

DOI: 10.14042/j.cnki.32.1309.2015.02.001

# 基于 Budyko 假设预测长江流域未来径流量变化

郭生练<sup>1</sup>, 郭家力<sup>1,2</sup>, 侯雨坤<sup>1</sup>, 熊立华<sup>1</sup>, 洪兴骏<sup>1</sup>

(1. 武汉大学水资源与水电工程科学国家重点实验室, 水资源安全保障湖北省协同创新中心, 湖北 武汉 430072;

2. 三峡大学水利与环境学院, 湖北 宜昌 443002)

**摘要:** 基于 Budyko 水热耦合平衡假设, 推导了年径流变化的计算公式, 分析了长江流域多年平均潜在蒸发量、降水量、干旱指数和敏感性参数的空间变化规律。选用 BCC-CSM1-1 全球气候模式和 RCP4.5 排放情景, 把未来气候要素预估值与 LS-SVM 统计降尺度方法相耦合, 预测长江流域未来的气温、降水和径流变化情况。采用乌江和汉江流域的长期径流观测资料, 分析验证了基于 Budyko 公式计算年径流变化的可靠性。结果表明: 降水量变化是影响径流量变化的主导因素; 长江各子流域未来径流相对变化增减不一, 最大变幅 10% 左右; 在未来 2020s (2010—2039 年)、2050s (2040—2069 年) 和 2080s (2070—2099 年) 3 个时期内, 长江南北两岸流域的径流将出现“南减北增”现象, 北岸径流变化增幅逐渐升高, 南岸径流变化减幅逐渐降低。

**关键词:** 气候变化; Budyko 假设; 水量平衡; 径流预测; 长江流域

**中图分类号:** TV 122      **文献标志码:** A      **文章编号:** 1001-6791(2015)02-0151-10

径流要素的变化主导着整个水文水资源系统的变化, 其变化规律错综复杂, 具有非线性、突变性和随机性等复杂特性。在气候变化以及人类活动的综合影响下, 这一问题显得尤为突出<sup>[1]</sup>。目前广泛应用于气候变化背景下径流响应预测的方法主要有两类: 基于水文模拟的方法和基于 Budyko 假设的水量平衡方法<sup>[2]</sup>。水文模拟方法采用水文模型量化气候变化对径流的影响, 水文模型能对水文变量及其演变规律进行准确地描述, 该方法具有较好的物理基础, 但模型结构和参数等存在一定的不确定性, 降低了研究结果的可信度; 其次, 率定水文模型所需要的资料信息常常难以满足, 特别是分布式流域水文模型, 对资料数据要求更高, 目前全球大部分流域为无资料地区, 无法直接采用水文模型进行模拟<sup>[3]</sup>。此外, 水文模型假定参数之间是相互独立的, 而事实上, 流域内土壤、地形、植被和气候之间紧密联系, 这种参数之间的相互依赖降低了模型响应的范围和变异性<sup>[4]</sup>。总体来看, 在年内(如月或日)时间尺度上, 水文模型在目前依然不可替代。然而在年以上的尺度, 基于 Budyko 假设的水量平衡方法不失为一种可信赖的方法<sup>[5-6]</sup>, 该方法以水量平衡为基础, 在减少不确定性方面具有优势, 可用于预测评估未来径流的变化。

以 Budyko 水热耦合平衡理论为基础的水量平衡方法, 一般用于识别历史基准期气候变化和人类活动对径流变化的贡献率<sup>[7-9]</sup>。李斌等<sup>[7]</sup>以东北典型生态敏感区洮儿河流域中上游为研究区域, 分析降水、潜在蒸散发、径流变化趋势及突变点, 基于 6 种 Budyko 公式评估气候变化对年径流影响, 结果表明气候因素约占 45%; Zheng 等<sup>[8]</sup>研究了气候变化和下垫面变化对黄河源头区径流的影响, 在 1960—2000 年间, 降水和潜在蒸散发的气候弹性系数分别为 2.10 和 -1.04, 表明径流对降水变化的敏感性更强, 而在 20 世纪 90 年代, 下垫面变化引起的径流变化达 70%, 明显高于气候变化的贡献。姚允龙等<sup>[9]</sup>利用两参数敏感性分析方法研究气候变化对河流径流量的影响, 其结果要优于一般的降水-径流经验模型法。但是, 很少有研究者将该方法用于气候变化下未来径流变化的评估。气候变化必将引起流域水量和能量的变化, 在过去的 50 年中, 长江

**收稿日期:** 2014-08-05; **网络出版时间:** 2015-03-16

**网络出版地址:** <http://www.cnki.net/kcms/detail/32.1309.P.20150316.1453.001.html>

**基金项目:** 国家自然科学基金资助项目(51190094)

**作者简介:** 郭生练(1957—), 男, 福建龙岩人, 教授, 博士, 主要从事水文学及水资源开发利用研究。

E-mail: slguo@whu.edu.cn

流域水热气候状况存在一些显著的变化趋势,如降水量<sup>[10-11]</sup>和潜在蒸散发量<sup>[12]</sup>的变化。长江流域面积辽阔,人类活动频繁,自然条件差异很大,产流、汇流条件极其复杂,水资源量时空动态变化十分显著,在现有技术条件下很难进行全流域的水文模拟。Budyko 水热耦合平衡关系可以较好地描述降水、潜在蒸散发和实际蒸散发之间定量关系。因此,本文应用具有理论基础的 Budyko 解析表达式和全球气候模式(GCM)与统计降尺度方法相结合,分析预测长江流域未来气候变化影响下的径流响应。

## 1 资料与方法

### 1.1 数据

采用长江流域 135 个国家气象站点的实测气象数据:即 1961—2010 年间的逐日降水、最高气温和最低气温。气象资料来自于中国气象局的 中国气象数据共享服务平台(<http://cdc.cma.gov.cn>)。从图 1 中可以看出这些站点均匀分布于长江流域,能较好地描绘长江流域气象水文要素的空间分布格局。由于流域海拔高低的差异<sup>[13]</sup>,长江流域宜昌以上的上游区一般分为两个区:金沙江水系和沱江水系称为上游高原区;以四川盆地为主的嘉陵江水系、乌江水系以及长江干流上游段称为上游盆地区;汉江水系、洞庭湖水系、鄱阳湖水系以及宜昌至湖口段的长江干流中游段称为中游区;湖口以下的长江干流下游段和太湖水系称为下游区。

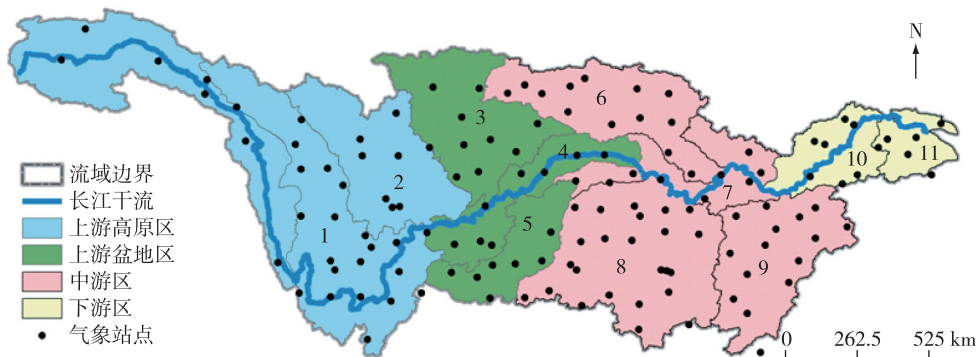


图 1 长江流域及其子流域的位置和国家气象站点分布

Fig. 1 Spatial distribution of national meteorological sites and sub-basins of Yangtze River basin

采用 Hamon 公式<sup>[14]</sup>计算得到各站点的逐月潜在蒸散发量。该方法的优点在于只要求温度数据,就能获得近似于复杂方法得到的结果<sup>[15-16]</sup>。

$$E_0 = 13.97dD^2W_1 \quad (1)$$

$$W_1 = 4.95e^{0.62T}/100 \quad (2)$$

式中  $d$  为每月的天数;  $D$  为平均月日照时间数,单位以 12 h 计,其详细计算过程可参考文献[17];  $W_1$  为饱和水汽密度,  $\text{kg}/\text{m}^3$ ;  $E_0$  为潜在蒸发量,按照逐月计算,  $\text{mm}$ ;  $T$  为月平均空气温度,  $^\circ\text{C}$ , 其计算式为  $(T_{\max} + T_{\min})/2$ ,  $T_{\max}$  和  $T_{\min}$  分别为月平均最高和最低气温。

### 1.2 基于 Budyko 假设的径流变化预测公式

前苏联著名气候学家 Budyko(布迪科)<sup>[18]</sup>在进行全球水量和能量平衡分析时发现,陆面长期平均蒸散发量主要由大气对陆面的水分供给(降水量)和能量供给(净辐射量或潜在蒸散发量)之间的平衡决定。基于此,在多年尺度上,用降水量  $P$  代表陆面蒸散发的水分供应条件,用潜在蒸散发  $E_0$  代表蒸散发的能量供应条件,于是对陆面蒸散发限定了如下边界条件:

在极端干旱条件下,比如沙漠地区,全部降水量都将转化为蒸散发量  $E$ <sup>[19]</sup>:

$$\text{当 } \frac{E_0}{P} \rightarrow \infty \text{ 时, } \frac{E}{P} \rightarrow 1 \quad (3)$$

在极端湿润条件下,可用于蒸散发的能量(潜在蒸散发)都将转化为潜热:

$$\text{当 } \frac{E_0}{P} \rightarrow 0 \text{ 时, } \frac{E}{E_0} \rightarrow 1 \quad (4)$$

并提出了满足此边界条件的水热耦合平衡方程的一般形式:

$$E/P = F(E_0/P) = F(\varphi) \quad (5)$$

式中  $\varphi$  为辐射干旱指数(简称干旱指数),作为水热联系的量度指标已被广泛应用于气候带划分与自然植被带的区划,对探讨自然地理的规律具有重大意义<sup>[18]</sup>;Budyko认为  $F(\cdot)$  是一个普适函数,是一个满足以上边界条件并独立于水量平衡和能量平衡的水热耦合平衡方程,这就是Budyko假设。该研究引发了广泛关注并催生了许多相似的关于多年水量平衡的理论探索。下式分别表示应用极为广泛的Budyko公式及其导数推导公式。

$$F(\varphi) = [\varphi \tanh(\frac{1}{\varphi})(1 - e^{-\varphi})]^{1/2} \quad (6)$$

$$F'(\varphi) = \frac{1}{2} [\varphi \tanh(\frac{1}{\varphi})(1 - e^{-\varphi})]^{-1/2} [\varphi \tanh(\frac{1}{\varphi}) - \frac{1}{\varphi} \text{sech}^2(\frac{1}{\varphi})(1 - e^{-\varphi}) + \varphi \tanh(\frac{1}{\varphi})e^{-\varphi}] \quad (7)$$

基于Budyko公式,只要给定年降水和年潜在蒸散发量的变化,就可以估计年径流的变化。气候中任何条件变化都会引起降水或者潜在蒸散发的变化,或者二者的共同变化。潜在蒸散发的变化可能基于以下3个原因<sup>[20]</sup>:①气温的变化(由于气候变暖);②净辐射的变化(由于土地利用的变化引起反照率的变化);③二者兼有。Arora<sup>[20]</sup>结合Budyko公式、水量平衡公式和干旱指数的定义,推导得到径流相对变化的计算公式如下:

$$\frac{\Delta R}{R} = \frac{\Delta P[1 - F(\varphi) + \varphi F'(\varphi)] - F'(\varphi)\Delta E_0}{P[1 - F(\varphi)]} \quad (8)$$

经过化简可得

$$\frac{\Delta R}{R} = \frac{\Delta P}{P}(1 + \beta) - \frac{\Delta E_0}{E_0}\beta \quad (9)$$

其中

$$\beta = \frac{\varphi F'(\varphi)}{1 - F(\varphi)} \quad (10)$$

式中  $R$  为径流量; $\Delta R$ 、 $\Delta E_0$ 和  $\Delta P$  分别表示径流量、潜在蒸发量和降水量的变化; $\beta$  为敏感性系数,在确定未来径流变化中非常重要。式(10)表示  $\beta$  是干旱指数  $\varphi$  的函数,而干旱指数是多年平均潜在蒸散发量和多年平均降水量的比值。因此潜在蒸散发量和降水量的变化不仅直接影响径流变化,同时也间接影响着自身在径流变化中的比重。

## 2 历史气候要素评估及公式验证

分别将逐日降水量和根据Hamon公式计算的逐月潜在蒸散发量累加为逐年总量。在确定了历史基准期(1961—2010年)的多年平均年降水量  $P$  和潜在蒸散发量  $E_0$  之后,可以得到干旱指数,根据式(6)、式(7)和式(10)求得敏感性系数  $\beta$ 。图2给出了长江流域历史基准期的潜在蒸散发量、降水量、干旱指数和敏感性系数的空间分布,并采用反距离权重法(IDW)按  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  网格进行空间插值。从图2(a)可以看出,长江流域的潜在蒸散发量分布范围为  $240.0 \sim 1\,044.0$  mm,这与郝振纯等<sup>[13]</sup>采用世界粮农组织(FAO)推荐的Penman-Monteith公式计算得到的潜在蒸发结果,无论在空间分布或是范围上均比较一致,可见Hamon公式使用较少的数据,计算方法简单却能得到类似的效果,具有一定的优势。由于地形的原因,长江流域三级阶梯的第一级阶梯——青海南部、川西高原和横断山高山峡谷区,海拔为  $3\,500 \sim 5\,000$  m,其年潜在蒸散发量为  $240.0 \sim 400.0$  mm,与第二、三级阶梯形成明显分界线。二、三级阶梯除局部地区外,其年潜在蒸散发量均为  $800.0 \sim 1\,000.0$  mm。从图2(b)可以看出,长江流域年降水量分布范围为  $287.0 \sim 2\,270.0$  mm。  $2\,000.0$  mm 以上的年降水量分布在沱江流域下游的四川盆地、洞庭湖和鄱阳湖流域等区域,而年降水量低于

400.0 mm的则主要分布在长江源头区域。泯沱江流域的降水很大程度上受西南涡旋影响,其发源于青藏高原,然后东移来到四川盆地。青藏高原在夏季经常产生对流系统,其中有些会引起西南涡旋。西南涡旋经常出现使得此区域的强降水变得频繁。亚热带季风气候占据了长江流域的绝大部分区域。此外,夏季季风的从南部和东部中国海输送大量的水汽到鄱阳湖和洞庭湖区域,使这一区域由于地理位置的原因成为长江流域又一个强降水区域<sup>[11]</sup>。图 2(c)显示了干旱指数的范围为 0.34~2.37。金沙江流域、泯沱江流域上游、嘉陵江和汉江流域均大于 1.0,其中长江源头地区干旱指数高达 2.0 以上。其余区域的干旱指数均小于 1.0,其中干旱指数小于 0.4 的湿润地区与降水量大于 2 000.0 mm/a 的地区对应。图 2(d)显示了敏感性系数的范围为 0.56~1.88,其空间分布特征与干旱指数的空间分布特征类似,即干旱指数较大的区域,敏感性系数较大,而干旱指数较小的区域,敏感性系数也较小,说明相对于湿润地区,干旱地区的径流对于降水和潜在蒸发的变化更为敏感。换言之,在潜在蒸散发一定的条件下,相同量级的降水相对变化量,在干旱地区引起的径流变化要大于湿润地区引起的变化;类似地,在降水变化一定的条件下,相同量级的潜在蒸散发相对变化量,在干旱地区引起的径流变化要大于湿润地区引起的变化。

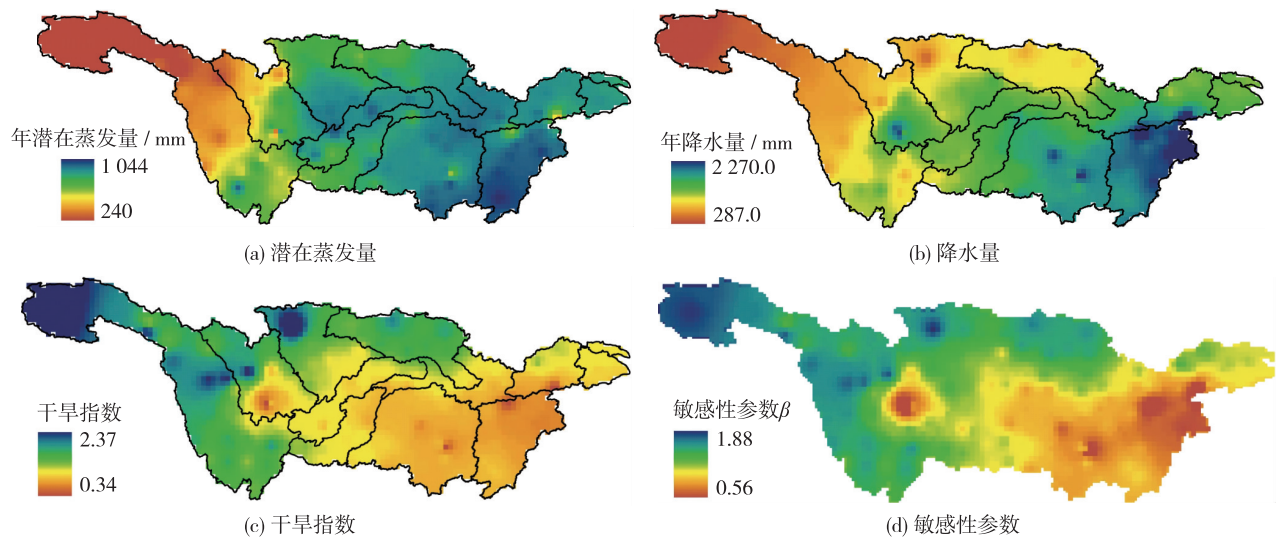


图 2 1961—2010 年期间的长江流域多年平均潜在蒸发量、降水量、干旱指数和敏感性参数的空间分布

Fig. 2 Spatial distribution of mean annual potential evapotranspiration, precipitation, aridity index and sensitivity coefficient over Yangtze River basin during 1961—2010

在对未来进行预测之前,首先需要式(9)计算径流变化的准确性进行验证。选择乌江和汉江子流域的长期观测资料,其出口控制站点分别为武隆(资料年限为 1961—1979 年、2001—2010 年)和皇庄站(资料年限为 1961—2010 年)。将长序列的年降水量、年潜在蒸发量和年径流量序列分为前后两部分(武隆 1961—1979 年和 2001—2010 年,皇庄 1961—1985 年和 1986—2010 年),分别计算其多年平均值  $P_1$ 、 $E_{01}$ 、 $R_1$  和  $P_2$ 、 $E_{02}$ 、 $R_2$ , 结果见表 1。表中径流相对变化值分别采用式(9)和使用实测流量资料系列计算,  $\Delta R/R$  一栏中标记黑体为式(9)计算结果,斜体为实测流量资料计算结果,两种方法计算的径流变化值较为接近,从而验证了式(9)的合理性和可靠性。

表 1 基于实测和 Budyko 推导公式的子流域径流变化对比

Table 1 Comparison of relative change of runoff based on observed discharge data and formula derived from Budyko hypothesis

子流域	$P_1/\text{mm}$	$P_2/\text{mm}$	$E_{01}/\text{mm}$	$E_{02}/\text{mm}$	$\beta$	$\Delta R/R$	$R_1/\text{mm}$	$R_2/\text{mm}$
乌江	1 202.7	1 106.1	821.4	854.4	0.701	<b>-0.165</b> / <i>-0.132</i>	614.3	533.1
汉江	876.8	840.6	858.4	901.4	1.220	<b>-0.153</b> / <i>-0.147</i>	344.9	294.1

### 3 未来气候要素预估

图 3 给出了长江流域部分子流域的实测年降水量和基于实测最高最低气温与 Hamon 公式计算的年潜在蒸散发量的变化趋势, 其中红色点据代表实测年降水量, 蓝色点据代表年潜在蒸散发量, 直线为其拟合变化趋势。从图 3 可以看出, 潜在蒸散发在各个子流域都是呈现出一致性的增加趋势, 这主要是因为气温升高作

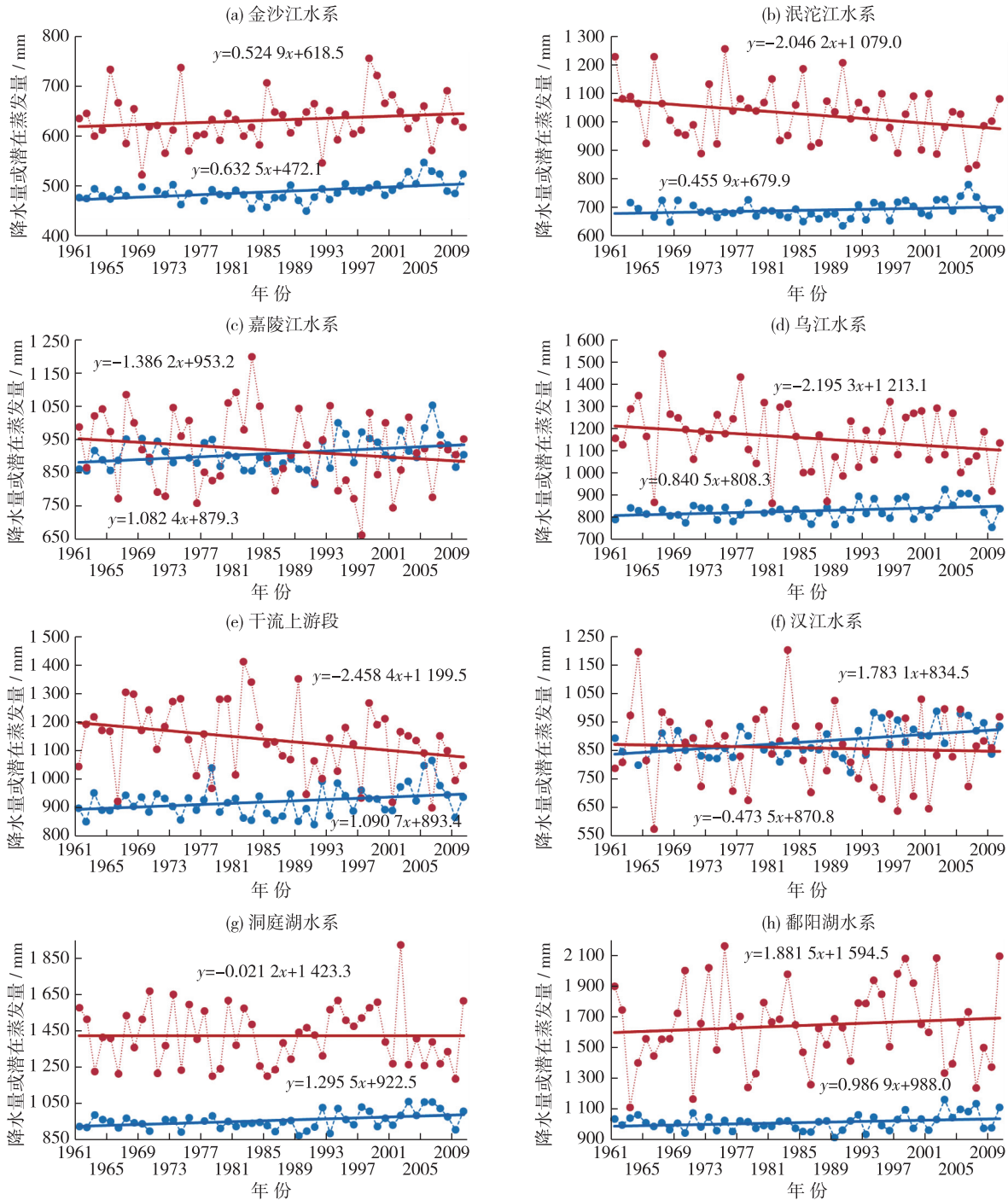


图 3 长江流域各子流域年降水量和年潜在蒸散发量的变化趋势

Fig. 3 Temporal variability of annual precipitation and potential evapotranspiration in the sub-basins of Yangtze River

用引起的<sup>[13]</sup>。而降水的变化趋势则表现在增加的区域为金沙江子流域、鄱阳湖子流域、中游干流区、下游干流区和太湖子流域，主要集中于中下游地区，而其余地区则表现为减少趋势，与现有研究结果较一致<sup>[21]</sup>。接下来进一步探讨未来时期降水和潜在蒸散发是否会保持这种变化趋势，以及二者的变化如何影响未来长江流域径流变化。

从式(9)和式(10)可以看出，对未来径流变化进行预测，采用基准期敏感性参数，仅需要提供准确的气候要素预估值。本文选用耦合模式比较计划第五阶段(CMIP5)中应用比较广泛的BCC-CSM1-1全球气候模式和RCP4.5未来排放情景。BCC-CSM1-1模式提供了1961—2005年的大尺度气候因子历史阶段的模拟数据，以及2006—2099年的大尺度气候因子RCP4.5情景预测值。采用LS-SVM统计降尺度方法对BCC-CSM1-1模式的预测结果进行降尺度处理，该法在支持向量机统计降尺度方法的基础上进行了改进，以最小二乘法代替二次规划算法，从而提高了计算效率并节省机时<sup>[22]</sup>。

在统计降尺度模型建立过程中，气候因子的选择是很关键的一步<sup>[23]</sup>。LS-SVM统计降尺度方法采用预报因子和预报量之间的相关系数进行筛选。最终确定的温度(包括最高气温、最低气温和平均气温)大尺度因子为mslp(mean sea level pressure), p500(geopotential height at 500 hPa), p8\_t(air temperate at 850 hPa)和temp(surface air temperate)。降水为mslp(mean sea level pressure), p500(geopotential height at 500 hPa), p8\_s(specific humidity at 850 hPa), p5\_u(wind speed at 500 hPa), p8\_t(air temperate at 850h Pa), temp(surface air temperate)。在完成输入文件设置后，就可以利用长江流域135个国家气象站点日降水、最高最低气温资料建立各站点的LS-SVM统计降尺度模型。图4和图5给出了实测和LS-SVM模拟的基准期多年平均降水、最高最低气温的对比情况。就长江流域各子流域而言，LS-SVM模拟的气候要素与实测数值拟合较好，具有较高的可信度。

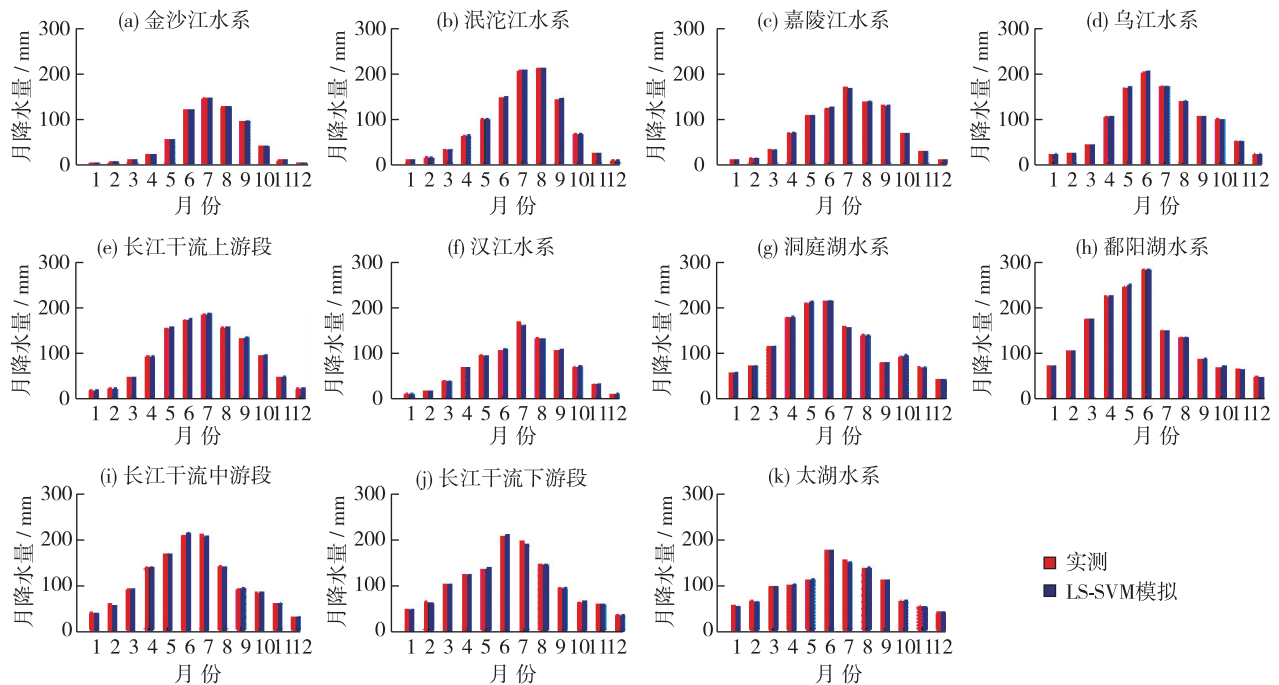


图4 实测与LS-SVM模拟的降水对比

Fig. 4 Comparison of observed and LS-SVM simulated mean monthly precipitation

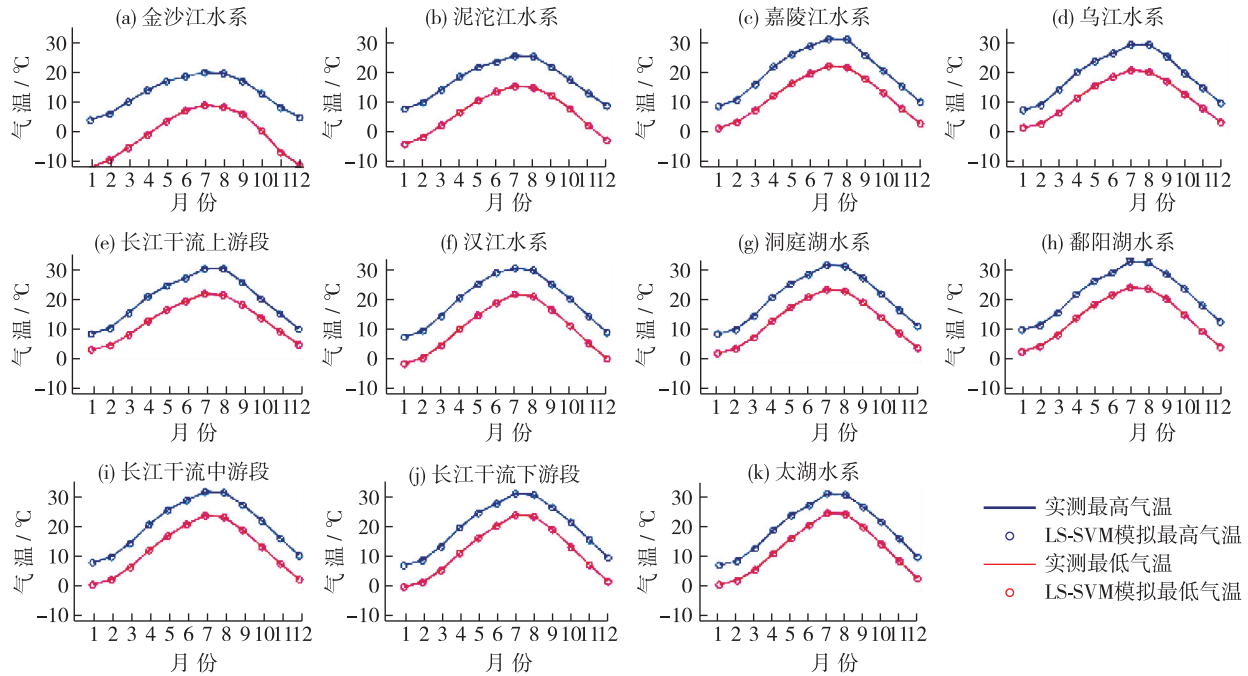


图 5 实测与 LS-SVM 模拟的最高和最低气温对比

Fig. 5 Comparison of observed and LS-SVM simulated mean monthly maximum and minimum temperature

### 4 未来径流变化分析

把 2010—2099 年划分为 3 个时期, 分别为 2020s 时期(2010—2039 年)、2050s 时期(2040—2069 年)和 2080s 时期(2070—2099 年)。在获取未来 2020s、2050s 和 2080s 各时期的降水量和潜在蒸散发量序列之后, 以各时期的多年平均降水量和多年平均潜在蒸散发量与基准期 1961—2005 年的多年平均值计算差值, 即可得到各时期的  $\Delta P$  和  $\Delta E_0$ , 进而得到相对于基准期的  $\Delta P/P$  和  $\Delta E_0/E_0$ 。最后根据公式(9) 计算得到未来的径流相对变化  $\Delta R/R$ 。图 6 展示了未来 3 个时期径流变化  $\Delta R/R$  与降水变化  $\Delta P/P$ 、潜在蒸散发变化  $\Delta E_0/E_0$  以及敏感性参数之间的关系, 其中  $P$  和  $E_0$  均表示基准期(1961—2005 年) LS-SVM 模拟的降水和气温数据及计算得到的潜在蒸散发。需要指出的是, 计算结果都是基于站点, 径流的变化是指站点影响范围内的径流深变化, 而并非指某一河道出口断面的径流量变化。从各时期的散点图可以看出, 径流相对变化主要是由降水的相对变化决定。相对来说, 潜在蒸散发的变化在决定径流相对变化中的作用较小。尽管点据较为分散, 但从图 6 可以看出, 敏感性参数越大, 径流的相对变化越大, 由于敏感性参数与干旱指数一一对应, 说明越是干旱的地方, 径流相对变化的幅度越大, 反之, 越是湿润的地方, 径流相对变化的幅度越小。从图 6 可知, 降水的变化幅度范围较大, 2020s 时期为  $-20\% \sim 28\%$ , 2050s 时期为  $-20\% \sim 30\%$  以及 2080s 时期为  $-20\% \sim 35\%$ 。潜在蒸散发量在不同时期变化的幅度范围差别不大, 其变化范围为  $-20\% \sim 20\%$ , 极少数站点的潜在蒸散发相对减少, 绝大部分站点的变化幅度为  $0 \sim 10\%$ 。

长江流域潜在蒸散发量相对于基准期的模拟值在所有子流域 3 个时期都是增加, 这显然是与 RCP4.5 情景设定的气温升高因素有关。时间特征上中下游的子流域增幅依次增大, 其余子流域在 2080s 时期增速放缓, 在 2050s 时期相对于历史基准期变化最大。整体上看, 潜在蒸散发的增加幅度不超过 10%, 其中变化幅度最大的嘉陵江子流域, 未来 3 个时期均增加 8% 左右, 这可能与四川盆地的地形原因有关。

图 7 展示了未来 3 个时期降水量和径流量的相对变化在长江流域子流域间的对比情况。长江流域总降水量在未来 3 个时期呈现增加趋势, 也就是相对于基准期的增幅逐渐增大、减幅逐渐缩小, 见图 7(a)。相对于历史基准期, 乌江、洞庭湖、鄱阳湖和干流中游区等子流域降水量减少, 从地理位置上看这些子流域主要

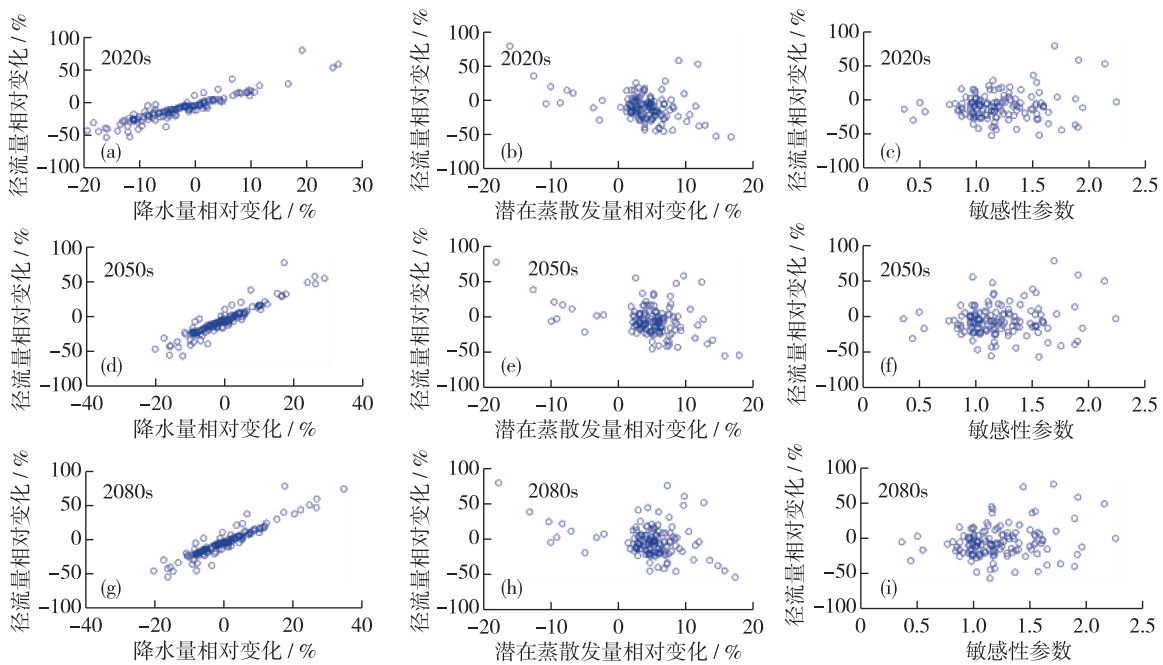


图6 未来各时期径流量随降水量/潜在蒸发量变化和敏感性参数的关系

Fig. 6 Relative runoff change related with precipitation, potential evapotranspiration changes and sensitivity coefficient

位于长江南岸，其余子流域相对于历史基准期降水量增加。总体上说，各子流域的降水量变化幅度不超过10%。图7(b)显示由于受降水减少因素的影响，乌江、洞庭湖、鄱阳湖和干流中游区等子流域径流量在未来3个时期均相对于基准期减少；位于下游区的干流下游区和太湖两个子流域径流量在未来3个时期均相对历史基准期增加，其余子流域仅在2080s时期达到比基准期显著增加的程度，在2020s和2050s时期与历史基准期减少或者几乎持平。但是从降水量、潜在蒸散量和径流量三者之间的对比看，潜在蒸散量整体增加，对降水增加引起径流增加起到削弱作用，因此仅在降水增加幅度足够大的情况下才引起径流量相对历史基准期的增加。从径流变化的时间趋势看，未来径流相对于基准期的增幅随时间的推移逐渐变大，径流减幅随时间推移逐渐减少，径流变化的幅度最大在10%左右。

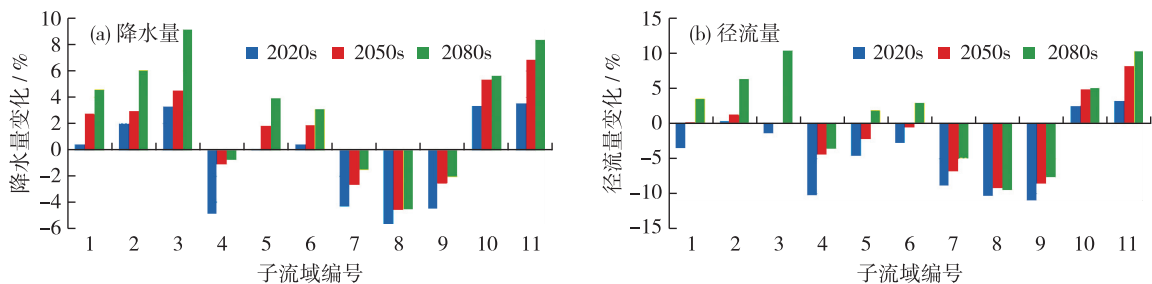


图7 未来3个时期降水量和径流量的变化幅度

Fig. 7 Relative change of precipitation and runoff for three future periods

## 5 结 论

- (1) 验证了基于 Budyko 水热耦合平衡假设推导的径流变化计算公式，其计算与实测径流的相对变化比较接近。
- (2) 分析了长江各子流域未来径流变化的影响因素，其中降水量变化是造成径流量变化的主导因素。



(3) 长江各子流域未来径流增减变化不一,最大变化幅度在10%左右。长江南岸流域未来径流相对于基准期有所减少,且随时间的推移减幅逐渐降低;长江北岸流域未来径流量相对于基准期有所增加,其增幅随时间推移逐渐增大。

#### 参考文献:

- [1] 董磊华,熊立华,于坤霞,等. 气候变化和人类活动对水文影响的研究进展[J]. 水科学进展, 2012, 23(2): 278-285. (DONG Leihua, XIONG Lihua, YU Kunxia, et al. Research advances in effects of climate change and human activities on hydrology [J]. Advances in Water Science, 2012, 23(2): 278-285. (in Chinese))
- [2] XU C Y, SINGH V P. Review on regional water resources assessment models under stationary and changing climate [J]. Water Resources Management, 2004, 18(6): 591-612.
- [3] SIVAPALAN M. Prediction in ungauged basins: A grand challenge for theoretical hydrology [J]. Hydrological Processes, 2003, 17(15): 3163-3170.
- [4] MERZ R, PARAJKA J, BLÖSCHLI G. Time stability of catchment model parameters: Implications for climate impact analyses[J]. Water Resources Research, 2011, 47(2): W02531.
- [5] DOOGE J C. Sensitivity of runoff to climate change: A Hortonian approach[J]. Bulletin of the American Meteorological Society: United States, 1992, 73(12): 2013-2024.
- [6] SCHAAKE J C. From climate to flow, in Climate change and US water resources[M]. New York: Wiley, 1990: 177-206.
- [7] 李斌,李丽娟,覃驭楚,等. 基于Budyko假设评估洮儿河流域中上游气候变化的径流影响[J]. 资源科学, 2011, 33(1): 70-76. (LI Bin, LI Lijuan, QIN Yuchu, et al. Impacts of climate variability on streamflow in the upper and middle reaches of the Taoer River based on the Budyko hypothesis[J]. Resources Science, 2011, 33(1): 70-76. (in Chinese))
- [8] ZHENG H, ZHANG L, ZHU R, et al. Responses of streamflow to climate and land surface change in the headwaters of the Yellow River basin[J]. Water Resources Research, 2009, 45(7): W00A19.
- [9] 姚允龙,吕宪国,王蕾,等. 气候变化对挠力河径流量影响的定量分析[J]. 水科学进展, 2010, 21(6): 765-770. (YAO Yunlong, LYU Xianguo, WANG Lei, et al. A quantitative analysis of climate change impacts on runoff in Naoli River [J]. Advances in Water Science, 2010, 21(6): 765-770. (in Chinese))
- [10] GUO J, GUO S L, CHEN H, et al. Prediction of variability of precipitation in the Yangtze River basin under the climate change conditions based on automated statistical downscaling[J]. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 2012, 26(2): 157-176.
- [11] GUO J, GUO S L, LI Y, et al. Spatial and temporal variation of extreme precipitation indices in the Yangtze River basin, China [J]. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 2013, 27: 459-475.
- [12] XU C Y, GONG L, JIANG T, et al. Analysis of spatial distribution and temporal trend of reference evapotranspiration and pan evaporation in Yangtze River catchment[J]. Journal of Hydrology, 2006, 327(1): 81-93.
- [13] 郝振纯,杨荣榕,陈新美,等. 1960—2011年长江流域潜在蒸发量的时空变化特征[J]. 冰川冻土, 2013, 35(2): 408-419. (HAO Zhenchun, YANG Rongrong, CHEN Xinmei, et al. Tempo-spatial patterns of the potential evaporation for the Yangtze River catchment for the period of 1961—2011[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2013, 35(2): 408-419. (in Chinese))
- [14] HAMON W R. Estimating potential evapotranspiration [C]//Proceedings of the American Society of Civil Engineers. New York: Am Soc Civ Eng, 1961: 107-120.
- [15] BEYAZGÜL M, KAYAM Y, ENGELSMAN F. Estimation methods for crop water requirements in the Gediz basin of Western Turkey [J]. Journal of Hydrology, 2000, 229(1): 19-26.
- [16] XU C Y, SINGH V. Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation [J]. Hydrological Processes, 2001, 15(2): 305-319.
- [17] FORSYTHE W C, RYKIEL E J, STAHL R S, et al. A model comparison for daylength as a function of latitude and day of year [J]. Ecological Modelling, 1995, 80(1): 87-95.
- [18] BUDYKO M I. Climate and life [M]. San Diego: Academic Press, 1974: 72-191.
- [19] 郭生练,程肇芳. 平原水网区陆面蒸发的计算[J]. 水利学报, 1992, 23(10): 68-72, 78. (GUO Shenglian, CHENG Zhaofang. Estimation of evaporation in the plain water network region[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 1992, 23(10): 68-72,

78. (in Chinese))
- [20] ARORA V K. The use of the aridity index to assess climate change effect on annual runoff[J]. *Journal of Hydrology*, 2002, 265(1): 164-177.
- [21] 任国玉, 姜彤, 李维京, 等. 气候变化对中国水资源情势影响综合分析[J]. *水科学进展*, 2008, 19(6): 772-779. (REN Guoyu, JIANG Tong, LI Weijing, et al. An integrated assessment of climate change impacts on China's water resources[J]. *Advances in Water Science*, 2008, 19(6): 772-779. (in Chinese))
- [22] 侯雨坤, 陈华, 黄道, 等. 基于 LS-SVM 的改进统计降尺度方法[J]. *水资源研究*, 2014, 3(1): 72-77. (HOU Yukun, CHEN Hua, HUANG Xiao, et al. A statistical downscaling method based on least squares support vector machines[J]. *Journal of Water Resources Research*, 2014, 3(1): 72-77. (in Chinese))
- [23] 范丽军, 符淙斌, 陈德亮. 统计降尺度法对未来区域气候变化情景预估的研究进展[J]. *地球科学进展*, 2005, 20(3): 320-329. (FAN Lijun, FU Congbin, CHEN Deliang. Review on creating future climate change scenarios by statistical downscaling techniques[J]. *Advances in Earth Science*, 2005, 20(3): 320-329. (in Chinese))

## Prediction of future runoff change based on Budyko hypothesis in Yangtze River basin \*

GUO Shenglian<sup>1</sup>, GUO Jiali<sup>1,2</sup>, HOU Yukun<sup>1</sup>, XIONG Lihua<sup>1</sup>, HONG Xingjun<sup>1</sup>

(1. *State Key Laboratory of Water Resources and Hydropower Engineering Science, Hubei Provincial*

*Collaborative Innovation Center for Water Resources Security, Wuhan University, Wuhan 430072, China;*

2. *College of Hydraulic and Environmental Engineering, China Three Gorges University Yichang 443002, China*)

**Abstract:** The calculation formula of annual runoff change was derived based on Budyko hypothesis. The spatial distribution laws of annual mean potential evapotranspiration, precipitation, and aridity index as well as sensitivity coefficient over Yangtze River basin were analyzed. The outputs of global climate model BCC-CSM1-1 under RCP4.5 emission scenario was combined with LS-SVM statistical downscaling method to predict future temperature, precipitation and runoff changes in Yangtze River sub-basins. The observed hydrological data series of Wujiang and Hanjiang sub-basins were used to verify Budyko formula for estimating relative runoff change. The results show that precipitation is a dominant factor affecting runoff change; the relative runoff change values are different in each sub-basin and the largest change value is around 10%; The relative runoff changes increase in the north bank and decrease in the south bank of Yangtze River basin during three future periods, i. e., 2020s (2010—2039), 2050s (2040—2069) and 2080s (2070—2099). The proposed methodology provides a new approach for runoff prediction in large scale basin and un-gauged region.

**Key words:** climate change; Budyko hypothesis; water budgets; runoff prediction; Yangtze River basin

---

\* The study is financially supported by the National Natural Science Foundation of China(No. 51190094).