

Budyko-Fu 模型下气候季节性指标中 水热变化时相差的选取研究

常斐杨¹, 刘文兆^{1,2}, 周海香², 宁婷婷³

(1.西北农林科技大学水土保持研究所,陕西 杨凌 712100; 2.中国科学院水利部水土保持研究所,黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室,陕西 杨凌 712100; 3.中国科学院西北生态环境资源研究院,内陆河流域生态水文重点实验室,甘肃 兰州 730000)

摘要:流域水热耦合过程研究中, Budyko 理论近年来得到了广泛的应用, 其中又以傅抱璞公式(Budyko-Fu)比较著名。本研究在 Budyko-Fu 模型下, 对其控制性参数 ω 与 3 种气候季节性指标的关系分别进行了分析。3 种气候季节性指标包括 $SI1$ —考虑年内月降水量距平特征, $SI2$ —考虑用正弦曲线模拟降水量与潜在蒸散季节变化时各自的振幅差别特征, 以及 SAI —在 $SI2$ 的基础上进一步考虑降水量与潜在蒸散季节变化的相位差别。文章探讨了 SAI 指标计算中降水量与潜在蒸散季节相位取值年际变化与否的影响, 由此形成 $SAI1$ 和 $SAI2$ 两个指标; 随后比较了不同气候季节性指标在径流变化模拟中的应用效果。结果表明, 在流域尺度水热耦合年际过程分析中, 若气候季节性指标采用 $SAI2$, 即同一流域水热变化时相差由多年平均状况确定, 且年际间保持不变, 则效果较好; 由此季节性指标结合 NDVI 数据给出的参数 ω 半经验公式的决定系数 (R^2) 达到了 0.746。在此基础上应用 Budyko-Fu 公式, 流域年径流量的模拟精度显著提高。

关键词: Budyko-Fu 公式; 气候季节性指标; 水热变化时相位; 河川径流; 流域水量平衡

中图分类号: S162.1 **文献标志码:** A

Selection of time-phases of water and heat in climate seasonality indexes under Budyko-Fu model

CHANG Fei-yang¹, LIU Wen-zhao^{1,2}, ZHOU Hai-xiang², NING Ting-ting³

(1. Institute of Soil and Water Conservation, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi 712100, China;

2. Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on the Loess Plateau, Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Resources, Yangling, Shaanxi 712100, China;

3. Key Laboratory of Ecohydrology of Inland River Catchment, Northwest Institute of Ecology and Environmental Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou, Gansu 730000, China)

Abstract: Budyko models have been widely used in studying the catchment water-heat coupling process in recent years, among which Budyko-Fu model received greater attentions. Taking Jinghe River on the Loess Plateau as an example, the relationship between the controlling parameter, ω , in Budyko-Fu model and three climate seasonality indexes were analyzed in this study. The three climate seasonality indexes included $SI1$ —considering the monthly precipitation departure in a year, $SI2$ —considering the amplitude difference between seasonal variations of precipitation and potential evapotranspiration by sinusoidal simulation, and SAI —considering the time-phase differences between seasonal variations of precipitation and potential evapotranspiration on the basis of $SI2$. Then, the impact of time-phases change of both precipitation and potential evapotranspiration on the calculation of SAI was discussed, so there were two indexes, $SAI1$ and $SAI2$. Further, the effects of different climate seasonality indexes on streamflow simulation were compared. The results showed that in the analysis of catchment water-heat coupling process, the $SAI2$ performed well, in which the time-phases of water-heat seasonality were determined by the mean

annual precipitation and potential evapotranspiration and remained unchanged from year to year. The coefficient of determination (R^2) in the semi-empirical equation of ω given by SAI2 and NDVI was 0.746. The simulation accuracy of annual streamflow using this equation was also improved.

Keywords: Budyko-Fu equation; climate seasonality index; time-phase of water-heat; streamflow; catchment water balance

流域水量平衡、气候波动和植被变化是相互作用的,深入了解这种相互作用对于流域水量平衡过程分析非常重要^[1-2]。在这方面研究中,Budyko 理论^[3]得到了广泛应用,特别是其量化降水分配为蒸散和径流的比例关系的做法^[2,4]。Budyko 理论在发展过程中出现了不同形式的参变量,譬如 Budyko-Fu 公式^[5-6]中的参数 ω 和 Budyko-MCY 公式^[7-8]中的控制参数 n ,已发现这两个参数具有线性相关性^[8]。Yang 等^[9]选取了中国 108 个流域的多年平均实际蒸散发量、降水量及潜在蒸散发量数据,求出 Budyko 框架下各公式中的参数值,比较认为 Budyko-Fu 公式能较好地表达各流域水热耦合平衡关系特征。

Budyko-Fu 公式中影响参数 ω 的因素有地形^[10-12]、土壤特性^[1,13-14]、植被^[2,15-17]、土壤-植被平均蓄水能力^[1,17-18]、降水强度^[1]和气候的季节性^[1,4,13,19]等。对同一流域而言,在年际过程中,土壤特性和地形的变化很小,可以忽略,而植被的变化比较显见,其对控制参数的影响较为显著^[20]。杨汉波等^[19]在 Budyko 框架下,结合气候季节性指标与相对土壤入渗能力指标,提出了一个参数 ω 的表达式。Ning 等^[4]建立了参数 ω 与植被盖度及气候季节性指标间的一个表达式。Liu 等^[21]基于 Berghuijs 和 Woods^[22]的工作,在气候季节性指标中考虑水热变化的相位差的影响,取得了较好的结果。

本研究在 Budyko-Fu 框架下,对 3 种气候季节性指标进行对比,探讨气候季节性指标中水热变化时相差的选取方法,进而改进参数 ω 的半经验公式,说明在流域径流模拟计算中不同气候季节性指标的应用效果。

1 研究区域与方法

1.1 区域概况

泾河为渭河的第一大支流,居黄河中、上游地区,全长 455.1 km,流域面积 45 421 km² (106°14'~108°42'E,34°46'~37°19'N) (图 1),横跨宁夏、甘肃、陕西三省的部分地区。流域内地势东南低、西北高,可分为西南部山地林区、东南部山地河川区、中部黄土塬区和残塬区以及北部黄土丘陵区。泾河流域为典型的温带大陆性气候,地处半湿润气候向半干旱气候的

过渡区,多年平均气温为 8℃,多年平均降水量为 508 mm,干燥指数为 2.09。流域内地表植被稀疏,长期以来水土流失严重,生态环境脆弱。

1.2 数据来源

本研究选择泾河流域及其周边 18 个气象站点 1981-2011 年的气象资料来进行计算分析,主要包含:降水及计算潜在蒸散的空气温度、风速、相对湿度等。气象数据来源于中国气象数据网 (<http://data.cma.cn/>)。采用泰森多边形法来计算流域平均降水和潜在蒸散。1981-2011 年月径流量数据来源于张家山水文站(泾河流域出口控制站),其控制面积 43 216 km²。泾河流域径流年际变化过程如图 2 示。用 1981-2011 年 GIMMSNDVI3g 数据集(<https://>

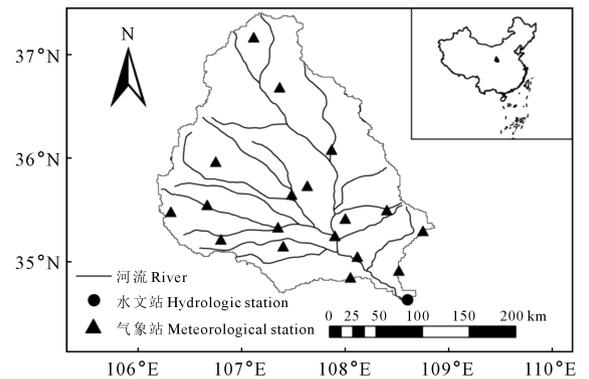


图 1 泾河流域水系及气象、水文站分布图

Fig.1 Water system, meteorological and hydrological stations in Jinghe River catchment

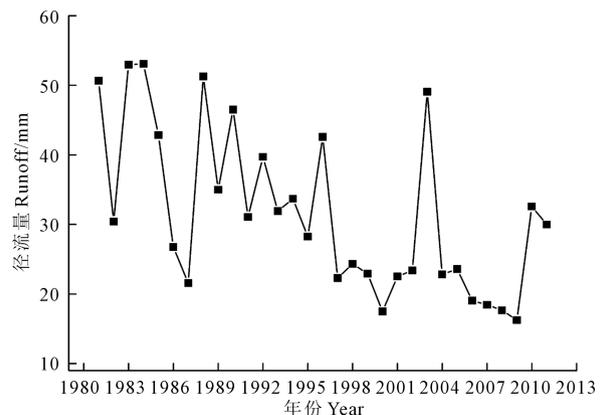


图 2 1981-2011 泾河流域径流年际变化过程

Fig.2 Inter-annual variation of stream flow in Jinghe River catchment during 1981-2011

//ecocast.arc.nasa.gov/data/pub/gimms) 中的 NDVI 来反映植被覆盖状况,空间分辨率为 8 km,时间分辨率为 15 d。

1.3 Budyko-Fu 公式中的控制参数

傅抱璞^[5]在 Budyko 假设的基础上,通过一系列的数学推导,给出了流域实际蒸散量的解析表达式:

$$\frac{ET}{ET_0} = 1 + \frac{P}{ET_0} - \left[1 + \left(\frac{P}{ET_0} \right)^\omega \right]^{\frac{1}{\omega}} \quad (1)$$

式中, ET 、 ET_0 和 P 分别为流域年实际蒸散量、年潜在蒸散量和年降水量。 ω 为体现除 P 、 ET_0 之外的其他因素影响的参变量。式中的变量均采用自然年计算。

式(1)中年实际蒸散量(ET)采用流域水量平衡公式计算:

$$ET = P - R - \Delta W \quad (2)$$

式中, R 和 ΔW 分别为流域年径流量和流域蓄水变化量(计算时段末与时段初之差)。长时间尺度上 ΔW 可以忽略,本文在年际尺度上近似取 $\Delta W = 0$ 。

式(1)中年潜在蒸散量(ET_0)采用 Penman 式计算^[23-24]:

$$ET_0 = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f(U_2) (e_s - e_a) \quad (3)$$

$$U_2 = U_z (2/Z)^{\frac{1}{7}} \quad (4)$$

$$f(U_2) = 0.26(1 + 0.54U_2) \quad (5)$$

式中, ET_0 为流域潜在蒸散量($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$); Δ 为饱和水汽压和气温曲线的斜率($\text{kPa} \cdot \text{C}^{-1}$); γ 为干湿表常数($\text{kPa} \cdot \text{C}^{-1}$); R_n 为净辐射($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$); G 为土壤热通量,在日尺度上假设为 0($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$); U_2 和 U_z 分别为高度 2 m 和高度 Z m 处的风速($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); Z 为实测风速高度(m),本文中为 10 m,这时 $U_2 = 0.795U_{10}$; e_s 和 e_a 分别为空气饱和水汽压与实际水汽压(kPa)。结合公式(1)、(2)、(3)反推出参数 ω 。

1.4 气候季节性指标

Walsh 和 Lawler^[25] 为了反映降水的季节性变化,提出了气候季节性指标 $SI1$:

$$SI1 = \frac{1}{\bar{P}} \sum_{i=1}^{12} |X_i - \bar{P}/12| \quad (6)$$

在 Walsh 和 Lawler 的工作中, $SI1$ 用于多年平均状况的降水季节变化分析,式中 X_i 为月平均降水量(mm); \bar{P} 为年平均降水量(mm)。Troch 等^[26] 曾在 Budyko 框架下分析流域水量平衡变化时,应用 $SI1$ 说明气候季节性的影响。

地球自转平面(赤道面)和公转平面(黄道面)夹角(黄赤交角)的存在使得太阳直射点在南北回归线间移动是气候季节性发生的根本驱动力。这种驱动力使得在赤道以外区域的多数气候因子都随太阳辐射呈现出正弦变化的规律。因此,Milly^[1] 假定的年内水分和能量的供应服从如下正弦分布:

$$P(t) = \bar{P} \left[1 + \delta_P \sin\left(\frac{2\pi}{\tau} \frac{t}{12}\right) \right] \quad (7-1)$$

$$ET_0(t) = \overline{ET_0} \left[1 + \delta_{ET_0} \sin\left(\frac{2\pi}{\tau} \frac{t}{12}\right) \right] \quad (7-2)$$

式中, τ 为变化周期,赤道以外取值 1,赤道取值 0.5; t 为时间,以月为单位,取 4 月为初始值 0,赤道以外单位月份弧度值为 $\pi/6$; \bar{P} 和 $\overline{ET_0}$ 分别为月平均降水量和月平均潜在蒸散量; δ_P 和 δ_{ET_0} 分别指相对于年内降水量和潜在蒸散量月均值的相对振幅,代表了二者在年内的变化幅度。将 $P(t)/\bar{P} - 1$ 和 $ET_0(t)/\overline{ET_0} - 1$ 分别与 $\sin[\pi t/(6\tau)]$ 拟合即可得到 δ_P 和 δ_{ET_0} 。

随后,Woods^[27] 将 P 和 ET_0 的差值进行无量纲化:

$$\frac{P(t) - ET_0(t)}{\bar{P}} = \left(1 - \frac{\overline{ET_0}}{\bar{P}} \right) + \left(\delta_P - \delta_{ET_0} \frac{\overline{ET_0}}{\bar{P}} \right) \times \sin\left(\frac{2\pi}{\tau} \frac{t}{12}\right) \quad (8)$$

并定义了气候季节性指标 $SI2$:

$$SI2 = |\delta_P - \delta_{ET_0} \phi| \quad (9)$$

式中, $\phi = \overline{ET_0}/\bar{P}$ 为干燥指数。 $SI2$ 定量反映了 P 和 ET_0 两者差值的季节波动大小, $SI2$ 越小说明 P 和 ET_0 的差值变化越小,最小值为 0。

Liu 等^[21] 参考了 Berghuijs 和 Woods^[22] 提出的年内降水相位(S_P)和潜在蒸散量相位(S_{ET_0})变化的概念(式(10-1)、(10-2)),在 Milly^[1] 和 Woods^[27] 提出的气候季节性指标 $SI2$ 的基础上,定义了气候季节性指标 SAI :

$$P(t) = \bar{P} \left[1 + \delta_P \sin\left(\frac{2\pi}{\tau} \frac{t - S_P}{12}\right) \right] \quad (10-1)$$

$$ET_0(t) = \overline{ET_0} \left[1 + \delta_{ET_0} \sin\left(\frac{2\pi}{\tau} \frac{t - S_{ET_0}}{12}\right) \right] \quad (10-2)$$

$$SAI = \left[\delta_P^2 - 2\delta_P \delta_{ET_0} \phi \cos\left(\frac{2\pi}{\tau} \frac{S_P - S_{ET_0}}{12}\right) + (\delta_{ET_0} \phi)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (11)$$

式中, S_P 与 S_{ET_0} 分别为年内月降水量与月潜在蒸散

量的时相位移,与式(7)对比可知,二者分别相当于月降水量与月潜在蒸散量取月平均值时的月份时间。本文在参考 Liu 等^[21]的方法的基础上,相位进一步计算到小数位,拟合时 S_p 与 S_{ET_0} 依次取 1.0, 1.2, 1.4, ..., 5.6, 5.8, 6.0 进行试算,取对应决定系数最高的 S_p 与 S_{ET_0} 作为时相位移值代入式(11)计算。

2 结果与讨论

2.1 现有 3 种气候季节性指标与参数 ω 的关系比较

以 SAI 表示按各年的降水与 ET_0 分别确定的相位差计算的 SAI 值。利用 30 年间泾河流域的潜在蒸散量和降水量数据计算得到气候季节性指标 $SI1$ 、 $SI2$ 以及 SAI , 3 种指标与 Budyko-Fu 公式参数 ω 的关系如图 3 所示。在逐年 $SI1$ 计算中,式(6)中的 P 、 X_i 分别取计算年份的年降水量与月降水量。 $SI1$ 、 $SI2$ 与参数 ω 均呈极显著相关 ($P < 0.01$)。其中,指标 $SI1$ 与参数 ω 呈极显著正相关,决定系数为 0.343; 指标 $SI2$ 与参数 ω 呈极显著负相关,决定系数为 0.508。指标 SAI 与参数 ω 呈显著相关关系 ($P < 0.05$), 决定系数为 0.206。

Walsh 和 Lawler^[25]认为降水的季节性主要表现在:(1)绝对季节性(干季与湿季);(2)相对季节性(无明显湿季);(3)年内最大降水量和最小降水量;(4)年内最大降水量和最小降水量持续时间;(5)年内降水量分布的变异性与稳定性。他们提出气候季节性指标 $SI1$ 来描述降水的季节性变化特征,但指标 $SI1$ 仅考虑到了年内降水量的季节性变化,忽略了潜在蒸散量的季节性变化。而后 Milly^[1]和 Woods^[27]提出的气候季节性指标 $SI2$ 同时考虑了年内降水量与潜在蒸散量的季节性变化,故指标 $SI2$ 对流域年内水热变化的描述比指标 $SI1$ 更准确。指

标 SAI 在指标 $SI2$ 的基础上考虑到了年内降水量与潜在蒸散量变化的不同步性,即雨热不同期,因此理论上相较于指标 $SI2$ 更准确,指标 SAI 与参数 ω 的关系应当更好。但在本研究中,逐年计算相位差得到的指标 SAI 与参数 ω 的相关性没有达到预期的效果。

2.2 年际变化过程中水热季节相位差的特点与正弦模拟

在年际尺度上计算指标 SAI 时,每年选取的降水量与潜在蒸散量相位,即 S_p 和 S_{ET_0} 都不同,但气象因子随时间是连续变化的。图 4 表示的是 1990-01~1992-12 连续 36 个月的月降水量变化情况。由多年平均情况确定时相进行正弦模拟时,任取连续 12 个月,其峰谷时相间距有正弦等距特点,相邻波峰与波谷间距均为 6 个月,相邻波峰与波峰间距均为 12 个月;但当时相不固定时,则不具有这一特点。例如从 1990 年波峰开始至 1992 年波峰,按自然年分别选取相位,相邻波峰与波谷的间距分别为 4.8 个月、6 个月、7.2 个月和 6 个月,相邻波峰与波峰的间距分别为 10.8 个月和 13.2 个月。确定时相位移数值过程中,如果每年的起始月份发生变化,则同样时间段会有不同的相位计算结果。例如非固定相位时,自然年下计算 1990、1991 和 1992 年月降水量的时相位移分别为 4.4、3.2 和 4.4,而若以上一年 9 月至当年 8 月为 1 个年份进行计算,则 1990-09~1991-08 和 1991-09~1992-08 的时相位移分别为 4 和 4.2(图 4)。因此,本文认为在相同流域用正弦函数模拟降水量与潜在蒸散量的变化趋势时,应由二者多年平均值确定其相位,逐年计算 SAI 时取固定相位差时整体效果较好。如果逐年分别计算相位,虽然各年的实测值与模拟值吻合较好,但年际过程上模拟的相位与实际的波动起伏会有较大差别,整体上不如采取多年平均状况固定相位的结果。

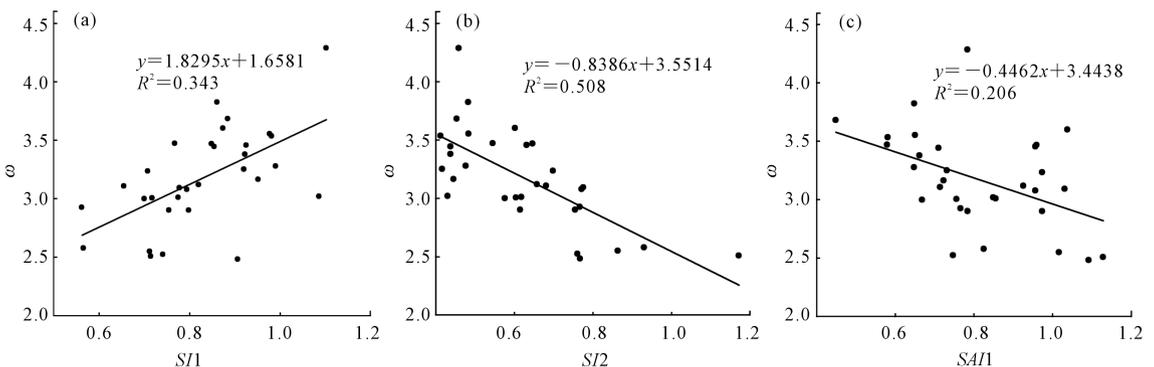


图 3 气候季节性指标与 Budyko-Fu 公式参数 ω 的关系

Fig.3 Relationships between climate seasonality indexes and parameter ω in Budyko-Fu equation

2.3 固定相位差时 SAI 的计算及其与控制参数 ω 的关系

根据对同一流域年际变化过程中水热季节变化相位差特点的分析,这里用降水量与潜在蒸散量的多年值确定其二者的时相位移,即 S_p 和 S_{ET_0} 值。随后以固定的 S_p 和 S_{ET_0} 值计算每年的 δ_p 和 δ_{ET_0} 值,最终计算逐年的 SAI 值,以 SAI2 表示。SAI2 与参数 ω 之间呈极显著相关,决定系数达到 0.626(图 5),相较于非固定相位的 SAI1 的决定系数 0.206 及不考虑相位差别的 SI2 的决定系数 0.508 有了较大的提高。说明利用正弦函数模拟相同流域降水量与潜在蒸散量的变化趋势时,采取固定相位较好,这样保证了任意连续时段上模拟曲线的正弦相位特点。

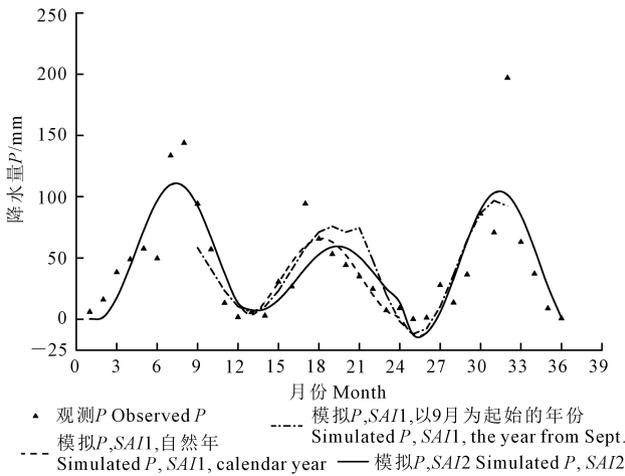


图 4 1990-1992 年泾河流域月降水量实测值与固定相位及非固定相位时正弦模拟值

Fig.4 Observation and sinusoidal simulation with fixed and unfixed phases of monthly precipitation in Jinghe River catchment during 1990-1992

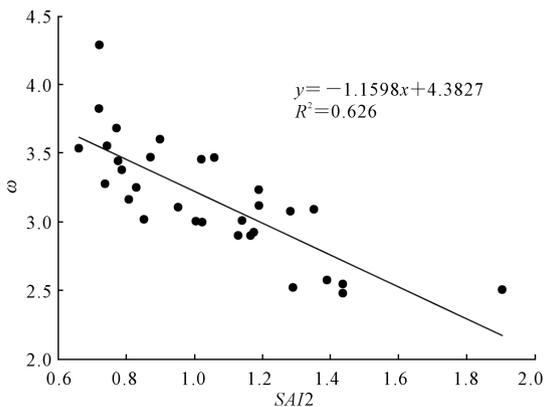


图 5 固定相位下气候季节性指标 (SAI2) 与 Budyko-Fu 公式参数 ω 的关系

Fig.5 Relationship between climate seasonality index (SAI2) with fixed phase and parameter ω in Budyko-Fu equation

2.4 Budyko-Fu 公式参数的半经验公式改进及其在流域径流年际变化模拟中的应用

参考 Ning 等^[4]给出的参数 ω 与植被盖度和气候季节性指标的半经验公式的一般形式,以 NDVI 直接表示植被覆盖度,以幂函数表示参数 ω 随 NDVI 指标的变化规律;考虑 SI2 取值特点,由指数函数表示参数 ω 随 SI2 指标的变化规律。通过回归分析求得 NDVI 及 SI2 与参数 ω 的半经验式(12),其决定系数达 0.658。

$$\omega = 1 + 8.559NDVI^{1.055} \times \exp(-0.407SI2) \quad (12)$$

用非固定相位计算的指标 SAI1 代替指标 SI2,则得到式(13)所示结果,其决定系数为 0.322;用固定相位差计算的指标 SAI2 代替指标 SI2,则得到式(14),其决定系数达到 0.746。式(14)相较于(12)和(13)两个式子,决定系数有了较大的提高,说明固定相位下指标 SAI2 比非固定相位下指标 SAI1 和指标 SI2 更能准确表达该流域气候季节性变化的影响。

$$\omega = 1 + 12.013NDVI^{1.346} \times \exp(-0.192SAI1) \quad (13)$$

$$\omega = 1 + 11.681NDVI^{0.994} \times \exp(-0.542SAI2) \quad (14)$$

考虑图 3(a) 中 ω 与 SAI1 的散点图特征,以幂函数形式表达 SAI1 对 ω 的影响,进而给出相应的 ω 的表达式如下,其决定系数为 0.485。

$$\omega = 1 + 11.953NDVI^{1.382} \times SAI1^{0.723} \quad (15)$$

通过公式(12)、(13)、(14)和(15)分别计算出参数 ω ,再结合 P 与 ET_0 通过 Budyko-Fu 公式计算出 4 个径流的年际序列,将其分别称为 R_{SI2} 、 R_{SAI1} 、 R_{SAI2} 和 R_{SAI1} ,比较其与实测径流系列(R_o)的差别,由表 1 给出比较结果的统计特征,包括平均值、极差、标准差和平均绝对误差,由于 1981 年 DNVI 数据缺失,表 1、表 2 只给出了 1982-2011 年的相关计算结果。

表 1 1982-2011 年 R_{SI2} 、 R_{SAI1} 、 R_{SAI2} 、 R_{SAI1} 与 R_o 的统计特征
Table 1 Statistical characteristics of R_{SI2} 、 R_{SAI1} 、 R_{SAI2} 、 R_{SAI1} and R_o in 1982-2011

统计特征值 Statistic	R_{SI2} /mm	R_{SAI1} /mm	R_{SAI2} /mm	R_{SAI1} /mm	R_o /mm
平均值 AVG	32.8	34.0	32.3	33.4	31.0
极差 R	65.22	85.23	58.25	60.25	36.85
标准差 SD	14.59	19.03	12.67	15.38	11.19
平均绝对误差 MAE	6.1	8.3	5.1	6.7	-

表2 2000年前后 R_{SI2} 、 R_{SAI1} 、 R_{SAI2} 、 R_{SI1} 与 R_o 的平均绝对误差对比

Table 2 Mean absolute errors of R_{SI2} , R_{SAI1} , R_{SAI2} and R_{SI1} with R_o before and after 2000

平均绝对误差 MAE	R_{SI2} /mm	R_{SAI1} /mm	R_{SAI2} /mm	R_{SI1} /mm
1982-1999	4.3	6.8	3.3	6.8
2000-2011	8.7	10.7	7.7	6.7

整体来看,4个气候季节性指标对流域径流年际变化的模拟效果以 $SAI2$ 表现较好,其径流模拟值的平均值、极差和标准差都最接近实测值,平均绝对误差最小。另外分析径流的年际变化趋势,发现2000年之前模拟径流与实测径流的吻合程度大体上都要高于2000年之后,只是在 $SI1$ 的模拟结果中两个阶段的误差大体相当。

$SI1$ 只考虑降水季节变化特征,突出了降水时间变异的影响,其用于径流模拟时在2000年前后误差大体保持一致,2000年后较其它指标的误差结果小,似乎隐含着降水时间分布的主导作用。另外2000年后整体模拟的误差较大,可能还有其它因素的影响。大规模的人类活动对下垫面的影响日益增加,泾河流域建设大量的淤地坝会减少流域径流量,增加实际蒸散量^[28]。平凉市政府于2000年开展了泾河河道生态综合治理工程^[29]。黄河水土保持生态工程砚瓦川(泾河二级支流)项目区,21世纪以来截至2010年,建设淤地坝10座,涝池120座,水窖3444眼,沟头防护117处,谷坊1957道^[30]。这些人类活动对下垫面状况造成了一定的影响,进而影响到流域的水量平衡过程。

3 结论

本研究在 Budyko-Fu 模型下,以泾河流域为例,对3种气候季节性指标($SI1$ 、 $SI2$ 、 SAI)做出对比,并对 SAI 指标中水热变化时相差的选取进行探讨,区别为 $SAI1$ 与 $SAI2$ 两个指标。结果表明,已有的3种气候季节性指标中,若流域降水量与潜在蒸散季节相位由多年平均状况确定,选取平均相位差,由此计算气候季节性指标 $SAI2$,其表现较好。由 $SAI2$ 和 NDVI 给出的参数 ω 的半经验公式的决定系数较高,将之用于 Budyko-Fu 模型中,能够提高流域年径流量的模拟精度,说明同一流域逐年计算指标 SAI 时采用多年平均相位差能够更加确切地描述流域的气候季节性特征。期望本研究能为流域水热耦合过程与水量平衡研究及流域节水管理提供参考。

参考文献:

- [1] Milly P C D. Climate, soil water storage, and the average annual water balance[J]. Water Resources Research, 1994, 30(7): 2143-2156.
- [2] Yang D, Shao W, Yeh P J F, et al. Impact of vegetation coverage on regional water balance in the nonhumid regions of China[J]. Water Resources Research, 2009, 45(7): W00A14.
- [3] Budyko M I. Climate and life[M]. New York: Academic Press, 1974.
- [4] Ning T, Li Z, Liu W. Vegetation dynamics and climate seasonality jointly control the interannual catchment water balance in the Loess Plateau under the Budyko framework[J]. Hydrology & Earth System Sciences, 2017, 21(3): 1-25.
- [5] 傅抱璞. 论陆面蒸发的计算[J]. 大气科学, 1981, 5(1): 23-31.
- [6] Zhang L, Hickel K, Dawes W R, et al. A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration[J]. Water Resources Research, 2004, 40(2): W02502.
- [7] Choudhury B J. Evaluation of an empirical equation for annual evaporation using field observations and results from a biophysical model[J]. Journal of Hydrology, 1999, 216(1-2): 99-110.
- [8] Yang H, Yang D, Lei Z, et al. New analytical derivation of the mean annual water-energy balance equation[J]. Water Resources Research, 2008, 44(3): W03410.
- [9] Yang D, Sun F, Liu Z, et al. Interpreting the complementary relationship in non-humid environments based on the Budyko and Penman hypotheses [J]. Geophysical Research Letters, 2006, 33(18): L18402.
- [10] Yang D, Sun F, Liu Z, et al. Analyzing spatial and temporal variability of annual water - energy balance in nonhumid regions of China using the Budyko hypothesis[J]. Water Resources Research, 2007, 43(4): 436-451.
- [11] Yang H, Qi J, Xu X, et al. The regional variation in climate elasticity and climate contribution to runoff across China[J]. Journal of Hydrology, 2014, 517: 607-616.
- [12] Yokoo Y, Sivapalan M, Oki T. Investigating the roles of climate seasonality and landscape characteristics on mean annual and monthly water balances[J]. Journal of Hydrology, 2008, 357(3-4): 255-269.
- [13] Potter N J, Zhang L, Milly P C D, et al. Effects of rainfall seasonality and soil moisture capacity on mean annual water balance for Australian catchments[J]. Water Resources Research, 2005, 41(6): 697.
- [14] Zhang L, Potter N, Hickel K, et al. Water balance modelling over variable time scales based on the Budyko framework — Model development and testing[J]. Journal of Hydrology, 2008, 360(1): 117-131.
- [15] Donohue R J, Roderick M L, Mcvicar T R. Can dynamic vegetation information improve the accuracy of Budyko's hydrological model? [J]. Journal of Hydrology, 2010, 390(1): 23-34.
- [16] Li D, Pan M, Cong Z, et al. Vegetation control on water and energy balance within the Budyko framework[J]. Water Resources Research, 2013, 49(2): 969-976.
- [17] Zhang L, Dawes W R, Walker G R. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale[J]. Water Resources Research, 2001, 37(3): 701-708.
- [18] Sankarasubramanian A, Vogel R M. Annual hydroclimatology of the United States [J]. Water Resources Research, 2002, 38(6): 19-1-

- 19-12.
- [19] 杨汉波,吕华芳,杨大文,等.水热同步性对流域水热耦合平衡的影响[J].水力发电学报,2012,31(4):54-59.
- [20] Xu X, Yang D, Yang H, et al. Attribution analysis based on the Budyko hypothesis for detecting the dominant cause of runoff decline in Haihe basin[J]. Journal of Hydrology, 2014, 510: 530-540.
- [21] Liu J, Zhang Q, Singh V P, et al. Hydrological effects of climate variability and vegetation dynamics on annual fluvial water balance in global large river basins[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2018, 22(7): 4047-4060.
- [22] Berghuijs W R, Woods R A. A simple framework to quantitatively describe monthly precipitation and temperature climatology[J]. International Journal of Climatology, 2016, 36(9): 3161-3174.
- [23] Penman H L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass [J]. Proceedings of the Royal Society of London, 1948, 193(1032): 120-145.
- [24] Brutsaert W. Hydrology[M]. New York: Cambridge University Press, 2005: 127-128.
- [25] Walsh R P D, Lawler D M. Rainfall seasonality spatial patterns and change through time[J]. Weather, 1981, 36: 201-208.
- [26] Troch P A, Carrillo G, Sivapalan M, et al. Climate-vegetation-soil interactions and long-term hydrologic partitioning: signatures of catchment co-evolution[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2013, 17(6): 2209-2217.
- [27] Woods R. The relative roles of climate, soil, vegetation and topography in determining seasonal and long-term catchment dynamics[J]. Advances in Water Resources, 2003, 26(3): 295-309.
- [28] 赵勇,何国华,李海红,等.基于 Choudhury-Yang 公式的泾河流域蒸散发归因分析[J/OL].南水北调与水利科技, 2019(1): 1-12 [2019-01-08]. <http://kns.cnki.net/kcms/detail/13.1334>.
- [29] 赵晨宇,王应祥,温珍珠,等.泾河平凉市区段径流量变化特征及其影响因素分析[J].水资源与水工程学报, 2017, 28(3): 36-41.
- [30] 王芸,刘文兆,李怀有,等.黄土高塬沟壑区砚瓦川流域水沙关系及其对流域治理的响应[J].自然资源学报, 2015, (8): 1403-1413.

(上接第 184 页)

- [4] 杜天庆,苗果园.豆科牧草根际土壤脲酶活性的研究[J].中国生态农业学报, 2007, 15(1): 25-27.
- [5] 李正,刘国顺,敬海霞,等.翻压绿肥对植烟土壤微生物量及酶活性的影响[J].草业学报, 2011, 20(3): 225-232.
- [6] 孙秀山,封海胜,万书波,等.连作花生田主要微生物类群与土壤酶活性变化及其交互作用[J].作物学报, 2001, 27(5): 617-621.
- [7] 张英英,蔡立群,武均,等.不同耕作措施下陇中黄土高原旱作农田土壤活性有机碳组分及其与酶活性间的关系[J].干旱地区农业研究, 2017, 35(1): 1-7.
- [8] 黄召存,陈娇,熊瑛,等.保护性耕作对蚕豆根际土壤微生物数量和酶活性的影响[J].干旱地区农业研究, 2018, 36(3): 79-85.
- [9] 田永强,曹之富,张雪艳,等.不同农艺措施下温室土壤酶活性的动态变化及其相关性分析[J].植物营养与肥料学报, 2009, 15(4): 857-864.
- [10] 关松荫.土壤酶及其研究法[M].北京:农业出版社, 1986: 274-329.
- [11] 鲍士旦.土壤农化分析[M].北京:中国农业出版社, 2005: 268-391.
- [12] 杨宁,邹冬生,杨满元,等.衡阳紫色土丘陵坡地不同植被恢复阶段土壤酶活性特征研究[J].植物营养与肥料学报, 2013, 19(6): 1516-1524.
- [13] 王启兰,王溪,王长庭,等.高寒矮蒿草甸土壤酶活性与土壤性质关系的研究[J].中国草地学报, 2010, 32(3): 50-54.
- [14] 舒蛟靖,陈奇伯,王艳霞,等.华山松人工林土壤酶活性与理化因子的通径分析[J].东北林业大学学报, 2014, 42(9): 125-128.
- [15] 宋九华,孟杰,曾羽,等.粗茎秦艽根茎品质与栽培土壤化学因子的相关性分析[J].植物资源与环境学报, 2014, 23(4): 75-82.
- [16] 王灿,王德建,孙瑞娟,等.长期不同施肥方式下土壤酶活性与肥力因素的相关性[J].生态环境, 2008, 17(2): 688-692.
- [17] 李秀玲,吕光辉,何雪芬.连作年限对土壤理化性质及酶活性的影响[J].干旱区资源与环境, 2012, 26(9): 93-98.
- [18] 王文锋,李春花,黄绍文,等.不同施肥模式对设施菜田土壤酶活性的影响[J].应用生态学报, 2016, 27(3): 873-882.
- [19] 剡斌.胡麻轮作模式对农田土壤养分、生物特性及作物产量的影响[D].兰州:甘肃农业大学, 2018.
- [20] Gurpreet S, Jalota S K, Yadvinder S. Manuring and residue management effects on physical properties of a soil under the rice-wheat system in Punjab, India[J]. Soil and Tillage Research, 2007, 94(1): 229-238.
- [21] 伏星舟.不同耕作方式对民勤夏玉米农田土壤呼吸及酶活性的影响[D].兰州:甘肃农业大学, 2018.
- [22] 安韶山,黄懿梅,刘梦云.宁南山区土壤酶活性特征及其与肥力因子的关系[J].中国生态农业学报, 2007, 15(5): 55-58.
- [23] 王俊华,尹睿,张华勇,等.长期定位施肥对农田土壤酶活性及其相关因素的影响[J].生态环境, 2007, 16(1): 191-196.
- [24] 冉启洋,吕光辉,魏雪峰,等.艾比湖自然保护区土壤酶活性及理化性质[J].干旱区研究, 2014, 31(4): 715-722.