

全球变暖对长江洪水的可能影响及其前景预测*

施雅风^{1,2} 姜彤¹ 王俊³ 张强¹ 苏布达^{1,4} 秦年秀^{1,4}

(1: 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008; 2: 中国科学院寒区旱区环境工程研究所, 兰州 730000;

3: 长江水利委员会水文局, 武汉 430000; 4: 中国科学院研究生院, 北京 100039)

提 要 长江流域近 150a 间发生的 1870、1931、1935、1954 与 1998 年特大洪水灾害损失严重; 长江洪水是我国的心腹之患. 1990 年以来, 长江大洪水高频发生, 达 6 次. 长江洪水的发生, 除湖泊蓄洪功能减弱等因素外, 与全球变暖有关. 20 世纪 90 年代为近千年中全球最暖的年代, 水循环加快, 长江中下游夏季降水量为近 120a 最多的十年, 高出 1961-1990 平均值 112mm; 而降雨集中和大暴雨降水事件的增加是洪水增加的主要原因. 区域气候模式模拟在 CO₂ 倍增时, 长江流域温度升高 2.2℃, 夏季降水增加 10%-20%, 气溶胶的增加可能使此值降低一些. 考虑气候变暖可能促进潜在蒸发增加 9%-15% 的假定情景, 计算在降水增加 10%, 蒸发增加 9% 条件下, 最大洪峰流量在大通站将会达到 $8.4 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ 左右, 已超过 1998 年洪峰流量; 汉口站 $7.9 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$, 超过有记录以来所有的洪峰流量; 而在宜昌站高达 $6.94 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$, 超过自有实测记录以来的除 1896 年和 1981 年以外所有的洪峰流量. 假定情景的最高值出现在降水增加 20%, 蒸发增加 15% 时, 大通站流量将达到 $9.45 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$, 超过该站近百年最大值, 1954 年的 $9.26 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$; 宜昌站将出现 $7.82 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ 流量, 超过 1882 年以来所有实测记录值, 但比 1870 年据洪痕推算的 $10.5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ 仍有逊色. 未来气候若继续变暖, 降水量增加将给长江洪水防御带来巨大的压力. 但上述估算是粗糙的, 有一定的不确定性, 需在以后的研究中进一步改进.

关键词 长江洪水 全球变暖 降水、径流与蒸发变化 假定情景下长江洪峰流量预测

分类号 P467 P426.616

长江洪水灾害可能是我国为患最严重, 频率最高, 抗灾费力最大, 迄今无法根治的自然灾害, 因而被称为中国的心腹之患. 据统计, 1950-1990 年间, 年年有灾. 平均每年受灾人口达 1787×10^4 人, 死亡 2518 人, 直接经济损失 17.74×10^8 元 (当年价). 即使在灾害最小的 1966 年, 受灾面积 $41 \times 10^4 \text{ hm}^2$, 受灾人口 103.3×10^4 人, 死亡 540 人. 近 150a 间发生的 1870、1931、1935、1954 与 1998 年特大洪水灾害损失均极为严重^[1]. 近年长江大洪水高频发生, 除湖泊围垦造成蓄洪功能减弱等因素外, 与全球变暖有关^[2]. 20 世纪 1990s 为全球最温暖的十年, 水循环加快, 长江中下游地区处于一个显著的增暖增湿的过程中^[3]. 本文重点研究自 1990 年以来长江洪水事件频繁增加的气候变化原因, 并根据长江流域的降

*中国科学院知识创新工程重要方向项目 (KZCX3-SW-331) 和中国科学院南京地理与湖泊研究所知识创新工程所长专项基金 (S220007) 国家自然科学基金项目 (40271112) 联合资助.

2003-07-08 收稿; 2003-11-25 收修稿稿. 施雅风, 男, 1919 年生, 中国科学院院士.

水量、蒸发量和径流深关系资料,计算在气候变暖假定情景下,长江流域干流控制站宜昌、汉口和大通的平均流量和洪峰流量变化趋势,为长江流域未来大洪水的防治提供预警信息.

1 近年长江洪水高频率出现的气候原因

1.1 1991-2002年长江大洪水与全球强烈变暖相关事实

近200年间长江流域的洪水发生记录比较完整.19世纪是全球性小冰期的第3冷期,长江流域曾出现8次大洪水,如1870年主要发生于长江上中游的特大洪水.20世纪是全球变暖的世纪,长江流域出现了19次大洪水,其频率明显高于19世纪冷期.20世纪变暖呈现年代际的波动,实际变暖集中在两个时段.前一时段在1920-1950年间,该时段高峰期我国温度距平达到 $0.5-0.8^{\circ}\text{C}$ 左右^[3],出现在这个时期的长江大洪水有1921、1924、1926、1931、1935、1936、1945、1948、1949年共9次,即达到3a1次大洪水.1950s至1970s的降温阶段,虽然长江流域也年年有灾,且出现过1954年的特大洪水,但特大洪水年出现次数较少.1980s至今是后一时段,这一阶段升温与 CO_2 等温室气体增加有关,方兴未艾.1990s是全球近千年最温暖的年代,而1998年又是近百年最暖的一年^[4],2002年为次暖一年.该时段长江流域出现了1980、1981、1991、1995、1996、1998、1999、2002年8次大洪水,达到每2a1次的高频率.最暖年代与高频率洪水之间的关系耐人寻味.

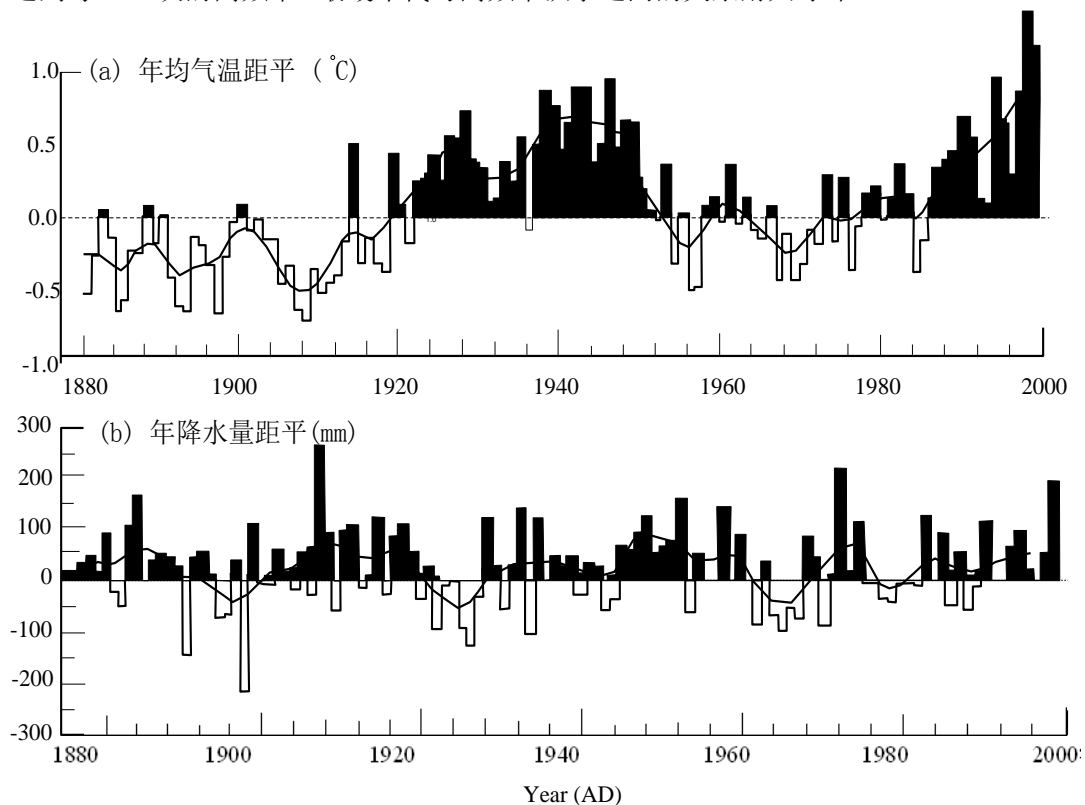


图1 1880-1999年中国气温和降水距平变化图^[3]

Fig.1 Annual temperature and precipitation anomalies over China during 1880-1999 (a: temperature ($^{\circ}\text{C}$); b: precipitation (mm))

20 世纪特别是后期长江流域大洪水出现有两个方面的原因: 一方面是夏季降水量, 主要是暴雨降水或大降水事件增多. 另一方面原因是具有分蓄洪功能的长江中下游湖泊湿地大量被侵占, 洪水在被两岸堤防约束的河床中运行, 被迫抬高水位, 加剧了洪水灾害风险.

1.2 长江大洪水的高频率出现与气候关系

以位于下游控制长江流域 94.7% 的大通站记录年最大流量超过 $6 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ 为洪水标准, 则 1923-1970 年出现 11 次, 平均洪峰流量为 $67280 \text{ m}^3/\text{s}$. 1971-1990 年出现 10 次平均洪峰流量为 $64880 \text{ m}^3/\text{s}$. 而在 1991-2000 年间出现了 9 次, 平均洪峰流量增长到 $70711 \text{ m}^3/\text{s}$. 如以超过 $7 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ 为界, 则 1990s 出现 4 次, 平均洪峰流量为 $78929 \text{ m}^3/\text{s}$. 这表明 1990s 的洪水频率与洪峰流量均比以前有明显增长, 平均洪峰流量为 $75904 \text{ m}^3/\text{s}$.

表 1 所列 6 次大洪水中, 全流域型 1 次 (1998), 中下游型 2 次 (1991、1995 年) 中游型 3 次 (1996、1999、2002 年). 可以看出, 受印度季风影响较强的长江上游 1990s 处于少降水期, 这与上游部分地区处于降温期 (见后述) 一致, 而与长江中下游大洪水高频率出现呈反相关关系, 表明中下游地区处于多降水期, 这与东亚季风运动关系密切.

表 1 1990s 以来长江流域大洪水简表

Tab. 1 The Yangtze floods since 1990s

年份	分布特征	主要洪水记录
1991	中下游区域性大洪水	汉口站洪峰流量 $6.57 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$, 居实测第 6 位. 大通站洪峰流量 $6.38 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$. 长江下游巢湖、滁河、太湖地区严重洪涝灾害 ^[5]
1995	中下游梅雨期大洪水	汉口站洪峰流量 $5.99 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$, 大通站洪峰流量 $7.45 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$, 居实测第 5 位, 九江、湖口站居实测第 1 位. 洞庭和鄱阳湖地区受灾严重 ^[1]
1996	中游大洪水	汉口站洪峰流量 $7.07 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$, 居实测第 3 位. 大通站 $7.52 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$, 居实测第 4 位. 湖南沅江、资水出现超记录大洪水, 湘、赣、皖三省重灾 ^[5]
1998	全流域性大洪水	宜昌 60d 洪量超过 1954 年, 汉口站洪峰流量 $7.11 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$, 居实测第 2 位. 大通站实测流量 $8.17 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$, 居实测第 3 位. 长江中下游 5 省, 334 个县受灾、死亡 1526 人, 上游的山洪灾害严重 ^[1,5]
1999	区域性 (长江与两湖分别发生) 大洪水	汉口洪峰流量 $6.88 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$, 居实测第 4 位. 大通站实测流量 $8.45 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$, 居实测第 2 位. 因 98a 洪灾后长江堤防加固, 灾情较轻 ^[1]
2002	中游 (洞庭湖) 大洪水	长江上游与洞庭湖洪水叠加后, 影响长江中游. 汉口流量达到 $6.55 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$. 长江中游地区遭受损失 ^[6]

自 1970s 开始的中国现代温度上升, 北方较早而强烈, 长江流域显得滞后而较弱. 根据沙万英等编制的 1981-1999 年减去 1951-1980 年平均温度差值分布图^[7] (图 2) 可以看出, 中国 35°N 以北广大地区升温 $0.4-1.4^\circ \text{C}$, 长江中下游为 $0.2-0.8^\circ \text{C}$, 长江上游降温 -0.2°C 左右. 长江流域增温 0.8°C 值主要出现在长江三角洲; 而长江上游降温 -0.2°C 的区域在 1990s 比 1980s 有明显缩小. 降水变化据董安祥等绘制的 1981-1999 年与 1951-1980 年平均夏季降水距平图 (图 3) 所示, 长江中下游降水增加 5%-20%; 但长江上游在上述降温区附近距平为 -5% 左右^[8].



图 2 中国 1991-1999 年减去 1951-1980 年平均温度的差值分布^[7]

Fig.2 Difference of mean annual temperature between the period of 1991-1999 and 1951-1980

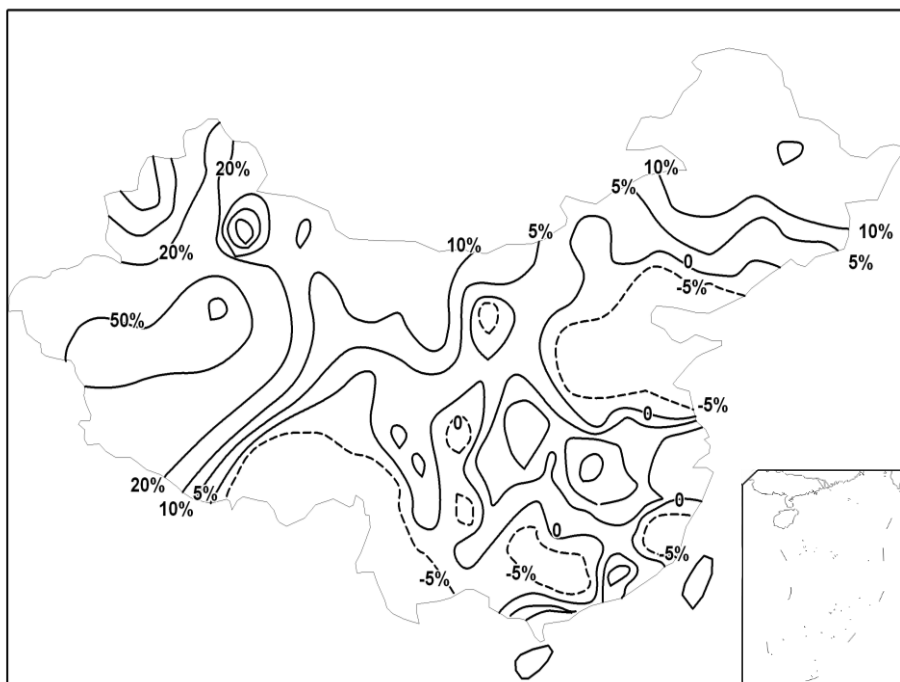


图 3 中国 1981-1998 年减去 1951-1980 年平均夏季降水距平百分率^[8]

Fig. 3 Anomalous percentage of mean summer precipitation between the period of 1981-1998 and 1951-1980

龚道溢等^[9]比较了长江中下游夏季降水量年际距平变化, 其结果如图 4 所示. 图 4a 为 32 个站 1951-1999 年际变化, b 为 6 个站(上海、南京、九江、武汉、长沙、宜昌) 1880-1999 年的年际变化. 1990s 为近 120a 间夏季降水量最多的年代, 1990s 夏季降水高出 1961-1990 年夏季平均降水量 112 mm.

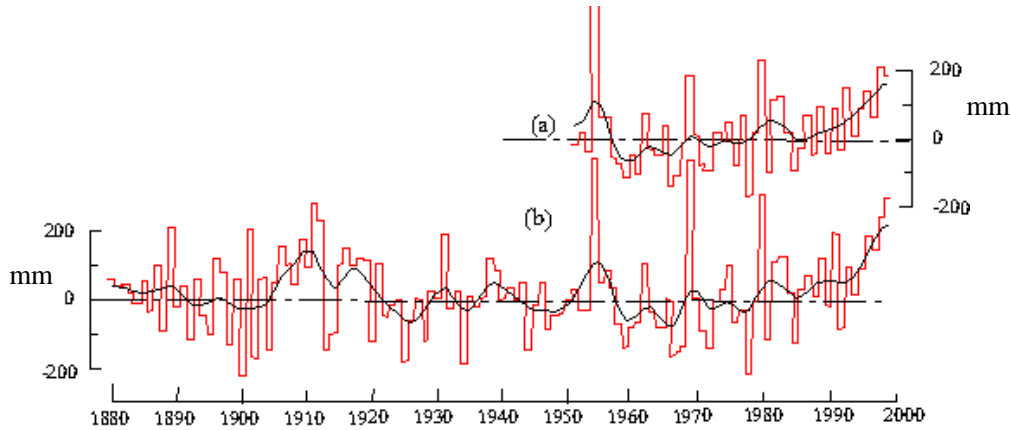


图 4 长江中下游夏季降水量距平年际变化^[9] (a: 32 个站; b: 6 个站)

Fig.4 Annual anomalies of summer precipitation in the middle and lower of the Yangtze River (a: 32 stations; b: 6 stations)

涉及 1990s 以来长江流域大洪水事件高频发生的气候条件, 应不限于大陆的降水与气温变化, 还应考虑主要水汽来源的海洋状况. 据 X. S. Casey 与 P. Cornillon 对全球与区域海洋表面温度趋势研究^[10]表明, 1960-1990 年间的海洋表面温度 (SST) 在全球海洋很大部分处在缓慢上升中, 按 COADS (综合海洋大气数据库) 和 WOA94 (世界海洋图集) 两种资料推算, 全球海洋平均升温公率 COADS 为 $0.09 \pm 0.05^\circ\text{C}/10\text{a}$, WOA94 为 $0.67 \pm 0.05^\circ\text{C}/10\text{a}$; 在接近我国的西北太平洋区 COADS 为 $0.15 \pm 0.05^\circ\text{C}/10\text{a}$, WOA94 为 $0.67 \pm 0.05^\circ\text{C}/10\text{a}$; 在东印度洋区 COADS 为 $0.15 \pm 0.05^\circ\text{C}/10\text{a}$, WOA94 为 $0.12 \pm 0.04^\circ\text{C}/10\text{a}$. 上述数据表明海洋表面温度升温是和大陆同步进行, 而西北太平洋的东印度洋的升温率甚至高于长江流域的升温率. 海洋表面温度与陆地升温都加强了蒸发, 这是水循环加快的基本动力. 上述统计中缺乏 1990s 数据是个憾事. 但据王东晓等^[11]研究, 南海在 1997-1998 年有强烈增暖事件; 大部分海域海洋表面温度正距平 1°C 以上, 出现了珊瑚死亡的现象. C. Wilkinson 等发现^[12], 1998 年热带印度洋海面温度比正常年高出 $3-5^\circ\text{C}$, 导致珊瑚大量死亡, 由此可以推定 1990s 以来西北太平洋和东印度洋继续存在较强的升温趋势.

1.3 大降水或暴雨增加起了关键作用

政府间气候变化专门委员会 (IPCC) 第三次报告 (TAR)^[4]指出: 观察到全球变暖导致降水变化中若干区域总降水量增加, 而大降水或极端降水事件的增加更为显著. 长江流域 1990 年以来的 6 次大洪水, 每次均伴有严重的大降水事件. 1991 年大洪水期, 鄂东北大别山南坡 3 个站记录到连续 13d 降雨量超过 800mm, 9 条小河合成的入江洪峰流量达 $19400\text{m}^3/\text{s}$. 鄂东北经安徽至江苏境联成一片大暴雨区. 1995 年大洪水期间, 多处出现大暴雨, 日降雨量 200mm 左右. 1996 年中游大洪水期, 曾经历 20 次强暴雨过程, 其中日降水

超过 50mm 的 72d; 100-200mm 大暴雨的 59d; 超过 200mm 特大暴雨的 5d. 1998 年全流域性大洪水, 6-8 月间出现 84 个暴雨日, 其中日降水 100-200mm 的大暴雨日 52d, 200mm 以上的特大暴雨日 38d, 超过 300mm 的最大暴雨日 6d. 记录到的最大暴雨出现于武汉地区, 当年 7 月 20 日 20:00 至 22 日 20:00, 48h 连续降雨 457mm, 其中最大 1h 降雨 95mm, 使武汉市严重积水^[5]. 在湖南省, 1990s 大洪水频率的增加, 降水雨量集中程度和降雨强度增加起了关键作用^[13]. 例如, 1998 年沅江出现历史上最高洪水位, 当年汛期降水比常年偏多 20%, 1999 年湘、资、沅、澧四水均出现较大洪水, 其汛期降水分别比常年偏多 20.4%、16.5%、28.4% 和 5.1%. 湖南省在 1990s 曾出现最大日降水量为 397.9mm, 3 日最大降水量 656.7mm, 7 日最大降水量为 715.5mm 等极端记录. 同样现象, 武汉 50a 暴雨日数资料显示^[14], 20 世纪 1960s-1970s 为少暴雨期, 而从 1979 年变为多暴雨期, 频数明显上升, 降水强度明显增大, 1990s 以来达到最大值. 暴雨的增多和增强有多方面物理气候背景. 在此, 重点强调东太平洋海温变化条件. 1960s-1970s 为海温负异常阶段, 而 1980s 转为正距平, 1990s 异常增温, 使得上空大气异常加热, 副热带高压向西伸展, 是长江中游出现特大暴雨的重要物理气候背景. 东亚季风活动中副热带高压的东西向进退及南北摆动决定了夏季雨带位置^[15]. 发源于南海包括部分来自孟加拉的大量暖湿空气被称为季风涌频繁北上, 为持续性大降水保证了充足水汽供应. 中高纬冷气流南下与暖湿空气交绥, 维持和加强梅雨锋. 再加上青藏高原东行的中尺度的对流雨活动等 4 个系统同时活跃, 就形成长江中下游大范围, 长时间的暴雨, 引发严重的洪涝灾害.

2 未来长江流域气候变化假设情景与径流变化预测

2.1 未来长江流域气候变化的模式预测

IPCC 第三次报告(TAR)^[4]指出, 近百年全球温度上升 0.4-0.8℃, 是近千年甚至近万年最显著的. 海平面上升 10-20cm, 极端气候事件(暴雨、干旱)有增加趋势. 选用几种改进的海气耦合的气候模式, 考虑不同的 CO₂ 等温室气体排放情景. 综合预测 21 世纪全球升温范围为 1.4-5.8℃, 海平面上升 0.13-0.94 m, 平均升温值 2.5℃. 全球变暖, 促进水循环加快, 蒸发和降水增加. 但具体推算其量值比预测温度变化要困难.

对长江流域 21 世纪气候变化预测, 徐影等采用 IPCC 提供的 7 个模式的预测结果综合^①, 预测当 2050 年时单纯由于温室气体增加, 温度升高 2.2℃, 2100 年时升高 4.5℃. 当温室气体与硫化物汽溶胶共同增加, 2050 年温度上升 1.2℃, 2100 年时上升 3.9℃. 关于降水量的变化, 如果只考虑温室气体时, 与中国西部东部其它地区比, 长江中下游降水增幅最大, 春季增加 5%-7%, 夏季增加 10%. 长江以南地区增加最明显.

而高学杰等将区域气候模式 RegCM2 与 CSIRO 全球大气耦合海洋环流模式的嵌套运行和预测^②[16], 对中国气候模拟的可信度较高. 其所模拟的 CO₂ 倍增情况下, 中国年降水和年气温变化为图 5 所示. 从该图可以看出, 届时长江流域温度将升高 2.2-2.5℃, 降水量将增加 10%-20%, 局部地区将增加 40% 以上.

^① 徐影, 丁一汇, 赵宗慈. 长江中下游地区 21 世纪气候变化预测. 中德气候变化和长江洪水研讨会论文摘要集, 2003:117

^② 高学杰于 2003 年中德合作气候变化与长江洪水研讨会讲, 当 CO₂ 倍增时应用区域气候模式预测长江流域冬季降水增加 44%, 夏季降水增加 26%. 但春秋可能减少 7% 与 16%. 但年平均降水增加 7%.

丁一汇对未来 100a 中国降水变化预测研究表明^①，认为整个中国的降水都将增加。而用区域气候变化情景和水文模式耦合，对未来中国 7 大江河流域径流预测研究表明，大多数江河径流普遍增加，但蒸发增加也将达到 10%-15%。

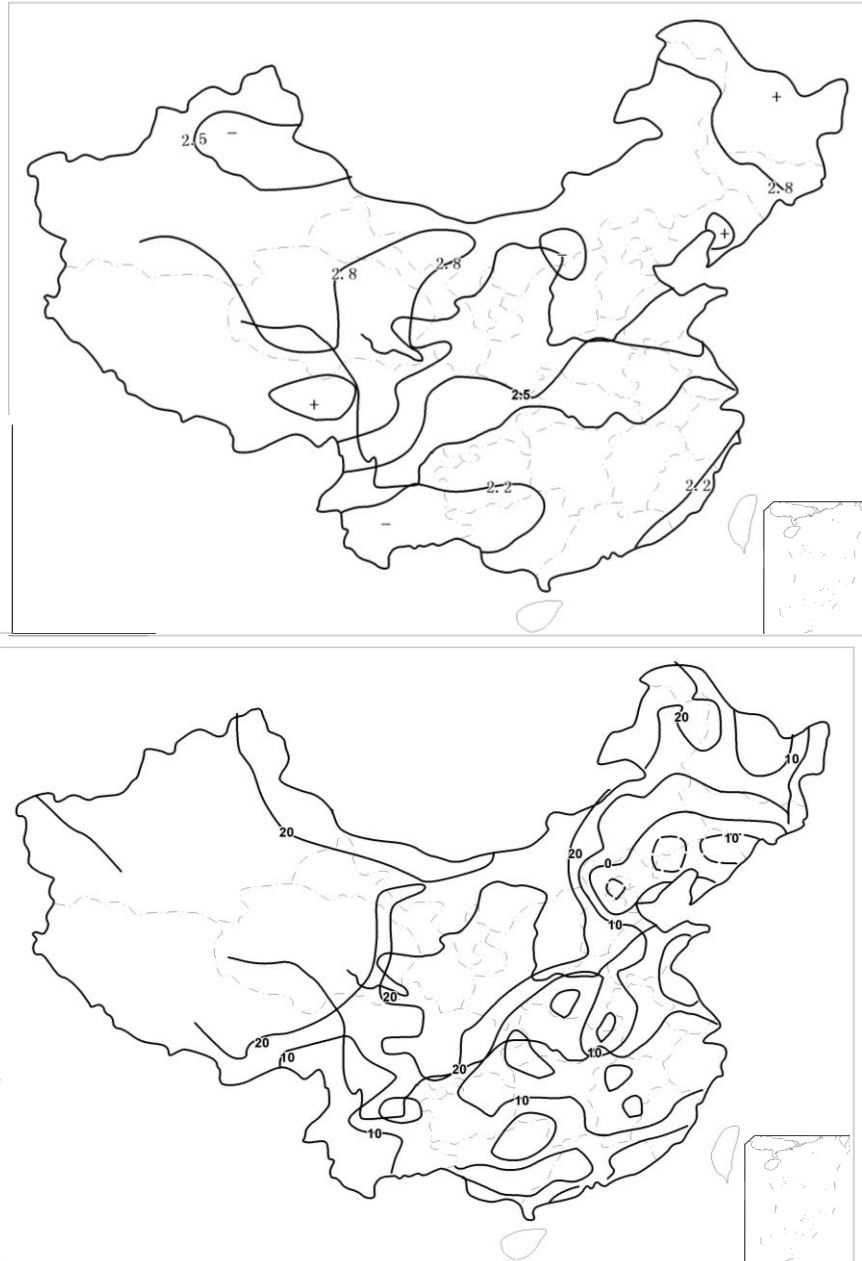


图 5 区域气候模式模拟 CO₂ 倍增情况下的气候变化^[16]

a: 年平均温度变化(°C); b: 年平均降水变化(%)

Fig. 5 Estimation of surface temperature and precipitation over China under the scenarios of the double CO₂ Concentration (a: annual mean temperature (°C); b: annual precipitation anomalies (%))

^①丁一汇. 气候变化及其对中国降水的影响. 气候变化通讯, 中国 IPCC 办公室, 2003, (2): 9-10

实际气候变化将由上述主要有 CO₂ 等温室气体增加的人为因素和与人类活动无关的自然因素所组成。自然因素也很复杂, 这里只提出以太阳黑子周期长度 (SCCL) 变化为代表的太阳活动变化。近年应用人造卫星监测太阳辐照度变化, 根据 2 个太阳黑子变化周期 (11a) 记录, 表明辐度以 0.036% 趋势增强, 对全球升温也有相当贡献^[17]。统计结果表明, 自 527BC 以来, 太阳黑子 SCC 变化在 7-17a 之间。其中, 小于 11a 的周期有 12 个时段, 均与历史上的暖期对应; 而大于 11a 周期有 11 个时段, 其中有 8 个时段与冷期一致^[17]。综合预测表明, 未来 250a 太阳活动较强, 有利于气候变暖, 但未来 10-20a 间, 太阳黑子周期较长, 可能比 1990s 呈现降温状态, 其后再行升温。

2.2 气候变暖对径流变化的可能影响

刘春蓁等^[18]曾对长江上游流域面积 841291km² 的寸滩站多年平均年径流量 3531×10⁸m³, 其中, 多雨期 (1893-1959 年) 为 3596×10⁸m³, 少雨期 (1960-1998 年) 为 3419×10⁸m³。应用英国 N. W. Arnell 简单的水量平衡模式, 得出寸滩以上当降水增加 7%, 潜在蒸发力增加 10%, 年径流量增加 6%。推算最大年径流总量由 4630×10⁸m³ 增大至 4908×10⁸m³。

N. W. Arnell^[19]对世界各大河流径流变化都进行计算, 在各种模式计算的情景下, 长江流域降水增加 10%-25%, 潜在蒸发增加 8%-15%, 径流量增加 1%-37%。若直接应用 Hadcm3 模式, 计算出径流增加最大值将为 37%。

在上述各种气候模式中, 作者倾向于选用高学杰等^[16]区域气候模拟推算的结果, 即在 CO₂ 倍增时 (大体在 2050 年左右) 长江流域降水量可能增加 10%-20%。本文预测所采用的模式中, 没有考虑硫酸盐汽溶胶影响, 因以降水量增加可能要比上限值 20% 要低一些。

简单的降水和径流关系, 作者选择洞庭湖水系沅江中游蒲市站进行实验研究。蒲市站控制面积 54144km², 1970-1985 年平均年降水量 1260mm, 降水较少的有 3a (1978、1981、1985), 平均降水 1104mm, 平均径流深 491.3mm, 径流系数 44.5%; 降水量较大的 3a (1970、1977、1982), 平均降水 1447mm, 平均径流深 830.5mm, 径流系数 57.4%。多降水年比少降水年降水增加 31%, 径流深增加 69%, 而径流系数提高了 12.9%。说明在亚热带季风湿润气候条件下, 年际降水量与径流深都有较大的变化, 降水增多时, 径流深加大的百分率超过降水增大的百分率, 而径流系数也有相应的变化。

罗海超^[20]曾较详细统计 1951-1975 年长江流域主要水系降水与径流关系, 其结果见表 2。表 2 所列降水量与径流深关系点在一个图, 则形成图 6。从图中可以看出, 除岷沱江稍有偏离外, 均呈较好的线性关系。表 2 表明了长江流域的不同区域, 径流系数随降水量的增加而相应增加, 径流深增加的百分率高于降水增加百分率。表中蒸发量根据降水量和径流深差值求得, 它随降水量的提高而呈现相应减小趋势 (图 7), 上述降水和径流规律是否适用 21 世纪气候继续变暖而降水量有所增加前提下的变化, 关键在于实际蒸发量的计算。

流域内蒸发量是水面蒸发和植物、土壤蒸散发量之和, 它受着多种条件的影响。影响水面蒸发的主要因素为水汽压差或相对湿度、风速与气温。按道尔顿定律, 如果风速与相对湿度不变, 温度升高 10℃, 蒸发量增加 1 倍。如此, 按 CO₂ 倍增, 长江流域温度升高 2℃ 计, 蒸发量增加 20%。但降水量增加导致相对湿度的增加, 反而又会抑制蒸发量的作用, 因此蒸发量小于这个数值。张家诚等^[21]指出长江中游水田广布、河渠纵横, 蒸发水源充足, 相对湿度全年都在 75-80%。以气象站 20cm 口径蒸发器记录比较, 长江流域蒸发量比之南方

热带和北方半湿润半干旱区是相对低值区，全年蒸发量在 1500mm 左右。进入湿润期的 4 月平均温度在 14-18℃ 之间，蒸发量为 100-156mm，而 7 月平均温度高达 28℃ 左右，蒸发量升高至 150-250 mm。由 20cm 蒸发器折算至水面蒸发量的系数在 0.56-0.66 之间^[22]，包括植物覆盖区的陆面蒸发量更小一些。按表 3 所列大通以上流域平均蒸发量以 578mm 计，只相当于 20cm 蒸发器记录（1500 mm）的 38%。如此比例也适用于上述 4 月与 7 月比较，则 7 月温度高于 4 月 12℃，流域蒸发相差仅 15-35mm。许炯心^[23] 研究了我国东部不同自然带河流年径流深与平均温度关系(图 8)。结果表明，在 6℃ 以上时，径流深与平均气温呈现明显的正相关。这主要是由于我国特定的自然地理结构决定的季风气候雨热同季特征，使降水量与气温呈现很强的正相关。

表 2 长江流域各分区及干流控制站径流系数比较^[20]

Tab. Comparison of runoff coefficients in the main rivers and the Yangtze River

分区	多年平均降雨量(mm)	多年平均径流深(mm)	径流系数	多年平均蒸发量(mm)
鄱阳湖水系	1644.1	1180.4	0.72	463.7
洞庭湖水系	1396.0	937.4	0.67	468.6
乌江	1100.0	604.1	0.55	495.9
嘉陵江	1000.2	425.9	0.43	574.3
岷、沱江	981.2	665.8	0.68	315.4
金沙江	823.1	302.2	0.37	520.9
汉水	941.9	385.5	0.41	556.4
宜昌以上流域	937.1	450.4	0.48	486.7
汉口以上流域	1048.1	499.2	0.48	548.9
大通以上流域	1117.9	540.1	0.48	577.8

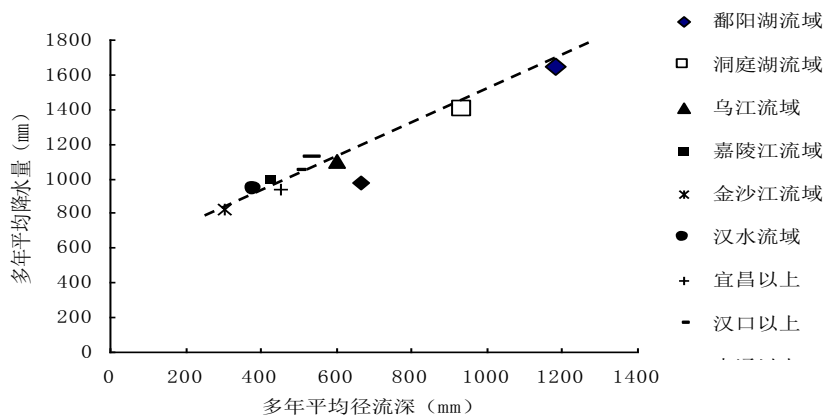


图 6 长江及其主要支流多年平均降雨及径流深关系^[20]

Fig. 6 Correlations of annual precipitation and runoff depth in the Yangtze River

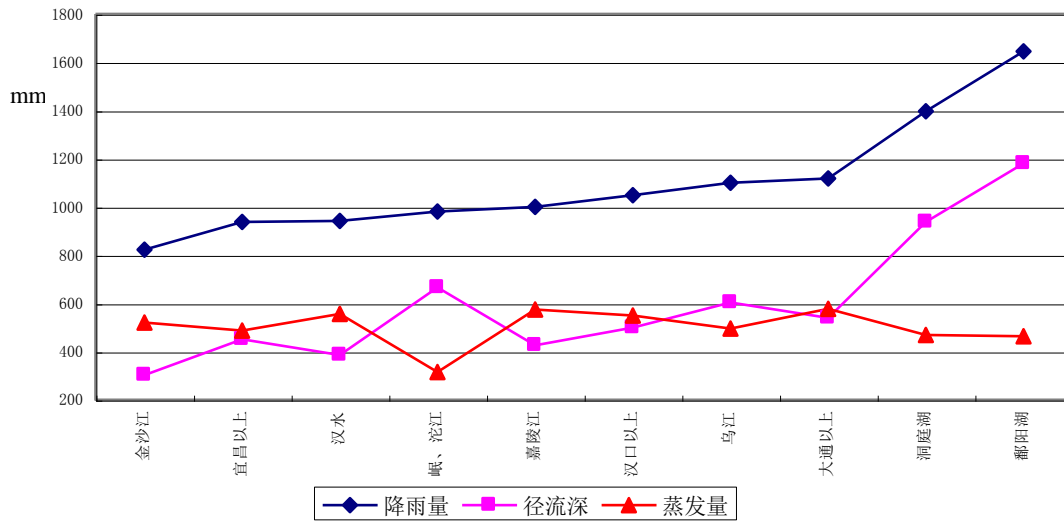
图 7 长江流域随降水变化的径流深与蒸发量变化趋势^[20]

Fig.7 Precipitation, runoff depth and evaporation in the Yangtze River catchment

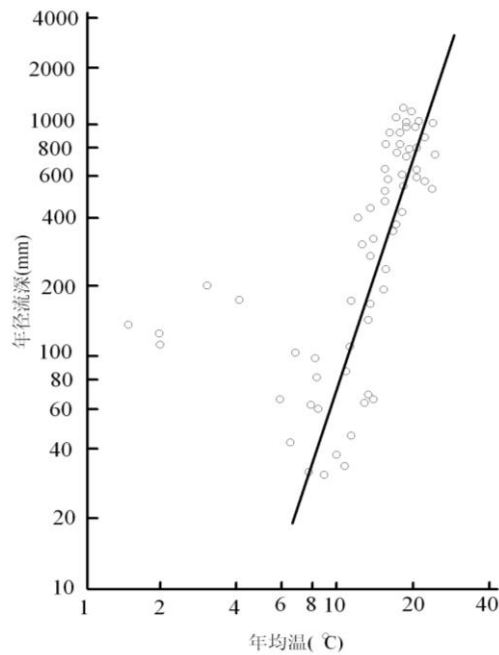
图 8 我国东部不同自然带河流径流深与年平均温度关系^[23]

Fig.8 River runoff depth and annual temperature at different natural zones in eastern China

综合上述考虑, 我们提出长江流域未来气候水文变化的假定情景 (hypothetical scenarios) 大体到 2050 年左右, 温度升高 1-2°C, 降水量 P 变化统一按 $P+10\%$ 、 $P+15\%$ 、 $P+20\%$, 蒸发量 E 的变化对应上述降水变化, 按 $E+9\%$ 、 $E+12\%$ 、 $E+15\%$; 径流深是从降水 P 减蒸发 E 求得. 以长江上游的宜昌站、长江中游的汉口站和长江下游大通站分别进行计算, 计算结果如表 3 所示.

宜昌位于长江三峡的东部出口, 完整地控制了长江上游 $100.6 \times 10^4 \text{km}^2$ 的广大地区. 上游地区平均降水不如中、下游丰富, 但以山地为主. 径流汇集入江比较迅速, 可能因此其径流系数与中下游的汉口、大通同为 0.48^[1]. 如表 3 表示, 在假定气候情景实现条件下, 宜昌站的平均径流量将增 11.1%-25.2%. 平均径流量由现状 $14200 \text{ m}^3/\text{s}$ 增加到 $15768\text{-}17780 \text{ m}^3/\text{s}$.

汉口站位于长江中游, 控制流域面积 $148.8 \times 10^4 \text{km}^2$. 流域内除了长江上游地区外, 主要包括了洞庭湖和汉水流域. 洞庭湖流域是长江流域的多暴雨地区, 因此, 多年平均径流量为 $23400 \text{ m}^3/\text{s}$, 比宜昌站多 64.8%. 在假定气候情景实现条件下, 汉口站的平均径流量将增加到 $26006\text{-}29412 \text{ m}^3/\text{s}$.

大通站流域面积 $170.548 \times 10^4 \text{km}^2$, 控制了长江流域的 94.7% 的流域面积. 流域面积较宜昌站大 63.4%, 而径流量为 $29100 \text{ m}^3/\text{s}$, 则比宜昌站大 104.9%. 显然由于二站间降水丰富, 径流深度提高了很多所致. 按表 3 计算未来大通站径流量将由现状 $29100 \text{ m}^3/\text{s}$ 增加至 $32298\text{-}36362 \text{ m}^3/\text{s}$.

表 3 气候变暖假定情景下宜昌、汉口和大通以上的流域多年平均降水、蒸发和径流变化

Tab. 3 Annual precipitation, evaporation and runoff variation at the Yichang, Hankou and Datong stations under the hypothetical scenarios

项目	宜昌以上流域 (控制面积 $100.6 \times 10^4 \text{km}^2$)			汉口以上流域 (控制面积 $148.8 \times 10^4 \text{km}^2$)			大通以上流域 (控制面积 $170.6 \times 10^4 \text{km}^2$)					
	现状(1951-1999 年)	情景 1(增加 10%)	情景 2(增加 15%)	情景 3(增加 20%)	现状(1951-1999 年)	情景 1(增加 9%)	情景 2(增加 12%)	情景 3(增加 15%)	现状(1951-1999 年)	情景 1	情景 2	情景 3
降雨 P (mm)	909	1000	1045	1091	1061	1167	1220	1273	1075	1183	1236	1290
蒸发 E (mm)	464	506	520	534	565	615	632	649	535	583	599	615
径流深 R (mm)	445	494	526	557	496	551	587	623	540	599	637	675
径流增加量(%)		11.0%	18.1%	25.2%		11.1%	18.4%	25.7%		11.0%	18.0%	25.0%
径流量(m^3/s)	14200	15768	16774	17780	23400	26006	27709	29412	29100	32298	34330	36362

3 未来气候变暖情景下长江洪峰流量的计算

全球变暖水循环加快,在降水增加地区,大洪水事件相伴增多.P. C. Milly 等研究了世界上流域面积在 $2 \times 10^5 \text{km}^2$ 以上和 100a 以上记录的河流流量变化,认为在变暖的 20 世纪,大洪水频率是实实在在增加的^[24]. 极值大洪水事件的随机性很大,本文尝试探讨从年代级洪峰流量与平均流量的相关是否可以找到一些规律性,作为估算未来洪水流量的依据.计算采用洪峰流量的下限,大通站取 $\geq 70000 \text{m}^3/\text{s}$,在 1950s、1970s 与 1980s 各出现一次,但 1990s 出现 4 次,即以此 4 次洪峰流量的平均值 $78929 \text{m}^3/\text{s}$ 为该年代平均流量 $34415 \text{m}^3/\text{s}$ 的 2.6 倍,作为计算未来洪峰流量的参数.同样汉口站 $\geq 65000 \text{m}^3/\text{s}$ 洪峰流量在 1950s 出现 1 次,1990s 出现 4 次,取后者 4 次的平均洪峰流量 $69075 \text{m}^3/\text{s}$,相当同期平均流量的 3.06 倍.宜昌站的洪峰流量记录比较特殊, $\geq 60000 \text{m}^3/\text{s}$ 的洪峰流量共出现 24 次.每 10a 出现 3 次与 4 次的共有 5 个年代,即 1890s、1900s、1920s、1930s、1990s. 研究中选用各 10a 的平均洪峰流量 ($\geq 60000 \text{m}^3/\text{s}$) 为同年代平均流量的 4.16 倍至 4.72 倍.取其平均值 4.4 倍为计算参数,计算未来气候变化情景下的大洪水洪峰流量.

表 4 气候变暖假定情景下宜昌、汉口和大通站预测洪峰流量与实测流量的比较

Tab.4 Estimation of projected peak flows at the Yichang, Hankou and Datong stations under the hypothetical scenarios

假定情景	假定情景平均 流量 (m^3/s)	假定情景洪峰流	1954 年实测	1998 年实测	历史最大洪
		量(取整数) (m^3/s)	洪峰流量 (m^3/s)	洪峰流量 (m^3/s)	峰流量 (m^3/s)
宜昌站	情景 1	15768	69400 (4.4 倍)	66800	71100 (1896
	情景 2	16774	73800 (4.4 倍)		年), 105000
	情景 3	17780	78200 (4.4 倍)		(1870 年)
汉口站	情景 1	26006	79000 (3.06 倍)	76100	76100
	情景 2	27709	84800 (3.06 倍)	71100	(1954 年)
	情景 3	29412	90000 (3.06 倍)		
大通站	情景 1	32298	84000 (2.6 倍)	92600	92600
	情景 2	34330	89300 (2.6 倍)	81700	(1954 年)
	情景 3	36362	94500 (2.6 倍)		

在表 4 所示假定情景,当降水量增加 10%、蒸发增加 9%时,宜昌站年平均流量为 $15768 \text{m}^3/\text{s}$,洪峰流量将达到 $69400 \text{m}^3/\text{s}$,这个值不仅全部超过 1882 年以来有实测记录的年代级平均洪峰流量,也超过除 1896 年 $71100 \text{m}^3/\text{s}$ 和 1981 年 $70800 \text{m}^3/\text{s}$ 以外年代级的所有洪峰流量.而假定情景计算的最大值,即降水增加 20%、蒸发增加 12%条件下出现的洪峰流量 $78200 \text{m}^3/\text{s}$,更远大于上述 1896 年与 1981 年实测记录的历史最大洪水,但比 1870 年据洪痕推算的相当千年一遇洪峰流量 $105000 \text{m}^3/\text{s}$ 和 1860 年的 $92500 \text{m}^3/\text{s}$ 尚有相当逊色.如果上述流量的洪水发生,即将完成的三峡水库工程加以调蓄,可大大减轻对长江中游的危害.

在汉口站即使只考虑情景 1 所计算的洪峰流量,已经超过了 1865 年来有记录以来的实测洪峰流量.更不论情景 2、3 所计算的更大洪峰流量,可知在长江中游所受到气候变暖

所加大的洪水压力极大.在大通站,所列情景 1 中的洪峰流量 $84000\text{m}^3/\text{s}$ 超过 1998 年大洪水峰值流量 $81700\text{m}^3/\text{s}$, 接近 1999 年的 $84500\text{m}^3/\text{s}$.而情景 3 所得到的最大值,洪峰流量可能达到 $94500\text{m}^3/\text{s}$, 超过近百年出现的 1954 年最大洪峰流量 $92600\text{m}^3/\text{s}$.

上述 3 种假设情景中,情景 1 出现机会较多,时间也较早,或许可能发生在 10a 至 20a 内.情景 2、3 出现机会较少与更少,时间较晚或更晚.

以上主要根据平均降水量变化前景,计算的洪峰流量.另外,有 3 个因素可能加大上述预估值:(1) IPCC 报告^[4]所指出的全球变暖导致极端降水事件的增加比降水量的增加更为显著.本文未能就这个方面进行预测;(2) 城市化发展、道路改进等导致不透水地面大量增加,径流系数提高,增加洪水量.周魁一^[25]引用美国一些小城市的观测记录,当不透水地面占 12% 时,平均洪水流量 $17.8\text{m}^3/\text{s}$,洪水汇流时间为 3.5h;而当不透水地面增至 40%,洪水流量增至 $57.8\text{m}^3/\text{s}$,汇流时间减至 0.4h.陈永勤,陈喜等研究了广东珠江三角洲淡水盆地,当不透水地面从 1990s 初的 8% 增加到 1990s 后期的 23%;年径流量增加 3.4%;洪峰流量增加 9.2%,而枯水流量却下降 14.3%^①.但是在长江流域目前还缺乏可供科学引用的资料;(3) 全球变暖海平面上升.施雅风、谢志仁等^[26]结合地面沉降等实际情况预测 2050 年前长江口海平面可能上升 50cm 左右.海平面上升将阻滞长江洪水下泄,加剧洪水灾害.对这三个方面的问题,本文未做具体研究和推算.

4 结论与展望

近 150a 间长江流域最严重的大洪水有 1870 年、1931 年、1935 年、1954 年、1998 年等多次,洪水量大、损失严重.1990-2002 年长江大洪水频率高至 6 次.其中,有 4 次,在汉口和大通站洪峰流量分别超过 $65000\text{m}^3/\text{s}$ 和 $70000\text{m}^3/\text{s}$.这可能与全球因 CO_2 等温室气体增加迅速变暖,促进水循环加快有关.1990s 长江中下游夏季降水为 120a 间最多的十年,夏季降水量比 1961-1990 平均值高出 112mm.长江流域区域气候模式揭示,在 CO_2 倍增时,长江流域温度将升高 2°C 多,夏季降水可能增 10%-20%.考虑与之相配的潜在蒸发可能增加 9-15%,假定未来 3 种情景,根据长江流域降水量、径流量和蒸发量系统观测资料,以能够代表全流域径流状况的大通站,长江中游的汉口站与代表上游的宜昌站分别进行计算.在未来情景 1(降水增加 10%,蒸发增加 9%)条件下,大通站洪峰流量接近 $84000\text{m}^3/\text{s}$,已超过 1998 年洪峰值;而汉口站洪峰流量为 $79000\text{m}^3/\text{s}$,已经超过自 1865 年有记录以来洪峰流量;宜昌站洪峰流量 $69400\text{m}^3/\text{s}$,超过除 1896 年、1981 年以外历年所有实测洪峰流量.估计这样的情景出现的机会较多,时间较早.而情景 3(降水增加 20%,蒸发增加 15%)的最大洪峰流量大通站将达到 $94500\text{m}^3/\text{s}$,超过近百年最大洪水的 1954 年 $92600\text{m}^3/\text{s}$;宜昌站达到 $78200\text{m}^3/\text{s}$,比据洪痕推算的近千年一遇 $105000\text{m}^3/\text{s}$ 仍有相当逊色.

未来长江流域洪水的预测与减灾措施是非常复杂,而且影响重大的问题,必须深入研究.这就需要详细占有气象与水文资料,特别是大降水事件和洪水形成及其气候背景资料.同时需要对历史和第四纪地质时期的古大洪水有很较深了解,以拓宽视野.还需要对城市化和不透水地面的发展远景及其对径流变化的影响,有较透彻的实验研究和计算.对长江中下游河道变化及其对洪水排蓄能力的影响应有相应的科学研究;并对全球变暖与水循环

^①陈永勤,陈喜. 中国淡水长江盆地城市快速增长的水文效应. 中德气候变化和长江洪水研讨会论文摘要集, 2003: 8

加强的大趋势有较高的学术素养. 当然, 更需要独立建立完善的, 适合于长江流域的气候和水文耦合模式, 改进参数和科学预测方法, 这方面需要多学科、跨科研与生产部门, 以及国际间的科学家和工程师的积极参与. 在持续的经费支持下, 精心组织、团结协作合力进行. 本文第一作者已达耄耋高龄, 殷切期望广大的有志者积极从事, 坚持持久, 完成此项任务, 以减轻国家的忧患.

致 谢 本文的写作过程中, 承蒙国家气候中心、长江水利委员会、河海大学、华东师范大学等单位学者提供大量的数据和研究成果, 谨致谢意!

参 考 文 献

- 1 长江水利委员会. 长江流域水旱灾害. 北京中国水利电力出版社, 2002
- 2 姜彤, 施雅风. 全球变暖、长江水灾与可能损失. 地球科学进展, 2003, 18 (2): 277-284
- 3 王绍武等. 现代气候学研究进展. 北京气象出版社, 2001
- 4 IPCC. Climate Change: The Scientific Basis. Cambridge University Press, :2001
- 5 长江水利委员会水文局. 1998 年长江洪水及水文监测预报. 北京: 中国水利电力出版社, 2000
- 6 www. c. jw. com. cn
- 7 沙万英, 邵雪梅, 黄玫. 20 世纪 80 年代以来中国的气候变暖及其对自然区域界限的影响. 中国科学, 2002, 32 (4): 317-326
- 8 董安祥, 冯松, 张存杰. 500 年中国东部雨带的南北摆动. 气象学报, 2002, 60 (3): 378-381
- 9 Gong D Y, Zhu J H, Wang S W. Flooding 1990s Along the Yangtze River, Has It Concern of Global Warming? *Journal of Geographical Sciences*, 2001, 1: 43-44
- 10 Casey K S, Cornillon P. Global and Regional Sea Surface Temperature Trend. *Journal of Climate*, 2001, 14: 3801-3808
- 11 王东晓, 谢强, 杜岩等. 1997-1998 年南海暖事件. 科学通报, 2002, 47 (9) : 711-716
- 12 Wilkinson C, Linden O, Cesar H, et al . 1998 年印度洋珊瑚死亡事件的生态影响和社会经济影响是 ENSO 影响和未来变化的警告吗? *AMBIO* , 1999, 28 (2) : 188-196 (中文版)
- 13 宁迈进, 周比达. 20 世纪 90 年代湖南省洪灾原因分析及减灾对策. 水文, 2002, 22 (2) : 47-50
- 14 马乃孚, 杨景劲. 武汉 20 世纪 90 年代暴雨异常的物理环境变化背景探讨. 长江流域资源与环境, 2002, 11 (6) : 583-586
- 15 张顺利, 陶诗言, 张庆云等. 长江下游致洪暴雨区多尺度条件. 科学通报, 2000, 47 (6) : 467-473
- 16 Gao X J, Zhao Z C, Ding Y H, et al. Climate Change Due To Green house Effects in China As Simulated by a Regional Climate Model. *Advances in Atmospheric Science*, 2001, 18 (6) : 1224-1230
- 17 Willson M W. Total Solar Irradiance Trend During Solar Cycle 21 and 22. *Science*, 1997, 277: 1963-1965
- 18 刘春葵等. 水文水资源变化预测. 见: 秦大河总主编. 中国西部环境演变评估, 第二卷; 丁一汇主编. 中国西部环境变化的预测, 北京科学出版社, 2002: 47-93
- 19 Arnell N W. Climate Change and Global Water Resources. *Global Environmental Change*, 1999, 9: 531-549
- 20 罗海超. 来水条件. 见: 中国科学院地理研究所, 长江水利水电科学研究院, 长江航道局规划设计研究所合著. 长江中下游河道特性及其演变. 北京: 科学出版社, 1985: 29-47
- 21 张家诚, 林之光著. 中国气候 (第五章, 湿度与蒸发). 上海: 科技出版社, 1985: 223-268
- 22 施成熙, 牛克源, 陈天珠等. 水面蒸发折算系数研究. 见: 施成熙著. 湖泊与水文文选. 南京: 河海大学出版社, 1959: 79-87
- 23 许炯心. 中国河流水文形成的地理环境. 见: 汤奇成, 熊怡等著. 中国河流水文. 北京: 科学出版社, 1998: 1-19
- 24 Milly P C D, Watherald R T, Dunnc K A, et al. Increasing Risk of Great Floods in a Changing Climate. *Nature*, 2002: 514-517

- 25 周魁一. 试论洪水灾害增长的社会因素, 自然灾害学报, 1994, (4)
- 26 施雅风, 朱季文, 谢志仁等. 长江三角洲及毗邻地区海平面上升影响预测与防治对策. 中国科学(D 辑), 2000, 30 (3): 225-232

Potential Impact of Climate Warming on the Yangtze Floods and Estimation of the Yangtze Floods Based on Hypothetical Climatic Scenarios

SHI Yafeng^{1,2}, JIANG Tong¹, WANG Jun³, ZHANG Qiang¹,
SU Buda^{1,4} & QIN Nianxiu^{1,4}

(1: *Nanjing Institute of Geography and Limnology, CAS, Nanjing 210008, P.R.China;*

2: Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, CAS, Lanzhou, 730000, P.R.China;

3: Changjiang Water Resources Commission, Ministry of Water Resources, (CWRC), Wuhan 430000, P.R.China;

4: Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, P.R.China)

Abstract

There have been 6 heavy floods occur in the Yangtze River since 1991 which are related with a shortage of flood retention lakes as well as global warming. The 1990's were the warmest period of the last 1000 years characterized by accelerated hydrological circulation. The summer precipitation that occurred in the middle and lower reaches of the Yangtze River was the largest in magnitude and quantity of the recent 120 years; about 112 mm more than that in 1961-1990. Convergent precipitation and rainstorm events are the main driving factors for increasing floods in the Yangtze River. Climate model researchers indicate that coupled CO₂ may lead to temperature increase of 2.2°C and summer precipitation increase of 10%-20%. Based on the hypothetical scenarios that global warming may lead to an increase of latent evaporation of 9%-15%, the flood peak flow at Datong station will reach 84000m³/s if the precipitation increases 10% and the evaporation increase 9%, exceeding that of 1998; the flood peak flow at Hankou station will reach 79000 m³/s, exceeding all recorded flood peak runoff; the flood peak flow at Yichang station will reach 69400m³/s, exceeding the instrumental records, except 1896's and 1981's records. The third scenario, i.e. the maximum peak flow occurred when the precipitation increases 20% and the evaporation increases 15%, the flood runoff at Datong station will reach 94500m³/s, exceeding the maximum value of last 100 years (namely 92600 m³/s in 1954). The Yichang station will have flood peak flow of 78200m³/s, exceeding all the instrumental records since 1882, but less than the 105000 m³/s calculated based on flood trace of 1870. Persistent climate warming in the future will lead to increasing precipitation and which will put tremendous pressure on the controlling of the Yangtze floods.

Keywords: The Yangtze Floods, global warming, precipitation, runoff and evaporation variations, estimation on flood peak flow under the hypothetical scenarios