

流域蒸散耗水率对气候和下垫面变异响应关系的稳定性研究^{*}

缪贝儿^{1,2}, 刘智勇^{1,2**}, 陈兴荣^{1,2}, 陈晓宏^{1,2}, 林凯荣^{1,2}, 涂新军^{1,2}

(1: 中山大学土木工程学院水资源与环境研究中心, 广州 510275)

(2: 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海), 珠海 519082)

摘要: 气候条件的变异和流域下垫面特征的改变是影响流域蒸散耗水的重要因素。本文聚焦于1900—2008年间全球83个典型流域数据, 基于Budyko水热耦合平衡方程, 探究100多年间不同条件下流域蒸散耗水率(AET/P)对气候和下垫面特征变异响应关系的稳定性。结果表明: ①从长时间尺度看, 大部分流域蒸散耗水率与气候干燥指数(PET/P)和流域特征参数(n 值)变异的响应关系呈现较强的时间稳定性。从短时间尺度而言, 半湿润流域内蒸散耗水率对干燥指数的响应系数 $\partial(AET/P)/\partial(PET/P)$ 在20世纪内持续降低。不同气候条件下蒸散耗水率对流域特征参数的响应系数 $\partial(AET/P)/\partial(n)$ 的变化差异显著。分不同下垫面特征来看, 低 n 值($n<2$)流域内 AET/P 对 n 值的变化更为敏感; ②气候条件(PET/P)是大多数湿润区内蒸散耗水率的主导因素, 在干旱与半干旱流域内, 下垫面特征参数(n 值)对 AET/P 贡献最大。在湿润区内, PET/P 对 AET/P 的贡献程度随时间小幅提升; 半湿润区内 PET/P 对 AET/P 的贡献度呈下降趋势。在低 n 值($n<2$; 流域持水能力较弱)流域内, n 值对 AET/P 的贡献更多。在高 n 值($n>2$; 流域持水能力较强)流域内, PET/P 是蒸散耗水主导因素, 且时间演变趋势较为稳定。基于2个变量对蒸散耗水率的相对贡献率, 将83个典型流域划分为下垫面主导区、气候-下垫面共同作用区、气候主导区; ③蒸散敏感性及其相关变量在1910—1920、1920—1930、1930—1940、2000—2008年等时间节点出现较明显的变异。

关键词: 蒸散耗水率; 水热平衡; 响应系数; 全球流域; 时间稳定性

Time stability in response of evapotranspiration ratio to variation in climate and watershed surface characteristics^{*}

Miao Bei'er^{1,2}, Liu Zhiyong^{1,2**}, Chen Xingrong^{1,2}, Chen Xiaohong^{1,2}, Lin Kairong^{1,2} & Tu Xinjun^{1,2}

(1: Center for Water Resources and Environment, School of Civil Engineering, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275, P.R.China)

(2: Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Zhuhai), Zhuhai 519082, P.R.China)

Abstract: Climate variability and changes in watershed surface characteristics are strongly affecting the watershed evapotranspiration associated with the water loss. Based on Budyko-based coupled water-energy balance model, this paper focused on the evapotranspiration ratio (i.e., the ratio of actual evapotranspiration to precipitation) in 83 typical basins worldwide during 1900–2008, exploring the time stability and scale effects in the response of evapotranspiration ratio to variation in climate and watershed surface characteristics. By analyzing relative contributions of each variable to evapotranspiration ratio at different time stages, time stability or variability of evapotranspiration response mode and its influencing mechanism were examined, respectively. The results indicated that: (1) At a long-term scale, there was a strong time stability in the response of evapotranspiration ratio to variation in aridity index (i.e., the ratio of potential evapotranspiration to precipitation) as well as watershed surface characteristics parameters (the n value) over most watersheds worldwide. Yet, from a perspective of short-term time scale, it was clear that the response coefficient of evapotranspiration ratio to aridity index in semi-humid watershed had been decreasing continuously in the past century. Variations of response coefficient of evapotranspiration ratio to watershed surface characteristics under different climatic

* 2022-05-31 收稿; 2022-09-16 收修改稿。

广东省自然科学基金项目(2023B1515020116)、国家自然科学基金项目(52179031)、国家重点研发计划项目(2021YFC3001000)和珠江人才计划团队项目(2019ZT08G090)联合资助。

** 通信作者; E-mail: liuzhiy25@mail.sysu.edu.cn。

conditions were significantly departing. According to various watershed surface characteristics of the basins, $AETs$ in low- n basins (i.e., whose n is lower than 2) were more sensitive to the changes of underlying surface conditions. (2) PET/P played a dominant role in evapotranspiration in most humid basins while n contributes most to AET/P in arid and semi-arid basins. Contributions of PET/P to AET/P increased slightly in humid regions while it showed a decline in semi-humid basins. In basins with low n values ($n < 2$), the contribution of n to AET/P was dominant. In high- n basins ($n > 2$), evapotranspiration was dominated by the PET/P . Based on relative contributions of two variables to water loss, 83 typical watersheds were divided into watershed-dominant areas, climate & watershed-coefficient areas and climate-dominant areas. (3) Between 1900 and 2008, global evapotranspiration sensitivity and its related variables showed obvious variations in some periods including 1910–1920, 1920–1930, 1930–1940 and 2000–2008. By seeking some universal laws globally, the results of the study can be helpful to manage water resources in river basins, especially to provide scientific reference for strategy on rational and effective vegetation and ecological restoration in basins with different climates and underlying surface conditions.

Keywords: evapotranspiration ratio; water-energy balance; response coefficient; global basins; time stability

在气候变化和人类活动的双重干扰下,流域水循环和水资源演变研究已引起国内外水文气象学者、流域管理者的广泛关注^[1-3]。作为水文过程与能量循环的重要环节^[4-6]、流域水热平衡联系的纽带^[7],蒸散发可能是水文循环中最复杂的要素之一^[8],同时受到气候和下垫面变异的强烈影响^[9-10]。对于流域而言,蒸散耗水是流域水分损失的主要因素,蒸散耗水率(AET/P)增加,必然会导致流域产水率(R/P)的降低。

已有大量研究表明气候状态的变异和流域下垫面特征的改变是影响流域蒸散耗水的重要因素。例如升温作用或太阳辐射增强会导致植被和水体有更多的蒸散发需求,进而导致流域径流量下降^[11]。此外,流域下垫面的改变如森林砍伐、植树造林等人类活动也必然引起流域整体蒸散发的变化,尤其是关于“植树造林与耗水或产水率的关系”一直是科学界争论的焦点^[12-16],也是水文学研究的重要问题^[17-24]。诸多学者认为植被增加必然增加流域的蒸散耗水,减少产水量,从而认为“大量植树造林会导致水资源的产水量降低”^[25]。而且在一些国家或地区的实践中,存在人工造林导致地下水位下降和水资源减少的案例。《自然》杂志中发表的研究^[26]甚至认为,在全球气候变暖的大环境下,中国西北部的植树造林行动在抵御沙漠扩展的同时,可能会进一步加剧水资源短缺的局面。但是,也有研究认为下垫面的改变对流域产水量影响较小或者变化不明显^[27-29]。

以上研究大多关注不同空间尺度和区域的研究,然而在时间尺度上,流域蒸散水分损失与气候和下垫面变异的响应关系是否在不同的时间阶段存在显著差异?换言之,在气候和流域下垫面特征条件以及流域蒸散耗水率等变量不断演变的同时,它们之间的响应关系在不同的时间阶段及不同时间尺度上是否也在不断变化,还是处于相对稳定的状态?此外,在自然环境变异和人类活动的双重作用下,各影响因素对流域蒸散耗水率的贡献程度是否在不同时间阶段发生了显著改变,即蒸散耗水率的驱动因素是否发生了变化?目前,有相关学者^[17,30]以蒸散耗水率 AET/P 和产水率 R/P 为研究对象,推导了 AET/P 或 R/P 对干燥指数 PET/P 、下垫面特征参数 n 两方面敏感性的公式,提供量化蒸散耗水率或径流产水率响应模式的研究框架。然而,既往的研究并没有从敏感性和各气候变量和下垫面变量本身的时间变异性考虑问题,而蒸散敏感性以及相关影响变量随时间演变是维持相对稳定,还是存在较强变异性,是一个值得探索的问题,也是本研究的重点所在。

本文以全球 83 个典型流域 1900—2008 年间的水文气象资料为研究对象,从流域蒸散耗水率及其影响因素(如气候和流域下垫面特征)本身的时间变异性出发,分析流域蒸散耗水率对气候和下垫面条件变化的响应关系的时间尺度效应,并探究不同时间阶段内各干扰因子对蒸散耗水率的相对贡献率,由此将 83 个流域分为下垫面主导区、下垫面-气候共同作用区、气候主导区;以期能寻找普遍共性的规律。为流域水资源管理,尤其是为不同气候和下垫面条件的流域实行合理有效的植被和生态恢复提供科学参考。

1 研究方法与数据来源

1.1 数据来源

本文所用数据源于 Jaramillo 等^[31]的研究,研究所涉及的流域概况见附表 I。其中流域年均径流量(R)

可在德国联邦水文局全球径流数据公开平台 https://www.bafg.de/CRDC/EN/Home/homepage_node.html 上获取。本次研究选取了1900—2008年全球除南极洲外六大洲合计83个流域的数据。上述各流域的网格降水 P 和潜在蒸散发 PET 数据来源于CRU TS3.10(Climatic Research Unit)数据集,并依照各流域边界求取空间平均值。实际蒸散发 AET 数据则通过水量平衡方程(即 $AET=P-R$)推求。为了探讨在长时间序列内蒸散耗水及其影响因素的变异性,本研究中数据按逐10年求一次均值,通过比较1900—2008年间11个连续时段内的变量均值,探讨蒸散耗水率相关变量及其响应关系的时间稳定性。

1.2 研究方法

1.2.1 计算流域特征参数 n 本文以Budyko水热耦合方程为研究框架^[32],描述流域的主要水循环过程及变量(如降水、蒸发、径流和下垫面特性)。我国科学家傅抱璞^[33]于1981年基于水量平衡和能量限制的基本原理,推导出了Fu水热耦合平衡方程,并考虑了下垫面特性,得到了广泛的应用^[17,34]。

$$\frac{AET}{P} = 1 + \frac{PET}{P} - \left[1 + \left(\frac{PET}{P} \right)^n \right]^{\frac{1}{n}} \quad (1)$$

在Fu方程中,用 n 参数表示流域下垫面特征。作为一个可变参数,流域特征参数在不同流域表征不同的要素,目前很多学者^[20-21,35]仍在进一步探索流域特征参数的物理意义。本文参考Zhou等^[17]提出的定义——流域特征参数 n 表示流域为蒸散发保留水分的能力,涵盖流域面积、坡度坡向、下垫面性质、植被覆盖及其他要素;更大的 n 值通常意味着更大、更持久的调蓄能力。本文选取傅抱璞模型估算流域特征参数 n 值,见式(1)。

1.2.2 划分全球典型流域 将全球83个流域划分为不同的类型,具体划分情况见附表I。其一,按照各流域在1900—2008年间的多年平均水文气象数据计算出对应的干燥指数(PET/P),进而划分出三类不同的气候区,参考中国科学院自然区划工作委员会的划分方法^[35],同时遵循样本尽可能均匀分类的原则,将干旱流域、半干旱流域合并为“干旱与半干旱区”,进而将83个流域划分为湿润区、半湿润区、干旱与半干旱区三类气候区。其二,根据各流域的流域特征参数 n ,参考Zhou等^[17]与周国逸^[36]指出“ $n=2$ ”可作为水文响应敏感性的重要临界值—— $n<2$ 的流域普遍呈现较低的持水能力,产水量对同一植被变化量的响应剧烈;而 $n>2$ 的流域持水能力更高,产水量对植被变化的响应相对不显著,本研究划分出低($n\leq 2$)、高($n>2$)两类下垫面特征区。采用两套流域区划标准能为研究气候和下垫面条件分别如何影响蒸散耗水率提供参考。

1.2.3 计算响应系数及其相对贡献率 响应系数在此指蒸散耗水率的变化量受其影响因子变化的影响程度,反映了 AET/P 对 $PET/P, n$ 的敏感性。基于在先前的研究工作中推导的响应系数方程,分别见公式(2)、(3),计算各流域蒸散耗水率对气候和下垫面特征的响应系数^[30]。

$$\frac{\partial(\frac{AET}{P})}{\partial(\frac{PET}{P})} = 1 - \left(1 + \left(\frac{PET}{P} \right)^n \right)^{\frac{1}{n}-1} \cdot \left(\frac{PET}{P} \right)^{\frac{1}{n}-1} \quad (2)$$

$$\frac{\partial(AET/P)}{\partial(n)} = - \left(1 + \left(\frac{PET}{P} \right)^n \right)^{\frac{1}{n}} \cdot \left(-\frac{1}{n^2} \ln \left(1 + \left(\frac{PET}{P} \right)^n \right) + \frac{1}{n} \cdot \left(\frac{PET}{P} \right)^n \cdot \frac{\ln \left(\frac{PET}{P} \right)}{1 + \left(\frac{PET}{P} \right)^n} \right) \quad (3)$$

按照公式(4)~(6)计算两个变量对蒸散耗水率的相对贡献率,由此进一步讨论流域的蒸散影响机制。

$$\theta = (\partial \frac{AET}{P} / \partial \frac{PET}{P}) / (\partial \frac{AET}{P} / \partial(n)) \quad (4)$$

$$RC_{PET/P} = \frac{100 |\theta|}{1 + |\theta|} \quad (5)$$

$$RC_n = \frac{100}{1 + |\theta|} \quad (6)$$

式(4)中 θ 表示气候和流域下垫面特征两个响应系数的相对比例,公式(5)和(6)中, $RC_{PET/P}, RC_n$ 分别表示流域气候、流域下垫面特征对蒸散耗水率的相对贡献率。

2 结果与分析

2.1 蒸散耗水率及其影响因子的时间稳定性分析

将数据分为 11 个时间序列,分别求出各时间段内各流域蒸散耗水率(AET/P)、干燥指数(PET/P)、流域特征参数(n)的 10 年均值,绘制出 11 个时段内各变量十年均值的梯级图。依照流域的多年干燥指数、下垫面特征水平划分出不同类型的流域,并分不同线型展示。

如图 1a 所示,就 PET/P 而言,整体上看,全球典型流域在 1900—2008 年间无明显的时间变化趋势;分气候类型来看,干旱与半干旱区呈现明显上升趋势,意味着干旱与半干旱流域变得更加干旱了;其中在 1920—1930、2000—2008 年两个时段,流域的 PET/P 十年均值较上一个十年增加了 0.3 以上。就流域特征参数 n 值而言,湿润流域总体呈现上升趋势,108 年间 n 值的十年均值增加了 0.31,其中 1920—1930 年间 n 值显著增加。对于半湿润流域,1900—1940 年间 n 的十年均值呈现连续下降趋势,1940 年后呈现波动中小幅上升趋势。干旱与半干旱流域的 n 值在 108 年间呈现持续上升的趋势,直至 2000—2008 年,干旱与半干旱流域内 n 的十年均值为 2.71,均高于湿润、半湿润流域的 n 值。至于 AET/P ,在湿润、干旱与半干旱流域内总体呈现小幅上升趋势,意味着随着时间的推移,这些流域内因蒸散发损耗的水量变多了。

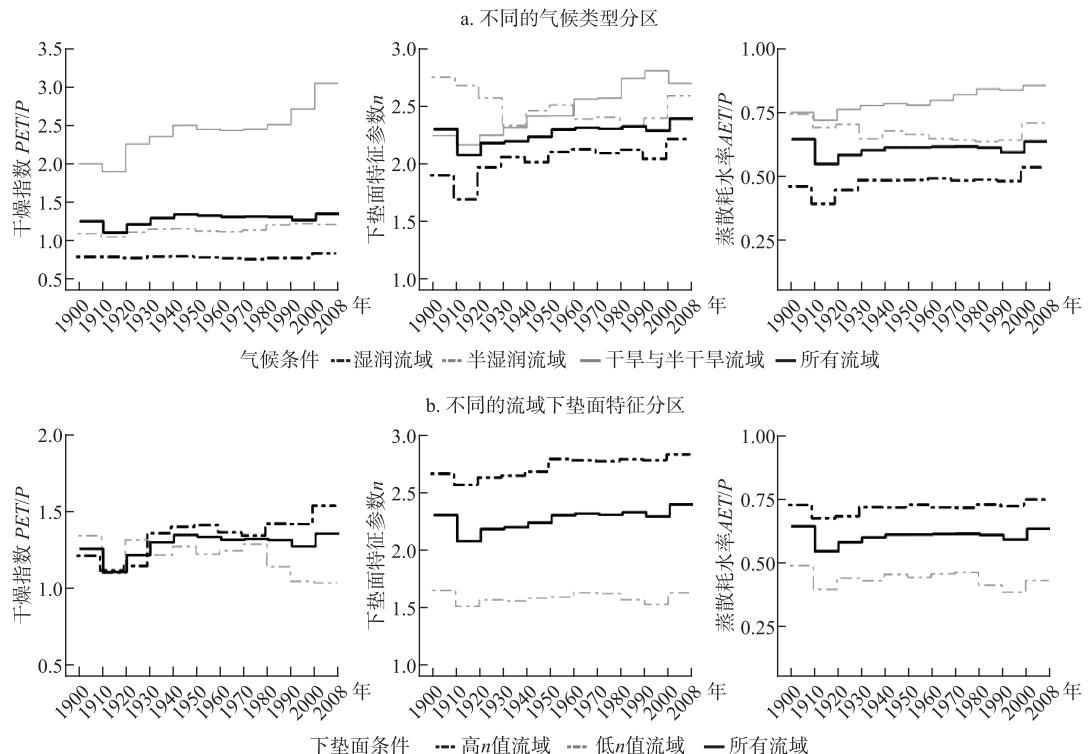


图 1 不同条件下蒸散耗水率及影响因子的时间变化趋势

Fig.1 Changes in evapotranspiration ratio and influencing factors under various conditions

由图 1b 知,不同下垫面特征条件下流域 PET/P 在 1980s 前大致呈现相似的波动趋势,在 1980s 后,高 n 值流域的 PET/P 呈持续上升趋势,低 n 值流域的 PET/P 持续降低,且二者的差距逐渐增大;高 n 值流域在 2000—2008 年间的 PET/P 均值为 1.57,远高于低 n 值流域的 1.04。就下垫面特征参数 n 而言,各类流域 n 值在 108 年内小幅上升,然而普遍在 1910—1920 年间出现明显下降,或与这一阶段经济社会发展带来的土地利用变化有关。高 n 值流域的蒸散耗水率明显高于低 n 值流域,说明高 n 值流域内因蒸散发而损耗的水量普遍更高。

2.2 不同时间尺度上响应系数的稳定性分析

2.2.1 长时间尺度的时间稳定性 首先从长时间尺度上展开研究,将整个时间序列分 1900—1950 年、1951—2008 年两段(主要考虑二战以后,工业化水平加快,人类活动及气候变化对于流域水文过程干扰的强度愈加明显),分析响应关系的稳定性或变异性。由图 2a 可以看出,随着流域干旱程度的增加,AET/P 对 PET/P 的响应系数依次减小。流域越湿润,AET/P 对 PET/P 越敏感。近几十年来,湿润区 AET/P 对 PET/P 的响应程度有小幅增加;其他两类气候区在两个时间阶段之间没有体现出明显的变化差异。值得一提的是,由于湿润区样本容量较大,流域个体间的水文响应差异较大。个别湿润流域的 $\partial(AET/P)/\partial(PET/P)$ 值较高,如南美洲的亚马逊河流域,且随着时间的推移,这些流域内 AET/P 对 PET/P 更加敏感了。对于 $\partial(AET/P)/\partial(n)$,不同气候区两个时间段之间的差异并不明显。

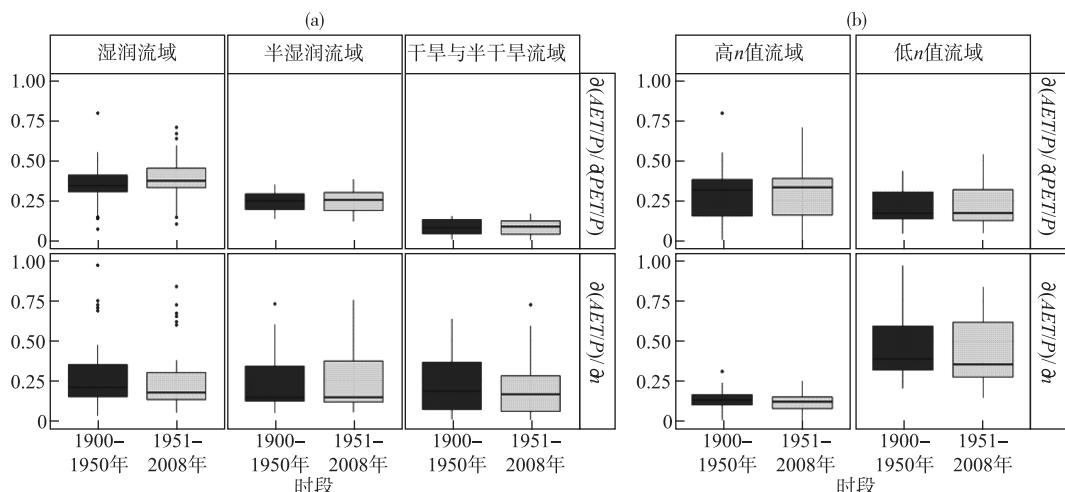


图 2 长时间尺度下的各流域类型区内蒸散耗水率响应系数变化(箱体上下边缘分别表示 75%、25%)

Fig.2 Evapotranspiration ratio response under various conditions at long-term time scale

(Boxplots show the 25th (lower edge) and 75th (upper edge) percentiles)

根据图 2b,在高 n 值流域,AET/P 对 PET/P 更敏感,如南美洲的奥里诺科河-亚马逊河流域,这些流域同时有着湿润的气候;与之对应,另外一些高 n 值却气候干旱的地区如澳大利亚的墨累-达令河流域,AET/P 对 PET/P 的变化却表现稳定。此外可发现,AET/P 对 n 的响应程度与流域本身 n 值有一定的负相关关系—— n 值越低,AET/P 对 n 值的变化越敏感,即 $\partial(AET/P)/\partial(n)$ 越高。

2.2.2 短时间尺度的时间稳定性 上述分两个时段无法微观体现响应系数的时间演变规律。图 3 以每十年为一个间隔窗口,展示了连续 11 个时段内各流域 $\partial(AET/P)/\partial(PET/P)$ 、 $\partial(AET/P)/\partial(n)$ 的十年均值,将流域分为三类气候类型、二类下垫面特征类型,分不同线型表示不同的流域条件。

由图 3a 可发现,在 20 世纪初,湿润、半湿润两类气候条件下流域的 $\partial(AET/P)/\partial(PET/P)$ 值相近,随后两类流域呈现明显的趋势分异。湿润流域的 $\partial(AET/P)/\partial(PET/P)$ 呈现波动小幅上升,半湿润流域则持续降低,至 2000—2008 年,湿润流域、半湿润流域的 $\partial(AET/P)/\partial(PET/P)$ 分别为 0.35、0.23。不同气候条件下的流域 AET/P 对 n 值的敏感性变化趋势差异较大:湿润区的 $\partial(AET/P)/\partial(n)$ 总体呈波动下降趋势,其中,在 1910—1920 年间大幅上升,随后在 1920—1930 年间又大幅下降;半湿润流域呈波动上升趋势,在 1930—1940 年间显著上升,2000—2008 年间经历大幅下降;干旱与半干旱区的 $\partial(AET/P)/\partial(n)$ 在 1920s 后持续降低。值得一提的是,1900—1910 年间三类气候条件下流域 $\partial(AET/P)/\partial(n)$ 差异较大,湿润区的 $\partial(AET/P)/\partial(n)$ 十年均值为 0.35,而最低的半湿润区仅为 0.13;到 2000—2008 年间,三类气候类型下的 $\partial(AET/P)/\partial(n)$ 均值差距缩小,说明近年来不同气候条件下的流域 AET/P 对 n 的响应系数有接近趋势。

根据图 3b,高 n 值流域 $\partial(AET/P)/\partial(PET/P)$ 变化趋势不明显,低 n 值流域持续小幅上升,由 20 世纪初

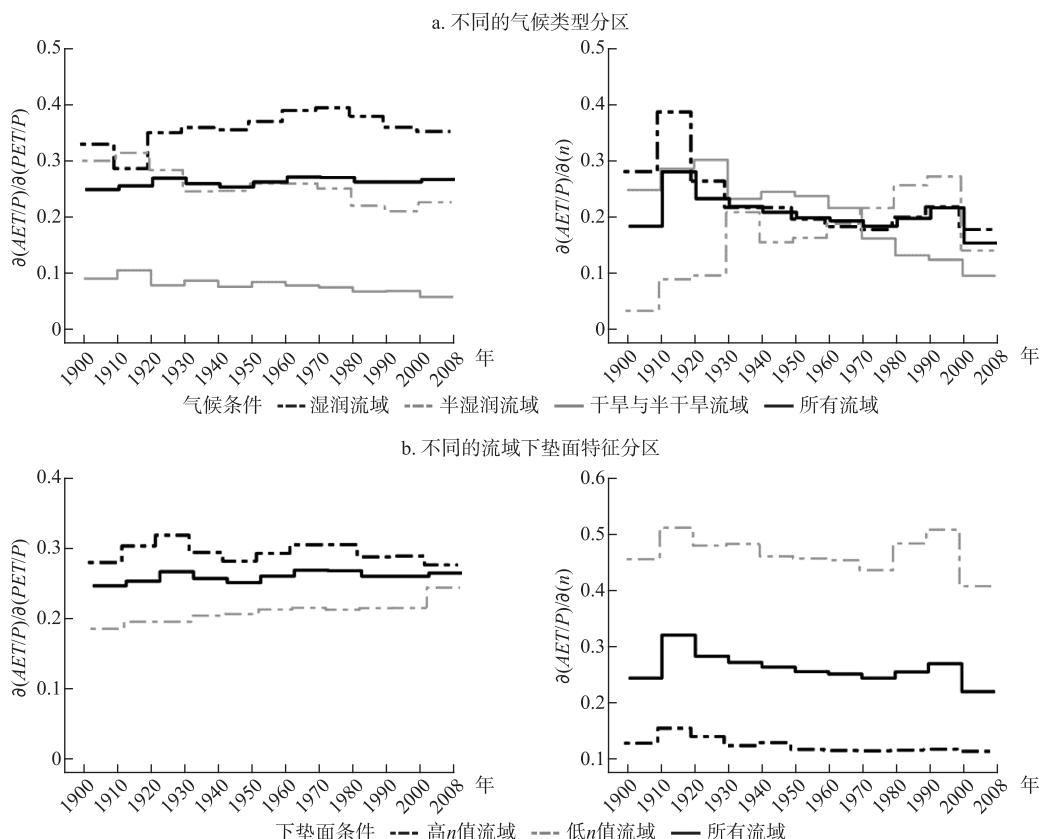


图 3 短时间尺度下的各流域类型区内蒸散耗水率响应系数变化

Fig.3 Evapotranspiration ratio response under various conditions at short-term time scale

的 0.19 升至 21 世纪初的 0.25。就 $\partial(AET/P)/\partial(n)$ 而言, 高 n 值流域与低 n 值流域呈现较显著的水平差异与趋势差异。高 n 值流域 AET/P 对 n 的响应系数分布在 0.12~0.16, 在过去的 108 年内较稳定; 低 n 值流域远高于前者, 大约在 0.41~0.52, 且波动较明显, 说明低 n 值流域 AET/P 对 n 的变化更为敏感, 尤其在 2000—2008 年间, 低 n 值流域的 $\partial(AET/P)/\partial(n)$ 下降明显。

Zhou 等^[17]指出, 流域自身 n 值较低时(例如植被稀疏、受人为干扰程度大的土地类型、较小的流域面积、贫瘠的土壤), n 值变化会引起更剧烈的水文响应。且 n 值大于 2.0 的流域(包括南美洲、非洲、澳大利亚及欧洲大部分流域)普遍呈现出对 n 值很低的响应程度($\partial(AET/P)/\partial(n) < 0.2$), 反映 AET/P 对 n 值的敏感性很大程度上取决于 n 值的高低。流域的高 n 值令 AET/P 对 n 的变化更加稳定, 即下垫面特征一定程度的变化不会对蒸散发造成很大的影响。这种看似“更高的稳定性”是相对的, 并不意味改变下垫面条件的人类活动不会为蒸散过程带来负面影响。在过去的几十年内, 工业化的迅速发展伴随着土地结构的改变、森林覆盖率的降低、人为干预自然水体等影响。这些因素的耦合作用降低了流域下垫面特征参数 n 值; 从长时间尺度来看, 改变土地覆盖、毁林开荒、生物化石燃料、兴建水利设施等干涉了自然因素(如降水、温度、辐射和风), 进而改变流域水循环、影响蒸散发。一些流域 AET/P 对 n 值的变化越来越敏感, 如因建设大量水库的科罗拉多河流域^[37]、土地利用格局巨变的默兹河流域^[38]。

2.3 蒸散耗水率的贡献因素分析

大量研究表明, 下垫面特征及气候条件共同影响着流域蒸散过程^[39]。根据 PET/P 划分 83 个流域, 得到不同气候条件下 PET/P 、 n 值分别对流域 AET/P 的贡献情况, 如图 4a 所示。 PET/P 是大多数湿润区内

AET/P 变异的主导因素, 在 1920—1929 年间 PET/P 的贡献率明显下降。 PET/P 曾是半湿润区内蒸散耗水的主导因素, 自 1930—1939 年以来, n 值的贡献率大大提高, 直至近些年与 PET/P 的贡献率相近。在干旱与半干旱流域内, n 值对 AET/P 的年均贡献率皆超过 75%。在湿润区内, PET/P 对 AET/P 的贡献程度随时间小幅提升; 半湿润区内 PET/P 对 AET/P 的贡献率呈现下降趋势; 而干旱与半干旱区内蒸散耗水贡献模式无明显变化趋势。

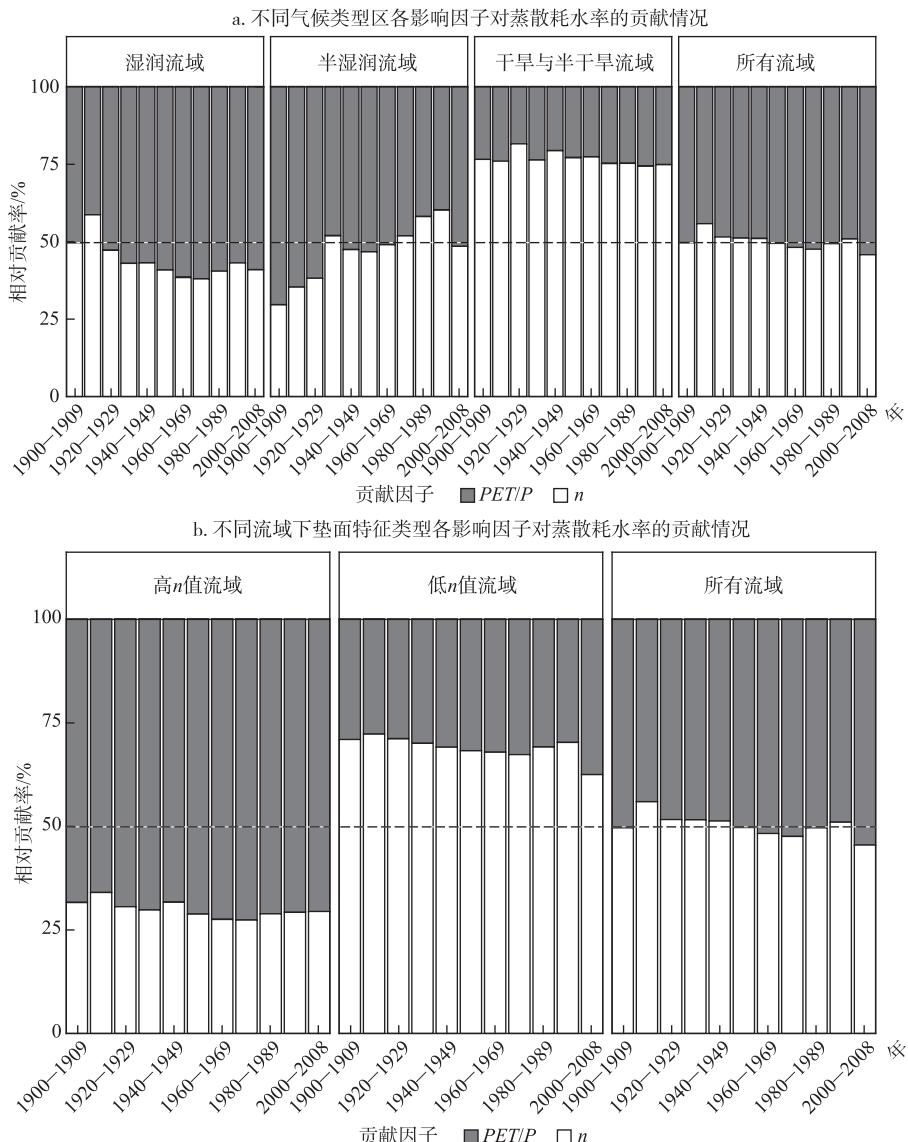


图 4 影响因子对蒸散耗水率的贡献程度

Fig.4 Contributions of influencing factors to evapotranspiration ratio

根据 n 值流域下垫面特征类型, 进一步分析 PET/P 、 n 对 AET/P 的相对贡献率(图 4b), 发现不同条件下两种因素对 AET/P 的影响差异显著。在低 n 值流域内, n 值对 AET/P 的贡献占主导地位。在高 n 值流域内, 气候条件(PET/P)是蒸散耗水的主导因素。相比不同气候条件下蒸散贡献率存在的明显时间变异性, 按 n 值分类的流域蒸散贡献率无明显的时间差异。

3 讨论

3.1 蒸散耗水作用机制的时间变异性

蒸散耗水率与气候和下垫面特征变化响应关系的时间稳定性存在一定尺度效应。从长时间尺度看,大部分流域蒸散耗水率与气候和流域特征变异的响应关系呈现较强的时间稳定性;由短时间尺度分析则发现较大差异。分气候类型来看,半湿润流域的蒸散耗水率对气候的响应系数 $\partial(AET/P)/\partial(PET/P)$ 在20世纪持续降低,存在较强的波动性。不同气候条件下流域AET/P对n值的敏感性变化差异较大。湿润区内 $\partial(AET/P)/\partial(n)$ 呈波动下降趋势,与此同时湿润流域的下垫面特征值n呈上升趋势;半湿润区内 $\partial(AET/P)/\partial(n)$ 呈波动上升,近年来各类气候条件下流域的 $\partial(AET/P)/\partial(n)$ 水平趋近。分下垫面特征来看,低n值流域内AET对n的变化更为敏感,尤其在2000—2008年间流域 $\partial(AET/P)/\partial(n)$ 下降明显。通过分析蒸散耗水率贡献机制的时间演变规律发现,在湿润区内,ET/P对AET/P的贡献程度随时间小幅提升;半湿润区内PET/P对AET/P的贡献率呈现降低趋势;而干旱与半干旱区内蒸散耗水贡献模式无明显趋势。而按下垫面特征值分类的流域蒸散贡献率无直观的时间差异,说明蒸散贡献模式的时间变异性或与气候变化有更密切的关系。

通过上述分析,发现几个重要的时间段:①1910—1920年间,各类流域n值普遍下降明显;湿润区 $\partial(AET/P)/\partial(n)$ 大幅上升。②1920—1930年间,干旱与半干旱流域PET/P上升明显;湿润区n值大幅上升, $\partial(AET/P)/\partial(n)$ 大幅下降。③1930—1940年间,半湿润流域 $\partial(AET/P)/\partial(n)$ 大幅上升。④2000—2008年间,干旱与半干旱流域的PET/P、半湿润流域 $\partial(AET/P)/\partial(n)$ 皆出现大幅下降。为何不同流域内蒸散耗水率及其影响因素、响应系数在这些时间节点出现上述变异,以及不同变量的变异趋势是否存在某种关联,尚有待在未来的研究中进一步探索。

3.2 全球典型流域蒸散耗水率主导因素空间格局

基于各流域内两个变量对AET/P的相对贡献率,将全球83个典型流域划分为流域下垫面特征主导区($RC_{PET/P} \leq 40\%$ 或 $RC_n > 60\%$)、气候-下垫面共同作用区($40\% < RC_{PET/P} \leq 60\%$)、气候主导区($RC_{PET/P} > 40\%$ 或 $RC_n \leq 60\%$),上述3类流域个数占流域总数的比例分别为30.12%、22.89%、46.99%(图5)。气候主导区主要分布在赤道附近气候湿热的亚马逊河、巴拉那河流域,以及一些气候温和的欧洲流域,这些地区的n值都比较高,往往有着较高的植被覆盖率、丰富的植被类型(涵盖常绿阔叶林、针叶林及混生林)、下渗力较强的土壤条件。东亚的长江-湄公河、北美洲的密西西比河、澳大利亚的墨累-达令河流域等被归纳为气候-下垫面共同作用区。下垫面主导区分散在印度半岛的戈达瓦里河流域、以尼格尔河流域为代表的非洲干旱地区、北美洲的里奥-格兰德河流域、西亚的阿姆-锡兰河流域、亚欧大陆北部地区。除北欧斯堪的纳维亚半岛、西伯利亚平原等地外,其他流域都特别干旱且n值较高。这与Zhou等^[17]提出的“当流域特征值 $n > 2.0$ 时,干湿条件可能引起更剧烈的水文响应”观点相契合。此外,通过对比全球蒸散耗水率分布,发现流域主导区的AET/P普遍较高。由此推测,在过去的几十年内,人类活动对流域特征的影响可能引起了某些流域内剧烈的水文响应。

4 结论

本文基于先前提出的Budyko蒸散响应研究框架^[30],引入时间稳定性/变异性思想,并依照干燥指数、下垫面特征参数两类指标对全球83个典型流域进行分类,从不同的时间尺度出发,分析流域蒸散耗水率对气候和下垫面条件变化响应关系的时间尺度效应,并探究不同时间阶段内各干扰因子对蒸散耗水率的贡献机制,以期为不同气候和下垫面条件的流域实行合理有效的植被和生态恢复以及制定水资源管理提供科学参考。主要结论如下:

- 1) 蒸散耗水率与气候和流域特征变化响应关系的时间稳定性及尺度效应:从长时间尺度看,总体而言,大部分流域蒸散耗水率与气候和流域特征变异的响应关系呈现较强的时间稳定性。然而从短时间尺度分析发现,不同气候、下垫面类型的流域蒸散耗水敏感性呈现不同的波动特征。
- 2) 蒸散耗水率贡献机制分析:PET/P是大多数湿润区蒸散耗水率AET/P变异的主导因素。在干旱与

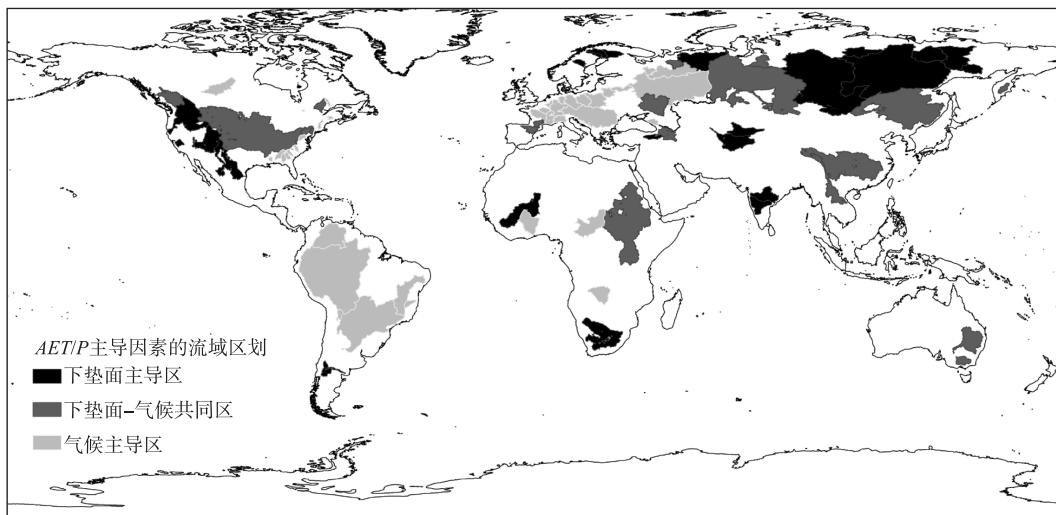


图 5 根据蒸散耗水率主导因素划分全球流域

Fig.5 Watershed regionalization based on dominant factors of water loss

半干旱流域内, n 对 AET/P 的贡献占绝对优势。在低 n 值流域内, n 对 AET/P 的贡献占主导地位。在高 n 值流域内, PET/P 是主导因素。基于两个变量对 AET/P 的相对贡献率, 可以识别全球 83 个典型流域的主要贡献因素及空间分布格局, 归纳出下垫面主导区、气候-下垫面共同作用区、气候主导区。

3) 全球不同类型的流域内蒸散耗水率影响因素及其敏感系数在 1910—1920、1920—1930、1930—1940、2000—2008 年间等时间节点出现明显变异, 其具体原因及内在联系尚有待在未来的研究中进一步探索。

5 附录

附表 I 见电子版(DOI: 10.18307/2023.0442)。

6 参考文献

- [1] Barnett TP, Adam JC, Lettenmaier DP. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 2005, **438**(7066): 303-309. DOI: 10.1038/nature04141.
- [2] Mo XG, Hu S, Lin Z et al. Impacts of climate change on agricultural water resources and adaptation on the North China Plain. *Advances in Climate Change Research*, 2017, **8**(2): 93-98. DOI: 10.1016/j.accre.2017.05.007.
- [3] Liu JY, Zhang Q, Chen X et al. Quantitative evaluations of human- and climate-induced impacts on hydrological processes of China. *Acta Geographica Sinica*, 2016, **71**(11): 1875-1885. [刘剑宇, 张强, 陈喜等. 气候变化和人类活动对中国地表水文过程影响定量研究. 地理学报, 2016, **71**(11): 1875-1885.]
- [4] Jansen E, Overpeck J, Briffa K et al. The physical science basis. Cambridge:Cambridge University Press, 2007.
- [5] Dong SY, Gao XJ. Long-term climate change: Interpretation of IPCC fifth assessment report. *Progressus Inquisitiones de Mutatione Climatis*, 2014, **10**(1): 56-59. [董思言, 高学杰. 长期气候变化——IPCC 第五次评估报告解读. 气候变化研究进展, 2014, **10**(1): 56-59.]
- [6] 宁婷婷. Budyko 框架下黄土高原流域蒸散时空变化及其归因分析. 北京: 中国科学院教育部水土保持与生态环境研究中心, 2017.
- [7] Liu CM, Zhang D. Temporal and spatial change analysis of the sensitivity of potential evapotranspiration to meteorological influencing factors in China. *Acta Geographica Sinica*, 2011, **66**(5): 579-588. [刘昌明, 张丹. 中国地表潜在蒸散发敏感性的时空变化特征分析. 地理学报, 2011, **66**(5): 579-588.]
- [8] Xu CY, Singh VP. Evaluation of three complementary relationship evapotranspiration models by water balance approach to estimate actual regional evapotranspiration in different climatic regions. *Journal of Hydrology*, 2005, **308**(1/2/3/4): 105-121. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2004.10.024.
- [9] Stoy PC, Katul GG, Siqueira MBS et al. Separating the effects of climate and vegetation on evapotranspiration along a successional chronosequence in the southeastern US. *Global Change Biology*, 2006, **12**(11): 2115-2135. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2006.01244.x.

- [10] Liu Y, Zhou MC, Chen ZJ et al. Sensitivity of the potential evapotranspiration to climate and vegetation in Hanjiang River Basin based on S-W Model. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 2013, **29**(10): 92-100, 294. [刘远, 周买春, 陈芷菁等. 基于S-W模型的韩江流域潜在蒸散发的气候和植被敏感性. *农业工程学报*, 2013, **29**(10): 92-100, 294.]
- [11] Zhang Q, Liu J, Singh VP et al. Hydrological responses to climatic changes in the Yellow River Basin, China: Climatic elasticity and streamflow prediction. *Journal of Hydrology*, 2017, **554**: 635-645. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2017.09.040.
- [12] Xu XL, Li YL, Tan ZQ et al. Water fluxes in the groundwater-soil-plant-atmosphere continuum and water sources of typical wetland vegetation communities in Poyang Lake. *J Lake Sci*, 2018, **30**(5): 1351-1367. DOI: 10.18307/2018.0517. [许秀丽, 李云良, 谭志强等. 鄱阳湖湿地典型植被群落地下水-土壤-植被-大气系统界面水分通量及水源组成. *湖泊科学*, 2018, **30**(5): 1351-1367.]
- [13] Liu SR, Chang JG, Sun PS. Forest hydrology: Forest and water in a context of global change. *Chinese Journal of Plant Ecology*, 2007, **31**(5): 753-756. [刘世荣, 常建国, 孙鹏森. 森林水文学: 全球变化背景下的森林与水的关系. *植物生态学报*, 2007, **31**(5): 753-756.]
- [14] Yang DW, Shao WW, Yeh PJF et al. Impact of vegetation coverage on regional water balance in the nonhumid regions of China. *Water Resources Research*, 2009, **45**(7): W00A14. DOI: 10.1029/2008WR006948.
- [15] Zan CJ, Huang Y, Li JL et al. Analysis of water balance in Aral Sea and the influencing factors from 1990 to 2019. *J Lake Sci*, 2021, **33**(4): 1265-1275. DOI: 10.18307/2021.0426. [昝婵娟, 黄粤, 李均力等. 1990—2019年咸海水量平衡及其影响因素分析. *湖泊科学*, 2021, **33**(4): 1265-1275.]
- [16] Li D, Pan M, Cong ZT et al. Vegetation control on water and energy balance within the Budyko framework. *Water Resources Research*, 2013, **49**(2): 969-976. DOI: 10.1002/wrcr.20107.
- [17] Zhou GY, Wei XH, Chen XZ et al. Global pattern for the effect of climate and land cover on water yield. *Nature Communications*, 2015, **6**: 5918. DOI: 10.1038/ncomms6918.
- [18] Tan YJ, Yu YZ, Ding JN et al. Control effects of Lake Poyang hydrological process on the wetland biology. *J Lake Sci*, 2015, **27**(6): 997-1003. DOI: 10.18307/2015.0602. [谭胤静, 于一尊, 丁建南等. 鄱阳湖水文过程对湿地生物的节制作用. *湖泊科学*, 2015, **27**(6): 997-1003.]
- [19] Chen YN. Impacts of climate change on the water cycle mechanism and water resources security in the arid region of northwest China. *China Basic Science*, 2015, **17**(2): 15-21, 2. [陈亚宁. 气候变化对西北干旱区水循环影响机理与水资源安全研究. *中国基础科学*, 2015, **17**(2): 15-21, 2.]
- [20] Milly PCD. An analytic solution of the stochastic storage problem applicable to soil water. *Water Resources Research*, 1993, **29**(11): 3755-3758. DOI: 10.1029/93WR01934.
- [21] Williams CA, Reichstein M, Buchmann N et al. Climate and vegetation controls on the surface water balance: Synthesis of evapotranspiration measured across a global network of flux towers. *Water Resources Research*, 2012, **48**(6): W06523. DOI: 10.1029/2011WR011586.
- [22] Han SJ, Hu HP, Tian FQ. Annual evapotranspiration in oases of the Tarim Basin based on a coupled waterenergy balance. *Journal of Tsinghua University: Science and Technology*, 2008, **48**(12): 2070-2073. [韩松俊, 胡和平, 田富强. 基于水热耦合平衡的塔里木盆地绿洲的年蒸散发. *清华大学学报: 自然科学版*, 2008, **48**(12): 2070-2073.]
- [23] Lang Y, Liu N, Liu SR. Changes in soil erosion and its driving factors under climate change and land use scenarios in Sichuan-Yunnan-Lesser Plateau region and the Southern Hilly Mountain Belt, China. *Acta Ecologica Sinica*, 2021, **41**(13): 5106-5117. DOI: 10.5846/stxb202101310341. [郎燕, 刘宁, 刘世荣. 气候和土地利用变化影响下生态屏障带水土流失趋势研究. *生态学报*, 2021, **41**(13): 5106-5117.]
- [24] Yin JB, Gentile P, Zhou S et al. Large increase in global storm runoff extremes driven by climate and anthropogenic changes. *Nature Communications*, 2018, **9**: 4389. DOI: 10.1038/s41467-018-06765-2.
- [25] Zeng ZZ, Peng LQ, Piao SL et al. Response of terrestrial evapotranspiration to earth's greening. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 2018, **33**: 9-25. DOI: 10.1016/j.cosust.2018.03.001.
- [26] Zastrow M. China's tree-planting drive could falter in a warming world. *Nature*, 2019, **573**(7775): 474-475. DOI: 10.1038/d41586-019-02789-w.
- [27] Liu XY, Liu CM, Yang ST et al. Influences of shrubs-herbs-Arbor vegetation coverage on the runoff based on the remote sensing data in Lesser Plateau. *Acta Geographica Sinica*, 2014, **69**(11): 1595-1603. [刘晓燕, 刘昌明, 杨胜天等. 基于遥感的黄土高原林草植被变化对河川径流的影响分析. *地理学报*, 2014, **69**(11): 1595-1603.]
- [28] Zhang SL, Yang HB, Yang DW et al. Quantifying the effect of vegetation change on the regional water balance within the Budyko framework. *Geophysical Research Letters*, 2016, **43**(3): 1140-1148. DOI: 10.1002/2015GL066952.
- [29] Liu JY, Zhang Q, Singh VP et al. Hydrological effects of climate variability and vegetation dynamics on annual fluvial water balance in global large river basins. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2018, **22**(7): 4047-4060. DOI: 10.5194/hess-22-4047-2018.
- [30] Liu ZY, Cheng LY, Zhou GY et al. Global response of evapotranspiration ratio to climate conditions and watershed characteristics in a changing environment. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2020, **125**(7): e2020JD032371. DOI: 10.1029/2020JD032371.

- [31] Jaramillo F, Destouni G. Local flow regulation and irrigation raise global human water consumption and footprint. *Science*, 2015, **350**(6265): 1248-1251. DOI: 10.1126/science.aad1010.
- [32] Budyko MI. The heat balance of the earth's surface. *Soviet Geography*, 1961, **2**(4): 3-13. DOI: 10.1080/00385417.1961.10770761.
- [33] 傅抱璞. 论陆面蒸发的计算. 大气科学, 1981, **5**(1): 23-31.
- [34] Zhang L, Hickel K, Dawes WR et al. A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration. *Water Resources Research*, 2004, **40**(2): W02502. DOI: 10.1029/2003WR002710.
- [35] Chen JW, Zhang YX. Discussion on relation between humidity index and aridity degree. *Journal of Desert Research*, 1996, **16**(1): 79-82.
[陈建伟, 张煜星. 湿润指数与干燥度关系的探讨. 中国沙漠, 1996, **16**(1): 79-82.]
- [36] Zhou CY, Xia J, Zhou P et al. Not vegetation itself but mis-revegetation reduces water resources. *Scientia Sinica: Terra*, 2021, **51**(2): 175-182. [周国逸, 夏军, 周平等. 不恰当的植被恢复导致水资源减少. 中国科学: 地球科学, 2021, **51**(2): 175-182.]
- [37] Friedrich K, Grossman RL, Huntington J et al. Reservoir evaporation in the western United States: Current science, challenges, and future needs. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2018, **99**(1): 167-187. DOI: 10.1175/bams-d-15-00224.1.
- [38] Min T. Assessment of the effects of climate variability and land-use changes on the hydrology of the meuse river basin[Dissertation]. Delft: UNESCO-IHE Institute, Balkema, Taylor & Francis Group. <http://www.taylorandfrancis.co.uk>, 2006.
- [39] Zhang M, Wei X. The effects of cumulative forest disturbance on streamflow in a large watershed in the central interior of British Columbia, Canada. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2012, **16**(7): 2021-2034. DOI: 10.5194/hess-16-2021-2012.

附表 I 研究流域概况
Attached Tab. I Overview of the watershed involved in the research

序号	流域中文名称	流域英文名称	流域气候类型	流域下垫面类型
1	奥兰治河	ORANGE	干旱与半干旱	高 n 值
2	尼格尔河	NIGER	干旱与半干旱	高 n 值
3	赞比西河	ZAMBEZI	半湿润	高 n 值
4	尼罗河	NILE	干旱与半干旱	高 n 值
5	伏尔特河	VOLTA	干旱与半干旱	高 n 值
6	查理河	CHARI	干旱与半干旱	高 n 值
7	长江	YANGTZE RIVER	湿润	低 n 值
8	奎师那河	KRISHNA	干旱与半干旱	低 n 值
9	戈达瓦里河	GODAVARI	干旱与半干旱	低 n 值
10	堪察加河	KAMCHATKA	湿润	低 n 值
11	勒拿河	LENA	半湿润	低 n 值
12	阿穆尔河	AMUR	半湿润	高 n 值
13	乌达河	CHUNA (UDA)	湿润	低 n 值
14	叶尼塞河	YENISEY	半湿润	低 n 值
15	鄂毕河	OB	半湿润	高 n 值
16	锡尔河	SYR DARYA	干旱与半干旱	低 n 值
17	阿姆河	AMU DARYA	干旱与半干旱	低 n 值
18	湄公河	MEKONG	湿润	低 n 值
19	亚纳河	YANA	干旱与半干旱	低 n 值
20	因迪吉尔卡河	INDIGIRKA	半湿润	低 n 值
21	科雷马河	KOLYMA	半湿润	低 n 值
22	普尔河	PUR	湿润	低 n 值
23	奥列内奥克河	OLENEK	半湿润	低 n 值
24	奥里诺科河	ORINOCO	湿润	高 n 值
25	巴拉那河	PARANA	半湿润	高 n 值
26	内格罗河	NEGRO (ARGENTINIA)	干旱与半干旱	低 n 值
27	亚马逊河	AMAZONAS	湿润	高 n 值
28	圣弗朗西斯河	SAO FRANCISCO	半湿润	高 n 值
29	热基蒂尼奥河	JEQUITINHONHA	半湿润	高 n 值
30	尤基亚河	RIO JUQUIA	湿润	高 n 值
31	哥伦比亚河	COLUMBIA RIVER	干旱与半干旱	低 n 值
32	密西西比河	MISSISSIPPI RIVER	干旱与半干旱	高 n 值
33	克拉马斯河	KLAMATH RIVER	半湿润	低 n 值
34	圣华金河	SAN JOAQUIN RIVER	干旱与半干旱	低 n 值
35	佩诺布斯科	PENOBCOT RIVER	湿润	低 n 值
36	康涅狄格河	CONNECTICUT RIVER	湿润	高 n 值
37	特拉华河	DELAWARE RIVER	湿润	低 n 值
38	萨斯奎哈纳	SUSQUEHANNA RIVER	湿润	低 n 值
39	波托马克河	POTOMAC RIVER	湿润	高 n 值
40	皮迪河	PEE DEE RIVER	湿润	高 n 值
41	布罗德河	BROAD RIVER (TRIB. SANTEE)	湿润	高 n 值

42	萨凡纳河	SAVANNAH RIVER	湿润	高 n 值
43	奥尔塔马霍河	ALTAMAHIA RIVER	半湿润	高 n 值
44	帕斯卡古拉河	PASCAGOULA RIVER	湿润	高 n 值
45	阿拉巴马河	ALABAMA RIVER	湿润	高 n 值
46	阿帕拉齐河	APALACHICOLA RIVER	湿润	高 n 值
47	科罗拉多河	COLORADO RIVER	干旱与半干旱	高 n 值
48	弗雷泽河	FRASER RIVER	湿润	低 n 值
49	丘吉尔河	CHURCHILL RIVER	半湿润	高 n 值
50	哈里卡诺河	HARRICANAW RIVER	湿润	低 n 值
51	萨格奈河	SAGUENAY (RIVIERE)	湿润	低 n 值
52	乌塔尔德河	OUTARDES (RIVIERE AUX)	湿润	低 n 值
53	里奥格兰德河	RIO GRANDE	干旱与半干旱	高 n 值
54	达令河	DARLING RIVER	干旱与半干旱	高 n 值
55	墨雷河	MURRAY	干旱与半干旱	高 n 值
56	塞纳河	SEINE	半湿润	高 n 值
57	卢瓦尔河	LOIRE	半湿润	高 n 值
58	加龙河	GARONNE	半湿润	低 n 值
59	隆河	RHONE	湿润	高 n 值
60	埃布罗河	EBRO	干旱与半干旱	高 n 值
61	安格马纳河	ANGERMANAELVEN	湿润	低 n 值
62	卡利萨河	KALIXAELVEN	湿润	低 n 值
63	托尔内亚河	TORNEAELVEN	湿润	低 n 值
64	威悉河	WESER	湿润	高 n 值
65	易北河	ELBE RIVER	半湿润	高 n 值
66	波河	PO	湿润	高 n 值
67	默兹河	MEUSE	湿润	高 n 值
68	莱茵河	RHINE RIVER	湿润	高 n 值
69	奥德河	ODER RIVER	半湿润	高 n 值
70	维斯瓦河	VISTULA (WISLA)	半湿润	高 n 值
71	幼发拉底河	EUPHRATES	干旱与半干旱	低 n 值
72	多瑙河	DANUBE RIVER	湿润	高 n 值
73	凯米河	KEMIJOKI	湿润	低 n 值
74	阿尼加河	ONEGA	湿润	高 n 值
75	北杜味纳河	SEVERNAYA DVINA	湿润	高 n 值
76	梅津河	MEZEN	湿润	低 n 值
77	伯朝拉河	PECHORA	湿润	低 n 值
78	道加瓦河	DAUGAVA	湿润	高 n 值
79	涅姆纳斯河	NEMUNAS - NEMAN	湿润	高 n 值
80	伏尔加河	VOLGA	半湿润	高 n 值
81	顿河	DON	干旱与半干旱	高 n 值
82	库班河	KUBAN	半湿润	高 n 值
83	库拉河	KURA	干旱与半干旱	高 n 值