

500 hPa 高度场的信号场突变与 我国暴雨的发生规律性研究^{*}

黄嘉佑

杨 扬

周国良

(北京大学地球物理系, 北京 100871)

(水利部水利信息中心, 北京 100053)

P426 A

摘 要 作者在 500 hPa 高度信号场与我国暴雨发生的规律研究基础上, 进一步寻找高度信号场能显示与暴雨的突变现象有关的异常信号出现的地区和描述指标。发现异常信号出现的地区大致可分为三个区域: 我国境外西部、我国内陆地区和我国境外东部, 可以反映区域信号场的主要特征, 并由此形成信号场指标。研究表明, 利用致洪暴雨发生日的前期信号场指标序列, 其累积距平和逐日滑动平均值与我国暴雨出现有密切关系。对我国年度暴雨短期预报分析有一定的参考价值, 可以作为传统天气动力诊断与预测的补充工具。

关键词: 暴雨; 500 hPa 信号场; 突变分析

1 前言

暴雨研究是气象学研究的永恒课题之一^[1~3], 也是水文学的研究的重要课题^[4]。但是到目前为止, 对暴雨的研究还大多集中在个例的天气或动力分析上。能否把暴雨发生作为一个随机事件, 从概率统计观点研究它们出现的规律性。例如, 暴雨发生前期先兆问题, 它是否在长期时间尺度上是一种突变现象, 以及其出现有什么规律性等问题, 至今还很少被研究。本文试图以概率统计观点, 从气候异常的角度来研究这些问题。

研究表明, 用气候信号噪音比的概念来分析 500 hPa 逐日高度场, 并建立 500 hPa 高度信号场, 可以用来研究我国暴雨发生的气候异常环境。从暴雨发生日当天和前两天的 500 hPa 高度场中提取气候异常信号, 发现在中国周围的东亚地区 (30~180°E, 80~20°N), 500 hPa 信号场的西部出现显著负信号区、中部为显著正信号区、东北部为显著负信号区的分布形势, 大体自西向东呈经向-+-的分布形势, 或者相反的分布形势是大部分出现在我国致洪暴雨的信号场的形势配置。信号场主要显著信号区大体分布在我国境外的西部和东部, 它们的符号是相反的, 是造成出现在我国各大流域地区暴雨的主要模态。在此基础上, 能否寻找出不同分布的显著信号区域, 从区域中找出代表的信号指标以便反映显著区域信号强弱, 形成能代表东亚地区信号场的气候异常指标。利用这种指标的逐日演变过程进行诊断分析, 诊断暴雨发生前的 500 hPa 高度场的信号场突变先兆, 寻找到大气长期演变过程的突变与暴雨发生关系的规律性, 揭示大气的长期过程与短期天气变化的关系。

俗话说, “冰冻三尺, 非一日之寒”, 暴雨的发生必须有冷 (或) 暖空气和水汽的积

2000-06-30 收到, 2001-06-22 收到再改稿

^{*} 国家重点基础研究发展规划项目 G1998040901-1 资助

聚过程, 能否在信号场中寻找到某些统计量指标来反映暴雨发生前期异常信号的积聚, 这种信号积聚可能反映一种能量积聚过程, 其释放过程则容易产生暴雨。问题是这种前期积聚显著表现在哪个地区, 用什么统计指标来反映能量积聚过程。这些问题直接与寻找暴雨的前兆指标有密切关系。而且, 通过 500 hPa 高度场的信号场突变与我国暴雨的发生前期信号积聚规律性研究, 也可以揭示暴雨的突变过程的先兆, 为深入研究暴雨的产生和预测提供新思路。

2 方法与资料

为了提取暴雨 500 hPa 信号场的变化特征, 我们选取东亚地区 1973 年到 1995 年共 23 年北半球 500 hPa 高度场 5~10 月份的逐日资料, 总日数为 $23 \times 6 \times 30 + 23 \times 4 = 4\,232$ d, 格点数为 $61 \times 25 = 1\,525$, 格距是 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ($30^\circ \sim 180^\circ \text{E}$, $80^\circ \sim 20^\circ \text{N}$)。由于短期气候尺度一般是以月的单位, 所以逐日高度场的变化以逐月多年平均和标准差场作为比较基础, 对逐月高度场各个网格点进行标准化, 即用每一格点上的高度值与月多年平均值的差值反映气候信号, 以该格点多年序列的标准差反映气候噪音, 它们的比值称为信号噪音比, 简称为信号, 它的大小能反映高度变化的气候变化上的异常情况, 由各格点的信号值构成气候异常信号场, 简称信号场。考虑到我们选取的 13 场致洪暴雨的出现日, 基本出现在 5~9 月 (见表 1)。因此我们仅选取上述东亚地区 1973 年到 1995 年共 23 年北半球 500 hPa 高度场 5~9 月份的逐日资料, 每年总日数为 153 天。

表 1 各次暴雨的区域信号差 (区域 1 减区域 3 平均值)

场次	年份	暴雨发生日期		流 域	信号差	降水起始日期		降水结束日期	
		月	日			月	日	月	日
1	1982	5	12	北 江	0.67	5	9	5	14
2	1982	6	14	赣 江	-0.08	6	11	6	19
3	1976	7	7	湘 江	0.77	7	4	7	12
4	1976	7	11	西 江	-1.04	7	4	7	12
5	1981	7	12	嘉陵江	-0.04	7	9	7	14
6	1983	7	22	淮 河	0.21	7	17	7	24
7	1983	7	28	嘉陵江	-0.43	7	26	7	31
8	1982	7	29	颍 河	-0.25	7	28	8	4
9	1980	8	1	澄 水	-0.61	7	29	8	4
10	1975	8	7	淮 河	-0.39	8	4	8	9
11	1985	8	19	太子河	-0.26	7	29	8	25
12	1974	9	11	汉 江	0.13	9	8	9	16
13	1975	9	26	嘉陵江	-0.70	9	17	10	3

3 暴雨发生期间的显著信号区域

从暴雨发生日当天和前两天的 500 hPa 高度场中提取气候异常信号, 发现在中国周围的东亚地区 ($30^\circ \sim 180^\circ \text{E}$, $80^\circ \sim 20^\circ \text{N}$), 500 hPa 信号场的西部出现显著负信号区, 中部为显著正信号区, 东北部为显著负信号区的分布形势, 大体自西向东呈经向-+-的分布形势, 或是相反的分布形势。信号场主要显著信号区大体分布在我国境外的西部和

东部, 它们的符号是相反的, 是造成出现在我国各大流域地区暴雨的主要模态。为了寻找暴雨信号场中显著变化区域, 我们使用转动主分量分析^[5]。因为转动主分量分析能够通过公共因子轴的转动, 把高荷载相对集中在某个区域, 从而可以寻找到信号场的显著变化的区域。图 1 给出 13 场暴雨当天的前 3 个转动主分量的分布。

从图 1a 中可见, 第 1 转动因子荷载场中, 绝对值大于 0.6 的地区出现在 (30~100°E, 60~20°N) 地区, 地处我国的西部, 此地区与入侵我国冷空气路径基本相同, 其次是 (100~130°E, 40~20°N) 地区, 地处我国东部和东南部地区, 是西太平洋高压活动区域, 还有一个负的高荷载区 (120~180°E, 80~60°N), 地处东亚东北部, 对应鄂霍次克海高压活动地域。第 2 转动因子荷载场 (图 1b) 中, 绝对值大于 0.6 的地区主要出现在 (30~80°E, 60~40°N), 地处东亚的西部。第 3 转动因子荷载场

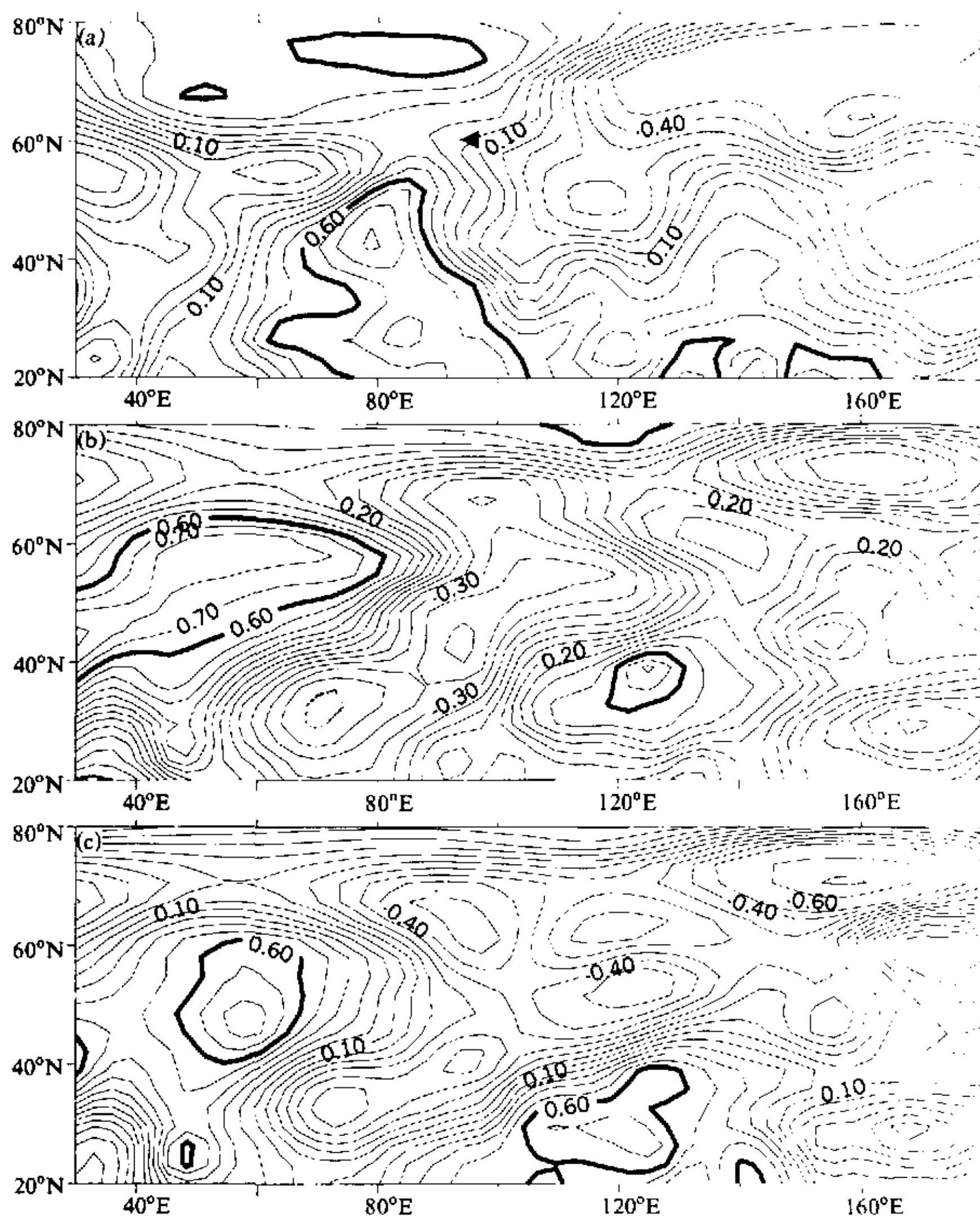


图 1 13 场暴雨当天的前 3 个转动因子荷载场
(a) 第 1 转动因子荷载场; (b) 第 2 转动因子荷载场; (c) 第 3 转动因子荷载场

(图 1c) 中, 正荷载绝对值大于 0.6 的地区出现在 ($40^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$, $60^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$), 仍然在东亚的西部; 其次是 ($100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$, $40^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$) 地区, 也地处我国东部和东南部地区, 是西太平洋高压活动区域; 此外, 还有一个负的高荷载区 ($130^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{E}$, $80^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$), 地处东亚东北部, 也对应鄂霍次克海高压活动地域。从三个荷载场的高荷载区分布来看, 集中的地区大致可分为三个区域。一个是 ($30^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$, $80^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$), 在我国境外西部, 称为区域 1, 主要反映从西部入侵我国冷空气活动路径信号场情况。另一个 ($80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$, $80^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$) 反映我国内陆地区的信号场差异, 称为区域 2。还有区域 3 ($120^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{E}$, $80^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$) 反映我国境外东部信号场差异, 即反映鄂霍次克海高压活动与西太平洋副高地区信号强弱变化对我国暴雨产生的影响。区域的地理位置与一些对暴雨产生的关键天气系统地理位置的研究结果是一致的。例如, 马仁光等^[6]对东南地区的连阴雨进行分析, 发现陆—海高压是连阴雨天气中最直接、最直观、最重要的天气系统。影响该地区的冷空气路径, 一般由乌拉尔山脊前经新疆北部、蒙古、河套、秦岭、长江中下游地区侵入东南沿海。在乌拉尔山阻塞高压 (或长波脊) 前部的横槽或低涡中, 不断分裂出小股冷空气, 沿中路路径抵达东南沿海, 逐渐形成陆—海高压并产生降水。也有从东路入侵, 通常在巴尔喀什湖至贝加尔湖间为一长波脊, 冷空气自高压脊前经内蒙古、华北、黄淮、长江中下游地区到达东南沿海, 逐步建立起陆—海高压。还有表现为前期乌拉尔山附近为一正在加深的低槽或低涡, 长波脊位于蒙古地区, 脊线位于贝加尔湖附近, 自脊前东南移的冷空气, 使东北南部、日本海及以东地区的横槽或冷涡发展加强, 其后部的冷空气先向西南, 然后转向东南沿海地区形成陆—海高压。

4 暴雨前兆指标

我们分别对区域 1、区域 2 和区域 3 求区域信号的平均值, 来反映区域信号场的主要特征。将区域 1 信号平均值减区域 3 的平均值 (见表 1), 作为反映我国境外东西部信号场差异指标。从表 1 中可见, 大部分暴雨场次为负值, 反映我国境外西部有负异常信号出现, 而东部则有正异常, 对应天气学所谓的“东高西低”天气形势。而且此两区域的天气系统均在我国境外, 它们的移动和发展变化是我国境内暴雨产生的重要因素。

为了突出中长期的信号前兆变化规律, 我们取暴雨发生年份 5 月 1 日到 9 月 30 日的信号场, 分别求出逐日区域 1 和区域 3 的平均值, 将区域 1 信号平均值减区域 3 的平均值, 形成 13 场暴雨年份的逐日信号差序列。

为了考察暴雨发生日前期大气过程的累积作用, 对信号场区域差序列做滑动平均。为便于预测时使用这种指标, 滑动平均值不是按传统的方法记在滑动平均区间的中间, 而是记在滑动期间下一天。根据自然天气周期的概念, 取天气周期平均间隔 7 天作为滑动窗口长度。对滑动信号差序列作如下试验。

4.1 累积距平序列

因为累积距平序列能反映序列的长期变化趋势, 而且它的累积作用也能表现大气过程的能量积聚效应。因此, 对 5 月 8 日到 9 月 30 日的滑动信号差序列求距平序列, 并做逐日累积, 得到信号差的累积距平序列。分析结果发现在暴雨发生前, 累积距平均有明显的正 (负) 距平积聚阶段出现。例如, 图 2 给出 1974 年区域差序列累积距平曲

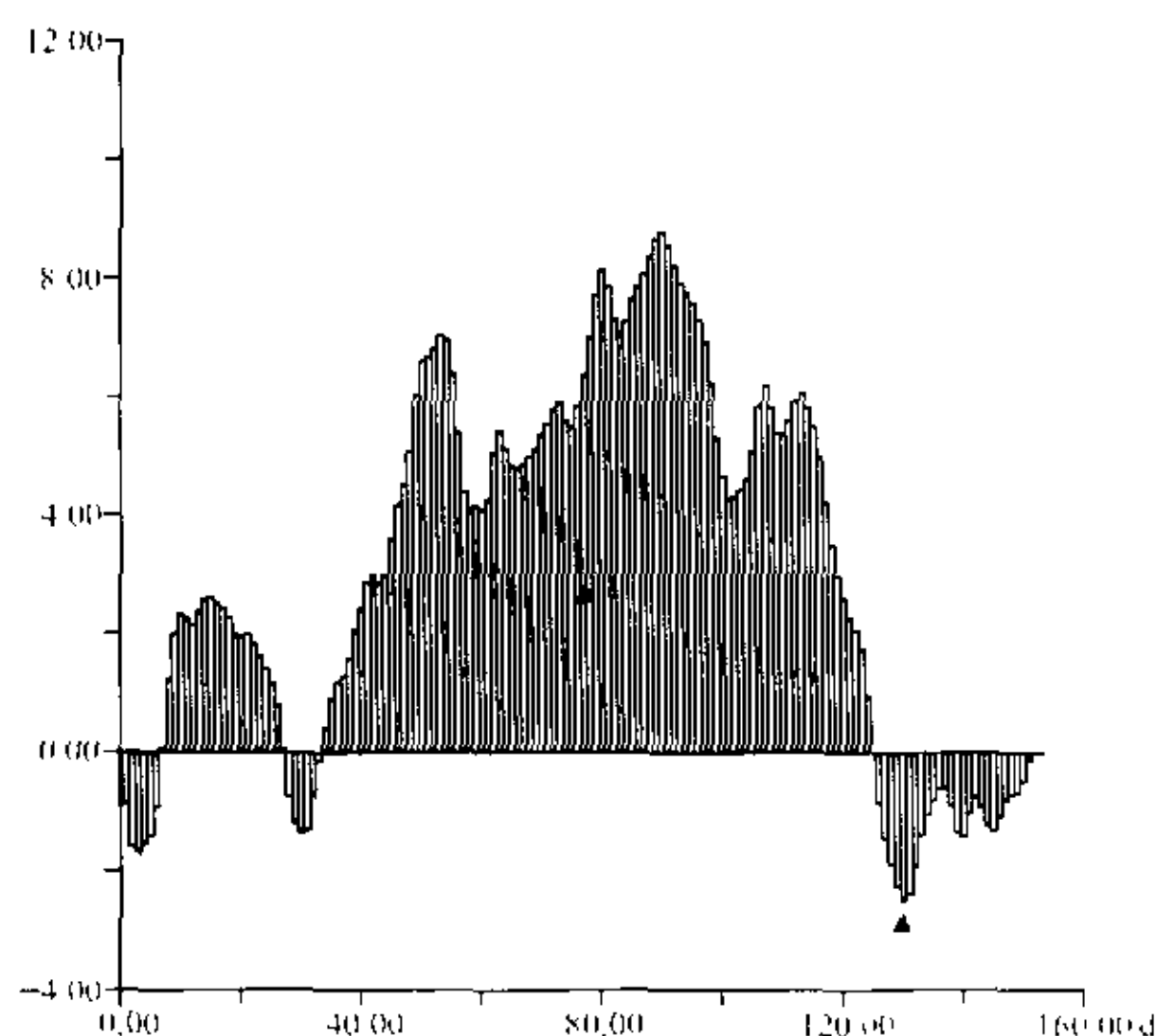


图2 1974年区域差序列累积距平逐日变化曲线

线, 从中看见, 在第30天开始有明显累积距平的增加趋势, 并一直保持正值到第130天, 它对应当年9月11日(第134日)的汉江流域暴雨前累积信号的正值变化高峰期, 然后逐日下降, 直到暴雨日后出现的一个负值突变点, 在130天, 它也是整个序列的最低值, 然后才出现暴雨(图中箭头表示)。又例如, 1985年区域差序列累积距平曲线(图3), 从中看见, 在第1~20天上有正距平积聚, 然后转变为负距平的积聚, 一直持续到100天, 并达到负距平累积的最低值, 它对应太子河流域暴雨前10天左右的累积信号差的负值变化高峰期, 然后逐日上升到正距平, 直到暴雨日出现(图中箭头表示)。这是反映大气过程正(负)距平累积与暴雨发生的关系的例子。实际上, 它们反映我国境外东西不同形势场的配置的长期积聚关系, 当正距平时, 500 hPa场是“西高东低”型, 如果这种形势在暴雨发生日之前长期维持, 就出现正累积距平的阶段; 反之, 则是“东高西低”型的维持阶段。

4.2 暴雨日前期的滑动信号差序列的共同变化特征

为了寻找暴雨前期信号差序列的共同变化特征, 我们以各场暴雨发生日为终点, 向前回溯37天为滑动平均的起始日, 滑动窗口长度为7天, 滑动平均值记在滑动期间下一天, 得到30天的滑动平均序列。由于第1场暴雨出现在5月

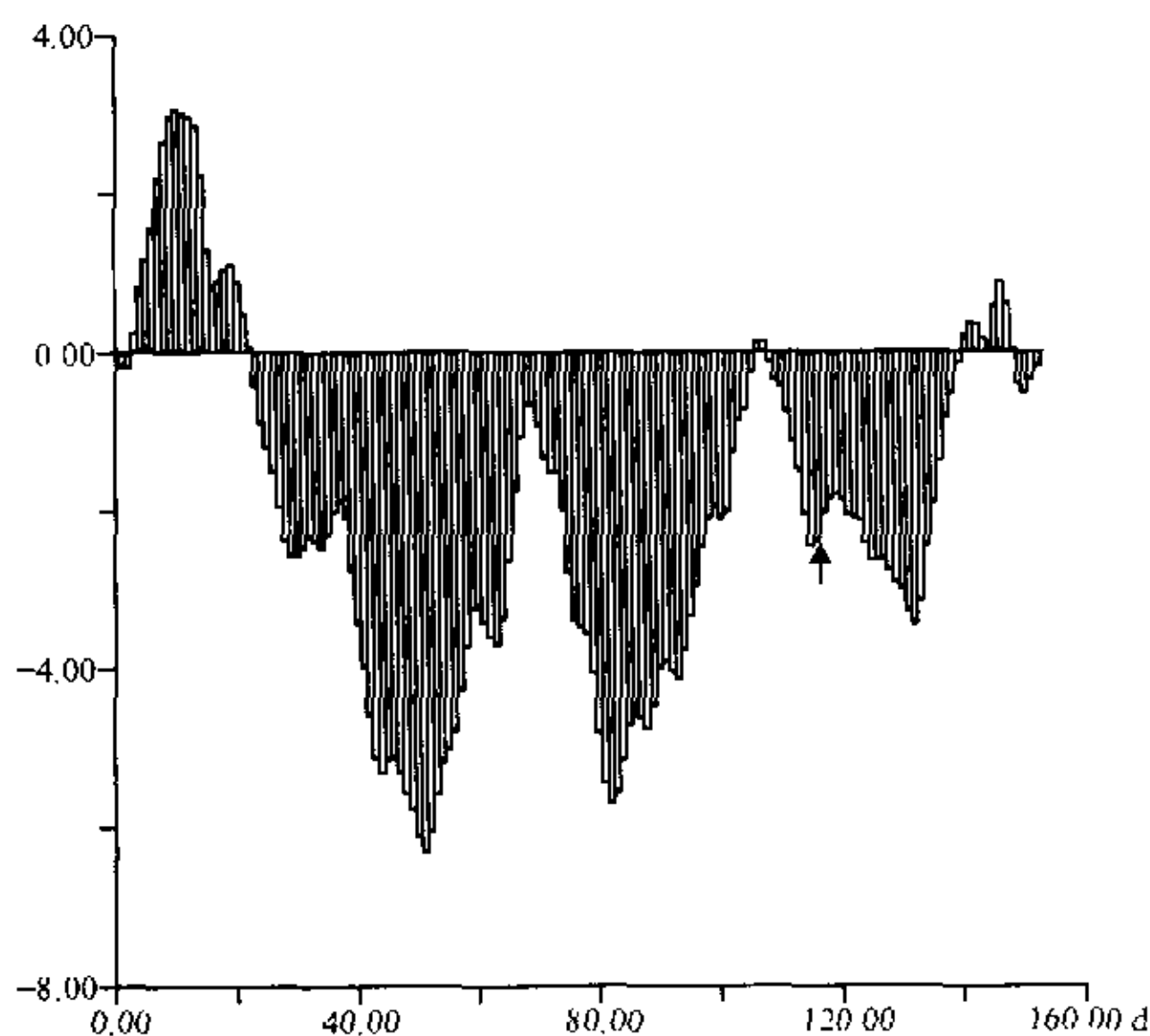


图3 1985年区域差序列累积距平逐日变化曲线

12日, 超出滑动期间。我们对其余12场暴雨的30日的滑动窗口长度为7天的滑动平均序列做主分量分析。发现12场暴雨日前30天的信号场区域差的7日滑动平均序列的变化有较强的规律性。表现在它们前3个主分量的变化模态可以解释86%的方差。

从图4中可见, 第1主分量模态中, 前30天开始主要表现为下降过程, 到15天左右达到最低值, 然后逐渐上升, 暴雨发生日的前5天左右信号差达到最高值, 然后逐渐

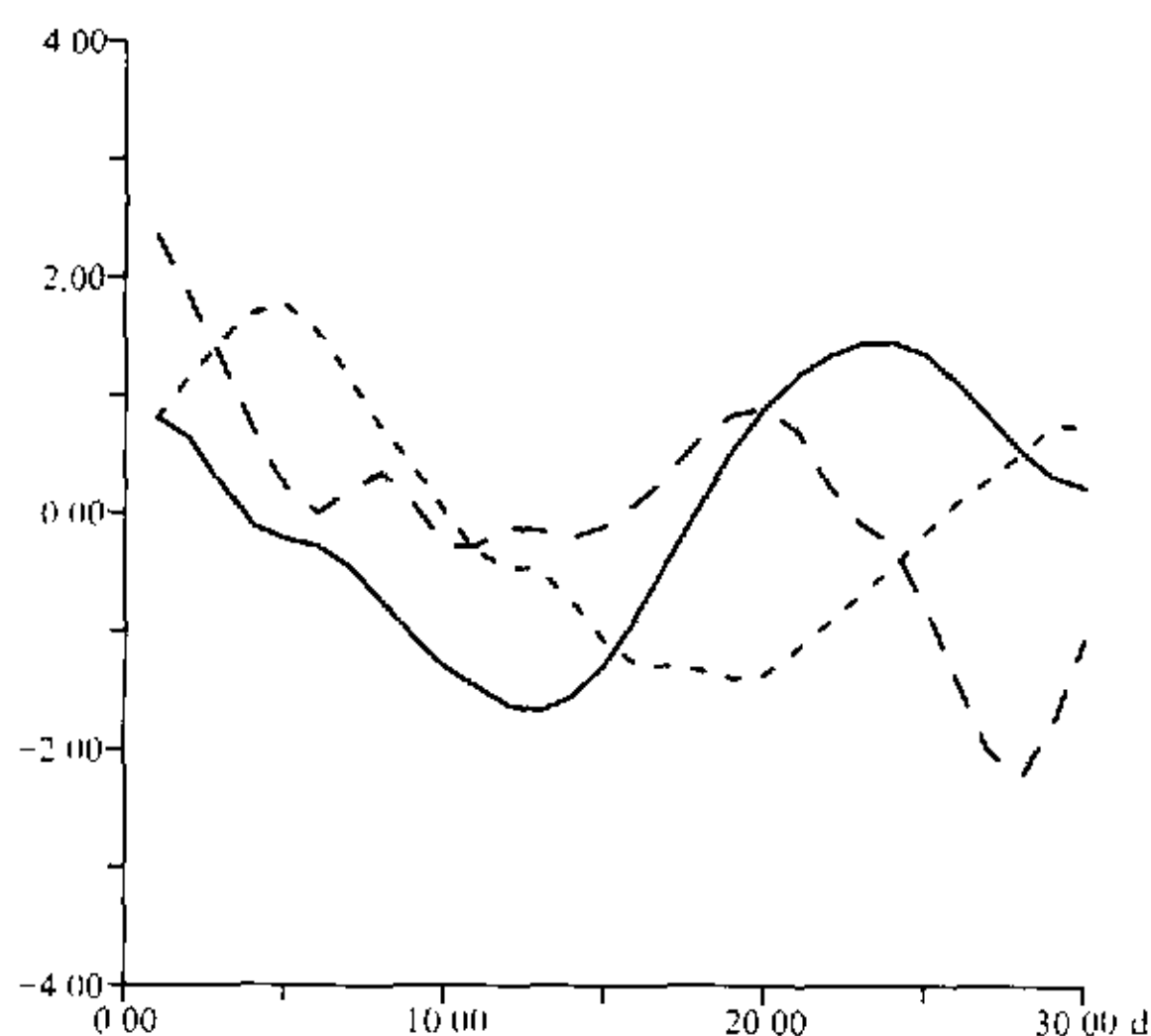


图4 信号场区域差滑动平均序列前3个主分量的逐日变化曲线

实线: 第1主分量; 短虚线: 第2主分量;
长虚线: 第3主分量

态中, 前30天开始主要表现为下降过程, 到20天左右出现低值, 然后逐渐上升在前10天左右出现高值, 然后又迅速下降直到出现最低值, 然后再攀升直至出现暴雨的变化过程。代表个例为第3场暴雨变化过程(见图5), 前30天开始主要表现为下降过程, 到25天左右出现低值-1.61, 然后逐渐上升在前14天左右出现高值1.97, 然后迅速下降直到前第6天出现最低值-3.03, 然后再攀升直至前1天出现高值1.35, 再下降直至出现暴雨。这三个变化模态反映信号差滑动平均序列的变化特征, 均有先下降再上升至峰点, 然后在再下降过程中出现暴雨的规律性, 这与图2、3的正累积距平变化过程与暴雨发生的关系是对应的。

5 信号差序列的突变分析

从上述几种暴雨发生日的前30天变化模式中, 均有信号差达到最低值, 然后逐渐

下降, 直到出现暴雨的变化过程。代表个例为第10场暴雨(1975年8月7日出现在淮河流域)变化过程(见图5), 暴雨发生日的前30天信号差出现负值, 逐渐下降到前18天出现最低值-4.44, 然后逐渐上升到前8天信号差出现几天的高值, 最高值达3.00, 然后又下降为负值直到出现暴雨。第2主分量模态中, 暴雨发生日的前25天左右信号差达到最高值, 逐渐下降在前10天附近出现最低值, 再上升直到出现暴雨的变化过程。代表个例为第9场暴雨变化过程(见图5), 暴雨发生日的前25天信号差出现短暂的正值, 然后迅速转为负值并逐渐下降到前10天, 达到信号差的最低值-3.71, 然后又逐渐上升直到前1天出现正值0.07, 再下降出现暴雨。第3主分量模

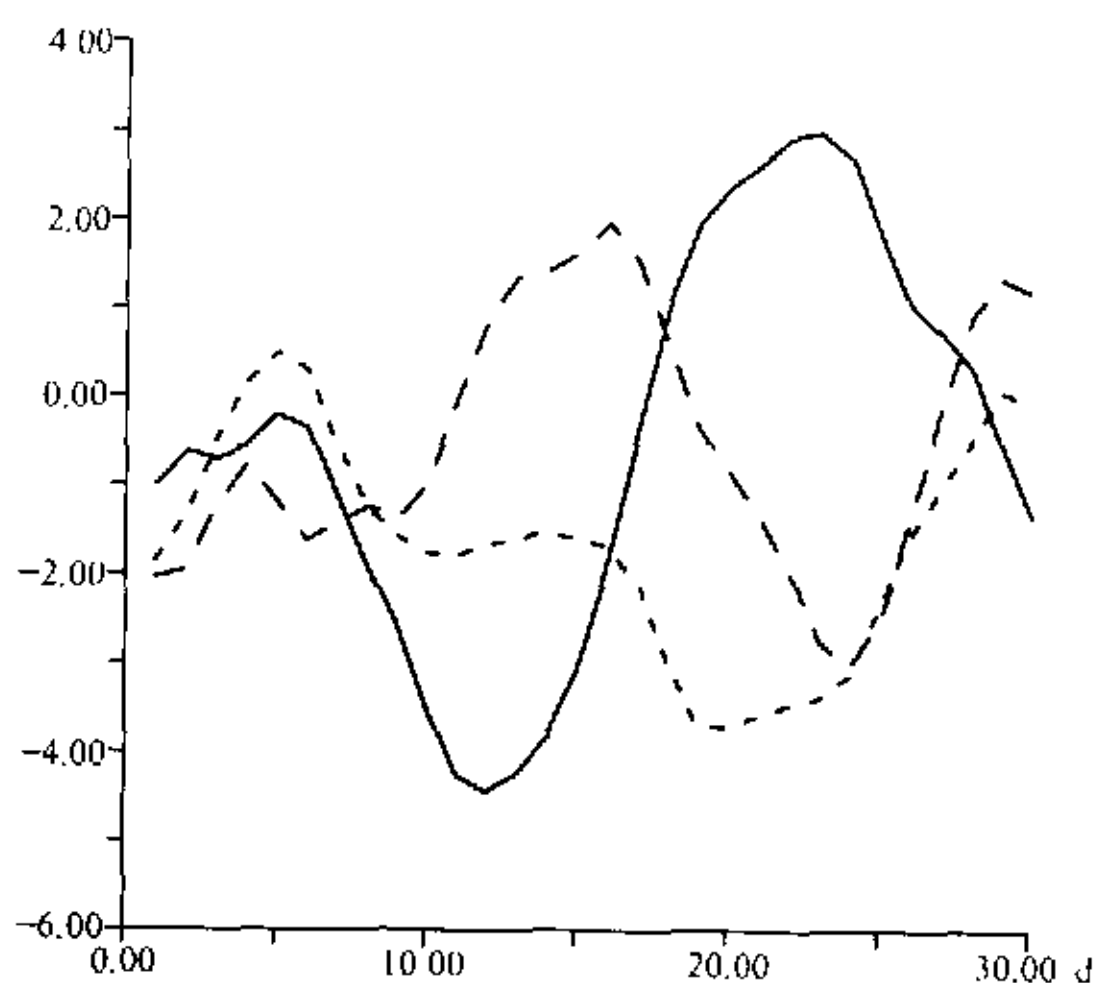


图5 信号场区域差滑动平均序列3个例逐日变化曲线

实线、短虚线、长虚线分别表示第10、9、3场暴雨日的前30天变化

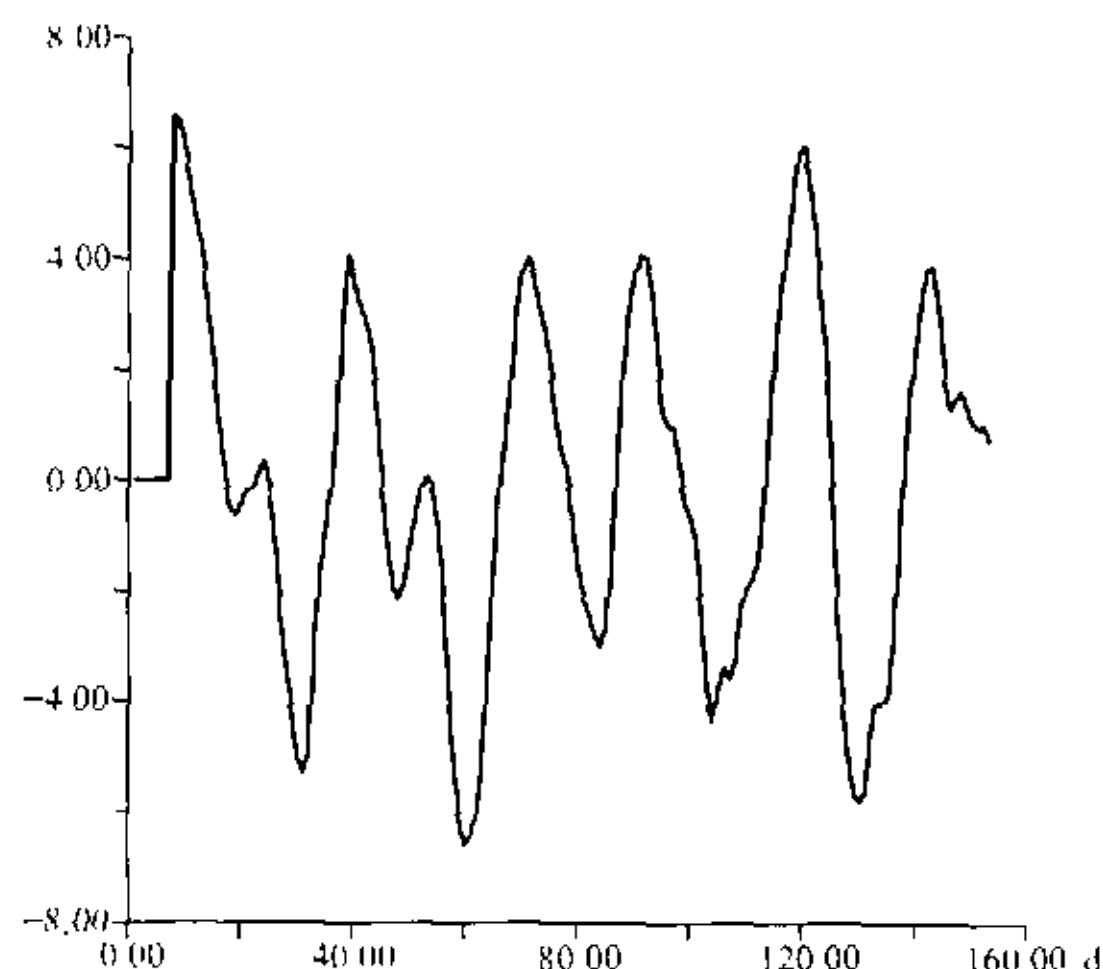


图6 1975年信号场区域差滑动平均逐日变化序列

上升达到最高值,然后再逐渐下降直到出现暴雨的变化过程。而且这种变化过程在整个夏季信号场区域差序列的变化中,也是属于最剧烈的变化的时间段。图6给出1975年信号场区域差序列,从中看见,在第70~80天有一个由高值转变为低值的过程,然后在第91~93天上有明显突出的正高值(在整个5月到9月也是最大值期间),显然它对应当年8月7日(第99日)的淮河暴雨前7天左右的累积信号差的正值变化高峰期,然后逐日下降直到暴雨日后出现的一个负值突变点。完成一次信号差序列的振幅最大的突变过程。

为了检测这种突变现象,我们用四个突变统计量的主分量分析法^[7],对1975年信号场区域差序列做突变点分析。使用滑动窗口为20天,得到突变综合统计量序列。从突变统计量变化曲线(见图7)可见,在99天有一高峰,其值2.037,它对应当年8月7日(第99日)的淮河暴雨。由于突变综合统计量主分量是标准化变量,在遵从正态分布的情况下,此峰值已超过5%的显著水平。进一步说明,对逐日信号场区域差序列的变化中,可以分析出与暴雨发生有关的突变现象。

6 结论

本文在500 hPa高度信号场与我国暴雨发生的规律研究基础上,进一步寻找高度信号场能显示与暴雨的突变现象有关的异常信号出现的地区和描述指标。结果发现如下规律性:

(1) 通过转动主分量分析,发现异常信号出现的地区大致可分为三个区域:(30~80°E, 80~20°N),在我国境外西部,称为区域1,主要反映从西部入侵我国冷空气活动路径信号场情况;另一个(80~120°E, 80~20°N)反映我国内陆地区的信号场差异,称为区域2;区域3(120~180°E, 80~20°N)反映我国境外东部信号场差异,即反映鄂霍次克海高压活动与西太平洋副高地区信号强弱变化对我国暴雨产生的影响。分别对区域1、区域2和区域3求区域信号的平均值,可以用来反映区域信号场的主要特

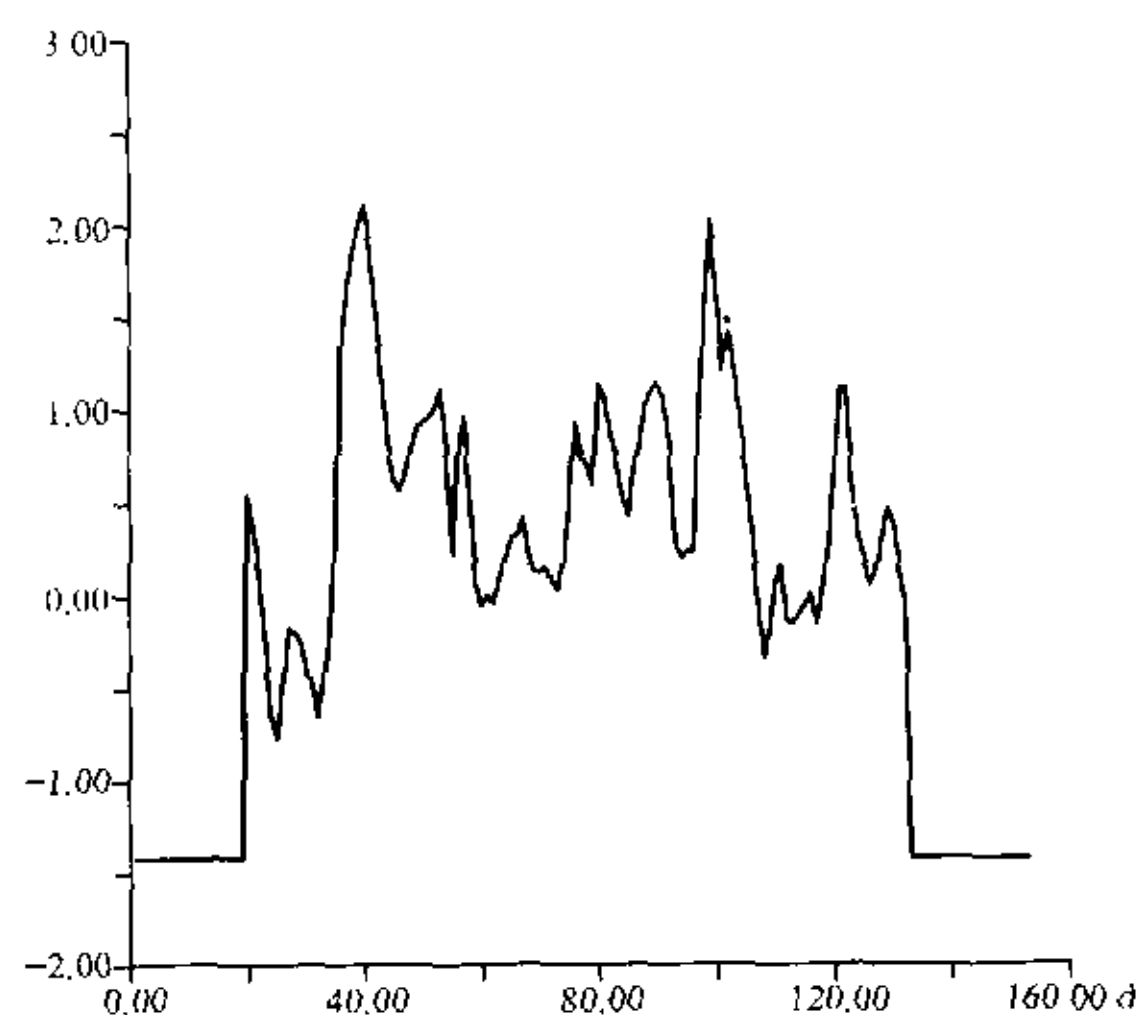


图7 1975年信号场区域差滑动平均序列突变综合统计量逐日变化曲线

征。进一步将区域 1 信号平均值减区域 3 的平均值, 作为反映我国境外东西部信号场差异指标。

(2) 通过年的信号差序列的累积距平序列分析, 发现暴雨发生前, 累积距平均有明显的正(负)距平积聚阶段出现。

(3) 暴雨日前期的滑动信号差序列的变化特征有三个变化模态, 其变化大体可以归结为先下降再上升至峰点, 然后在再下降过程中出现暴雨的规律性。

(4) 对逐日信号场区域差序列的变化中, 可以分析和反映暴雨发生的突变现象。

总之, 对致洪暴雨发生日的前期 500 hPa 信号场的分析中, 发现其中某些指标与我国暴雨出现有密切关系, 对我国年度暴雨短期预报分析中有一定的参考价值, 可以作为传统天气动力诊断的补充工具。

参 考 文 献

- 1 张延亭、张瑛, 江西“98.6”连续暴雨形成的特殊性, 气象, 1999, 25 (6), 8~12.
- 2 周晓平、刘洪军、崔继良, 一次局地特大暴雨的成因分析, 气象, 1999, 25 (8), 44~46.
- 3 刘爱鸣、陈世阳, “98.5.14”闽北大暴雨成因分析, 气象, 1999, 25 (10), 43~47.
- 4 潘志祥、宁迈进, 1998年洞庭湖流域特大暴雨的雨水情分析, 气象, 1999, 25 (9), 11~14.
- 5 黄嘉佑, 气象统计分析与预报方法, 北京: 气象出版社, 2000, 302pp.
- 6 马仁光、刘德阔, 东南沿海3月连阴雨中的地面陆-海高压, 气象, 1999, 25 (12), 48~51.
- 7 Huang Jiayou, The response of climate jump in summer in North of China to global warming, *Advances in Atmospheric Sciences*, 2000, 17, 184~192.

Jump Phenomena in the 500 hPa Signal Field and the Occurrence of China's Heavy Rainfalls

Huang Jiayou

(Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871)

Yang Yang and Zhou Guoliang

(Water Resources Information Center, Ministry of Water Resources, Beijing 100053)

Abstract Based on the previous paper entitled “A Study of the 500 hPa Signal Field about Heavy rainfall in China”, the statistics is found in the 500 hPa signal field. It is found that there are three areas of significant signal: to west of China, inland of China, and to east of China, separately. The indices representing the 500 hPa signal field are extracted. They can describe the anomaly phenomena before the occurrence of the heavy rainfall. The accumulated values and moving averages can be presented of the climate signal and be associated with the occurrence of the heavy rainfall occurrence. They are the efficient statistics being used in the heavy rainfalls on the short climate predictions. It shows that the 500 hPa-signal field is also additionally efficient tools in the synoptic diagnostic studies.

Key words: heavy rainfall; 500 hPa-signal field; abrupt jump analysis