王绪隆,胡顺军,杨鹏年.塔里木河下游蒸散发特征及驱动因素[J].中国沙漠,2026,46(5):170-181.

塔里木河下游蒸散发特征及驱动因素

王绪隆[1,2],胡顺军[2],杨鹏年[1]

(1.新疆农业大学 水利与土木工程学院,新疆 乌鲁木齐 830052;2.中国科学院新疆生态与地理研究所 新疆干旱区水循环与水利用重点实验室,新疆 乌鲁木齐 830011)

摘要:揭示蒸散发的时空格局及驱动机制,可为塔里木河下游生态保护目标的确定提供理论依据。基于MODIS数据驱动混合双源梯形蒸散发模型(HTEM),估算塔里木河下游2000—2022年蒸散发(ET),分析了蒸散发的时空分布特征及变化趋势,并采用最优参数地理探测器识别影响ET空间分布格局的因素。结果表明:(1)水面蒸发量的模拟值与计算值、柽柳群落蒸散发量模拟值与实测值具有较好的一致性。(2)塔里木河下游20多年蒸散发呈增长趋势,多年平均蒸散发为127.6 mm。其中水体、耕地、林地、草地、荒漠的多年平均蒸散发分别906.7、482.3、282.8、144.0、48.6 mm。(3)塔里木河下游蒸散发呈现"北高南低"的格局,2000—2015年高值区分布在北部的大西海子水库及34团、35团等灌溉地带,低值区主要分布在离河道1 km外的荒漠,2015—2022年高值区也出现在河水漫溢区。(4)植被覆盖度是ET空间分布的最重要解释因子,其次是水体频率和地下水埋深。降水、气温等对ET空间分布的影响较弱。HTEM模型能够准确地模拟塔里木河下游地区的蒸散发。

关键词:HTEM;蒸散发;时空格局;地理探测器;塔里木河下游

文章编号:1000-694X(2026)05-170-12 **DOI**:10.7522/j.issn.1000-694X.2026.00017

中图分类号:P426.2 **文献标志码**:A

0 引言

蒸散同时发生在地表能量传输过程和地表水文循环过程之中,并影响着地表生态系统和环境变迁,区域蒸散发包括水面蒸发、土壤蒸发和植被蒸腾[1]。内陆河下游蒸散作为干旱区荒漠生态系统水量平衡和能量平衡的主要组分,不仅在水分和能量循环过程中发挥着极其重要的作用,也是连接生态过程和水文过程的重要纽带[2]。由于塔里木河上中游大规模水土开发和不合理利用水资源,下游出现了来水减少、河道断流、绿色走廊萎缩、土地沙化和沙尘暴频发等生态环境问题。因此,研究塔里木河下游蒸散发的时空演变规律,对该地区沙漠化防治、生态修复、水资源优化配置具有重要作用。

蒸散发主要受大气条件、土壤特性、植物几何结构和生长状况等因素的影响,在时间和空间上变化很大。因此,蒸散发的定量测算比较困难。在小空间尺度下,蒸散发可通过地面观测获得,但测定蒸散发需要大量的人力或昂贵的仪器设备,不可能在区域范围内密集布设试验设施。实测蒸散发数据一般仅作为建立蒸散发计算模型时的验证数据。遥感技术的发展为大范围陆地表面蒸散发估算提供了新技术途径。基于遥感技术的蒸散发估算模型主要有经验统计回归模型、与传统模型相结合的模型、基于能量平衡原理的模型、数值模型。其中针对不同植被参数化方案以及对辐射通量和湍流热交换描述方式的不同,能量平衡余项模型又可分为单源模型、双源模型和多源模型。单源模型结构简单,参数较少,但难以区分土壤蒸发与植被蒸腾过程,因此不适用于植被覆盖非均匀或不完全的地表。双源模型虽然结构复杂,参数较多,但能够有效分离土壤蒸发和植被蒸腾,更适用于植被空间分布不均或部分覆盖的下垫面情况。在混合双源蒸

收稿日期:2025-11-25;**改回日期**:2026-01-30

资助项目:国家重点研发计划项目(2023YFC3206803-2);新疆干旱区水循环与水利用重点实验室基金项目(2025000329)

作者简介:王绪隆(2001—),男,山东东阿县人,硕士研究生,主要从事水文学及水资源研究。E-mail:352721680@qq.com

通信作者:杨鹏年(E-mail:ypn10@163.com)

散发模型和梯形模型的基础上，研究者提出了混合双源梯形模型 HTEM（Hybrid dual-source scheme and trapezoid framework based evapotranspiration model）[3-6]。该模型在中国山东位山灌区、内蒙古河套灌区、黑河流域，在美国爱荷华州中部农田及亚利桑那州东南部灌木林的应用结果表明，该模型具有良好的适用性，并且能够较好地分离植被蒸腾与土壤蒸发[7-12]。

目前，关于塔里木河下游地区蒸散发的研究成果较少，李宝富等[13]、蹇东南等[14]利用 SEBAL 模型计算并分析了塔里木河下游蒸散发的时空变化特征。这些成果多聚焦于蒸散发总量的估算，而对其组分（植被蒸腾与土壤蒸发）的变化特征缺乏系统性认识。传统的单源模型（SEBAL 模型、SEBS 模型）无法很好地适用于高度异质性的下垫面。因此，本研究基于混合双源梯形蒸散发模型（HTEM）反演塔里木河下游蒸散发，采用地理探测器方法分析蒸散发与不同影响因子之间的相互作用，揭示蒸散发的时空格局及驱动机制，为塔里木河下游生态保护目标的确定提供基础数据和理论依据。

1　材料与方法

1.1　研究区概况

塔里木河位于新疆南部塔里木盆地，是中国最长的内陆河，从卡拉至台特玛湖 428 km 地段为其下游[15-16]，此段河流呈东南走向蜿蜒穿行于塔克拉玛干沙漠和库鲁克沙漠之间，形成了 10~20 km 宽的带状冲积平原。该区域西北高东南低，年均气温 10.7~11.5 ℃，气候干燥，多风沙天气，属于典型的大陆性干旱气候[17-19]。主要土壤类型有绿洲潮土、风沙土、草甸土、盐土等，以风沙土面积最广，土壤盐碱化和沙漠化严重[16]。代表性植物有乔木胡杨（*Populus euphratica*）；灌木多枝柽柳（*Tamarix ramosissima*）、刚毛柽柳（*Tamarix hispida*）、铃铛刺（*Halimodendron halodendron*）、黑果枸杞等（*Lysium ruthenicum*）；草本植物芦苇（*Phragmites australis*）、骆驼刺（*Alhagi sparsifolia*）、罗布麻（*Apocynum venetum*）、花花柴（*Karelinia caspia*）和胀果甘草（*Glycyrrhiza inflata*）等。植被主要沿河道呈带状分布，其中临近河道地段的植被生长茂密，远离河道的植被生长稀疏，经过干旱、盐化等驯化的盐生或盐化植被则以

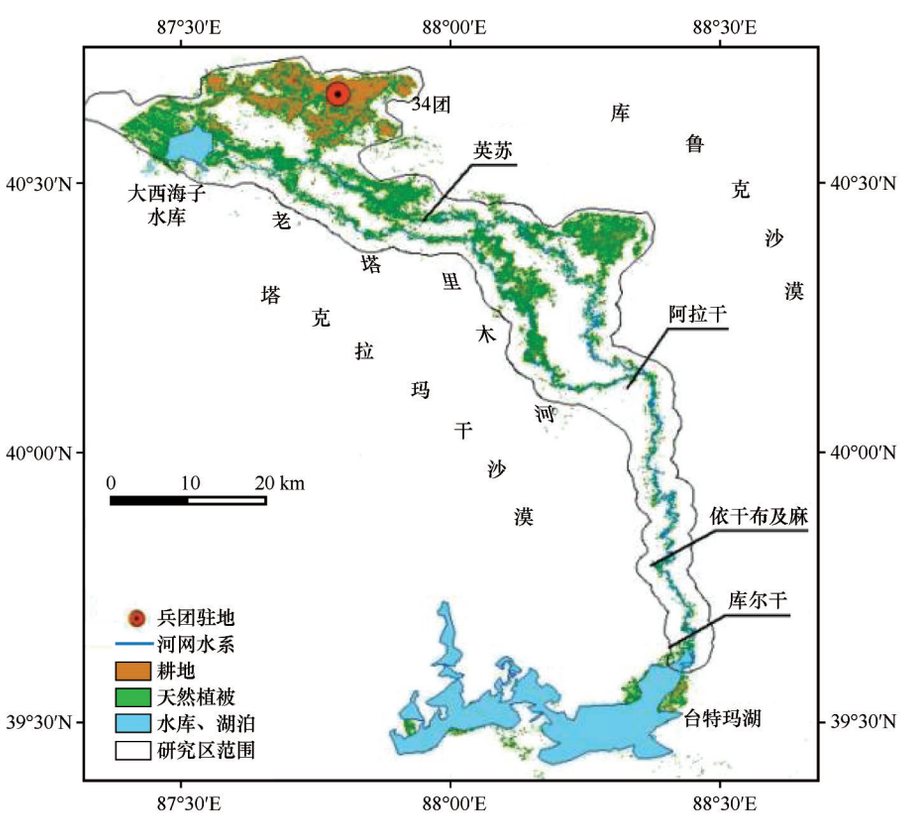


图 1　研究区

Fig.1　Location of the study area

斑块状广泛分布。沙漠戈壁和裸地面积大,生态系统比较敏感,生态环境极为脆弱。

1.2 数据来源与处理

1.2.1 HTEM模型驱动数据

研究数据包括多源遥感数据、土地利用数据、气象数据及DEM高程数据。其中遥感数据来源于NASA/USGS提供的地表反射率产品MOD09GA、MOD09GQ及地表温度产品MOD11A1。采用GIS等软件对遥感数据、土地利用数据、DEM高程数据进行重采样,投影坐标变换,统一处理至250 m分辨率、同一坐标系,并按照研究区的范围掩膜提取(表1)。

表1 数据类型及来源

Table 1 Data types and sources

数据名称	时间分辨率	空间分辨率	类型	年份	来源
MODIS数据	逐日	250 m	MOD09GA、MOD09GQ、MOD11A1	2000,2005,2010,2015,2020,2022	美国国家航空航天局
DEM高程数据	_	30 m	GDEMV2 数字高程数据	2000,2005,2010,2015,2020,2022	中国科学院地理空间数据云
气象数据	逐日	站点	铁干里克气象站气温、风速、湿度、降水量等数据	2000,2005,2010,2015,2020,2022	中国气象科学数据中心

选取2000、2005、2010、2015、2020、2022年7—11月云量较低的Landsat系列影像,采用ENVI平台,对原始遥感影像进行裁剪、辐射定标与大气校正。采用监督分类方法对塔里木河下游地区的土地利用类型进行识别与划分。

1.2.2 驱动因子数据

本研究选取了8个驱动因子,采用“构建渔网”工具创建了1 890个间隔为1 km的样本点,并将8种蒸散发空间分布驱动因子的属性信息提取至样本点。各数据来源介绍见表2。

表2 驱动因子数据

Table 2 Data of driving factors

数据名称	分辨率	年份	来源
高程	30 m	2022	中国科学院地理空间数据云
坡度	30 m	2022	根据DEM数据计算得到
坡向	30 m	2022	根据DEM数据计算得到
植被覆盖度	250 m	2000—2022	国家青藏高原科学数据中心
地下水埋深	250 m	2000—2022	通过栅格计算反演得到
水体频率	30 m	2000—2022	通过GEE平台计算得到
气温	1 km	2000—2022	中国科学院资源环境科学数据中心
降水量	1 km	2000—2022	中国科学院资源环境科学数据中心

1.3 研究方法

1.3.1 HTEM模型原理

本研究采用HTEM模型反演塔里木河下游蒸散发的空间分布。该模型基于地表能量平衡理论与遥感特征空间方法,通过分离植被蒸腾与土壤蒸发,实现对陆面蒸散发过程的精细化模拟。其核心理论包含两部分:一是基于能量平衡的双源能量分配方法(图2),二是通过构建梯形特征空间实现地表温度分解(图3)。

HTEM模型假设地表能量分配可划分为植被

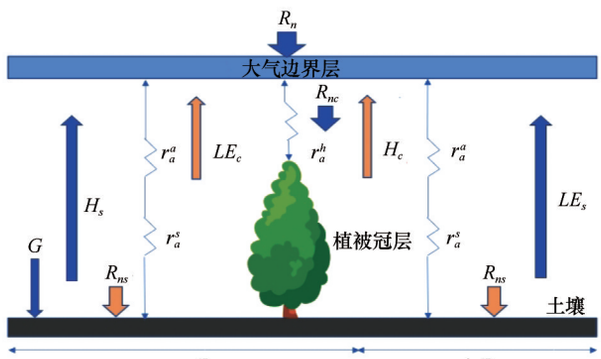


图2 HTEM模型示意图

Fig.2 Schematic of the HTEM model

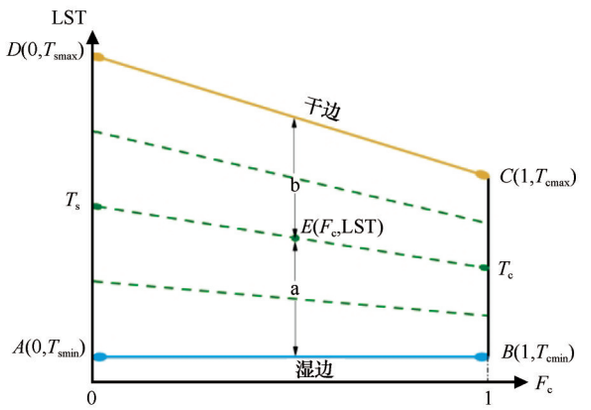


图3　梯形特征空间示意图

Fig.3　Schematic diagram of the trapezoidal feature space

冠层与裸土两部分。模型通过构建地表温度–植被指数(LST-VI)特征空间,将遥感观测的混合像元温度分解为植被冠层与土壤表面两个组分的温度,进而结合能量平衡方程估算总蒸散发及其组分。蒸散发过程所消耗的潜热通量可通过能量守恒关系推导出。

$$LE = R_n - H - G \tag{1}$$

式中:LE为潜热通量,W·m^{-2};R_n为净辐射通量,W·m^{-2};H为显热通量,W·m^{-2};G为土壤热通量,W·m^{-2}。

HTEM模型通过融合层状与块状能量再分配机制,构建了适用于复杂下垫面的能量通量计算框架。该模型首先基于层状方法将地表净辐射通量R_n按植被覆盖度F_c和冠层结构特征分解为植被冠层分量R_{nc}与裸土分量R_{ns},采用块状方法对可用能量进行再分配,将冠层与土壤的净辐射通量分别转化为感热通量H_c、H_s、潜热通量LE_c、LE_s及土壤热通量G。

$$LE = F_C LE_C + (1 - F_C) LE_S \tag{2}$$

$$F_c LE_c = R_{nc} - F_c \rho C_p \frac{T_c - T_a}{r_a^h} \tag{3}$$

$$(1 - F_c) LE_s = R_{ns} - G - (1 - F_c) \rho C_p \frac{T_s - T_a}{r_a^a + r_a^s} \tag{4}$$

式中:F_c是植被覆盖度分数;ρ为空气密度,kg·m^{-3};T_c、T_s和T_a分别为植被冠层温度、土壤表面温度和平均气温,℃;r_a^h为冠层和参考高度之间的空气动力学阻力,s·m^{-1};r_a^s为紧靠土壤表面的边界层中的空气动力学阻力,s·m^{-1};r_a^a为冠层粗糙度长度和零位移高度之和与参考高度之间的空气动力阻力,s·m^{-1};C_p为恒压空气比热容,kJ·kg^{-1}·K^{-1}。

采用Sánchez等[20]提出的方法计算空气动力学阻力:

$$r_a^h = \frac{\left[\ln\left(\frac{Z_u - d}{Z_{OM}}\right) - \psi_M\left(\frac{Z_u - d}{L}\right) + \Psi_M\left(\frac{Z_{OM}}{L}\right)\right]\left[\ln\left(\frac{Z_T - d}{Z_{OH}}\right) - \psi_H\left(\frac{Z_T - d}{L}\right) + \Psi_H\left(\frac{Z_{OH}}{L}\right)\right]}{K^2 u} \tag{5}$$

式中:Z_u为风速的测量高度,m;d为零平面位移,m;Ψ_M为动量稳定度校正函数;L为莫宁–奥布霍夫长度,m;Z_{OM}为动量粗糙度长度,m;Z_T为空气温度的测量高度,m;Z_{OH}为热量粗糙度长度,m;Ψ_H为热量稳定度校正函数;K为冯卡曼常数(≈0.41);u为风速,m·s^{-1}。

零平面位移和粗糙度采用下式估算:

$$d = 2h/3 \tag{6}$$

$$Z_{OM} = h/10 \tag{7}$$

$$Z_{OH} = Z_{OM}/7 \tag{8}$$

动量稳定度校正函数Ψ_M和热量稳定度校正函数Ψ_H由Brutsaert等[21]提供的公式进行计算:

(1) 非稳定条件

$$\psi_M(y) = \ln(a + y) - 3by^{1/3} + \frac{ba^{1/3}}{2}\ln\left[\frac{(1 + x)^2}{(1 - x + x^2)}\right] + 3^{1/2} ba^{1/3} \tan^{-1}[(2x - 1)/3^{1/2}] + \psi_0 \tag{9}$$

$$\psi_H(y) = [(1 - d)/n]\,\mathrm{Ln}[(c + y^n)/c] \tag{10}$$

式中:$x = (y/a)^{1/3}$;$y = -(z - d)/L$;Ψ_0为积分常数,$\Psi_0 = (-\ln(a) + 3^{1/2} ba^{1/3}\pi/6)$;$a$、$b$、$c$、$d$和$n$为参数,分别取值为0.33、0.41、1.0、0.33、0.057和0.78[21]。

(2) 稳定条件

$$\psi_M(y) = \psi_H(y) = 5y \tag{11}$$

L的计算公式为:

$$L = \frac{-u^{*3}\rho}{kg\left[\left(\frac{H}{T_a C_p}\right) + 0.61E\right]} \tag{12}$$

式中:u*为摩擦速度,m/s;g为重力加速度,m/s^2;E为表面蒸发速率,kg/(m^2·s)。

$$r_a^a = \frac{\left[\ln\left(\frac{Z_u - d}{z_{OM}}\right) - \Psi_M\right]\left[\ln\left(\frac{Z_u - d}{z_{OM}}\right) - \Psi_H\right]}{K^2 u} \tag{13}$$

$$r_a^s = \frac{1}{0.0025(T_s - T_c)^{1/3} + 0.012u_s} \tag{14}$$

式中:u_s为土壤表面以上某一高度$Z'(m)$的风速,m·s^{-1}。u_s按下式计算:

$$u_s = \left[\frac{\ln\left(\frac{Z'}{Z'_0}\right)}{\ln\left(\frac{Z_u}{Z'_0}\right) - \psi_M} \right] \quad (15)$$

式中：Z'_0为土壤粗糙度长度，m。

为获取T_c与T_s，模型构建了基于植被覆盖度F_c与地表温度LST的梯形特征空间（图3）。该空间由代表极端干湿状况的4个理论端点围合，其中湿边AB对应蒸发达到潜在速率的情形，干边CD对应潜在蒸发为零的情形。任一像元的T_c和T_s可通过其在梯形空间中所处湿度线的位置，结合4个极限温度（T_{smin}、T_{cmin}、T_{cmax}、T_{smax}）线性插值得到[6]。

1.3.2 蒸散发尺度转换

HTEM模型假设：在卫星过境时段与全天范围内，参考蒸散发比值（F_{ET}）保持恒定。基于这一假设将ET的瞬时模拟值升尺度为日ET值。

$$F_{ET} = \frac{ET_i}{ET_{ri}} = \frac{ET_d}{ET_{rd}} \quad (16)$$

$$ET_d = F_{ET} \times ET_{rd} \quad (17)$$

式中：F_{ET}为参考蒸散发比；ET_i和ET_{ri}分别为瞬时蒸散发和瞬时参考作物蒸散发，mm；ET_d和ET_{rd}分别为日蒸散发和日参考作物蒸散发，mm。参考作物蒸散发采用联合国粮农组织推荐的Penman-Monteith（P-M）公式计算[22]。

遥感数据常因云层遮蔽或影像缺失而存在间断，导致每日观测记录不完整。对于缺失的数据，利用前后相邻的遥感数据，通过线性插值估算。

1.3.3 最优参数地理探测器

空间异质性是地理现象的基本特征。地理探测器模型是一种统计方法，用于检测空间分层的非均匀性并揭示其关键因素。本研究采用最优参数地理探测器，量化8个驱动因子（高程、坡度、坡向、植被覆盖度、水体频率、地下水埋深、降水、气温）对蒸散发空间分布异质性的解释力，并寻找最优的驱动因子组合。相较于传统地理探测器，最优参数地理探测器能够自动优化参数选择过程，减少人为干预的误差，提高分析的精度和效率。

$$q = 1 - \frac{\sum_{n=1}^{N} B_n \phi_n^2}{B\phi^2} \quad (18)$$

式中：q为驱动因子的解释强度；N为因子的分层；B_n和B分别为第n层的单元数和全区的单元数；φ_n^2和φ^2分别为第n层和整个区域的方差。

1.3.4 模型精度验证

遥感蒸散发模型的模拟结果需要实际观测数据进行验证，因此研究选择两种方法对模型的精度进行验证：一是在塔里木河下游英苏地区，采用波文比-能量平衡法观测的柽柳群落蒸散发量与HTEM模型模拟的柽柳群落蒸散发量进行对比验证[23-24]；二是采用折算系数法将铁干里克气象站观测的E601水面蒸发量乘以折算系数转换为大水体水面蒸发量，与HTEM模型模拟的水面蒸发量进行对比验证。考虑到蒸发器在冬季无法正常工作，本研究选取4-9月各月日均蒸发量作对比验证

$$E_w = K_{E601} \times E_{601} \quad (19)$$

式中：E_w为折算得到的大水体水面蒸发强度，mm·d^{-1}；K_{E601}为E601蒸发器的折算系数；E_{601}为E601蒸发器测量的水面蒸发强度，mm·d^{-1}。

当蒸发器直径大于3.5 m时，测得的水面蒸发量与大水体天然水面蒸发量较为接近[25-27]。因此，可用面积20 m^{2}蒸发池观测的水面蒸发量E_{20}与E601蒸发器同步观测的水面蒸发量E_{601}的比值作为折算系数，即

$$K_{E601} = \frac{E_{20}}{E_{601}} \quad (20)$$

根据中国科学院新疆生态与地理研究所1989—1996年及1999—2011年在新疆阿克苏农田生态系统国家野外科学观测研究站（简称阿克苏站）采用20 m^{2}蒸发池和E601蒸发器同步观测的水面蒸发，分析的水面蒸发折算系数如表3所示。

表3 阿克苏站水面蒸发量折算系数

Table 3 Water surface evaporation conversion factor at Aksu Station

月 份	4	5	6	7	8	9	10
折算系数	0.77	0.77	0.76	0.77	0.78	0.83	0.89

为验证模型的有效性，选取均方根误差（RMSE）、纳什系数（NSE）及过原点相关直线的斜率（β）、决定系数（R^2）对HTEM模型的精度进行评估。各评价指标的计算公式如下：

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(Y_i - X_i)^2}{n}} \quad (21)$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(X_i - Y_i)^2}{\sum_{i=1}^{n}(X_i - \overline{X})^2} \quad (22)$$

$$\beta = \frac{\sum_{i=1}^{n} X_i Y_i}{\sum_{i=1}^{n} X_i^2} \tag{23}$$

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n} (\hat{Y}_i - \overline{Y})^2}{\sum_{i=1}^{n} (Y_i - \overline{Y})^2} \tag{24}$$

式中：X_i为波文比-能量平衡法观测的柽柳群落蒸散发量或折算系数法计算的大水体水面蒸发量；Y_i为模型模拟的柽柳群落蒸散发量或大西海子水库水面蒸发量；$\overline{X}$为X_i的平均值；$\overline{Y}$为Y_i的平均值；$\hat{Y}$为X_i处Y_i的回归值；n为数据样本数量。

2　结果与分析

2.1　蒸散发模拟精度评价

波文比-能量平衡法监测的柽柳群落蒸散发与HTEM模型模拟的柽柳群落蒸散发的比较如图4所示。折算系数法估算的大西海子水库水面蒸发量与HTEM模型模拟的水面蒸发的比较如图5所示。HTEM模型模拟的水面蒸发量与折算系数法估算的水面蒸发量的均方根误差（*RMSE*）为0.29，纳什系数（*NSE*）为0.89；斜率（β）为0.90，决定系数（R^2）为0.86；HTEM模型模拟的柽柳群落蒸散发与波文比-能量平衡法监测的柽柳群落蒸散发的均方根误差（*RMSE*）为0.22，纳什系数（*NSE*）为0.82；斜率（β）为0.99，决定系数（R^2）为0.82。该模型在塔里木河下游具有良好的适用性，可用于分析该区域蒸散发的时空变化规律。

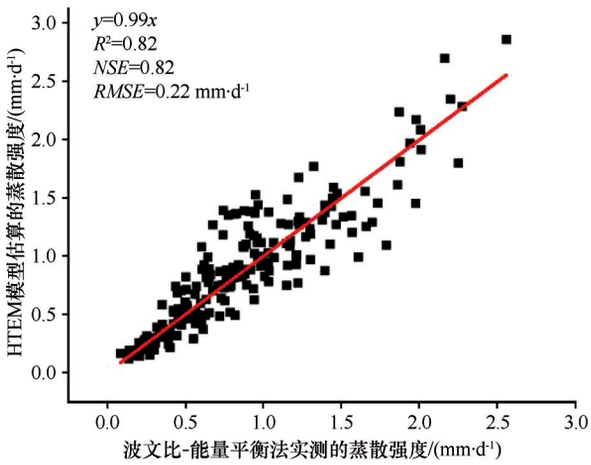


图4　波文比-能量平衡法实测的蒸散强度与HTEM模型模拟的蒸散强度比较

Fig.4　Comparison between evapotranspiration intensity measured by Bowen ratio-energy balance method and simulated by the HTEM model

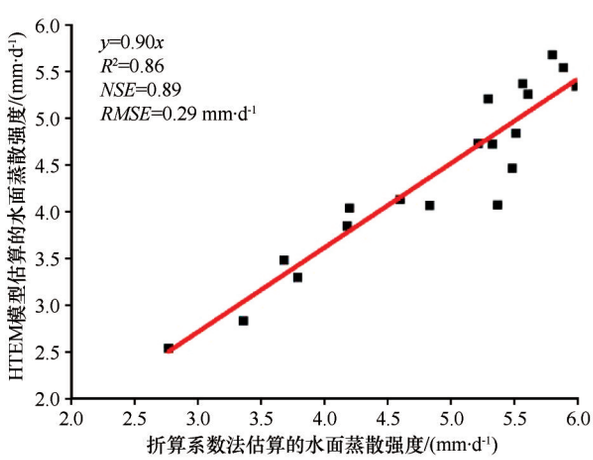


图5　折算系数法估算的水面蒸发强度与HTEM模型模拟的水面蒸发强度比较

Fig.5　Comparison of water surface evaporation intensity estimated by the conversion coefficient method and simulated by the HTEM model

2.2　蒸散发时空分布特征

2.2.1　不同土地利用类型蒸散发

2000—2022年塔里木河下游不同利用类型土地蒸散发的变化如表4所示，研究区内水体蒸散发最大，多年平均蒸散发为906.7 mm，在2000—2015年相对稳定，维持在1000 mm左右，但在2020年蒸散发下降到658.7 mm，随后在2022年回升到846.3 mm。耕地的蒸散发次于水体，多年平均为482.3mm，整体呈上升趋势，由2000年的448.0 mm增加到2022年的511.5 mm。荒漠的蒸散发最小且相对稳定，为44.4~52.0 mm，多年平均为48.6 mm。天然植被林地与草地的蒸散发均表现出上升趋势，其中林地在2000—2005年，2010—2015年增加趋势尤为明显。分别由193.6 mm增加到280.2 mm，269.9 mm增加到317 mm。草地年均蒸散发在2010—2015年同样呈上升趋势显著，由124.3 mm增加到169.5 mm。

2.2.2　蒸散发的时间变化特征

塔里木河下游2000—2022年蒸散发整体呈增长趋势，多年平均蒸散发为127.57 mm（图6）。其中2000年蒸散发最小为117.1 mm，2022年蒸散发最大为151.2 mm。2000—2010年蒸散发波动较小，为117.1~126.1 mm。2015—2022年蒸散发变化较大，为117.4~154.2 mm。

表 4 不同土地利用类型的蒸散发（单位：mm）

Table 4 Evapotranspiration for different land use types (unit: mm)

年份	土地利用类型				
	林地	草地	荒漠	耕地	水体
2000	193.6	118.6	52.4	448.0	1068.5
2005	280.2	119.8	44.4	495.9	935.1
2010	270.0	124.3	46.1	479.9	976.9
2015	317.0	169.5	49.2	489.3	954.7
2020	307.5	167.4	47.5	469.4	658.7
2022	328.4	164.7	51.7	511.5	846.3
平均值	282.8	144.1	48.6	482.3	906.7

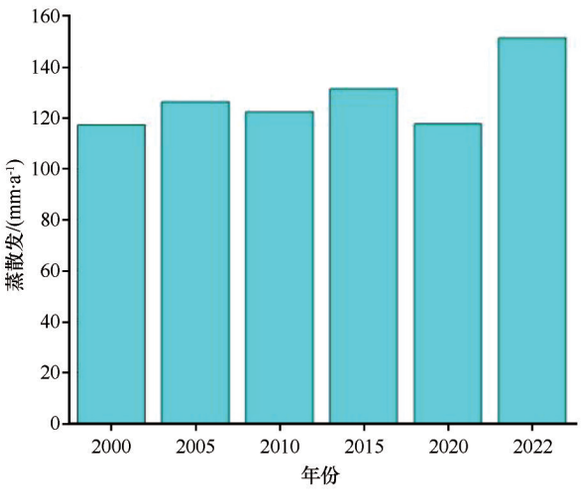


图 6 塔里木河下游研究区蒸散发时间变化趋势

Fig.6 Temporal variation trend of evapotranspiration in the study area of the lower Tarim River

2.2.3 蒸散发的空间变化特征

图 7 展示了 2000—2022 年塔里木河下游地区年蒸散发的空间分布格局。整体上，该区域蒸散发呈现北高南低的空间分布特征，2010 年前蒸散发高值区主要分布于研究区北部的大西海子水库、34 团农田及其周边地带，其他部分的蒸散发都较小；2015 年以后高值区也出现在主河道沿线及博孜库勒、其文库勒、库木吐格等河水漫溢区，河道 1 km 外的荒漠区域蒸散发量较小。

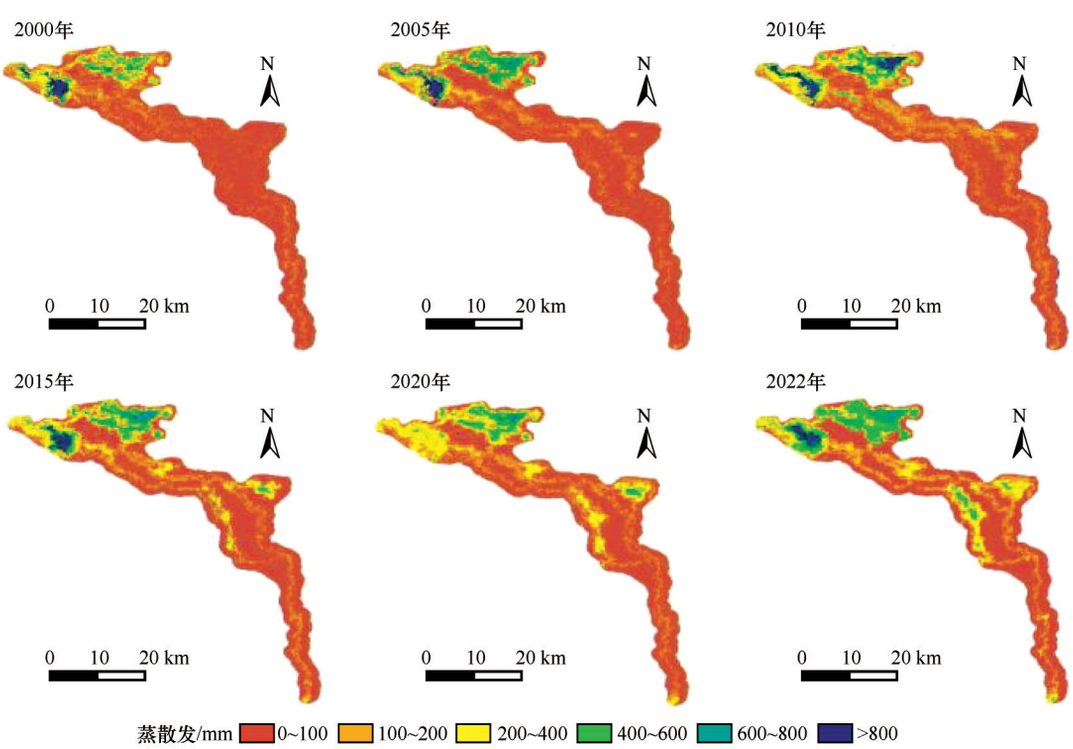


图 7 典型年蒸散发量时空变化

Fig.7 Spatiotemporal variations of evapotranspiration in representative years

2.2.4 T/ET 的空间变化特征

总体来看，研究区内植被蒸腾占比为 0.00~0.82，表现出较强的空间异质性（图 8）。高值明显集聚于农田及其周边地带、河道两侧以及河水漫溢区等植被覆盖度较高的区域。这些区域由于水分供应相对充足，植被生长旺盛，因而植被蒸腾占比较高。尤其在耕地周边，密集的农作物及防护林显著提高了蒸腾强度；远离河道的荒漠区域，植被蒸腾

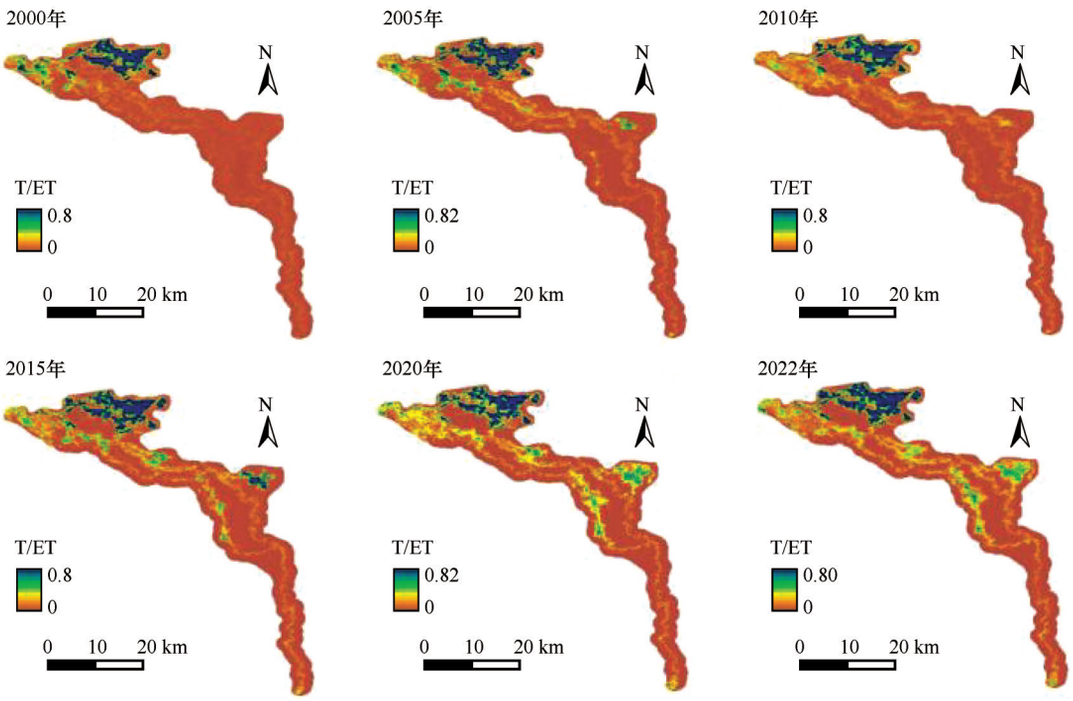


图 8　各典型年植被蒸腾占比空间分布

Fig.8　Spatial distribution of vegetation transpiration ratio in representative years

占比普遍极低，多数地区接近于零，反映出该区域植被稀疏，蒸散发以土壤蒸发为主。从时序变化来看，2015 年之后，研究区内河水漫溢区如博孜库勒、其文库勒与库木吐格等地的植被蒸腾占比出现显著上升趋势，表明这些区域受到生态输水、洪水漫溢等水文过程的影响。然而，在河道 1 km 以外的荒漠区域，植被蒸腾占比较小。同时植被蒸腾占比的空间分布格局与 ET 的空间分布格局表现出高度一致性，说明在塔里木河下游这一干旱环境中，总蒸散发的空间格局很大程度上由植被蒸腾主导。

2.2.5　E/ET 的空间变化特征

塔里木河下游的土壤蒸发占比呈现显著的空间异质性（图 9）。其空间分布与植被蒸腾表现出明显的互补关系：在植被覆盖度较低的荒漠区，土壤蒸发贡献率较高；而在林地、耕地及草地等植被茂密区，其占比则显著降低。2015 年以后博孜库勒、其文库勒和库木吐格等河水漫溢区的土壤蒸发占比开始明显降低，土壤蒸发总体占比 0.18~1.00。

2.3　驱动因素

2.3.1　各驱动因子对 ET 空间分布格局的独立影响

采用最优参数地理探测器模型计算得到的 2000、2005、2010、2015、2020、2022 年塔里木河下游各因子 q 值（表 5）。不同因子对塔里木河下游蒸散发的驱动作用不同，同一驱动因子在不同年份所表现出的驱动能力强弱也不同。植被覆盖度、地下水埋深和水体频率的影响力显著高于其他因子，其多年平均 q 值分别为 0.422、0.303、0.287。而在所有因子中坡向的影响力最弱，多年平均 q 值仅有 0.001。植被覆盖度、水体频率和地下水埋深的 q 值整体呈增加趋势，但水体频率和植被覆盖度在 2022 年轻微减小，地下水埋深则在 2005 年后始终保持增长趋势。高程的 q 值波动较小，为 0.025~0.044。坡向的 q 值常年保持稳定，为 0.001。坡度的 q 值整体上保持增长趋势，由 2000 年的 0.004 增加到 2022 年的 0.011。气象要素的 q 值波动较大，温度的 q 值为 0.009~0.059，降雨的 q 值为 0.026~0.099。总体来说，2000—2022 年对塔里木河下游蒸散发空间分布有强烈影响的因子为植被覆盖度、地下水埋深和水体频率。

2.3.2　驱动因子相互作用对 ET 空间分布格局的影响

通过交互探测分析不同驱动因子对塔里木河下游蒸散发的交互作用（图 10）。任意两个因子对塔里木河下游年均蒸散发空间分布格局的影响力均高于任何单一因子，同时两个因子之间均表现出双因子增强特性。在各影响因子中，植被覆盖度与其他影响因子的交互作用对蒸散发的空间分布影响最大，q 值为 0.321~0.698。

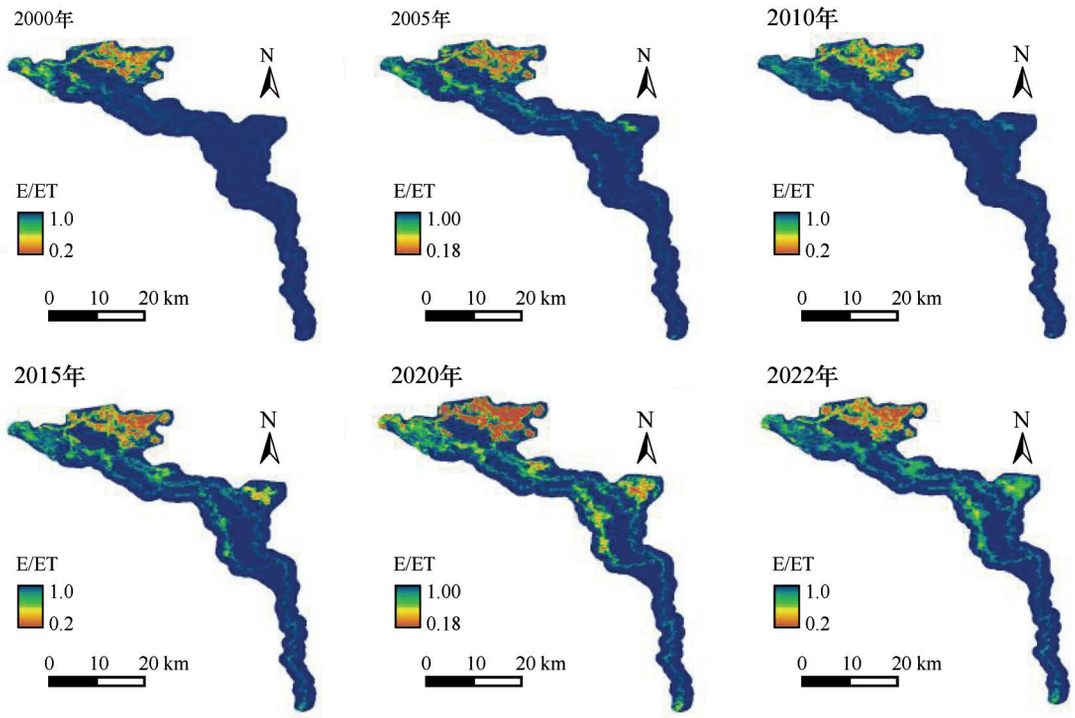


图9 各典型年土壤蒸发占比空间分布图

Fig.9 Spatial distribution of soil evaporation ratio in representative years

表5 各影响因子q值

Table 5 q statistic of each driving factor

年份	驱动因子							
	植被覆盖度	地下水埋深	水体频率	高程	坡度	坡向	温度	降雨
2000	0.294	0.199	0.29	0.044	0.004	0.001	0.021	0.056
2005	0.352	0.171	0.203	0.034	0.006	0.001	0.054	0.078
2010	0.327	0.235	0.200	0.035	0.006	0.001	0.056	0.065
2015	0.279	0.313	0.329	0.025	0.009	0.001	0.009	0.026
2020	0.669	0.413	0.392	0.034	0.012	0.001	0.059	0.035
2022	0.613	0.488	0.31	0.044	0.011	0.001	0.028	0.099
平均值	0.422	0.303	0.287	0.036	0.008	0.001	0.038	0.060

3 讨论

本研究通过两种途径验证了HTEM模型在塔里木河下游的模拟精度，模拟的水面蒸发值与折算系数法估算的水面蒸发值、模拟的柽柳群落蒸散值与波文比-能量平衡法监测的柽柳群落蒸散值的决定系数分别达0.86、0.82。利用遥感数据和HTEM模型，对塔里木河下游近多年内的蒸散发进行估算并分析其空间分布特征，结果表明塔里木河下游年均蒸散发量为127.6 mm。陈林[28]利用MEP模型结合遥感云计算平台Google Earth Engine反演的塔里木河下游多年平均蒸散发为108.4 mm。王丞等[29]利用2000—2014年MODIS ET数据分析得到塔里木河下游多年平均蒸散发为120.84 mm。这些结果与本研究所得的计算结果相近，说明本研究的计算结果可靠。因此，HTEM模型在塔里木河下游地区具有较好的适用性。然而，该模型通过梯形框架求解植被冠层温度与土壤表面温度时，梯形框架的理论边界推导需要整个研究区相对均匀的气象条件，一般是利用站点的空间平均气象数据来确定整个研究区的极端边界条件，这可能导致在温度空间异质性较高的地表，模型求解得到的土壤表面温度与冠层表面温度存在不确定性[6]。同时，针对极限端

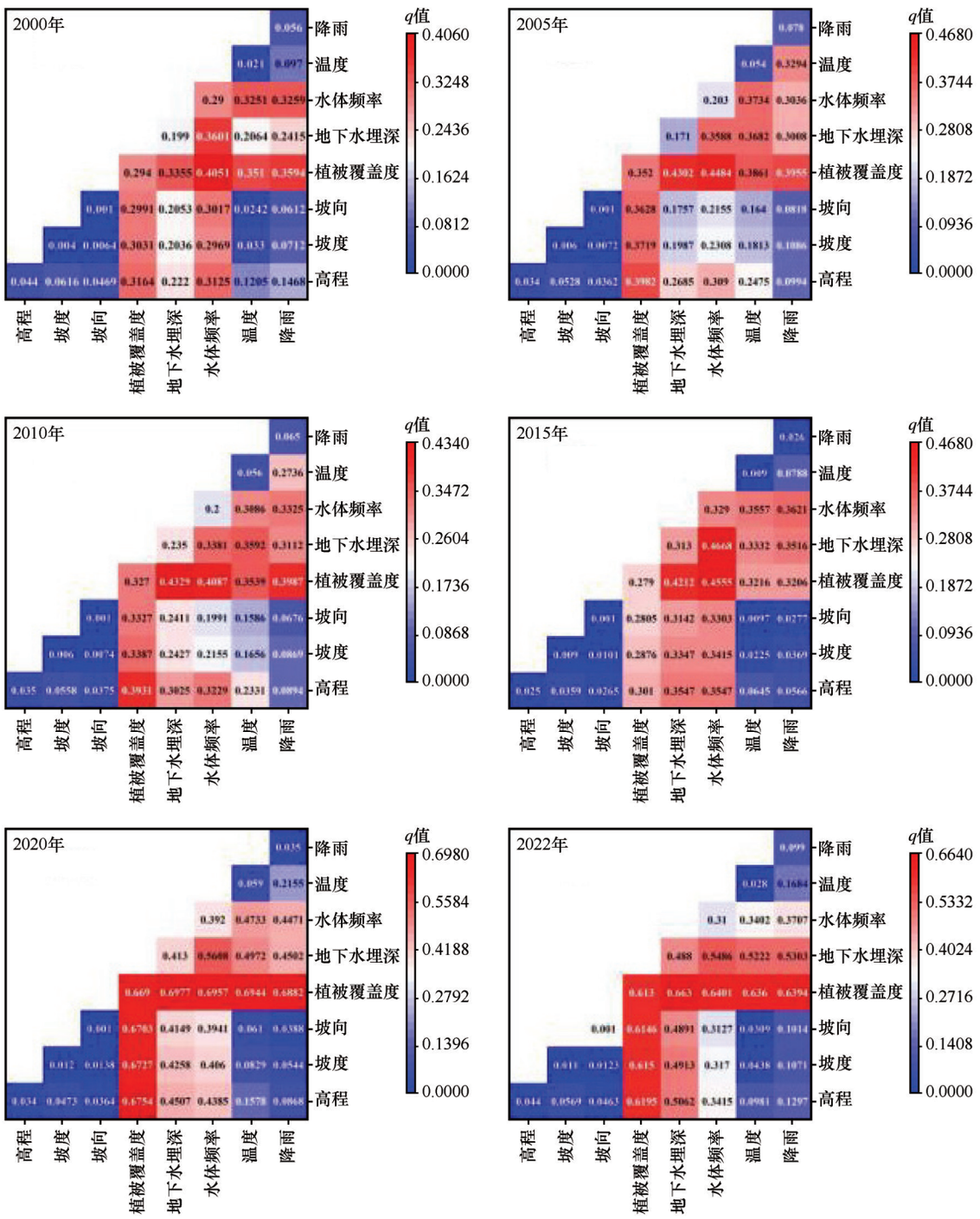


图 10　因子交互作用探测结果

Fig.10　Interaction detection results of factors

元或干湿边地表温度的确定，理论计算法由于利用卫星过境单一时刻信息，严重受制于研究区内卫星过境瞬时遥感数据的代表性。此外，在推导 T_{cmax} 的过程中假定植被高度为固定值（1 m），当植被真实高度与此固定值差异较大时，这可能会造成该极限端元温度的估算存在较大偏差。进而对求解土壤表面温度与冠层表面温度的造成不确定性[30]。

虽然本研究考虑了最常见的气象因子、地下水埋深、植被覆盖度、水体频率、地形和地貌因子来分析其对ET的影响，但这些并不是影响ET的全部因素。相关研究表明，叶面积指[31]、土壤湿度[32]和其他气象变量（如相对湿度、风速、大气压等）[33]可能会显著影响ET，因此未来的研究需要纳入其他因素来分析ET时空变化的影响因素，以获得更全面的结论。

塔里木河下游2000—2022年年均蒸散发整体呈增长趋势，但在2020年大西海子水库部分区域维护修缮，遥感数据获取时正值库区处于无水状态，所以解译所得的水域面积显著偏小，当年水体蒸散发下降到658.7 mm，年均蒸散发下降到117.4 mm。

2000—2022年塔里木河下游输水方式的改变，影响了天然植被分布，并通过抬升地下水位，促使地下水通过毛管作用向上补给，改善了表层土壤的水分条件。在2000—2010年，受河道渗透补给的影响，河道两岸土壤水分条件得到改善，主河道沿线天然植被得到较好修复，蒸散发大[34]。在2015—2022年，塔里木河下游采用汊河输水方式扩大了生态水的漫溢范围，使得生态水能够广泛覆盖地势较低的博孜库勒、其文库勒和库木吐格等河水漫溢区，为草本植被的快速恢复创造了有利条件。因此，在2015年以后蒸散发高值开始出现在河水漫溢区。

4 结论

HTEM模型模拟的水库水面蒸发量与折算系数法计算的水库水面蒸发量一致（*RMSE*=0.29，*NSE*=0.89；β=0.90，R^2=0.86）；模拟的柽柳群落蒸散发量与波文比-能量平衡法监测的柽柳群落蒸散发较为一致（*RMSE*=0.22，*NSE*=0.82；β=0.99，R^2=0.82）。该结果表明，HTEM模型可以较好地模拟塔里木河下游地区的实际蒸散。

塔里木河下游2000—2022年蒸散发呈增长趋势，多年平均蒸发量为127.6 mm。不同土地利用类型中水体蒸散发最大，其次为耕地、林地和草地，裸地最小，多年平均蒸散发分别906.7、482.3、282.8、144.0、48.6 mm。

塔里木河下游蒸散发呈现北高南低的格局，2000—2010年高值分布在北部34团农田、大西海子水库及其周边。低值主要分布在离河道1 km外的荒漠地区，2015—2022年河水漫溢区蒸散发也出现高值。植被覆盖度是ET空间分布的最重要解释因子，其次是水体频率、地下水埋深。降水、气温等对ET空间分布的影响较弱。

参考文献：

[1] 陈曦.亚洲中部干旱区蒸散发研究[M].北京：气象出版社，2012：14-18.

[2] 许迪，刘钰，杨大文，等.蒸散发尺度效应与时空尺度拓展[M].北京：科学出版社，2015：1-7.

[3] Guan H，Wilson J L.A hybrid dual-source model for potential evaporation and transpiration partitioning[J].Journal of Hydrology，2009，377(3/4)：405-416.

[4] 杨雨亭，尚松浩.双源蒸散发模型估算潜在蒸散发量的对比[J].农业工程学报，2012，28(24)：85-91.

[5] Yang Y T，Shang S H，Guan H.Development of a soil-plant-atmosphere continuum model (HDS-SPAC) based on hybrid dual source approach and its verification in wheat field[J]. Science China Technological Sciences，2012，55(10)：2671-2685.

[6] Yang Y T，Shang S H.A hybrid dual-source scheme and trapezoid framework-based evapotranspiration model (HTEM) using satellite images：algorithm and model test[J]. Journal of Geophysical Research：Atmospheres，2013，118(5)：2284-2300.

[7] Yang Y T，Scott R L，Shang S H.Modeling evapotranspiration and its partitioning over a semiarid shrub ecosystem from satellite imagery：a multiple validation[J]. Journal of Applied Remote Sensing，2013，7(1)：073495.

[8] Yang Y T.Evapotranspiration over heterogeneous vegetated surfaces[M].Berlin，Germany：Springer，2015.

[9] Yang Y T，Long D，Guan H，et al.Comparison of three dual-source remote sensing evapotranspiration models during the MUSOEXE-12 campaign：revisit of model physics[J]. Water Resources Research，2015，51(5)：3145-3165.

[10] 蒋磊，尚松浩，杨雨亭，等.基于遥感蒸散发的区域作物估产方法[J].农业工程学报，2019，35(14)：90-97.

[11] Yu B，Shang S H，Zhu W B，et al.Mapping daily evapotranspiration over a large irrigation district from MODIS data using a novel hybrid dual-source coupling model[J]. Agricultural and Forest Meteorology，2019，276：107612.

[12] 尚松浩，于兵，蒋磊，等.农业用水效率遥感评价方法[M].北京：科学出版社，2021：3-8，21-71.

[13] 李宝富，陈亚宁，李卫红，等.基于遥感和SEBAL模型的塔里木河干流区蒸散发估算[J].地理学报，2011，66(9)：1230-1238.

[14] 蹇东南，李修仓，陶辉，等.基于互补相关理论的塔里木河流域实际蒸散发时空变化及影响因素分析[J].冰川冻土，2016，38(3)：750-760.

[15] 陈亚宁，郝兴明，李卫红，等.干旱区内陆河流域的生态安全与生态需水量研究—兼谈塔里木河生态需水量问题[J].地球科学进展，2008(7)：732-738.

[16] 邓铭江.中国塔里木河治水理论与实践[M].北京：科学出版社，2009：115-138

[17] 付爱红，陈亚宁，李卫红.塔里木河流域生态系统健康评价[J].生态学报，2009，29(5)：2418-2426

[18] 徐海量，宋郁东，王强，等.塔里木河中下游地区不同地下水位对植被的影响[J].植物生态学报，2004，28(3)：400-405

[19] 徐海量，邓晓雅，赵新风.河道断流对胡杨(*Populus euphratica*)径向生长量的影响[J].中国沙漠，2013，33(3)：731-736.

[20] Sánchez J M，Kustas W P，Caselles V，et al.Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations[J]. Remote Sensing of Environment，2008，112(3)：1130-1143.

［21］ Brutsaert W.Aspects of bulk atmospheric boundary layer similarity under free-convective conditions.Reviews of Geophysics，1999，37(4)：439−451.

［22］ Allen R G，Pereira L S，Raes D，et al.Crop evapotranspiration：guidelines for computing crop water requirements[R].FAO Irrigation and Drainage paper，No.56，FAO，Rome，1998.

［23］ Hu S J，Zhao C Y，Li J，et al.Discussion and reassessment of the method used for accepting or rejecting data observed by a bowen ratio system[J].Hydrological Processes，2014，28(18)：4506−4510.

［24］ 李传金，胡顺军，郑博文.古尔班通古特沙漠南缘梭梭(*Haloxylon ammodendron*)群落能量平衡及蒸散特征[J].生态学报，2021，41(1)：92−100.

［25］ 吴明远，詹道江，叶守泽.工程水文学[M].北京：水利电力出版社，1987：15−16

［26］ 廖松，王燕生，王路.工程水文学[M].北京：清华大学出版社，1991：27−28

［27］ 徐向阳，陈元芳.工程水文学(第5版)[M].北京：中国水利水电出版社，2020：27−28

［28］ 陈林.基于生态−水文耦合模型的塔里木河下游生态用水调控研究[D].武汉：华中科技大学，2022.

［29］ 王丞，崔东，丛振华，等.基于MODIS ET数据的塔里木河干流蒸散发变化趋势[J].伊犁师范学院学报(自然科学版)，2018，12(1)：50−56.

［30］ 唐荣林，王晟力，姜亚珍，等.基于地表温度—植被指数三角/梯形特征空间的地表蒸散发遥感反演综述[J].遥感学报，2021，25(1)：65−82.

［31］ Wang L，Good S P，Caylor K K.Global synthesis of vegetation control on evapotranspiration partitioning[J].Geophysical Research Letters，2014，41，6753−6757.

［32］ Babaeian E，Paheding S，Siddique N，et al.Short-and mid-term forecasts of actual evapotranspiration with deep learning[J].Journal of Hydrology.2022，612，128078.

［33］ Fu J，Gong Y，Zheng W，et al.Spatial-temporal variations of terrestrial evapotranspiration across China from 2000 to 2019[J].Science of the Total Environment，2022，825，153951.

［34］ 王永鹏，阿里木江，周龙，等.塔里木河下游生态输水效应[J].中国沙漠，2023，43(4)：231−240.

Characteristics and driving factors of evapotranspiration in the lower reaches of the Tarim River

Wang Xulong[1,2]，Hu Shunjun[2]，Yang Pengnian[1]

（1. *College of Water Conservancy and Civil Engineering*，*Xinjiang Agricultural University*，*Urumqi* 830052，*China*；2.*Xinjiang Key Laboratory of Water Cycle and Utilization in Arid Zone*，*Xinjiang Institute of Ecology and Geography*，*Chinese Academy of Sciences*，*Urumqi* 830011，*China*）

Abstract：To reveal the spatiotemporal patterns and driving mechanisms of evapotranspiration（ET）and provide theoretical support for ecological conservation planning in the lower reaches of the Tarim River. Based on MODIS data，the Hybrid Dual-Source Triangle Evapotranspiration Model（HTEM）was employed to estimate ET from 2000 to 2022 in the lower Tarim River basin. The spatiotemporal distribution characteristics and trends of ET were analyzed，and the optimized parameter Geodetector was applied to identify factors influenci ET spatial patterns.（1）Simulated water surface evaporation aligned well with calculated values，amodeled ET for *Tamarix* communities matched field observations.（2）Over the past two decades，ET in the lower Tarim River showed an increasing trend，with a multi-year average of 127.6 mm. Annual ET varied significantly across land cover types：water bodies（906.7 mm），cropland（482.3 mm），forestland（282.8 mm），grassland（144.0 mm），and desert（48.6 mm）.（3）ET exhibited a "high-north，low-south" spatial pattern. From 2000−2015，high-value zones clustered in the northern Daxihaizi Reservoir，34th Regiment，and 35th Regiment irrigation areas，while low values occurred in desert regions >1 km from the river channel. In 2015−2022，high ET values expanded to floodplain zones.（4）Vegetation coverage was the dominant driver of ET spatial distribution，followed by waterbody frequency and groundwater depth. Climatic factors（precipitation，temperature）exerted weaker influences. The HTEM model accurately estimates ET in the lower Tarim River. These findings offer critical insights for combating desertification，ecological restoration，and sustainable water resource management in the region.

Key words：HTEM；evapotranspiration；spatiotemporal pattern；geodetector；lower reaches of the Tarim River