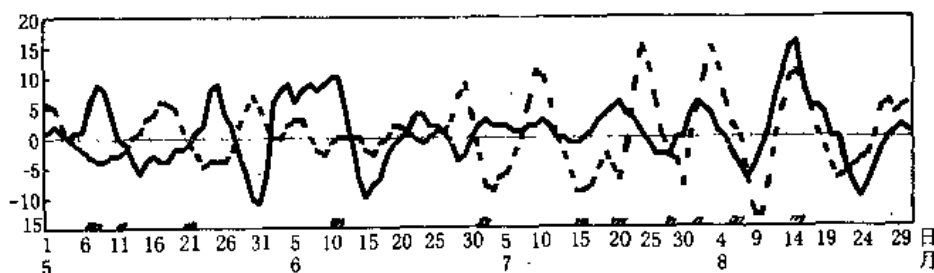


图 6 1998 年 5~8 月 850 hPa 纬向风 \tilde{u}' 沿 10°N , $90\sim100^\circ\text{E}$ 范围内经 10~20 天滤波时间演变曲线 (实线, 单位 m s^{-1}) 及 1998 年 5~8 月 500 hPa 40°N (1~6 波之和) 角动量输送 \tilde{J}' 10~20 天滤波序列时间演变曲线 (虚线, 单位 $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$)。 (图下方斜线为暴雨日)

图 6 实线表示 1998 年 5~8 月 850 hPa 沿 10°N , $90\sim100^\circ\text{E}$ 范围内经 10~20 天滤波的 \tilde{u}' 时间演变曲线, 虚线表示 500 hPa 40°N 角动量输送 10~20 天滤波序列 \tilde{J}' 时间演变曲线。分析表明 5~8 月湖北省暴雨过程均出现在低层赤道西风加强时期, 即 \tilde{u}' 为西风异常, 而 500 hPa 角动量输送 \tilde{J}' 为负偏差, 即中纬度西风带北风加大并向南输送。

为了分析亚洲低层赤道西风和中纬度角动量输送之间的相互关系, 我们对 850 hPa u' 和 500 hPa J' 的时间序列进行了交叉谱分析, 样本长度 $n=123$, 最大后延数 $m=25$ 。计算给出在 10 天周期时段 500 hPa 40°N J' 落后 850 hPa 平均 2.5 天, 对 $\alpha=0.05$ 信度水平而言, 凝聚临界值 $R_c = \sqrt{1 - \alpha^{1/(n-1)}}$ = 0.549, 其中 $V = (2n - m/2)/m = 9.3$, 凝聚平方达 0.752。这说明中纬度中层角动量输送 10~20 天振荡稍晚于低空的赤道纬向风。

6 结 论

(1) 500 hPa 中纬度西风带位于东亚沿海的低频槽以 10~20 天振荡方式持续不断地向长江流域输送低频冷空气, 为湖北省夏季暴雨发生提供了稳定的冷源。

(2) 500 hPa 西太平洋副热带高压脊线位置低频振荡的主周期比 10~20 天振荡要长, 为 30~50 天振荡。

(3) 孟加拉湾西南季风以 10~20 天振荡方式向长江流域输送低频暖湿空气, 为湖北省夏季暴雨提供水汽条件。

(4) 500 hPa 中纬度角动量输送 10~20 天振荡辐合带是湖北省暴雨发生的条件之一。

参考文献

- 1 李崇银. 大气低频振荡 (修订本). 北京: 气象出版社, 1993

“98.6”福建连续性暴雨过程环流特征及成因分析^①

刘爱鸣 林毅 官秀珠

(福建省气象局,福州 350001)

摘 要

本文对1998年6月福建省连续性暴雨过程期间环流形势、波谱特征、影响系统及温、湿条件进行了分析。并讨论了强降水时期的中尺度云团活动,从中探寻产生连续性暴雨的环流形势特征和异常天气形成的原因,为作好连续性暴雨预报提供预报着眼点。

关键词:连续性暴雨 环流特征 影响系统 中尺度云团

1 前 言

1998年6月8日~24日,福建省连降暴雨到大暴雨,全省大部分县市过程雨量均在100mm以上。200mm以上的有36个县市,500mm以上的有10个县市,主要位于27~28°N之间,1000mm以上的暴雨中心在武夷山附近,以崇安1034mm为最大。6月8日夜间,闽西北首先开始强降水,8~12日暴雨自北向南推进,全省出现一次暴雨天气过程,紧接着暴雨带北抬,12~23日暴雨带基本上稳定于闽北地区。特别是6月19~21日三天是暴雨高峰期,闽北地区每天都有18个县市以上出现暴雨,7个县市以上出现大暴雨。这次连续性大暴雨过程持续时间之长,区域之集中,降水强度之大,灾情之重都是历史所罕见的。本文从这次连续性暴雨期间的环流特征方面分析异常天气形成的原因,找出这种连续性暴雨的预报着眼点,提高对这种罕见的连续性暴雨过程的认识和了解。

2 连续性暴雨的大尺度环流形势

2.1 中高纬大气环流异常稳定

从6月中旬500hPa平均图(图1)可见,在暴雨期间,欧亚中高纬范围内为二脊二槽形势。高纬地区有两个稳定少动的阻塞系统,一个是鄂霍次克海高压,另一个是乌拉尔山地区的阻塞高压。其高度距平分别达到150 gpm和200 gpm。在10天的平均图上达到如此大的距平,可见其的稳定和深厚。中纬度地区在10~20°E和110~120°E为低槽区,贝湖低槽有60 gpm的负距平。西风带上双阻高的存在,使亚洲地区西风带形势为倒Ω型。乌拉尔山阻塞高压的存在使中高纬环流经向度加大,有利冷空气自新地岛东侧向南输送,并在巴尔克什湖附近堆积;鄂霍次克海阻塞高压的存在使自贝加尔湖移入我国东北地区的低槽东移速度减慢,在115°E

^① 初稿时间1999年6月1日,修改稿时间1999年7月21日。

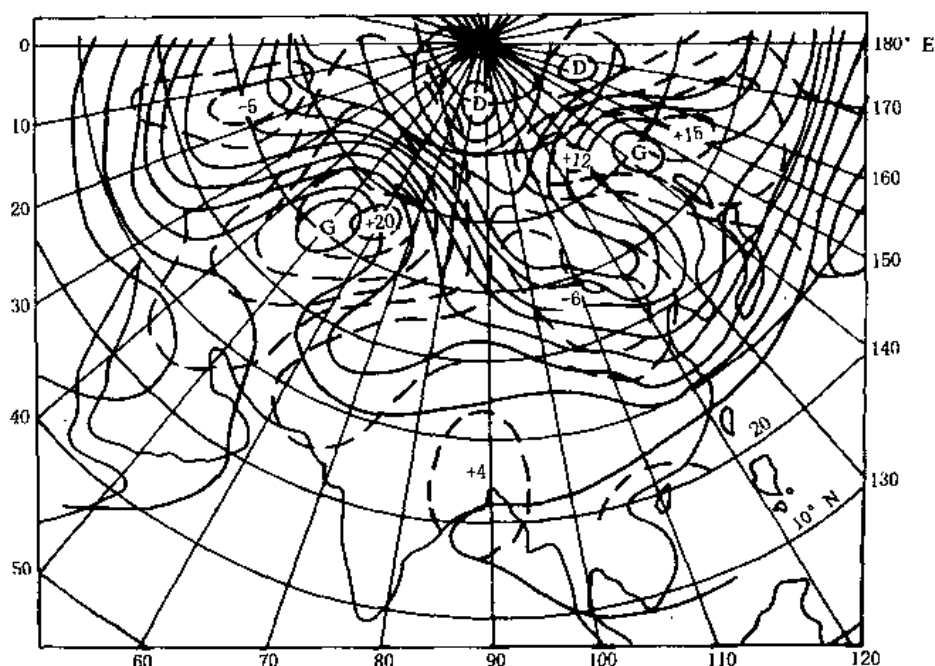


图1 1998年6月11~20日500hPa平均环流场(实线)和距平场(虚线)

(单位: dagpm)

附近维持一低槽,其南端伸到 30°N ,引导冷空气源源不断地南下,与南来的暖湿气流在福建省中北部地区交汇,使福建省产生连续性暴雨天气过程。

2.2 副热带高压稳定且偏强

6月中旬500hPa平均图上,西太平洋副热带高压(以下简称副高)呈带状纬向型,西脊点西伸至 90°E ,副高区均为正距平,表明连续性暴雨时期,副高强度偏强。在每日的高空图上 120°E 附近,8~11日副高脊线位于 $13^{\circ}\sim 14^{\circ}\text{N}$,12~22日脊线位于 $16^{\circ}\sim 19^{\circ}\text{N}$,较常年同期偏南。副高的偏强及西伸,有利于其西侧西南气流的加强和输送;副热带高压的稳定和脊线位置偏南,有利西南暖湿气流与北方弱冷空气汇合于福建境内,造成降水的持续和雨带的稳定。特别当副高脊线稳定位于 $17^{\circ}\sim 19^{\circ}\text{N}$ 时,雨带位于福建省北部^[1]。

3 波谱特征分析

波谱分析^[2]表明高低纬度的超长波和长波在暴雨的开始、持续、结束的不同时期,均表现出明显的不同特征,超长波和长波的调整转换与连续性暴雨过程密切相关。

3.1 低纬超长波特征

分析500hPa 20°N 超长波(0~3波)形势图(图略)。北半球低纬度地区超长波为稳定双波型。超长波的脊区分别位于西太平洋(150°E)和大西洋(10°W)。西太平洋的高脊区的西端西伸至 $100^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$,这个超长波高脊区在8~15日和18~19日强度最强;两个低槽分别位于

90°E(孟加拉湾)和150°W。在20°N的纬圈带上,超长波的最大波幅差位于孟加拉湾低槽和西太平洋的高脊区之间,这将导致该区间的西南风速加大。低纬度地区超长波的这种特征,使得孟加拉湾低槽到副热带高压西侧的西南暖湿气流加强,这支强盛、持续的西南风气流为华南地区提供了充足的水汽条件。

3.2 高纬超长波分布及调整

在连续性暴雨开始和结束时期,东半球高纬超长波分别出现明显的超长波环流调整(图2a)。7~8日暴雨开始时,亚欧地区高纬超长波环流由原来的低槽区转为高脊区,8~11日高脊

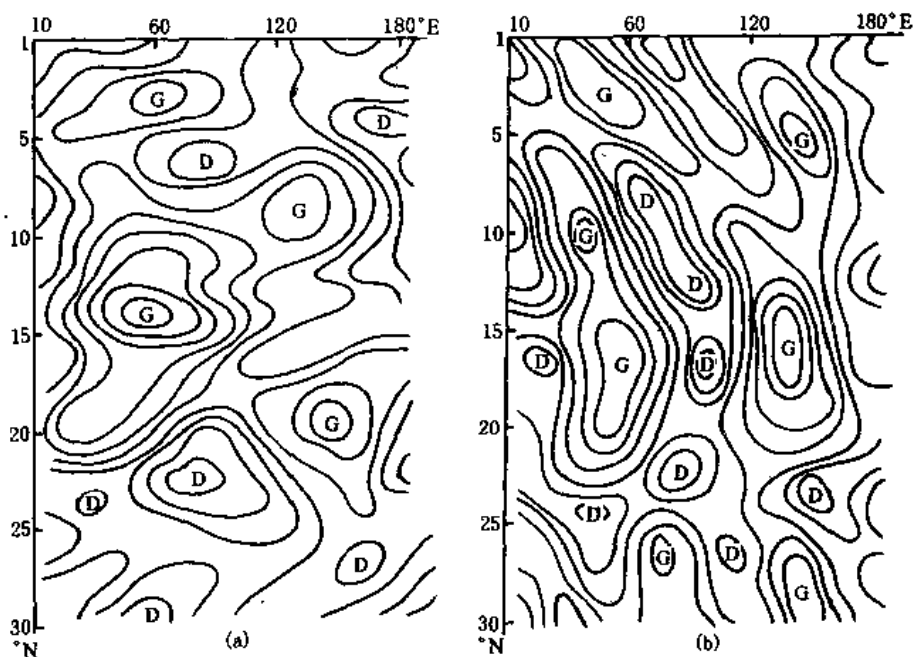


图2 1998年6月500hPa 60°N超长波(a)和长波(b)形势图

区位于130°E附近,以后不连续西退,14~16日高脊区位于50~60°E,19~21日再西退到30~40°E附近,同时在其东侧140~150°E又有一高脊发展。22~24日超长波环流再次出现明显调整,亚欧地区又转为低槽区。可见连续性暴雨期间高纬地区以乌拉尔山和鄂霍次克海超长波高脊区为主要特征。并在连续性暴雨的开始和结束时,贝湖的超长波低槽均有一次加强的过程,对应着两次明显的降水过程。

3.3 高纬长波二脊二槽型

连续性暴雨期间,亚欧地区的长波(4~6波)环流型为二脊二槽型(图2b)。这种二脊二槽的长波形势在连续性暴雨期间基本维持稳定。东脊区位于140~150°E(即鄂霍次克海地区)一直维持少动,另一高脊区位于50°E(乌拉尔山附近),二个槽区分别位于10~20°E和90~100°E。由于鄂霍次克海地区长波脊稳定少动,使得其西侧的低槽东移缓慢,13~23日一直停滞于90°~100°E,其间在8~9日、13~14日、17~18日、20~23日长波槽有多次加深过程。

23日后,长波环流出现明显调整,两个长波高脊区为低槽区所替代。

3.4 超长波和长波的调整转换与连续性暴雨过程

从1998年6月500hPa 60°N超长波和长波的方差比演变曲线中(图略)可发现,大范围的降水过程均是出现在超长波和长波的调整转换之中。如8~12日,19~23日的大范围暴雨过程,就出现在超长波占优势波调整为长波占优势波的过程中,而12~14日的大暴雨过程,则是出现在长波衰减,超长波增值的调整过程中。可见超长波和长波的调整转换与大暴雨的出现密切相关。这是因为在长波振幅的增长过程中,有利特定区域的长波槽发展,造成冷空气从高纬地区向中纬度地区爆发的有利条件,从而导致暴雨的产生。

从上述高纬波谱特征综合分析可见,自6月8日到22日,在高纬地区超长波、长波的主脊区均是位于鄂霍次克海地区和乌拉尔山地区,可见超长波、长波主脊区的同位相叠加,是鄂霍次克海阻塞高压和乌拉尔山阻塞高压加强、形成和维持的重要原因之一。而长波系统中贝湖低槽的稳定少动,有利引导北方的冷空气不断南下影响江南及福建省北部,其间贝湖低槽的几次加深过程,反映了冷空气的活动和南侵,有利于暴雨的加强和持续。23~24日,当超长波环流和长波环流同时出现调整,造成整个西风带环流的调整,从而破坏了有利暴雨的稳定环流形势,导致连续性暴雨过程的结束。

4 连续性暴雨成因分析

4.1 暴雨期间低空急流的特征

4.1.1 华南上空西南急流强盛且稳定

1998年6月850hPa平均纬向风场上(图略),明显的强西风区从孟加拉湾一直伸向华南沿海,其大值中心对应着西南风轴线,这表明暴雨期间该地区维持一支很强的西南风气流。图3是6月850hPa平均矢量风距平场,同样,强的西南风距平从孟加拉湾一直伸向华南沿海,最大矢量风距平在福建沿海。这意味着在对流层低层有一支较常年明显偏强的西南风急流,福建省就处在这支西南风急流的左侧。这支强西南风气流的异常偏强,可能是造成福建省6月异常多雨天气的水汽和能量的主要来源。

低空急流于6月8日在华南上空形成。9~11日随冷空气南下,急流曾一度减弱,退到福建东南沿海。11日起随着副热带高压西伸北抬,西南急流再次加强,6月12~24日850hPa华南上空始终维持一支 $16\sim 24\text{ m s}^{-1}$ 的西南风低空急流风速带,急流轴在 115°E 的平均位置在 26°N 附近,强风速中心摆动于桂林和赣州,闽北地区正处于急流中心左前侧强辐合区内。同时还配有湿舌,从西南伸向福建北部地区,此湿舌与北侧的干气流交汇在武夷山北侧形成明显的露点锋,暴雨区落在急流中心下风方 $(T - T_0) < 2^\circ\text{C}$ 的范围内。这次过程,低空急流影响闽北持续时间之久,为历史所罕见。

4.1.2 低层有明显的风向与风速辐合

暴雨期间西南急流的维持,造成了赣州与邵武间强烈的水平风速辐合及邵武与南昌、衢州之间的风向辐合。风向、风速差异所形成的辐合区导致低层暖湿空气堆积和强烈的上升运动。

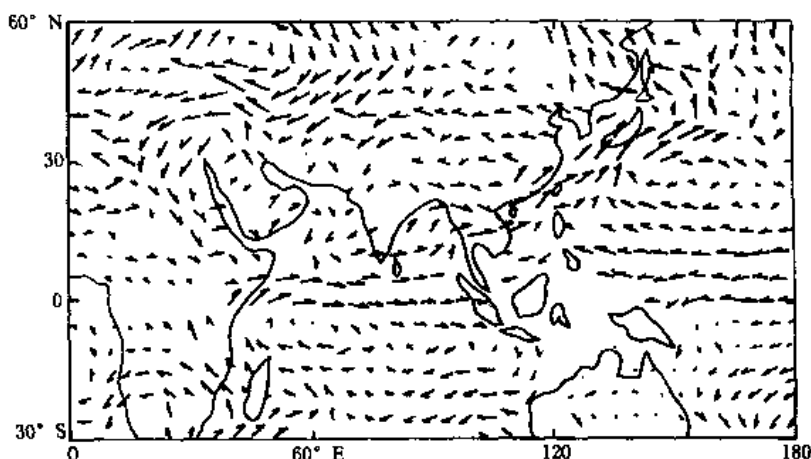


图3 1998年6月850hPa月平均矢量风距平

分析6月21日暴雨高峰期时850hPa水汽通量散度(图略),水汽通量辐合中心有两个,分别位于暴雨区及暴雨区上风方。几次暴雨过程都与低层强风向、风速辐合有关,由此可见低层西南急流造成的水平辐合对加大降水强度的作用是不可忽视的。

4.2 主要影响系统分析

本次历时17天的连续性暴雨过程由三场暴雨组成,分别对应三次冷空气活动。6月8日受高空槽的影响,第一次冷锋南下,造成8~12日以三明市为中心的全省自北而南的暴雨。尔后,6月12日、18日先后又有二次冷锋南移至闽北后转变为静止锋。高空图上,12日和18日两次西风槽东移,分别造成12~17日南平市北部暴雨及18~24日闽北大范围暴雨。特别是16日以后,南支槽在105~115°E稳定。同时,850hPa切变线始终维持在27~29°N的闽北至浙南地区,并先后有4次低涡沿此切变线东移影响。综上所述,这次连续性暴雨过程主要是由高空西风槽和南支槽、低层切变低涡、西南急流及地面静止锋相互作用和共同影响造成的。

4.3 连续性暴雨的温湿场特征

分析表明暴雨期间地面锋面上空锋区两侧的温度梯度很小,但 θ_{se} 的梯度和湿区却相当清楚。分析850hPa θ_{se} 场表明,连续性暴雨期间,在地面锋面北边界处,有一条 θ_{se} 线密集带。我们分析了穿过暴雨区西北-东南向850hPa θ_{se} 时间剖面图(图略),发现汉口、南昌 θ_{se} 相对小得多,说明北部有干冷空气,邵武上空 θ_{se} 很大,对应的是副高西侧的暖湿西南急流。这支 θ_{se} 锋区在连续性暴雨期间一直在闽北到江南摆动,12~16日, θ_{se} 密集锋区位于南昌,19日南压到邵武上空,21日起又北抬到南昌附近。湿斜压锋区附近存在强的湿斜压不稳定能量,有利于中尺度对流云团的发生发展和暴雨的产生。暴雨带位于 θ_{se} 密集锋区南侧的高值区内。

5 中尺度云团活动

5.1 中尺度云团活动概况

根据每小时一次的卫星红外增强显示数字化云图,分析了连续性暴雨期间对流云团的活动,发现这次过程中每一场暴雨、大暴雨都是由多个中尺度对流云团活动而直接造成的。对流云团的胚胎大部分生成于 115°E ,集中在武夷山西北部到南昌西南部的区域内,另有部分对流云团生成于湖南南部到江西西南部。它们大多数是中- β 尺度云团,水平尺度小的不到一纬距,大的可达3.5纬距。云团生命史平均为5~6小时,最长的达12小时,短的仅2小时,最低云顶温度在 -70°C 左右。对流云团大多在傍晚生成,夜间发展,白天消散。云团进入闽北后,其路径几乎沿着同一路线自西向东移动,主要活动在 $27^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{N}$ 的范围内,这与上述 θ_{se} 锋区的位置大体上是一致的。

5.2 中尺度云团类型

根据中尺度云团发生、发展和演变特征,这次连续性暴雨过程中中尺度云团的活动可分为三类。

5.2.1 静止锋云团

分析表明,本次过程中,中尺度对流云团的胚胎大多数是在静止锋云带中发展起来,此类云团的源地集中在武夷山西北部到南昌西南部。这里恰好处于切变南侧的强湿斜压锋区内,并有有利的风向风速辐合所提供的上升运动。如12日夜到17日晨,在静止锋停留于闽北期间,共有32个对流云团移过闽北上空,其中有28个生成于武夷山西北侧的广昌到贵溪之间。当其移到武夷山西侧时,发展加强。

图4给出13日夜间特大暴雨期间中尺度对流云团的发生发展过程。由图可见:19时30分到14日03时30分,在静止锋云系中分别有多个对流胚胎发生发展。他们的不断合并使中尺度系统稳定位于闽北上空,导致强降水的发生。从图中可以看到,主体云团的后部先后有四个对流单体发生发展,合并成的新主体云团取代了老云团,使中尺度系统在闽北上空维持了近8个小时, -70°C 的TBB最冷中心稳定少动,崇安等地6小时降水100多毫米。

5.2.2 西南云团

此类云团是锋面云系与西南季风云系相互作用形成的。在南支槽活跃期间,南海有对流云系向北伸展,在锋面云系尾部获得发展。或与锋面残留云系合并获得强烈发展。这类云团的源地集中在湖南南部到江西西南部。分布于南支槽前,低空急流轴的左前侧。这里有强烈的辐合上升运动和潮湿不稳定能量。当其受西南气流引导向东北方向移动与锋面云系合并时,产生强降水。

闽北18日夜间的特大暴雨就是由西南方向来的中尺度对流云团在南下冷锋激发下强烈发展所致的。分析表明,18日华南上空西南气流相当强盛,卫星云图上(图5),从广东西部到赣南有一条由多个白亮浓密的对流云团组成的西南—东北向的云带,16时30分在赣州西部出现一个小对流单体,随着冷锋的逼近,单体在向东北方向移动中范围不断扩大,强度迅速发

展。18时30分云顶温度达 -81.2°C ,西南地区不断有对流云系北涌与其合并,到19时30分该单体发展成一个椭圆型云团, $<-70^{\circ}\text{C}$ 的云区面积达 0.23万 km^2 。21时30分云团继续发展并靠近福建省,外围云系已影响闽北。22时30分云团发展到最强盛,最冷云顶温度达 -85.8°C ,位于光泽附近,还出现 $<-80^{\circ}\text{C}$ 的云核,面积达 1500km^2 。云团进入闽北后,最冷中心沿北纬 27.8° 向偏东方向移动,22~24时闽北上空为云团所覆盖,云团最冷中心始终维持在一 80°C 左右。受其影响,闽北的光泽、邵武、崇安、浦城等地22~01时先后在1~2小时内降水达 $30\sim 60\text{mm}$,其中邵武22~24时2小时雨量达 60mm 。01时后云团进入浙南,强度减弱。

5.2.3 冷锋云团

冷锋南压过长江以南与华南上空强盛的西南暖湿气流相遇时,锋面云带上将激发出中尺度对流云团,它们呈NE-SW向有序地排列着,并随锋面云带东南移,带来强降水。

由图6可见,6月19日下午到夜里,有一条锋面云带进入武夷山东侧,云带内嵌有三个小对流单体,TBB达 -60°C 。此时冷锋云带正好位于 500hPa 高空槽的前方,东移中不断发展。17时30分~19时30分达最强,云带内对流单体增加,TBB达 -65°C 左右,同时移速明显减慢。受其影响,对流单体附近,一小时降水达 $10\sim 20\text{mm}$ 。20时以后,高空槽东移入海,云带也随着东移减弱。

6 结 语

这次连续性暴雨过程,可以从以下几方面进行分析和预报:

(1) 中高纬度 500hPa 双阻型的建立和维持,预示着大范围环流形势的稳定,这是福建省发生连续性暴雨的重要环流形势之一。

(2) 稳定适中的西太平洋副热带高压脊线决定了暴雨带的位置,它是福建省暴雨预报的一个重要的环流因子。当副高脊线稳定于 $17\sim 19^{\circ}\text{N}$ 时,暴雨带位于闽北;当副高脊线北抬到 25°N 以北时,福建省暴雨过程结束。

(3) 超长波、长波主脊区的同位相叠加,是鄂霍次克海阻塞高压和乌拉尔山阻塞高压加强、形成和维持的主要成因。超长波和长波的调整转换与福建大暴雨的出现密切相关。

(4) 西南低空急流的出现和维持对福建暴雨有着非常重要的作用。它提供了产生暴雨所必须的水汽、位势不稳定和辐合上升运动。西南急流的风向和风速明显辐合区及 $(T - T_a) < 2^{\circ}\text{C}$ 的饱和区可作为暴雨落区的参考。

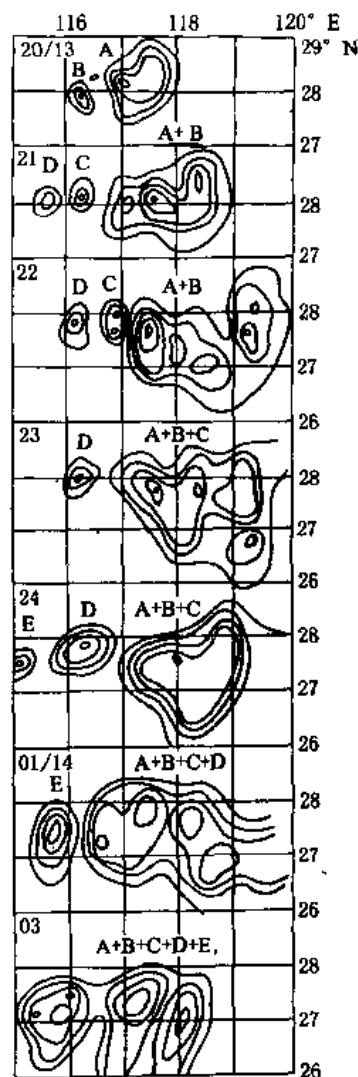


图4 1998年6月13日19时至14日03时 $T_{bb} < -50^{\circ}\text{C}$ 云区演变特征(等值线间隔为 5°C)

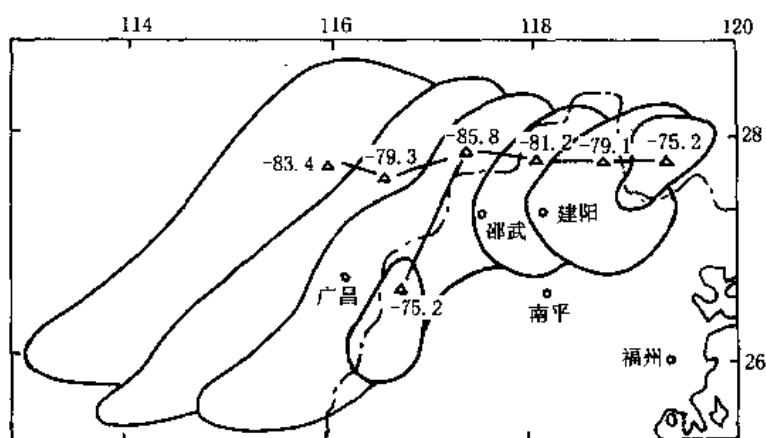


图5 1998年6月18日20时~19日01时 $TBB < -70^{\circ}\text{C}$ 云区演变特征

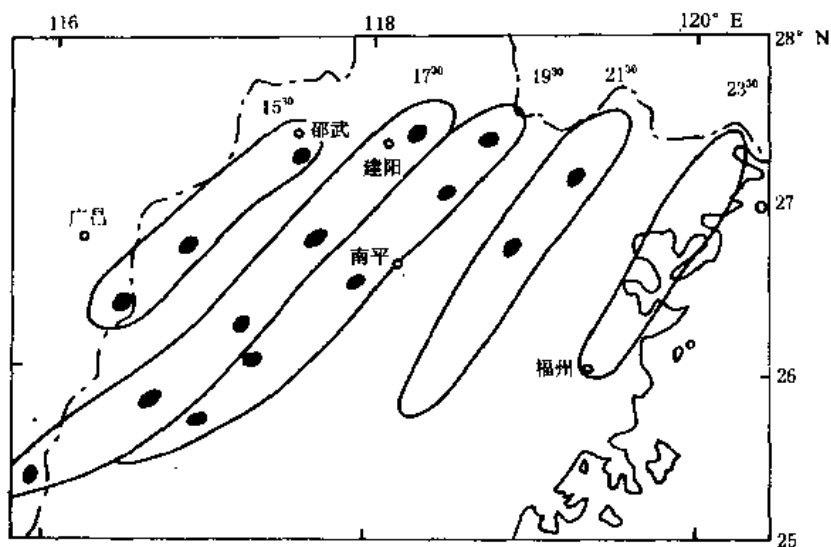


图6 1998年6月19日15时~23时 $TBB < -50^{\circ}\text{C}$ 云区演变特征

(实线包围区: $-50^{\circ}\text{C} \leq TBB < -60^{\circ}\text{C}$, 阴影区: $-60^{\circ}\text{C} \leq TBB < -70^{\circ}\text{C}$)

(5) 这次连续性暴雨过程中,中尺度云团的活动有三种类型,分别是静止锋云团、西南云团和冷锋云团。演变特征常表现为主体云团后部不断有新生对流单体发展合并,使主体云团稳定少动。云团的发生发展与低层切变线、低空急流、湿斜压锋区等的触发作用及地形有密切关系。

参考文献

- 1 叶榕生. 福建省重要天气分析和预报——(一)前汛期暴雨. 北京:气象出版社,1989
- 2 陈新强. 谐波分析中期天气预报方法概论. 气象,1986,增刊1

CIRCULATION FEATURES AND THE REASON OF THE CONTINUOUS CLOUDBURST OVER THE FUJIAN PROVINCE IN JUNE, 1998

Liu Aiming (刘爱鸣), Lin yi (林毅) and Guan Xiuzhu (官秀珠)

(Fujian Province Meteorology Bureau, Fuzhou 350001)

Abstract

To find out the reason of abnormal weather and circulation features which causes continuous cloudburst, we have studied circulation situation, wave-spectrum features, weather systems and the situation of temperature and humidity during the continuous cloudburst over the Fujian Province in June, 1998, and paid more attention to the activity of mesoscale cloud cluster in the strong precipitation, so as to provide a forecast direction for continuous cloudburst.

Key words: continuous cloudburst, circulation features, weather systems, mesoscale cloud cluster

“’99 长江河流国际学术研讨会”在武汉召开

由国际地貌学会组织的“’99 长江河流国际学术研讨会”于11月3日在中国地质大学(武汉)召开。参加会议的专家有来自亚洲、欧洲、大洋州和美洲12个国家的29位国外学者与47位国内学者。会上共同研讨了长江流域地貌和沉积,洪涝灾害和环境演化,人类活动和可持续发展以及水资源和水环境问题。这是在我国举办的、专门对长江河流的第一次国际学术研讨会。国外许多专家就河流与人类活动、河流的治理等方面进行了详细介绍;国内专家则分别就长江河流和沿江湖泊的演变,’98和’99长江洪水及洪涝灾害,长江中游地区洪涝灾害与洞庭湖演变关系,长江流域资源与可持续发展,三峡工程建设与长江流域可持续发展,库区生态环境等专题作了报告。国内外学者就以上问题进行了深入而广泛的研讨。对长江流域洪水的控制和洪涝灾害的防治,许多专家提出了很好的建议,认为应该开展多学科的综合研究和全流域的科学的综合治理。国外专家还带来了亚马孙河、奥里诺科河、湄公河等著名大河流域的研究成果,在会上报告和交流。

这次会议是由国际地貌学会发起,由华东师范大学、中科院测地所、中国地质大学(武汉)、湖北省政协人口资源环境委员会等联合组织的一次国际学术研讨会。会议首先在上海举行了开幕式和首场学术报告会,然后与会的国内外专家游览和考察了三峡风光、三峡工程、荆江大堤和荆江分洪区等,在武汉举行的是会议的后半部交流及会议的闭幕式。这次会议扩大了中国长江河流研究者与国外河流研究者之间的联系,将有助于推动这一领域内的国际合作和交流。

(冯明)

“98.7”鄂东特大暴雨的云雨量化特征^①

吴翠红 杨洪平 万玉发

(武汉中心气象台, 武汉 430074)

摘 要

通过对 1998 年 7 月 21 日~22 日发生在鄂东的特大暴雨过程雷达回波和卫星云图各种特征的客观提取,并结合地面逐时和 10 分钟雨量资料的定量分析,揭示了这次中- β 尺度暴雨过程不同降水阶段雷达反射率因子和卫星云图各特征量与降水之间的对应关系。强降水一般对应着较大的反射率因子,云团的生命史、云顶温度、距离因子、温度变率等要素和强降水之间存在较好的相关关系,强降水易发生在云顶温度低于 -60°C 且温度变率小于零或等于零的阶段,即处于云团发展至成熟阶段。

关键词: 特大暴雨 雷达 卫星 量化特征

1 引 言

1998 年汛期长江发生了一次令世界瞩目的全流域特大洪水,其中 7 月 20 日至 22 日在鄂东地区发生了一次罕见的特大暴雨过程。这次过程主要分两个集中降水阶段,即 7 月 21 日凌晨至中午和 7 月 22 日凌晨至中午,降水中心分布在武汉和黄石及周围县市,48 小时雨量在 200mm 以上的有 12 站,400mm 以上的有 4 站,其中汉阳鹦鹉洲创下了 633mm 的降水记录。在这次过程中,武汉数字化天气雷达系统和 LARORAS 系统^[1]连续运行,收集了完整的以 10 分钟为周期的雷达回波资料、一小时一次的卫星云图和雷达拼图资料,为探索强降水与雷达、卫星各种特征之间的定量关系提供了难得的机会。我们曾利用武汉雷达资料反演了这次过程的面降水累积量,分析了其估算精度^[2]。在此基础上,本文对雷达回波资料和卫星资料特征进行客观提取,结合 10 分钟和 1 小时的地面雨量资料进行相关分析,从而初步研究强降水和雷达、卫星特征之间的量化关系。

2 降水特征

2.1 降水总体特征

从这次过程两天的雨量空间分布图(略)上看,强降水主要在武汉市和鄂东沿江一带的地区,尺度约 $250\text{km}\times 80\text{km}$,属于中- β 尺度的降水。图 1 为鄂东各站(以江汉平原东部为界共 36 个站)总雨量和 7 个代表站总雨量的时间分布图,图中的曲线表明了两天的降水具有相似的变

① 初稿时间 1999 年 5 月 17 日,修改稿时间 1999 年 9 月 27 日。

化规律,强降水均出现在凌晨至下午14左右;21日雨量最大峰值出现在07时,次峰出现在10时,22日雨量最大峰值出现在11时,次峰出现在08时;在这两场降水的前期,均有一次对流性降水,即20日下午至21日凌晨和22日凌晨,降水强度大范围小。本文选取了降水中心及其周围的县市共7个代表站,即汉口、蔡甸、汉川、嘉鱼、鄂州、黄冈、黄石,它们的降水量占鄂东总雨量的47%,又是主要的暴雨中心,代表了这次降水过程的特性,这也是为本文选取的原因。

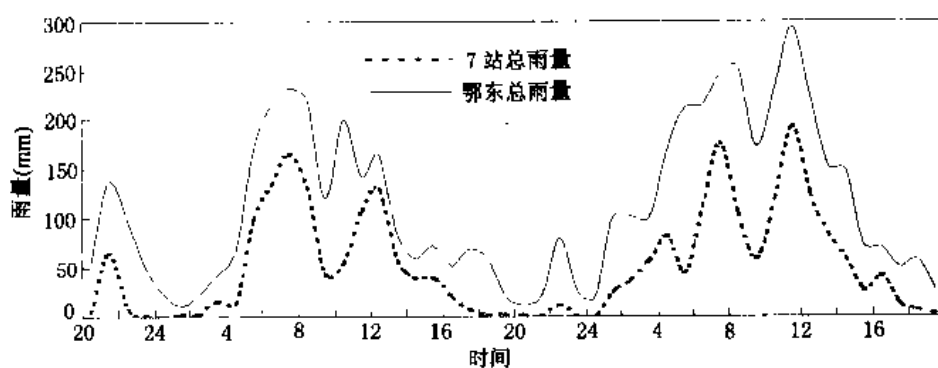


图1 1998年7月20日20时~22日20时鄂东(36站)总雨量和7个代表站总雨量的时间分布图

2.2 1小时降水特征

据统计,7个代表站1小时雨量在30mm以上的强降水有29个站次,其中,1小时大于50mm的有11个站次,大于77mm的有3个站次。强降水一般发生在上午05时~09时之间和中午10时~13时之间,而出现强降水次数较多的是在07时~09时之间和11时~13时之间。最大1小时雨量出现在汉口,为88.4mm;其次在鄂州和黄石,分别为77mm和76.4mm。需要指出的是,1小时最大雨量并非出现在正点,如武汉东西湖气象站滑动1小时雨量最大观测到107.6mm。

2.3 10分钟雨量特征

据统计,10分钟雨量大于10mm的出现了63站次之多,其中大于15mm的有21站次,大于20mm的有5站次。最大10分钟雨量为22mm,出现在嘉鱼站,时间为7月20日21:20~21:30;汉口站在7月21日06:30~06:50连续三次10分钟雨量达20mm或21mm;黄石10分钟最大雨量达18mm,出现在7月22日08:10~08:20。统计还得出,在代表站的整个降水量中,10分钟雨强为10mm以上的降水占了36.9%,雨强为5~10mm的降水占23.7%,而雨强小于5mm的降水占39.5%。

图2分别为汉口站和黄石站10分钟雨量的时间分布图,清晰可见曲线呈现许多峰值,也就是说强降水是由多个雨团共同影响造成的,而每个雨团雨强的瞬间脉动相当剧烈,对某一站点造成20mm/h以上的强降水,持续时间一般为1~3小时。

由此可见,这次过程的降水具有瞬间雨强大、降水效率高、局地性强、多个雨团共同影响等特点。

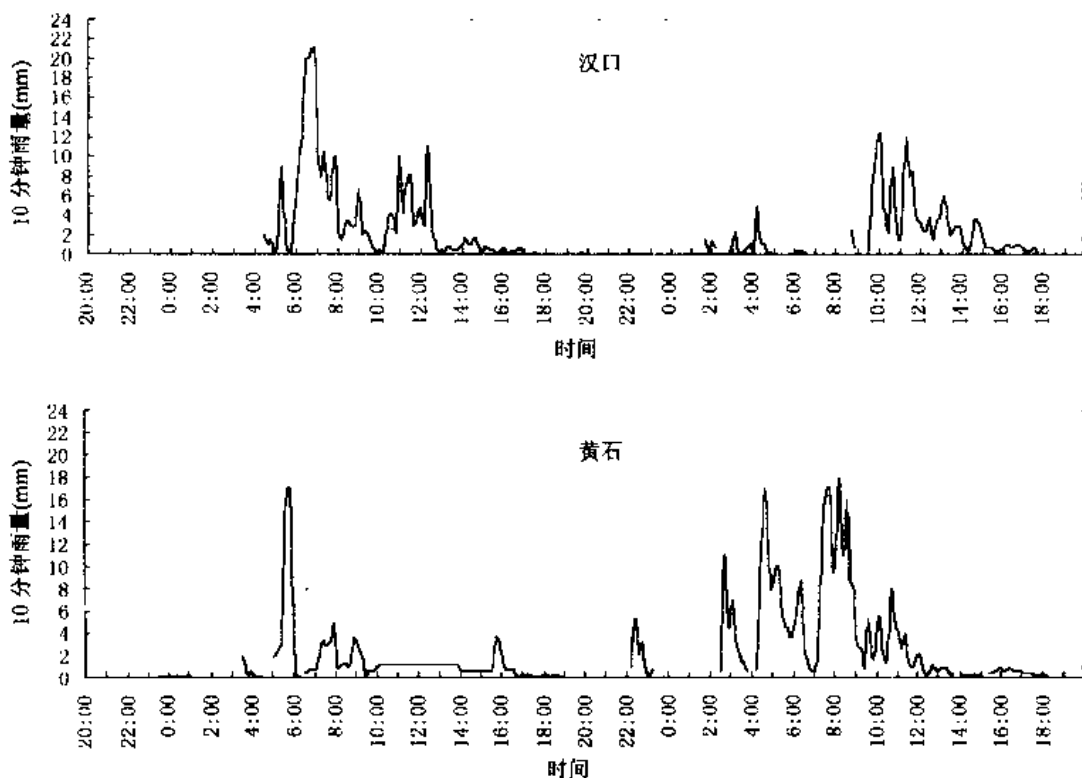


图2 1998年7月20日20时~22日20时汉口和黄石两站10分钟雨量的时间分布图

3 雷达和卫星的量化特征

3.1 资料的选取和处理

资料选取的是1998年7月20日20时至22日20时的GMS-5卫星云图、武汉WSR-81S雷达的Column Max回波资料、鄂东7站的自记雨量。对48幅卫星云图提取了7个代表站所对应的云顶温度值、温度梯度值、温度变率和与云顶冷中心的距离,其中,云顶温度梯度的计算参照了参考文献[3]中的方法,用 3×3 的窗口计算,它的表达式为

$$G = \{[T(i+1, j) - T(i-1, j)]^2 + [T(i, j+1) - T(i, j-1)]^2\}^{1/2} \quad (1)$$

式中 T 为温度, i, j 为像素点坐标,温度变率为与上一时次云图的云顶温度之差。从48小时的雷达回波资料中得到了以10分钟为周期的有效图像277幅,首先对雷达图像进行了预处理,以人机交互的方式消除地物回波、超折射等非气象回波,然后由计算机自动提取各站点的dBz值,分析中考虑到单个像素点代表性可能有误差,取 3×3 像素点dBz值的平均值来代表各站点的回波强度。

3.2 雷达回波的量化特征分析

武汉WSR-81S雷达自1987年实时业务运行以来,收集了大量的、宝贵的雷达资料,但是,对回波特征和雨强之间的定量关系研究得较少,本文以这次过程为例,试图将雷达反射率

因子和雨强之间作相关分析,考虑雷达反射率因子和雨强的瞬间脉动都比较显著,文中选取以 10 分钟为间隔的雷达回波资料和对应的各代表站 10 分钟雨量资料来作为研究对象,寻求它们两者之间在这次过程中的定量关系。

表 1 是不同的雨强范围对应的平均雷达反射率因子,可见每 10 分钟 20mm 以上的降水对应的平均雷达反射率因子达 51dBz,10~20mm 对应 46dBz,2~5mm 对应 39.2dBz,1~2mm 对应 32.3dBz。这表明雨强越大对应的雷达反射率因子也越大。

表 1 7 个代表站 10 分钟雨强和雷达反射率因子的关系

项 目	数 值					
10 分钟雨量(mm)	1~2	2~5	5~10	10~15	15~20	>20
平均 dBz	32.3	39.2	43	46.3	46.6	51

另外,利用十分钟雨量结合雷达、卫星资料,将各代表站的降水分成三个阶段(初期阶段、发展成熟阶段、减弱阶段)分别进行分析研究。表明在发展成熟阶段,雷达反射率因子和平均 10 分钟雨量之间存在较好的指数关系,表 2 为统计的雷达反射率因子对应的平均雨强,结果发现当雷达反射率因子在 44.4dBz 以下时,平均 10 分钟雨量缓慢增大;当雷达反射率因子达 44.4dBz 以上时,对应的平均雨量显著增大,见图 3,这时的曲线也变得更为陡峭。

比较表 1、表 2 发现,较大的降水对应的雷达反射率因子也较大,但是,在整个降水过程中,有时较大的反射率因子不一定就产生较大的降水,这种特征在降水初期和降水减弱阶段表现较为明显,后面将作分析。

表 2 7 个代表站不同反射率因子对应的平均雨强

雷达反射率因子(dBz)	10 分钟雨量(mm)	
	整个降水阶段	发展成熟阶段
<33.3	0.86	2.3
33.3~38.9	1.47	3.3
38.9~44.4	3.14	4.59
44.4~49.9	7.09	7.99
>50	9.44	12.08

在降水初期和减弱阶段,与发展成熟阶段相比,相应的雷达反射率因子所对应的降水要小,特别是在降水的减弱阶段更是如此,有时雷达反射率因子在 40dBz 以上,10 分钟降水甚至为 0.4mm(即平均 1 小时 2.4mm)。降水初期由于降水云中含有大量的水滴或一些大的水滴(即使为数不多,但存在六次方关系)而产生较大的雷达反射率因子,但此时云中上升气流足以托起云中的水滴,因而难以形成较大的降水。由于我们采用 Column Max 资料而将空中大的反射率因子反应出来,从图像资料中也可看到,这个时候强回波中心还处于中空,所以在这个阶段较大的雷达反射率因子不一定对应较强的降水是不可能的。

表 3 为鄂州降水减弱阶段的雷达反射率因子和雨强的对照表,平均回波强度 41.9dBz 对应的 10 分钟雨强只有 0.75mm(平均 1 小时雨强为 4.5mm)。通过雷达和卫星的结合分析,这时的降水属于层状云降水,而本文运用的是 Column Max 雷达回波资料,它取垂直方向上最强的反射率因子显示,所以很有可能是由于零度层亮带的影响而造成了较大雷达反射率因子。关

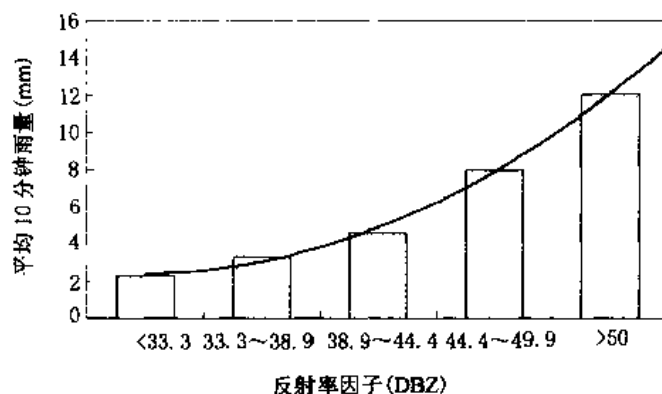


图3 发展成熟阶段雷达反射率因子和10分钟雨量的关系曲线图

于零度层亮带的问题还有待以后通过更多的例子作进一步的分析研究。

表3 鄂州站7月21日降水减弱阶段dBz值和对应的雨强

时 间	15:50	16:00	16:10	16:20	16:30	16:40	16:50	17:00	平均
平均 dBz 值	39.4	42.8	47.2	45.0	36.7	44.4	39.4	40.6	41.9
10 分钟雨强	0.8	1.2	1.3	0.9	0.5	0.4	0.5	0.4	0.75
平均 1 小时雨强	4.8	7.2	7.8	5.4	3.0	2.4	3.0	2.4	4.5

由此可见,在利用雷达资料作降水估算的时候,要充分考虑到降水发展的不同阶段,尤其注意降水初期和减弱阶段的雷达回波偏强的现象。同时也提示到,用 Column Max 产品定量估算降水还有待进一步探讨。

3.3 卫星云图的量化特征分析

将卫星云图的逐时云顶温度、温度梯度、温度变率及与云顶冷中心的距离等要素和各站的逐时雨量资料作对比分析,表4列出了本次过程7个代表站1小时雨量在30mm以上所对应的云图特征。这里的1小时雨量是正点之间的雨量,云顶温度则从半点云图提取得到。

表4 强降水对应的云图特征

1 小时雨量 (mm)	云顶温度 ($^{\circ}\text{C}$)	温度变率 ($^{\circ}\text{C}/\text{h}$)	梯度	与冷中心距离 (km)	冷中心温度 ($^{\circ}\text{C}$)	发展阶段
88.4	-67.1	-12.9	4	17	-72	发展
77	-73.4	-9.2	2	17.9	-76	发展
76.4	-70.1	3.3	2	20	-72	成熟
65.2	-73.4	3.5	4	17.9	-80	成熟
57.1	-15.2	-11.6	0	14.4	-49	初生
56.3	-73.4	-16.8	2	11.3	-76	发展
55.4	-49.9	-34.7	0	16	-69	发展
53.6	-73.4	-6.3	7	17.9	-76	成熟
53.5	-70.1	0	2	28	-72	成熟
52.5	-59	-34.5	8	11.3	-63	发展
50.9	-61.5	-13.7	6	14	-72	发展

续表 4

1 小时雨量 (mm)	云顶温度 (°C)	温度变率 (°C/h)	梯度	与冷中心距离 (km)	冷中心温度 (°C)	发展阶段
45.5	-76.9	-45	2	16	-76	成熟
42.9	-64.2	-10	0	11.3	-69	发展
42.2	-70.1	-5.9	2	17.9	-76	发展
41.5	-70.1	0	0	32.9	-72	成熟
41.4	-25.9	-20.1	0	—	—	初生
39.5	-64.2	-22.2	2	17.9	-69	发展
38.6	-64.2	-2.7	26	24	-72	成熟
37.2	-5.8	24.5	0	—	—	初生
37.1	-38.5	28.6	0	25.3	-66	减弱
37.0	-70.1	-28.1	2	25.3	-72	发展
36.4	-67.1	-2.9	2	12	-69	发展
36.2	-73.4	-6.3	2	28	-72	成熟
35.2	-61.5	-17.6	4	28.8	-69	发展
34.3	-67.1	9.8	2	60	-76	成熟
33.3	-59.1	11.1	0	76	-76	成熟
31.9	-64.2	-5.2	2	54	-76	成熟
31.0	-70.1	-8.6	2	34	-72	发展
30.7	-24.5	-18.7	0	—	—	初生
30.3	-64.2	-2.7	4	8.9	-66	发展

* 注:这里的强降水指 1 小时雨量在 30mm 以上的降水,表中“—”表示冷中心温度不好确定

从表 4 中可以发现在这 30 个时次的强降水中,有 8 次云顶温度高于 -60°C ,其中 4 次是处于云团的初生阶段,1 次属于减弱阶段,并且从温度变率的特征看, ΔT 一般小于或等于 0°C ,即处于云顶温度降低的阶段,它说明强降水更易产生在发展至成熟的云团中。图 4 为代表站黄石云顶温度和温度变率与降水的关系曲线图,由图可见,降水峰值都处于云团云顶温度降

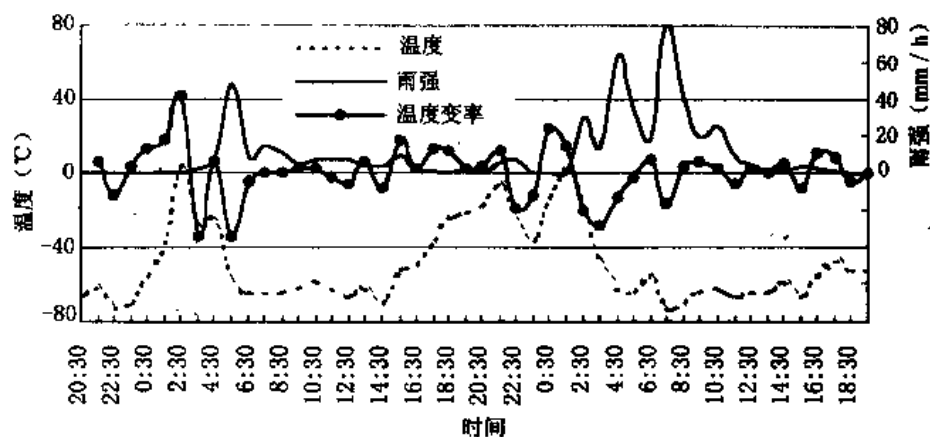


图 4 1998 年 7 月 20 日 20 时~22 日 20 时黄石站云顶温度、温度变率和降水关系曲线图

低的初期,图中降水第三个主峰值是因为紧接着又受到另一云团的影响,云顶温度再次降低的阶段,同时它们对应的温度变率曲线都在零线以下,而且和降水几乎是反位相的关系。因此强

参考文献

- 1 万玉发,张家国,杨洪平等.联合雷达网和卫星定量监测与预报长江流域大范围降水.应用气象学报,1998,9:94~103.
- 2 Wan Yufa(万玉发),Yang H. P(杨洪平),Wu C. H(吴翠红),et al. The wuhan regional flash flood event of 21~22 July 1998: Analyses of rainfall accumulation derived from WSR-81S. Preprint 29th Conf. on Radar Meteorology, Montreal, Quebec, Canada, 12~16 July 1999.
- 3 卢乃锰,吴蓉璋.强对流降水云团的云图特征分析.应用气象学报,1997,8(3):269~275
- 4 Mcanelly R. L. and W. R. Cotton. The Precipitation life cycle of mesoscale convective complexes over the Central United States. Monthly Weather Review 117:784~808

QUANTITATED FEATURES OF CLOUD-RAIN FOR “98.7” EXTREMELY TORRENTIAL RAIN IN THE EAST HUBEI

Wu Cuihong (吴翠红), Yang Hongping (杨洪平) and Wan Yufa (万玉发)

(Wuhan Central Weather Service, Wuhan 430074)

Abstract

By quantitative analysis of radar echoes, satellite images and hourly and ten-minute rainfall data of the extremely torrential rain occurring in the east Hubei Province during 21-22 July 1998, the corresponding relations between radar reflectivity, features of satellite images and rainfall at different stages of the meso- β -scale torrential rain process are revealed. Intense precipitation generally corresponds with larger radar reflection, and is closely interrelated to cloud cluster life span, temperature of cloud top, distance from center of the coldest cloud and temperature variability, and easily occurred at the stage when the temperature of cloud top is below -60°C and the temperature variability is smaller than or equal to zero, that is, at the growing and maturity stage of cloud clusters.

Key words: extremely torrential rain, radar, satellite, quantitated features