

DOI: 10.20103/j.stxb.202305020911

余文君, 赵林, 李艳忠, 南卓铜, 赵拥华. 基于互补相关理论的青藏高原蒸散发时空变化及其影响因素. 生态学报, 2024, 44(12): 5024-5039.

Yu W J, Zhao L, Li Y Z, Nan Z T, Zhao Y H. Spatial-temporal variation of evapotranspiration based on the complementary relationship principle and its influencing factors on the Qinghai-Tibet Plateau. Acta Ecologica Sinica, 2024, 44(12): 5024-5039.

基于互补相关理论的青藏高原蒸散发时空变化及其影响因素

余文君¹, 赵林^{2,*}, 李艳忠¹, 南卓铜³, 赵拥华⁴

1 南京信息工程大学, 水文与水资源工程学院, 南京 210044

2 南京信息工程大学, 地理科学学院, 南京 210044

3 南京师范大学, 地理科学学院, 南京 210023

4 中国科学院大学, 西北生态环境资源研究院, 兰州 730000

摘要: 蒸散发在陆地水热循环过程中起着重要的纽带作用, 青藏高原 (QTP) 因独特的地理环境, 其蒸散发研究受到极大的关注。基于 0.05° 分辨率的气象格网数据集和 MODIS 遥感数据, 利用互补相关理论估算了 2002—2019 年青藏高原逐日蒸散发, 探讨了蒸散发的时空变化特征, 及其与冻土类型、气象要素的关系。结果表明: (1) 互补相关理论在青藏高原地区估算的蒸散发结果是可靠的。(2) 青藏高原 2002—2019 年平均蒸散发量约 371.54 mm/a, 具有明显的季节性差异, 主要集中在夏季; 蒸散发在青藏高原呈现出东南向西北递减的空间分布特征, 趋势变化上在东部呈增加趋势, 而西部呈减少趋势; 蒸散发稳定性的空间差异显著, 波动强度表现出从东南向西北递减的趋势。(3) 蒸散发量与冻土类型空间分布密切相关, 冻土水热状态越稳定, 蒸散发量越小。(4) 气象要素对蒸散发时空变化的影响具有明显的差异性, 蒸散发对净辐射敏感性最高, 风速的相对变化对蒸散发变化的贡献最大。本文结果加强了气候变化背景下青藏高原水循环的响应机制的研究, 为区域生态环境保护措施的制定提供了依据。

关键词: 青藏高原; 蒸散发; 互补相关; 时空变化; 冻土

Spatial-temporal variation of evapotranspiration based on the complementary relationship principle and its influencing factors on the Qinghai-Tibet Plateau

YU Wenjun¹, ZHAO Lin^{2,*}, LI Yanzhong¹, NAN Zhuotong³, ZHAO Yonghua⁴

1 School of Hydrology and Water Resources, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

2 School of Geographical Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

3 School of Geography, Nanjing Normal University, Nanjing 210023, China

4 Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China

Abstract: Evapotranspiration plays an important role in the process of terrestrial hydrothermal cycle. Due to the unique geographical environment of the Qinghai-Tibet Plateau (QTP), the research on evapotranspiration has received great attention. Based on the meteorological grid dataset with a resolution of 0.05° and MODIS remote sensing data, the daily evapotranspiration was estimated on the QTP from 2002 to 2019 by using the complementary relationship method. The spatiotemporal variations of evapotranspiration were analyzed, as well as the relationship with permafrost types and meteorological elements. The results showed that: (1) the estimated evapotranspiration by the complementary relationship method was reliable on QTP. (2) The average evapotranspiration on QTP from 2002 to 2019 was about 371.54 mm/a. It had obvious seasonal differences, and mainly concentrated in summer. The spatial distribution characteristic of the evapotranspiration showed a decreasing trend from southeast to northwest on QTP. The evapotranspiration increased in the east of the QTP, but decreased in the west. The stability of the evapotranspiration was significantly different, and the fluctuation intensity of the evapotranspiration showed a decreasing trend from southeast to northwest. (3) The

基金项目: 国家自然科学基金项目 (41901076, 41931180)

收稿日期: 2023-05-02; 网络出版日期: 2024-04-09

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: lzhaol@nuist.edu.cn

evapotranspiration was closely related to the spatial distribution of permafrost types, that was, the more stable the hydrothermal state of the permafrost, the smaller the evapotranspiration. (4) The influence of meteorological elements on the spatiotemporal changes of evapotranspiration had obvious differences. Evapotranspiration was most sensitive to net radiation, while relative changes in wind speed contributed the most to evapotranspiration variation. The research results improved the response mechanism of the QTP's water cycle under the background of climate change, and provided a basis for the formulation of regional ecological and environmental protection measures.

Key Words: Qinghai-Tibet Plateau; evapotranspiration; complementary relationship; spatial-temporal variation; permafrost

蒸散发作为陆地水循环重要的组成部分,是地表与大气之间水热交换的纽带。蒸散发的时空变异不仅影响陆地水储量的变化,也能改变气候和陆地生态系统的平衡状态^[1-4]。青藏高原是中国最大、世界海拔最高的高原,被称为“世界屋脊”和“第三极”。同时,青藏高原还是除极地冰盖以外全球第二大的冰川聚集地,约2/3的面积分布着地下冻土,孕育了黄河、长江、恒河、湄公河等重要河流,因此也被称为“亚洲水塔”^[5-6]。青藏高原地理环境独特,其蒸散发的变化影响区域乃至全球水循环系统及气候变化,明确青藏高原蒸散发的时空变化特征,对研究地气之间复杂过程和生态系统演变具有重要的科学意义^[7-8]。

青藏高原多年冻土区,由于生态环境复杂、人迹罕至,所以地面观测站布设和维护十分困难。观测资料的稀缺难以满足蒸散发模型参数的率定和评估^[9-10]。基于此,为了提升青藏高原地区的蒸散发的估算精度,诸多学者尝试了不同蒸散发模型及参数化方案,以揭示区域蒸散发的时空分布格局^[11-14]。Bouchet^[15]于1963年提出的一种半经验的蒸散发互补相关理论。该方法基于潜在蒸散发与实际蒸散发的互补关系来估算实际蒸散发,具有输入参数较少、计算简便等优点,对于资料匮乏地区的蒸散发估算具有较好的应用价值,得到了全球的广泛的关注和应用。

早期的蒸散发互补关系对于各种变量的估算尚不明确,发展相对缓慢。近些年,随着对蒸散发互补关系不断深入理解,发展了平流-干旱模型^[16]、Granger-Gray模型^[17]和Complementary Relationship Areal Evapotranspiration (CRAE)模型^[18]等。Brutsaert^[19]通过限制物理边界条件,改进了蒸散发互补关系,在全球不同气候和地形均取得良好的验证结果^[20-21]。Liu等^[22-23]应用互补相关理论估算了中国241个流域的蒸散发,与水量平衡估算蒸散发结果表现一致。Zhang等^[24]利用澳大利亚的通量站观测数据和蒸发皿数据检验了蒸散发互补关系,认为此方法可以用来估算长时间序列蒸散发。针对青藏高原的蒸散发的估算已经做了部分研究工作^[25],但是在2000年后气候急剧变化背景下,已不能满足青藏高原地区的蒸散发时空变化格局及其与冻土关系的研究。

本文利用改进后的蒸散发互补关系估算青藏高原区域实际蒸散发,1)利用6个观测站数据对蒸散发互补相关理论进行检验和误差分析,评估该方法的适用性;2)结合0.05°分辨率的气象格网数据和MODIS遥感数据,估算青藏高原2002—2019年的日蒸散发,阐明蒸散发的时空变化特征;3)分析冻土分布、气象要素与蒸散发的关系,探讨影响蒸散发时空变化的主要原因。

1 研究区概况与数据

1.1 研究区概况

青藏高原位于中国西南部,介于北纬26°00'—39°47',东经73°19'—104°47'之间。青藏高原平均海拔在4000 m以上(图1)。年均降水在400 mm左右,高原腹地年平均气温在0℃以下,夏季平均最高温度在10℃左右。青藏高原地理环境受多种因素共同影响,具有明显的水平和垂直的地带性特征,高原上冻土广泛分布,可以分为大片多年冻土、大片-岛状多年冻土、山地多年冻土、中-深季节冻土(厚度>1 m)、浅季节冻土(厚度<1 m)和短时冻土(图1);植被类型多样化,从东南至西北依次分布着森林、灌丛、草地、荒漠生态系统,其中天然草原面积最大,湖泊、冰川和农田零星分布。

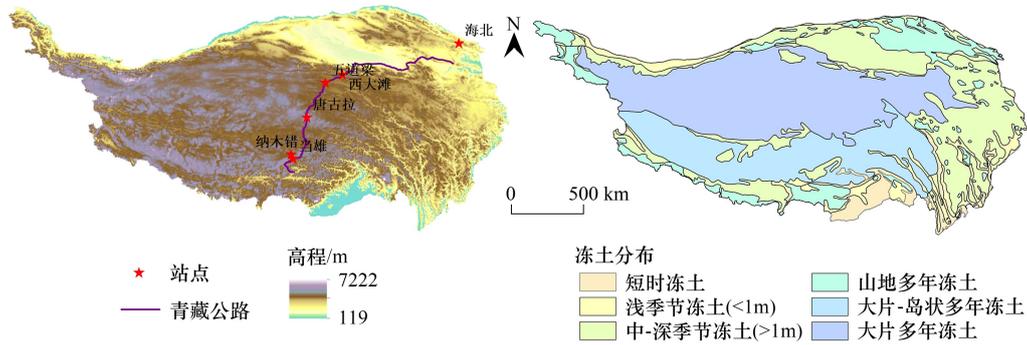


图 1 青藏高原气象观测站点、DEM 和冻土分布图

Fig.1 Distribution map of meteorological observation stations, DEM and permafrost on the Qinghai-Tibet Plateau (QTP)

1.2 研究数据

本文利用了青藏高原 6 个观测站的数据、DEM 以及冻土类型分布数据,其站点信息如表 1 所示,位置如图 1 所示,各站点包括净辐射、气温、相对湿度、风速、日照时数和涡动相关等观测数据,其中唐古拉、五道梁、西大滩数据、DEM 以及冻土类型分布数据均来自于藏北高原冰冻圈特殊环境与灾害国家野外科学观测研究站 (<http://www.crs.ac.cn/>),当雄、海北、纳木错来源于中国通量观测研究网络 (<http://www.chinaflux.org/>)。2002—2019 年 0.05°分辨率的气象格网数据来源于国家气象科学数据中心 (<https://data.cma.cn/>)。归一化植被指数 (Normalized Difference Vegetation Index, NDVI) 和反射率来源于 MODIS 卫星提供的产品数据 MOD13C1 和 MOD09。

表 1 观测站点及说明

Table 1 Description of observation sites

观测站 Sites	缩写 Abbreviation	经度/(°E) Longitude	纬度/(°N) Latitude	海拔/m Elevation	数据年份 Period
当雄	DX	91.07	30.5	295.7	2006—2010
海北	HB	101.33	37.67	3358	2006—2010
纳木错	NMC	90.95	30.77	4730	2005—2019
唐古拉	TGL	91.93	33.07	5100	2010—2011
五道梁	WDL	93.08	35.22	4783	2008—2009
西大滩	XDT	94.13	35.72	4538	2010—2012

2 研究方法

2.1 互补相关理论

蒸散发互补相关理论认为实际蒸散发 (ET_a) 和潜在蒸散发 (ET_p) 存在互补关系^[15]。当表面湿润不足时,实际蒸散发耗能将减少,多余的热量将提高大气温度,降低湿度,而大气温度的上升和湿度的下降会使蒸散发能力加大。假定充分供水(饱和湿润表面)条件下的蒸散发量为 ET_w , 即 $ET_a = ET_w = ET_p$ 。随着地表供水的减少,导致 ET_a 减少, ET_p 相应增加, 即 $ET_a < ET_w < ET_p$ ^[15]。在此基础上依据互补相关理论,蒸散发互补关系可表示为^[19]

$$ET_a = \left(\frac{ET_w}{ET_p} \right)^2 (2ET_p - ET_w) \tag{1}$$

ET_p 利用 Penman^[26] 公式计算, 即

$$ET_p = \frac{\Delta}{(\Delta + \gamma)} (R_n - G_0) + \frac{\gamma}{(\Delta + \gamma)} f(U) (e_s - e_a) \tag{2}$$

式中, Δ 是当前气温的饱和水汽压曲线斜率, $\text{kPa}/^\circ\text{C}$; γ 为湿度计常数, $\text{kPa}/^\circ\text{C}$; R_n 和 G_0 分别是净辐射通量和

土壤热通量,通常等量换算为蒸散发标准单位, $1 \text{ mm/d} = 0.408 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$; e_s 和 e_a 分别是饱和水汽压和实际水汽压, kPa; $f(U)$ 是风函数,采用莫宁奥布霍夫相似理论进行计算^[27],即

$$f(U) = t \frac{0.622 k^2 \rho u_2}{P \times \ln \left[\frac{z-d}{z_{ov}} - \varphi_v \right] \ln \left[\frac{z-d}{z_{om}} - \varphi_m \right]} \quad (3)$$

式中, t 表示时间, $1 \text{ d} = 86400 \text{ s}$; ρ 是空气密度, kg/m^3 ; P 是大气压强, kPa; z 是气象要素观测高度, 2 m ; d 是零平面位移高度, $d = 2h/3$, h 是植被冠层高度; u_2 是观测高度的风速, m/s ; z_{om} 和 z_{ov} 分别是动量粗糙长度和水汽粗糙度长度, $z_{om} = h/8$, $z_{ov} = z_{om} \times \exp(-kB^{-1})$, kB^{-1} 是无量纲数,对于均匀植被地表可取典型值 2.0 ^[28-29]; φ_v 和 φ_m 分别是湿度和动量的稳定度修正函数,在日尺度条件下,取值为零。

ET_w 利用 Priestley-Taylor^[30] 公式计算,即

$$ET_w = \alpha \frac{\Delta_w}{\Delta_w + \gamma} (R_n - G_0) \quad (4)$$

$$\beta_w = \frac{R_n - G_0 - ET_p}{ET_p} \approx \frac{T_w - T_a}{e_s(T_w) - e_a} \quad (5)$$

式中, α 是无量纲系数,默认值为 1.26,本研究以蒸散发估算值的均方根误差最小为目标,对 α 进行参数率定,取值为 1.13^[25]; Δ_w 对应的是湿润环境空气温度 (T_{wea}) 而不是实际空气温度 (T_a) 下的饱和水汽压曲线斜率,因在通常无法测量获得 T_{wea} 的情况下,可以采用湿润环境表面温度 (T_w) 来近似表达,利用波文比 β_w 进行迭代求解(公式(5))。

土壤热通量 G_0 的遥感估算方法主要基于 G_0 和 R_n 的比值关系^[11],即

$$G_0 = R_n [a(1 - f_c) + b \times f_c] \quad (6)$$

$$f_c = (\text{NDVI} - \text{NDVI}_{\text{soil}}) / (\text{NDVI}_{\text{veg}} - \text{NDVI}_{\text{soil}}) \quad (7)$$

式中, a 和 b 为净辐射和土壤热通量的比例系数,当完全植被覆盖时 $a = 0.25$,当地表为裸土时 $b = 0.05$ ^[31-33]; f_c 为植被覆盖度,利用植被指数 NDVI 计算; $\text{NDVI}_{\text{soil}}$ 为完全是裸土或无植被覆盖区域的 NDVI 值, NDVI_{veg} 则代表完全被植被所覆盖的像元的 NDVI 值。青藏高原 NDVI 的取值范围在 0—0.96 之间, $\text{NDVI}_{\text{soil}}$ 和 NDVI_{veg} 分别取一定置信度范围内的最小值和最大值。

地表净辐射采用 1998 年联合国粮农组织 (FAO) 推荐的标准方法估算 R_n ^[34],由净短波辐射 R_{ns} 和净长波辐射 R_{nl} 之差计算得到,即

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (8)$$

$$R_{ns} = (1 - \text{albedo}) R_s \quad (9)$$

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{\text{max}}^4 + T_{\text{min}}^4}{2} \right] (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right) \quad (10)$$

$$\text{albedo} = 0.160 R_1 + 0.291 R_2 + 0.243 R_3 + 0.166 R_4 + 0.112 R_5 + 0.018 R_7 - 0.0015 \quad (11)$$

式中, albedo 为地表反照率,利用 MODIS 产品 MOD09 中波段反射率数据和经验公式得出^[35]; R_1 、 R_2 、 R_3 、 R_4 、 R_5 和 R_7 为 MOD09 的第 1、2、3、4、5 和 7 波段的地表反射率; σ 为 Stefan-Boltzman 常数; T_{max} 和 T_{min} 分别为日最大、最小绝对温度, K; R_s 和 R_{so} 为到达地球的实际太阳辐射和净空辐射, $\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$,计算方法如下

$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_a \quad (12)$$

$$R_{so} = (0.75 + 2 \times 10^{-5} Z) R_a \quad (13)$$

式中, a_s 和 b_s 为实验观测的固定系数,FAO 提供的参考值分别为 0.25 和 0.50,本研究利用 6 个观测站点的净辐射数据对 a_s 和 b_s 进行率定,分别取值为 0.25 和 0.35; n 为日照时数; N 为最大日照时数; Z 为海拔, m ; R_a 是天文辐射^[34], $\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 。

2.2 趋势检验分析

Mann-Kendall (MK) 趋势检验^[36-37] 是一种非参数统计检验方法,其优点在于不需要数据服从正态分布,

且不受缺失数据和异常值的影响,在长时间序列数据的趋势显著检验中得到广泛的应用。因此本文采用 MK 趋势检验分析青藏高原蒸散发变化特征,可以有效的检验数据自然波动的变化趋势,其检验统计量 z 值为正时表示蒸散发为上升趋势,负值则表示下降趋势。此外,若 $|z|$ 值大于 1.65、1.96 和 2.58 时,则表示趋势分别通过了置信度为 90%、95% 和 99% 的显著性检验。

Theil-Sen 中值法^[38-39]是一种稳健的非参数统计的趋势计算方法,该方法计算效率高,对于测量误差和离群数据不敏感,常被用于长时间序列数据的趋势分析。因此本文利用 Theil-Sen 中值法计算青藏高原蒸散发的斜率 b ,代表趋势变化程度,即

$$b = \text{median}\left(\frac{x_j - x_i}{j - i}\right), j > i \quad (14)$$

式中,median 代表取中位数; x_j 和 x_i 为时间序列数据; b 是蒸散发变化斜率, b 大于 0 表示时间序列呈现上升趋势; b 小于 0 表示时间序列呈现下降趋势。

2.3 敏感性与贡献率计算

敏感性分析有助于定量解释蒸散发变化的主要原因,本研究采用 McCuen^[40]定义的敏感性系数来分析蒸散发对环境因子的敏感性。蒸散发 ET_a 对环境因子 x 的敏感性用其偏导 ($\frac{\partial ET_a}{\partial x}$) 表示,对其进行无量纲化,计算相对敏感系数 S ,然后根据 Taylor 级数展开的有限差分近似求解,即

$$S = \frac{\frac{\partial ET_a}{\partial x} |x|}{ET_a} \approx \frac{\Delta ET_a |x|}{\Delta x ET_a} \quad (15)$$

式中, Δx 为环境因子 x 的变化; ΔET_a 为 Δx 引起的 ET_a 变化。系数 S 表示为环境因子 x 的变化所导致的 ET_a 的变化,其正负表示 ET_a 与为环境因子 x 的变化一致或相反,绝对值越大,则环境因子对 ET_a 的影响越大。

在本研究中主要分析净辐射、土壤热通量、气温、相对湿度、和风速 5 个为气象要素对蒸散发的影响,通过对单一气象要素变化 $\pm 10\%$,且假定其他气象要素保持不变,重新计算 ET_a 。每个气象要素的贡献率可以表示为其相对变化率 (RC) 与其敏感性的乘积^[41],即

$$C_x = S_x \times RC_x \quad (16)$$

$$RC_x = \frac{n \times k_x}{|\bar{x}|} \times 100\% \quad (17)$$

式中, C_x 是环境因子 x 对 ET_a 的贡献率,正负值表示贡献率为正向或负向; S_x 是蒸散发对环境因子 x 的敏感性系数; RC_x 是环境因子 x 的多年变化率; n 为计算年份; k_x 为环境因子 x 的多年变化趋势线斜率,由环境因子 x 多年线性回归趋势分析计算得到; $|\bar{x}|$ 为环境因子 x 的多年均值绝对值。

2.4 评价指标

利用均方根误差 (Root Mean Square Error, RMSE) 和相关系数 (r) 对估算结果进行评估, RMSE 值越低以及 r 值越高,说明估算结果精度越高,即

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - S_i)^2} \quad (18)$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n [(S_i - \bar{S})(O_i - \bar{O})]}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}} \quad (19)$$

式中, O_i 和 S_i 分别表示第 i 个序列观测和估算的蒸散发量; \bar{O} 和 \bar{S} 分别表示观测和估算蒸散发的平均值; n 为样本容量。

利用标准差 (Standard Deviation, SD) 对青藏高原 ET_a 的空间格局变化进行稳定性分析^[42],即

$$SD = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (20)$$

式中,SD 为每个栅格单元标准差值; x_i 为栅格单元的 ET_a ; \bar{x} 为 ET_a 均值; n 为计算年份。 SD 值越大,该栅格的 ET_a 在 2002—2019 年内波动程度越大,反之波动程度越小。

3 结果

3.1 精度评价

基于青藏高原 6 个站点的涡动相关观测数据对蒸散发互补相关理论进行评估验证(图 2)。对比当雄

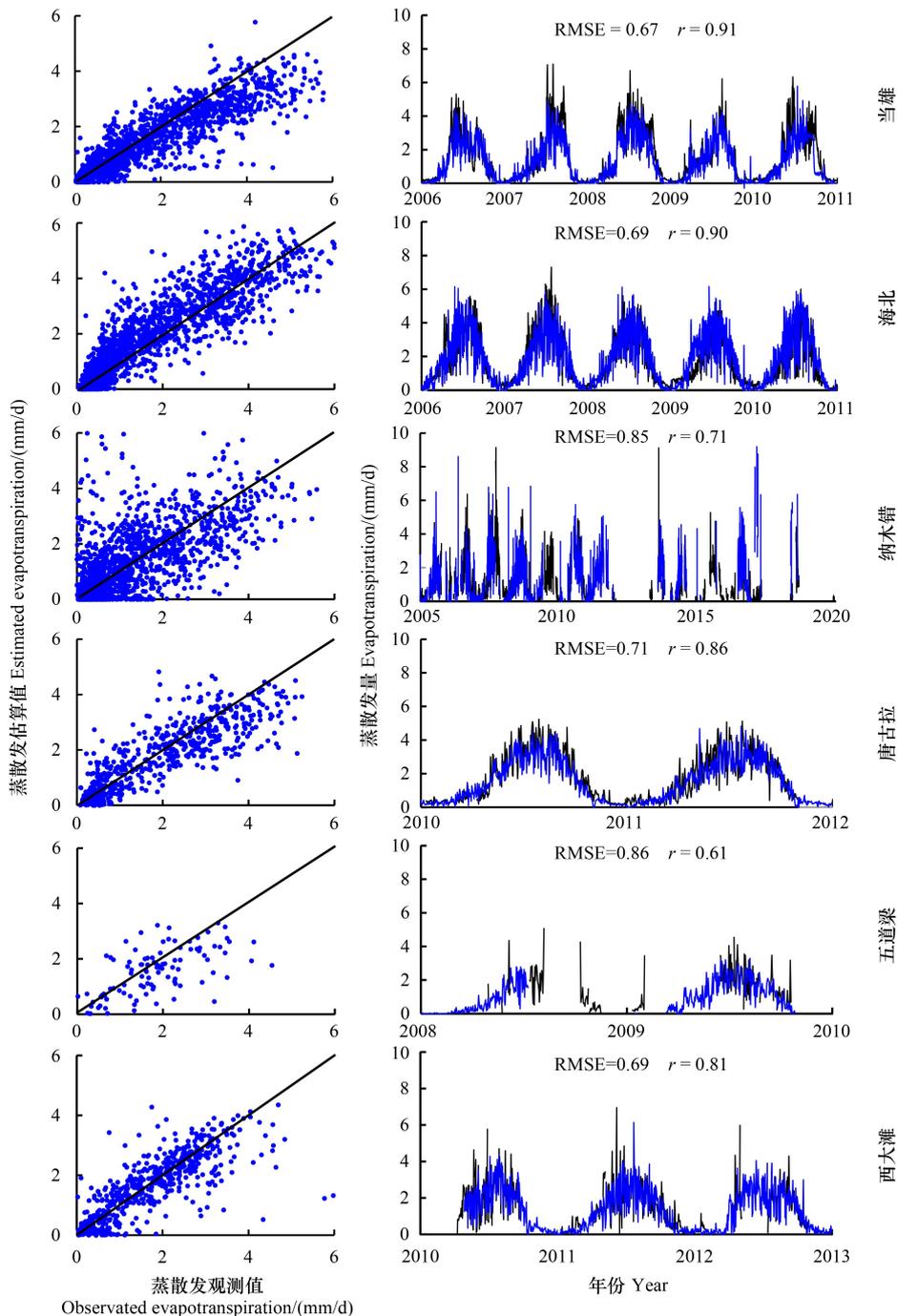


图 2 站点蒸散发观测值和估算值对比

Fig.2 Comparison of observed and estimated evapotranspiration values at the sites

DX: 当雄; HB: 海北; NMC: 纳木错; TGL: 唐古拉; WDL: 五道梁; XDT: 西大滩; 右列的图中蓝色线代表估算值,黑色线代表观测值

(DX)和唐古拉(TGL)蒸散发的估算值和观测值,发现峰值偏小,说明暖季估算的蒸散发量偏小,冷季相对准确;海北(HB)结果图显示春季冻土融化初期和秋季土壤冻结初期估算的蒸散发量比观测值偏大,夏季和冬季相对准确;纳木错(NMC)结果显示点的离散程度很大,精度相对较差,但是趋势变化表现一致;五道梁(WDL)的观测数据缺失严重,峰值估算结果偏小;西大滩(XDT)夏季数据缺失较多,整体精度较好。总体上,对比这6个站点蒸散发的估算值和观测值的RMSE和 r ,表明基于互补相关理论估算的蒸散发是可靠的,在青藏高原具有良好的适用性。

3.2 蒸散发时空变化特征

3.2.1 蒸散发时间变化

青藏高原2002—2019年多年平均蒸散发量约371.54 mm,在0.01的显著性水平检验上有显著的下降趋势,减小速度为1.87 mm/a(图3)。2002—2010年蒸散发波动较大,下降趋势不明显;2010—2019年蒸散发呈现明显下降趋势,速度达到4.59 mm/a。

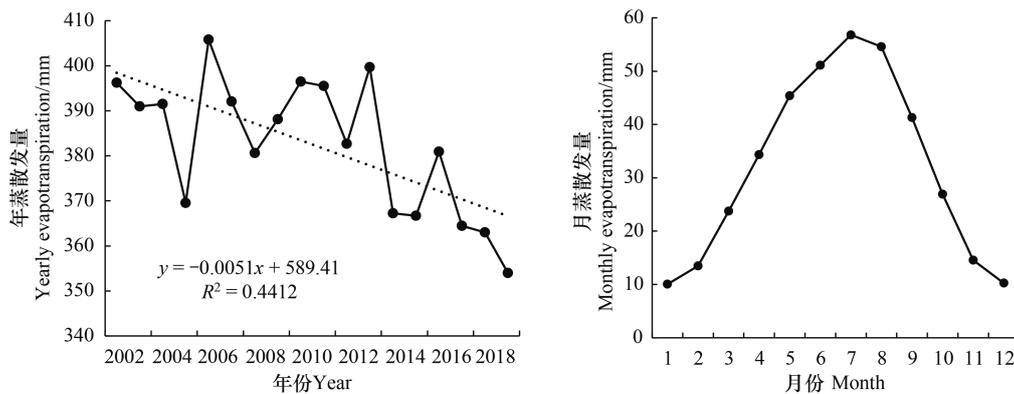


图3 2002—2019年青藏高原蒸散发的年际变化和多年月平均蒸散发的年内变化

Fig.3 Intra-annual and inter-annual changes of evapotranspiration on the QTP from 2002 to 2019

青藏高原多年月平均蒸散发具有明显的年内变化,呈现先增加后减小的单峰型分布(图3),随春季(3—5月)气温的升高,地表水热条件充足,蒸散发量开始增加,夏季(6—8月)7月蒸散发达到最大,然后秋季(9—11月)气温降低,水热环境限制蒸散作用,蒸散发量逐渐减小,冬季(12—次年2月)达到最小。对比各季节蒸散发变化趋势(图4),发现夏季蒸散发的下降速度最大,其次是春季、秋季和冬季。

3.2.2 蒸散发空间分布格局

青藏高原多年平均蒸散发具有明显的空间分布特征,呈现出东南向西北递减的趋势(图5)。东南部地区多年平均蒸散发量范围约为600—800 mm,少部分地区蒸散发量在800 mm以上;西藏北部和青海南部地区年均蒸散发量在400—500 mm之间;新疆、甘肃和青海北部地区蒸散发量最小,年均蒸散发量约为200—400 mm。

青藏高原各季节蒸散发与年均蒸散发的空间分布特征相似,均呈现出东南向西北递减的趋势(图6)。夏季蒸散发量最高,东南地区平均蒸散发量在200 mm以上,其他大部分地区蒸散发量可以达到150 mm。冬季由于地表处于冻结状态,大部分地区蒸散发量极小,青海和新疆部分地区蒸散发量小于10 mm,中部地区蒸散量为20—40 mm,东冬南部地区的蒸散发量为60—120 mm;春季和秋季分别处于表层土壤冻结和融化的过渡阶段,地表水热条件波动大,蒸散发表现出更强的空间异质性,纬度地带性显著。

3.2.3 蒸散发趋势变化

青藏高原蒸散发的变化趋势表现出显著的空间差异(图7和图8)。在年际变化尺度上,Theil-Sen中值法的趋势值 b 在高原大部分地区都小于0,同时MK趋势检验 z 值大于1.64,表明在0.01的显著性水平上蒸散发呈现下降趋势。高原西南和东北部地区蒸散发下降趋势范围约为2—8 mm/a,其中西藏南部地区下降趋势最

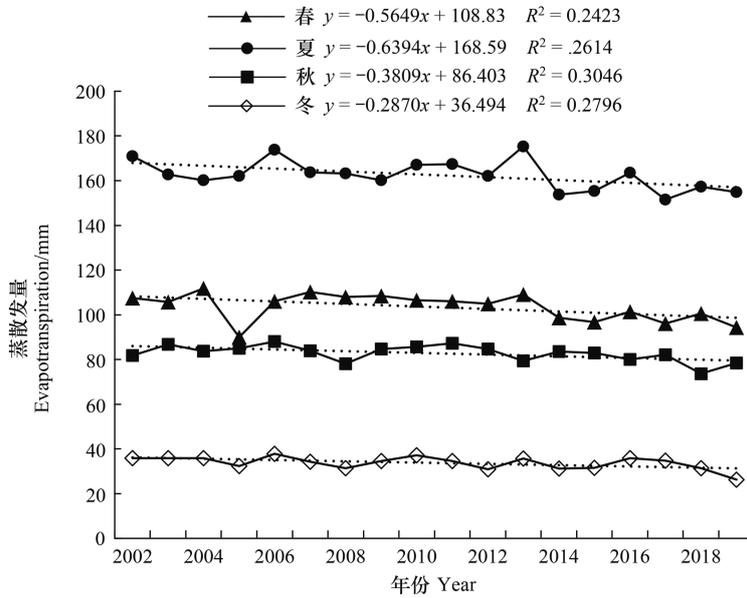


图 4 2002—2019 年青藏高原蒸散发的季节变化

Fig.4 Seasonal variation of evapotranspiration on the QTP from 2002 to 2019

大;高原中部和西北部地区下降趋势不显著,小于 2 mm/a,总体表现出下降趋势从南到北逐渐减弱的特征。高原南部和零星分布的一些地区蒸散发呈现了不显著的上升趋势,速率约小于 2 mm/a。

蒸散发在春季的变化趋势和在年际尺度的变化趋势具有相似的空间格局,但春季的变化幅度相对较小;在夏季呈现上升趋势的面积最大,但不显著,主要集中在高原西南部、青海中部、四川东部以及新疆西部等地区,而在高原西北部地区主要呈现显著下降趋势;秋季蒸散发变化趋势的空间分布与夏季不同,呈现上升趋势的地区大部分集中在中部和西南部地区,下降趋势的地区相对较少;冬季蒸散发在高原的中部和南部地区呈现显著下降趋势,但是变化趋势相对较弱,在东部和西部零星分布地区呈现上升趋势。

利用标准差法分析青藏高原蒸散发稳定性,其波动程度空间差异如图 9 和图 10 所示。在年际变化和季节变化尺度上,蒸散发稳定性空间分布格局相似,均呈现出从东南向西北递减的趋势。在高原西北部、中部的大部分地区蒸散发年际波动小于 20 mm/a,约占高原总面积的 50%;在高原南部、东部和东南部地区蒸散发年际波动大于 30 mm/a,约占高原总面积的 30%;高原零星分布一些地区波动范围为 20—30 mm/a,约占高原总面积的 20%。

蒸散发的波动强度也表现出显著的季节性特征,春季和夏季蒸散发波动程度空间差异较为明显,表现为从南到北递减,夏季波动程度较春季剧烈,可能原因在于夏季气温高,地表水热条件充足,导致夏季蒸散发波动较大。秋季和冬季气温逐渐降低,地表开始冻结,受水热状况限制,蒸散发减小,波动幅度减弱。

3.3 蒸散发变化影响因素分析

3.3.1 冻土类型与蒸散发的关系

因全球地表气温升高,导致冻土退化活动层厚度增加,土壤含水量增加,使得蒸散发作用增强,因此不同

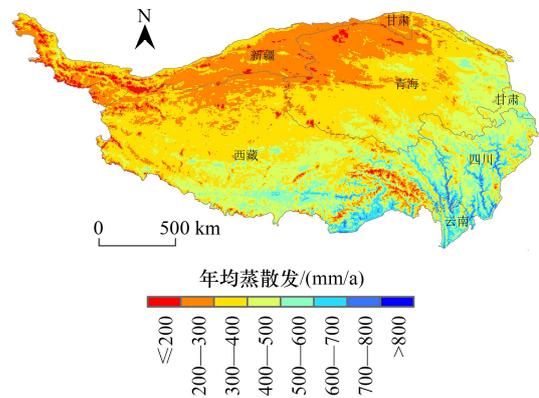


图 5 2002—2019 年青藏高原多年平均蒸散发空间分布

Fig.5 Spatial distribution of multi-year average evapotranspiration on the QTP from 2002 to 2019

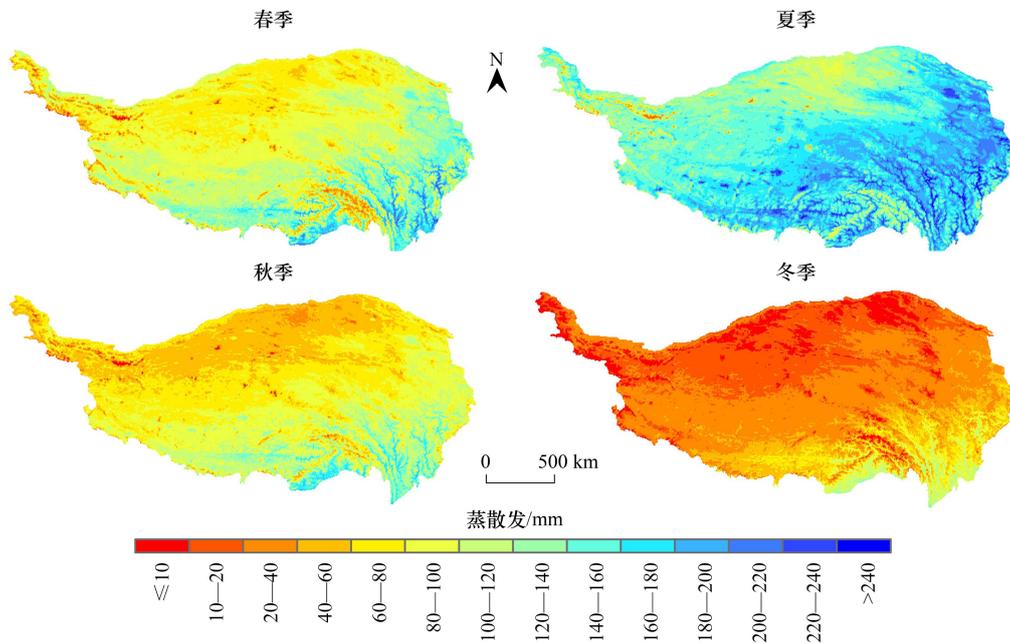


图 6 2002—2019 年青藏高原各季节蒸散发的空间分布特征

Fig.6 Spatial distribution of evapotranspiration in different seasons on the QTP from 2002 to 2019

冻土类型活动层厚度变化不同,影响蒸散发的空间分布(表 2)。青藏高原大片多年冻土面积最大,但蒸散发量最小,而短时冻土面积最小,但蒸散发量最大。对比图 1 和图 5,大片多年冻土区主要位于高原腹地以北地区,年蒸散发量在 300—400 mm 之间;季节冻土主要分布在高原东部,年蒸散发量在 500—600 mm 之间;短时冻土主要分布在高原南部、云南和四川部分地区,年蒸散发量在 800 mm 左右。从大片多年冻土到短时冻土,冻土稳定性逐渐减弱,活动层厚度增加,蒸散发也随之增强。总体上看,冻土稳定性与蒸散发呈反比关系,冻土稳定性越强,地表土壤含水量越小,蒸发补给减少,蒸散发量越小。

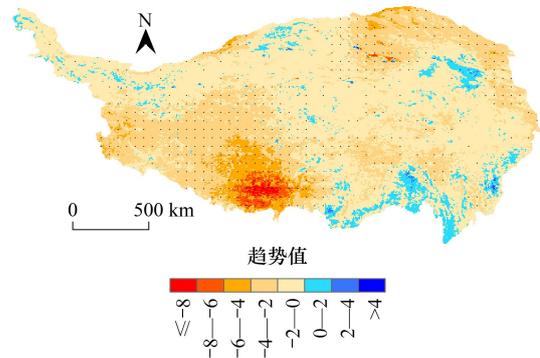


图 7 2002—2019 年青藏高原年蒸散发量的趋势值 (b) 空间分布
Fig.7 Spatial distribution of trend value of annual evapotranspiration on the QTP from 2002 to 2019

黑点表示在 MK 检验趋势变化结果在 0.01 的显著性水平上

表 2 青藏高原不同冻土类型的蒸散发以及面积

Table 2 Evapotranspiration and areas of different frozen soil types on the QTP

冻土类型 Type of frozen soil	蒸散发/(mm/a) Evapotranspiration	面积/(万 km ²) Area
大片多年冻土 Predominantly continuous permafrost	308.17	85.22
大片-岛状多年冻土 Predominantly continuous and island permafrost	413.05	48.77
山地多年冻土 Mountain permafrost	351.32	28.51
中-深季节冻土 (>1 m) Middle-thick seasonally frozen ground (>1 m)	410.26	67.24
浅季节冻土 (<1 m) Thin seasonally frozen ground (<1 m)	510.13	11.42
短时冻土 Short time frozen ground	548.11	10.40

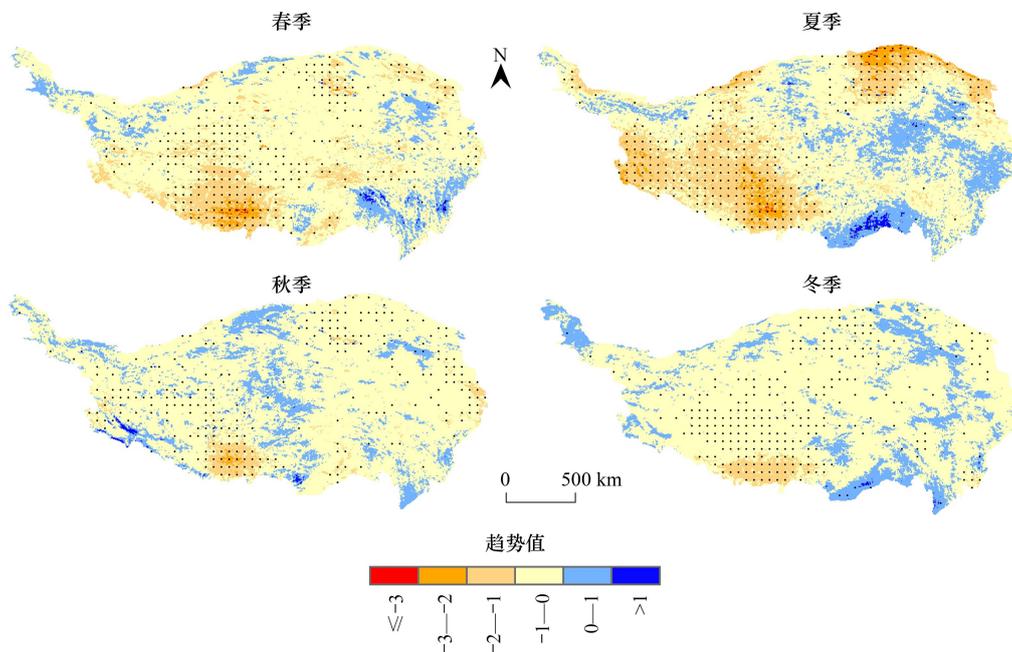


图 8 2002—2019 年青藏高原各季节蒸散发量的趋势值 (b) 空间分布

Fig.8 Spatial distribution of trend values of evapotranspiration in each season from 2002 to 2019 on the QTP

黑点表示在 MK 检验趋势变化在 0.01 的显著性水平上

3.3.2 气候要素与蒸散发的相关性

2002—2019 年青藏高原气象要素的变化趋势如表 3 所示。风速在不同时间尺度上均呈现显著的上升趋势;气温在年尺度和秋季有较为显著的上升趋势,呈现出冷季变暖的趋势;相对湿度在冬季有较为显著的下降趋势,下降程度显著高于其它季节,呈现出冬季变干的趋势;净辐射呈现不显著的下降趋势,土壤热通量没有明显的变化趋势。

在时间变化趋势上,气象要素与蒸散发的相关性在年际尺度和季节尺度上表现不同(表 4)。风速与蒸散发的相关性在年际尺度上最大,在夏季相关性最大且显著;净辐射与蒸散发在各尺度上均表现出显著的相关性,其中在冬季最大;气温与蒸散发在夏季表现出较为显著的相关性;相对湿度与蒸散发在春季有显著相关性,仅次于净辐射和土壤热通量;土壤热通量与蒸散发在春季和冬季相关性较强。

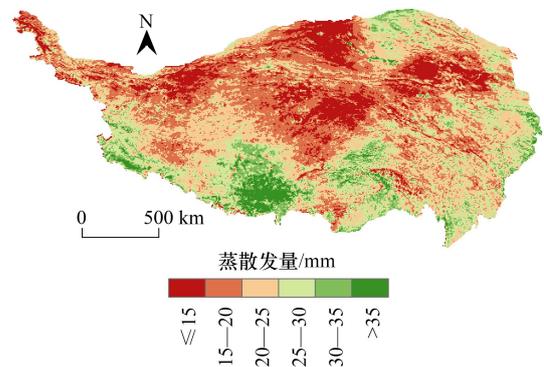


图 9 2002—2019 年青藏高原年蒸散发波动程度的空间分布

Fig.9 Spatial distribution of standard deviation of evapotranspiration on the QTP from 2002 to 2019

表 3 青藏高原气象要素时间变化趋势

Table 3 Temporal variation trend of meteorological factors on the QTP

变量 Factors	年 Year	春 Spring	夏 Summer	秋 Autumn	冬 Winter
风速 Wind speed $0/(m/s)$	0.04***	0.03**	0.03***	0.04***	0.04***
净辐射 Net radiation $/(W m^{-2} s^{-1})$	-0.03	-0.07	-0.03	-0.02	-0.03
气温 Air temperature/ $^{\circ}C$	0.04*	0.04	0.02	0.06*	0.05
相对湿度 Relative humidity/%	-0.09	0.07	-0.02	-0.09	-0.38*
土壤热通量 Soil heat flux $/(W m^{-2} s^{-1})$	-0.01	-0.01	-0.00	-0.01	-0.01

*表示 $P < 0.05$, **表示 $P < 0.01$, ***表示 $P < 0.001$

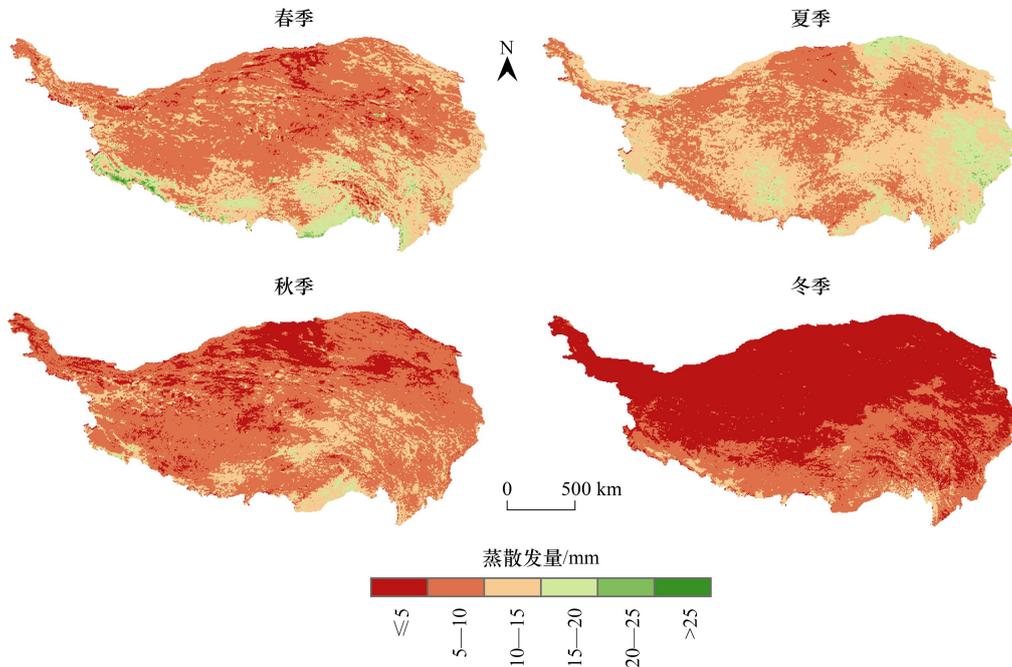


图 10 2002—2019 年青藏高原各季节蒸散发量波动程度的空间分布

Fig.10 Meteorological observation stations, DEM and distribution map of permafrost on the Qinghai-Tibet Plateau (QTP)

表 4 青藏高原气象要素与实际蒸散发时间变化趋势的相关系数

Table 4 Correlation coefficients between meteorological factors on the QTP and actual evapotranspiration time trends

变量 Factors	年 Year	春 Spring	夏 Summer	秋 Autumn	冬 Winter
风速 Wind speed	-0.77 ***	-0.50 *	-0.72 ***	-0.60 *	-0.44
净辐射 Net radiation	0.46 *	0.74 ***	0.65 **	0.56 **	0.75 ***
气温 Air temperature	0.01	0.32	0.45 *	0.27	0.44
相对湿度 Relative humidity	0.33	0.59 *	-0.07	0.28	-0.10
土壤热通量 Soil heat flux	0.39	0.72 ***	0.29	0.60 **	0.74 ***

* 表示 $P < 0.05$, ** 表示 $P < 0.01$, *** 表示 $P < 0.001$

在空间格局上,青藏高原气象要素与蒸散发均呈现出显著的空间相关性(表 5)。风速与蒸散发在各时间尺度上呈现空间负相关。净辐射、气温、相对湿度与蒸散发在各尺度上呈现空间正相关。净辐射、气温与蒸散发的相关性在夏季最小,说明在空间分布上夏季蒸散发受辐射和气温的影响相对较小,受风速影响较大。相对湿度在春季和冬季相关性较小,土壤热通量相关性相对最弱,总体上对蒸散发空间分布影响最小。

表 5 青藏高原气象要素与实际蒸散发的空间相关系数

Table 5 Spatial correlation coefficient between the meteorological factors and actual evapotranspiration on the QTP

变量 Factors	年 Year	春 Spring	夏 Summer	秋 Autumn	冬 Winter
风速 Wind speed	-0.70	-0.67	-0.68	-0.70	-0.61
净辐射 Net radiation	0.61	0.59	0.36	0.65	0.78
气温 Air temperature	0.64	0.61	0.27	0.72	0.87
相对湿度 Relative humidity	0.43	0.34	0.49	0.50	0.22
土壤热通量 Soil heat flux	-0.19	-0.05	-0.35	-0.13	0.33

显著性检验 $P < 0.001$

3.3.3 气象要素敏感性变化和贡献率分析

青藏高原蒸散发对净辐射、气温和相对湿度的敏感性为正值,对风速和土壤热通量的敏感性为负值

(表 6)。蒸散发对净辐射的敏感性最大,风速、湿度和土壤热通量次之,对气温的敏感性最低,各季节的敏感性差异不显著。蒸散发对气象要素的敏感性表现出区域差异(图 11)。对比敏感性绝对值,风速、净辐射、相对湿度和土壤热通量的敏感性呈现从东南向西北递增的趋势,其中净辐射敏感性最大值能达到 2.28,主要分布在青海西北部地区;气温的敏感性整体比较弱,最大值仅 0.15,集中分布在高原最南部地区。

表 6 蒸散发对气象要素的敏感性

Table 6 Sensitive coefficients of evapotranspiration to the meteorological factors

变量 Factors	年 Year	春 Spring	夏 Summer	秋 Autumn	冬 Winter
风速 Wind speed	-0.31	-0.36	-0.28	-0.31	-0.36
净辐射 Net radiation	1.62	1.70	1.56	1.61	1.70
气温 Air temperature	0.05	0.05	0.05	0.05	0.15
相对湿度 Relative humidity	0.31	0.28	0.35	0.31	0.25
土壤热通量 Soil heat flux	-0.28	-0.31	-0.26	-0.28	-0.30

气象要素相对变化对蒸散发的贡献表现出明显时空差异(表 7 和图 11)。在各时间尺度上,风速的相对变化对蒸散发的贡献最大,说明风速是蒸散发变化的主导因子。对比其他四个气候要素,春季和夏季蒸散发变化的主导因子为净辐射,秋季和冬季的主导因子为相对湿度。气温和土壤热通量对蒸散发变化贡献相对较小。在空间上,高原大部分地区风速增加导致蒸散发减少,仅高原最南部地区相反;东北地区净辐射相对减少导致蒸散发减少,北部、东南以及中部零星地区表现相反;东南和西北地区气温呈现上升趋势导致蒸散发相对增加,东北和西南地区表现相反;东北地区相对湿度增加导致蒸散发贡献增加,西南地区表现相反;土壤热通量对蒸散发的贡献变化特征与净辐射相似,但表现相反。

表 7 气象要素的相对变化及其对蒸散发的贡献率

Table 7 Relative change of the meteorological factors and its contribution rate to evapotranspiration

变量 Factors	年 Year		春 Spring		夏 Summer		秋 Autumn		冬 Winter	
	相对变化 RC	贡献 C	相对变化 RC	贡献 C	相对变化 RC	贡献 C	相对变化 RC	贡献 C	相对变化 RC	贡献 C
风速 Wind speed	28.47	8.92	23.48	8.36	23.92	6.65	32.66	10.14	33.22	12.08
净辐射 Net radiation	-0.72	-0.17	-0.86	1.47	-0.82	1.27	-0.39	-0.63	1.05	1.78
气温 Air temperature	11.21	0.52	9.52	0.64	10.54	0.20	17.29	0.87	10.77	0.90
相对湿度 Relative humidity	-3.46	1.08	3.02	0.85	-0.37	0.13	-3.27	-1.02	-15.48	-3.90
土壤热通量 Soil heat flux	-1.09	0.31	-0.47	0.15	-0.79	0.21	-1.92	0.53	-0.25	0.07

RC: 相对变化 Relative change (%); C: 贡献率 Contribution rate (%)

4 讨论

对比基于能量平衡的蒸散发模型^[11],互补相关理论在一定的物理基础上简化了参数化方案,并保持了较好的模型精度。本研究应用 6 个站点的观测数据验证蒸散发互补相关理论在青藏高原地区的适用性,站点主要分布在青藏工程走廊沿线,相对高原面积,站点的代表性稍显不足,导致模型利用站点观测数据进行参数率定后并延申至区域应用时存在一定的局限性,如 Priestley-Taylor 公式中参数 α 以及净辐射计算过程中系数 a_s 和 b_s 的取值,忽略了区域差异,导致估算结果存在一定的误差,需要更有效的方式结合遥感数据优化参数化方案。

青藏高原实际蒸散发具有显著的时空分布规律,其特征分布依赖气象驱动数据的精度,而青藏高原腹地缺乏气象观测数据,利用气象格网数据对蒸散发的估算具有较高的不确定性。研究发现与蔡俊飞等^[43]基于 GLASS 数据得到的蒸散发空间分布特性相似,趋势变化相反;与 Han 等^[44]利用 SEBS 模型结合 CMFD 数据估算蒸散发趋势变化特征相似,东部呈现增加趋势,西部呈现减少。因此,青藏高原蒸散发的估算精度在很大程

度受气象驱动数据的影响。

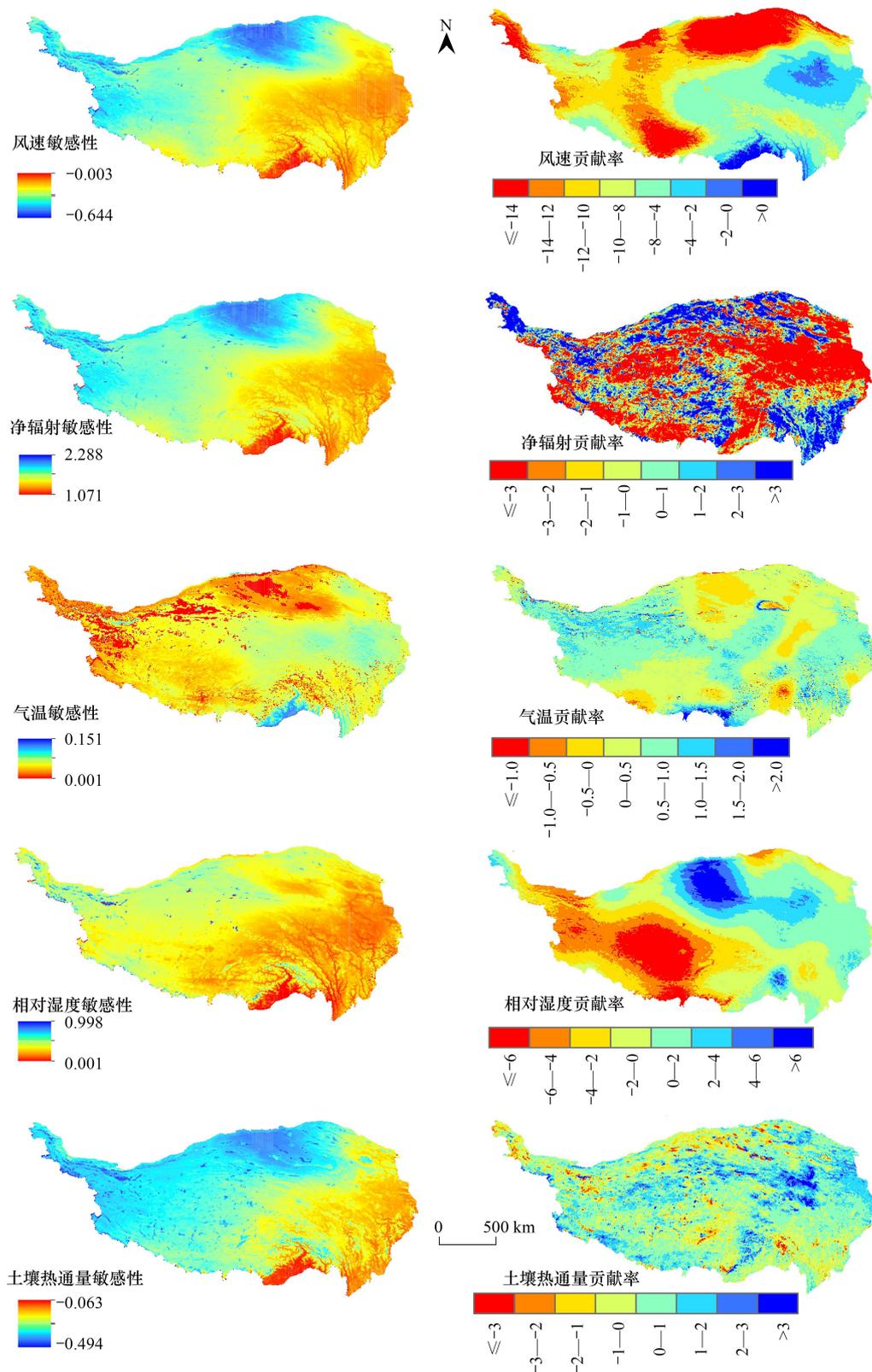


图 11 2002—2019 年青藏高原年蒸散发对气象要素敏感性以及气象要素对年蒸散发贡献率的空间分布

Fig.11 The spatial distribution of the sensitivity of evapotranspiration to meteorological elements and the contribution rate of meteorological factors to evapotranspiration on the QTP from 2002 to 2019.

为了进一步探讨青藏高原蒸散发的分布特征和规律,采用的敏感性归因方法定量分析了不同时空尺度上各气象要素变化对蒸散发变化的影响。对比 Liu^[45]基于两种改变气象要素变化的敏感性归因方法分析了其对蒸散发的贡献,表明不同的方法得到的结果有一定差异性。本研究是在假设气象要素变化 10% 的条件下分析对蒸散发的贡献,不能实际代表 2002 年至 2019 年对蒸散发的实际贡献量,但是有助于定量解释气候要素对蒸散发的影响。目前本研究仅分析了青藏高原蒸散发与相关气象要素的关系,在未来工作中需进一步研究降水、土壤湿度和植被等环境因子对青藏高原蒸散发时空格局的影响^[46-48]。

冻土的水热性质与蒸散发的关系复杂,尚没有简单有效的方法描述冻土区蒸散发水热过程。季芳等^[49]基于 Budyko-Fu 假设讨论了多年冻退化对蒸散发的影响,发现冻土退化对蒸散发的影响呈现显著的空间异质性,但是对机理过程依然缺乏研究。本研究仅初步探索了冻土类型与蒸散发的关系,在以后的工作中希望进一步研究冻土退化导致的蒸散发变化的机理。

5 结论

本文基于互补相关理论估算青藏高原 2002—2019 年实际蒸散发,分析其时空变化特征,以及与冻土类型、气象要素之间的关系,主要结论包括:

(1) 利用站点观测数据检验蒸散发的估算精度,表明蒸散发的互补相关理论在青藏高原的应用具有可行性。

(2) 2002—2019 年青藏高原多年平均蒸散发空间分布上从东南向西北递减,并呈现下降趋势,高原腹地蒸散发下降趋势显著,东部和北部部分地区蒸散发上升趋势不明显;青藏高原蒸散发的波动程度呈现出明显的空间差异和季节特征。

(3) 青藏高原蒸散发空间分布格局与冻土类型分布相关,大片多年冻土区平均蒸散发量最小,短时冻土区平均蒸散发量最大。冻土稳定性差,土壤含水量较高,蒸发补给充足,说明冻土稳定性与蒸散发呈反比。

(4) 青藏高原气象要素与蒸散发时空变化显著相关,具有明显的空间差异和季节变化特征。蒸散发对净辐射的敏感性最高,风速相对变化对蒸散发变化的贡献最显著,气温、相对湿度和土壤热通量对蒸散发的影响相对较弱。

参考文献 (References):

- [1] Jeevananda Reddy S. Sensitivity of some potential evapotranspiration estimation methods to climate change. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1995, 77(1/2): 121-125.
- [2] Pereira L S, Perrier A, Allen R G, Alves I. Evapotranspiration: concepts and future trends. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 1999, 125(2): 45-51.
- [3] Ukkola A M, Prentice I C. A worldwide analysis of trends in water-balance evapotranspiration. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2013, 17(10): 4177-4187.
- [4] Oki T, Kanae S. Global hydrological cycles and world water resources. *Science*, 2006, 313(5790): 1068-1072.
- [5] Royden L H, Burchfiel B C, van der Hilst R D. The geological evolution of the Tibetan Plateau. *Science*, 2008, 321(5892): 1054-1058.
- [6] Dewey J F, Shackleton R M, Chengfa C, Yiyin S. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 1988, 327(1594): 379-413.
- [7] Song L L, Zhuang Q L, Yin Y H, Zhu X D, Wu S H. Spatio-temporal dynamics of evapotranspiration on the Tibetan Plateau from 2000 to 2010. *Environmental Research Letters*, 2017, 12(1): 014011.
- [8] Liu X D, Chen B D. Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades. *International Journal of Climatology*, 2000, 20(14): 1729-1742.
- [9] Kang S C, Xu Y W, You Q L, Flügel W A, Pepin N, Yao T D. Review of climate and cryospheric change in the Tibetan Plateau. *Environmental Research Letters*, 2010, 5(1): 015101.
- [10] Wu G X, Duan A M, Liu Y M, Mao J Y, Ren R C, Bao Q, He B, Liu B Q, Hu W T. Tibetan Plateau climate dynamics: recent research progress and outlook. *National Science Review*, 2015, 2(1): 100-116.

- [11] Su Z. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2002, 6(1): 85-100.
- [12] Kool D, Agam N, Lazarovitch N, Heitman J L, Sauer T J, Ben-Gal A. A review of approaches for evapotranspiration partitioning. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2014, 184: 56-70.
- [13] 杨林, 赵广举, 穆兴民, 田鹏, 高鹏, 孙文义, 张丽梅. 基于 Budyko 假设的洮河与大夏河径流变化归因识别. *生态学报*, 2021, 41(21): 8421-8429.
- [14] 李旭亮, 杨礼箫, 胥学峰, 田伟, 贺缠生. 基于 SEBAL 模型的西北农牧交错带生长季蒸散发估算及变化特征分析. *生态学报*, 2020, 40(7): 2175-2185.
- [15] Bouchet R. Evapotranspiration réelle, evapotranspiration potentielle, et production Agricole. *Proceedings of the Annales agronomiques*, 1963.
- [16] Brutsaert W, Stricker H. An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water Resources Research*, 1979, 15(2): 443-450.
- [17] Granger R J, Gray D M. Evaporation from natural nonsaturated surfaces. *Journal of Hydrology*, 1989, 111(1/2/3/4): 21-29.
- [18] Morton F I. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology*, 1983, 66(1/2/3/4): 1-76.
- [19] Brutsaert W. A generalized complementary principle with physical constraints for land-surface evaporation. *Water Resources Research*, 2015, 51(10): 8087-8093.
- [20] Ai Z P, Wang Q X, Yang Y H, Manevski K, Zhao X, Eer D N. Estimation of land-surface evaporation at four forest sites across Japan with the new nonlinear complementary method. *Scientific Reports*, 2017, 7: 17793.
- [21] Hu Z Y, Wang G X, Sun X Y, Zhu M Z, Song C L, Huang K W, Chen X P. Spatial-temporal patterns of evapotranspiration along an elevation gradient on mount Gongga, southwest China. *Water Resources Research*, 2018, 54(6): 4180-4192.
- [22] Liu X M, Liu C M, Brutsaert W. Regional evaporation estimates in the eastern monsoon region of China: assessment of a nonlinear formulation of the complementary principle. *Water Resources Research*, 2016, 52(12): 9511-9521.
- [23] Liu X M, Liu C M, Brutsaert W. Investigation of a generalized nonlinear form of the complementary principle for evaporation estimation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2018, 123(8): 3933-3942.
- [24] Zhang L, Cheng L, Brutsaert W. Estimation of land surface evaporation using a generalized nonlinear complementary relationship. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2017, 122(3): 1475-1487.
- [25] Ma N, Zhang Y S, Szilagyi J, Guo Y H, Zhai J Q, Gao H F. Evaluating the complementary relationship of evapotranspiration in the alpine steppe of the Tibetan Plateau. *Water Resources Research*, 2015, 51(2): 1069-1083.
- [26] Penman H L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 1948, 193(1032): 120-145.
- [27] Monin A S, Obukhov A M. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Trudy Geofiz, Instituta Akademii Nauk, Proceedings of Geophysics Institute, National Academy of Science, SSSR*, 1954, 24(151): 163-187.
- [28] Pettijohn J C, Salvucci G D. Impact of an unstressed canopy conductance on the Bouchet-Morton complementary relationship. *Water Resources Research*, 2006, 42(9): W09148.
- [29] Ryu Y, Baldocchi D D, Ma S Y, Hehn T. Interannual variability of evapotranspiration and energy exchange over an annual grassland in California. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2008, 113(D9): e2007jd009263.
- [30] Priestley C H B, Taylor R J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 1972, 100(2): 81-92.
- [31] Principles of environmental physics. *Plant Growth Regulation*, 1991, 10(2): 177-178.
- [32] Kustas W P, Daughtry C S T. Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio from spectral data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1990, 49(3): 205-223.
- [33] Yang C, Wu T H, Wang J M, Yao J M, Li R, Zhao L, Xie C W, Zhu X F, Ni J, Hao J M. Estimating surface soil heat flux in permafrost regions using remote sensing-based models on the northern qinghai-tibetan plateau under clear-sky conditions. *Remote Sensing*, 2019, 11(4): 416.
- [34] Allen R, Pereira L, Raes D, Smith M. Crop evapotranspiration guidelines for computing crop requirements. *FAO Irrig. Drain. Report modeling and application. Journal of Hydrology*, 1998, 285: 19-40.
- [35] Liang S L. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I. *Remote Sensing of Environment*, 2001, 76(2): 213-238.
- [36] Mann H B. Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 1945, 13(3): 245.
- [37] Kendall M. Rank correlation methods. *Oxford University Press: London, UK*, 1975
- [38] Sen P K. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association*, 1968, 63(324):

1379-1389.

- [39] Theil H. A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis. *Advanced Studies in Theoretical and Applied Econometrics*. Dordrecht: Springer Netherlands, 1992: 345-381.
- [40] McCuen R H. A sensitivity and error analysis of procedures used for estimating evaporation. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 1974, 10(3): 486-497.
- [41] 尹云鹤, 吴绍洪, 戴尔阜. 1971—2008 年我国潜在蒸散时空演变的归因. *科学通报*, 2010, (22): 2226-34.
- [42] 位贺杰, 张艳芳, 朱妮, 王鹏涛, 喻元. 基于 MOD16 数据的渭河流域地表实际蒸散发时空特征. *中国沙漠*, 2015, (2): 414-22.
- [43] 蔡俊飞, 赵伟, 杨梦娇, 詹琪琪, 付浩, 何坤龙. 基于 GLASS 数据的青藏高原 2001—2018 年蒸散发时空变化分析. *遥感技术与应用*, 2022, 37(4): 888-896.
- [44] Han C B, Ma Y M, Wang B B, Zhong L, Ma W Q, Chen X L, Su Z B. Long-term variations in actual evapotranspiration over the Tibetan Plateau. *Earth System Science Data*, 2021, 13(7): 3513-3524.
- [45] Liu X, Yang W J, Zhao H P, Wang Y B, Wang G X. Effects of the freeze-thaw cycle on potential evapotranspiration in the permafrost regions of the Qinghai-Tibet Plateau, China. *Science of the Total Environment*, 2019, 687: 257-266.
- [46] Yin Y H, Wu S H, Zhao D S, Zheng D, Pan T. Modeled effects of climate change on actual evapotranspiration in different eco-geographical regions in the Tibetan Plateau. *Journal of Geographical Sciences*, 2013, 23(2): 195-207.
- [47] Cui M Y, Wang J B, Wang S Q, Yan H, Li Y N. Temporal and spatial distribution of evapotranspiration and its influencing factors on Qinghai-Tibet Plateau from 1982 to 2014. *Journal of Resources and Ecology*, 2019, 10(2): 213.
- [48] Ma N, Zhang Y Q. Increasing Tibetan Plateau terrestrial evapotranspiration primarily driven by precipitation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2022, 317: 108887.
- [49] 季芳, 范林峰, 匡星星, 邹一光, 郑春苗. 青藏高原多年冻土退化对蒸散发的影响. *水科学进展*, 2022, 33(3): 390-400.