

于文颖,纪瑞鹏,贾庆宇,等,2022. 陆地生态系统蒸腾蒸散比量化及其时空异质性研究进展[J]. 气象,48(10):1217-1229. Yu W Y, Ji R P, Jia Q Y, et al, 2022. Advances in quantifying the ratio of transpiration to evapotranspiration in terrestrial ecosystems and its spatiotemporal heterogeneity[J]. Meteor Mon, 48(10):1217-1229(in Chinese).

陆地生态系统蒸腾蒸散比量化 及其时空异质性研究进展*

于文颖^{1,2} 纪瑞鹏^{1,2} 贾庆宇^{1,2} 冯 锐^{1,2} 武晋雯^{1,2} 张玉书^{1,2}

1 中国气象局沈阳大气环境研究所, 沈阳 110166

2 辽宁省农业气象灾害重点实验室, 沈阳 110166

提 要: 蒸腾蒸散比(T/ET)是阐明陆地生态系统水分散失过程中植被作用的关键参量,蒸散及其组分的准确量化是生态水文研究的基础,有助于理解蒸散与气候变化的相互作用机制。总结了国内外 T/ET 观测和模拟方法及其量化结果的差异,梳理了森林、草原、湿地和农田 4 种陆地生态系统 T/ET 的研究成果,阐述了不同类型陆地生态系统 T/ET 的时空异质性及其驱动因素。不同生态系统 T/ET 的差异来源于生态系统特性、时空差异、观测方法和模型或数据集选取,但各差异来源对其的贡献率还未有统一定论; T/ET 的变化主要依赖于生态类型、冠层特征、气候、土壤等条件,不同时空尺度的生态系统 T/ET 驱动因素不同。因此,针对 T/ET 量化方法开展不确定研究,阐明不同陆地生态系统 T/ET 的时空异质性,揭示其变化规律及驱动机制将是未来的研究重点。

关键词: 陆地生态系统,蒸腾蒸散比,量化,模拟,驱动因素

中图分类号: P464

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2022.051701

Advances in Quantifying the Ratio of Transpiration to Evapotranspiration in Terrestrial Ecosystems and Its Spatiotemporal Heterogeneity

YU Wenying^{1,2} JI Ruipeng^{1,2} JIA Qingyu^{1,2} FENG Rui^{1,2} WU Jinwen^{1,2} ZHANG Yushu^{1,2}

1 Institute of Atmospheric Environment, CMA, Shenyang 110166

2 Key Laboratory of Agrometeorological Disasters, Liaoning Province, Shenyang 110166

Abstract: The ratio of transpiration to evapotranspiration (T/ET) is a key parameter to illustrate the role of vegetation in controlling water loss in terrestrial systems. Quantifying evapotranspiration and its components is a key to understand the dynamics and mechanism of evapotranspiration and it is the basis for studying the eco-hydrological process. This paper reviews the research progress of T/ET quantification methods (measurement methods and model methods), T/ET results in different ecosystems and their driving mechanisms (climate change and vegetation cover). The methods are introduced in T/ET observation and simulation developed at home and abroad, and the results of different methods are compared. The values of T/ET are described in four types of terrestrial ecosystems, including forest, grassland, wetland and farmland. There are significant differences in T/ET in the same or even in the different ecosystems, which

* 国家自然科学基金项目(41405109)、风云卫星应用先行计划(FY-APP-2021.0302)和辽宁省重点研发计划(2018108004)共同资助

2021 年 8 月 24 日收稿; 2022 年 5 月 17 日收修定稿

第一作者:于文颖,主要从事生态与农业气象研究. E-mail: yuwenying@iaesy.cn

通讯作者:纪瑞鹏,主要从事农业气象研究. E-mail: jiruipeng@163.com

are mainly due to the differences in ecosystem types, spatial and temporal scales, selection of data set, observation and simulation methods. The main driving mechanisms of T/ET included vegetation type, vegetation cover, climate factors and soil factors. In the future, uncertainty studies around different quantification methods of T/ET , changing patterns and driving mechanisms of T/ET in different terrestrial ecosystems will be emphasized.

Key words: terrestrial ecosystem, ratio of transpiration to evapotranspiration, quantification, simulation, driving factor

引 言

蒸散(ET)是水通过开放的表面(包括海洋、湖泊、河流、植物和土壤表面等)蒸发和植物蒸腾以水蒸汽的形式传递到大气中的过程(Fisher et al, 2011)。 ET 包括三个组成部分:植被蒸腾(T)、截留蒸发(EI)和土壤蒸发(ES)。 T 是植物水分运移的生物过程, EI 和 ES 的总和为蒸发(E),是冠层表面和土壤表面蒸发的物理过程(Gu et al, 2018)。 T 和 E 分别反映生物过程与物理过程的生产性与非生产性的水分损失(Wang et al, 2010)。蒸腾蒸散比(T/ET)描述 T 在 ET 分配过程中的贡献率,反映植被在陆地生态系统水分散失中的作用,能提高对 ET 单个组分及其在陆地水循环中贡献的理解(Fatichi and Pappas, 2017)。

由于气候、土壤和植被之间复杂的相互作用, T/ET 存在较高的时空异质性(Méndez-Barroso et al, 2014; Wei et al, 2017), T/ET 全球平均值为0.60,在各类生态系统中 T/ET 的变化范围为0.20~0.95(Berkelhammer et al, 2016),反映不同类型生态系统的异质性或数据获取的不确定性。 T/ET 在全球范围内不同类型陆地生态系统间的差异及其不确定性研究是目前研究的热点与挑战。以往对陆地表面 ET 的观测工作开展较多,但对 T 在 ET 中的定量贡献研究仍不够,如 T/ET 在多大程度上受植被控制,生态系统水平上 T 对 ET 的贡献率,全球范围的 T/ET 变化机制尚不清楚,对 T/ET 的不确定性认识阻碍了对未来生态水文变化的预测(Wang et al, 2014; Wei et al, 2015)。因此,确定陆地生态系统 T/ET 的时空异质性及其控制和响应机制是当前研究的重点。

气候变暖使得全球水文循环加强并将持续影响全球尺度降水、蒸散、径流等水循环过程(姜彤等, 2020)。气候变化对蒸散组分 E 和 T 相对比率的影响

并不平衡(Talsma et al, 2018; Smith et al, 2018),温度升高使得蒸腾作用加大,从而引起 T/ET 的增加,既反映蒸腾作用对全球变化的敏感性,也体现全球变暖的生物反馈(Frank et al, 2015)。研究表明,植被叶面积指数(LAI)减少引起植被蒸散减弱,蒸散带来的降温作用减弱将导致温度升高(胡祖恒等, 2017),表明区域蒸散对气候变化的反馈。因缺乏气候变暖对生态系统 T/ET 变化的实测数据,众多气候模型在预测全球变暖对水循环的影响时通常不考虑生物反馈,而了解 T/ET 才能更好地预测植被对气候变化的响应(Wang et al, 2013)。 T/ET 的量化是阐明生态水文过程及其潜在机制的基础,是理解全球变化背景下碳水循环变化的关键(Méndez-Barroso et al, 2014; Chang et al, 2018),对于预测未来气候变化背景下水分利用效率,缓解水资源危机至关重要(任小丽等, 2019)。另外, T/ET 对水文气候条件变化的响应还可以用来衡量生态系统的恢复能力(Chang et al, 2018)。

1 T/ET 的量化方法及结果差异

1.1 实测法

T/ET 的量化实测法通常可分为两类(表1),一是 ET 组分实测法,如微型蒸渗仪与茎流计联用法、涡动相关法和茎流计联用法等;二是 ET 比率法,如涡动相关系统观测 ET 后利用碳水通量关系计算 T/ET ,或通过观测 E 和 T 的稳定同位素组成来计算 T/ET (Zhou et al, 2016; Li et al, 2019; Alam et al, 2019)。20世纪70年代,微型蒸渗仪和茎流计的出现使 E 和 T 的拆分成为可能。碳水通量关系法基于假定 T 与总初级生产力之间存在一个稳定斜率来估算 T ,再结合涡动相关法 ET 观测值计算 T/ET 。但这些方法均存在着不确定性,如雨天无法观测、尺度转换困难、忽略下层植被蒸腾等

表 1 T/ET 量化实测法
Table 1 Measurement methods of T/ET

类别	方法	观测要素	主要观测模拟方法	优缺点	T/ET 计算
ET 组分 实测法	组分观 测联立	蒸散(ET)	涡动相关系统	涡动相关法是比较精确的 ET 观测法,但不能直接拆分 T 与 E ,通常利用上下层水通量分别代表 ET 和 E ,但忽略了下层植被蒸腾,同时雨天无法观测	应用水分 守恒原理 $T/ET = T / (T + ES + EI)$
		蒸发(E)	涡动相关系统		
		蒸腾(T)	茎流计	茎流计法是实时观测单株植物 T 比较准确的方法,常与涡动相关系统联用获取 T/ET ,但将单株转换到生态系统水平上存在困难	
		土壤蒸发(ES)	微型蒸渗仪	微型蒸渗仪是比较经济和简单的仪器,但存在着灌溉和雨天无法观测、样本量小等缺点	
		截留蒸发(EI)	微型蒸渗仪		
ET 比率法	碳水通 量关系	蒸散(ET)	涡动相关系统	可利用涡动相关法 ET 结合 GPP 估算,由于缺乏原位观测,模拟结果常常存在着不确定性	通过碳水耦合关系 $T = a \cdot GPP + b$ (a, b 为拟合系数)
		生态系统总生 产力(GPP)	涡动相关 法、遥感法		
	同位 素法	ET 同位素组 成(δ_{ET})	Keeling Plot 曲线	能够在生态系统尺度上 连续监测,减少尺度扩展带 来的问题,存在稳态假设、 Keeling Plot 曲线的 模拟偏差等问题	应用同位素 质量守恒 原理计算 $\frac{T}{ET} = \frac{\delta_{ET} - \delta_E}{\delta_T - \delta_E}$
		E 同位素组 成(δ_E)	Craig-Gordon 模型		
		T 同位素组 成(δ_T)	稳定同位 素分析仪		

(Kool et al, 2014; Aouade et al, 2016; Soubie et al, 2016; Wang et al, 2016)。

应用同位素法量化陆地生态系统 T/ET 是目前研究的热点。基于 E 和 T 具有显著不同的水汽同位素特征,其差异来源于水汽传输过程中的热力学和动力学分馏,一方面水从土壤中蒸发,另一方面水由根系传输到冠层再蒸发(Rothfuss et al, 2021)。同位素法由于试验仪器的限制无法连续监测,其应用一直受到限制,近年来随着原位激光同位素光谱学和更稳定的水同位素数据库的发展,同位素法的应用越来越普遍(Berkelhammer et al, 2016)。稳定同位素激光光谱学的发展允许在生态系统水平上连续监测同位素组成(Good et al, 2014),能够减少尺度扩展带来的问题(Wei et al, 2015)。与其他观测方法相比,同位素法能够减少尺度提升问题,更适合生态系统尺度上 T/ET 的连续监测,未来的研究重点将围绕同位素法估算 T/ET 的不确定性开展研究,提供更精确、更广泛的实测数据。

1.2 模型法

由于实测法的观测成本高和代表的空间尺度有限,模型法更适于区域和全球尺度 T/ET 的量化。模型法主要可分为基于传统模型的估算法,基于遥感模型的估算法和基于植被特征的经验模型法等

(表 2)。 E 和 T 的模型估算始于 20 世纪 70 年代。Shuttleworth and Wallace(1985)提出的 S-W 模型,实现了蒸散组分 E 和 T 的拆分,随后许多数值和分析模型陆续出现(Kool et al, 2014),利用这些传统模型模拟蒸散及其组分即可估算 T/ET 。基于传统模型的估算法通常用于站点尺度和区域尺度,但这些模型大多数基于物理过程,通常对植被生理变量的时空参数化要求较高(Chen et al, 2019)。在特定的生态类型和气候条件下应用不同模型,其结果可能产生较大差异(Miralles et al, 2016)。遥感模型法是区域和全球尺度 ET 估算的主要手段,基于 ET 传统模型融合遥感数据发展而来,如 TSEB 双源模型、PT-JPL 模型(Priestley-Taylor Jet Propulsion Laboratory Model, 其是在 Priestley-Taylor 模型发展起来的;后来还有在 PT-JPL 基础上继续发展优化的,下文称之为优化的 PT-JPL 模型)。遥感模型法估算结果的不确定性通常来源于观测数据的精度和过程参数化方案(Miralles et al, 2011a; 2011b)。近年来,一些研究者建立了基于植被特征的 T/ET 经验模型,如 Wang et al(2014)、Wei et al(2017)建立了全球植被 LAI 与 T/ET 的关系模型、Sun et al (2019)建立了适用于干旱地区的 LAI 和 T/ET 关系模型。 T/ET 经验模型法的精度依赖于 ET 产品的估算精度,但关于哪种全球 ET 产品最准确,目前

表 2 T/ET 模型法
Table 2 Model methods of T/ET

类别	主要模型	模型原理	适用性/不确定性	来源
基于传统模型的估算法	Shuttleworth-Wallace 双源模型 (S-W 模型)	基于 Penman-Monteith 方程发展而来,考虑植被蒸腾和土壤蒸发过程的机理模型		Shuttleworth and Wallace(1985)
	ENWATBAL 模型	基于表面能量平衡算法,分为土壤表层和植物冠层,输入参数包括土壤、植物和气候因子	基于物理过程,对植被生理参数化要求较高,模型估计的不确定性通常来源于参数化方案	Lascano et al (1987)
	FAO-56 双作物系数模型	基于 Penman-Monteith 方程,利用双作物系数将蒸散分为土壤蒸发和作物蒸腾两部分		Allen et al (1998)
基于遥感模型的估算法	TSEB 双源模型	基于 Penman-Monteith 方程和能量平衡原理,将地表分为土壤表层和植物冠层双层,利用气象数据和遥感数据计算地表蒸发与蒸腾	ET 为瞬时值,需进行时间尺度转换,空气动力学、土壤表面阻力、植被冠层阻力参数等需要大量实测数据和复杂计算过程,给模型结果带来很多不确定性	Norman et al (1995)
	PT-JPL 模型	基于 Priestley-Taylor 方程发展而来,由气象数据和遥感植被指数驱动	适用于缺乏土壤水分、地表阻抗和风速等数据的情况, $P-T$ 系数等参数选取存在不确定性	Fisher et al (2008)
	PML 模型	基于 Penman-Monteith 方程和 Leuning 导度模型以及 MODIS 数据估算日平均 ET 及其组分 E 和 T	驱动因子包括气象数据和遥感数据,依赖于遥感产品 LAI 和表面阻力参数化	Leuning et al (2008)
	Penman-Monteith 模型的 MODIS 产品 (PM-MODIS)	基于 Penman-Monteith 方程,改进算法,增加土壤蒸发计算,利用 MODIS 数据生成全球 ET 产品	需要大量的地面实测数据和复杂的计算过程,给模型结果带来很多的不确定性	Mu et al (2007;2011)
	GLEAM 模型 (全球陆地表面蒸发: Amsterdam 模型)	结合遥感观测数据,基于 Priestley-Taylor 方程估算 T , Gash 模型估算截留量,以得到全球每日蒸散及其组分	适用于全球尺度,结合卫星遥感观测数据和过程模型,输出结果依赖于观测数据和过程参数化假设的影响	Miralles et al (2011a;2011b)
	HTEM 混合双源模型	基于混合双源方案和理论梯形框架模型,能够区分冠层蒸散和土壤蒸发	依赖于准确、实际的边界定位	Yang and Shang(2013)
基于植被特征的经验模型	基于 LAI 的 T/ET 函数模型	结合遥感、地表模型和实测数据建立植被 LAI 与 T/ET 的关系模型,基于 LAI 的函数模型和全球 ET 、 LAI 产品估算 T/ET	假设植被生长阶段起着重要作用,加入了植物生长期函数	Wang et al (2014)
			细化为不同植被类型,截留蒸发是 ET 分配中最大的偏差来源	Wei et al (2017)
			适用于干旱地区农业生态系统	Sun et al(2019)
基于地球气候系统模型的参数化方案	Noah-MP 陆面模型	将植被与地表分为两层,采用 Ball-Berry 和 Jarvis 冠层阻抗方案计算植被蒸腾,采用组合方案计算土壤蒸发	模型复杂、参数较多,需要结合实测数据改进和优化参数。陆面蒸散在冠层截留蒸发、植被蒸腾和土壤蒸发之间分配比例的误差将影响陆面模式其他物理量的估算结果	Niu et al(2011)
	CLM 陆面模型	将蒸散分为植被蒸腾和裸土蒸发,基于植被蒸腾与冠层内水分含量密切相关原理,利用冠层比湿和冠层到空气的边界阻抗计算植被蒸腾		Lawrence et al (2007;2019)

还没有共识(Wei et al,2017)。

另外,众多陆面模型也能估算 T/ET ,但通常低估 T/ET ,从而将给模拟未来气候变化和陆地水循环带来不确定性(Lian et al,2018)。由于 T/ET 实测数据的严重缺乏,很难通过全球尺度的地表模拟来验证 T/ET ,一些研究基于站点数据验证和改进这些模型,并评估 T/ET 对模型驱动数据的敏感性(Lawrence et al,2007; Fatichi and Pappas, 2017;

Ma et al,2020)。Lawrence et al(2007)发现,陆面模型 CLM3.0 低估蒸腾作用,通过修改植被和土壤水文参数,改善对蒸散及其组分的分配比例,提高了陆面模式估算精度。相比 Noah 模式,Noah-MP 模式能够提高夏季地表蒸散的模拟结果(张果等,2016);采用合适的冠层阻抗方案能够增大植被蒸腾,提高 Noah-MP 模型对蒸散的模拟效果(叶丹等,2017)。姜勃等(2020)基于 CLM4.5 模式模拟

陆表蒸散,并与 GLDAS 和 GLEAM 数据产品进行比较,发现植被覆盖、气候因素、植被蒸腾和裸地蒸发算法的差异都可能造成地表蒸散模拟结果的差异。Lian et al(2018)发现地球系统模型 ESMs 对 T/ET 的低估是由于对冠层光能利用、截留损失和根系水分吸收方案的描述不准确。因此, T/ET 可作为地球系统模型的附加约束,其可靠估计能提高陆面模型的估算精度,从而改进全球气候模型对未来气候的预测性能(Lawrence et al, 2007; Fatichi and Pappas, 2017; Lian et al, 2018)。

1.3 不同量化方法的结果差异

研究人员采用不同的数据集和方法估算全球尺度 T/ET 年均值,结果差异显著(表 3)。Jasechko

et al(2013)利用同位素法估算全球 T/ET 为 0.8~0.9,Coenders-Gerrits et al(2014)认为这一结论高估了 T 的贡献,指出全球 T/ET 在 0.35~0.80,但是 Jasechko(2018)并不认同这一结论。Good et al(2015)通过量化土壤基质水和流动地表水之间的连通性,修正陆地水分同位素数据,得到 T/ET 为 0.64 ± 0.13 。Schlesinger and Jasechko(2014)汇总全球范围内已有 81 个研究,得到 T/ET 的平均值为 0.61 ± 0.15 。Wei et al(2017)基于 LAI 回归模型估算全球 T/ET 均值为 0.57 ± 0.07 ;Gu et al(2018)利用 PT-JPL 模型估算出全球范围不同生物群落 T/ET 的变化范围为 0.29~0.72。Lian et al(2018)结合地球系统模型 CIMP5 与 33 个站点 T/ET 观测值,重新估算得到 T/ET 均值为 0.62 ± 0.06 。

表 3 全球尺度不同方法 T/ET 估算结果比较

Table 3 Comparison of T/ET estimated by different methods in global scale

T/ET 结果	数据集	研究方法	来源
0.80~0.90	大型湖泊和河流全球数据集	同位素法	Jasechko et al(2013)
0.35~0.80	大型湖泊和河流全球数据集	同位素法	Coenders-Gerrits et al(2014)
0.64 ± 0.13	基于站点观测和卫星同位素数据	同位素法	Good et al(2015)
>0.70	文献汇总	同位素法	Sutanto et al(2014)
>0.50		水量平衡法	
0.50 左右		全球地表模型	
0.61 ± 0.15	81 个已有研究	涡动相关法、茎流法等	Schlesinger and Jasechko(2014)
0.59	基于卫星遥感或观测的数据集	水文陆面模型 STEAM	Wang-Erlandsson et al(2014)
0.65 ± 0.19	基于卫星遥感数据和通量观测数据	PML 模型	Zhang et al(2016)
0.57 ± 0.07	遥感和地表模型 ET 估算值和 64 个已有研究的实测数据	基于 LAI 的回归模型	Wei et al(2017)
0.74	基于观测和卫星数据	GLEAM 模型	Martens et al(2017)
0.29~0.72	11 个不同群落 75 个站点通量数据	优化的 PT-JPL 模型	Gu et al(2018)
0.62 ± 0.06	33 个站点 T/ET 观测数据和气候系统模式 CIMP5 输出数据	地球系统模型 CIMP5	Lian et al(2018)

即使采用相同数据集,若评估方法不同, T/ET 结果也差异显著,如 Talsma et al(2018)比较 PT-JPL、PM-MODIS 和 Amsterdam 三个基于遥感估算 ET 组分的模型发现,土壤蒸发、截留和蒸腾的遥感估计值与观测值的误差分别为 90%~114%、62%~181%和 54%~114%,总 ET 估算值的误差为 35%~49%,与总 ET 相比,各组分的估算误差更大。在量化方法中,同位素法获取的 T/ET 平均值较高,而模型法和其他观测法的计算结果较低,如 Sutanto et al(2014)汇总已有研究,基于同位素法的 T/ET 值大于 0.7,而基于水量平衡法的 T/ET 值大于 0.5,全球地表模型估计的 T/ET 值为 0.5 左右。全球尺度上 T/ET 的不确定比例在 13%~90%(Rothfuss et al, 2021)。

模型估计的不确定性通常由于其算法考虑不全面或参数化方案不完备,因此在应用模型法量化 T/ET 时需要优先考虑这些不确定性。利用观测数据结合模型法优化参数或算法能减少模型误差,如 Hu et al(2009)采用蒙特卡罗随机参数化方案优化 S-W 模型,结合涡动相关系统观测数据,模拟中国草地生态系统 ET 分配;Zhu et al(2015)结合涡动相关观测数据和修正 S-W 模型,模拟中国三个典型森林生态系统 ET 和 T/ET ;Wei et al(2018)将 S-W 模型与光合-气孔导度模型相结合,调整冠层阻力参数,模拟农业生态系统 T/ET ;Niu et al(2019)利用多个生态系统的观测数据约束 PT-JPL 模型的关键参数,利用优化后的模型参数计算 T/ET 。另外,对蒸腾、截留以及蒸发量可靠估计的缺乏,抑制了一些

模型应用(Ershadi et al,2015)。

2 T/ET 时空异质性及其驱动因素

2.1 陆地生态系统 T/ET 的时空异质性

单一生态系统的 T/ET 具有相对稳定性,可用来说明不同生态系统间植被因素对蒸散贡献率的差别。

2.1.1 森林生态系统

森林生态系统占陆地表面的 30% (FAO, 2012),是陆地生态系统中分布最广泛的自然生态系统,且结构复杂、覆盖类型多样、异质性高。针对森林生态系统 T/ET 的研究结果最多,全球范围内森林生态系统 T/ET 年均值在 0.27~0.84(表 4)。表 4 统计了全球尺度不同森林类型 T/ET 的量化结果,发现落叶阔叶林的均值较高,其 T/ET 年均

值分别为 0.59(Gu et al,2018)、0.61(Wei et al,2017)和 0.637(Wang-Erlandsson et al,2014);其次是落叶针叶林,其 T/ET 年均值分别为 0.55(Wei et al,2017;Schlesinger and Jasechko,2014)、0.522(Wang-Erlandsson et al,2014);而常绿阔叶林和常绿针叶林较低,常绿阔叶林 T/ET 年均值分别为 0.48(Gu et al,2018)、0.54(Schlesinger and Jasechko,2014);常绿针叶林 T/ET 年均值分别为 0.48(Gu et al,2018)、0.50(Wang-Erlandsson et al,2014)。但是 Schlesinger and Jasechko(2014)对全球范围内已有研究汇总,将森林类型分为热带雨林、温带落叶林、北方森林和温带针叶林, T/ET 年均值分别为 0.70、0.67、0.65 和 0.55;其中热带雨林为常绿森林,其 T/ET 为 0.70,高于其他研究结果。

目前,对区域和站点尺度森林生态系统 T/ET 的观测和研究较多(表 4),如 Chang et al(2018)利用 CTRL 模型、LSM-Like 模型和同位素法计算美

表 4 森林生态系统 T/ET 研究结果

Table 4 T/ET results of forest ecosystems

空间尺度	时间尺度	研究地点	类型	T/ET 结果	研究方法	来源
全球	年	/	/	0.27~0.79		
全球	年	/	落叶阔叶林	0.49~0.68		
全球	年	/	常绿阔叶林	0.15~0.61	优化的 PT-JPL 模型	Gu et al(2018)
全球	年	/	常绿针叶林	0.30~0.79		
全球	年	/	混交林	0.40~0.61		
全球	年	/	/	0.55~0.61		
全球	年	/	落叶针叶林	0.55	基于 LAI 的回归模型	Wei et al(2017)
全球	年	/	落叶阔叶林	0.61		
全球	年	/	混交林	0.55		
全球	年	/	/	0.40~0.84		
全球	年	/	热带雨林	0.56~0.84		
全球	年	/	温带阔叶林	0.53~0.81	文献汇总	Schlesinger and Jasechko(2014)
全球	年	/	北方森林	0.47~0.83		
全球	年	/	温带针叶林	0.40~0.70		
全球	年	/	/	0.50~0.64		
全球	年	/	常绿针叶林	0.50		
全球	年	/	常绿阔叶林	0.54	STEAM 模型	Wang-Erlandsson et al(2014)
全球	年	/	落叶针叶林	0.522		
全球	年	/	落叶阔叶林	0.637		
区域	年	美国	松栎林、针叶林	0.72	CTRL 模型	
区域	年	美国	松栎林、针叶林	0.55	LSM-Like 模型	Chang et al(2018)
区域	年	美国	松栎林、针叶林	0.80	同位素法	
区域	年	中国东部 南北样带	针叶林、阔叶 林、混交林等	0.64~0.72	PT-JPL 模型	任小丽等(2019)
站点	年	美国	常绿针叶林	0.53~0.65	涡动相关数据-uWUE 法	Zhou et al(2016)
站点	年	美国	落叶阔叶林	0.44~0.60		
站点	年	中国,江西	人工针叶林	0.85	S-W 模型	沈竞等(2016)
站点	日	中国,北京	人工侧柏林	0.80~0.90	水文学法	
站点	日	中国,北京	人工侧柏林	0.79~0.99	同位素法	王渝淞等(2019)

国莱蒙山地区 T/ET 年均值,结果分别为 0.72、0.55 和 0.798;任小丽等(2019)利用 PT-JPL 模型估算中国东部南北样带森林生态系统的 T/ET 范围为 0.64~0.72, T/ET 年均值为 0.69;Zhou et al (2016)利用通量数据和潜在水分利用效率(uWUE)估算美国常绿针叶林和落叶阔叶林的 T/ET ,分别为 0.59 和 0.52 左右;沈竞等(2016)基于改进的 S-W模型估算人工针叶林年 T/ET 结果为 0.85,王渝淞等(2019)对北京山区侧柏林蒸散量进行拆分,发现日尺度水文学法和同位素法 T/ET 分别为 0.80~0.90 和 0.79~0.99。众多研究中,同位素法 T/ET 的量化结果普遍高于其他观测法和模型法,日尺度的量化结果普遍高于年尺度的量化结果。

2.1.2 草原生态系统

草原生态系统占全球陆地面积的 25%以上(徐霞等,2017)。全球尺度草原生态系统 T/ET 年均值在 0.17~0.81(表 5)。对全球草原生态系统分类不一致,有的研究分为木本草原和稀树草原等,有的分为热带草原和温带草原。如 Gu et al(2018)和

Wang-Erlandsson et al(2014)对木本草原的 T/ET 年均值估算结果分别为 0.51 和 0.67;对稀树草原的估算结果分别为 0.52 和 0.70;对草地的估算结果分别为 0.47 和 0.61。

一些学者对区域和站点尺度草原生态系统 T/ET 进行了观测和模拟(表 5),如 Zhou et al (2016)利用涡动相关法对草原年 T/ET 的估算值为 0.46~0.71;Hu et al(2009)利用 S-W 模型对高寒草甸和温性草原的 T 和 E 进行拆分,其 T/ET 年值为 0.33~0.49;童雅琴等(2018)利用双源模型对黑河流域高寒草甸 T/ET 进行估算,发现年尺度上为 0.53~0.54,生长季尺度上为 0.74~0.79;Scott and Biederman(2017)利用涡动协方差法估算沙漠草原和温带草原月尺度 T/ET 分别为 0.54 和 0.56;Wang et al(2013)利用同位素法估算美国日尺度平原草地 T/ET ,结果为 0.65~0.77;Sutanto et al(2012)利用同位素法和 HYDRUS 模型法估算日尺度草本作物 T/ET ,结果分别为 0.78 和 0.64。

表 5 草原生态系统 T/ET 研究结果

Table 5 T/ET results of grassland ecosystems

空间尺度	时间尺度	研究地点	类型	T/ET 结果	研究方法	来源
全球	年	/	/	0.17~0.71		
全球	年	/	木本草原	0.17~0.71	优化的 PT-JPL 模型	Gu et al(2018)
全球	年	/	稀树草原	0.49~0.56		
全球	年	/	草地	0.40~0.64		
全球	年	/	灌木和草地	0.65	基于 LAI 的回归模型	Wei et al(2017)
全球	年	/	/	0.38~0.81	文献汇总	Schlesinger and Jasechko(2014)
全球	年	/	热带草原	0.43~0.81		
全球	年	/	温带草原	0.38~0.76		
全球	年	/	干草原	0.36~0.60	STEAM 模型	Wang-Erlandsson et al(2014)
全球	年	/	/	0.61~0.70		
全球	年	/	木本草原	0.67		
全球	年	/	稀树草原	0.70		
全球	年	/	草地	0.61		
区域	年	美国	草原	0.46~0.71	涡动相关数据-uWUE 法	Zhou et al(2016)
区域	年	中国	高寒草甸、温性草原	0.33~0.49	S-W 模型	Hu et al(2009)
区域	年	中国黑河流域	高寒草甸	0.53~0.54	双源模型	童雅琴等(2018)
区域	生长季	中国黑河流域	高寒草甸	0.74~0.79		
区域	月	美国	沙漠草原	0.54	涡动相关法	Scott and Biederman(2017)
区域	月	美国	温带草原	0.56		
区域	日	美国	平原草地	0.65~0.77	同位素法	Wang et al(2013)
区域	日	澳大利亚	农场	<0.40	双作物系数	Alam et al(2019)
区域	日	荷兰	实验室	0.64	HYDRUS 法	Sutanto et al(2012)
区域	日	荷兰	实验室	0.78	同位素法	

2.1.3 湿地生态系统

湿地、森林与海洋并称为全球三大生态系统(章

光新等,2018),湿地具有高度的脆弱性和敏感性,比其他陆地生态系统更容易受到气候变化的影响

(Carter Johnson et al, 2016)。但与其他生态系统相比,无论是全球尺度还是站点和区域尺度,关于湿地生态系统 T/ET 的研究结果均很少。全球尺度湿地生态系统 T/ET 年均值模拟结果在 0.31~0.61(表 6)。Wang-Erlandsson et al(2014)、Wei et al(2017)和 Gu et al(2018)估算全球湿地生态系统 T/ET 年均值分别为 0.31、0.33 和 0.61。

站点尺度湿地生态系统 T/ET 的研究结果有较大差异,可能与观测时间和湿地结构有很大关系(表 5)。Bijoor et al(2011)利用同位素法估算香蒲生长季 T/ET 在 $0.56 \pm 0.17 \sim 0.96 \pm 0.67$,发现 T 是生长季沼泽湿地水分损失的主要来源。Zhang S

C et al(2018)和 Zhang J et al(2018)基于同位素法估算莫莫格湿地 T/ET 日均值,以蘆草为主要植被和以芦苇为主要植被的湿地 T/ET 分别为 0.40 和 0.38;这两项研究中仅用了 6 月份 2 天的观测数据,6 月湿地植被尚处于生长初期,植被覆盖度低可能是研究中 T 的贡献小于 E 的原因。基于辽河三角洲芦苇湿地 T 和 ET 估算结果(于文颖等,2020)进行统计,其生长季小时尺度 T/ET 的范围为 0.82~0.94。相比其他生态系统,站点尺度湿地生态系统 T/ET 的量化结果通常为小时或日均值,大部分数值高于年尺度估算值,但由于其观测数据较少,难以扩展其时间尺度与全球范围的模拟结果进行比较。

表 6 湿地生态系统 T/ET 研究结果

Table 6 T/ET results of wetland ecosystems

空间尺度	时间尺度	研究地点	类型	T/ET 结果	研究方法	来源
全球	年	/	未知	0.61	优化的 PT-JPL 模型	Gu et al(2018)
全球	年	/	/	0.33	基于 LAI 的回归模型	Wei et al(2017)
全球	年	/	永久湿地	0.31	STEAM 模型	Wang-Erlandsson et al(2014)
站点	日	美国,圣华金湿地	沼泽湿地以香蒲为主,少量牛蒡	$0.56 \pm 0.17 \sim 0.96 \pm 0.67$	同位素法、涡动相关法	Bijoor et al(2011)
站点	日	中国吉林,莫莫格湿地	沼泽湿地以蘆草为主,少量芦苇	0.40 ± 0.13	同位素法	Zhang S C et al(2018)
站点	日	中国吉林,莫莫格湿地	沼泽湿地以芦苇为主	0.38 ± 0.18	同位素法	Zhang J et al(2018)
站点	小时	中国辽宁,辽河三角洲湿地	沼泽湿地芦苇为优势植被	$0.82 \sim 0.94$	改进的双作物系数法	于文颖等(2020)

2.1.4 农田生态系统

与其他生态系统相比,针对全球尺度农田生态系统 T/ET 研究结果较少,针对站点或区域尺度的研究较多。全球尺度农田生态系统 T/ET 年均值估算结果范围在 0.18~0.72(表 7)。Gu et al(2018)估算的农田生态系统 T/ET 年均值为 0.18~0.47;Wang-Erlandsson et al(2014)对旱田、农田、灌溉农田和水稻 T/ET 年均值估算结果分别为 0.72、0.65、0.66 和 0.37,其中旱田最高,而水田最低。

研究尺度和作物的不同,使得区域和站点尺度的农田生态系统 T/ET 结果差异更大(表 7)。Zhou et al(2016)对玉米和大豆年 T/ET 的估算值分别为 $0.62 \sim 0.75$ 和 $0.53 \sim 0.69$;袁国富等(2010)利用同位素法对华北冬小麦蒸散分割,生长盛期麦田 94%~99%的蒸散来源于作物蒸腾;石俊杰等(2012)利用同位素法和涡动相关系统-微型蒸渗仪法估算夏季玉米农田 T/ET ,结果分别为 0.81 和 0.78;赵娜娜等(2009)利用茎流计法和蒸渗仪法对 E 、 T 拆分,

夏玉米生育期内 T/ET 为 0.47~0.84;Zhang et al(2011)利用同位素法对冬小麦 T/ET 的观测结果为 0.60~0.83。由于站点尺度农田生态系统 T/ET 的观测和模拟仅在作物生长季内或者某个发育期,使得农田 T/ET 的观测和模拟值大部分数值高于年尺度估计值。

2.1.5 不同陆地生态系统 T/ET 比较

不同生态系统间 T/ET 比较,其前提是保证数据来源的时空尺度一致性(Berkelhammer et al, 2016;Jasechko,2018)。比较全球尺度 T/ET 年均值发现,森林生态系统 T/ET 的最大值最高,湿地生态系统最低(图 1)。森林、草原、农田和湿地生态系统 T/ET 年均值分别在 0.27~0.84、0.17~0.81、0.18~0.72、0.31~0.61。针对不同生态系统 T/ET 的比较,研究结论并不完全一致。Zhou et al(2016)利用通量数据拆分 E 和 T ,发现农田 T/ET 最高,其次是草地和常绿针叶林,落叶阔叶林最低;Wei et al(2017)估算全球森林、草原、农田和湿地生态系统 T/ET 年均值分别为 0.55~0.61、0.65、

0.66、0.33, 其中农田最高、湿地最低; Gu et al (2018)依据全球 FLUXNET 数据估算森林、草原、农田和湿地 T/ET 分别为 0.27~0.79、0.17~0.71、0.18~0.47、0.61, 其中森林最高, 农田最低;

Li et al (2019)认为常绿针叶林年均 T/ET 最高 (0.75±0.17), 其次是耕地 (0.62±0.16) 和草地 (0.56±0.15)。

表 7 农田生态系统 T/ET 研究结果

Table 7 T/ET results of farmland ecosystems

空间尺度	时间尺度	研究地点	类型	T/ET 结果	研究方法	来源
全球	年	/	/	0.18~0.47	优化的 PT-JPL 模型	Gu et al(2018)
全球	年	/	/	0.66	基于 LAI 的回归模型	Wei et al(2017)
全球	年	/	/	0.72		
全球	年	/	旱田	0.72		
全球	年	/	农田	0.65	STEAM 模型	Wang-Erlandsson et al(2014)
全球	年	/	灌溉农田	0.66		
全球	年	/	水稻	0.37		
区域	年	美国	玉米	0.62~0.75	涡动相关数据-uWUE 法	Zhou et al(2016)
区域	年	美国	大豆	0.53~0.69		
区域	发育阶段	中国河北省	冬小麦	0.94~0.99	同位素法	袁国富等(2010)
站点	季节	中国北京	玉米	0.81	同位素法	石俊杰等(2012)
站点	季节	中国北京	玉米	0.78	涡动相关系统-微型蒸渗仪法	赵娜娜等(2009)
站点	生长季	中国北京	夏玉米	0.47~0.84	茎流计法、蒸渗仪法	赵娜娜等(2009)
站点	日	中国河北	冬小麦	0.60~0.83	同位素法	Zhang et al(2011)

除生态系统的类型不同外, 各生态系统之间 T/ET 的差异原因主要在以下三个方面: 一方面, 众多研究结果中, 针对森林的研究最多, 针对湿地研究最少, 其数据大小可能与研究站点多少有关; 第二, 同位素法 T/ET 的量化结果普遍高于其他方法; 第三, 不同研究结果比较需要关注其时间尺度, T/ET 在生长季和年尺度上的结果差异较大, 日尺度的量化结果通常高于年尺度。因此, 不同类型生态系统间 T/ET 产生差异的原因包括生态系统类型差异、时空差异、观测方法和模型选择的不同、尺度转化或

数据集选取所引发的差异等, 而各因素对 T/ET 的影响程度和贡献率还未有统一论。

2.2 T/ET 变化的驱动因素

2.2.1 植被覆盖

LAI 被很多研究者识别为 T/ET 空间变化的主要驱动因素 (Lian et al, 2018), Wang et al (2014) 认为 LAI 能解释全球 T/ET 数据集中 43% 的变化。研究普遍认为, T/ET 变化与植被覆盖直接相关, 随着植被覆盖度增加, T/ET 将增加。Alam et al (2019) 观测澳大利亚某农场高羊茅, 当 LAI 从 0 增加到 4.22 时, T/ET 从 0.03 增加到 0.46。有学者指出, 增强型植被指数 (EVI) 比 LAI 更能解释 T/ET 的差异, Zhou et al (2016) 发现 EVI 可以解释美国 17 个通量站 T/ET 变化的 75%; 任小丽等 (2019) 认为温度和 EVI 是中国东部南北样带森林生态系统 T/ET 季节变异的关键因子, 解释率达 90%。但也有研究认为, T/ET 对 LAI 不敏感, Faticchi and Pappas (2017) 认为全球尺度 T/ET 对 LAI 缺乏敏感性, Li et al (2019) 认为全球尺度 LAI 只能解释 T/ET 年变化的 20%, 但是在季节尺度上 T/ET 与 LAI 呈非线性增长。

2.2.2 气候与植被因素

研究认为, T/ET 很大程度上取决于当地气候和植被特性 (Paschalis et al, 2018)。Niu et al

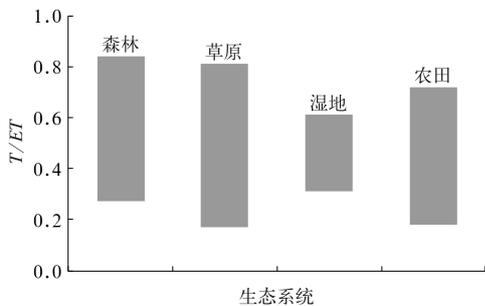


图 1 不同类型生态系统 T/ET 年均值的研究结果

[数据来源: Gu et al(2018), Wei et al(2017), Schlesinger and Jasechko(2014), Wang-Erlandsson et al(2014)]

Fig. 1 Annual T/ET results of different terrestrial ecosystems

[Data sources: Gu et al(2018), Wei et al(2017), Schlesinger and Jasechko(2014), Wang-Erlandsson et al(2014)]

(2019)利用模型-数据融合方法量化了1982—2015年中国陆地生态系统 T/ET ,发现植被恢复和气候变化是中国 T/ET 增加的主要原因,分别解释了 T/ET 变化趋势的 57.89% 和 36.84%; Scott and Biederman(2017)认为 T/ET 在蒸发需求较低的半干旱地区数值较高; Wang et al(2013)发现草地的 T/ET 增加主要由蒸发减少引起; Zhang J et al(2018)认为干旱气候下湿地生态系统 T 的贡献小于 E ; Burns et al(2015)提出在降水事件之后有效地表水的存在导致森林 T/ET 降低 10%~20%。但也有研究认为降水量对 T/ET 的影响很小,如 Li et al(2019)发现多年时间尺度上 T/ET 与降水量没有显著关系。Eichelmann et al(2018)研究发现开放水域比例较高的湿地, E 对 ET 的贡献较大,主要受较高的水温驱动;而开放水域比例较低的湿地,受到植被覆盖和较低水温的影响, E 的贡献很小, T 的贡献较大。

2.2.3 其他因素

E 和 T 之间的相互关系主要依赖于环境条件、冠层和土壤条件(Wang et al, 2014),同时还受海拔、地下水等因子的影响。任小丽等(2019)发现,中国东部森林生态系统 T/ET 年均值随纬度升高而增大; Méndez-Barroso et al(2014)认为中高海拔地区的蒸腾作用会减弱,使得 T/ET 减小; Maxwell and Condon(2016)认为大陆尺度的地下水流动过程可能大幅度增加 T/ET 。

3 结论与展望

近年来,国内外学者对全球陆地生态系统 T/ET 的研究已取得了一定的进展,但还存在如下问题需要进一步解决:

(1) T/ET 单点观测限制了各方法估算结果的比较。不同观测方法对时空尺度的范围都很敏感,由于测量周期不一致、时间尺度和空间尺度的差异,限制了各估算方法之间的比较。观测法中水量平衡法容易低估 T/ET ,同位素法可能高估 T/ET ,但由于同位素法能够减少尺度提升问题,与其他观测方法相比,更适合生态系统尺度上 T/ET 的连续监测。同位素法估算结果的不确定性,通常来源于稳态假设问题、不同生长阶段和环境条件对 T/ET 的影响、Keeling Plot 等模拟结果可能产生偏差等方面。因此,围绕同位素法估算 T/ET 的不确定性开

展研究是目前的研究热点。

(2) T/ET 模型估算的误差来源及比例不清。利用不同模型估算 T/ET 时呈现较大差异,与同位素法相比,模型法容易低估 T/ET 。利用不同方法估算 T/ET 时呈现显著差异。模型误差来源的不确定性是蒸散组分及 T/ET 模拟中的主要问题,由于观测数据集的缺乏,很难判定模型误差的来源。这种不确定性可能来源于方法上的假设或参数估计误差,因此模拟 T/ET 时需要优先考虑这些不确定性,识别模型中导致误差的假设和参数,基于观测数据减少模型误差,优化蒸散模型参数,数据与模型融合法仍将是未来 T/ET 模拟方法研究重点。

(3) 不同类型生态系统间 T/ET 变化的内在机制不明晰。引起不同生态系统间 T/ET 差异的原因主要有三个方面:一是来源于各生态系统间的差异,如不同生态系统生物种群间的差异;二是观测方法和模型选择的误差导致,如模型法普遍存在低估现象;三是由于尺度转化或数据集不同所引发的差异,如来源于不同时空尺度的观测数据集。 T/ET 的准确量化是研究陆地生态系统 T/ET 差异的关键,只有确定引发 T/ET 差异的根本原因,减少由于量化方法引起的不确定性,优化模型性能准确评估 T/ET ,才能正确理解不同生态系统 T/ET 变化的内在机制。

(4) 不同类型生态系统 T/ET 的驱动机制不清。植被、气候、土壤等因素均影响着 T/ET 的变化,不同类型生态系统引起 T/ET 变化的驱动因子不同,即使同一生态系统 T/ET 变化的驱动因子贡献率也不同。另外,估算方法的选取、生态系统所处的地理位置不同等原因也可能引起研究结果不一致。目前对于 T/ET 控制因子假设的验证一直受到缺乏直接估算方法的限制,使得 T/ET 变化的驱动机制仍不够明晰。为了更好地理解 T/ET 变化对生态、水文和气候等因子的响应过程以及各因子对其变化的贡献率,有必要更准确地量化 T/ET 以及对陆地生态系统 T/ET 进行持续的观测和深入研究。

参考文献

- 胡祖恒,徐忠峰,马柱国,2017. 北半球温室气体和土地利用/覆盖变化对地面气温日较差的影响[J]. 气象,43(12):1453-1460. Hu Z H, Xu Z F, Ma Z G, 2017. Impact of increased greenhouse gas concentration and land use/land cover changes on diurnal temperature range in Northern Hemisphere[J]. Meteor Mon, 43

- (12):1453-1460(in Chinese).
- 姜勃,田静,苏红波,2020. 基于 CLM 模型的月尺度中亚陆表蒸散和土壤水分模拟估算[J]. 地理科学进展,39(3):433-442. Jiang B, Tian J, Su H B, 2020. Estimation of monthly evapotranspiration and soil moisture in the Central Asia[J]. Prog Geogr, 39(3):433-442(in Chinese).
- 姜彤,孙赫敏,李修仓,等. 2020. 气候变化对水文循环的影响[J]. 气象,46(3):289-300. Jiang T, Sun H M, Li X C, et al, 2020. Impact of climate change on water cycle[J]. Meteor Mon, 46(3):289-300(in Chinese).
- 任小丽,路倩倩,何洪林,等. 2019. 中国东部南北样带森林生态系统蒸腾与蒸散比值(T/ET)时空变化[J]. 地理学报,74(1):63-75. Ren X L, Lu Q Q, He H L, et al, 2019. Spatio-temporal variations of the ratio of transpiration to evapotranspiration in forest ecosystems along the north-south transect of eastern China[J]. Acta Geogr Sin, 74(1):63-75(in Chinese).
- 沈竞,张弥,肖薇,等. 2016. 基于改进 SW 模型的千烟洲人工林蒸散组分拆分及其特征[J]. 生态学报,36(8):2164-2174. Shen J, Zhang M, Xiao W, et al, 2016. Modeling evapotranspiration and its components in Qianyanzhou plantation based on modified SW model[J]. Acta Ecol Sin, 36(8):2164-2174(in Chinese).
- 石俊杰,龚道枝,梅旭荣,等. 2012. 稳定同位素法和涡度-微型蒸渗仪区分玉米田蒸散组分的比较[J]. 农业工程学报,28(20):114-120. Shi J J, Gong D Z, Mei X R, et al, 2012. Comparison of partitioning evapotranspiration composition in maize field using stable isotope and eddy covariance-microlysimeter methods[J]. Trans Chin Soc Agric Eng, 28(20):114-120(in Chinese).
- 童雅琴,王佩,李小雁,等. 2018. 黑河流域高寒草甸生态系统水分收支及蒸散发拆分研究[J]. 生态学报,38(20):7400-7411. Tong Y Q, Wang P, Li X Y, et al, 2018. Water budget and evapotranspiration partition in an alpine meadow ecosystem in the upstream of the Heihe River, China[J]. Acta Ecol Sin, 38(20):7400-7411(in Chinese).
- 王渝淞,贾国栋,张永娥,等. 2019. 北京山区侧柏林蒸散拆分研究[J]. 水土保持学报,33(2):272-278. Wang Y S, Jia G D, Zhang Y E, et al, 2019. Study on the separation of evapotranspiration of Platycladus orientalis forest in Beijing mountains area[J]. J Soil Water Conserv, 33(2):272-278(in Chinese).
- 徐霞,成亚薇,江红蕾,等. 2017. 风速变化对草原生态系统的影响研究进展[J]. 生态学报,37(12):4289-4298. Xu X, Cheng Y W, Jiang H L, et al, 2017. Research progress of the effects of wind speed change on grassland ecosystem[J]. Acta Ecol Sin, 37(12):4289-4298(in Chinese).
- 叶丹,张述文,王飞洋,等. 2017. 基于陆面模式 Noah-MP 的不同参数化方案在半干旱区的适用性[J]. 大气科学,41(1):189-201. Ye D, Zhang S W, Wang F Y, et al, 2017. The applicability of different parameterization schemes in semi-arid region based on Noah-MP land surface model[J]. Chin J Atmos Sci, 41(1):189-201(in Chinese).
- 于文颖,纪瑞鹏,贾庆宇,等. 2020. 基于改进的双作物系数法估算辽河三角洲芦苇湿地蒸散量[J]. 生态学报,40(1):325-335. Yu W Y, Ji R P, Jia Q Y, et al, 2020. Evapotranspiration estimation of Phragmites australis wetland in the Liaohe River Delta based on the improved dual crop coefficient method[J]. Acta Ecol Sin, 40(1):325-335(in Chinese).
- 袁国富,张娜,孙晓敏,等. 2010. 利用原位连续测定水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 Keeling Plot 方法区分麦田蒸散组分[J]. 植物生态学报,34(2):170-178. Yuan G F, Zhang N, Sun X M, et al, 2010. Partitioning wheat field evapotranspiration using Keeling Plot method and continuous atmospheric vapor $\delta^{18}\text{O}$ data[J]. Chin J Plant Ecol, 34(2):170-178(in Chinese).
- 章光新,武瑶,吴燕锋,等. 2018. 湿地生态水文学研究综述[J]. 水科学进展,29(5):737-749. Zhang G X, Wu Y, Wu Y F, et al, 2018. A review of research on wetland ecohydrology[J]. Adv Water Sci, 29(5):737-749(in Chinese).
- 张果,薛海乐,徐晶,等. 2016. 东亚区域陆面过程方案 Noah 和 Noah-MP 的比较评估[J]. 气象,42(9):1058-1068. Zhang G, Xue H L, Xu J, et al, 2016. The WRF performance comparison based on Noah and Noah-MP land surface processes on East Asia[J]. Meteor Mon, 42(9):1058-1068(in Chinese).
- 赵娜娜,刘钰,蔡甲冰. 2009. 夏玉米生育期叶面蒸腾与棵间蒸发比例试验研究[J]. 灌溉排水学报,28(2):5-8. Zhao N N, Liu Y, Cai J B, 2009. Experimental research on the ratio between evaporation and transpiration of maize[J]. J Irrigat Drain, 28(2):5-8(in Chinese).
- Alam M S, Lamb D W, Rahman M M, 2019. In-situ partitioning of evaporation and transpiration components using a portable evapotranspiration dome — A case study in Tall Fescue (*Festuca arundinacea*) [J]. Agric Water Manag, 213:352-357.
- Allen R G, Pereira L S, Raes D, et al, 1998. Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements [M]. Rome:FAO.
- Aouade G, Ezzahar J, Amenzou N, et al, 2016. Combining stable isotopes, eddy covariance system and meteorological measurements for partitioning evapotranspiration, of winter wheat, into soil evaporation and plant transpiration in a semi-arid region[J]. Agric Water Manag, 177:181-192.
- Berkelhammer M, Noone D C, Wong T E, et al, 2016. Convergent approaches to determine an ecosystem's transpiration fraction[J]. Global Biogeochem Cycles, 30(6):933-951.
- Bijoor N S, Pataki D E, Rocha A V, et al, 2011. The application of $\delta^{18}\text{O}$ and δD for understanding water pools and fluxes in a Typha marsh[J]. Plant Cell Environ, 34(10):1761-1775.
- Burns S P, Blanken P D, Turnipseed A A, et al, 2015. The influence of warm-season precipitation on the diel cycle of, the surface energy balance and carbon dioxide at a Colorado subalpine forest site[J]. Biogeosciences, 12(23):7349-7377.
- Carter Johnson W, Werner B, Guntenspergen G R, 2016. Non-linear responses of glaciated prairie wetlands to climate warming[J]. Climatic Change, 134(1-2):209-223.
- Chang L L, Dwivedi R, Knowles J F, et al, 2018. Why do large-scale land surface models produce a low ratio of transpiration to evapotranspiration? [J]. J Geophys Res, 123(17):9109-9130.
- Chen L J, Sun L Y, Liu W J, et al, 2019. Evapotranspiration partitioning using an optimality-based ecohydrological model in a semiarid shrubland[J]. Int J Digit Earth, 12(12):1423-1440.

- Coenders-Gerrits A M J, Van Der Ent R J, Bogaard T A, et al, 2014. Uncertainties in transpiration estimates[J]. *Nature*, 506(7487): E1-E2.
- Eichmann E, Hemes K S, Knox S H, et al, 2018. The effect of land cover type and structure on evapotranspiration from agricultural and wetland sites in the Sacramento-San Joaquin River Delta, California[J]. *Agric For Meteorol*, 256-257: 179-195.
- Ershadi A, McCabe M F, Evans J P, et al, 2015. Impact of model structure and parameterization on Penman-Monteith type evaporation models [J]. *J Hydrol*, 525: 521-535.
- FAO, 2012. Global Forest Land-Use Change 1990-2005; FAO Forestry Paper No. 169[M]. Rome: FAO.
- Faticchi S, Pappas C, 2017. Constrained variability of modeled T:ET ratio across biome[J]. *Geophys Res Lett*, 44(13): 6795-6803.
- Fisher J B, Tu K P, Baldocchi D D, 2008. Global estimates of the land-atmosphere water flux based on monthly AVHRR and ISLSCP-II data, validated at 16 fluxnet sites[J]. *Remote Sens Environ*, 112(3): 901-919.
- Fisher J B, Whittaker R J, Malhi Y, 2011. ET come home: potential evapotranspiration in geographical ecology[J]. *Global Ecol Biogeogr*, 20(1): 1-18.
- Frank D C, Poulter B, Saurer M, et al, 2015. Water-use efficiency and transpiration across European forests during the Anthropocene[J]. *Nat Climate Change*, 5(6): 579-583.
- Good S P, Noone D, Bowen G, 2015. Hydrologic connectivity constrains partitioning of global terrestrial water fluxes [J]. *Science*, 349(6244): 175-177.
- Good S P, Soderberg K, Guan K Y, et al, 2014. $\delta^2\text{H}$ isotopic flux partitioning of evapotranspiration over a grass field following a water pulse and subsequent dry down[J]. *Water Resour Res*, 50(2): 1410-1432.
- Gu C J, Ma J Z, Zhu G F, Yang H, et al, 2018. Partitioning evapotranspiration using an optimized satellite-based ET model across biomes [J]. *Agric Forest Meteorol*, 259: 355-363.
- Hu Z M, Yu G R, Zhou Y L, et al, 2009. Partitioning of evapotranspiration and its controls in four grassland ecosystems: application of a two-source model[J]. *Agric Forest Meteorol*, 149(9): 1410-1420.
- Jasechko S, 2018. Plants turn on the tap[J]. *Nat Climate Change*, 8(7): 562-563.
- Jasechko S, Sharp Z D, Gibson J J, et al, 2013. Terrestrial water fluxes dominated by transpiration[J]. *Nature*, 496(7445): 347-350.
- Kool D, Agam N, Lazarovitch N, et al, 2014. A review of approaches for evapotranspiration partitioning[J]. *Agric For Meteorol*, 184: 56-70.
- Lascano R J, Van Bavel C H M, Hatfield J L, et al, 1987. Energy and water balance of a sparse crop: simulated and measured soil and crop evaporation[J]. *Soil Sci Soc Amer J*, 51(5): 1113-1121.
- Lawrence D M, Fisher R, Koven C, et al, [2019-12-26]. Technical description of version 5.0 of the Community Land Model (CLM)[EB/OL]. https://www.cesm.ucar.edu/models/cesm2/land/CLM50_Tech_Note.pdf.
- Lawrence D M, Thornton P E, Oleson K W, et al, 2007. The partitioning of evapotranspiration into transpiration, soil evaporation, and canopy evaporation in a GCM: impacts on land-atmosphere interaction[J]. *J Hydrometeorol*, 8(4): 862-880.
- Leuning R, Zhang Y Q, Rajaud A, et al, 2008. A simple surface conductance model to estimate regional evaporation using MODIS leaf area index and the Penman-Monteith equation[J]. *Water Resour Res*, 44(10): W10419.
- Li X, Gentile P, Lin C J, et al, 2019. A simple and objective method to partition evapotranspiration into transpiration and evaporation at eddy-covariance sites[J]. *Agric For Meteorol*, 265: 171-182.
- Lian X, Piao S L, Huntingford C, et al, 2018. Partitioning global land evapotranspiration using CMIP5 models constrained by observations[J]. *Nat Climate Change*, 8(7): 640-646.
- Ma W C, Wei Z W, Wang P, et al, 2020. Transpiration and evaporation of grassland using land surface modelling [J]. *Hydrol Process*, 34(17): 3656-3668.
- Martens B, Miralles D G, Lievens H, et al, 2017. GLEAM v3: satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture [J]. *Geosci Model Dev*, 10(5): 1903-1925.
- Maxwell R M, Condon L E, 2016. Connections between groundwater flow and transpiration partitioning[J]. *Science*, 353(6297): 377-380.
- Méndez-Barroso L A, Vivoni E R, Robles-Morua A, et al, 2014. A modeling approach reveals differences in evapotranspiration and its partitioning in two semiarid ecosystems in Northwest Mexico [J]. *Water Resour Res*, 50(4): 3229-3252.
- Miralles D G, De Jeu R A M, Gash J H, et al, 2011a. Magnitude and variability of land evaporation and its components at the global scale[J]. *Hydrol Earth Syst Sci*, 15(3): 967-981.
- Miralles D G, Holmes T R H, De Jeu R A M, et al, 2011b. Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations[J]. *Hydrol Earth Syst Sci*, 15(2): 453-469.
- Miralles D G, Jiménez C, Jung M, et al, 2016. The WACMOS-ET project-Part 2: evaluation of global terrestrial evaporation data sets[J]. *Hydrol Earth Syst Sci*, 20(2): 823-842.
- Mu Q Z, Heinsch F A, Zhao M S, et al, 2007. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data[J]. *Remote Sens Environ*, 111(4): 519-536.
- Mu Q Z, Zhao M S, Running S W, 2011. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm[J]. *Remote Sens Environ*, 115(8): 1781-1800.
- Niu G Y, Yang Z L, Mitchell K E, et al, 2011. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP); 1. Model description and evaluation with local-scale measurements[J]. *J Geophys Res*, 116(D12): D12109.
- Niu Z, He H L, Zhu G F, et al, 2019. An increasing trend in the ratio of transpiration to total terrestrial evapotranspiration in China from 1982 to 2015 caused by greening and warming[J]. *Agric For Meteorol*, 279: 107701.
- Norman J M, Kustas W P, Humes K S, 1995. Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature[J]. *Agric For Meteorol*, 77(3/4): 263-293.
- Paschalis A, Faticchi S, Pappas C, et al, 2018. Covariation of vegetation and climate constrains present and future T/ET variability [J]. *Environ Res Lett*, 13(10): 104012.

- Rothfuss Y, Quade M, Brüggemann N, et al, 2021. Reviews and syntheses: gaining insights into evapotranspiration partitioning with novel isotopic monitoring methods[J]. *Biogeosciences*, 18(12): 3701-3732.
- Schlesinger W H, Jasechko S, 2014. Transpiration in the global water cycle[J]. *Agric For Meteorol*, 189-190: 115-117.
- Scott R L, Biederman J A, 2017. Partitioning evapotranspiration using long-term carbon dioxide and water vapor fluxes[J]. *Geophys Res Lett*, 44(13): 6833-6840.
- Shuttleworth W J, Wallace J S, 1985. Evaporation from sparse crops-an energy combination theory[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 111(469): 839-855.
- Smith A A, Welch C, Stadnyk T A, 2018. Assessing the seasonality and uncertainty in evapotranspiration partitioning using a tracer-aided model[J]. *J Hydrol*, 560: 595-613.
- Soubie R, Heinesch B, Granier A, et al, 2016. Evapotranspiration assessment of a mixed temperate forest by four methods: eddy covariance, soil water budget, analytical and model[J]. *Agric For Meteorol*, 228-229: 191-204.
- Sun X M, Wilcox B P, Zou C B, 2019. Evapotranspiration partitioning in dryland ecosystems: a global meta-analysis of in situ studies [J]. *J Hydrol*, 576: 123-136.
- Sutanto S J, van den Hurk B, Hoffmann G, et al, 2014. HESS Opinions: a perspective on different approaches to determine the contribution of transpiration to the surface moisture fluxes [J]. *Hydrol Earth Syst Sci Discuss*, 11(3): 2583-2612.
- Sutanto S J, Wenninger J, Coenders-Gerrits A M J, et al, 2012. Partitioning of evaporation into transpiration, soil evaporation and interception: a comparison between isotope measurements and a HYDRUS-1D model[J]. *Hydrol Earth Syst Sci*, 16(8): 2605-2616.
- Talsma C J, Good S P, Jimenez C, et al, 2018. Partitioning of evapotranspiration in remote sensing-based models[J]. *Agric For Meteorol*, 260-261: 131-143.
- Wang L X, Caylor K K, Villegas J C, et al, 2010. Partitioning evapotranspiration across gradients of woody plant cover: assessment of a stable isotope technique[J]. *Geophys Res Lett*, 37(9): L09401.
- Wang L X, Good S P, Caylor K K, 2014. Global synthesis of vegetation control on evapotranspiration partitioning[J]. *Geophys Res Lett*, 41(19): 6753-6757.
- Wang L X, Niu S L, Good S P, et al, 2013. The effect of warming on grassland evapotranspiration partitioning using laser-based isotope monitoring techniques[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 111: 28-38.
- Wang W, Smith J A, Ramamurthy P, et al, 2016. On the correlation of water vapor and CO₂: application to flux partitioning of evapotranspiration[J]. *Water Resour Res*, 52(12): 9452-9469.
- Wang-Erlandsson L, Van Der Ent R J, Gordon L J, et al, 2014. Contrasting roles of interception and transpiration in the hydrological cycle—Part 1: temporal characteristics over land[J]. *Earth Syst Dynam*, 5(2): 441-469.
- Wei Z W, Lee X, Wen X F, et al, 2018. Evapotranspiration partitioning for three agro-ecosystems with contrasting moisture conditions: a comparison of an isotope method and a two-source model calculation[J]. *Agric For Meteorol*, 252: 296-310.
- Wei Z W, Yoshimura K, Okazaki A, et al, 2015. Partitioning of evapotranspiration using high-frequency water vapor isotopic measurement over a rice paddy field[J]. *Water Resour Res*, 51(5): 3716-3729.
- Wei Z W, Yoshimura K, Wang L X, et al, 2017. Revisiting the contribution of transpiration to global terrestrial evapotranspiration [J]. *Geophys Res Lett*, 44(6): 2792-2801.
- Yang Y T, Shang S H, 2013. A hybrid dual-source scheme and trapezoid framework-based evapotranspiration model (HTEM) using satellite images: algorithm and model test[J]. *J Geophys Res*, 118(5): 2284-2300.
- Zhang J, Zhang S C, Zhang W G, et al, 2018. Partitioning daily evapotranspiration from a marsh wetland using stable isotopes in a semiarid region[J]. *Hydrol Res*, 49(4): 1005-1015.
- Zhang S C, Zhang J, Liu B, et al, 2018. Evapotranspiration partitioning using a simple isotope-based model in a semiarid marsh wetland in northeastern China[J]. *Hydrol Process*, 32(4): 493-506.
- Zhang Y C, Shen Y J, Sun H Y, et al, 2011. Evapotranspiration and its partitioning in an irrigated winter wheat field: a combined isotopic and micrometeorologic approach[J]. *J Hydrol*, 408(3-4): 203-211.
- Zhang Y Q, Peña-Arancibia J L, Mcvicar T R, et al, 2016. Multi-decadal trends in global terrestrial evapotranspiration and its components[J]. *Sci Rep*, 6(1): 19124.
- Zhou S, Yu B F, Zhang Y, et al, 2016. Partitioning evapotranspiration based on the concept of underlying water use efficiency[J]. *Water Resour Res*, 52(2): 1160-1175.
- Zhu X J, Yu G R, Hu Z M, et al, 2015. Spatiotemporal variations of T/ET (the ratio of transpiration to evapotranspiration) in three forests of eastern China[J]. *Ecol Indic*, 52: 411-421.

(本文责编:戴洋)