

DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdtqk.2021.0008

甘容,陈长征.沙颍河流域径流过程模拟与径流组分变化特征[J].南水北调与水利科技(中英文),2021,19(1):83-91,128.
GAN R, CHEN C Z. Simulation of runoff process and variation characteristic in Shaying River basin[J]. South to North Water Transfers and Water Science & Technology, 2021, 19(1): 83-91, 128. (in Chinese)

沙颍河流域径流过程模拟与径流组分变化特征

甘容^{1,2}, 陈长征^{2,3}

(1. 清华大学 宁夏银川水联网数字治水联合研究院, 北京 100084;

2. 郑州大学水利科学与工程学院, 郑州 450001; 3. 河南省地下水污染防治与修复重点实验室, 郑州 450001)

摘要: 采用线性关系和非线性关系对沙颍河流域的地下水退水曲线进行拟合对比, 基于改进的 SWAT (soil and water assessment tool) 模型对沙颍河流域径流过程进行模拟, 并采用 Nash Sutcliffe 效率系数、百分比偏差及确定系数等 3 个指标对模拟效果进行评价, 在此基础上, 分析沙颍河流域径流过程的年内和年际变化特征。结果表明: 沙颍河流域地下水退水曲线非线性关系拟合比线性拟合效果好, 基于此建立的模型模拟结果较好; 沙颍河流域地表径流、壤中流和基流分别占径流量的 55.5%、25.4% 和 19.1%, 冬季径流主要由基流补给, 径流年内分配与降水变化基本一致, 具有明显的季节变化和均匀性; 1961—2014 年径流量呈上升趋势, 地表径流和基流的波动与径流的变化基本一致, 呈上升趋势; 1961—2014 年壤中流呈下降趋势。

关键词: 径流过程; 地表径流; 基流; SWAT 模型; 沙颍河

中图分类号: TV 213 文献标志码: A 开放科学(资源服务)标志码(OSID):



水循环将地球水圈和其他圈层相互联系起来, 并在它们之间进行水量和能量的交换, 是地球上一个重要的自然过程。大气降水、地表水、土壤水和地下水在水循环过程中进行相互转化, 使水资源成为能被人类及其他生物持续利用的再生资源^[1]。径流过程是水循环中最重要、最庞杂的物理过程; 降水落到陆地, 一部分经蒸发返回大气; 一部分经植物截留、入渗、填洼及地面滞留后, 通过不同途径形成地表径流、壤中流和地下径流, 汇入河海。不同地区不仅地质构造、地貌、土壤性质、植被、湖泊、沼泽等条件不同, 气候条件也千差万别, 因此流域的径流过程极其复杂, 而建立准确性高的流域水文模型是探索和认识复杂径流过程和产流机理的有效手段^[2]。

美国农业部开发的 SWAT (soil and water assessment tool) 模型^[3] 是一种基于物理机制的分布

式水文模型, 在流域水文过程模拟中已得到广泛的应用^[4-5]。宁吉才等^[6] 针对 SWAT 模型中水文响应单元 (hydrologic response unit, HRU) 的空间定位问题, 基于 GIS 的空间分析功能对其进行改进, 提出了 HRU 空间离散化的方法, 实现了 HRU 在空间上的准确定位。郑捷等^[7] 针对平原灌区人工干扰自然流域背景下复杂的水循环特点, 在沟渠、河网的提取方法、子流域的划分及作物耗水量计算等对 SWAT 进行了改进。Zhang 等^[8] 使用改进的 SWAT 模型模拟了径流对土地利用变化的响应。马放等^[9] 分析了亚流域划分尺度对径流、泥沙和营养物的模拟效果的影响。贺瑞敏等^[10] 构建了整个海河流域的径流模拟平台, 探究大型流域的气候变化对河川径流的影响。但 SWAT 模型在基流过程模拟、径流成分方面研究较少。

沙颍河是淮河最大的支流, 也是华北产粮区灌

收稿日期: 2020-06-14 修回日期: 2020-08-06 网络出版时间: 2020-10-26

网络出版地址: <https://kns.cnki.net/kcms/detail/13.1430.TV.20201026.1713.011.html>

基金项目: 清华大学水沙科学水利水电工程国家重点实验室及宁夏银川水联网数字治水联合研究院联合开放研究基金资助课题 (sklhse-2020-low11); 国家自然科学基金 (51509222; 51279183)

作者简介: 甘容 (1983—), 女, 湖北随州人, 副教授, 主要从事水文学及水资源研究。E-mail: ganrong168@163.com

溉用水的重要来源,且具有多闸坝、高污染、洪涝旱灾频繁、人类活动密集的典型特征,整体的水文过程较为复杂^[11]。研究沙颍河流域的径流过程不仅可以在很大程度上增强对流域水文循环过程机理的认识,有效降低洪旱灾害带来的破坏,而且是建立变化环境下流域水资源规划的重要基础工作,对于促进流域的社会经济发展、实现水资源的可持续开发利用有重要意义。

本文利用改进的 SWAT 模型,建立适用于沙颍河流域的水文模型,对流域长期水文过程进行模拟。在此基础上,分析流域的径流过程特征,并探究气候变化下流域径流和基流变化特征。

1 材料和方法

1.1 研究区概况及数据介绍

沙颍河位于我国东部,地处东经 $111^{\circ}56' \sim 116^{\circ}32'$ 和北纬 $32^{\circ}29' \sim 34^{\circ}58'$,流域面积 $39\,075\text{ km}^2$,由沙河和颍河汇流而成。沙颍河发源于河南省西北部,流向安徽省西部,于安徽阜阳的沫河口汇入淮河。流域整体上以平原为主,西部存在少数矮山丘陵区,最高海拔 2122 m ,最低海拔 14 m 。

沙颍河南北毗邻长江黄河流域,与秦岭构成我国南北地理分界线,属大陆性温带季风气候。流域西部年均气温在 $10.7 \sim 12.9\text{ }^{\circ}\text{C}$,东部年均气温在 $14.5 \sim 14.9\text{ }^{\circ}\text{C}$,多年平均月最低和最高气温分别出现在 1 月和 7、8 月。年降水量 $650 \sim 1400\text{ mm}$,且年内分配不均,多集中于汛期,尤其 7、8 月降水最集中^[12]。由于环流和辐射等因素的影响,降水量年际变化甚大,流域内洪旱灾害一再发生。长期平均年蒸发量 833 mm ^[13]。

建模所需基础数据包含:DEM、土地利用、土壤、气象数据以及部分实测径流数据对模型进行校准验证。其中 DEM 来自 ASTER(Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer),空间分辨率 30 m ;土地利用数据来自欧洲航天局,空间分辨率 $300\text{ m} \times 300\text{ m}$;土壤数据来自国际粮农组织和国际应用系统分析研究所,空间分辨率 $1000\text{ m} \times 1000\text{ m}$ 。

气象数据来自中国气象科学数据共享服务网,选取离研究区最近的宝丰气象站,包括逐日降水、气温、湿度、太阳辐射、风速等,时间为 1957—2014 年;径流数据来自淮河流域水文年鉴中的中汤水文站逐日流量资料,时间为 2001—2013 年,选取 2001—2006 年进行模型校准、2007—2013 年进行模型验证。

由于沙颍河流域中下游修建了大量的水库及闸坝影响径流过程,因此以不受人类活动干扰的昭平台水文站(水库)为流域出口,建立流域水文模型,分析流域径流及其组分变化特征。

1.2 模型原理及构建

1.2.1 模型基本原理

为降低下垫面及气候的时空分布异质性产生的影响,SWAT 模型一般根据河网水系将流域划分为多个子流域(subbasin),基于河渠等路径完成拓扑连接,再根据地表覆盖、土壤和坡度等特征将子流域分割为更小的水文响应单元(hydrologic response unit, HRU)^[14],每个 HRU 单独计算水循环过程。HRU 中水的输移分垂向和水平 2 个方向^[15]:垂向输移指水在植被层、浅水层、非饱和水层和深水层间的转移,包括降水、下渗、非饱和土壤水分分配、根系吸水及蒸发等过程;水平输移指 HRU 中水分的侧向输移,包括地表径流、壤中流和基流等过程。

地表径流计算采用 SCS 径流曲线方程的 Curve number 法;渗透计算采用存储演算法;壤中流模拟选用动态贮存模型;土壤水采用蓄满产流模式进行计算分配;潜在蒸散发计算选用 Hargreaves 法;基流模拟选用线性水库法;河道演算选用马斯京根法。

1.2.2 基流模拟

地下水在模型中被分为浅层和深层地下水,将深层地下水当作流域损耗排泄到流域外,河川径流主要由浅层地下水补给,即“线性单库”法,而浅层地下水主要由上层非饱和土壤水渗透补给^[16]。水分离开土壤剖面后补给地下水的时间延迟通过一个指数消退权重计算。地下水补给量计算公式为

$$W_{\text{rchg},i} = [1 - \exp(-\frac{1}{\delta_{\text{gw,sh}}})] \cdot W_{\text{seep}} + \exp(-\frac{1}{\delta_{\text{gw,sh}}}) \cdot W_{\text{rchg},i-1} \quad (1)$$

式中: $W_{\text{rchg},i}$ 为第 i 天含水层地下水的补给量, mm; $\delta_{\text{gw,sh}}$ 为补给滞后时间, d; W_{seep} 为第 i 天由土壤渗漏排出的水量, mm; $W_{\text{rchg},i-1}$ 为在第 $(i-1)$ 天土壤水对地下水的补给量, mm; i 为一年中的第 i 天。

土壤水补给浅层地下水的一部分会渗漏补给深层地下水。深层地下水补给量可以通过下式计算

$$W_{\text{seep,dp},i} = R_{\text{dp}} \cdot W_{\text{rchg},i} \quad (2)$$

式中: $W_{\text{seep,dp},i}$ 为第 i 天深层地下水补给量, mm; R_{dp} 为含水层渗透系数,此时补给浅层地下水的量为

$$W_{\text{rchg},i} = W_{\text{rchg},i} - W_{\text{seep,dp},i} \quad (3)$$

浅层水补给河道径流量可用下式计算

$$Q_{b,sh,i} = Q_{b,sh,i-1} \cdot \exp(-\alpha_{gw,sh} \cdot \Delta t) + W_{rdg,sh,i} \cdot [1 - \exp(-\alpha_{gw,sh} \cdot \Delta t)] \quad (4)$$

式中: $Q_{b,sh,i}$ 为第 i 天浅层含水层进入河道的地下水流或基流量, mm; $Q_{b,sh,i-1}$ 为第 $(i-1)$ 天浅层含水层进入河道的地下水流或基流量, mm; Δt 为时间步长, 1 d; $\alpha_{gw,sh}$ 为退水系数; $W_{rdg,sh,i}$ 为第 i 天进入浅层含水层的补给量, mm。

研究地下水储存和排泄关系时, 一般将含水层当作水库来推求地下水流出。基于式(4)基流退水关系表达式为

$$Q_t = Q_0 \exp(-\alpha) \quad (5)$$

式中: Q_t 为 t 时刻进入河道的地下水流或基流量, mm; Q_0 为退水开始时($t=0$)进入主河道的地下水流或基流量, mm; α 为退水系数。

采用指数形式退水曲线表现的出流关系是一种线性关系, 即概念化的“线性库”方法。储蓄和出流关系的表达式为

$$S = kQ \quad (6)$$

式中: S 为含水层的储蓄量, m^3 ; Q 为出流量, m^3/s 。

有学者^[17]发现, 使用该法模拟径流时的枯水季节模拟值偏低, 或该法可能会低估秋冬两季地下水的补给量。针对该问题, 提出将深层水流出也当作地下水补给河流一部分的方法^[18]。

浅层地下水进入深层含水层的量和深层地下水补给河道的流量采用下式计算

$$W_{rdg,dp,i} = [1 - \exp(-\frac{1}{\delta_{gw,dp}})] \cdot W_{sep,dp,i} + \exp(-\frac{1}{\delta_{gw,dp}}) \cdot W_{rdg,dp,i-1} \quad (7)$$

$$Q_{b,dp,i} = Q_{b,dp,i-1} \cdot \exp(-\alpha_{gw,dp} \cdot \Delta t) + W_{rdg,dp,i} \cdot [1 - \exp(-\alpha_{gw,dp} \cdot \Delta t)] \quad (8)$$

式中: $W_{rdg,dp,i}$ 为第 i 天浅层地下水对深层地下水的补给量, mm; $\delta_{gw,dp}$ 为深层补给滞后时间, d; $W_{sep,dp,i}$ 为第 i 天深层地下水补给量, mm; $Q_{b,dp,i}$ 为第 i 天深层含水层进入河道的地下水流或基流量, mm。地下水补给河道径流量为

$$Q_{b,i} = Q_{b,sh,i} + Q_{b,dp,i} \quad (9)$$

事实上, 地下水储蓄和出流不应该是简单的线性关系。许多研究^[19,20]表明二者关系是非线性的, 在含水层厚度和水力传导系数不变的理想情况下, 线性关系可描述一维地下水出流过程^[21]。为探究二者之间的非线性关系, Wittenberg 增添无量纲参数 b , 将式(6)改为

$$S = \alpha Q^b \quad (10)$$

$b=1$ 时, 即对应线性水库关系, 并推导出地下水的

退水方程为

$$Q_t = Q_0 [1 + \frac{(1-b)Q_0^{1-b}t}{ab}]^{\frac{1}{b-1}} \quad (11)$$

式中: Q_t 为 t 时刻进入河道的地下水流或基流量, mm; Q_0 为退水开始时($t=0$)进入主河道的地下水流或基流量, mm。

基于该研究, Wittenberg^[22]提出将非线性出流关系引入到 SWAT 模型, 即“非线性库”法, 用下式表达地下水对河道径流的补给量

$$Q_b = (\frac{S}{a})^{\frac{1}{b}} \quad (12)$$

参数 a, b 由退水期的实测径流数据修正。首先假设一个 b 的初值, 每隔 Δt 在退水曲线上取 2 个相邻流量 Q_t 和 Q_{t-1} , 可用下式计算 a 的一个估值:

$$a = \frac{\sum(Q_{t-1} + Q_t) \Delta t}{2 \sum(Q_{t-1}^b - Q_t^b)} \quad (13)$$

退水曲线上不同的相邻流量, 可得到一个 a 的估值。不同的 a, b 组合可得出不同的模拟结果, 再通过最小二乘法拟合得到 a, b 最优值。

1.2.3 模型结果评价

模拟效率可体现模型在研究流域的适用性情况, 通常可选取纳什效率系数 NSE (Nash-Sutcliffe efficient)、百分比偏差 PBIAS (percent bias) 和判定系数 R^2 (coefficient of determination) 进行评价^[23], 表达式为

$$NSE = 1 - \frac{\sum(Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}{\sum(Q_{obs,i} - Q_{mean})^2} \quad (14)$$

$$PBIAS = \frac{\sum(Q_{obs,i} - Q_{sim,i})}{\sum Q_{obs,i}} \times 100 \quad (15)$$

$$R^2 = \frac{(n \sum Q_{obs,i} Q_{sim,i} - \sum Q_{obs,i} \sum Q_{sim,i})^2}{[n \sum (Q_{obs,i})^2 - (\sum Q_{obs,i})^2][n \sum (Q_{sim,i})^2 - (\sum Q_{sim,i})^2]} \quad (16)$$

式中: $Q_{obs,i}$ 为实测值, m^3/s ; $Q_{sim,i}$ 为模拟值, m^3/s ; Q_{mean} 为实测均值, m^3/s ; n 为实测数据数量。

NSE 在 $-\infty$ 至 1.0 之间取值: 当 $NSE \leq 0.5$ 时, 模拟效果视为不满意; 当 $0.50 < NSE \leq 0.65$ 时, 视为满意; 当 $0.65 < NSE \leq 0.75$ 时, 视为好; 当 $0.75 < NSE \leq 1.00$ 时, 视为非常好; $NSE=1$ 时, 视为最优。

当 $PBIAS=0$ 时, 模拟结果视为最优, 且数量级越小越好; 当 $PBIAS \pm 25$ 时, 视为不满意; 当 $\pm 15 \leq PBIAS < \pm 25$ 时, 视为满意; 当 $\pm 10 \leq PBIAS < \pm 15$ 时, 视为好; 当 $PBIAS < \pm 10$ 时, 视为非常好。

R^2 为拟合优度, 用于描述模型对实测数据的解释程度。 R^2 取值范围是 0~1: 该值越接近于 1, 模型的拟合优度越高; 当 $R^2 > 0.5$ 时, 认为模型模拟效果是可以接受的。

1.3 年内分配指标

常用径流年内分配的量化指标有不均匀系数 (C_v)、集中程度和变化幅度等。

C_v 值越小表明年内月径流量相差越小, 分配更均匀, 其表达式为

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{12} (R_i - R)^2}{12R^2}} \quad (17)$$

式中: R 为一年中所有月份的平均流量, m^3/s ; R_i 为各月流量, m^3/s 。

集中程度可用集中度来衡量, 将一年中的月径流量当作向量, 流量为向量模长, 月份为方向, 1 至 12 月方位角定为 30° 、 60° 、 90° 、...、 360° , 月流量被分解为 x 、 y 两个分量, x 、 y 上的向量可用下式表达

$$R_x = \sum_{i=1}^{12} R_i \cos \theta_i, R_y = \sum_{i=1}^{12} R_i \sin \theta_i \quad (18)$$

径流合成可表示为

$$R = \sqrt{R_x^2 + R_y^2} \quad (19)$$

式中: R_i 是第 i 月流量, m^3/s ; θ_i 为第 i 月流量的方向角, $i = 1, 2, 3, \dots, 12$; R_x 和 R_y 是 12 个月分量和的水平垂直分量。集中度为

$$C_d = R / \sum_{i=1}^{12} R_i \quad (20)$$

变化幅度可表现年内月流量的最值关系, 用相对和绝对变化幅度表达为

$$P = Q_{\max} / Q_{\min} \quad (21)$$

$$\Delta Q = Q_{\max} - Q_{\min} \quad (22)$$

式中: Q_{\max} 为年内最大月流量, m^3/s ; Q_{\min} 为最小月流量, m^3/s ; P 为相对变化幅度; ΔQ 为绝对变化幅度。

1.4 年际变化指标

Manr Kendall (M-K) 趋势检验是被世界气象组织推荐的非参数检验方法, M-K 检验对于样本分布不作要求, 不被少数异常值干扰, 并且计算简便, 在水文和气象时间序列的趋势分析中得到广泛应用^[24]。

M-K 检验的原假设 H_0 为时间序列 (X_1, \dots, X_n), 它是 n 个独立同分布的样本, 备择假设 H_1 为双边检验, 对所有的 $k, j \leq n$, 且 $k \neq j$, X_k 和 X_j 的分布不相同, 检验变量 S 的表达式为

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{Sgn}(x_j - x_k) \quad (23)$$

$$\text{Sgn}(x_j - x_k) = \begin{cases} +1 & (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad (24)$$

其中 S 为正态分布, 均值为 0, 方差 $\text{Var}(S) = n(n-1)(2n+5)/18$ 。当 $n > 10$ 时, 可用下式计算标准正态分布统计量

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & S < 0 \end{cases} \quad (25)$$

双边趋势检验时, 在 α 的置信水平上, 如果 $|Z| > Z_{1-\alpha/2}$, 认为原假设不可接受, 即原序列存在显著的上升或下降趋势, $Z > 0$ 表示上升, $Z < 0$ 表示下降; 如果 $|Z| \leq 1.96$, 则表明通过 $\alpha = 0.05$ 置信水平检验。

当 M-K 用于检验突变时, 构造一秩序列, 检验变量 S 可用下式计算

$$S_k = \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^{i-1} a_{ij} \quad (k = 2, 3, 4, \dots, n) \quad (26)$$

$$a_{ij} = \begin{cases} 1 & x_i > x_j \\ 0 & x_i \leq x_j \end{cases} \quad 1 \leq j < i \quad (27)$$

定义统计变量

$$UF_k = \frac{S_k - E(S_k)}{\sqrt{\text{Var}(S_k)}} \quad (k = 1, 2, \dots, n) \quad (28)$$

式中: $E(S_k) = k(k+1)/4$; $\text{Var}(S_k) = k(k-1) \cdot (2k+5)/72$ 。

UF_k 服从标准正态分布, 在 α 置信水平上, 若 $|UF_k| > U_{\alpha/2}$, 表明原序列存在显著上升或者下降趋势。将原序列按照逆序重新排列, 再次计算得

$$\begin{cases} UB_k = -UK_k' \\ k' = n+1-k \end{cases} \quad (k = 1, 2, \dots, n) \quad (29)$$

分析 UF_k 和 UB_k 研究 X 的趋势变化, 确定突变时间段。若 $UF_k > 0$, 表明存在上升趋势; 若 $UF_k < 0$, 表明存在下降趋势; 若穿过临界直线, 表明趋势显著。若 UF_k 和 UB_k 曲线相交且交点处于两条临界直线之间, 其对应时刻代表突变点。

2 结果分析

2.1 基流退水过程模拟

沙颍河流域中下游修建了大量的水库及闸坝, 影响径流过程线, 选取上游不受人类活动干扰的中汤水文站径流数据进行基流退水过程分析。从水文站多年日均流量过程线可看出, 枯水季节为 11 月至次年 2 月, 此时蒸发量较小可以忽略, 把这段时间看作流域退水期。分析 2001—2013 年的基流退水曲线可知, 径流退水过程在 $\ln Q-t$ 图上并不是直线, 说明退水过程并不服从“线性库”原则。

分别使用式(5)和(11)进行线性和非线性拟合,得到线性库参数 α 为0.033,“非线性库”的参数 α 为1450, b 为0.031。流域非线性模拟值与实测值判定系数达到0.91,而线性模拟值与实测值判定系数为0.76,相比于线性方法非线性拟合的模拟效果更好,见图1。作者曾对西北干旱区78个流域出口水文站的径流数据进行分析,得出了不同流域非线性退水参数的分布特征及其与流域属性间的关系,其中 b 值变化范围为0.02~1.00,主要集中在0~0.1且呈偏态分布^[25],表明排泄量对地下水储存变化异常敏感。

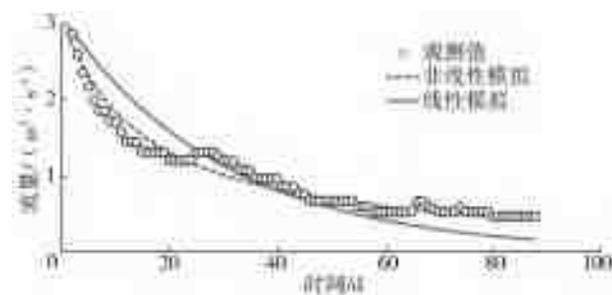


图1 基流退水曲线拟合

Fig.1 Curve fitting of base flow recession

中汤水文站线性关系和非线性关系拟合的对比见图2,可看出,线性关系低估流量较小的部分而高估流量较大的部分,而非线性关系拟合在流量较大时有所偏高,总体上非线性关系的拟合效果更好。

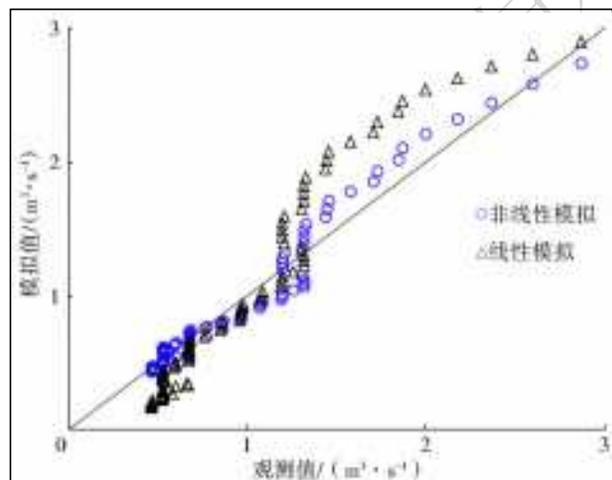


图2 沙颍河中汤水文站退水期流量模拟值与实测值比较

Fig.2 Comparison of the simulated and measured value of the Zhongtang station during the recession period in the Shaying River

2.2 参数率定和模拟结果分析

通过上述对沙颍河中汤水文站基流退水过程的线性及非线性模拟结果可以看出,该降雨-径流型流域排泄量和地下水储存间的关系是非线性的。采用“非线性库”模拟该流域径流过程,基于基流退水曲

线优化得到非线性退水参数,观察模拟值和观测值差异,手工率定敏感参数。率定过程遵从先上游后下游、先调整水量平衡后调过程、先调整地表径流后调土壤水和地下径流的准则,采用NSE、PBIAS和 R^2 指标评价参数化的模拟效果。

中汤水文站月径流模拟结果评价见表1。从表1可以看出,率定期和验证期模拟月径流NSE均大于0.65,基于分级评价指标,发现模拟结果均能达到“好”的效果,验证期NSE为0.83,结果为“非常好”。根据PBIAS,除率定期大于15为“满意”外,其他时期大于-10小于10,结果为“非常好”。 R^2 率定期和验证期均大于0.70,整个模拟期为0.77。

表1 中汤水文站月径流模拟结果统计

Tab.1 Statistics of the monthly runoff simulation results of Zhongtang station

| 阶段 | NSE | 等级 | PBIAS | 等级 | R^2 | 等级 |
|-----|------|-----|-------|-----|-------|----|
| 率定期 | 0.66 | 好 | 16.06 | 满意 | 0.74 | 好 |
| 验证期 | 0.83 | 非常好 | -3.70 | 非常好 | 0.83 | 好 |
| 模拟期 | 0.75 | 好 | 7.46 | 非常好 | 0.77 | 好 |

率定期和模拟期中汤水文站月径流模拟与实测值对比见图3,二者变化趋势基本一致,都能很好地体现径流的季节性分布特征,夏季汛期的径流量大,冬季枯水期的径流量较小。少数年份的径流极值模拟效果欠佳,可能是因为气象数据准确性不够。降水数据基于降水高程变率递推求出,在气象站稀少地区,特别是高山区,会导致降水数据误差,进而产生模拟误差。中汤水文站模拟期的实测年均径流量为 $4.49 \text{ m}^3/\text{s}$,模拟年均径流量为 $4.16 \text{ m}^3/\text{s}$,模拟值比实测值偏小7.4%。综合模拟结果和评价指标来看,模型模拟结果较好,可以用于沙颍河流域水文过程模拟研究。

2.3 年内变化特征

沙颍河径流补给来源受气候因素影响,表现出显著的季节性变化,年内径流分配随季节变化也表现出周期性和不均匀性。

根据构建的流域水文模型,得到研究区径流及其组分值。根据模拟结果分析1961—2014年研究区径流及其组分年内变化特征,见图4。流域年产生流122 mm,主要是降雨产流,其次为融雪产流。其中,表面径流、壤中流和基流分别占比55.5%、25.4%和19.1%。如将径流分为表面径流和基流两类,则基流占44.5%,与文献^[26]指出地表径流量多年平均的40%~50%为基流基本一致。径流及

其组成年内分布见图 4。径流量在 7 月到达最大值,降水是主要影响因素,汛期与降水汛期一致,由于上游山区同时受积雪融水的影响,出现春汛,与地表径流年内变化过程基本一致。在年内季节的分配

上,夏季径流量最大、冬季径流量最小,春夏秋冬各季节的径流量占总径流量的比例分别为 19.7%、48.7%、25.4% 和 6.2%。冬季径流量主要由基流补给,表面径流几乎为 0。

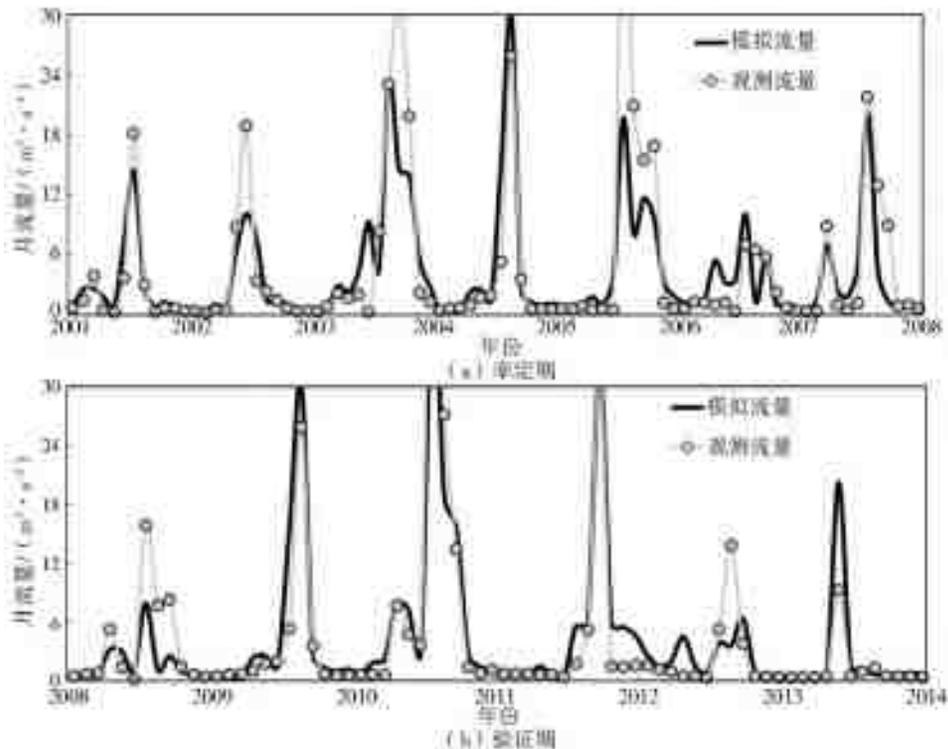


图 3 中汤水文站流量模拟值与实测值对比

Fig. 3 Comparison of simulated and measured streamflow processes for the validation stage at the Zhongtang station

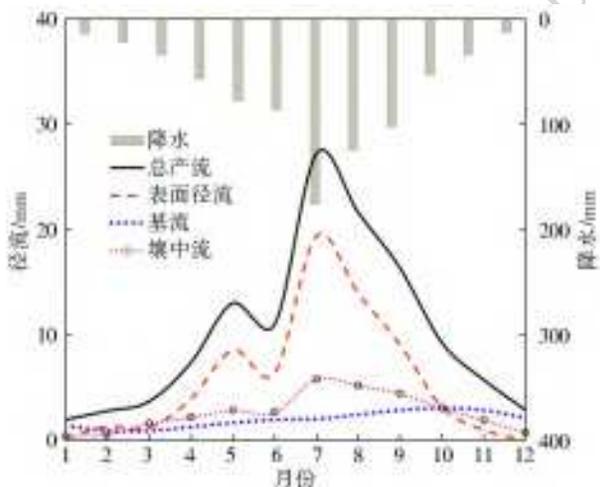


图 4 沙颍河流域产流年内分布特征

Fig. 4 Annual distribution characteristics of runoff in the Shaying River basin

沙颍河流域径流及其组成年内分配指标见表 2。从表 2 可以看出:流域径流年内不均匀系数为 0.75、集中度为 0.47,相对和绝对变化幅度分别为 13.8、25.3,且 $C_v < 1$,年内分配较不均匀;基流年内 C_v 为 0.37,集中度为 0.25,相对和绝对变化幅度分别为 3.4 和 2.2,年内 C_v 最小,年内分配比较均匀;地表径流 C_v 最大,达到 1.02,表明各月地表

径流量相差极大、年内分配不均,且主要集中在 7—9 月,占全年地表径流的 62%,地表径流相对变化幅度可达 475.1。径流中壤中流的不均匀系数、集中度及变化幅度位于地表径流和基流之间,可见,壤中流的年内变化幅度介于地表径流和基流之间。

表 2 沙颍河流域径流及其组成年内分配指标值

Tab. 2 Annual distribution index values of runoff and its composition in the Shaying River basin

| 径流 | C_v | C_d | P | ΔQ |
|------|-------|-------|-------|------------|
| 总径流 | 0.75 | 0.47 | 13.8 | 25.3 |
| 地表径流 | 1.02 | 0.64 | 475.1 | 19.4 |
| 壤中流 | 0.66 | 0.43 | 16.4 | 5.4 |
| 基流 | 0.37 | 0.25 | 3.4 | 2.2 |

2.4 年际变化特征

2.4.1 降水变化特征

从 1961 到 2014 年降水数据可知,沙颍河流域年降水量为 790 mm,整体上波动较大,呈减小趋势,下降速率为 11.6 mm/(10 a) (图 5)。其中:1966 年降水量最低,为 471 mm;1964 年降水量最高,为

1352 mm。

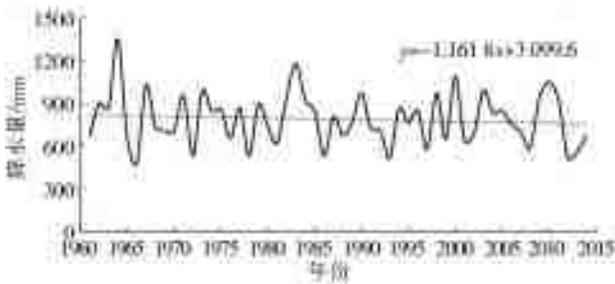


图5 沙颍河流域降水年际变化曲线

Fig. 5 Interannual variation curve of the precipitation in the Shaying River basin

根据 M-K 检验结果可知, Z 值为 -0.64 , 小于 1.96 , 表明流域降水量呈减小趋势。结合图 6 可知, 沙颍河流域 UF、UB 值基本在 $\alpha=0.05$ 显著性水平 1.96 信度线以内, 表明趋势变化不显著。年降水量在 1965 年前 UF 值大于 0, 表明呈上升趋势, 1965 之后 UF 值基本小于 0, 表明呈下降趋势, 且无明显突变年份。

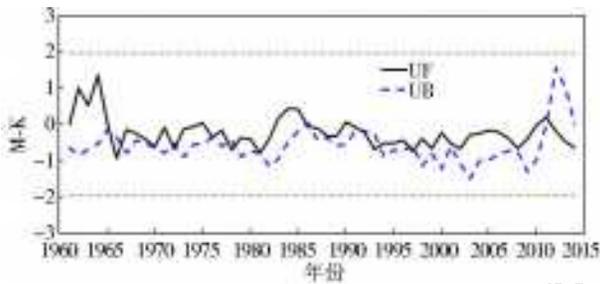


图6 年降水量 M-K 及突变检验

Fig. 6 The M-K trend and mutation test of the annual average precipitation

2.4.2 径流及组分变化特征

从 1961—2014 年模拟的径流数据可知, 多年平均年径流深为 123 mm, 整体上波动较大, 呈上升趋势, 见图 7。其中: 1966 年径流深最低, 为 36.7 mm; 1964 年径流深最高, 为 292.2 mm。这与降水量的年际变化基本一致。1961—2014 年, 研究区降水呈减小趋势, 而径流呈上升趋势, 可能是由于人类活动加剧, 研究区不透水面积增加^[27], 流域产流系数加大。

根据 M-K 检验及年均距平变化结果进一步分析径流变化特征。由 M-K 检验结果可知, Z 值为 1.02 , 小于 1.96 , 表明径流量呈增加趋势, 但趋势不显著。结合图 8(a) 可知, 沙颍河流域径流量的 UF、UB 值基本在 $\alpha=0.05$ 显著性水平 1.96 信度线以内, 表明趋势变化不显著。年径流量在 1982 年前 UF 值基本小于 0, 表明呈下降趋势, 1982 之后 UF 值均大于 0, 表明呈上升趋势。

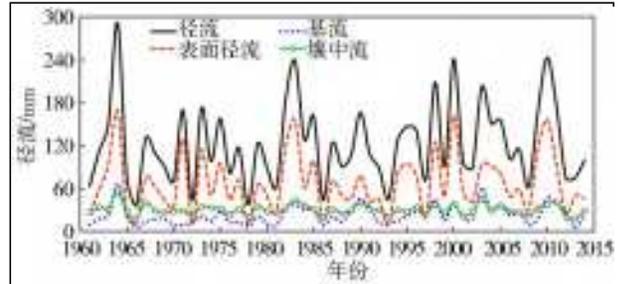


图7 沙颍河流域径流及其组分年际变化曲线

Fig. 7 Interannual variation curve of the runoff and its components in the Shaying River basin

1961—2014 年模拟径流组成, 地表径流、壤中流及基流数据(图 7)可知, 年地表径流波动与年径流的变化基本一致, 呈上升趋势。多年平均年地表径流深为 68.3 mm, 其中: 1972 年地表径流量最低, 为 9.56 mm; 1964 年地表径流最高, 为 169.2 mm。根据 M-K 检验结果可知, Z 值为 0.67 , 小于 1.96 , 且 UF、UB 值基本在 $\alpha=0.05$ 显著性水平 1.96 信度线以内, 表明上升趋势变化不显著。与径流结果一样, 年地表径流在 1982 年前 UF 值基本小于 0, 表明呈下降趋势, 1982 之后 UF 值均大于 0, 表明呈上升趋势, 且无明显突变年份。壤中流与年径流的变化存在一定差异, 略有下降趋势, 多年平均壤中流为 31.2 mm, 其中: 1966 年壤中流最低, 为 18.4 mm; 1964 年地表径流最高, 为 55.6 mm。根据 M-K 检验结果可知, Z 值为 -0.13 , 小于 1.96 , 且 UF、UB 值基本在 $\alpha=0.05$ 显著性水平 1.96 信度线以内, 表明下降趋势变化不显著。

沙颍河流域多年平均年基流量为 23.5 mm, 整体上变化趋势和径流变化趋势一致, 呈上升趋势, 见图 7。其中: 1966 年基流量最低, 为 6.26 mm; 1964 年基流量最高, 为 67.4 mm。根据 M-K 检验及年均基流距平变化结果进一步分析基流变化特征。由 M-K 检验结果可知, Z 值为 2.28 , 大于 1.96 , 表明基流量呈明显增加趋势。结合图 8(b) 可知, 沙颍河流域基流量的 UF、UB 值基本在 2002 年前 $\alpha=0.05$ 显著性水平 1.96 信度线以内, 表明趋势变化不显著, 2002 年以后 UF 值大于 1.96 , 呈显著性上升趋势。年径流量在 1982 年前 UF 值基本小于 0, 表明呈下降趋势, 1982 之后 UF 值均大于 0, 表明呈上升趋势, 且 2002 年以后显著上升。对年基流进行基流距平变化分析可知基流年波动较大, 1981—1992 年波动较大, 1995 年后增长显著。基流变化主要分为 2 个阶段: 1961—1995 年, 以负距为主, 基流较低; 1995 年以后, 气温逐渐升高, 以正距平为主。

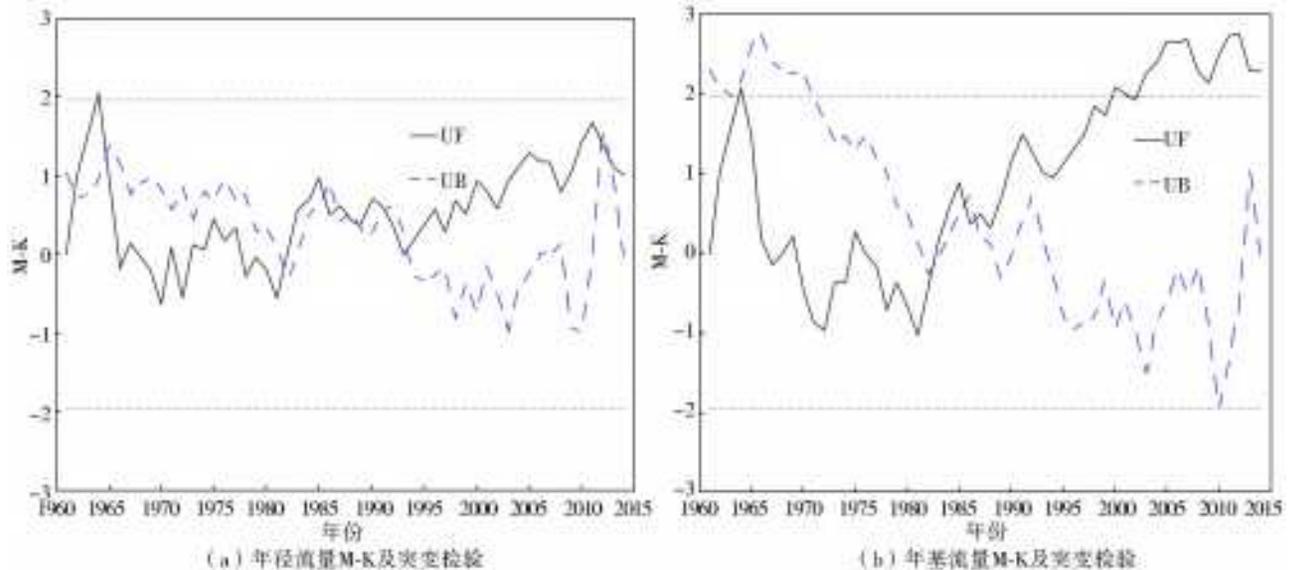


图 8 (a) 年径流量 M-K 及突变检验; (b) 年基流量 M-K 及突变检验

Fig. 8 (a) The M-K trend and mutation test of the annual average runoff; (b) the anomaly change of the annual average baseflow

3 结 论

(1) 采用线性关系和非线性关系对沙颍河流域的地下水退水曲线进行拟合对比, 得出线性关系低估流量较小的部分而高估流量较大的部分, 而非线性关系拟合在流量较大时有所偏高, 总体上非线性关系拟合比线性拟合效果好, 并结合非线性库方法, 建立了沙颍河流域水文模型。

(2) 沙颍河流域径流年内分配具有明显的季节变化和均匀性。沙颍河流域径流量夏季最大, 冬季最小, 在 7 月到达最大值, 降水是主要的影响因素, 汛期与降水汛期同步。地表径流、壤中流和基流分别占径流量的 55.5%、25.4% 和 19.1%, 地表径流比例最大, 冬季径流量主要由基流补给, 地表径流几乎为零。壤中流的不均匀系数、集中度及变化幅度位于地表径流和基流之间。

(3) 沙颍河流域近 50 年来, 在温度上升、降雨量有所减小的背景下, 径流量呈上升趋势, 地表径流和基流的波动与径流的变化基本一致, 呈上升趋势; 壤中流与径流的变化存在一定差异, 略有下降趋势。

参考文献(References):

[1] 左其亭, 王中根. 现代水文学[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2019. (ZUO Q T; WANG Z G. Modern Hydrology[M]. Beijing: China Water & Power Press, 2019. (in Chinese))

[2] LV Z, ZUO J, DRAGAN R. Predicting of runoff using an optimized SWAT-ANN: A case study. journal of hydrology[J]. Regional Studies, 2020(29), 100688. DOI: 10.1016/j.ejrh. 2020. 100688.

[3] NEITSCH S L, ARNOLD J G, KINIRY J R, et al. Soil and water assessment tool theoretical documentation, version 2000[J]. Texas Water Resources Institute, Texas A & M University: College Station, TX, USA, 2002.

[4] 周璐, 唐仲华, 陈敏知. 基于 SWAT 模型的江汉洞庭平原径流模拟研究[J]. 人民长江, 2015(46): 1-5. (ZHOU L, TANG Z H, CHEN M Z. Study on runoff simulation of Jianghan Dongting plain based on SWAT model[J]. Yangtze river, 2015(46): 1-5. (in Chinese)) DOI: CNKI: SUN: RIVE. 0. 2015-S1-002.

[5] ARNOLD J G, MORIASI D N, GASSMAN P W, et al., SWAT: Model use, calibration, and validation [J]. Transactions of the ASABE, 2012, 55(4), 1491-1508. DOI: 10.13031/2013.42246.

[6] 宁吉才, 刘高焕, 刘庆生, 等. 水文响应单元空间离散化及 SWAT 模型改进[J]. 水科学进展, 2012(1): 16-22. (NING J C, LIU G H, LIU Q S, et al. Spatial discretization of hydrological response units and improvement of SWAT model[J]. Advances in Water Science, 2012(1): 16-22. (in Chinese)) DOI: CNKI: 321309/P. 20120104. 2012. 003.

[7] 郑捷, 李光永, 韩振中, 等. 改进的 SWAT 模型在平原灌区的应用[J]. 水利学报, 2011, 42(1): 88-97. (ZHENG J, LI G Y, HAN Z Z, et al. Application of improved SWAT model in plain irrigation area[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2011, 42(1): 88-97. (in Chinese)) DOI: CNKI: SUN: SLXB. 0. 2011-01-017.

[8] ZHANG H, WANG B, LIU D. Using an improved SWAT model to simulate hydrological responses to land use change: A case study of a catchment in tropical Australia[J]. Journal of Hydrology, 2020. DOI: 10.1016/j.jhydrol. 2020. 124822.

- [9] 马放,姜晓峰,王立,等. 基于 SWAT 模型的亚流域划分方法研究[J]. 中国给水排水, 2015, 31(7): 53-57. (MA F, JIANG X F, WANG L, et al. Study on subwatershed division method based on SWAT model[J]. China water & wastewater, 2015, 31(7): 53-57. (in Chinese)) DOI: CNKI: SUN: GSPS. 0. 2015-07-016.
- [10] 贺瑞敏,张建云,鲍振鑫,等. 海河流域河川径流对气候变化的响应机理[J]. 水科学进展, 2015, 26(1): 1-9. (HE R M, ZHANG J Y, BAO Z X, et al. Response mechanism of runoff to climate change in Haihe River basin[J]. Advances in Water Science, 2015, 26(1): 1-9. (in Chinese)) DOI: 10.14042/j.cnki.32.1309.2015.01.001.
- [11] 左其亭,罗增良,石永强,等. 沙颍河流域主要参数与自然地理特征[J]. 水利水电技术, 2016, 47(12): 66-72. (ZU O Q T, LUO Z L, SHI Y Q, et al. Main parameters and physical geographical characteristics of Shaying River basin[J]. Water Resources and Hydropower Engineering, 2016, 47(12): 66-72. (in Chinese)) DOI: 10.13928/j.cnki.wrahe.2016.12.015.
- [12] 戴韵秋,石朋,胡健伟,等. 气候变化和人类活动对流域径流的影响分析——以沙颍河为例[J]. 三峡大学学报(自然科学版), 2018, 40(1): 15-19. (DAI Y Q, SHI P, HU J W, et al. Effects of climate change and human activities on runoff: a case of Shaying River[J]. J of China Three Gorges Univ. (Natural Sciences), 2018, 40(1): 15-19. (in Chinese)) DOI: 10.13393/j.cnki.issn.1672-948X.2018.01.004.
- [13] 陶建华. 沙颍河流域地表水与地下水耦合模拟研究[D]. 合肥: 合肥工业大学, 2012. (TAO J H. Coupled modeling of surface water and groundwater in Shaying River basin[D]. Hefei: Hefei University of Technology, 2012. (in Chinese))
- [14] ARNOLD J, FOHRER N. SWAT 2000: Current capabilities and research opportunities in applied watershed modeling[J]. Hydrological Process, 2005(19): 563-572. DOI: 10.1002/hyp.5611.
- [15] 王中根,刘昌明,黄友波. SWAT 模型的原理、结构及应用研究[J]. 地理科学进展, 2003, 22(1): 79-86. (WANG Z G, LIU C M, HUANG Y B. Research on the principle, structure and application of SWAT model[J]. Progress in Geography, 2003, 22(1): 79-86. (in Chinese)) DOI: 10.11820/dlkxjz.2003.01.010.
- [16] DATTA A R, BOLISSETTI T, BALACHANDAR R. Automated linear and nonlinear reservoir approaches for estimating annual baseflow[J]. Journal of Hydrologic Engineering, 2012(17): 554-564. DOI: 10.1061/(asce)he.1943-5584.0000450.
- [17] AIZEN V, AIZEN E, GLAZIRIN G, et al. Simulation of daily runoff in Central Asian alpine watersheds[J]. Journal of Hydrology, 2000, 238(1): 15-34. DOI: 10.1016/S0022-1694(0)00319-X.
- [18] LUO Y, ARNOLD J, ALLEN P, et al. Baseflow simulation using SWAT model in an inland river basin in Tianshan Mountain, northwest China[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2012(16): 1259-1267. DOI: 10.5194/hess-16-10397-2011.
- [19] WITTENBERG H. Nonlinear analysis of flow recession curves[J]. FRIEND: Flow Regimes from International Experimental and Network Data (Proc. Second FRIEND Conf., Braunschweig, October 1993) (P. Seuna, A. Gustard, N. W. Arnell & G. A. Cole, eds), 1994: 61-67.
- [20] WITTENBERG H. Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes[J]. Hydrol. Processes, 1999, 13: 715-726. DOI: 10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<715::AID-HYP775>3.0.CO;2-N.
- [21] WERNER P W, SUNDQUIST K J. On the groundwater recession curve for large watersheds, in IASH General Assembly[J]. Brussels, IAHS Publ., 1951(33): 202-212.
- [22] GAN R, LUO Y. Using the nonlinear aquifer storage discharge relationship to simulate the base flow of glacier and snow melt dominated basins in northwest China[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2013, 17(9): 3577-3586. DOI: 10.5194/hess-17-3577-2013.
- [23] MORIASI D N, ARNOLD J, VANLIEW M W, et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations[J]. Transactions of the ASABE, 2007(50): 885-900. DOI: 10.13031/2013.23153.
- [24] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术[M]. 北京: 气象出版社, 1999. (WEI F Y. Modern climate statistical diagnosis and prediction technology[M]. Beijing: China Meteorological Press, 1999. (in Chinese))
- [25] GAN R, SUN L, LUO Y. Baseflow characteristics in alpine rivers: a multi-catchment analysis in northwest China[J]. Journal of Mountain Science, 2015, 12(3): 614-625. DOI: 10.1007/s11629-013-2959-z.
- [26] 张多纯,张幼宽. GSFLOW 在沙颍河流域地表水与地下水联合模拟的应用[J]. 水文地质工程地质, 2015, 42(2): 1-9. (ZHANG D C, ZHANG Y K. Application of GSFLOW to a coupled surface water and groundwater model for Shaying River basin[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2015, 42(2): 1-9. (in Chinese)) DOI: 10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.2015.02.01.
- [27] LUO Z L, ZUO Q T. Effect of human activity intensity on stream structure and connectivity in Shaying River basin, China[J]. Water Science & Technology: Water Supply, 2018(18): 754-766. DOI: 10.2166/ws.2017.122.

(下转第 128 页)

Scale of meteorological drought index suitable for characterizing agricultural drought:

A case study of Hunan Province

ZHUO Zhiyu¹, LONG Qiubo¹, BAI Peng²

(1. *Hunan Hydro and Power Design Institute, Changsha 410007, China;*

2. *Key Laboratory of Water Cycle and Related Land Surface Process,*

Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China)

Abstract: Standard Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI) is one of the most widely used meteorological drought indexes globally for drought monitoring. Determining the appropriate SPEI time scale is the premise of using SPEI for monitoring agricultural drought. Taken the latest national soil moisture reanalysis products as a reference, the most suitable SPEI time scale for characterizing agricultural drought in Hunan Province is determined based on maximum correlation analysis and then the spatial and temporal evolution characteristics of agricultural drought in Hunan Province from 1960 to 2014 is analyzed. The results showed that: the most suitable timescale of SPEI to characterize agricultural drought is SPEI6 in the whole province; the agricultural drought characterized by SPEI6 showed an insignificant decrease trend from 1960 to 2014 in the whole province, the frequency of moderate and severe droughts was 14.4% on average, and the frequency of severe and extreme droughts was 4.9% on average; in terms of seasonal distribution, moderate and severe droughts have the highest frequency in winter, followed by autumn; severe and extreme droughts also have the highest frequency in winter, followed by spring; regarding interdecadal variations, the frequency of agricultural drought in the whole province was highest in the 1960s and then continued to decrease, reaching the lowest value in the 1990s and rapidly increasing in the 2000s.

Key words: meteorological drought; agricultural drought; Hunan Province; drought assessment; climate change

(上接第 91 页)

Simulation of runoff process and variation characteristic in Shaying River basin

GAN Rong^{1,2}, CHEN Changzheng^{2,3}

(1. *The Joint Institute of Internet of Water and Digital Water Governance, Tsinghua Ningxia Yinchuan,*

Beijing 100084, China; 2. *School of Water Conservancy Engineering, Zhengzhou University, Zhengzhou 450001, China;*

3. *Henan Provincial Key Laboratory of Groundwater Pollution Prevention and Remediation, Zhengzhou 450001, China)*

Abstract: The groundwater recession curve in the Shaying River basin is fitted and compared by linear and nonlinear relationships. Based on the improved SWAT (soil and water assessment tool) model, the runoff process of the Shaying River basin was simulated, and the simulation effect was evaluated by the Nash Sutcliffe efficiency coefficient, percentage deviation, and determination coefficient. On this basis, the annual and interannual variation characteristics of the runoff process were analyzed. The results show that: the nonlinear fitting of the groundwater recession curve in the Shaying River basin was better than the linear fitting, and the simulation results of the model based on the nonlinear process were good; the surface runoff, the interflow, and the baseflow accounted for 55.5%, 25.4%, and 19.1% of the runoff, respectively, the runoff in winter was mainly supplied by the baseflow, the annual distribution of runoff was consistent with the change of precipitation, with obvious seasonal change and nonuniformity; the fluctuation of surface runoff and baseflow is consistent with the change of runoff, showing an upward trend, while the interflow shows a downward trend from 1961 to 2014.

Key words: runoff progress; surface runoff; baseflow; SWAT model; Shaying River