

沱江流域水文对全球气候变化的响应^{*}

邓慧平

(山东师范大学地理系, 济南 250014)

唐来华

(东北师范大学图书馆, 长春 130024)

提 要 本文研究了全球气候变化对沱江流域水文的影响。根据流域水量平衡模型和未来气候情景对水量平衡各分量的可能变化进行了计算。结果表明: 径流对气温变化不敏感, 但对降水变化十分敏感; 降水变化 $\pm 10\%$ 将引起径流量 $\pm 35\%$ 左右的变化; 此外, 径流年内分配亦发生了明显的变化。这将对沱江流域未来水资源计划与管理带来一定程度的影响。

关键词 全球气候变化 水量平衡模型 气候情景 水文响应

1 引言

大气中 CO_2 及其它微量气体的不断增加将改变地气系统的能量平衡, 进而引起全球气候条件发生变化, 人类将面临全球气候变化所产生的种种问题。

气候变化对区域水文影响是气候影响问题中一个重要的方面。近几年来, 国际上广泛开展了气候变化水文影响方面的工作^[1,2]。目前的趋势是利用各种方法获得的未来气候情景, 其中主要是各种大气环流模式的输出结果, 结合详细的区域水文模型对气候变化的水文影响进行评估^[3]。

本文首先对沱江流域水量平衡进行了模拟计算, 然后采用假定的气候情景进行了水文要素对气候变化的敏感性分析, 最后根据 NCAR CCM 输出结果生成的未来气候情景分析了流域水文要素年内变化过程对气候变化的响应。

2 流域水文、气候特征

沱江流域位于四川盆地西部的成都平原上 ($104^\circ\text{E} \sim 105.5^\circ\text{E}$, $29^\circ\text{N} \sim 31.5^\circ\text{N}$), 为长江左岸的一级支流, 全长 629 km, 流域面积 27 860 km^2 。

流域地处湿润季风气候区, 雨量丰沛, 年降水量流域中部最低, 西北部山区最高, 变化在 900 mm $\sim$ 1 400 mm 范围。夏半年降水量占全年的 80%, 有明显干湿季之分。

沱江多年平均年径流量 $149.3 \times 10^8 \text{ m}^3$, 丰水年径流量为 $262.4 \times 10^8 \text{ m}^3$, 枯水年径流量为 $66.2 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。径流空间分布、年内分配及年际变化与降水基本相同。年径流深从山区 1 000 mm 变至中下游的 300 mm $\sim$ 400 mm。径流年内分配汛期 (6 月 $\sim$ 9 月) 短而集中, 径流比重高达 75% $\sim$ 85%, 最大月径流量比重在 30% 以上。年径流变差系数从上游山区的

^{*} 致谢: 感谢导师张翼研究生生前对我的指导和帮助。

中科院地理研究所唐登银研究员、汤奇成研究员在本文完成过程中给予了大量的帮助和关心, 在此表示感谢。

0.3 变至流域中下游的 0.6。

3 流域水量平衡模型

本文的月水量平衡模型采用类似于 abcd 水量平衡模型的结构^[4,5]，其控制方程为

$$R = P - E_a - (W_t - W_{t-1}) \tag{3-1}$$

$$GR = CR \tag{3-2}$$

$$SR = (1 - C)R \tag{3-3}$$

$$DR = dG_t \tag{3-4}$$

$$G_t = G_{t-1} + CR - dG_t = \frac{G_{t-1} + CR}{1 + d} \tag{3-5}$$

式中 P 为降雨量, E_a 为流域蒸发量, W_t 为月末流域蓄水量, W_{t-1} 为月初流域蓄水量。产水量 R 以一定的比例 (CR) 补给地下水, 另一部分形成直接径流 SR 。 G_t 为该月地下水动态储量, G_{t-1} 为上月地下水动态储量, 地下水动态储量中一部分 (dG_t) 形成地下径流排出流域出口断面。参数 c 、 d 均有各自的物理意义。 c 是平均径流来自地下水的比例系数, d 是表征地下水汇流速度的参数。

4 逐月径流量的模拟

4.1 流域蒸发量的确定

流域蒸发量由下式计算:

$$E = E_p \frac{W}{W_0} \tag{4-1}$$

式中 W 为土壤有效水份, W_0 为蒸发不受土壤水份限制的临界值。从理论上说, (4-1) 式中的 E_p 应为最大蒸发量 (冠层阻力达到最小值时的蒸发量), 但考虑到冠层最小阻力难以确定, 笼统取值也未必合理, 因此本文将 E_p 与蒸发力对应, 也就是根据冠层阻力为零时的 Penman-Monteith 方程确定 E_p :

$$\lambda E_p = \frac{\Delta(R - G) + \bar{p}C_p(e_a - e)/r_a}{\Delta + \Gamma} \tag{4-2}$$

对于一个流域范围, 月时间尺度的 W 可根据布德科方法确定^[6]。

关于布德科方法中的参数 W_k , 文献 [6] 取值 20 cm。但实际上对于上部 1 m 土壤层来说, W_k 基本上变化于 70 mm ~ 250 mm 的范围内^[7], 因此笼统将 W_k 取 20 cm 并不合理。

根据蓄满产流模型^[8], W_k 应理解为流域包气带蓄满时与很干时土湿的差, 也就是流域平均蓄水容量 W_m 。本文根据 W_k 的地区分布规律确定流域的 W_k 值^[8,9]。由于植物根系的吸水作用, 从理论上讲, W_0 应小于 W_h 。考虑到 W_0 与 W_h 虽有差异, 但差别不会太大, 因此本文将 W_0 与 W_k 取相同的值。

4.2 流域蒸发力的计算

Penman-Monteith 方程以梯度扩散理论为基础, 大量试验表明: 在光滑平坦表面、草地、水面以及矮杆作物覆盖的下垫面, 能量-梯度关系在一般应用中是成功的。但随着对梯度

扩散理论研究的不断深入,近年来一些试验已表明梯度扩散理论的严重问题。例如在粗糙下垫面上,用涡度相关技术和根据通量-梯度关系确定的交换系数之比为 $2 \sim 3$ ^[11,12]①。因此在梯度-通量关系不成立时, Penman-Monteith 方程应含有一个订正系数 β , 经推导得:

$$\lambda E_p = \frac{\Delta(R - G)}{\Delta + \Gamma(1 + r_c/r_H)} + \frac{\beta p C_p(e_a - e)/r_a}{\Delta + \Gamma(1 + r_c/r_H)} \quad (4-3)$$

式中 R 为辐射平衡, G 为地下热通量, C_p 为定压比热, p 为空气密度, e_a 为气温下的饱和水汽压, e 是实际水汽压, Δ 为饱和水汽压在气温 T 时的斜率, Γ 为干湿表常数, r_a 为蒸发面至某一参考高度的空气阻力, r_c 为冠层表面阻力。 β 是用涡度相关技术直接测定的通量与用梯度扩散理论计算的热通量和水汽通量之比, 在 $2 \sim 3$ 之间。

根据 (4-3) 式, 用 Penman-Monteith 方程计算高秆作物和森林的蒸发量时, 结果将偏小。对于湿润地区, 饱和差较小, (4-3) 式给出的结果与 Penman-Monteith 原式计算结果相差较小。尤其是在饱和差趋于零时, (4-3) 式将给出与 Penman-Monteith 原式几乎相同的结果。因此对于湿润地区且以矮秆植被覆盖为主的流域, 用 Penman-Monteith 方程计算蒸发力是可行的。令 $r_c = 0$, 且 β 取值为 1, 则 (4-3) 式简化为 (4-2) 式, 也就是 Penman 方程。引入干燥力项 E_a , 并略去下垫面热通量 G

$$\lambda E_p = \frac{\Delta R + \Gamma E_a}{\Delta + \Gamma} \quad (4-4)$$

式中 $E_a = f(u) \cdot (e_a - e)$, $f(u) = 0.35(1 + u_{200}/100)$, u_{200} 为 2 m 高风速(1.6093 km/d), 以上是 Penman 陆面蒸发力公式。

Penman 陆面蒸发力公式是在绿色矮草中求出, 干燥力项中的风速函数对于其它矮秆作物覆盖的下垫面也应适合, 因为对于粗糙度较小的下垫面, 其空气动力学特性是相同的。对于粗糙度较大的下垫面, 根据矮秆作物下垫面得出的风速函数从理论上说并不符合实际情况, 但根据以上的分析, 在湿润地区, 风速函数不会引起计算结果大的误差。此外沱江流域森林覆盖面积小, 因此采用 Penman 陆面蒸发力公式不会造成全流域蒸发力计算结果太大的误差。

实际计算时, u_{200} 取值 $0.7u_{10\text{米}}$, $u_{10\text{米}}$ 为气象站风速。

4.3 模拟结果

考虑到沱江流域上游和中下游在地形、降雨及径流系数等方面均有较大差异, 本文以三皇庙站为界将沱江分为上、下两部分分别模拟计算了沱江流域(李家湾站以上^②) 1957 年~1979 年各月地表径流、地下径流、总径流及流域实际蒸发和流域蓄水量^③。

与其它水量平衡模型模拟结果相类似, 多年年平均值的模拟结果非常好, 逐年径流量模拟结果也较好, 逐月的模拟结果比年的模拟值差, 这主要是由于现有的水量平衡模型简单的结构所致。与多年平均各月实测流量比较, 6 月~8 月相对误差为 1%~3%; 10 月~12 月及 4 月、5 月相对误差为 10%~15%; 3 月和 9 月相对误差为 20% 左右。虽然常用的水量平衡模型都能给出精度大致相同的径流模拟结果, 但不同的模型给出的状态变量却可

① 陈发祖. Turbulent transfer of heat and momentum over rough vegetated surfaces. Ph. D. Thesis of Flinders University of South Australia, 1986. 58.

② 资料来源于《水文年鉴》。

③ 邓慧平. 沱江流域水文对气候变化的响应. 博士论文. 中国科学院地理所, 1994.

能相差很大。本文采用 Penman-Monteith 公式计算蒸发力, 布德科方法确定流域蓄水量以及两者相结合确定流域实际蒸发量, 具有良好的物理基础。在保证径流模拟结果的同时也希望实际蒸发、流域蓄水量等状态变量能够符合实际情况。从模拟结果来看各要素逐年变化和年内变化是符合实际的^①。

5 水文要素对气候变化的响应

5.1 未来气候情景

未来气候情景采用 Alan Robock 等^[13]根据 4 种 GCMS 2×CO₂ 平衡态下的输出结果给出的中国境内的 14 种假定气候情景及 NCAR CCM 输出的气候情景 (表 1)。

表 1 沱江流域未来气候情景 (NCAR CCM)

Tab. 1 Future climatic scenario in Tuojiang Basin

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$\Delta T(^{\circ})^{*}$	5.3	4.5	4.8	4.6	4.1	3.4	3.0	3.0	2.8	3.5	5.1	5.5
$\Delta P(mm)^{**}$	3.2	4.6	- 9.5	- 22.8	- 3.7	- 58.3	- 54.7	28.7	- 9.7	33.1	- 4.4	- 17.1
* $\Delta T(2\times CO_2-1\times CO_2)$												
** $\Delta P(2\times CO_2-1\times CO_2)$												

5.2 水文要素对气候变化的敏感性分析

根据假定的气候情景, 在各种气温、降水变化不同组合情况下, 多年平均各月总径流的变化见表 2。

表 2 多年平均月径流量对各种假定情景的响应 (单位: %)

Tab. 2 Responses of average monthly runoff to hypothes scenarios

月 份		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$\Delta P=0\%$	$\Delta t=-2$	+ 2.9	+ 7.1	+ 7.4	0.0	+ 4.0	+ 5.3	+ 6.1	+ 6.1	+ 6.9	+ 7.1	+ 10.3	+ 8.2
	$\Delta t=+2$	- 11.6	- 7.1	- 4.4	- 1.0	- 1.4	- 4.6	- 2.1	- 1.2	- 2.3	- 7.1	- 8.7	- 9.6
	$\Delta t=+4$	- 15.9	- 1.00	- 5.6	0.0	0.0	- 5.7	- 5.4	- 4.3	- 6.0	- 13.5	- 15.9	- 13.7
$\Delta P=-20\%$	$\Delta t=-2$	- 31.9	- 27.1	- 29.4	- 30.0	- 24.2	- 29.4	- 29.6	- 27.6	- 26.2	- 27.1	- 27.0	- 28.8
	$\Delta t=0$	- 36.2	- 32.9	- 35.3	- 30.9	- 25.8	- 31.5	- 33.2	- 32.1	- 31.6	- 33.1	- 34.1	- 34.3
	$\Delta t=+2$	- 42.0	- 37.0	- 36.8	- 30.2	- 23.4	- 34.4	- 34.2	- 33.4	- 33.8	- 38.8	- 41.3	- 39.7
	$\Delta t=+4$	- 44.9	- 38.9	- 39.7	- 29.5	- 24.2	- 33.3	- 36.4	- 35.7	- 36.9	- 43.8	- 46.0	- 42.5
$\Delta P=+20\%$	$\Delta t=-2$	+ 40.6	+ 47.1	+ 48.5	+ 29.6	+ 34.7	+ 46.1	+ 44.5	+ 41.5	+ 42.0	+ 45.6	+ 50.8	+ 46.6
	$\Delta t=0$	+ 30.4	+ 35.7	+ 38.2	+ 28.9	+ 29.4	+ 40.6	+ 37.8	+ 34.8	+ 34.5	+ 37.7	+ 40.5	+ 37.0
	$\Delta t=+2$	+ 21.7	+ 27.1	+ 32.4	+ 29.5	+ 25.4	+ 34.4	+ 35.1	+ 33.1	+ 31.2	+ 27.4	+ 28.6	+ 27.4
	$\Delta t=+4$	+ 15.9	+ 22.9	+ 27.9	+ 29.5	+ 28.2	+ 29.6	+ 31.2	+ 29.3	+ 26.2	+ 19.9	+ 18.3	+ 20.6
$\Delta P=+40\%$	$\Delta t=0$	+ 69.6	+ 77.1	+ 82.4	+ 59.7	+ 66.5	+ 83.8	+ 77.3	+ 70.9	+ 69.7	+ 75.4	+ 82.5	+ 76.7
	$\Delta t=+2$	+ 59.4	+ 65.7	+ 73.5	+ 55.0	+ 62.1	+ 76.3	+ 74.5	+ 69.1	+ 66.0	+ 65.1	+ 69.1	+ 65.8
	$\Delta t=+4$	+ 50.7	+ 57.1	+ 67.7	+ 57.1	+ 56.1	+ 70.0	+ 70.0	+ 64.8	+ 60.9	+ 56.6	+ 57.9	+ 57.5

① 陈发祖. Turbulent transfer of heat and momentum over rough vegetated surfaces. Ph. D. Thesis of Flinders Uni-
versity of South Australia. 1986. 58.
© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://

由表 2 可知, 径流量对气温变化不敏感, 气温增加 2 ~ 4 只引起径流量 5% ~ 10% 的变化。径流量对降水变化很敏感, 降水增加或减少 20%, 径流量相应增加或减少 35% ~ 40%; 降水增加或减少 40%, 径流量分别增加或减少 74% ~ 80%。

5.3 气候变化对水文要素年内分配的影响

5.3.1 流域蒸发力的变化 在 NCAR CCM 生成的气候情景下, 整个流域各月气温都是增加的。所以上、下流域各月蒸发力都有所增加。由于影响蒸发力的其它气象因子仍取目前气候条件下的值, 流域蒸发力的变化仅包含温度变化的影响。

5.3.2 流域蓄水量的变化 流域蓄水量 8 月前都是减少的, 8 月份由于降水的增加接近于现在的流域蓄水量。8 月 ~ 10 月流域蓄水量与现在气候条件下基本相同。

5.3.3 流域实际蒸发量的变化 流域实际蒸发量 8 月份以前减小, 从 8 月以后有所增加。

在实际蒸发未超过流域蒸发力时, 实际蒸发的大小取决于流域蓄水量的大小。由于降水过程的改变, 8 月份和 10 月份降水增加的结果使得 8 月 ~ 10 月流域蓄水量改变很小, 又由于蒸发力的增加, 8 月 ~ 11 月流域实际蒸发有所增加。图 1 是下流域蒸发的变化。

5.3.4 地下径流的变化 地下径流量各月都是减小的。尤其是 6 月、7 月两月, 由于降水量的显著减小, 这两个月地下径流量明显减小。8 月、10 月降水的增加使 8 月 ~ 10 月地下径流减小幅度明显小于 8 月以前的月份 (图 2)。

5.3.5 流域地表径流和总径流的变化 流域地表径流除 8 月和 10 月略有增加外, 其它月份都是减小的, 减幅最大的是 6 月、7 月两月 (图 3)。

总径流量是地表径流与地下径流之和, 8 月、10 月两月与现在总径流量基本相同, 其它月份总径流量减小, 年内变化过程与地表径流相同。

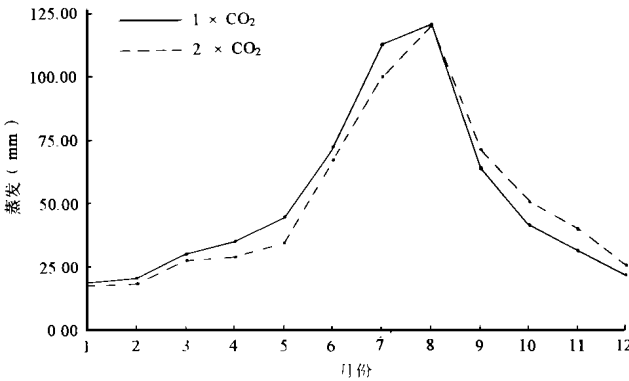


图 1 下流域实际蒸发的变化

Fig. 1 Change of evaporation of the lower basin

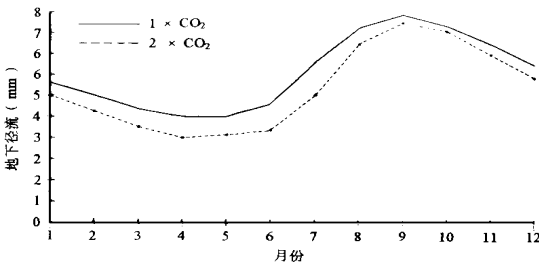


图 2 地下径流的变化

Fig. 2 Change of ground water discharge

6 结论与讨论

本文应用来源于 OSU、GISS、GEDL 和 UKMO 四种 GCMS 的 14 种假定气候情景及由 NCAR CCM 输出结果生成的沱江流域未来气候情景, 结合区域水量平衡模型分析了沱江流域水文要素对气候变化的响应。基本结论如下:

- (1) 径流对气温变化不敏感, 但对降水变化很敏感。
- (2) 水文要素年内分布也发生了变化。
- (3) 蒸发力各月均有所增加。流域实际蒸发 8 月前减小, 8 月后有所增加。
- (4) 流域蓄水量除个别月份基本不变外, 大多月份都有所减小。
- (5) 地下径流各月均减小。地表径流和总径流除个别月份外都有所减小, 6 月、7 月两月减小最多。

气候变化引起的流域水文、水资源时、空分布的变化对流域的水管理系统带来一定程度的影响。由于水管理系统的复杂性及气候变化的不确定性, 这方面的工作做得还很少, 这是今后重要的研究内容。

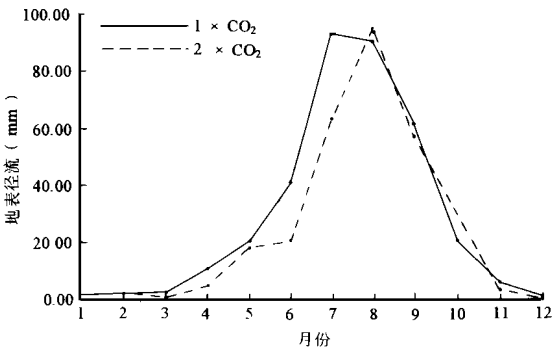


图 3 地表径流的变化

Fig. 3 Change of surface runoff

参 考 文 献

1 Tehart W J M, Shelton G W, Griffiths D C. The IPCC Impacts Assessment. Canberra: Australian Government Publishing Service, 1990.

2 Houghton J H, Callander B A, Varney S D. The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment. Cambridge Press, 1992.

3 邓慧平, 吴正方, 唐来华. 气候变化对水资源影响研究综述. 地理学报, 1996, 51(增刊).

4 Alley. On the treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting, and aquifer recharge in monthly water balance models. Water Resources Res., 1984, 20(8).

5 Alley. Water balance models in one-month-ahead Stream flow forecasting. Water Resources Res., 1985, 21(4).

6 高国栋, 陆渝蓉. 中国地表面辐射平衡与热量平衡. 北京 科学出版社, 1982.

7 布德科 (李怀瑾等译). 地表面热量平衡. 北京 科学出版社, 1960.

8 赵人俊. 流域水文模型. 北京 水利电力出版社, 1984.

9 张春宏. 嘉陵江流域或小河 流暴雨-径流关系的地区分布. 见 中国地理学会水文专业委员会. 水文学术会议论文集. 北京 科学出版社, 1978.

10 陈发祖. 梯度扩散理论在能量和物质输送计算中的若干问题. 地理研究, 1990, 9(2).

11 Raupach M K. Anomalies in flux gradient relationships over forest. Boundary-Layer, Meteor., 1979, 16.

12 Garratt J R. Surface influence on vertical profiles in the atmospheric near-surface layer. J. Roy. Meteor. Soc., 1980, 106 803~819.

IMPACTS OF CLIMATIC CHANGES ON HYDROLOGIC BALANCE IN TUOJIANG BASIN, SICHUAN PROVINCE, CHINA

Deng Huiping

(Department of Geography, Shaogang Teacher's University, Jia 250014)

Tang Laihua

(Library of Northeast China Teachers' University, Changchun 130024)

Key words climate change, water balance simulation, climate scenarios, hydrologic consequences

Abstract

Impacts of climatic changes due to CO₂ doubling on hydrologic balance in Tuojiang Basin, Sichuan Province are studied in this paper.

A monthly water balance model is developed. Based on the recent study about relationships between flux and profiles over rough vegetated surfaces, Penman-Monteith equations is reduced in order to analyze the error when it is used to calculate evapotranspiration of high vegetation covered area. With the water balance model, monthly evapotranspiration, soil water content, surface runoff, ground runoff are calculated.

Scenario based on NCAR CCM Outputs is selected. For the sensitive study, hypothetical scenarios based on OSU, GISS, GFDL and UKMO GCMS outputs are also selected.

Impacts of climate changes on magnitude and timing of hydrological elements are estimated. Sensitive studies with the hypothetical scenarios show that runoff is not sensitive to temperature changes but sensitive to precipitation changes. Temperature increases 2 ~ 4 degrees, runoff only decreases 5% ~ 10%. While precipitation changes 20%, runoff changes about 35% ~ 40%. With the NCAR CCM Scenario, seasonal distributions of hydrologic elements changes obviously.

作者简介

邓慧平, 男, 1962 年 4 月生, 1982 年南京大学大气科学系本科毕业。1994 年中国科学院地理研究所博士研究生毕业, 已发表“可用于气候变化研究的日流量随机模拟方法探讨”等论文 20 余篇。