

近四十年我国东部盛夏日降水特性变化分析

李红梅^{1,2} 周天军¹ 宇如聪³

1 中国科学院大气物理研究所大气科学与地球流体力学数值模拟国家重点实验室，北京 100029

2 中国科学院研究生院，北京 100049

3 中国气象局中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室，北京 100081

摘要 基于中国地区 740 台站的日降水资料，细致分析了近 40 年我国东部盛夏即 7、8 月份降水长期趋势和年代际变化特征。按小雨、中雨、大雨以及暴雨降水强度分类，探讨了不同强度降水在我国东部降水变化中的贡献。结果表明，中国东部地区盛夏降水变化主要受暴雨强度降水变化的影响，占总降水变化 60% 以上。近 40 年来，盛夏长江流域降水量、降水频率、极端降水频率以及暴雨降水强度均呈增大趋势，在华北地区则呈减小趋势，除降水频率在长江流域的变化趋势绝对值比华北地区小外，另三个指标在长江流域的趋势变化值大约是后者的 2 倍。降水强度在中国东部表现出一致的增大趋势，但华北地区增大趋势不显著。华北地区降水的减少主要是小雨强度降水频率减小的结果，强降水的频率和强度在该地区也呈微弱的减小趋势，其中小雨强度降水频率减小趋势大值中心值达到 -3%/10a，比中雨以上强度降水频率变化趋势值大一个量级；长江流域降水的增多，是各强度降水频率和强度增大共同作用的结果。长江流域和华北地区在区域平均降水频率、降水强度、极端降水频率、最大降水量的时间序列上，彼此均为负相关关系，其中降水频率和极端降水频率序列在两区域的相关系数通过 99% 的信度检验。Mann-Kendall 检验表明，除华北地区降水强度外，其他降水指标均存在显著的年代际跃变。与 1970 年代末的气候跃变相对应，华北地区降水频率较之长江流域的跃变明显；但长江流域极端降水在 1970 年代末的跃变较之华北地区更显著，其降水强度、极端降水频率以及最大降水量均于 1970 年代末期前后发生显著年代际跃变。

关键词 降水频率 降水强度 极端降水 最大降水量

文章编号 1006-9895 (2008) 02-0358-13 中图分类号 P426 文献标识码 A

Analysis of July-August Daily Precipitation Characteristics Variation in Eastern China during 1958-2000

LI Hong-Mei^{1,2}, ZHOU Tian-Jun¹, and YU Ru-Cong³

1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, China Meteorological Administration, Beijing 100081

Abstract Daily precipitation data from 740 stations are used to analyze July-August precipitation trends and decadal variation in eastern China. The precipitation is categorized into four types according to the daily rainfall amount: 0.1-9.9 mm/d, 10.0-24.9 mm/d, 25.0-49.9 mm/d, and above 50.0 mm/d. Special attention has been devoted to

收稿日期 2006-10-09, 2006-12-22 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2004CB418304, 中国科学院创新团队国际合作伙伴计划项目“气候系统模式研发及应用研究”, 国家自然科学基金资助项目 40625014、40375029

作者简介 李红梅, 女, 1982 年出生, 博士生, 主要从事气候分析研究。E-mail: lihm@mail.iap.ac.cn

their contribution to the total precipitation variation in eastern China. The results prove that total precipitation variation in eastern China is mainly due to the changes of torrential rain. The trend analyses show that the amount of precipitation, the frequency of precipitation, the frequency of extreme precipitation and the intensity of torrential rain have significantly increased along the Yangtze River valley and evidently decreased in North China during 1958-2000. Except for the frequency of precipitation, trends of other indices along the Yangtze River valley are greater than that in North China. The intensity of precipitation has coherently positive trend in eastern China however is not statistically significant in North China. The drought in North China results from the decrease of the frequency for light rain, with the maximum decreasing trend of -3%/10a, the frequency and intensity of extreme precipitation in this area also have weak decreasing trends. The flooding along the Yangtze River valley in the past decades results from the increase of all sorts of precipitation frequency and intensity. The variations of precipitation frequency, intensity, extreme precipitation frequency and the maximum precipitation along the Yangtze River valley are out-of-phase with those in North China, as indicated by the significant negative correlations between the regional mean time series. The Mann-Kendall tests show that nearly all precipitation indices except the frequency along the Yangtze River valley and the intensity in North China have significant decadal shifts. In response to the decadal shift of East Asian climate in the late 1970s, the precipitation frequency of North China experienced a shift starting from the late 1970s, this kind of precipitation frequency shift is however not apparent along the Yangtze River valley. The decadal shift of extreme precipitation indices along the Yangtze River valley in the late 1970s are more significant than that in North China, with the shifts of precipitation intensity, extreme precipitation frequency and the maximum precipitation occurring around the late 1970s.

Key words precipitation frequency, precipitation intensity, extreme precipitation, maximum precipitation

1 引言

中国东部气候存在着显著的年代际变化。伴随全球大气环流形势在20世纪70年代末的跃变，亚洲、非洲季风减弱，并一直维持至今^[1,2]。随着东亚夏季风的减弱，长江流域降水增多，华北地区降水则减少，使得东部地区降水呈现出“南涝北旱”的分布特征^[3~6]。围绕着东亚季风年代际变率的机制，国内外学者展开了较为深入的研究，有许多工作强调海洋在中国夏季气候年代际变化中的作用，例如，Wu等^[7]指出在西北太平洋地区和长江流域，最近40年ENSO和季风的关系一直处于稳定维持状态。然而在华北地区，自20世纪70年代末开始，ENSO与季风的关系经历了一个显著的变化。Wang等^[8]研究结果表明西北太平洋夏季风强弱对东亚夏季风存在指示作用，并指出从20世纪70年代末开始，西北太平洋夏季风年际变化增大。Gong等^[9]和Hu等^[10]提出热带太平洋和热带印度洋SST的年代际变化通过影响副热带高压而影响中国夏季降水；周连童和黄荣辉^[11]指出是热带太平洋的SST年代际变化通过影响水汽输送而令中国夏季降水发生改变。Zhou和Yu^[12]在此基础上指出引起夏季降水变化的水汽输送异常，在源头上

与气候平均情况不同。除了强调海洋的作用之外，亦有学者讨论了青藏高原积雪异常的影响，例如Zhang等^[13]发现青藏高原冬季积雪自20世纪70年代末开始经历了一个显著的从少雪到多雪的转变，青藏高原的积雪变化通过影响西太平洋副高和高原东侧低涡的发展，使得长江流域降水增多。

实际上，影响中国地区夏季降水的主要因子如太平洋海温、青藏高原积雪、东亚季风、阻塞高压和西太平洋副高等，在过去几十年中均经历了显著的年代际变化^[14]。这使得讨论这些因子间变化的因果关系，成为一项较为困难的事情，目前尚难形成定论。例如，有研究工作把中国夏季气候的年代际变化与人类活动联系起来，指出人为排放的硫酸盐气溶胶通过冷却大气、改变中国东部地区地气系统热力平衡，能够最终导致雨带的南移^[15]；而数值模式试验结果显示，黑炭气溶胶的人为排放亦能通过改变局地大气稳定度和垂直运动，造成局地降水增加^[16]。高学杰等^[17,18]在中国区域运用区域气候模式作CO₂加倍实验得到的结果显示，温室气体增加后，局地的气温将升高，降水增多，极端事件也增多。不过，基于数值试验的结果，可能存在模式依赖性，最近对国际上19个海气耦合模式的“20世纪气候模拟试验”结果的分析发现，尽管给

定了气溶胶等的作用，但只有少数模式能够部分模拟出东亚气候的年代际变化^[19]。与此同时，有研究工作认为中国气候的年代际变化是对大尺度年代际自然气候变率的一种区域响应，有其独特的三维结构，例如，夏季东亚对流层中上层存在显著的变冷趋势（在300 hPa最强），伴随这种变冷现象，东亚上空西风急流南进，东亚夏季风减弱，造成华北地区偏旱、长江流域偏涝^[20]。进一步的分析发现，这种对流层中上层的变冷，在春季同样存在，并且能够通过局地大气环流影响长江以南地区晚春的降水^[21]。而围绕着对流层中上层变冷的成因，至少在春季它是与北大西洋涛动（NAO）的年代际变化存在显著联系^[22]。围绕青藏高原下游地区春季变冷机制的分析工作，进一步证实了东亚气候年代际变化与NAO的联系^[23]。

上述关于中国气候年代际变化的讨论，多是围绕着月或者季节平均气候要素展开的。那么，在年代际气候变化这一大的背景下，包括降水频率、降水强度和极端降水在内的我国东部地区降水特性的变化特征如何？是否亦表现出显著的年代际尺度变化？这是一个受到普遍关注的问题，因为“南涝北旱”是各种降水变化的最终结果，而能够造成巨大生命与财产损失的多是作为降水特性指标之一的极端降水。极端天气气候有其独特的变化特征，例如，严中伟等^[24]指出在大部分情形下，极端气候变化可达平均气候变化的5~10倍，而在另外一些情形下，极端气候完全逆平均气候而变化。Han 和 Gong^[25]研究发现，中国北方（35°N~50°N, 100°E~125°E）1980~1993年的降水频率比前期明显偏低、强降水时间分布较常年（7月中旬~8月初）更分散。翟盘茂等^[26]分析发现近40年中国东部年平均降水强度极端偏强的趋势较为显著。Zhai等^[27]进一步指出近40年来，夏半年极端降水频率在华北地区减小、在长江流域增加，全年平均华北地区降水量减少主要是由于降水频率减小，而长江流域降水增加主要是由于降水强度加大且极强降水事件增多。Wang等^[28]也指出近40年夏季极端降水频率在长江流域增多而在华北地区减少。王志伟等^[29]指出，近50年我国秦岭淮河以南地区夏季洪涝范围在扩大，夏半年降水趋于集中，容易导致极端洪涝事件的出现。

上述工作多是针对过去50年中国区域的降水

变化趋势，涉及年代际变化的讨论不多。本文的目的，是利用观测资料分析小雨、中雨、大雨以及暴雨各强度降水变化对总降水变化的贡献及其本身的变化趋势，并进一步讨论中国东部盛夏降水特性（包括降水频率、降水强度和极端降水）的变化趋势，重点是其年代际变化特征。本文其它部分安排如下：第2节扼要介绍本文所用资料和方法；第3节是本文重点，从趋势变化和年代际变化两个角度，讨论了中国东部降水特性的变化情况；最后是结论和讨论。

2 资料和方法

本文所用资料是中国气象局信息中心提供的740台站逐日降水，时间是1951~2000年。由于前面几年缺测值较多，这里选取其中554个站点1958~2000年的资料进行分析（站点的分布情况见图2）。为讨论不同强度降水变化对总降水变化的贡献，我们按传统天气学定义把降水分为小雨（0.1~9.9 mm/d）、中雨（10.0~24.9 mm/d）、大雨（25.0~49.9 mm/d）及暴雨（大于50.0 mm/d）四个等级，分别统计各强度降水的变化。

本文所用的主要统计指标有：降水频率、降水强度、第95个百分位降水量、极端降水事件和最大日降水量。降水频率被定义为有降水的天数占总天数的百分比；降水强度即有降水的天数日降水量的平均值，由于降水强度能较好地反映其他极端降水指标的变化特征，因此成为极端降水研究的重要指标^[30]。

根据翟盘茂等^[31]，本文极端降水事件的定义方法是：把1961~1990年逐年7、8月日降水量序列的第95个百分位数的30年平均值定义为极端降水事件的阈值，当某站某日降水量超过这一阈值时，就称之为极端降水事件。较之传统的全国统一的、固定的日降水量定义方法，该方法的优越之处在于它充分考虑了降水的地区间差异，使得各地极端降水的阈值都依本地降水情况而定，能够更好地反映降水变化的区域性特征。

参考文献[32]，第95个百分位降水量的计算方法是：把降水序列按升序排列 $x_1, x_2, \dots, x_m, \dots, x_n$ ，某个值小于或等于 x_m 的概率为

$$P = \frac{m - 0.31}{n + 0.38}, \quad (1)$$

式中， m 为 x_m 的序号， n 为降水序列值的个数，这里 $n=62$ ，即 7、8 月份的总天数。第 95 个百分位值是指 $P=95\%$ 所对应的 x_m 值。

需要说明的是，Folland 等^[33] 对公式(1)进行了细致讨论，并通过与其他公式的比较，论证了该公式的合理性，指出不同方法的结果在 m 小值一端几乎无差别，但在 m 大值一端则有较明显的差异，公式(1)的结果与基于正态分布与 Gamma 分布的公式结果较接近，而直接取升序序列百分位数值的方法则与之差异稍大一些。

此外，本文所用的分析方法包括趋势分析、合成分析、Mann-Kendall 气候突变检测方法^[34~36]。对线性趋势的显著性检验是利用相关系数检验方法^[37]，检验水平均设置为 10%（即是否通过 90% 信度）。这里我们主要分析 7、8 月份的降水特性变化情况，因为中国东部地区长江流域变涝华北地区变旱的降水趋势变化主要发生在这一时段^[15, 20]；作者分别对夏季各月的降水作趋势分析，结果亦表

明 6 月份降水量的趋势变化无明显的长江流域变涝华北地区变旱特征（图略），因此本文下面的分析都是针对 7、8 月进行的。

3 结果分析

3.1 各降水特性指标在盛夏降水量长期变化中的作用

图 1 所示为小雨、中雨、大雨以及暴雨各强度降水量变化对总降水量变化的方差贡献（取各强度降水量序列与总降水量序列相关系数的平方）。可见在中国东部地区，暴雨对总降水量变化的方差贡献最大，都超过了 60%。这反映出中国东部地区总降水量的变化主要受暴雨的影响。但需要注意的是，这里所指的变化包括了长期趋势、年际和年代际等所有时间尺度上的信号。下面首先检查中国东部地区降水的趋势变化特征。

图 2 为 1958~2000 年 7、8 月平均降水量变化趋势，可见，长江流域降水呈增加趋势，而华北地

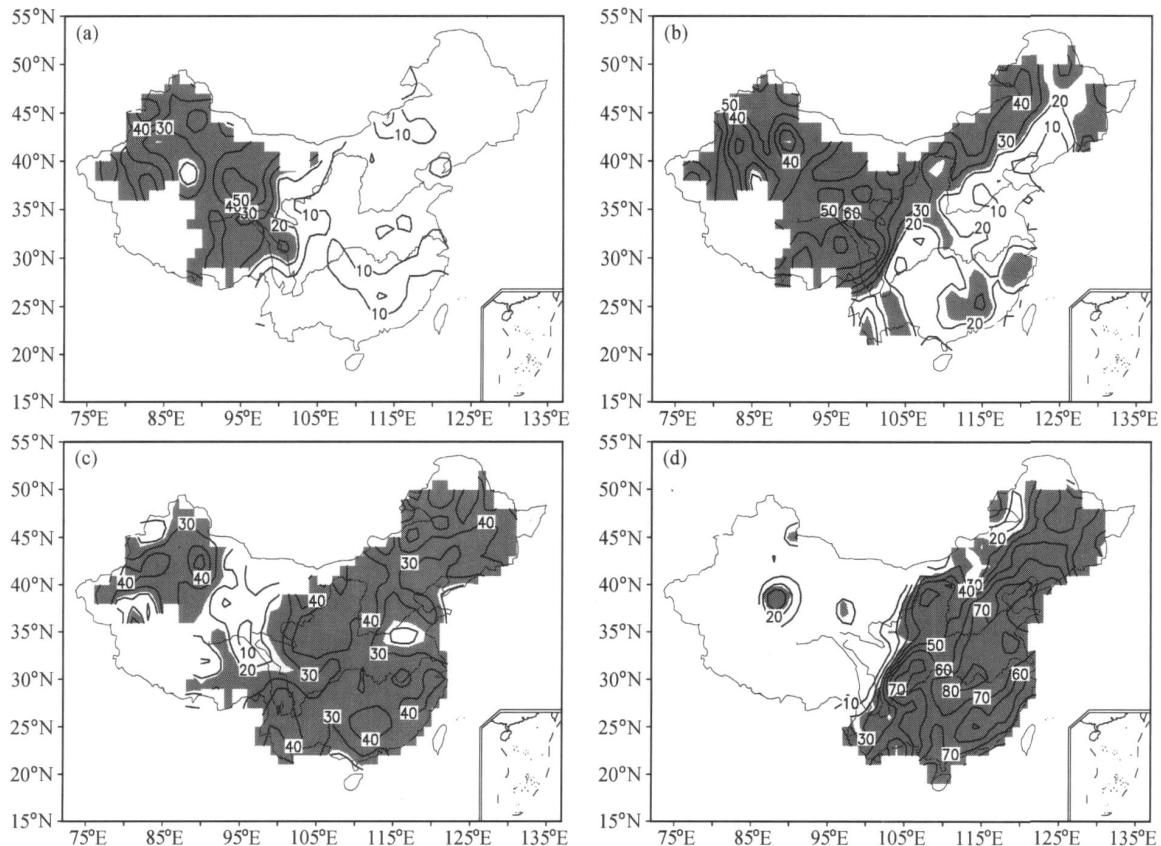


图 1 1958~2000 年 7、8 月各强度降水序列对总降水变化的方差贡献百分率 (%)：(a) 小雨；(b) 中雨；(c) 大雨；(d) 暴雨。阴影表示通过 99.9% 信度检验的区域

Fig. 1 The contribution of each type of precipitation to total precipitation variance for Jul and Aug during 1958~2000 (%) : (a) Light rain ; (b) moderate rain ; (c) heavy rain ; (d) torrential rain. The shaded areas are statistically significant at the 0.1 % level

区降水则呈减少趋势，这与 Zhai 等^[27]和 Wang 等^[28]对夏季 7、8、9 三个月 (JJA) 的平均降水统计得到的结果一致，表明通常所说 JJA 长江流域变涝华北地区变旱的降水趋势变化主要发生在 7、8 月。从图 2 可以看到，长江流域降水的变化趋势绝对值

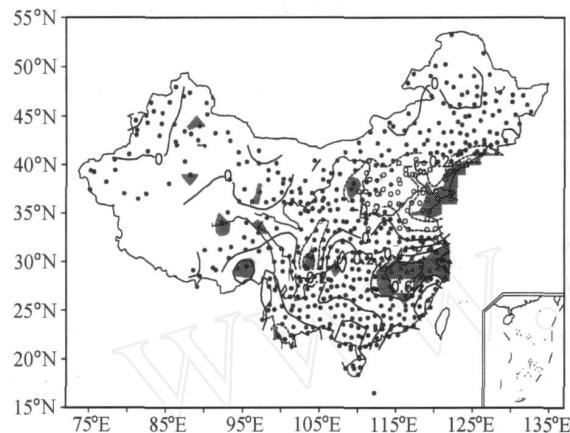


图 2 1958~2000 年 7、8 月平均降水每 10 年的变化趋势 [等值线, 单位: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$]。阴影为通过 90 % 信度检验的区域, 图中实心圆点、空心三角形、空心圆点表示所用资料的站点分布, 其中空心三角形为选取长江流域站点分布, 空心圆点为选取华北地区站点分布

Fig. 2 Trends in Jul-Aug mean precipitation during 1958-2000 [contours, units: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$]. The shaded areas are statistically significant at the 10 % level; the dots and triangles show the locations of observing stations; among them, the triangles indicate stations along the Yangtze River valley and the hollow dots indicate stations in North China, which will be used to calculate regional mean precipitation

比华北地区要大, 长江流域地区趋势变化最大中心值可达 $0.6 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$, 而华北地区仅为 $-0.3 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 。Zhai 等^[27]对年平均降水强度和降水频率变化作了分析, 结果显示华北地区降水量减少主要是由于降水频率减小, 而长江流域降水增加主要是由于降水强度加大且极强降水事件增多。那么, 7、8 月降水量的上述变化, 是降水频率变化的作用, 还是降水强度变化的作用结果? 为回答这一问题, 图 3 给出 7、8 月降水频率和降水强度的变化趋势。7、8 月降水频率的变化趋势与降水量变化趋势呈现出基本一致的空间分布特征, 即长江流域降水频率增大, 而华北地区则呈减小的趋势。从两个区域的比较来看, 华北地区降水频率变化趋势值较长江流域大, 长江流域趋势变化大值中心为 $2 \% / 10 \text{ a}$, 而华北地区达到 $-4 \% / 10 \text{ a}$, 其绝对值为长江流域的两倍, 这与降水量的变化趋势不同。降水强度在中国东部地区则均呈现出一致增大的趋势, 且这种趋势在长江流域较之华北地区要明显。为讨论不同强度降水事件在总降水变化中的作用, 进一步把降水分为小雨、中雨、大雨及暴雨四个等级, 分别统计各级别降水的频率变化, 结果见图 4。各级别降水均呈现出一致的变化趋势, 即在长江流域增大, 在华北地区减小。不过, 华北地区降水频率减小主要发生在小雨级别, 其趋势变化大值中心值达到 $-3 \% / 10 \text{ a}$, 比中雨以上级别降水频率趋势变化值大一个数量级, 而长江流域降水频率增大则主要发生在中雨以上级别, 其变化大值中心

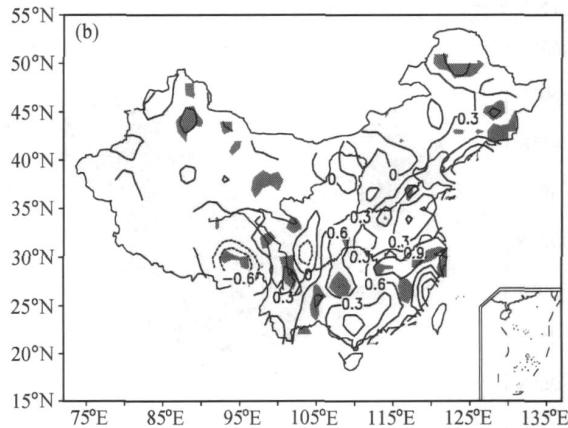
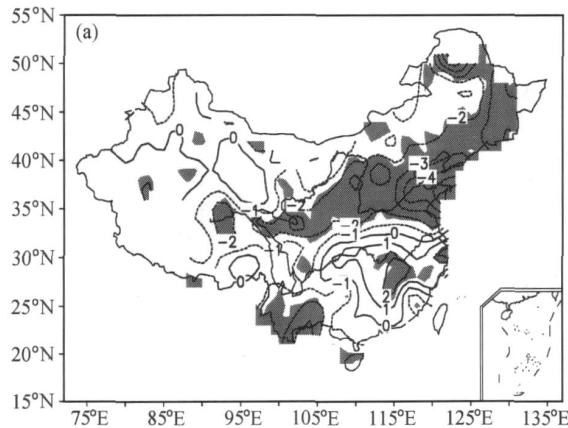


图 3 1958~2000 年 7、8 月降水频率 (单位: %/10 a) (a) 和降水强度 [单位: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$] (b) 变化趋势。阴影为通过 90 % 信度检验的区域

Fig. 3 Trends in (a) precipitation frequency (%/ 10 a) and (b) precipitation intensity [$\text{mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$] for Jul and Aug during 1958-2000. The shaded areas are statistically significant at the 10 % level

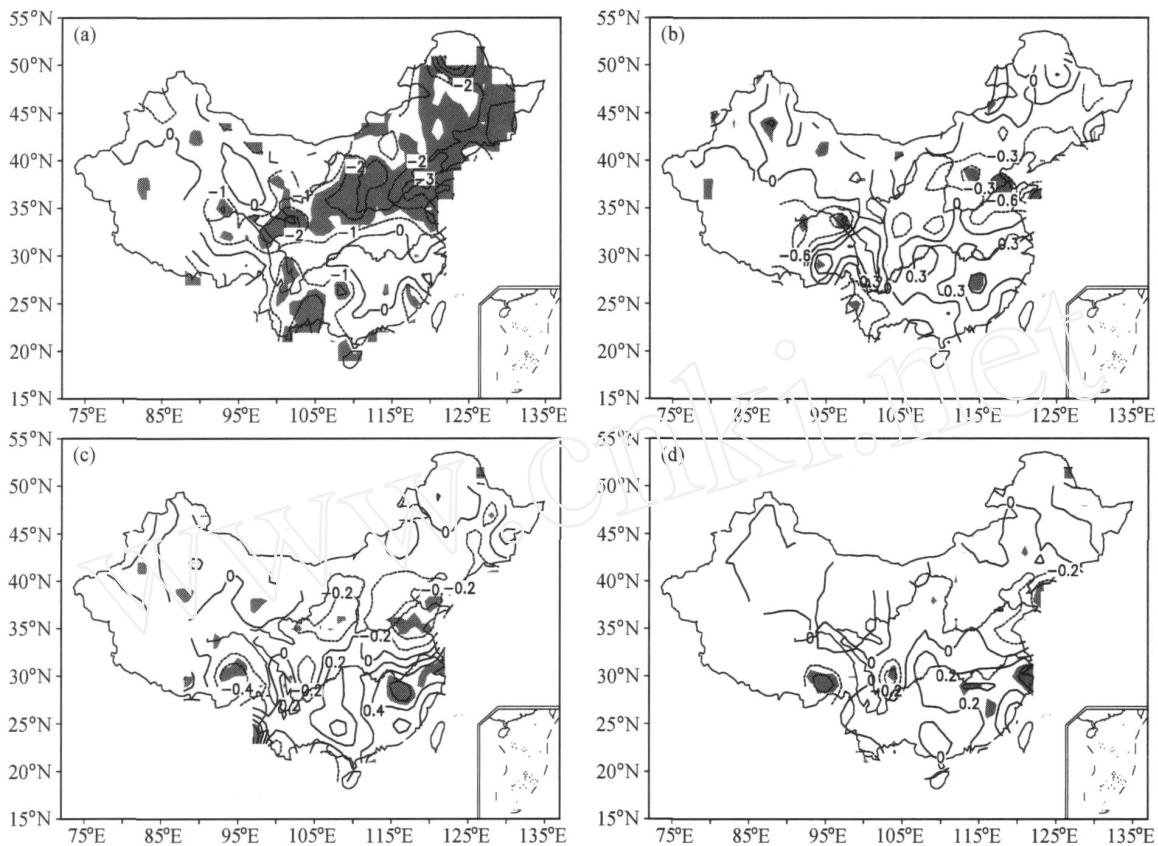


图 4 1958~2000 年 7、8 月降水频率变化趋势 (单位: %/10 a): (a) 小雨; (b) 中雨; (c) 大雨; (d) 暴雨。阴影为通过 90% 信度检验的区域
Fig. 4 Trends in Jul-Aug precipitation frequency (%/10 a) during 1958-2000: (a) Light rain; (b) moderate rain; (c) heavy rain; (d) torrential rain. The shaded areas are statistically significant at the 10 % level

数值为 0.6 %/10 a。

因此，在长江流域变涝华北地区变旱的降水趋势变化中，华北地区的干旱化趋势主要是小雨强度降水频率减小的结果，其降水强度并没有明显变化趋势；而长江流域的降水增多趋势，则是降水频率增加、降水强度增大共同作用的结果。

如图 5 所示，7、8 月第 95 个百分位降水量总体呈现西北少东南多的分布特征，且在华北、华南以及四川盆地区域存在三个大值中心。以此为阈值，进一步估算极端降水事件的频率变化趋势发现 7、8 月极端降水频率在华北地区呈减小趋势，在长江流域则呈增大趋势（图 5 等值线），这与 Wang 等^[28]对 1961~2001 年夏季 (JJA) 极端降水频率的分析结果一致；对比长江流域和华北地区趋势变化值的大小可以发现，长江流域的变化趋势值较之华北地区要大，特别是在长江中下游地区，其变化趋势的绝对值（变化大值中心数值为 0.6 %/10 a）是华北地区（变化大值中心数值为 -0.3 %/10 a）的 2

倍。在长江流域和华北地区，第 95 个百分位降水量反映的主要是中雨以上强度的降水（图 5 阴影），那么在上述极端降水频率的变化中，暴雨的贡献如何？图 3b 显示平均降水强度的增大主要出现在黄河以南区域，但是它不能揭示各强度降水的变化，暴雨的强度变化，是否也呈现出南北分布上的差异？为回答这一问题，图 6 给出暴雨强度变化趋势，不难发现，在过去 40 多年中，暴雨的强度在长江流域增大，在华北大部分地区则减小，比较来看，长江流域的趋势变化值（变化大值中心数值为 $4 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ ）是华北地区（变化大值中心数值为 $-2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ ）的 2 倍。说明在长江流域总降水量的增加中，不仅强降水的频率在增加，而且强度也在增强；而在华北地区总降水的减少中，强降水的发生频率呈减小趋势，强度也呈减弱趋势。

3.2 降水特性的年代际变化特征

降水特性的变化，不仅仅表现为线性趋势，它

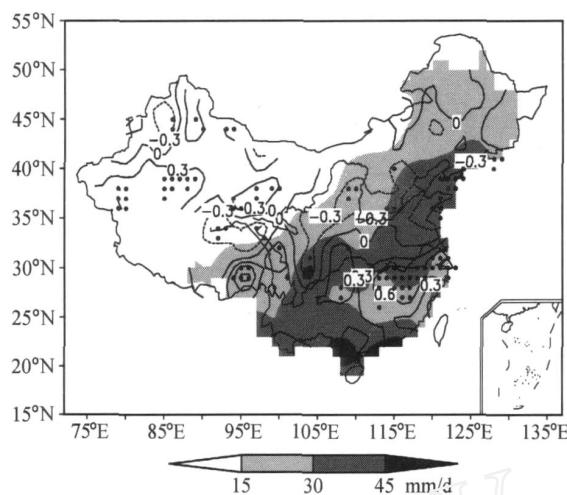


图 5 1958~2000 年 7、8 月极端降水频率变化趋势 (等值线, 单位: %/10 a) 和 1961~1990 年平均 7、8 月第 95 个百分位降水量 (阴影)。圆点表示趋势通过 90 % 信度检验

Fig. 5 Trend in Jul-Aug extreme precipitation frequency during 1958-2000 (contours, units: %/10 a) and Jul-Aug 95th percentile precipitation during 1961-1990 (shaded areas). The trends significant at the 10 % level are marked by dots

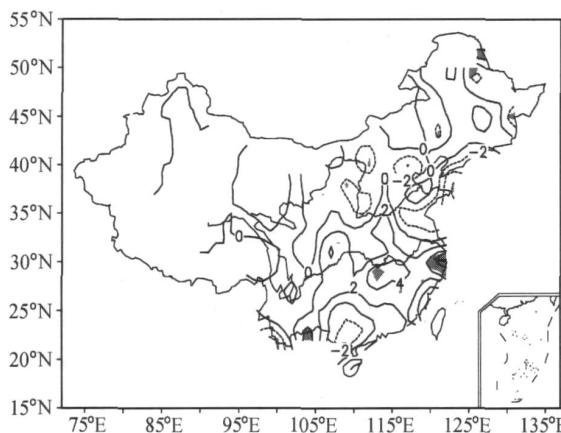


图 6 1958~2000 年 7、8 月暴雨强度 [单位: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$] 的变化趋势。阴影为通过 90 % 信度检验区域

Fig. 6 Trend in Jul-Aug precipitation intensity of torrential rain during 1958-2000 [units: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$]. The shaded areas are statistically significant at the 10 % level

还存在着显著的年际和年代际变化特征。为了清楚地反映各种降水指标的逐年变化, 给出其时间变化序列。这里选取长江流域和华北地区站点分别进行统计分析。长江流域站点的选取方法是: 在 $28^{\circ}\text{N} \sim 31.5^{\circ}\text{N}$ 之间、 113°E 以东区域内, 降水变化趋势大于 $0.4 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 的站点; 华北地区站点的选取方法是: 在 $32.5^{\circ}\text{N} \sim 41^{\circ}\text{N}$ 之间、 110°E 以东区

域内、降水变化趋势小于 $-0.2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 的站点。这种选择方法, 参考了 Xu^[15] 的工作。这些站点的分布情况见图 2。

降水特性的变化, 还存在所影响区域范围的大小变化。在上面所统计的站点中, 长江流域和华北地区的降水特性是否表现为“所有各站一致”的变化趋势? 为回答这一问题, 在长江流域和华北地区, 分别统计日降水量超过 100 mm 的站点数。具体做法是先确定每个站点 7、8 月的最大降水量, 再统计最大降水量大于 100 mm 的站点数, 这样得到的序列如图 7 所示。7、8 月长江流域和华北地区日降水量超过 100 mm 的站点数时间序列呈相反的变化趋势, 长江流域站点数序列呈增大趋势, 而华北地区站点数序列呈减少趋势, 两序列相关系数为 -0.244 。这意味着日降水量超过 100 mm 的极端强降水事件出现的区域分布, 在长江中下游地区范围逐渐拓展, 在华北地区则范围缩小。因此, 长江流域和华北地区的降水特性变化趋势在各自的统计区域内, 还存在着站点间的差异。

就长江流域和华北地区的区域平均情况而言, 其 7、8 月降水频率、降水强度、极端降水频率、最大降水量变化的时间序列见图 8。注意最大降水量时间序列的计算方法是先求得各站点 7、8 月最大降水量, 然后再分别对长江流域和华北地区所选站点做代数平均。如图 8a 所示, 长江流域降水频率随时间增加, 华北地区降水频率随时间减少, 两个序列呈反位相变化关系, 其相关系数为 -0.463 , 通过了 99 % 的信度检验。平均降水强度在长江流域增大, 在华北地区则基本不变 (图 8b), 两序列的相关系数也为负值, 但不显著。极端降水频率也表现出很强的“南多北少”特征 (图 8c): 长江流域极端降水频率呈增大趋势, 华北地区呈减小趋势, 两个序列的相关系数为 -0.418 , 通过 99 % 的信度检验。关于最大降水量的变化 (图 8d), 在长江流域表现出增大的趋势, 在华北地区则有减少的趋势, 两序列的相关系数也为负值。

为揭示上述统计指标的年代际变化, 分别对上述序列做 Mann-Kendall 气候突变检验, 结果如图 9~12 所示。就华北地区降水频率序列检验结果 (图 9a) 来看, 两检验曲线在 1978 年相交, 交点位于 5 % 显著性水平临界线之间, 说明华北地区降水频率从 1970 年代末期开始发生显著年代际跃变。

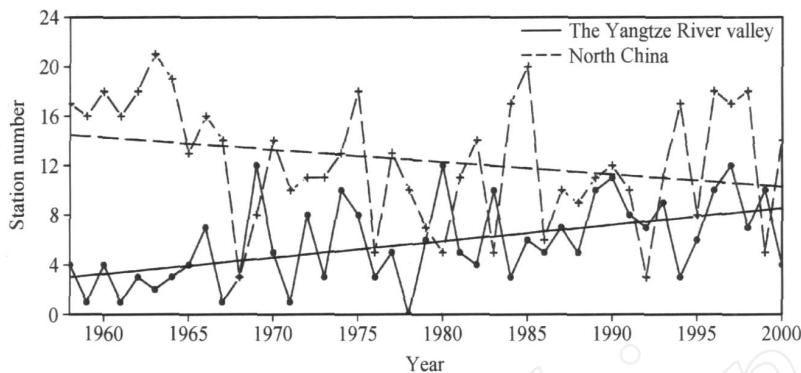


图 7 长江流域和华北地区 7、8 月日最大降水量超过 100 mm 的站点数时间序列及其线性趋势。两个原始序列的相关系数为 -0.244
Fig. 7 Time series of station number with Jul-Aug daily maximum precipitation exceeding 100 mm over the Yangtze River valley and North China, and their linear trends. The correlation coefficient between the two series is -0.244

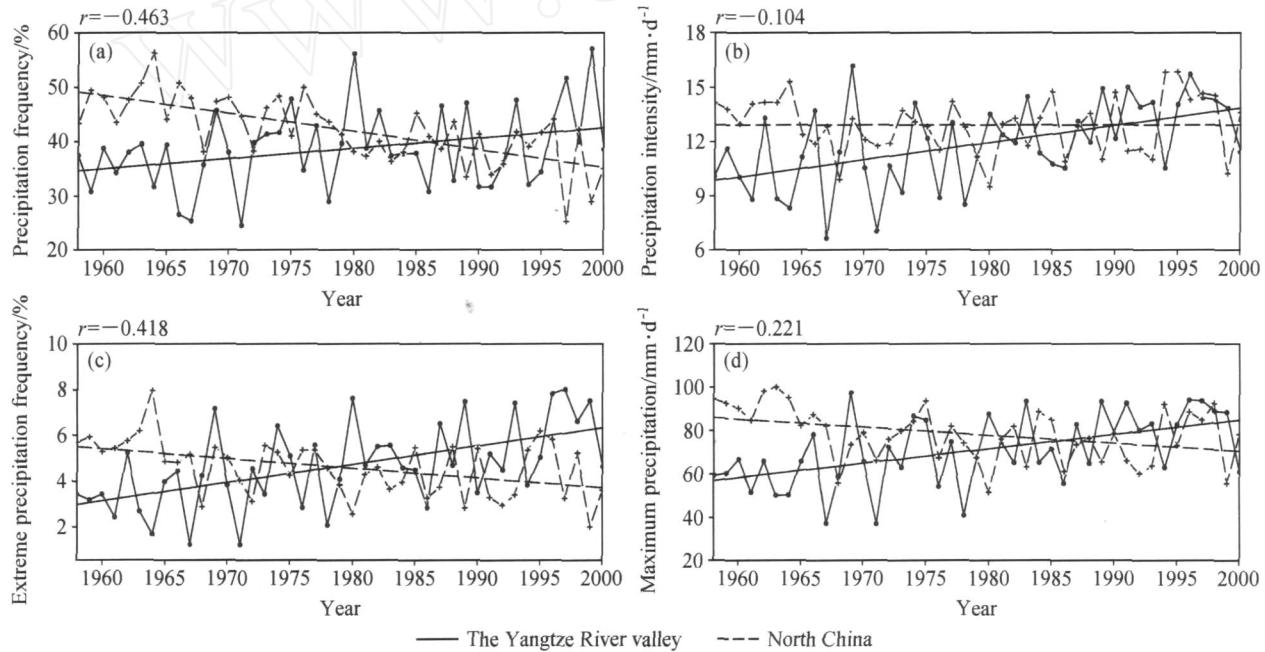


图 8 7、8 月长江流域和华北地区的区域平均降水频率 (a)、降水强度 (b)、极端降水频率 (c)、最大降水量 (d) 的时间序列及其线性趋势。 r 为两个原始序列的相关系数

Fig. 8 Time series of Jul-Aug regional mean (a) precipitation frequency, (b) precipitation intensity, (c) the extreme precipitation frequency, (d) the maximum precipitation over the Yangtze River valley and North China, and their linear trends. r is the correlation coefficients between the two original series

从长江流域降水频率序列检验结果(图 9b)来看，1970 年代初长江流域降水频率从负距平向正距平转变，从 1980 年代中期开始由正距平向负距平转变，1990 年代初期又由负距平向正距平转变，这种变化特征从长江流域降水频率序列(图 8a)也可看到。由于目前检验方法的局限性，对于这种存在多年尺度波动序列的检测尚存在一些困难，检验结果中对应两序列的交叉点不能说明存在跃变。因此，从降水频率的角度上看，发生在 1970 年代末的年代际尺度气候跃变，在华北地区表现得比长江流域要明显。

未的年代际尺度气候跃变，在华北地区表现得比长江流域要明显。

图 10 所示为降水强度序列 Mann-Kendall 检验结果，华北地区降水强度序列无明显的年代际跃变点，长江流域降水强度两检验曲线在 1982 年相交，说明年代际跃变发生在 1980 年代初期，起始时间比大尺度系统 1970 年代末的跃变相对滞后。因此，从降水强度的角度上看，年代际尺度气候跃变在长江流域表现得比华北地区要明显，其跃变发生的时

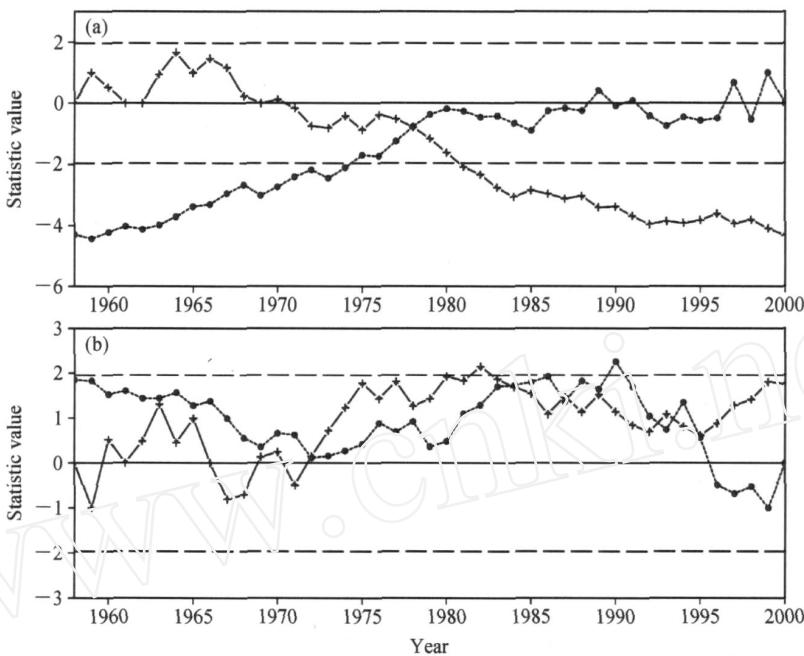


图 9 7、8月华北地区 (a) 和长江流域 (b) 区域平均降水频率序列 Mann-Kendall 检验结果。叉号实线: 顺序统计检验曲线; 圆点虚线: 逆序统计检验曲线; 水平虚线: Mann-Kendall 检验 5% 显著性水平

Fig. 9 The forward (solid line with crosses) and backward (dashed line with dots) statistic rank series in the Mann-Kendall test of the Jul-Aug regional mean precipitation frequency over North China (a) and the Yangtze River valley (b). The dashed beelines indicate the 5 % significance level of the Mann-Kendall test

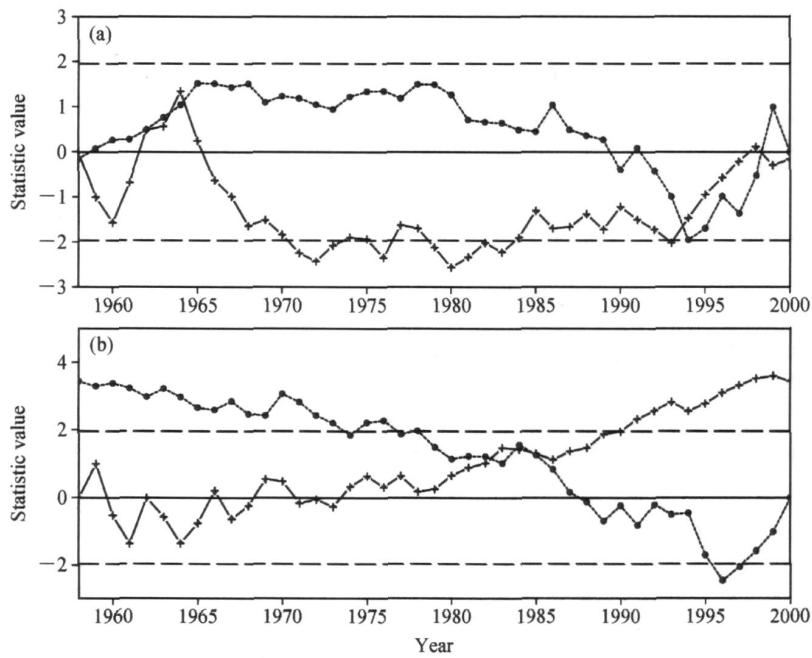


图 10 同图 9, 但为降水强度

Fig. 10 As in Fig. 9, but for precipitation intensity

间比华北地区降水频率的跃变点要晚。

极端降水频率序列的检测结果 (图 11) 显示, 中国东部地区极端降水频率序列均存在显著的年代

际跃变, 华北地区的跃变发生在 1970 年代初期,

而长江流域极端降水频率在 1970 年代末期发生显著年代际跃变。华北地区最大降水量序列呈显著的

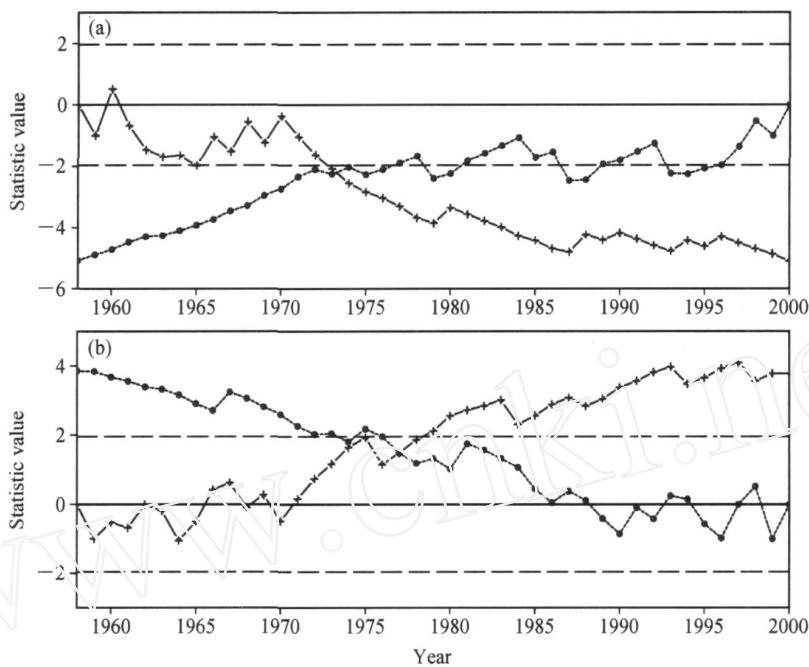


图 11 同图 9, 但为极端降水频率

Fig. 11 As in Fig. 9, but for the extreme precipitation frequency

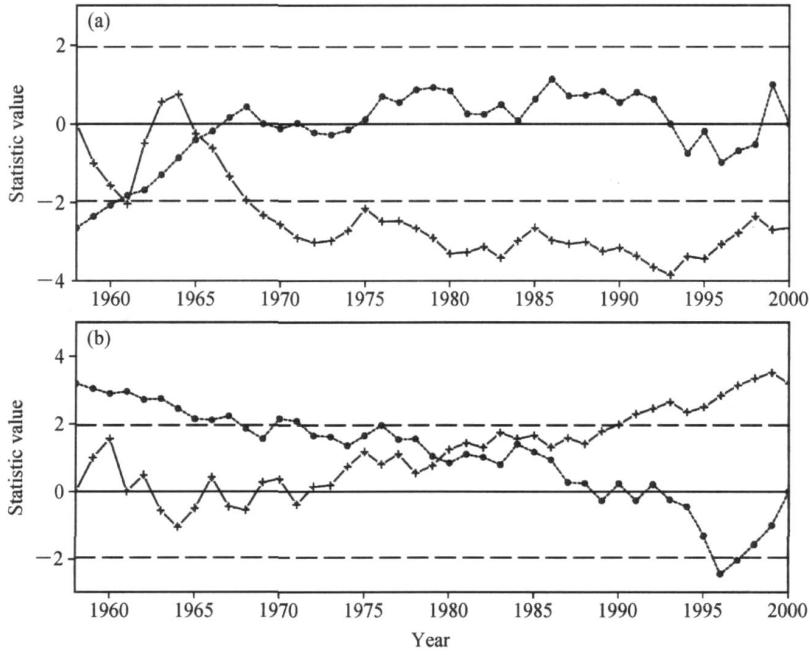


图 12 同图 9, 但为最大降水量

Fig. 12 As in Fig. 9, but for the maximum precipitation

下降趋势，年代际跃变发生在 1960 年代中期，这可能与严中伟等^[38~40]指出的北半球中高纬地区夏季气候状况在 1960 年代期间普遍出现的跃变有关，这次跃变与本文强调的 1970 年代末事件应该是两个不同过程；长江流域最大降水量序列年代际跃变

发生在 1970 年代末期（图 12）。因此，“极端降水频率”的年代际跃变表现特征，较之“降水事件发生频率”要明显，特别是在长江流域。1970 年代末的年代际气候跃变，在长江流域的最大降水量变化上表现得亦很显著。

综上所述，除华北地区降水强度和长江流域降水频率序列无明显年代际跃变外，其他降水指标均存在显著年代际跃变。在 1970 年代末发生跃变的序列有华北地区降水频率、长江流域极端降水频率和最大降水量，较这个时间更早发生年代际跃变的序列为华北地区极端降水频率和最大降水量，长江流域降水强度序列的年代际跃变起始时间则偏晚一些，发生在 1980 年代初期。华北和长江流域各降水指标在 1970 年代末发生跃变的显著性不同。发生在 1970 年代末的降水频率的年代际跃变，在华北地区表现得比长江流域要明显。而对于极端降水指标（降水强度、极端降水频率和最大降水量），长江流域在 1970 年代末的跃变特征较之华北地区明显；降水强度的年代际跃变在长江流域表现得比华北地区要明显，但比华北地区降水频率的跃变发生时间稍晚一些；极端降水频率和最大降水量的年代际跃变在长江流域表现得亦很显著，均发生在 1970 年代末期。

4 结论与讨论

本文利用中国区域 740 站逐日降水资料，围绕中国东部 7、8 月长江流域变涝华北地区变旱的降水趋势变化展开，分析了小雨、中雨、大雨以及暴雨各强度降水变化对总降水变化的贡献及其本身的变化趋势，并进一步从降水频率、降水强度、极端降水等角度，讨论了 1958~2000 年间东部地区盛夏降水特性的长期趋势和年代际变化，主要结论如下：

(1) 7、8 月长江流域降水增加，趋势变化最大中心值为 $0.6 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ ，华北地区降水减少，变化最大中心值为 $-0.4 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 。从各级别降水量对总降水量变化的方差贡献来看，在中国东部地区暴雨对总降水变化的方差贡献都超过 60%。在长江流域变涝华北地区变旱的降水趋势变化中，华北地区的干旱化趋势主要是降水频率减小的结果，其降水强度并没有明显变化，并且降水频率的减小主要发生在小雨级别，趋势变化大值中心值达到 $-3\% / 10 \text{ a}$ ，比中雨以上降水频率变化趋势值大一个量级；而长江流域降水增多，则是降水频率增加、降水强度增大这两者共同作用的结果，其中降水频率的增大主要发生在中雨以上级别的降水，趋势变化大值中心值为 $0.6\% / 10 \text{ a}$ 。

(2) 极端降水频率和暴雨的强度在长江流域增大，在华北地区则减小，且长江流域的趋势变化比华北地区要显著，前者趋势变化绝对值大约是后者的 2 倍。在长江流域总降水量的增加中，不仅强降水的频率在增加，变化大值中心值达到 $0.6\% / 10 \text{ a}$ ，而且强降水的强度也在增强，变化大值中心值超过 $4 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ ；而在华北地区，强降水发生频率和强度均呈弱的减小趋势。

(3) 极端强降水事件出现的区域分布，在长江中下游地区范围逐渐拓展，在华北地区则范围缩小。在华北地区除降水强度变化趋势不明显外，7、8 月降水频率、极端降水频率、最大降水量各指标均呈减小趋势；在长江流域上述指标均呈增大趋势。长江流域和华北地区降水频率、极端降水频率变化的时间序列存在显著的负相关，相关系数分别为 -0.463 和 -0.418 ，通过 99% 的信度检验，两区域降水强度和最大降水量序列也存在弱的负相关关系。

(4) 与 1970 年代末气候跃变相对应，中国东部地区降水也表现出显著的年代际跃变特征，但各降水指标序列发生跃变的时间却存在显著差异。Mann-Kendall 检验表明，除华北地区降水强度和长江流域降水频率序列无明显年代际跃变外，其他降水指标均存在显著年代际跃变。在 1970 年代末发生跃变的序列有华北地区降水频率、长江流域极端降水频率和最大降水量；较这个时间更早发生年代际跃变的序列为华北地区极端降水频率和最大降水量；长江流域降水强度序列的年代际跃变起始时间则偏晚一些，发生在 1980 年代初期。

(5) 华北和长江流域各降水指标在 1970 年代末发生跃变的显著性不同。发生在 1970 年代末的降水频率的年代际跃变，在华北地区表现得比长江流域要明显。而对于极端降水指标（降水强度、极端降水频率和最大降水量），长江流域在 1970 年代末的跃变特征较之华北地区明显；降水强度的年代际跃变在长江流域表现得比华北地区要明显，但比华北地区降水频率的跃变发生时间稍晚一些；极端降水频率和最大降水量的年代际跃变在长江流域表现得亦很显著，均发生在 1970 年代末期。

参考文献 (References)

[1] Wang Huijun. The weakening of the Asian monsoon circula-

- tion after the end of 1970's. *Adv. Atmos. Sci.*, 2001, **18**: 376~386
- [2] 郭其蕴,蔡静宁,邵雪梅,等. 东亚夏季风的年代际变率对中国气候的影响. *地理学报*, 2003, **58** (4): 569~576
Guo Qiyun, Cai Jingning, Shao Xuemei, et al. Interdecadal variability of East-Asian summer monsoon and its impact on the climate of China. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese), 2003, **58** (4): 569~576
- [3] 陈隆勋,朱文琴,王文,等. 中国近45年来气候变化的研究. *气象学报*, 1998, **56** (3): 257~271
Chen Longxun, Zhu Wenqin, Wang Wen, et al. Studies on climate changes in China in recent 45 years. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1998, **56** (3): 257~271
- [4] 陈隆勋,周秀骥,李维亮,等. 中国近80年来气候变化特征及其形成机制. *气象学报*, 2004, **62** (5): 634~646
Chen Longxun, Zhou Xiuji, Li Weiliang, et al. Characteristics of the climate change and its formation mechanism in China in last 80 years. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2004, **62** (5): 634~646
- [5] Ding Yihui, Sun Ying. Changes in Asian summer monsoon and possible mechanisms. *Newsletter on Climate Change* 2003/2004. 2004, 47~49
- [6] 黄荣辉,蔡榕硕,陈际龙,等. 我国旱涝气候灾害的年代际变化及其与东亚气候系统变化的关系. *大气科学*, 2006, **30** (5): 730~743
Huang Ronghui, Cai Rongshuo, Chen Jilong, et al. Interdecadal variations of drought and flooding disasters in China and their association with the East Asian climate system. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2006, **30** (5): 730~743
- [7] Wu Renguang, Wang Bin. A contrast of the East Asian summer monsoon-ENSO relationship between 1962-77 and 1978-93. *J. Climate*, 2002, **15**: 3266~3279
- [8] Wang Bin, Wu Renguang, Lau K-M. Interannual variability of the Asian summer monsoon: Contrasts between the Indian and the western North Pacific-East Asian monsoons. *J. Climate*, 2001, **14**: 4073~4090
- [9] Gong D Y, Ho C-H. Shift in the summer rainfall over the Yangtze River valley in the late 1970s. *Geophys. Res. Lett.*, 2002, **29** (10): 1436, doi: 10.1029/2001GL014523
- [10] Hu Z Z, Yang S, Wu R. Long-term climate variations in China and global warming signals. *J. Geophys. Res.*, 2003, **108** (D19): 4614, doi: 10.1029/2003JD003651
- [11] 周连童,黄荣辉. 关于我国夏季气候年代际变化特征及其可能成因的研究. *气候与环境研究*, 2003, **8**: 274~290
Zhou Liantong, Huang Ronghui. Research on the characteristics of interdecadal variability of summer climate in China and its possible cause. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2003, **8**: 274~290
- [12] Zhou T J, Yu R C. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China. *J. Geophys. Res.*, 2005, **110**: D08104, doi: 10.1029/2004JD005413
- [13] Zhang Y, Li T, Wang B. Decadal change of the spring snow depth over the Tibetan Plateau: The associated circulation and influence on the East Asian summer monsoon. *J. Climate*, 2004, **17**: 2780~2793
- [14] 王绍武. 现代气候学研究进展. 北京: 气象出版社, 2001. 458pp
Wang Shaowu. *Advances on Climatology in the Modern Times* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2001. 458pp
- [15] Xu Qun. Abrupt change of the mid-summer climate in central east China by the influence of atmospheric pollution. *Atmospheric Environment*, 2001, **35**: 5029~5040
- [16] Surabi Menon, James Hansen, Larissa Nazarenko, et al. Climate effects of black carbon aerosols in China and India. *Science*, 2002, **297**: 2250~2253
- [17] Gao Xuejie, Zhao Zongci, Ding Yihui, et al. Climate change due to greenhouse effects in China as simulated by a regional climate model. *Adv. Atmos. Sci.*, 2001, **18** (6): 1224~1230
- [18] Gao Xuejie, Zhao Zongci, Filippo Giorgi. Changes of extreme events in regional climate simulations over East Asia. *Adv. Atmos. Sci.*, 2002, **19** (5): 927~942
- [19] Zhou Tianjun, Yu Rucong. Twentieth-century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models. *J. Climate*, 2006, **19**: 5843~5858
- [20] Yu R C, Wang B, Zhou T J. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia. *Geophys. Res. Lett.*, 2004, **31**: L22212, doi: 10.1029/2004GL021270
- [21] Xin Xiaoge, Yu Rucong, Zhou Tianjun, et al. Droughty in late spring of south China in recent decades. *J. Climate*, 2006, **19**: 3197~3206
- [22] Yu R C, Zhou T J. Impacts of winter-NAO on March cooling trends over subtropical Eurasia continent in the recent half century. *Geophys. Res. Lett.*, 2004, **31**: L12204, doi: 10.1029/2004GL019814
- [23] Li Jian, Yu Rucong, Zhou Tianjun, et al. Why is there an early spring cooling shift downstream of the Tibetan Plateau? *J. Climate*, 2005, **18**: 4660~4668
- [24] 严中伟,杨赤. 近几十年中国极端气候变化格局. *气候与环境研究*, 2000, **5** (3): 267~272
Yan Zhongwei, Yang Chi. Geographic patterns of extreme climate changes in China during 1951-1997. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2000, **5** (3): 267~272
- [25] Han Hui, Gong Daoyi. Extreme climate events over northern China during the last 50 years. *Journal of Geographical Sciences*, 2003, **13** (4): 469~479

- [26] 翟盘茂, 任福民, 张强. 中国降水极值变化趋势检测. 气象学报, 1999, **57** (2) : 208 ~ 216
Zhai Panmao, Ren Fumin, Zhang Qiang. Detection of trends in China's precipitation extremes. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1999, **57** (2) : 208 ~ 216
- [27] Zhai P M , Zhang X B , Wan H , et al. Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China. *J. Climate*, 2005 , **18**: 1096 ~ 1108
- [28] Wang Y , Zhou L . Observed trends in extreme precipitation events in China during 1961-2001 and the associated changes in large-scale circulation. *Geophys. Res. Lett.* , 2005 , **32**: L09707 , doi:10.1029/2005GL022574
- [29] 王志伟, 翟盘茂, 唐红玉, 等. 中国南方近半个世纪的雨涝变化特征. 自然灾害学报, 2005 , **14** (3) : 56 ~ 60
Wang Zhiwei , Zhai Panmao , Tang Hongyu , et al. Variation of characteristics of waterlogging by rain over southern China in the last half century. *Journal of Natural Disasters* (in Chinese) , 2005 , **14** (3) : 56 ~ 60
- [30] Meehl G A , Arblaster J M , Tebaldi C. Understanding future patterns of increased precipitation intensity in climate model simulations. *Geophys. Res. Lett.* , 2005 , **32**: L18719 , doi : 10.1029/2005GL023680
- [31] 翟盘茂, 潘晓华. 中国北方近 50 年温度和降水极端事件变化. 地理学报, 2003 , **58** (增刊) : 1 ~ 10
Zhai Panmao , Pan Xiaohua. Change in extreme temperature and precipitation over northern China during the second half of the 20th century. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese) , 2003 , **58** (Suppl.) : 1 ~ 10
- [32] Bonsal B R , Zhang X , Vincent L A , et al. Characteristics of daily and extreme temperature over Canada. *J. Climate* , 2001 , **14** , 1959 ~ 1976
- [33] Folland C , Anderson C. Estimating changing extremes using empirical ranking methods. *J. Climate* , 2002 , **15**: 2954 ~ 2960
- [34] Mann H B. Nonparametric tests against trend. *Econometrica* , 1945 , **13**: 245 ~ 259
- [35] Kendall M G. *Rank Correlation Methods*. London: Charles Griffin , 1975. 202 pp
- [36] 符淙斌, 王强. 气候突变的定义和检测方法. 大气科学, 1992 , **16** (4) : 482 ~ 493
Fu Congbin , Wang Qiang. The definition and detection of the abrupt climatic change. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese) , 1992 , **16** (4) : 482 ~ 493
- [37] Niu T , Chen L , Zhou Z. The characteristics of climate change over the Tibetan Plateau in the last 40 years and the detection of climatic jumps. *Adv. Atmos. Sci.* , 2004 , **21**: 193 ~ 203
- [38] Yan Zhongwei , Ji Jinjun , Ye Duzheng. Northern hemispheric summer climatic jump in the 1960s , Part I: Rainfall and temperature. *Science in China (Series B)* , 1990 , **33** (9) : 1092 ~ 1101
- [39] Yan Zhongwei , Ji Jinjun , Ye Duzheng. Northern hemispheric summer climatic jump in the 1960s. Part II: Sea level pressure and 500 hPa height. *Science in China (Series B)* , 1991 , **34** (4) : 469 ~ 478
- [40] 严中伟. 60 年代北半球夏季气候跃变过程的初步分析. 大气科学, 1992 , **16** (1) : 111 ~ 119
Yan Zhongwei. A primary analysis of the process of the 1960s Northern Hemispheric summer climatic jump. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese) , 1992 , **16** (1) : 111 ~ 119