

三峡水库上游流域大洪峰暴雨天气系统分析^{*}

李才媛, 王海燕, 郭英莲, 王继竹

(武汉中心气象台, 湖北 武汉 430074)

摘 要: 选择三峡水库入库流量代表洪水强度, 以长江上游组成宜昌洪水来源的岷沱江、嘉陵江、乌江、宜宾-重庆、重庆-万州、万州-宜昌为主要流域; 把出现历史前 3 名大洪峰的 1981 年、1998 年和 2010 年汛期作为切入点, 针对直接诱发 3 次大洪峰的暴雨过程, 利用长江上游六大流域实况面雨量、宜昌流量和水位, 以及 NCEP 数值产品的客观分析等资料, 采用天气分析、波谱分析方法, 分析了对流层中低层主要天气系统, 以及 200 hPa 南亚高压和地面冷空气的情况。指出了 3 次大洪峰暴雨的环流特征、风场特征、超长波和长波特征等, 为三峡水库气象保障服务提供了洪峰暴雨的天气背景。

关键词: 三峡水库; 长江上游; 大洪峰暴雨; 洪峰流量; 天气系统; 波谱特征

中图分类号: P485.1 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-811X(2012)02-0007-06

0 引言

三峡水库上游流域指组成宜昌洪水主要来源的岷沱江、嘉陵江、乌江、宜宾-重庆、重庆-万州、万州-宜昌六大流域(图 1)。六大流域的区间范围大致为 99~111.2°E、26~35°N, 分布在四川、贵州、湖北省及重庆市境内, 地形、地貌十分复杂, 天气变化剧烈, 暴雨频繁^[1]。六流域大面积的强降水常造成长江干流水位猛长, 流量加大, 出现一次次洪峰, 在长江高水位的情况下, 还可形成致洪暴雨^[2]。



图 1 长江上游六大流域示意图

长江三峡洪峰的形成虽与多种因素有关, 但

与长江上游出现区域性强降水的关系最为密切^[3]。将 1971 年以来宜昌逐日平均流量排序, 位于历史前 3 名的大洪峰出现在 1981 年、1998 年和 2010 年主汛期, 并且, 前期暴雨过程是诱发 3 次大洪峰的直接起因。

针对 3 次大洪峰前期暴雨过程(简称大洪峰暴雨), 利用长江上游六流域实况面雨量、宜昌流量和水位, 以及 NCEP 数值产品的客观分析等资料, 采用天气分析、波谱分析方法, 分析了对流层中低层主要天气系统, 以及 200 hPa 南亚高压位置和地面冷空气的配置情况。指出了 3 次大洪峰暴雨 500、200 hPa 环流特征, 700、850 hPa 风场特征, 500 hPa 超长波和长波特征等, 为三峡水库气象保障服务提供洪峰暴雨天气背景。

1 大洪峰暴雨的水雨情实况

本文所使用的水情资料由三峡梯级调度中心提供, 日面雨量(08-08 时所在区域站点日雨量的算术平均值)资料由长江流域水文气象预报台提供。

1.1 洪峰流量、水位

普查 1971 年以来宜昌逐日平均流量: 1981 年 7 月 19 日出现的洪峰流量 69 500 m³/s 位居第 1, 2010 年 7 月 20 日的 66 085 m³/s 次之, 1998 年 8 月 16 日的 61 700 m³/s 排列第 3。相对应的水位如表 1 所示, 前两次均超过了警戒水位(宜昌警戒水位

^{*} 收稿日期: 2011-10-17

基金项目: 中国长江电力股份有限公司科研项目(2410020006, 241002004)

作者简介: 李才媛(1956-), 女, 湖北京山人, 教授级高级工程师, 主要从事天气预报工作. E-mail: lcy_whqxt@sina.com

53 m), 而 2010 年大洪峰过境时, 水位只有 51.55 m, 显然是三峡水库发挥了调控作用。

表 1 宜昌 3 次大洪峰过境时日平均流量和日平均水位

时间	1981 年 7 月 19 日	1998 年 8 月 16 日	2010 年 7 月 20 日
流量/(m^3/s)	69 500	61 700	66 085
水位/m	55.33	54.27	51.33

1.2 洪峰降水

1981 年汛期, 大于 $50\,000\text{ m}^3/\text{s}$ 的大洪水以上

表 2

长江上游 3 次大洪峰暴雨分流域过程面雨量

mm

时段	岷沱江	嘉陵江	乌江	宜宾-重庆	重庆-万州	万州-宜昌	合计
1981 年 7 月 11-14 日	110.7	140.8	19.2	49.1	24.1	46.3	390.2
1998 年 8 月 13-16 日	15.0	43.0	51.6	30.8	34.7	86.8	261.9
2010 年 7 月 15-18 日	81.0	114.6	7.9	30.1	21.6	57.4	312.6

1998 年汛期, 长江流域发生了全流域性的洪水, 共出现了 8 次洪峰过程, 其中, 首次洪峰降水为 6 月底, 最后一次结束为 8 月末, 8 月 13-16 日第 6 次强降水过程(简称 98 年大洪峰暴雨)导致了该年最大洪峰^[5-7]。从表 2 可看到, 这次过程面雨量除岷沱江外, 其它流域均在 30 mm 以上; 六流域总计为 261.9 mm, 名列第 3。

2010 年汛期, 长江流域出现了 3 次洪峰^[4], 相对应的 3 次强降水过程中前两次分别发生在 7 月中旬和下旬, 最后一次发生在 8 月中旬末至下旬初。7 月 15-18 日, 长江上游出现了当年入汛后范围最广、强度最大的一次区域性暴雨过程, 除乌江外, 其他 5 个流域均出现了 20 mm 以上强降水面雨量, 且嘉陵江超过 100 mm(表 2), 随后(7 月 20 日)洪峰过境、日平均流量高达 $66\,085\text{ m}^3/\text{s}$, 位居历史第 2。

2 环流形势和天气系统分析

大洪峰暴雨是多种天气尺度综合影响的结果^[8-9], 具有明显的天气特征、环流特征及演变规律。下面主要针对 3 次大洪峰暴雨过程, 分析对流层中高层的大尺度环流特征、天气系统的演变规律及相互配置。

2.1 500 hPa 环流形势分析

图 2 中前 3 幅为 3 次大洪峰暴雨过程 500 hPa 高度平均场, d 图为 3 次洪峰暴雨过程的合成场, 从图中可看到如下的环流形势共同特征及其差异。

流量^[4]集中出现在 7 月 17-21 日, 主要由长江上游流域前期 7 月 11-14 日大面积暴雨以上强降水所致。从表 2 中可清楚看到, 岷沱江、嘉陵江过程面雨量超过 100 mm, 长江干流(乌江除外的其它四个流域)面雨量也高达 20~50 mm; 另外据统计, 其中 12 和 13 日暴雨强度最大, 单站日降水量最高达 345.8mm, 12 日大暴雨范围达 3.9 万 km^2 , 13 日大暴雨范围达 4.3 万 km^2 。由此可见, 出现在 1981 年 7 月中旬的这次特大致洪暴雨过程直接诱生了历史大洪峰。

(1)低纬印度季风低压或季风槽位于孟加拉湾—印度半岛—阿拉伯海湾, 低压南、东侧的季风急流携带大量水汽, 沿西南路径从孟湾向长江上游输送。

(2)在副热带, 大陆高压位于伊朗高原(伊朗高压), 西太平洋副热带高压(副高)的脊线在 $24\sim 27^\circ\text{N}$, 平均脊点位置在 108°E 附近, 副高南、西侧偏南气流将南海水汽输送到长江上游。

(3)在 $35\sim 55^\circ\text{N}$ 欧亚大陆中高纬度地区为两槽—脊纬向环流分布, 威海有一低槽, 大兴安岭—河套—四川西部还有一长波槽(河套低槽), 新疆为高压脊区, 脊前西北气流将西西伯利亚冷空气向南输送, 并与北上的暖湿气流在长江上游地区交汇。

(4)综上所述, 在伊朗高原至长江上游的中纬度地区呈现出一个大的鞍形气压场(图 2d), 为低涡、切变线等低值天气系统的发生发展提供了有利的环流背景。

(5)在 60°N 以北高纬度地区为经向环流分布, 图 2 的 a、b 图中为两槽—脊、c 图中为一槽—脊: 西侧新地岛附近的低槽与中高纬度威海槽同位相接通, 使威海槽加强和稳定; a、b 图中东侧东西伯利亚低槽槽后偏北气流将冷空气向南输送, 使河套低槽维持、发展; c 图中阻塞高压的高压坝作用, 也使河套低槽稳定。

(6)在图 2 a 中, 副高平均位置最偏东, 脊点在 115°E 附近; 河套长波槽明显南插, 槽底伸至川南, 长江上游区域位于槽前; 印度低压槽偏北、逼近长波槽; 以上副高和两低压槽的强度、位置

以及相互配置显然对长江上游流域的影响强于另

两次大洪峰暴雨过程。

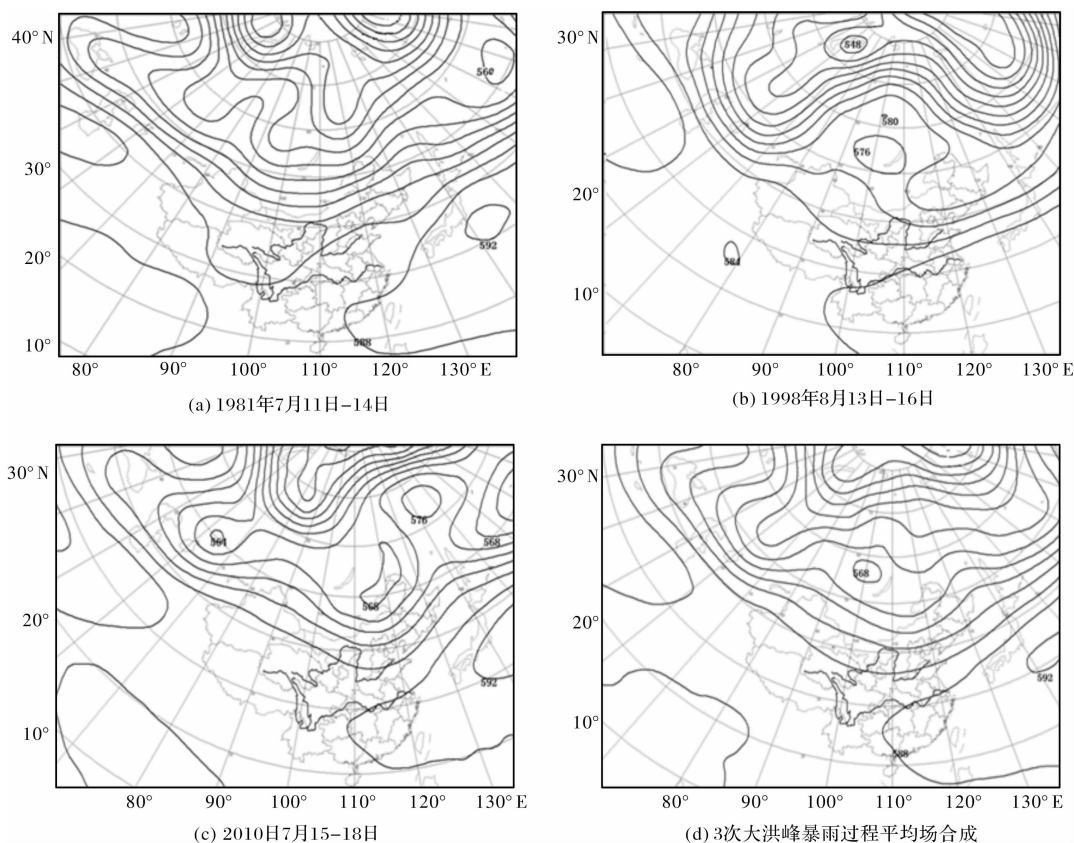


图2 3次大洪峰暴雨过程 500 hPa 高度客观分析平均场(单位: dagpm)

2.2 700、850 hPa 风场分析

对流层中层的大尺度天气系统为低层中间尺度系统的产生和发展提供了有利的环流背景,而出现在大约 1 500 ~ 3 000 m 上空的低涡、切变线、低空急流等则直接影响到暴雨的发展、强度和范围。

2.2.1 低涡、切变线

图3中前3幅为3次大洪峰暴雨过程 700 hPa 风场平均图, d 图为 a、b、c 图的合成场,从图中可清楚看到在3次过程中均存在低涡、切变线以及辐合流场和明显的冷暖气流交汇。

在1981年大洪峰暴雨过程中,低涡、切变线偏西,主要位于高原东部和川西,切变线呈南北向,为北西北风与南风辐合的狭窄带(图3a),因此,1981年大洪峰暴雨过程的雨强和过程面雨量均居首,且长江上游的西北部区域明显强于其它区域(表2)。

1998年大洪峰暴雨过程中的低涡位于四川盆地,切变线呈东西向、自高原东部伸到鄂西、两侧为偏东风和偏西风(图3b),长江上游处于辐合区域,面雨量大、但分布较均匀(表2)。

在图3c中,低涡位于川东,偏东北风与偏西

南风形成的切变线为东北—西南向,造成的大洪峰暴雨强度居中。

图4为3次大洪峰暴雨过程 850 hPa 风场平均图的合成图,与 700 hPa 合成图(图3d)比较可看到,在高原东部至四川盆地为低涡和横向切变线,在副高西北边缘还均有一东北—西南向切变线。以上分析表明,对流层低层低涡、切变线是导致强降水的重要系统。

2.2.2 低空急流

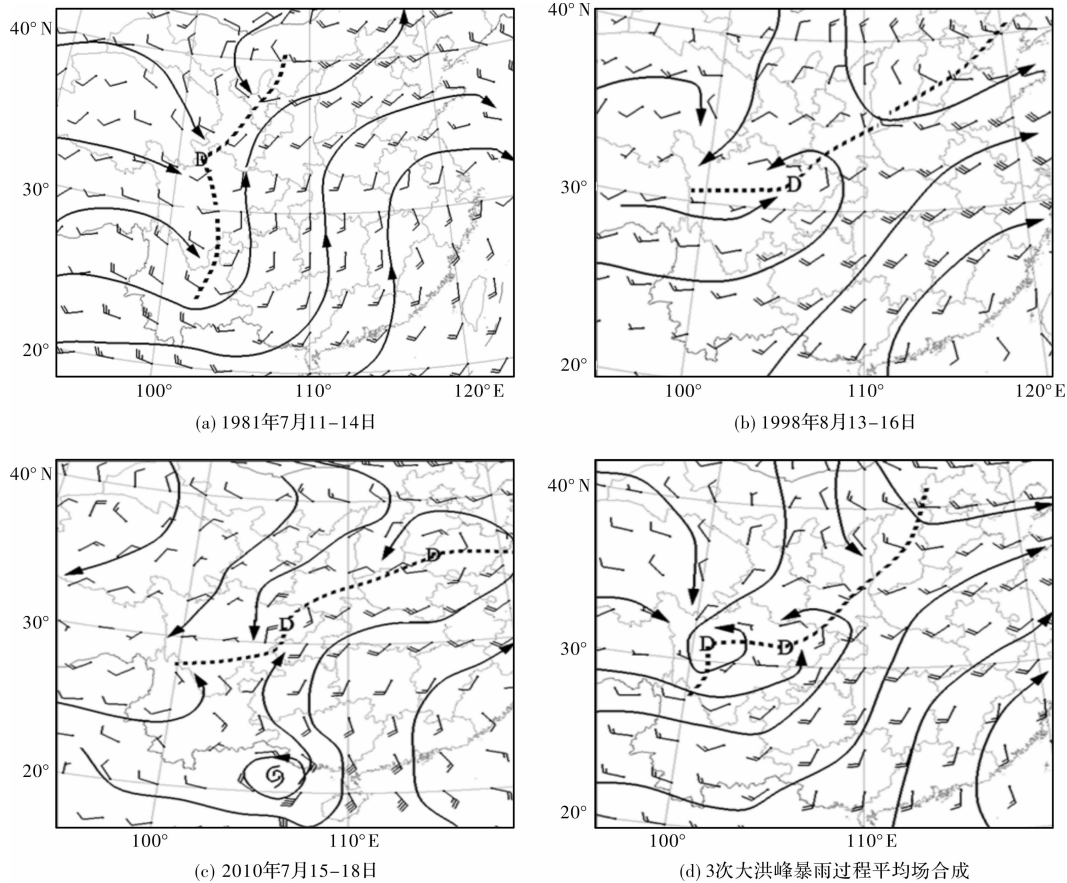
在大洪峰暴雨中,低空急流的作用非常重要,它是动量、热量和水汽的高度集中带。影响长江上游的低空急流一般为西南风急流和偏南风急流,急流中心风速通常 ≥ 12 m/s,其两侧有较强的风速水平切变。850 或 700 hPa 的急流位于副高外缘,急流左侧经常有低空切变线和低涡活动(图5),强降水产生在急流左侧偏前部。

2.2.3 台风与大洪峰暴雨

台风与大洪峰暴雨的产生、暴雨落区分布有着较密切关系。在3次大洪峰暴雨过程中也均有台风(或台风低压、热带低压)在东南部沿海向西或西北方向运行。图5a所示为2010年7月17日2号台风“康森”在 850 hPa 风场情况,与“康森”相

比, 1998 年台风活动偏北些、1981 年的偏南(图略)。台风虽没有直接影响长江上游, 但会引起副高的东西振荡、南北进退; 当台风西进到副高西

南侧时, 低空常产生一支 SE-S 的急流, 增加了在长江上游产生暴雨所需的水汽。因此, 对大洪峰暴雨有较明显的间接影响。



实线为流线, 虚线为切变线(下同)

图 3 3 次大洪峰暴雨过程 700 hPa 风场客观分析平均场(单位: m/s)

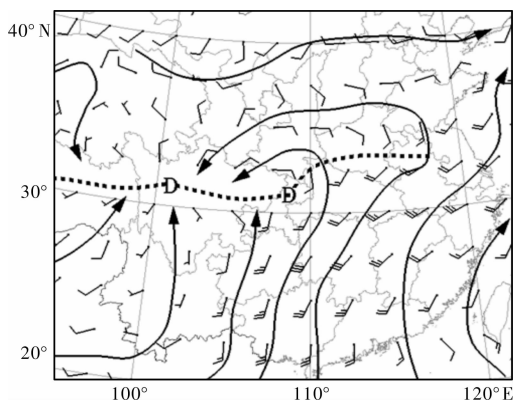


图 4 3 次大洪峰暴雨过程 850 hPa 平均风场合成(单位: m/s)

2.3 200 hPa 风场分析

在 3 次大洪峰暴雨过程中, 南亚高压中心位于印度北部到青藏高原南部, 脊线在 $27^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{N}$, 呈准东西向, 从图 6 中即可看到 2010 年大洪峰暴雨过程 200 hPa 平均风场中南亚高压的分布。长江上游处于南亚高压脊线东侧强辐散气流下方, 有

利于中低层辐合、气旋性环流的加强和产生强烈的上升运动。

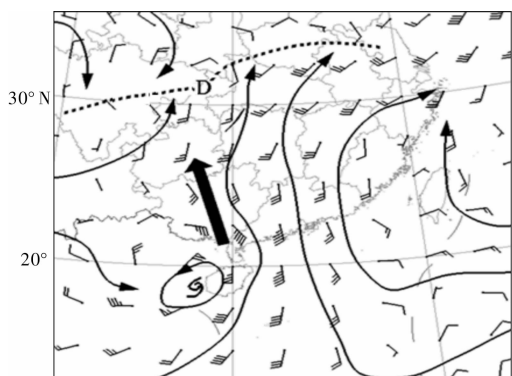
2.4 地面冷空气分析

在 1981 年和 2010 年大洪峰暴雨过程中, 地面冷空气为偏西北路径, 在高空河套低槽槽后西北气流引导下(图 2a、c), 冷空气由青海、甘肃经四川西北部进入长江上游(图略); 1998 年地面冷空气为东北路径, 冷空气从蒙古经河套北部到达华北, 在高空横槽北侧东北气流引导下(图 2b), 由川东北缓慢入侵长江上游流域(图略)。分析结果表明, 出现流域性强降水, 地面图上必须有冷空气南下, 但冷空气的强弱、路径并不起很重要的作用。

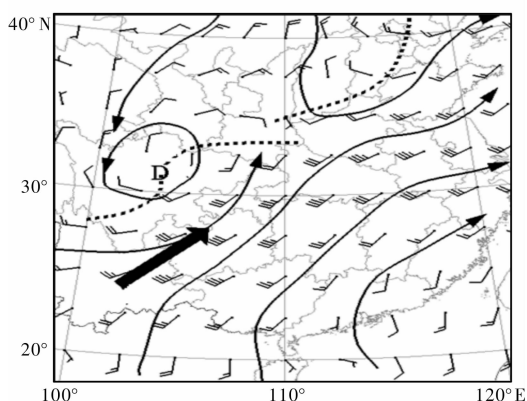
3 波谱特征分析

长江上游强降水天气过程一般同中纬度西风带上的系统关系密切, 受超长波系统的制约, 直接与长波系统的发展、消亡相联系。在此利用

500 hPa 40°N 位势高度资料, 使用波谱方法^[10]进行合成分析, 剔除短波扰动、突出大型环流形势, 得其超长波、长波特征。



(a) 2010年7月17日08时850 hPa风场(单位: m/s)



(b) 1998年8月14日08时700 hPa风场(单位: m/s)

图5 850、700 hPa 风场

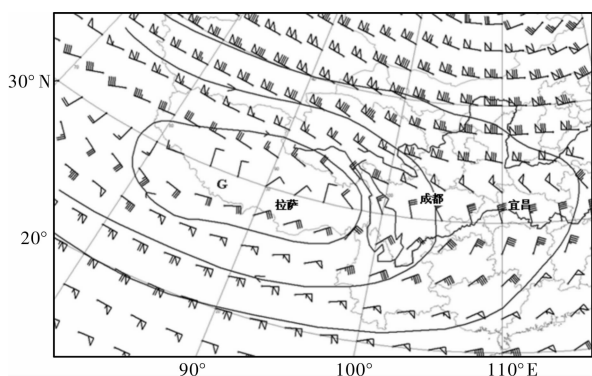


图6 2010年7月15-18日08时200 hPa平均风场(单位: m/s)

3.1 计算公式

沿某个纬圈 φ 将高度值 $H(\lambda, \varphi)$ 对经度 λ 展成富里叶级数。即:

$$H(\lambda, \varphi) = \frac{1}{2}a_0(\varphi) + \sum_{k=1}^{k_0} [a_k(\varphi)\cos k\lambda + b_k(\varphi)\sin k\lambda] \\ = \bar{H}(\varphi) + H'(\lambda, \varphi). \quad (1)$$

式中: $\bar{H}(\varphi)$ 为纬圈平均高度; $H'(\lambda, \varphi)$ 为各简谐波的扰动高度。其中:

$$a_k(\varphi) = \frac{1}{18} \sum_{i=1}^{36} [H_i(\varphi) - 500] \cdot \cos[k \cdot \lambda],$$

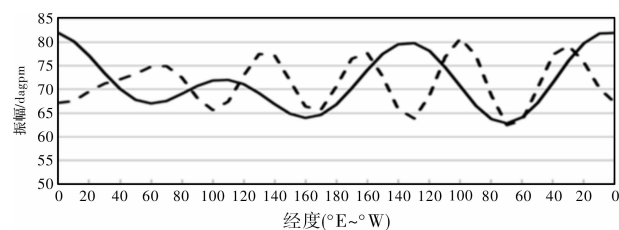
$$b_k(\varphi) = \frac{1}{18} \sum_{i=1}^{36} [H_i(\varphi) - 500] \cdot \sin[k \cdot \lambda],$$

$$\bar{H}(\varphi) = \frac{1}{2}a_0(\varphi) = \frac{1}{36} \sum_{i=1}^{36} [H_i(\varphi) - 500].$$

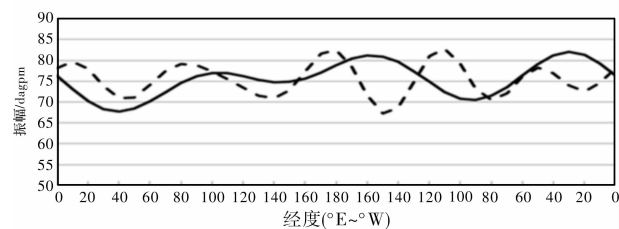
3.2 超长波、长波特征分析

在 500 hPa 高度场上, 对 40°N 位势高度的波谱资料进行合成分析, 得知:

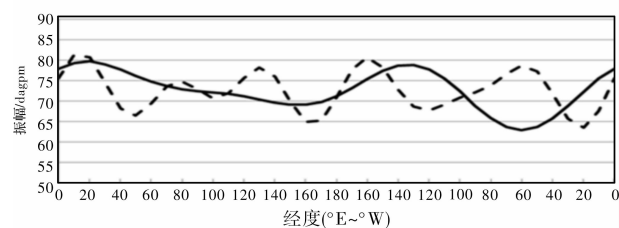
超长波特征: 长江上游大洪峰暴雨时超长波 (0+1~3) 是 3 波或 2 波 (图 7)。1981 年和 1998 年为 3 波, 波槽位置分别在 50°E 左右、150°E 左右和 70°~100°W; 2010 年为 2 波, 波槽位置分别在 150°E 和 60°W。其共同点为, 在东半球, 从黑海到巴湖 (40°~80°E) 为波槽区域, 2010 年的波槽区域更加宽广些; 150°E 附近为波槽位置, 两波槽反映了 500 hPa 中高纬度平均槽情况 (图 2d)。



(a) 1981年7月11-14日



(b) 1998年8月13-16日



(c) 2010年7月15-18日

图7 3次大洪峰暴雨过程 500 hPa 40°N 超长波 (实线)、长波 (虚线)

长波特征: 长江上游暴雨时长波 (0+4~6) 中高纬度西风带是 5 波分布 (图 7)。在东半球, 长波与超长波叠加可见: 1998 年大洪峰暴雨过程 (图 7b), 长波槽脊和超长波槽脊位相很接近, 因而强降水稳定且分布较均匀; 1981 年大洪峰暴雨过程 (图 7a), 长波槽脊和超长波槽脊位相在前期为反

向(图 7c), 该暴雨过程剧烈、且为移动性的强降水过程; 2010 年的情况介于前两者之间。

4 小结

通过对大洪峰暴雨过程环流形势、天气系统的分析, 归纳如下。

(1)大洪峰暴雨是考虑了流量、水位等水文要素的强降水过程。是由连续、集中的长历时、大面积强降水造成的, 即长江上游出现区域性的暴雨、大暴雨、特大暴雨等雨情, 是形成长江三峡大洪峰的主要诱因。

(2)在 500 hPa, 中高纬度欧亚大陆为稳定的两槽一脊环流形势; 长江上游位于大的鞍形气压场中, 为下层低涡、切变线等低值天气系统的发生发展, 以及冷暖空气的交汇、水汽的输送提供了有利的环流背景和引导气流。

(3)700、850 hPa 的低涡、切变线、低空急流等是大洪峰暴雨在对流层低层的重要影响系统。在华南沿海附近活动的台风, 对长江上游东部和南部暴雨也可产生较明显的间接影响。

(4)200 hPa 南亚高压辐散气流下方有利于长江上游区域辐合、气旋性环流的加强和产生强烈的上升运动。

(5)有两条明显的水汽输送带: ①低纬季风急流携带大量水汽, 沿西南路径从孟湾向长江上游输送; ②西太平洋副热带高压边缘偏南气流将南海水汽输送到长江上游。

(6)长江上游出现流域性强降水, 地图上必须有冷空气南下, 但冷空气的强弱、路径并不起很重要的作用。

(7)大洪峰暴雨过程在 500 hPa 的超长波表现为 3 波或 2 波; 长波为 5 波分布。超长波槽脊和长波槽脊的分布、位相叠加情况, 反映了强降水过程平均槽脊位置、以及有利于强降水的配置。

参考文献:

- [1] 李才媛, 王仁乔, 王丽, 等. 长江上游三十年面雨量历史资料剖析[J]. 长江流域资源与环境, 2003, 12(S0): 85-62.
- [2] 郁淑华. 长江上游致洪暴雨预报研究[J]. 四川气象, 1996, 58(4): 19-23.
- [3] 周允中, 杨秀海. 长江三峡致洪暴雨及其产生背景[J]. 气象科学, 1990, 10(4): 416-422.
- [4] 高琦, 金琪, 王仁乔, 等. 基于面雨量预报的长江上游洪水预报预估模型及其应用[C]//第一届长江流域水文气象服务技术交流会论文集. 武汉, 2010: 41-46.
- [5] 程小慷. 1998 年长江流域致洪暴雨的天气特点分析[J]. 南京气象学院学报, 2002, 25(3): 405-412.
- [6] 杨克明, 毕宝贵, 李月安, 等. 1998 年长江上游致洪暴雨的分析研究[J]. 气象, 2011, 27(8): 9-14.
- [7] 郑蓉. 1998 年夏季长江三峡区间致洪暴雨分析[J]. 湖北气象, 2002, 21(4): 6-9.
- [8] 张弘, 侯建忠, 乔娟. 陕西暴雨若干特征的综合分析[J]. 灾害学, 2011, 26(1): 80-85.
- [9] 高安生, 郭荣芬, 柴秀芬, 等. γ 中尺度单体合并并在昭通小河镇“2010.7.13”灾害性天气中的特征分析[J]. 灾害学, 2011, 26(2): 96-101.
- [10] 李才媛, 郭英莲, 王海燕, 等. 湖北省 1954/2008 年历史罕见持续低温冰雪过程对比分析[J]. 灾害学, 2011, 26(1): 80-86.

Weather System Analysis of Storm during Flood Peaks in Upper Reaches of Three Gorges Reservoir

Li Caiyuan, Wang Haiyan, Guo Yinglian and Wang Jizhu
(Wuhan Central Meteorological Observatory, Wuhan 430074, China)

Abstract: Selecting the inflow in Three Gorges Reservoir as the intensity of the flood, the main source of Yichang flood is the upper Yangtze River, including Min River, Jialing River, Wujiang River, Yibin-Chongqing River, Chongqing-Wanxian River, Wanxian-Yichang River. The authors choose the three major historical flood peaks in 1981, 1998 and 2010 as an entry point for the large peak storm process analysis. Using the surface rainfall, Yichang flow and water level of the six rivers in the upper Yangtze River and NCEP objective analysis, by the methods of weather analysis and spectral analysis, authors analyzed the main weather systems in lower troposphere, as well as the 200 hPa South Asian high and the ground cold air. The circulation characteristics of the three major historical flood peaks, wind field characteristics, super long wave and long wave characteristics are given. All these provide the weather background of flood peak storm for meteorological services to the Three Gorges Reservoir.

Key words: Three Gorges Reservoir; the upper Yangtze River; the large peak storm; peak flow; weather systems; spectral characteristics