J. Lake Sci.(湖泊科学), 2008, **20**(4): 507-513
http://www.jlakes.org. E-mail: jlakes@niglas.ac.cn
©2008 by *Journal of Lake Sciences*

基于 BTOPMC 模型的土地覆被变化径流响应模拟*

徐　静, 任立良**, 袁　飞, 刘晓帆
(河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室, 南京 210098)

摘　要: 为分析土地覆被变化的水文效应, 构建 4 种土地覆被情景, 采用 BTOPMC 模型对淮河流域黄泥庄集水区 1982–1986 年的日径流过程进行模拟. 结果表明, 土地覆被变化对蒸散发量和径流量计算影响显著, 与现状覆被情景的模拟结果相比, 森林覆被情景蒸散发量增加, 径流量减少, 而林地草原和耕地覆被情景下情况相反, 且各土地覆被变化情景下枯季径流深的变化幅度明显小于雨季的变化幅度. 该模型能较好地分析和评价土地覆被变化下的径流响应.
关键词: 土地覆被; 水文模拟; BTOPMC 模型

Simulation of runoff response to land cover changes based on BTOPMC model

XU Jing, REN Liliang, YUAN Fei & LIU Xiaofan
(*State Key Laboratory of Hydrology, Water Resources and Hydraulic Engineering, Hohai University, Nanjing* 210098, *P.R.China*)

Abstract: To examine the effects of land cover change on hydrologic process, the BTOPMC model is applied to simulate the daily runoff in the study area controlled by the Huangnizhuang Hydrologic Station in the period of 1982–1986 based on four land cover scenarios. The results show that the land cover change influences the calculation of evapotranspiration and runoff obviously. Compared with the current land cover scenario, the evapotranspiration of the forest scenario increased and the runoff of it decreased. The case was opposite for woody savannas and cropland scenarios. The variation of runoff in dry season was smaller than that in rainy season under various land-cover change scenarios. Therefore, this model can evaluate and analyze the runoff response to land cover change appropriately.
Keywords: Land cover; hydrologic simulation; BTOPMC model

当前水文学研究的热点方向之一是采用分布式流域水文模型模拟水循环要素过程, 而流域水量变化又是水文过程中的最敏感因素. 土地覆被变化改变了地表蒸发、土壤水分状况及地表覆被的截留量而影响径流的时空变化, 因而一直是科研工作者研究的热点问题之一[1]. 地表下垫面变化影响着流域产流量, 且对于不同时空尺度的不同流域, 其影响程度又大不相同[2]. 传统水文学方法在研究土地覆被变化对径流影响的过程中对资料输入处理、物理过程模拟和时空尺度匹配上都存在着局限性. 而基于物理过程的完全分布式水文模型虽然在模拟地表覆盖、水土流失变化的径流响应已显现出明显的优势, 但它对资料的要求严格, 因而可操作性较弱, 无法对其推广使用. 本文介绍的BTOPMC (Block-wise use of TOPMODEL with the Muskingum-Cunge method) 模型是由日本山梨大学于1996年基于TOPMODEL的改进上提出的, 目前仍在不断完善中. 该模型能够模拟土地覆被变化的径流响应, 需要率定的参数较少, 对模型资料输入要求不高, 且能够充分利用当前可获得的卫星遥感资料. 本文以史河流域为研究对象, 应用BTOPMC模型对不同土地覆被情景下的流域水文响应进行模拟, 分析了土地覆

* 国家重点基础研究(973)计划项目(2006CB400502), 教育部、国家外国专家局"高等学校学科创新引智计划"(111 计划)项目(B08048)和教育部"长江学者和创新团队发展计划"项目(IRT0717)联合资助. 2007–06–06 收稿; 2007–09–25 收修改稿. 徐静, 女, 1981 年生, 博士; E-mail: Jingxu_hhu@yahoo.com.cn.
** 通讯作者; E-mail: rll@hhu.edu.cn.

被变化对流域水量平衡各分量的影响.

1 BTOPMC 模型简介

1.1 地形分析模块

地形分析模块是基于敖天其等人于2001和2003年提出的方法对DEM数据进行预处理[3-4], 提取流域水系和计算各种地形特征, 如流向、坡度和上坡集水面积等. 基于上述结果, 该模块可利用公式(1) 计算地形指数在流域内或坡面上的空间分布.

$$\gamma_i = \ln(\alpha_i / \tan\beta_i) \tag{1}$$

式中, γ_i 为i处的地形指数, α_i为流经坡面任一点i处单位等高线长度的汇水面积, $\tan\beta_i$为该点处的坡度. 地形指数反映了径流在流域中任一点的累积趋势 (用 α_i表示) 以及重力使径流顺坡移动趋势(以$\tan\beta_i$表示)[5].

1.2 双源蒸散发模型

近年来, 流域蒸散发计算模型已由单一的气象变量驱动模式逐渐转变成将能量平衡和空气动力学方法结合起来的模式. 广泛使用的Penman-Monteith公式[6]就是其中之一, 此公式基于“大叶”模式的假定, 忽略了土壤蒸发, 然而在农田和自然生态系统中, 稀疏与稠密冠层季节性地交替出现. 植被稀疏时, 土壤蒸发占总蒸散发的大部分, 因而不可将其忽略. Shuttleworth和Wallace[7]将植被冠层和土壤表面看成两个既相互独立、由相互作用的水汽源, 并引入了冠层阻力和土壤阻力两个参数, 建立稀疏植被的蒸散发模型, 即双源蒸散发模型.

其总蒸散发量的计算公式表述如下[8]:

$$\lambda ET = C_c ET_c + C_s ET_s \tag{2}$$

对于日模拟而言, 式中, ET表示日蒸散发能力, ET_c表示植被的日蒸腾能力, ET_s表示土壤日蒸发能力. λ为水面蒸发潜热(单位: MJ/kg), C_c和C_s是权重系数. 公式(1)中的各项展开表述如下所示:

$$ET_c = \frac{\Delta(R_n - G) + \left[(24\times 3600)\rho c_p (e_s - e_a) - \Delta r_a^c (R_n^s - G)\right] / (r_a^a + r_a^c)}{\Delta + \gamma\left[1 + r_s^c / (r_a^a + r_a^c)\right]} \tag{3}$$

$$ET_s = \frac{\Delta(R_n - G) + \left[(24\times 3600)\rho c_p (e_s - e_a) - \Delta r_a^s (R_n - R_n^s)\right] / (r_a^a + r_a^s)}{\Delta + \gamma\left[1 + r_s^s / (r_a^a + r_a^c)\right]} \tag{4}$$

式中, R_n为参照高度处的净辐射, G为土壤热通量, Δ 为饱和水汽压梯度(kPa/C), ρ 为平均空气密度(kg/m^3), C_p为空气比热(MJkg/℃), γ 为空气湿度常数(kPa/℃), e_s为饱和水汽压, e_a为实际水汽压, R_n^s为土壤面获得净辐射, r_a^c为冠层总边界层阻抗, r_a^a为冠层与参照高度间的空气动力学阻抗, r_s^c为冠层总气孔阻抗, r_a^s为土壤表面与冠层源汇高度间的空气动力学阻抗, r_s^s为土壤表面阻抗. R_n, G和R_n^s单位为MJ/(m^2·d), 各阻抗项单位为sm^{-1}.

1.3 产、汇流模型

基于改进的地形指数, BTOPMC 采用类似于原TOPMODEL的算法在各个栅格上进行产流计算. 产流量由地表径流和地下径流组成, 其计算公式如下所示[9]:

$$q_{of}(i,t) = \sum[S_{uz}(i,t) - S(i,t)] \tag{5}$$

$$q_b(i,t) = T_0(i)\exp[-S(i,t)/m(k)]\tan\beta_i \tag{6}$$

其中, S为饱和缺水量, S_{uz}为非饱和层蓄水量, T_0是土壤饱和传导度, $m(k)$是流量衰退因子.

模型采用马斯京根—康吉法进行河道汇流演算, 并在演算体系中加入实时纠正的方法, 消除了负出流的现象, 确保了演算方法在时间和空间步长较大情况下的正确性.

在汇流计算中, 假设河道断面为矩形, 其河宽的计算公式如下[9]:

$$B(i) = C\sqrt{A(i)} \tag{7}$$

其中, 常数C=10, A表示栅格的集水面积(km^2). 每个栅格上的曼宁糙率系数可由下式估算得到[9]:

$$n_i = n_0(k)[\tan\beta_i / \tan\beta_0(k)]^{1/3} \quad (8)$$

其中, n_0和$\tan\beta_0$为子流域出口断面处的糙率系数及坡度, n_0作为模型的参数需通过率定得到.

1.4 模型参数

BTOPMC模型中的参数包括: (1)土壤和土地覆被参数: 土壤饱和传导度T_0, 最大根区蓄水容量S_{rmax}, 蒸发函数参数α和流量衰减系数m. (2)汇流参数: 马斯京根—康吉参数dl和dt及曼宁糙率系数n_0. 考虑参数S_{rmax}的空间变异性, 可以由流域土壤类型和土地覆被资料利用公式(9)直接估算得到其在流域上的空间分布[8].

$$S_{rmax} = RD(\theta_{fc} - \theta_{wp}) \quad (9)$$

式中, RD为各个栅格上土地覆被类型对应的根深, θ_{fc}和θ_{wp}为田间持水量和永久凋萎含水量, 可由各个栅格对应的土壤类型得知其值. 其他参数需采用人工试错法进行率定, 各个栅格上的曼宁糙率系数可由式(8)计算获得, 而T_0的空间分布则由下式计算[10]:

$$T_0 = C_{sand}T_{0sand} + C_{silt}T_{0silt} + C_{clay}T_{0clay} \quad (10)$$

式中, C_{sand}, C_{silt}, C_{clay}分别为栅格单元土壤中的砂质、粉质和粘质颗粒百分比含量, T_{0sand}, T_{0silt}, T_{0clay}分别为砂质、粉质和粘质颗粒的土壤饱和传导度(需人工率定).

2 土地覆被情景构建

2.1 流域概况

史河是淮河的一级支流, 全长211km, 集水面积6889km^2. 流域地势自南向北降低, 地形复杂. 该区气候温和, 年平均气温为11–16℃. 流域多年平均年降水量为1077mm, 时空分布不均, 降雨主要集中在6–9月. 本文的研究区域黄泥庄集水区位于史河上游, 集水面积为805km^2, 海拔85–1489m, 下垫面覆盖良好, 南部地区山高坡陡, 森林覆盖率高达65%, 北部多丘陵平原, 森林较少.

本次采用的DEM(digital elevation model)数据来自于美国国家地球物理数据中心的全球1km基础高程资料GLOBE(Global Land One-kilometer Base Elevation). 采用世界粮农组织FAO(Food and Agriculture Organization)发布的全球土壤资料描述该区域的土壤类型. 研究区域可获得的现状土地覆被资料来源于国际地圈与生物圈计划IGBP(International Geosphere-Biosphere Project)公布的数据, 包含17种分类. 黄泥庄集水区主要分布6种土地覆被类型, 分别为落叶阔叶林28.2%、混交林1.2%、密灌丛8.3%、林地草原42.6%、草原6.4%和耕地13.1%.

2.2 四种土地覆被情景

研究土地覆被变化的水文效应通常需构建土地覆被情景, 本文采用极端土地覆被构建法, 即假定研究区域仅有一种土地覆被类型, 构建3种土地覆被情景, 然后再比照现状土地覆被情景, 分析土地覆被变化对流域水量平衡的影响及流域水文响应的可能变动范围. 模拟的4个情景分别为: 情景1现状土地覆被情景; 情景2全流域为落叶阔叶林覆盖, 称此情景为森林覆被情景, 森林对年径流量的影响在某些问题上还存在较大的争议, 这是由于研究流域所处的地理位置不同, 其气候背景、下垫面条件和流域本身的尺度都存在着差异, 因此结论就大不相同, 本文通过森林覆被情景的设置探讨森林覆被变化对黄泥庄集水区径流过程的影响. 情景3全流域为林地草原覆盖, 林地草原是现状覆被情景中覆盖面最广的植被. 情景4全流域为耕地, 由于人类经济活动影响剧烈, 坡面上的森林或草地在向农田转换, 使得区域水文循环系统发生变化, 通过设置耕地覆被情景来考察此种变化.

基于现状土地覆被情景, 采用黄泥庄集水区1982–1986年的日雨量、流量数据, 将研究区域分为4个子流域进行率定(1982–1984年)和验证(1985–1986年)得到模型参数, 再根据上述假定, 运用率定好的BTOPMC模拟各情景下的1982–1986年的日径流过程. 率定得到的模拟精度(表1), 子流域参数(表2).

采用BTOPMC模拟的1982–1986年日径流序列中, 1982年的确定性系数最高, 为0.803; 最低的年份为1984年, 仅为0.600(表1). 这是由于1984年的雨量仅为1440.8mm, 是5年中最低的, BTOPMC采用蓄满产流机制计算产流量, 因而使得模型往往在低水年模拟精度欠佳. 然而, 从总的模拟效果而言, 运用BTOPMC模型对黄泥庄集水区的日径流过程进行模拟是合理可行的. 由于BTOPMC模型能较好表征土地覆被信息, 可以充分考虑其空间差异性对流域水文过程的影响, 因而可运用它来评估土地覆被变化下的水文效应.

表1 BTOPMC模型率定期和验证期的日径流过程模拟精度

Tab.1 The results of daily streamflow simulation using BTOPMC model in the calibration and validation periods

评判指标	率定期			验证期	
	1982年	1983年	1984年	1985年	1986年
确定性系数	0.803	0.784	0.600	0.686	0.770
径流相对误差(%)	4.3	4.1	4.0	−8.7	−0.7

表2 BTOPMC模型参数率定值

Tab.2 Calibrated parameters values for the BTOPMC model

模型参数	各子流域参数值			
	1	2	3	4
曼宁系数(n)	0.0575	0.0340	0.0240	0.0410
指数型蓄水参数(m)	0.009	0.0098	0.0081	0.001
蒸发函数参数	−8	−8	−8	−8
粘质土壤饱和传导度 (T_{0_clay})	10	10	10	10
砂质土壤饱和传导度 (T_{0_sand})	40	40	40	40
粉质土壤饱和传导度 (T_{0_silt})	25	25	25	25
马斯京根—康吉参数 (Δl)	2	2	2	2
马斯京根—康吉参数 (Δt)	6	6	6	6

3 径流模拟分析

3.1 土地覆被变化对蒸散发量的影响

对各种土地覆被情景下的蒸散发响应进行分析比较, 探讨截留蒸发和土壤蒸发对土地覆被变化的灵敏度, 进而研究土地覆被对径流量的影响.

截留蒸发量主要取决于叶面积指数和降水量. 叶面积指数高的植被其冠层蓄水能力较强, 能够截获较多的降水用于蒸发. 降水则为截留蒸发提供了水源, 降水量较高植被冠层才能获取更多的截留蒸发用水[11]. 黄泥庄集水区1982−1986年各土地覆被情景下的月截留蒸发量(图1). 由于研究区域的5−9月降水充沛, 且此时植被茂盛, LAI较高, 各土地覆被情景下的截留蒸发量均较大, 其余季节截留蒸发较小. 在各类土地覆被情景中, 森林覆被情景年均截留蒸发量最大, 为34.0mm, 占年均降水量的2.1%. 现状覆被情景和耕地覆被情景居中, 分别为29.9mm和29.6mm; 林地草原覆被情景的值最小, 仅有23.0mm. 这是由于森林覆被类型在年内多数月份的LAI值较其他覆被类型高的缘故. 截留蒸发与降雨特性紧密联系. 通常长历时、低强度降雨的截留量较急骤、短历时降雨的截留量大[11]. 各类覆被情景的年截留蒸发量最小值出现在1986年, 而此年的年降水量为1601.7mm, 比最低年降水量(1985年)高出161.0mm. 分析其原因发现1986年汛期多降暴雨, 雨量十分集中, 5年中的最大日降水量在该年发生, 其值高达236mm, 这就导致冠层长期处于最大蓄水量状态, 冠层截获的有效降水较少, 大量降雨到达土壤表面形成入渗土壤水或地表径流, 因而该年的截留蒸发较小.

土壤蒸发不仅受水汽压差、风速、气温以及气压影响, 表层土壤获得的有效能量和土壤含水量也是控制土壤蒸发量的关键. 如图2所示, 森林覆被情景在年内各月的土壤蒸发量较高, 年均土壤蒸发量为837.9mm, 现状和林地草原覆被情景的年均土壤蒸发居中, 分别为651.4mm和581.8mm, 耕地覆被情景土壤蒸发量较低, 仅为464.1mm. 这主要是由于森林植被类型根系较发达, 根据公式6, 根区蓄水容量与根深成正比, 森林覆被类型根深为2.5m, 而耕地的根深只有0.7m, 因而前者的根区蓄水容量远大于后者, 根区蓄水容量越大, 就能储存更多的降水用于土壤蒸发, 下渗和形成地表径流的雨量减少, 土壤蒸发量激增.

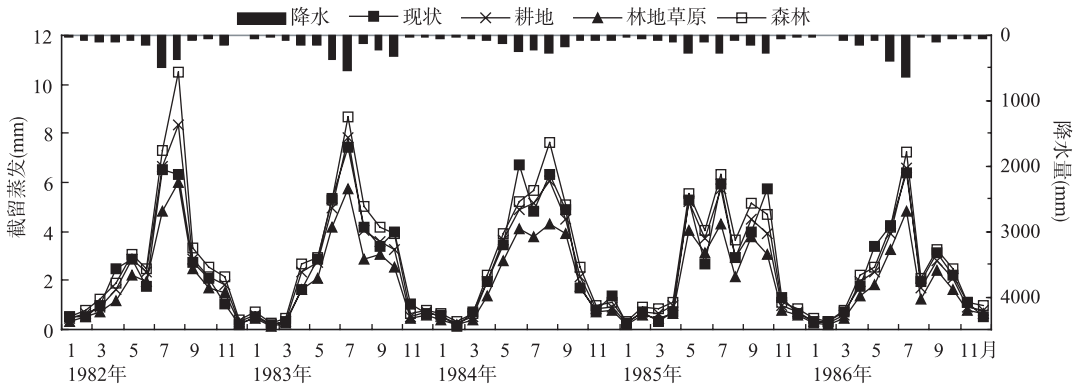


图1 黄泥庄集水区1982–1986年各土地覆被情景下的月截留蒸发量比较

Fig.1 Comparison of monthly interception evaporation for various land-cover change scenarios in the Huangnizhuang watershed during 1982–1986

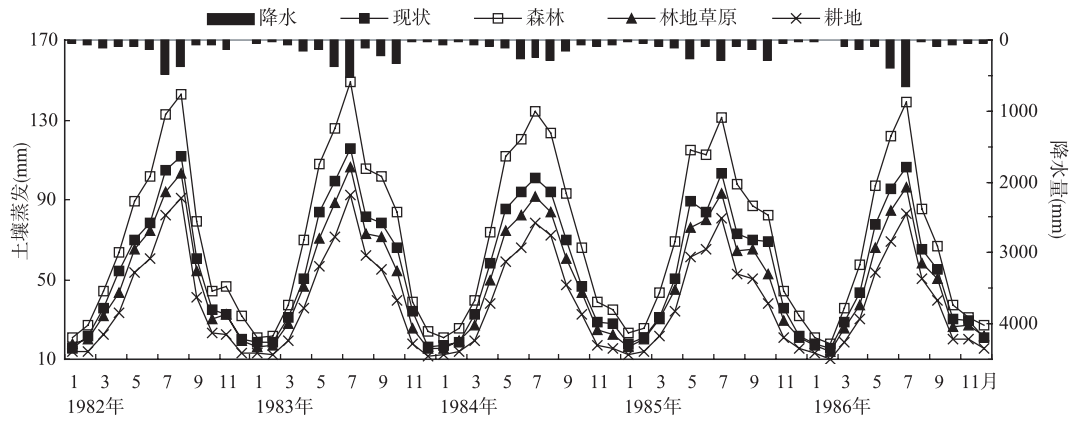


图2 黄泥庄集水区1982–1986年各土地覆被变化情景下的月土壤蒸发量比较

Fig.2 Comparison of monthly soil evaporation for various land-cover change scenarios in the Huangnizhuang watershed during 1982–1986

研究区域1982–1986年各土地覆被情景下的各年的蒸散发量统计. 森林覆被情景的年均蒸散发较现状覆被情景增加了190.6mm. 耕地和林地草原覆被情景较现状覆被情景分别减少了187.6mm和76.5mm. 这说明在研究流域上植树造林会增加蒸散发量, 种植农作物会减少蒸发量(表3).

表3 黄泥庄集水区1982–1986年各土地覆被变化情景的各年蒸散发量

Tab.3 Total annual evapotranspiration under land-cover change scenarios in the Huangnizhuang watershed during 1982–1986

土地覆被情景	各年蒸散发量(mm)					
	1982	1983	1984	1985	1986	平均
现状	666.9	724.8	706.6	696.6	611.8	681.3
森林	860.2	921.0	918.0	895.5	764.8	871.9
林地草原	608.7	637.0	618.5	617.1	542.7	604.8
耕地	502.0	518.9	501.8	497.4	448.3	493.7

3.2 土地覆被变化对径流量的影响

将各土地覆被情景下黄泥庄集水区1982–1986年的日流量从大到小进行排列，并进行流量历时分析. 对于最大日径流量，林地草原和耕地覆被情景与现状覆被情景接近，森林覆被情景较现状覆被情景减少了16.2m^3/s；对于相对历时为1%的日径流量，森林覆被情景较现状覆被情景减少了24.6m^3/s，林地草原和耕地覆被情景较现状覆被情景分别增加了9.2m^3/s和18.0m^3/s；对于相对历时为20%的日径流量，森林覆被情景较现状覆被情景减少5.6m^3/s，林地草原和耕地覆被情景较现状覆被情景分别增加了2.6m^3/s和6.2m^3/s. 土地覆被变化对日径流量的影响不仅依赖于蒸散发量，还与各覆被类型的根区蓄水容量紧密相关(表4). 根据BTOPMC的基本原理，净雨量满足根区蓄水容量后下渗至非饱和区，当下渗量大于流域饱和亏缺量，地表径流才会产生，因而根区蓄水容量较大，地表径流成分相对较少，主要以壤中流的形式流出. 森林覆被的根区蓄水容量较大，这使得其在雨季产生的地表径流所占比例比林地草原和耕地覆被类型低，因而暴雨期间森林覆被的洪峰流量通常低于林地草原和耕地覆被. 土地覆被变化对黄泥庄集水区枯季日径流量的影响不明显(图3). 这是因为枯季降水较少，土壤处于缺水状态，各土地覆被类型的蒸散发均受土壤供水的抑制，蒸散发量差异较小，因此各土地覆被情景的枯季径流量差别也不大.

表4 各土地覆被情景下黄泥庄站1982-1986年日径流统计结果*

Tab.4 Statistics of daily discharge at the Huangnizhuang station during 1982-1986 for various land-cover scenarios

土地覆被情景	日径流统计					
	$Q_{\max}$	$Q_{p=1\%}$	$Q_{p=20\%}$	$Q_{p=50\%}$	$Q_{p=99\%}$	$N_{Q\geqslant 100}$
现状	921.0	334.4	19.0	5.5	1.1	81
森林	904.8	309.8	13.4	3.1	0.5	66
林地草原	926.4	343.6	21.6	6.7	0.8	86
耕地	923.7	352.4	25.2	8.6	1.1	94

* $Q_{\max}$为1982–1986年最大日流量(m^3/s); $Q_{p=1\%}$、$Q_{p=20\%}$、$Q_{p=50\%}$和 $Q_{p=99\%}$为频率分别为1%、20%、50%和99%的日流量(m^3/s); $N_{Q\geqslant 100}$为日流量大于100m^3/s的天数.

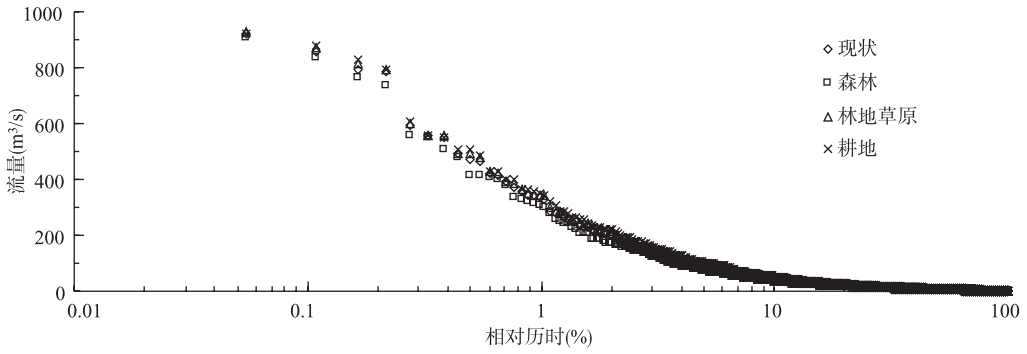


图3 各土地覆被变化情景下黄泥庄集水区1982–1986年日流量历时曲线

Fig.3 Daily streamflow occurrence for various land-cover scenarios at the Huangnizhuang watershed during 1982–1986

研究区域1982–1986年各土地覆被变化情景的年径流深(表5)表明，森林覆被情景的年均径流深较现状覆被情景减少165.5mm，而林地草原和耕地覆被情景的年均径流深则分别增加了64.1mm和156.7mm. 这表明在黄泥庄集水区植树造林将增加蒸散发量，减少径流量，进行耕种则反之.

表5 黄泥庄集水区1982–1986年各土地覆被变化情景的各年径流深

Tab.5 Total annual runoff depths under land-cover change scenarios in the Huangnizhuang watershed during 1982–1986

土地覆被情景	各年径流深(mm)					
	1982	1983	1984	1985	1986	平均
现状	883.7	1178.6	627.7	649.1	913.9	850.6
森林	714.7	1008.4	440.2	481.7	780.8	685.1
林地草原	952.9	1247.8	710.1	715.3	947.5	914.7
耕地	1040.7	1343.5	814.9	812.2	1025.0	1007.3

4 结论

分别根据理论和实际情况，建立了4种土地覆被情景，并采用BTOPMC模型分别模拟4种情景下的蒸散发量和径流深. 结果表明，土地覆被变化对黄泥庄集水区日蒸散发量和径流量的影响较为显著. 森林覆被情景的蒸散发量较现状覆被情景增加，径流量减少，而林地草原和耕地覆被情景则情况相反. 这表示植树造林将增加蒸发量，减少径流量，而进行农作物耕种会使蒸发量减少，径流量增大.

5 参考文献

[1] 李道峰, 吴悦颖, 刘昌明. 分布式流域水文模型水量过程模拟——以黄河河源区为例. 地理科学, 2005, **25**(3): 299-304.

[2] 李道峰, 刘昌明. 基于 RS 与 GIS 技术的分布式水文模型模拟径流变化刍议. 水土保持学报, 2004, **18**(4): 12-15.

[3] Ao TQ, Takeuchi K, Ishidaira H. On the method of generation artificial stream networks of large river basins and its effect on runoff simulation(in Japanese). *Ann J Hydraulic Eng JSCE*, 2001, **45**: 39-144.

[4] Ao TQ, Takeuchi K, Ishidaira H *et al*. Development and application of a new algorithm for automated pit removal for grid DEMs. *Hydrologic Science*, 2003, **48**(6): 985-997.

[5] 孔凡哲, 芮孝芳. 基于地形特征的流域水文相似性. 地理研究, 2003, **22**(6): 709-715.

[6] Monteith JL. Evaporation and environment Symp. Soc. Exp. Bio., vol. XIX. Cambridge: Cambridge University Press, 1965: 5-234.

[7] Shuttleworth WJ, Wallave JS. Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Quart J Royal Meteorol Soc*, 1985, **116**: 97-519.

[8] Zhou MC, Ishidaira H, Hapuarachchi HP *et al*. Estimating potential evaportranspiration using Shuttleworth-Wallace model and NOAA-AVHRR NDVI data to feed a distributed hydrological model over the Mekong River Basin. *Journal of Hydrology*, 2006, **327**: 51-173.

[9] Ao TQ, Ishidaira H, Takeuchi K *et al*. Relating BTOPMC model parameters to physical features of MOPEX basins. *Journal of Hydrology*, 2006, **320**: 4-102.

[10] Hapuarachchi HAP, Kiem AS, Ishidaira H *et al*. Eliminating uncertainty associated with classifying soil types in distributed hydrologic modeling. Proc. of 2nd APHW conference, Singapore, 2004: 592-600.

[11] 袁　飞. 考虑植被影响的水文过程模拟研究. 南京: 河海大学出版社, 2005.