

太湖 1889 洪水年的流域水文模拟^{*}

于 革¹, 桂 峰², 李永飞¹

(1: 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

(2: 浙江海洋学院环境科学系, 舟山 316000)

摘 要: 由于受到水文观测资料时间短的限制, 目前难以认识百年遇机率的极端洪水. 为此, 本文根据 19 世纪末历史文献的洪水灾害记录, 利用流域水文模型, 对太湖 1889 洪水年的流域产流、入湖汇流等水文特征和过程进行模拟. 本研究设计了三套模拟实验: 首先在现代气候控制实验基础上对 1988—2002 年时间系列和特大洪水年进行水文模拟和模型率定校验; 其次, 采用长江下游 19 世纪末的气候观测资料驱动, 对极端年份 1889 年逐日洪水过程模拟; 最后, 为减少 1 a 洪水年模拟的不确定性, 还采用蒙特卡罗 Bootstrap 法模拟了 15 a 的流域气候场, 在 5475 d 样本下进行特征年份的水文模拟. 模拟结果表明, 1889 年洪水期间产流在当年 6 月底达到最大, 1% 频率的径流深达 8.6 mm/d, 95% CI 的误差在 -2.94 ~ 3.26 mm/d 之间. 汇入太湖径流同期达到最大, 1% 频率的洪水流量达到 1286.9 m³/s, 95% CI 的误差在 -128.3 ~ 165.7 m³/s 之间. 根据洪水 Log-Normal 概率分布, 计算 1889 洪水年的重现期为 149 a. 经 Bootstrap 法对误差置信区的模拟, 95% CI 检验在 70 ~ 175 a 间的重现期可信. 该研究为延长 20 世纪洪水序列、拓展对百年时间尺度的特大洪水的认识提供了动力学模拟方面的科学依据.

关键词: 极端降水; 1889 年洪水; 流域水文模拟; 产流和汇流; 重现期; 百年遇机率; 太湖流域

Hydrological simulations of the 1889 flood year for Lake Taihu

YU Ge¹, GUI Feng² & LI Yongfei¹

(1: *Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, P. R. China*)

(2: *Department of Environment Science, Zhejiang Ocean University, Zhoushan 316000, P. R. China*)

Abstract: Due to limitation of short time series of hydrological observations, it is hard to know the centennial timescale chance of extreme floods. The present study simulated catchment runoff and discharge of the 1889 flood year in Lake Taihu, on basis of historical flood records and by means of the catchment hydrology model. Three experiments were performed in the simulations: firstly control-run simulations for 1988—2002 to calibrate and validate the modeling, secondly simulations of daily processes for the 1889 flood year driven by observed climate records during the end of 19th century; thirdly simulations of 15 year-Monte Carlo Bootstrap resampling for the special flood year to decrease the 1-year sample uncertainty. Results showed that the 1889 flood peaks occurred during the end of 1889 June and the greater than 99th percentile of monthly runoff reached 8.6 mm/d (the 95% CI errors between -2.94 and 3.26 mm/d). The discharge peak to Lake Taihu also occurred in the same month, and the greater than 99th percentile of daily discharge reached 1286.9 m³/s (the 95% CI errors between -128.3 and 165.7 m³/s). Following the Log-Normal distribution that has been tested in the control run simulations, return period of the 1889 flood year is 149 years. After simulations for the error intervals by the Bootstrap confidence interval method, the return period during 70—175 years is much confident. The study will provide scientific basis of hydrological dynamics for extending the time series of the 20th century hydrology and knowing the centennial timescale chance of extreme floods.

Keywords: Extreme precipitation; 1889 flood year; catchment hydrology modeling; runoff and discharge; return period; centennial timescale chance; Lake Taihu

^{*} 中国科学院知识创新工程重要方向项目 (KZCX2-YW-338) 和科技部全球变化重大科学研究计划项目 (2012CB956103) 联合资助. 2011-11-21 收稿; 2012-03-02 收修改稿. 于革, 女, 1957 年生, 博士, 研究员; E-mail: geyu@niglas.ac.cn.

近年来,对极端降水以及由极端降水所引发的洪水灾害倍受关注^[1].我国由于历史条件的限制,绝大多数流域的观测站网都是在1949年以后建立起来的.从数理统计学和水文学的原理出发,如果只用30~100 a的洪水资料来设计百年级可能遭遇的洪水,会产生较大的抽样误差,设计防洪值偏大或偏小,从而使工程造成浪费或安全受到威胁.现有水文观测资料虽然能够识别发生概率在年际至十年时间尺度一遇的洪水事件,但难以对百年至千年时间尺度的特大洪水作较全面的科学判断.历史文献提供了古洪水重要证据^[2-3],能够延长洪水时间系列、分析小概率事件、认识极端洪水特征和重现期^[4].太湖流域现代和历史洪水灾害经常发生,历史文献记载1889年(光绪15年)发生了特大洪水^[2,5].根据太湖水则碑记录和水准核定,1889年洪水的最高水位相当于东海吴淞江基准4.44 m asl^[5].与采用相同标准估算的1954年洪水水位4.38 m asl相比,1889年洪水水位要高出6 cm.目前尚无对其洪峰流量、最大入湖水量是否高出观测记录的分析,因而也无法认识这些历史记载特大洪水的性质、特征和重现期.

流域水文模型为我们认识历史洪水提供了有效工具^[6].太湖是一个大型浅水湖泊,流域大部分的平原地势平坦,河床比降小,流速缓,流域输入太湖的输沙量在 $30 \times 10^4 \sim 40 \times 10^4$ t之间;而由于太湖流域雨量丰沛,降水年总量1100~1400 mm,入湖年径流在 40×10^8 m³以上^[7].因此,在自然系统下太湖洪水变化受流域径流输入控制.已有研究表明SWAT流域水文模型能够胜任对以湖泊水位和湖面高度变化为表征的太湖流域产流、入湖径流等水文因子的模拟^[8-9].对长期的气候水文过程变化,笔者采用SWAT流域水文模型对太湖农耕时期200 a以来的模拟,能够模拟流域水量的年内和年际变化^[10].

本文将在这些现有研究基础上,根据历史文献对19世纪末的洪水灾害记录,采用长江下游19世纪末的气候观测资料,利用流域水文模型模拟1889年太湖流域产流、入湖汇流等特征和过程,期望延长19世纪历史洪水以衔接20世纪观测洪水,拓展对百年时间尺度特大洪水的认识.

1 数据和方法

太湖平均水位面积2338 km²,流域面积36895 km²^[7].本研究基于调查收集的流域自然地理数据资料,建立运行流域水文模型实验的基础数据库^[9].流域地形空间数据和水系空间数据以国家基础信息中心标准1:250000数字资料为主.其中1:250000等高线数字地图,是在1:50000扫描栅格地形图的基础上,对平原地区进行了数字化加密处理.土壤数据库包括流域土壤分布和属性(主要参数包括沙粒、粉砂、粘粒、有机质、pH值、全磷、全氮、速效磷和容重等)^[11],资料采用中国科学院南京土壤研究所提供的1:1000000的数字化地图.植被和土地利用类型数据库,采用流域1986年和1997年的1:250000数字化的植被类型(包括了常绿林、落叶林、混交林、湿地植被、水稻、冬小麦等)和土地利用类型(包括农田、园地、草地、林地、水域、旱地、城镇用地、农村居民点用地和未利用土地等)^[8-10,12].气象数据源于国家气象台站观测资料.控制实验由流域内20个县气象站1954—2009年降水、最高与最低气温、相对湿度和风速的逐日平均资料构成,太阳辐射要素由最高、最低气温资料推算.由于太湖流域内缺乏长于100 a系列的气候资料,采用了太湖流域周边的上海站(1873—)、南京站(1886—)、镇江站(1886—)和杭州站(1886—)4个能够实测1889年气候站点的资料^[13-14].日温度资料采用正弦参数模型^[15]对逐月观测数据模拟获得.采用逐月资料模拟降水发生和降水量两个过程.首先采用一阶马尔科夫链法确定干日向湿日的转移概率和湿日向湿日的转移概率.再依据转移概率从2周内至年内的日降水分布,模拟湿日的降水量^[16].模型参数根据研究区1950—2000年降水季节性变化特点逐日计算^[17].最后依据1889年各个站点月降水进行逐日降水模拟.此外,为了认识大样品下的极端值,还对1889年温度和降水月观测系列采用蒙特卡罗Bootstrap方法^[18-19]模拟.对模拟结果进行不确定性分析,并采用Bootstrap置信区间模拟法^[16]对径流深、径流量和重现期等误差予以估计.

本研究区域集中太湖流域上游来水区,主要位于西部山丘区和北部沿江地区,模拟面积19055 km².入湖水系包括了长兴水系、东西苕溪水系、宜溧河水系和武进—直湖水系(图1a).根据地形和水系,在流域概化基础上按照流域产汇流划分水文响应单位(图1b).本文采用分布式流域水文模型SWAT 2005^[20]进行三套模拟实验.首先在现代气候控制实验基础上进行长时间系列和极端洪水年模拟,并进行模型率定.在对控制实验校验基础上,对1889年进行气候驱动的流域水文模拟,获得极端年份逐日洪水过程.最后,为了减少模拟1 a洪水年的不确定性,还模拟了15倍于1 a的流域气候场,在5475 d样本下进行特征年份的水文模拟.

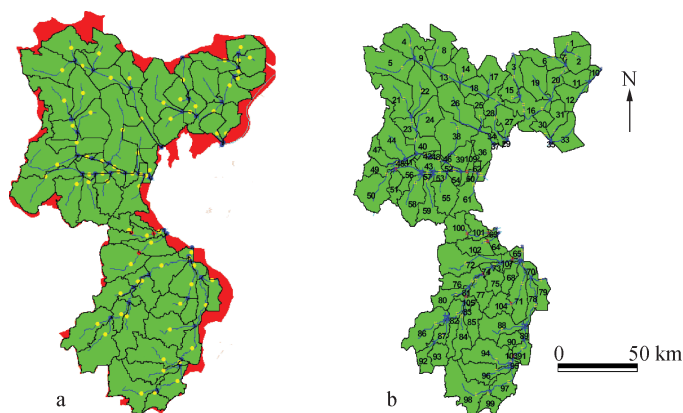


图 1 太湖上游模拟的区域图:a. 流域水系以及入湖河流,b. 流域水文响应单位

Fig. 1 Domain maps of the upper-reach catchment of Lake Taihu on the present hydrological simulations;
a. catchment water systems and the inlets to lake; b. hydrological response units

作为率定模型参数和验证控制实验的水文资料,采用太湖大浦站 1922—2009 年实测水位资料^[21-22]和流域内主要河道 125 个巡测断面(站)1988—2002 年的流量资料^[9],以及 1949 年以来太湖特大洪水资料^[23-24]. SWAT 流域水文模型在 ArcView 界面上操作运行,输出变量采用流域产流径流深 R 和入湖径流 Q .

2 控制实验和验证

2.1 流域水文模型对太湖洪水产流的模拟能力

在控制实验中,首先采用太湖流域的 1988—2002 年辐射、温度、降水和风速气象观测值作为边界条件,对太湖上游流域的水文产流进行模拟(图 2a). 在 1988—2002 年期间,模拟太湖上游月径流深的平均值为 0.93 mm/d,最大值为 8.7 mm/d. 对此,采用观测值予以验证. 根据 1988—2002 年太湖水位和流量的月观测值计算,在上游 19055 km² 的产水面积上平均径流深是 0.99 mm/d,最大值为 6.5 mm/d^①,也与前人根据多年径流计算的太湖上游子流域径流深(浙西 1.46 mm/d、苏南 0.82 mm/d 和湖区 0.43 mm/d)^[25] 的平均值 0.90 mm/d 相当. 对模拟和观测系列进行相关分析,发现两者显著相关($r=0.74$, $n=180$, $P<0.001$, 图 2a). 采用以观测值为标准的均方差误差(RMSE)和确定系数(R^2)检查,平均径流深 RMSE 为 1.06 mm/d, R^2 为 0.636,反映该模型能模拟出 64% 的径流深方差.

一般径流与降水相似,构成近似不对称对数正态分布^[26]. 检查模拟与实测径流的概率分布是否相近,可采用检验位置参数和尺度参数是否服从对数正态分布(Log-Normal(μ , σ)分布)^[26]. 本文中径流深观测和模拟的位置和尺度参数(μ , σ)从各自系列中的均值和标准偏差产生,分别为(0.99, 0.92)和(0.93, 1.16),均服从对数正态分布(图 2b). 两个系列的相关系数 $R^2=0.98$ ($P<0.05$),反映了该模型对径流分布型也具有较好的模拟能力.

2.2 流域水文模型对太湖入湖洪水的模拟能力

为了验证模型模拟汇流过程,控制实验还对入湖径流进行模拟. 模型率定采用与 1988—2002 年各个子流域实测值的拟合校正,获得了模拟流域汇入太湖总径流的多年平均是 182.1 m³/s. 这与前人基于多年观测资料分析的总径流多年平均(183 m³/s)^[27] 相近. 由此计算太湖多年平均入湖总径流量为 57.75 × 10⁸ m³/a,与其它学者根据实测计算的多年平均年总径流量在 48.56 × 10⁸ ~ 59.00 × 10⁸ m³^[7,25,27] 基本一致. 模拟的

① 理论径流深依据 $R=\Delta Q/A$ (A 为流域面积, Q 为单位时间流量变化),经验径流深依据 $r=\alpha \cdot \Delta H_L$ (ΔH_L 为单位时间湖泊水位高度变化, α 为经验系数). α 系水量从流域到湖泊的消耗估计,根据理论 R 与经验 r 拟合获得.

15 a 日径流量最大值为 $3402.9 \text{ m}^3/\text{a}$, 其中洪水频率 1% 达到 $1502.7 \text{ m}^3/\text{s}$, 10% 达到 $352.7 \text{ m}^3/\text{s}$. 根据日最大流量瞬时实测的记录, 1983 年 7 月 3 日是 $2770 \text{ m}^3/\text{s}$, 1991 年 6 月 5 日是 $2450 \text{ m}^3/\text{s}$, 1999 年 6 月 28 日为 $3029 \text{ m}^3/\text{s}$ [24]. 模拟的多年最大值达到其上限, 认为可信.

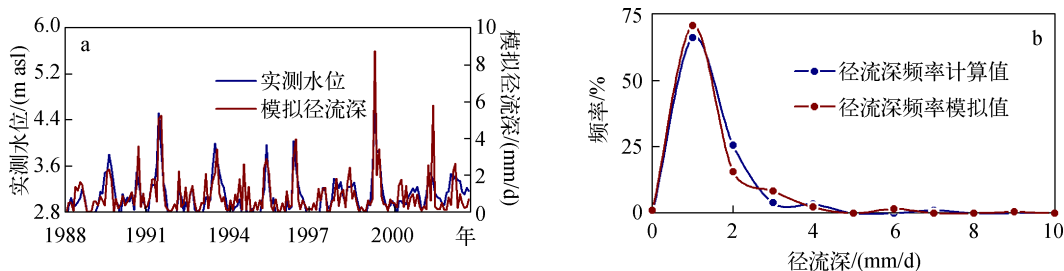


图 2 1988—2002 年控制实验的逐月水文模拟与观测对比: a. 模拟径流深与实测水位相关分析; b. 模拟径流深频率与根据水位计算的径流深频率服从 Log-Normal(μ , σ) 分布

Fig. 2 Comparisons between monthly simulated control runs and observations during 1988–2002:

a. simulated runoff and observed water level; b. frequencies of simulated runoff and observed water level-based runoff ~ Log-Normal (μ , σ)

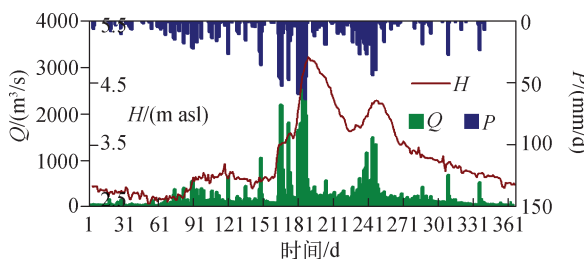


图 3 1999 洪水年逐日观测降水(P)和逐日模拟汇入太湖径流(Q)以及与逐日太湖观测水位(H)的对比

Fig. 3 Daily observed precipitation (P), daily simulated discharge (Q) for 1999 flood year and compared with daily observed water level (H) of Lake Taihu

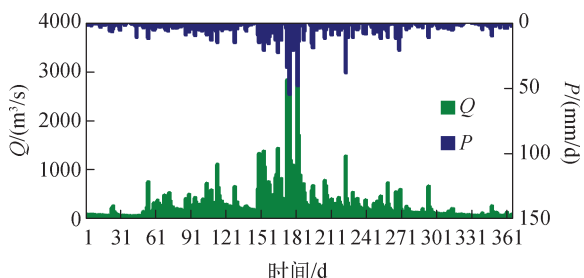


图 4 1889 洪水年逐日观测降水(P)和逐日模拟汇流径流(Q)

Fig. 4 Daily observed precipitation(P) and daily simulated runoff(Q) for 1889 flood year

为了检验特大洪水年内过程的模拟能力,对太湖流域发生了特大洪水的 1999 年 [23-24] 进行入湖的逐日径流模拟(图 3),可见该年的两次最大降水发生在 6 月底至 7 月初,两天流量分别达到 $3402.9 \text{ m}^3/\text{s}$ (第 179 d) 和 $2849.9 \text{ m}^3/\text{s}$ (第 181 d). 根据与 1999 年大浦站观测的逐日太湖水位测量,最高水位达到 4.92 m 和 4.87 m 的时间 [23-24] 与模拟的最高日径流发生过程吻合.

3 1889 年洪水模拟

3.1 极端洪水年的产流和汇流模拟

根据 1889 年南京、镇江、上海温度和降水的观测资料,由气候温度和降水驱动,模拟太湖上游流域汇入太湖的逐日径流(图 4). 入湖径流在第 172 ~ 174 d 期间达到最大(图 4),达到 $3200 \text{ m}^3/\text{s}$. 计算径流全年平均值为 $279.9 \text{ m}^3/\text{s}$, 当年入湖总径流量为 $88.28 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$.

为了减少仅有 1 a (365 d) 的模拟误差,采用蒙特卡罗 Bootstrap 模型对 1889 年逐月温度和降水月观测值进行 15 a 样本的重复抽样模拟,在 5475 d 的温度和降水变量驱动下进行了 15 a 流域水文模拟. 对逐月产流时间系列模拟结果分析,其频率分布第 1 ~ 3 极大径流深分别是 10.6、9.1 和 8.5 mm/d (图 5a). 根据 Bootstrap 法对置信区间的模拟,当取样 $n = 1000$, 三

个极端径流深在 95% CI 的误差分别为 $-2.9 \sim 3.4$ 、 $-2.0 \sim 2.6$ 、 $-2.0 \sim 2.1$ mm/d. 以洪水频率来看, 频率 10% 径流深($R_{10\%}$) 达到 4.43 mm/d, 95% CI 的误差为 $-0.99 \sim 1.31$ mm/d; 频率 1% 径流深($R_{1\%}$) 达到 8.6 mm/d, 95% CI 的误差为 $-2.94 \sim 3.26$ mm/d.

在逐日汇流时间系列模拟中, 不在同一年份中的第 1~3 极大径流值, 分别是 3507、2848、2719 m^3/s (图 5b). 根据 Bootstrap 法对置信区的模拟, 当取样 $n = 1000$, 极端径流在 95% CI 的误差达到 $-541.4 \sim 885.0$ m^3/s . 洪水频率 1% 的径流($Q_{1\%}$) 达到 1286.9 m^3/s , 95% CI 的误差为 $-128.3 \sim 165.7$ m^3/s . 不同洪水频率的流量和误差估计见表 1.

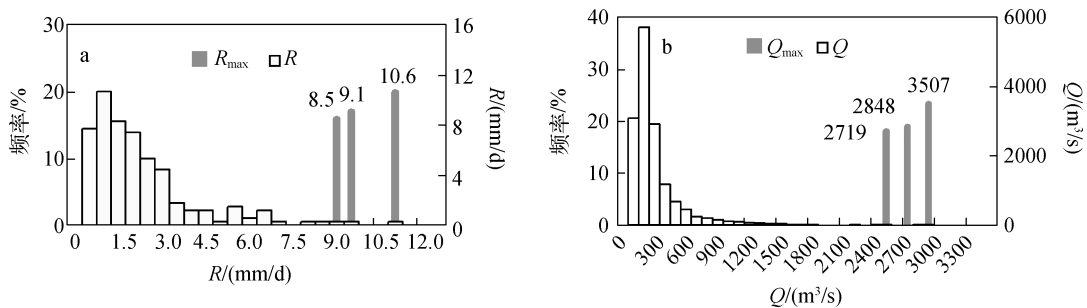


图 5 根据蒙特卡罗 Bootstrap 气候模拟对太湖 1889 洪水年的 15 a 水文模拟:
a. 流域径流深(R)频率分布和第 1~3 极大值 R_{\max} ; b. 入湖径流量(Q)频率分布和第 1~3 极大值 Q_{\max}
Fig. 5 15 a-resampling hydrological simulations for 1889 flood year based on Monte Carlo Bootstrap method:
a. frequency of monthly runoff (R) and the 1st, 2nd and 3rd largest values (R_{\max});
b. daily discharge (Q) frequency and the 1st, 2nd and 3rd largest values (Q_{\max})

表 1 在 Bootstrap 法 95% 置信区间内对 1889 年洪水径流(Q)模拟不同频率(P)的上限和下限(Q_{upper} 、 Q_{lower})以及对误差(Error+、Error-)估计
Tab. 1 Upper and lower limits (Q_{upper} and Q_{lower}) and error estimates (Error+ and Error-) by simulations of Bootstrap confidence interval 95% in different frequency (P) of the 1889 flood discharge(Q)

$P/\%$	$Q/(\text{m}^3/\text{s})$	$Q_{\text{upper}}/(\text{m}^3/\text{s})$	$Q_{\text{lower}}/(\text{m}^3/\text{s})$	Error + / (m^3/s)	Error - / (m^3/s)
50	175.1	195.0	154.3	19.8	20.8
10	490.2	524.0	420.1	33.8	70.1
5	721.4	792.8	638.3	71.4	83.1
1	1286.9	1452.7	1158.7	165.7	128.3
0.1	3287.3	3487.1	3065.7	199.8	221.6
Max	3507.1	4392.1	2965.7	885.0	541.4

3.2 极端洪水年的重现期和误差估计

根据对径流近似服从 Log-Normal(μ , σ) 分布的论证, 计算模拟输出的 1889 年特大洪水的频率和重现期(T)^[26]:

$$T = 1/p = 1/(1 - \text{Norm}(z)) \tag{1}$$

式中, Norm 是正态函数分布, z 是标准化正态分布统计量. 可根据下式计算:

$$z = (x_1 - \mu_1)/\sigma_1 \tag{2}$$

$$x_1 = \ln x \tag{3}$$

$$\mu_1 = (1/2) \ln(\mu^2/(CV^2 + 1)) \tag{4}$$

$$\sigma_1^2 = \ln(CV^2 + 1) \tag{5}$$

式中, x 是径流变量在时间系列中的极端高值, μ 和 σ 是 x 系列的均值和标准偏差, CV 是离差系数 ($CV = \sigma/\mu$). 据此计算, 对 1889 年的随机 15 a 重复洪水模拟的不同频率径流深的回归期. 结果表明频率 0.1%、1% 和 5% 的径流深 $R_{0.1\%}$ 、 $R_{1\%}$ 和 $R_{5\%}$ 分别为 10.6、8.6 和 6.2 mm/d, 相应洪水的重现期分别为 149.2、80.3 和 29.2 a. 根据 Bootstrap 法对置信区间的模拟, 当取样 $n = 1000$, $R_{0.1\%}$ 、 $R_{1\%}$ 和 $R_{5\%}$ 重现期的误差在 95% 置信区分别为 -80.5 ~ 24.7、-30.7 ~ 13.4 和 -4.2 ~ 3.0 a. 因此, 认为 1889 年洪水频率 0.1% 重现期在 70 ~ 175 a 范围内可信.

4 讨论和结语

1) 太湖洪水之患自古以来是该区域的一个最大威胁^[5], 防洪成为区域经济社会发展的重要保障. 重要工程的防洪设计关系到人民生命财产的安危, 需要能抗御极为稀遇的特大洪水, 如百年一遇至千年一遇的小概率洪水事件. 推求特大洪水, 一般采用历史文献、历史洪水调查重建的时间系列, 进行频率分析计算, 求得洪峰流量和一次洪水总量^[26], 例如河流阶地和洪水沉积指标比较成功地应用在黄河小浪底工程中^[28]. 由于地质地貌的保存困难和代表洪水程度的差异, 推求特大洪水有着很大的不确定性. 流域水文动力模型基于水量、物质平衡、热量运动传输等物理机制, 较之统计法有着较大的优势. 由于它是用数学的方法描述和模拟水文循环的过程, 具有确定性数值求解过程和结果. 一些学者尝试了对过去 50 a 内的历史洪水模拟^[29], 对古洪水主要采用地质地貌法的定性重建^[30]. 实现古洪水模拟的困难, 不仅由于流域地理要素及过程存在很大的时空变异, 还由于古洪水逝去久远无法获得繁多复杂的模型参数, 无法进行验证以降低模拟误差. 解决该问题的重要途径是对实验模拟进行准确控制. 对 1889 年古洪水模拟正是遵循这个思路, 首先对现代太湖流域的水文过程和极端年份模拟, 达到统计检验以后, 再尝试模拟古洪水.

由此, 本文首先对资料丰富的 1988—2002 年并含有 20 世纪特大洪水年进行控制实验模拟和率定. 模拟太湖上游月径流深多年平均为 0.93 mm/d, 最大平均值 8.7 mm/d. 与观测值对比, 月平均径流深的 $RMSE$ 为 1.06 mm/d, R^2 为 0.636, 反映该模型能模拟出 64% 的径流方差. 控制实验的汇流过程模拟表明, 入湖总径流的多年平均是 182.1 m³/s, 入湖总径流量是 57.75 × 10⁸ m³/a. 这个模拟与基于多年观测资料分析多年平均和多年平均年总量相当. 此外, 模拟能够捕捉到极端洪水年的逐日汇流过程. 对 1999 特大洪水年模拟, 两次最大降水发生在 6 月底至 7 月初, 最大径流分别达到 3402.9 m³/s (第 179 d) 和 2849.9 m³/s (第 181 d). 与当年大浦站观测的最高水位的时间过程吻合.

在此基础上对 1889 年的太湖上游流域水文模拟, 结果表明洪水期间产流在当年 6 月底达到最大, 洪水频率 10% 的径流深 $R_{10\%}$ 为 4.4 mm/d (95% CI 的误差为 -1.1 ~ 1.2 mm/d). 汇入太湖径流同期达到最大, 洪水频率 1% 的径流 $Q_{1\%}$ 达到 1286.9 m³/s (95% CI 的误差为 -128.3 ~ 165.7 m³/s). 检验了洪水服从对数正态分布后, 计算 1889 洪水年的重现期为 149 a. 根据 Bootstrap 法对误差置信区的模拟, 计算该重现期 95% CI 在 70 ~ 175 a.

2) 我国东部属于亚热带季风气候, 长江中下游地势平坦. 自古以来, 只要中、上游降雨过量, 下游平原就出现水患^[4], 这是太湖流域洪水发生的主要原因, 因而采用气候降水变量驱动水文模型进行洪水模拟科学、合理. 针对我们知之甚少的古洪水事件, 模拟能够捕捉洪水在降水变化下的响应, 从而重建古洪水发生过程和特征. 本文采用降水、温度气候变量驱动水文模型, 获得了较可靠的控制实验模拟结果. 由此应用历史气候资料驱动流域水文模型, 模拟历史洪水有了可能. 极端降水在频率、强度上的变化引起极端洪水变化, 与全球变化下的洪水灾害密切相关, 因而对洪水灾害的预测预警具有重要的现实意义. 在此研究基础上, 本研究将可能进一步探讨气候变化下的洪水归因和发生规律.

3) 尽管采用动力模型进行流域水文模拟, 仍然存在着不确定性. 本文尝试了一系列的随机统计模拟方法减少误差. 由于气候资料时间长度的限制会产生小样本下的偏差, 对 19 世纪的降水、温度观测的逐月资料, 采用了马尔科夫链法概率转移法模拟降水发生和降水量, 获得逐日降水系列; 对特定历史洪水年的一年模拟不确定性, 采用 Bootstrap 方法模拟 1889 年重复大样本下的温度和降水随机变量; 此外, 对历史洪水年模拟的径流深、径流量以及重现期等变量, 采用 Bootstrap 置信区法模拟法估计误差, 达到 95% 置信域. 这些尝试将有助于减少模拟结果的不确定性, 提高可信程度.

致谢:毛锐研究员和罗澈葱博士提供部分现代水文资料,并对本研究提出了建设性意见,特表感谢。

5 参考文献

- [1] IPCC. The fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge: Cambridge University Press, 2007.
- [2] 陈家其. 太湖流域历史洪水排队. 人民长江, 1992, **32**(2): 30-33.
- [3] 张德二. 历史极端雨涝事件研究——1823 年我国东部大范围雨涝. 第四纪研究, 2011, **31**: 29-35.
- [4] 骆承政. 中国历史大洪水. 北京: 中国书店出版社, 2006: 2-10.
- [5] 《太湖水利史稿》编写组. 太湖水利史稿. 南京: 河海大学出版社, 1993: 332-345.
- [6] 袁作新. 流域水文模型. 北京: 水利电力出版社, 1990: 1-8.
- [7] 黄漪平, 范成新, 濮培民等. 太湖水环境及其污染控制. 北京: 科学出版社, 2001: 19-23.
- [8] 张 奇, 李恒鹏, 徐力刚. 太湖西苕溪流域径流过程的模拟. 湖泊科学, 2006, **18**(4): 401-406.
- [9] 赖格英, 于 革, 桂 峰. 太湖流域营养物质输移模拟评估的初步研究. 中国科学: D 辑, 2005, **35**: 121-130.
- [10] 于 革, 桂 峰. 太湖流域营养盐沉积 200 年的历史模拟研究. 沉积学报, 2006, **24**(6): 849-856.
- [11] Shi XZ, Yu DS. A framework for the 1:1,000,000 soil database of China. In: Warner ED, Peterson GW eds. Proceedings of the 17th world congress of soil science. Bangkok, 2002, **1757**: 1-5.
- [12] Yu G, Xue B, Lai GY *et al.* A 200-yr historical modeling of catchment nutrient changes in Taihu basin, China. *Journal of Hydrobiology*, 2007, **581**: 79-81.
- [13] 中国气象局. 中国气温资料. 北京: 中国气象局中国科学院地球物理研究所联合资料室, 1954: 862.
- [14] 中国气象局. 中国降水资料/中国 1841—1950 统计资料. 北京: 中国气象局中国科学院地球物理研究所联合资料室, 1954: 732.
- [15] Richardson CW. Stochastic simulation of daily precipitation, temperature, and solar radiation. *Water Resources Research*, 1981, **17**: 182-190.
- [16] Hahn GJ, Shapiro SS. Statistical models in engineering. New York: John Wiley & Sons, 1994: 15-25.
- [17] 廖要明, 张 强, 陈德亮. 中国天气发生器的降水模拟. 地理学报, 2004, **59**(5): 689-698.
- [18] Efron B, Tibshirani RJ. An introduction to the Bootstrap. Florida: Chapman & Hall, 1993: 30-45.
- [19] Pall P, Aina T, Dáithí A *et al.* Anthropogenic greenhouse gas contribution to flood risk in England and Wales in autumn. *Nature*, 2011, **470**: 382-385.
- [20] Di Luzio M, Srinivasa MR, Arnold JG. A GIS-hydrological model system for the watershed control of agricultural nonpoint and point sources of pollution. *Transactions in GIS*, 2004, **8**: 113-136.
- [21] 中央水利部. 长江流域水文资料·太湖区. 南京: 中央水利部南京水利实验处, 1951.
- [22] 罗澈葱, 秦伯强, 朱广伟. 太湖上游的水文特征及灾害分析. 灾害学, 2004, **19**(1): 21-26.
- [23] 毛 锐. 建国以来太湖流域三次大洪水的比较及对今后治理洪涝的意见. 湖泊科学, 2000, **12**(1): 12-18.
- [24] 欧炎伦, 吴浩云. 1999 年太湖流域洪水. 北京: 中国水利水电出版社, 2001: 20-33.
- [25] 秦伯强, 胡维平, 陈伟民等. 太湖水环境演化过程与机理. 北京: 科学出版社, 2004: 14-15.
- [26] Dingman SL. Physical hydrology: 2nd ed. New Jersey: Prentice Hall, 2002: 570.
- [27] 孙顺才. 太湖. 北京: 科学出版社, 1993: 20-21.
- [28] Yang DY, Yu G, Xie YB *et al.* Sedimentary records of large flood during the Holocene in the Yellow River, China. *Geomorphology*, 2000, **33**: 73-88.
- [29] 许有鹏, 都金康, 王腊春等. 我国东南沿海中小流域洪水模拟研究. 湖泊科学, 2004, **16**(增刊): 116-123.
- [30] 杨达源, 张 强, 葛兆帅等. 中全新世以来的川江大洪水初步分析. 湖泊科学, 2003, **15**(增刊): 216-220.