

塔里木河下游输水模式改进研究

——以英苏断面为例

冯思阳^{1,2}, 杨鹏年¹, 王高旭², 张胜江³, 周龙¹, 王永鹏¹, 尹梓渊⁴

(1.新疆农业大学 水利与土木工程学院, 新疆 乌鲁木齐 830052;

2.南京水利科学研究所 水文水资源与水利工程科学国家重点实验室, 江苏 南京 210029;

3.新疆水利水电科学研究所, 新疆 乌鲁木齐 830049; 4.新疆塔里木河流域管理局, 新疆 库尔勒 841000)

摘要: [目的] 针对塔里木河下游现状间歇性河道输水中存在补给不均衡, 无效蒸发过大, 补水范围有限等问题, 从空间和时间维度上提出生育期汉河输水、非生育期输水的方式, 研究输水模式的改进对地下水水位的影响, 进一步完善轮灌灌溉生态修复体系, 为塔里木河下游生态恢复提供理论依据。[方法] 以塔里木河下游英苏监测断面为例, 以2012—2021年10次生态输水期间地下水埋深监测资料为依据, 运用Modflow模型建立英苏断面地下水剖面二维流运动的数值模拟, 并分析英苏断面10次间歇性生态输水的响应过程, 并预测和分析了生育期汉河、非生育期以及非生育期汉河输水的地下水水位演变及水量变化的过程。[结果] ①生育期汉河、非生育期、非生育期汉河方案下人工汉河两侧地下水水位较现状输水分别抬升了2.5, 0.7, 3.2 m。②3种改进方案较现状输水研究区小于8 m的埋深面积分别增加了10.89%, 19.33%, 26.17%。③地下水存储量较现状输水分别增加了10.97%, 11.88%, 14.39%。[结论] 非生育期汉河输水结合了生育期汉河和非生育期输水两者的优势, 提高了下泄水量的利用率, 解决了现状主河道输水模式下河间地下水难以恢复的问题, 为河间地块生态系统的恢复并使其成为下游生物多样性的安全带创造了条件。

关键词: 生态输水; 地下水水位; MODFLOW; 塔里木河下游; 非生育期汉河输水

文献标识码: B

文章编号: 1000-288X(2023)05-0176-11

中图分类号: P641.69

文献参数: 冯思阳, 杨鹏年, 王高旭, 等. 塔里木河下游输水模式改进研究[J]. 水土保持通报, 2023, 43(5): 176-186. DOI: 10.13961/j.cnki.stbctb.2023.05.021; Feng Siyang, Yang Pengnian, Wang Gaoxu, et al. Research on improving water conveyance mode in lower reaches of Tarim River [J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2023, 43(5): 176-186.

Research on Improving Water Conveyance Mode in Lower Reaches of Tarim River

—A Case Study at Yingsu Section

Feng Siyang^{1,2}, Yang Pengnian¹, Wang Gaoxu²,

Zhang Shengjiang³, Zhou Long¹, Wang Yongpeng¹, Yin Ziyuan⁴

(1. College of Water Conservancy and Civil Engineering, Xinjiang Agricultural

University, Urumqi, Xinjiang 830052, China; 2. State Key Laboratory of Hydrology-Water

Resources and Hydraulic Engineering, Nanjing Hydraulic Research Institute, Nanjing 210029,

China; 3. Xinjiang Research Institute of Water Resources and Hydropower, Urumqi, Xinjiang 830049,

China; 4. Xinjiang Tarim River Basin Mainstream Management Bureau, Korla, Xinjiang 841000, China)

Abstract: [Objective] In view of problems such as unbalanced recharge, excessive ineffective evaporation,

收稿日期: 2022-11-14

修回日期: 2023-01-05

资助项目: 科技部第三次新疆综合科学考察项目“塔里木河流域光热水资源现状与演变调查”(2021XJKK0203); 国家自然科学基金项目(U2003105); 新疆维吾尔自治区塔里木河流域管理局项目(TGJJG-2020KYXM0002); 新疆维吾尔自治区水利科技专项项目(XSKJ-2021-07); 新疆水利工程安全与水灾害防治重点实验室研究项目(ZDSYS-YJS-2021-10)

第一作者: 冯思阳(1998—), 男(汉族), 江苏省南京市人, 硕士研究生, 研究方向为水文及水资源。Email: 3050357585@qq.com。

通信作者: 杨鹏年(1966—), 男(汉族), 新疆维吾尔自治区乌鲁木齐市人, 教授, 博士生导师, 主要从事干旱区地下水水资源利用研究。Email: ypn10@163.com。

and limited water supply range in the current intermittent channel water transport exist in the lower reaches of the Tarim River, the spatial and temporal water transport modes during the growth and non-growth periods and the influence of improvements of water transport mode on the groundwater level were analyzed in order to further improve the ecological restoration system of rotary infiltration irrigation and to provide a theoretical basis for ecological restoration in the lower reaches of the Tarim River. [Methods] The study was conducted in Yingsu monitoring section of the lower reaches of the Tarim River. Groundwater depth was monitored during ten ecological water conveyances from 2012 to 2021. The Modflow model was used to numerically simulate two-dimensional flow movement of the groundwater profile in Yingsu section. The response data of ten intermittent ecological water deliveries in Yingsu section was fitted and analyzed. The process of groundwater level evolution and water quantity change during the growth period, the non-growth period, and in the artificial water channels in non-growth period were predicted and analyzed. [Results] ① Under the proposed schemes of water delivery during the growth period, non-growth period, and in the non-growth period with the artificial river channels, the groundwater levels on both sides of the artificial river channels were raised by 2.5, 0.7, and 3.2 m, respectively, compared with the current water delivery system. ② The area of groundwater depth less than 8 m in the study area was increased by 10.89%, 19.33%, and 26.17% under the three improvement schemes compared with the current water delivery system. ③ The groundwater storage capacity was increased by 10.97%, 11.88%, and 14.39% compared with the current water delivery system. [Conclusion] The artificial water channels in the non-growth period combined the advantages of both artificial water channels in the growth period and the non-growth periods, improved the utilization rate of downstream water discharge, solved the problem of difficult recovery of groundwater level under the current water delivery mode in the main river channel, and created conditions for the recovery of the inter-river ecological system and the establishment of a safe zone for downstream biodiversity.

Keywords: ecological water conveyance; groundwater level; Modflow model; lower reaches of Tarim River; artificial channels water conveyance in non-growth period

由于塔里木河中上游自 20 世纪 50 年代开始的大规模土地开发,截取了大量的生态用水,导致塔里木河下游(以下简称“塔河下游”)河道断流、沙漠化加剧,生态环境不断恶化,从而造成塔河下游沿线植被大面积减少和衰败,原本被绿色走廊分隔的库鲁克和塔克拉玛干两大沙漠出现了合拢的迹象,218 国道多处被风沙掩埋、沙尘暴出现频率急剧增多。塔河下游降水稀少,地下水成为了维系区域荒漠生态过程的重要水源^[1-3]。为挽救塔河下游水资源匮乏的生态系统,自 2000 年以来,塔里木河流域管理局已实施了 22 次生态输水,其中水流到达台特玛湖 16 次,有效抬升了两岸地下水位^[4-5],生态输水在地下水位的抬升和脆弱生态系统的恢复方面起着至关重要的作用^[6-7]。

为评估塔里木河下游长期生态输水效果,近年来,国内外相关学者围绕塔里木河下游生态输水对地下水位的影响进行了深入的研究。张建锋等^[8]依据高密度电法剖面的含水层结构,很好地模拟了塔里木河下游喀尔达依断面间歇性输水河道附近地下水位动态响应过程。刘迁迁等^[9]运用数值模拟,通过综合考虑地下水随时间变化的滞后效应及潜水蒸发,得到

潜水蒸发作用是影响沿岸地下水变化诸多环境因子中最敏感的因子。古力米热·哈那提等^[10]建立了改进的地下水动力学模型,较准确地模拟了英苏断面五次输水的地下水响应过程,从而进一步提升了水文模型的精度。李丽君等^[11]通过分析输水方式对生态环境的影响,发现实施面状输水能够有效抬升地下水位。白涛等^[12]提出了汉渗轮灌的基本框架,优化了塔河下游生态保护与修复的工程布局。杨鹏年等^[13]利用 Processing Modflow 软件,模拟了英苏断面 7 次输水的地下水响应过程;长期输水下河岸带地下水位变化趋势并计算出线状影响区域在 2 km 以内。综上所述,诸多学者运用水文模型模拟并分析了塔河下游生态输水的响应过程,引出了当前现状输水地下水位的响应宽度仍维持在河道两侧范围内,远离河道区域的地下水位恢复尤为缓慢等问题,并在此基础上提出了面状输水、汉渗轮灌等生态调度新模式。本文从水资源空间分布角度提出汉河输水,从时间角度提出非生育期输水,并将两者相结合提出非生育期汉河输水,最后运用模型将不同生态输水过程数字化,来探究输水模式的改进对地下水位的影响,进一步完善轮

渗灌溉生态修复体系,为塔里木河下游生态恢复提供理论依据。

1 材料和方法

1.1 研究区概况

塔河下游属温带大陆性暖温带荒漠干旱气候,年降水量为 17.4~42.0 mm,年蒸发量为 2 500~3 000 mm,区域内降水稀少而蒸发强烈,大气降水可忽略不计,区域地下水以河道侧渗补给为主^[14]。英苏断面(87°53'E,40°30'N)是塔河下游的一处重要水文监测断面,距离大西海子水库以下 61 km。研究区属冲积、湖积细土平原,岩性具有多层结构,水平层理的特征显著,上部潜水含水层主要岩性以粉土为主,层间或有粉细砂的夹层,渗透性相对较差,弱透水层以粉土为主,连续性比较好^[15]。

研究区地处两河之间,总面积为 84.7 km²,北侧为其文阔尔河(以下简称:其河),河道宽约 15 m,深度 3~5 m,南侧为老塔里木河(以下简称:老塔河),河道宽约 30 m,深度 2~3 m,两河呈大致平行状。地下水监测断面与两河基本垂直,断面高程范围在 832.6~836.62 m,监测断面共有 11 处监测井,分别为:距离其河河道 150,300,500,750,1 050 m 横向范围处的 F₁,F₂,F₃,F₄,F₅ 有 5 口监测井;距离老塔河河道 50,150,300,500,750,1 050 m 横向范围处的

F₁₁,F₁₀,F₉,F₈,F₇,F₆ 有 6 口监测井。在该河间区域内存在一条天然的汉河且已疏通,可作为后期输水的通道,汉河末端为天然漫溢区。通过对汉河调配相应的流量,以实现河间地块生态环境的修复。

1.2 英苏断面地下水位恢复概况

截至 2022 年初,塔河下游共进行 22 次生态输水。本文以最近一次输水后英苏断面地下水位的变化来分析地下水的恢复效应。英苏断面输水前后地下水位变化见图 1。通过对比发现,F₁至 F₅,F₆至 F₁₁ 范围内监测井的地下水位上升明显,平均抬升 1~2 m,随着离河距离的增加,地下水位的增幅由剧烈趋于平缓,远离河道的 F₅ 和 F₆ 号监测井间的地下水位受河道输水影响则较小。

自 2003 年第 1 次实施双河道输水至今已近 20 a。从英苏断面的地下水位动态可以看出:地下水位的恢复区域主要集中在河道两侧 1 km 的范围内。而两河中间腹地的地下水恢复效果未达到输水预期的效果。在穿越两河区间的实地调查中看到,原有的胡杨、柽柳等植被长势较差,植被类型单一,地表植被盖度未明显改善。植被恢复程度与地下水位梯度的一致性表明:英苏断面以两条主河为主的输水模式存在恢复范围有限的问题,开展多时段下的汉河输水等方式成为应对上述塔河下游共性问题的的重要手段^[16]。

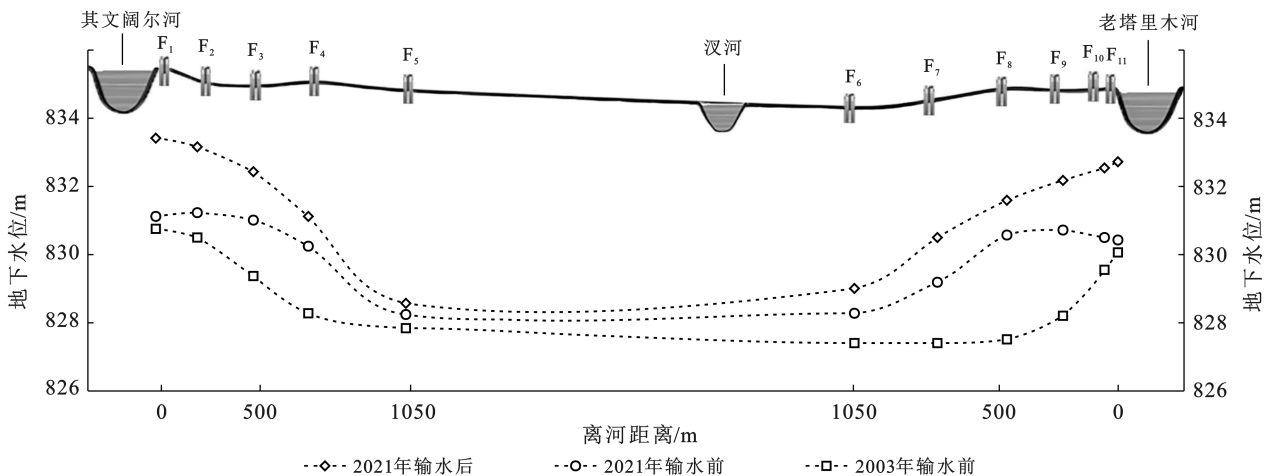


图 1 英苏断面不同生态输水时期地下水位对比

Fig.1 Comparison of groundwater level in different ecological water conveyance periods of Yingsu section

1.3 资料来源

本研究中采用的水文观测数据与地下水监测数据均由塔里木河流域管理局提供。

(1) 地形数据。研究区 30 m 分辨率高程数据,来源于地理空间数据云。

(2) 水文观测数据。大西海子水库 2012—2021 年生态放水时间及输水量、英苏断面地表水监测数据(表 1)。

(3) 地下水监测数据。2012—2021 年英苏断面逐日地下水埋深数据。

表 1 塔里木河下游生态输水情况

Table 1 Ecological water conveyance in lower reaches of Tarim River

输水次数	输水时间	输水量/ 10 ⁴ m ³	研究区其河来水量/ 10 ⁴ m ³	研究区老塔河来 水量/10 ⁴ m ³
第 13 次	2012 年 4—11 月	66 716	11 626	10 523
第 14 次	2013 年 4—10 月	48 800	9 853	4 563
第 15 次	2014 年 6 月	727	403	0
第 16 次	2015 年 8—11 月	46 128	9 909	9 809
第 17 次	2016 年 8—10 月	67 611	13 962	12 904
第 18 次	2017 年 4 月至 2018 年 1 月	121 461	20 847	32 068
第 19 次	2018 年 4—11 月	70 006	12 015	18 483
第 20 次	2019 年 8—12 月	46 482	7 978	12 272
第 21 次	2020 年 9—11 月	27 934	4 795	7 375
第 22 次	2021 年 8—10 月	34 700	10 727	12 574

1.4 研究方法

1.4.1 潜水蒸发系数计算 塔里木河下游区域气候炎热干燥,潜水蒸发成为塔里木河下游主要的排泄途径。潜水蒸发系数依据胡顺军^[17]提出的公式进行计算,具体计算式为:

$$\begin{cases} E = E_{\max} \times (1 - e^{-i \times E_0}) \\ E_{\max} = \frac{0.0166H - 0.0018}{0.0304H^2 - 0.0067H} \\ i = 0.0303H^3 - 0.2493H^2 + 0.576H - 0.0865 \end{cases} \quad (1)$$

式中: E 为不同埋深下潜水蒸发强度(mm/d); E_{\max} 为潜水蒸发极限强度(mm/d); i 为经验常数,与土质、潜水埋深有关; E_0 为埋深为 0,潜水蒸发强度(mm/d); H 为地下水埋深(m)。

通过计算得出地下水埋深与潜水蒸发系数呈指数关系,模型中采用 MODFLOW 中 ETs 包处理潜水蒸发项,将潜水蒸发系数与地下水埋深的关系概化为可变区间内的分段线,由此可以得到不同地下水埋深下潜水蒸发系数,极限蒸发埋深取 4 m。根据塔河下

游不同土地利用类型植被系数 K_c 值^[18](林地 0.65,未利用地 0.35),河道两侧潜水蒸发量受植被影响较大,模型中采用分区赋值的方法,划分依据为河道附近的林地和远离河道的未利用土地(荒漠),按照不同的土地利用类型分区赋值(图 2),模型所用的潜水蒸发系数均值见表 2。

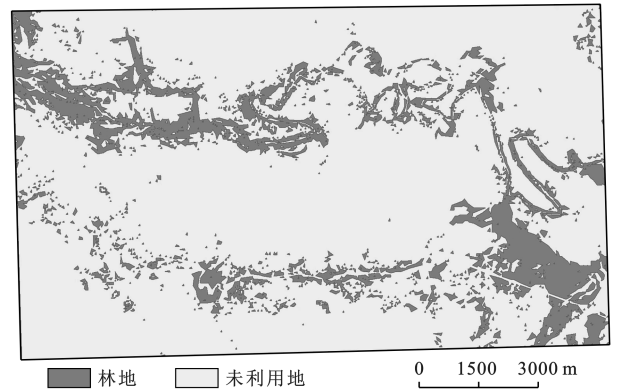


图 2 研究区土地利用类型分布

Fig.2 Distribution of land use types at study area

表 2 研究区不同月份的潜水蒸发强度

Table 2 The evaporation intensity of phreatic water in different months at study area

埋深/m	潜水蒸发强度					
	1—4,10—12 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月
0	0.055	0.107	0.198	0.358	0.428	0.301
1	0.174	0.173	0.171	0.167	0.166	0.169
2	0.090	0.090	0.089	0.087	0.086	0.088
3	0.041	0.040	0.040	0.039	0.039	0.040
4	0.023	0.023	0.023	0.023	0.023	0.023

1.4.2 模型评价标准 为了验证模型的有效性,采用了 3 种不同的标准来评价模型模拟的性能,包括相关系数(CC)、均方根误差(RMSE)、平均绝对误差(MAE)。计算公式为:

$$CC = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}} \quad (2)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{n}} \quad (3)$$

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{n} \quad (4)$$

式中: Y 为监测井埋深实测数据; X 为模型模拟数据; \bar{Y} 和 \bar{X} 为实测数据平均值模拟数据平均值; n 表示时间序列长度。在试验模拟中, 采用 CC, RMSE 和 MAE 对模拟值与观测值的一致性进行统计分析, 确定系数 R^2 反映了拟合优度, 理想条件下观测水位与模拟水位的最佳拟合时, $RMSE=MAE=0, CC=1$ 。

1.4.3 输水模式的改进

(1) 生育期汉河输水方案设计。英苏断面主要以单、双河道的间歇性输水方式为主, 地下水抬升范围已固化。通过实地踏勘发现, 可在老塔河利用已疏通的汉河进行输水(汉河上底长 8 m, 下底宽 3.5 m, 高 2.7 m, 边坡长 6.3 m)。汉河穿过监测井 F_5, F_6 中间之后, 与其河、老塔河大致呈平行状(图 3)。通过增加生态闸与汉河输水的方式来抬升两河间的地下水位, 以达到胡杨林保护和修复的目的。初步设计汉河输水量为 $1.00 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{d}$, 每年共 $9.00 \times 10^6 \text{ m}^3$, 输水时间参照 2021 年来水过程, 集中在 8—10 月。

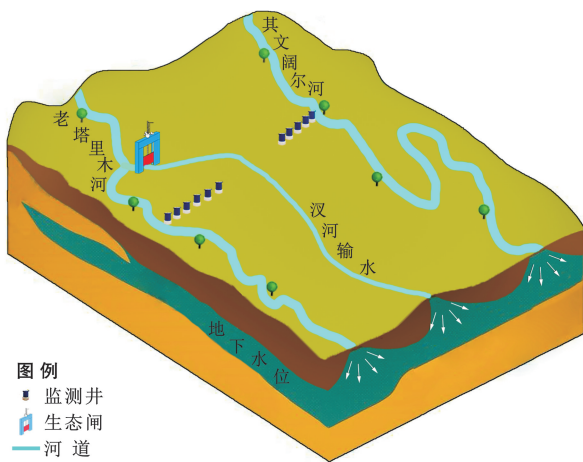


图 3 英苏断面新增汉河输水方式示意图

Fig.3 Schematic diagram of water conveyance mode of newly added branch river at Yinsu section

(2) 非生育期输水方案设计。塔河每年 4—9 月为胡杨、柽柳等植被的生育期, 受上游洪水期的制约, 塔里木河下游常在植被的生育期内进行输水, 大西海子水库输水期集中在 7—9 月进行。在每年 10 月至次年 2 月的植被非生育期内, 气温降低, 风速减小, 且在 1—2 月最冷期间, 会使河流或漫溢区表面冻结, 但水流仍可在封闭冰面以下入渗。根据塔里木下游铁干里克气象站多年平均蒸发量年内分布(图 4), 可知植被非生育期的冰面蒸发比生育期的水面蒸发小很多, 更有利于水量的储存与入渗。因此利用大西海子水库对输水进行时空调度是可行且必要的。利用冬季输水后漫长的入渗过程, 可有效地将河水转化为土壤水和地下水, 待来年春季, 冰面消融后即可为植被提供有效的水分, 极大地促进草甸植被的萌发。因此冬季输水相比夏季输水能减少一定的水量蒸发, 扩大生态输水范围。本文在现状 10 a 期模拟与维持研究区过流量不变的情况下, 进行了 10 a 的冬季输水模拟, 预测期的水文地质参数保持不变, 输水时间固定为每年的 10, 11, 12 月, 并对冬季输水的效应进行量化评估。

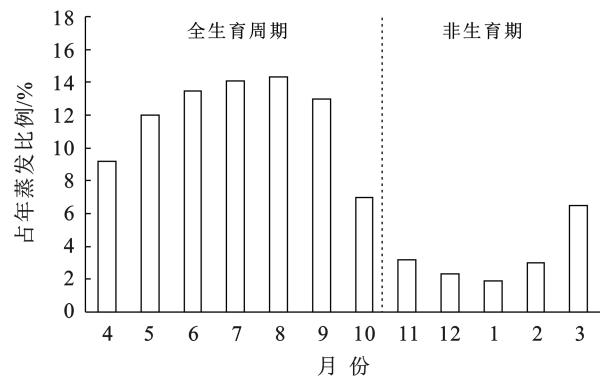


图 4 铁干里克气象站多年平均蒸发量年内分配特征

Fig.4 Annual distribution characteristics of multi-year average evaporation at Tieganklike meteorological station

(3) 非生育期汉河输水方案设计。通过增加汉河的方式扩大输水补给范围, 可从空间上提高下泄水量的利用率; 通过调控输水时间的方式减少输水期的无效蒸发, 可从时间上提高下泄水量的利用率(表 4)。

表 4 生态输水模式改进方案

Table 4 Improvement scheme of ecological water conveyance mode

方案设定	输水方式	输水时间	特点
方案一	现状输水	每年 8—10 月	维持现存植被的生长环境
方案二	生育期汉河输水	每年 8—10 月	从空间上扩大生态输水影响范围
方案三	非生育期输水	每年 10—12 月	从时间上减少生态输水过度耗散
方案四	非生育期汉河输水	每年 10—12 月	最大限度提高生态输水利用效率

1.5 地下水数值模拟

1.5.1 模型原理 Processing Modflow 软件是由 Wen-Hsing Chiang 与 Wolfgang Kinzelbach 于 1991 年开发的专门用于模拟三维地下水流动和污染物在地下水中运移的软件,能够模拟地下水系统中多源汇项的转换与迁移。该软件是在美国地调局推出的

Modflow 源代码的基础上,加入可视化操作界面等开发形成的软件。本文采用 Processing Modflow 11.版来构建英苏断面地下水三维非稳定流的数值模型,旨在有效地再现研究区地下水流场动态变化过程及特点^[19]。英苏断面地下水流动可概化为均质且各向异性的三维流,其数学模型为^[20]:

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial H}{\partial z} \right) + \frac{\epsilon}{h} = \frac{S}{h} \left(\frac{\partial H}{\partial t} \right) \\ H(x, y, z, t) |_{t=0} = H_0(x, y, z) \\ -K_x h \frac{\partial H}{\partial n} |_{(x, y, z) \in \Gamma} = -q(x, y, z, t) \\ -K_y h \frac{\partial H}{\partial n} |_{(x, y, z) \in \Gamma} = -q(x, y, z, t) \\ -K_z h \frac{\partial H}{\partial n} |_{(x, y, z) \in B} = 0 \end{cases} \quad [(x, y, z) \in \Omega, t > 0] \quad (5)$$

式中: H 为水头值(m); K_x, K_y, K_z 为含水层 x, y, z 方向上的渗透系数(m/d); h 为含水层厚度(m); ϵ 为单位时间从单位体积含水层流入或流出的水量(m^3); S 为给水度或弹性释水系数,潜水区取重力给水度,承压区取弹性释水系数; n 为边界面的外法线方向; q 为定流量补给、排泄边界; B 为渗流场任意一点的水头(m); Γ 为侧边界; B 为底边界; Ω 为模拟范围。

1.5.2 模型的建立

(1) 空间离散。根据研究区的面积大小、水系分布和水文地质特征等,采用网格划分的方法。水平方向上,模拟区域被均匀分割成 404 行,233 列的 $30 \text{ m} \times 30 \text{ m}$ 正方形网格,有效单元格数为 94 132 个。垂直方向上,设置为单层的潜水含水层,基于前期在英苏断面进行探坑土质的勘查可知,剖面岩性主要为粉砂与粉土的互层,在 3 m 以上主要为粉土,下部多为粉土与粉砂的互层。在本次模型设置中,考虑到粉土可作为相对隔水层,因此采用 20 m 的深度作为地下水流运动的主要区域,其底部为无流量边界是符合当地水文地质条件的。

(2) 时间离散。考虑到数据的完整性,本研究根据获取的地下水位埋深资料,选择 2012 年 1 月 1 日至 2021 年 12 月 31 日作为模型的校正识别期,确定模型的各项参数和水量均衡,以月为单位共分为 120 个应力期,每个应力期内划分为 1 个时间步长,每个时间步长为模型自动控制。在每个应力期内,所有补给项和排泄项强度维持不变。

(3) 边界条件。模型南北边界为荒漠区,边界侧向流动较弱,设为不透水边界;西边界为其河与老塔

河的河道流入,设为第 2 类侧向流入边界;东边界概化为侧向流出边界。上部边界为潜水,接受河道的入渗补给;下部边界为相对隔水边界。

(4) 源汇项的处理。研究区补给来源主要依靠河道输水,河流—地下水的补给与排泄关系取决于河水与地下水的水力梯度方向;地下水的排泄主要是通过叶面蒸腾与潜水蒸发。模型中主要利用 Stream 和 Evapotranspiration 模块模拟上述运动,其中 Stream 模拟河水与地下水的交换,依据断面地表水月径流量和输水时间,概化出不同应力期上的后的日均水量数据,其取值见表 5。Evapotranspiration 通过定义蒸发系数与埋深的关系来计算蒸散量。由于河道两侧潜水蒸发量受植被影响较大,模型采用分区赋值的方法,划分为河岸带林草地和远离河道的荒漠区两部分(图 3),潜水蒸发极限埋深取 4 m,潜水蒸发系数均值如表 3 所示。

(5) 研究区初始流场。以 2012 年 1 月作为研究区初始流场。将研究区地下水监测点的高程点加载到 Modflow 模型中,根据高程分布和实际观测点的埋深,计算出观测点的地下水位,再通过插值得出研究区地下水的初始流场。模型各参数见表 6,数据为调参的最优值。

1.5.3 模型的率定 本文采用试估校正法对模型进行率定,选取位于断面北侧的 F_3 , 中间的 F_5, F_6 , 南侧的 F_{10} 四处观测孔与计算孔水位拟合过程线的对比(图 5)。图 6 为所有观测井地下水位模拟值与实测值的对比, $R^2 = 0.73$, $RMSE = 0.459$, $MAE = 0.348$, 模型的主要误差来源于大西海子水库泄洪闸放水至英苏断面在时间上存在滞后性。因此总体上模型的

识别是可靠的,能反映出研究区内地下水位的变化特征。

表 5 研究区来水量统计

Table 5 Statistics of water inflow in study area 10^4 m^3					
应力期/ 个	其河日来 水量	老塔河日来 水量	应力期/ 个	其河日来 水量	老塔河日来 水量
4	0.00	9.25	68	119.58	241.12
5	0.00	29.65	69	93.64	352.64
6	0.00	30.23	70	94.11	237.16
7	0.00	40.01	71	48.90	98.97
8	75.65	11.38	72	0.00	97.87
9	159.33	102.48	73	0.00	70.96
10	119.90	126.63	74	0.00	114.09
11	29.02	2.46	75	37.96	75.61
16	14.61	0.00	77	0.00	13.60
17	13.37	0.00	80	7.07	139.70
19	7.46	0.00	81	130.96	188.71
20	75.44	7.77	82	116.04	175.41
21	133.39	73.30	83	55.78	91.32
22	94.93	68.99	92	23.39	48.72
23	68.70	3.88	93	66.89	170.00
30	40.30	0.00	94	111.85	171.74
44	0.00	129.41	95	4.41	23.94
45	113.30	194.94	96	10.15	7.12
46	126.52	73.50	97	2.31	0.00
47	141.83	0.00	99	6.72	0.00
56	113.91	134.22	105	77.88	129.68
57	245.08	203.60	106	49.61	131.08
58	136.04	128.30	107	0.00	8.38
64	29.55	0.00	115	0.00	70.12
65	23.19	0.00	116	40.78	288.32
66	89.70	67.66	117	140.07	145.24
67	61.38	15.79	118	211.06	213.18

2 结果与分析

2.1 不同输水方案下地下水位预测结果与分析

运用 Modflow 分别对方案二、方案三、方案四进行 10 a 预测,得到输水 10 a 间的监测井预测水位线的变化趋势,以两河间的观测井 F_5 , F_6 为例(图 7—9)。由此可得:地下水位随河水位的升降而变化表现出明显的峰谷形态。3 种方案监测井所处的地下水位波动范围都逐年抬升,并于 5 a 后趋于稳定,其中非生育期汉河方案前五年的拟合公式斜率最大, F_5 ,

F_6 所处的地下水位抬升最为明显,对于河间地块的地下水位恢复效果最好。

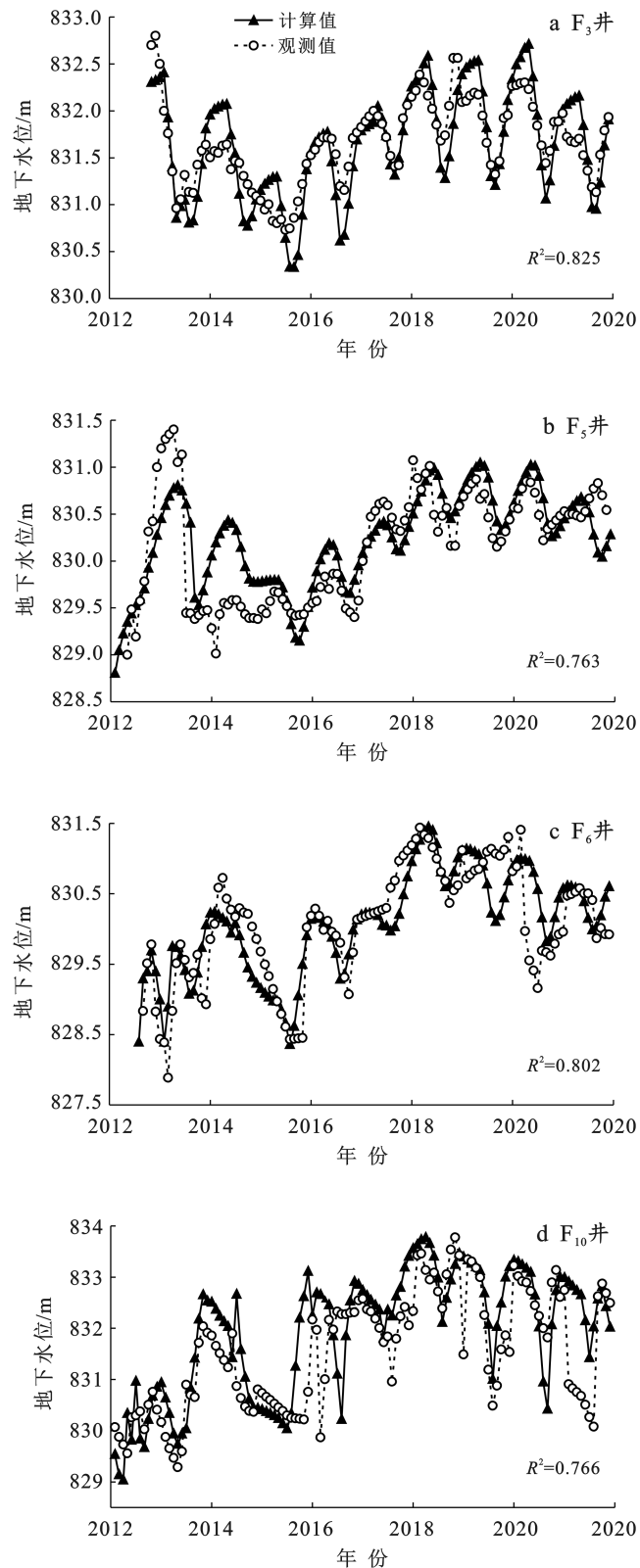


图 5 观测孔地下水位拟和过程线

Fig.5 Groundwater level fitting process line of observation hole

表 6 塔里木河下游输水模式改进研究模型参数汇总

Table 6 Summary of model parameters of research on improving water conveyance mode in lower reaches of Tarim River

参数	含义	量纲	数值	参数	含义	量纲	数值
K_h	水平渗透系数	L/T	2.2 m/d	h_{0-F1}	初始地下水位	L	834.641 m
K_v	垂向渗透系数	L/T	0.74 m/d	h_{0-F2}	初始地下水位	L	832.156 m
μ	给水度	—	0.15	h_{0-F3}	初始地下水位	L	831.812 m
μ^*	贮水系数	—	0.001	h_{0-F4}	初始地下水位	L	830.018 m
H_1	其河河宽	L	15 m	h_{0-F5}	初始地下水位	L	828.99 m
H_2	老塔河河宽	L	30 m	h_{0-F6}	初始地下水位	L	828.742 m
h_1	其河深度	L	3 m	h_{0-F7}	初始地下水位	L	829.462 m
h_2	老塔河深度	L	2 m	h_{0-F8}	初始地下水位	L	829.737 m
h_w	沉积物厚度	L	0.5 m	h_{0-F9}	初始地下水位	L	830.118 m
J	河道坡降	—	0.0012	h_{0-F10}	初始地下水位	L	830.274 m
n	河道曼宁系数	—	0.03	h_{0-F11}	初始地下水位	L	831.646 m

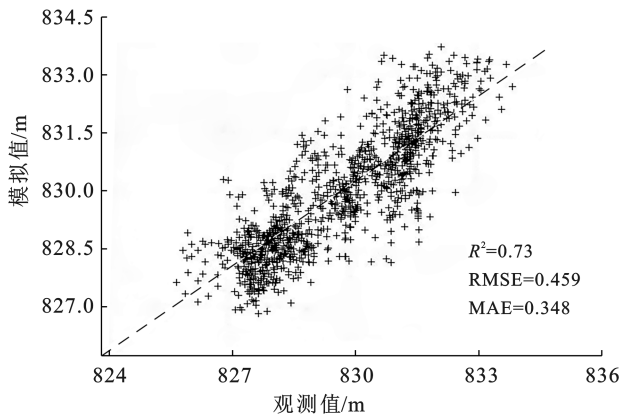


图 6 地下水位模拟值与实测值对比

Fig.6 Comparison between simulated and measured groundwater level

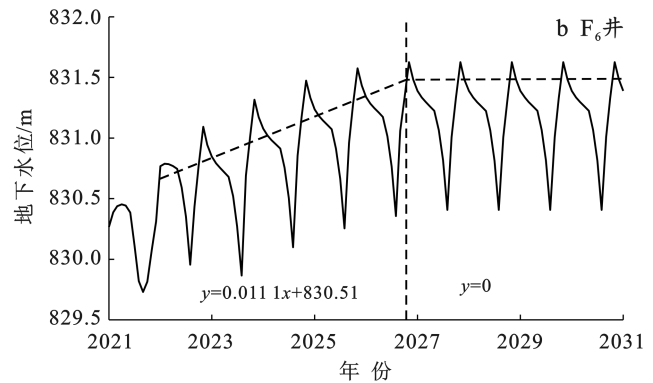
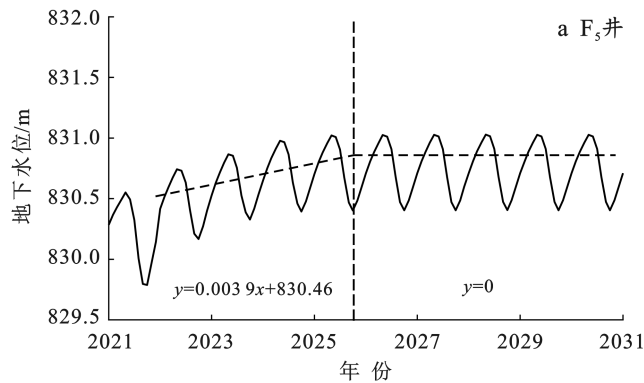


图 7 方案二 F_5, F_6 观测孔地下水位 10 a 预测线

Fig.7 Ten-year prediction line of groundwater level in F_5 and F_6 observation holes in scheme 2

2.2 不同输水模式下的预测对比

2.2.1 监测断面地下水位分布对比 分别对现状输水、生育期汉河输水、非生育期输水和非生育期汉河输水 4 种输水模式进行 10 a 预测,将英苏断面地下水位分布作为指标,比较不同输水方案下第 10 a 输水后水位线的高低,反映出不同输水方案下断面地下水位的抬升程度。

根据不同方案下第 10 a 输水后的英苏断面地下水位分布(图 10),3 种改进的输水方案相比现状输水两河腹地的地下水位分别抬升了 0.7 m, 2.5 m, 3.2 m。由此看来,非生育期汉河输水最有利于抬升地下水位,恢复两河区间内的生态系统。

2.2.2 研究区地下水埋深面积对比 将研究区地下水埋深面积变化作为量化指标,对比不同输水方案下地下水浅埋深面积的转化比例,反映地下水位恢复的影响程度。根据表 7 可知:方案二、三、四相比现状输水,地下水在 0—2, 2—4, 4—6, 6—8 m 的埋深区域分别增加了 1.59%, 3.25%, 3.1%, 2.95%; 3.2%,

4.39%, 6.61%, 5.13%; 4.6%, 6.32%, 8.73%, 6.52%, 研究区 0—8 m 的埋深面积分别增加了 10.89%, 19.33%, 26.17%。综上所述,非生育期汉河输水对地下水位的抬升作用最为显著,其次是非生育期输水和生育期汉河输水,现状输水对地下水埋深的影响最小。

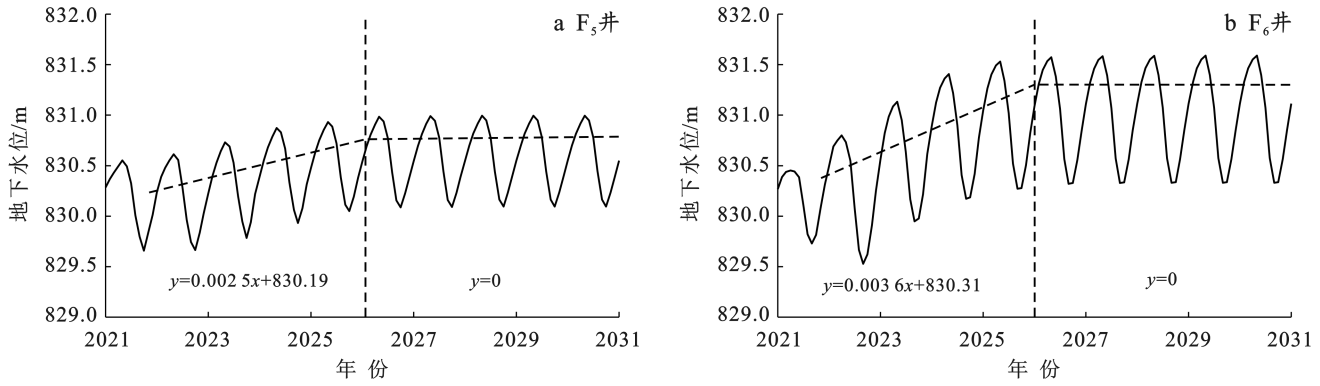


图 8 方案三 F_5, F_6 观测孔地下水水位 10 a 预测线

Fig.8 Ten-year prediction line of groundwater level in F_5 and F_6 observation holes in scheme 3

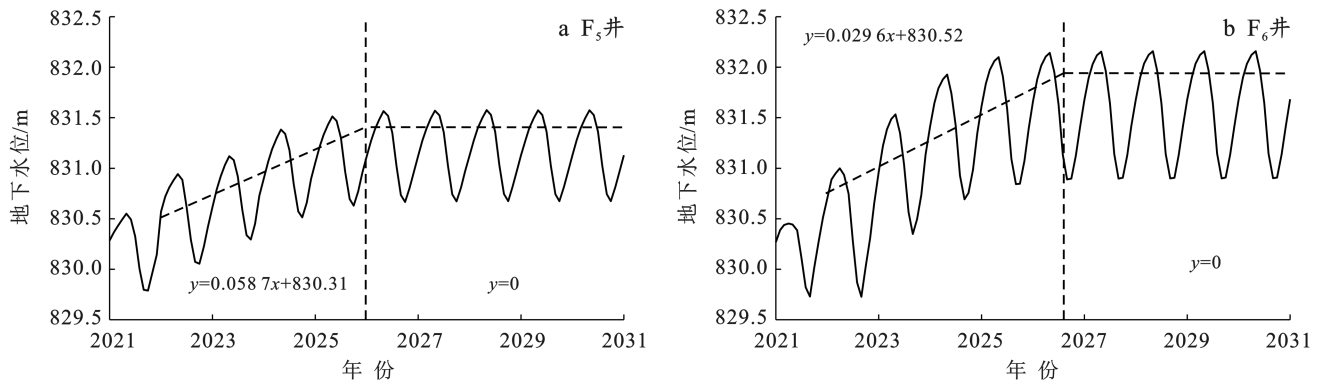


图 9 方案四 F_5, F_6 观测孔地下水水位 10 a 预测线

Fig.9 Ten-year prediction line of groundwater level in F_5 and F_6 observation holes in scheme 4

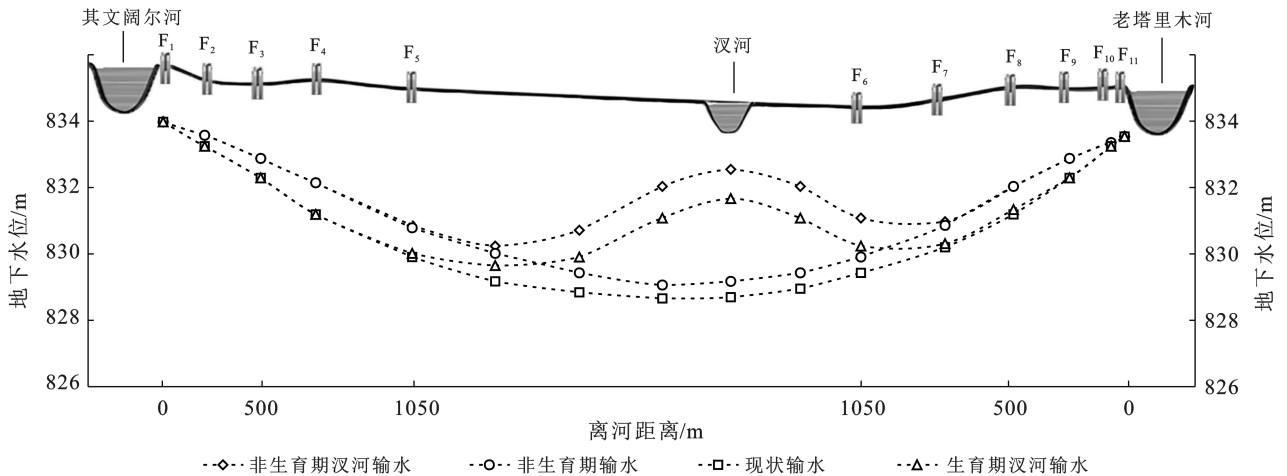


图 10 英苏断面不同输水方案下第 10 a 末地下水水位分布

Fig.10 Distribution of groundwater level at end of 10th year under different water conveyance schemes at Yingsu section

2.2.3 潜水蒸发量与地下水储存量对比 分别对 3 种输水模式进行 10 a 预测, 将研究区潜水蒸发量和地下水存储量的变化作为指标, 通过比较不同输水方案下第 10 a 全年研究区潜水蒸发量以及地下水存储量的大小, 反映不同输水方案下的水量耗散程度。根

据表 8 可知: 由于地下水位不同程度的抬升, 改进输水方案下的潜水蒸发量是逐渐增大的; 现状输水第十年的地下水存储量为 $1.90 \times 10^7 \text{ m}^3$, 生育期汉河、非生育期、非生育期汉河输水第 10 年相比现状输水, 地下水存储量分别增加 $2.08 \times 10^6 \text{ m}^3$, $2.25 \times 10^6 \text{ m}^3$,

$2.73 \times 10^6 \text{ m}^3$ (地下水存储量较现状输水分别增加了 10.97%, 11.88%, 14.39%); 3 种方案下 1 m^3 地下水存储量的增加所消耗的潜水蒸发量分别为 16, 17, 15 m^3 , 说明相比现状输水, 改进输水方案减小了无效

蒸发的比例, 其中非生育期汉河输水方案下地下水存储量的增量最大, 且每立方存储量增加所消耗的潜水蒸发最小, 最有利于生态输水对地下水的补给, 提高了生态输水的转化效率。

表 7 不同输水模式下第 10 a 末地下水埋深面积对比

Table 7 Comparison of groundwater depth area at end of 10th year under different water delivery modes

项目	输水方式	埋深/m				
		0—2	2—4	4—6	6—8	>8
面积/ km^2	现状输水	4.49	5.32	11.58	21.3	42.01
	生育期汉河输水	5.83	8.08	14.2	23.8	32.79
	非生育期输水	7.21	9.04	17.18	25.64	25.63
	非生育期汉河输水	8.46	10.21	18.99	26.82	20.22
增幅/%	现状输水	0	0	0	0	0
	生育期汉河输水	1.59	3.25	3.1	2.95	-10.88
	非生育期输水	3.2	4.39	6.61	5.13	-19.34
	非生育期汉河输水	4.6	6.32	8.73	6.52	-25.72

表 8 不同输水模式下第 10 a 全年水量变化

Table 8 Change of annual water quantity in 10th year under different water conveyance modes

项目	输水方式		
	生育期 汉河	非生育期	非生育期 汉河
潜水蒸发量 $E/10^4 \text{ m}^3$	3 401	3 867	4 121
地下水存储量的变化量 $\Delta S/10^4 \text{ m}^3$	208	225	273
$E/\Delta S$	16	17	15

3 讨论

经过最近 20 a 余以主河道间歇性线状为传统的输水模式下, 英苏断面地下水位的响应区域主要集中在河道两侧 1 km 的范围内, 这与邓正波等^[21]构建塔河下游数字地下水埋深模型、杨鹏年等^[13]运用潜水蒸发条件下地下水非稳定运动模型分析的结果相一致。以胡杨为主的乔木群落适宜的地下水位埋深在 3.0—4.7 m, 以柽柳为主的灌木植被类型适宜的地下水位埋深阈值为 3.5—4.0 m, 而现状输水下两河腹地的地下水恢复效果尚未达到预期的合理生态水位^[22] (埋深 3.5—5.0 m), 以胡杨为代表的植被群落未得到全面恢复, 成为河间地块生态系统安全中的脆弱环节。基于这样一个现状, 本文设计了不同模式的输水方案来改善河间地下水位恢复情况。不同方案下的模型预测结果显示: 非生育期汉河输水的效应最好, 此方案下的地下水位不断抬升, 但持续至第五年之后便趋于平缓, 生态补水能力达到上限, 为进一步增大生态输水对地下水位的恢复, 后续可开展多汉流、面状输水等可行性方案的研究。

在新方案的实施过程中, 应进一步开展大西海子水库生态调度等研究, 结合不同类型植物生长、种子萌发更新, 优选具体的输水时段, 采取多方式结合的生态调度措施。例如: 胡杨、柽柳作为塔河沿岸植被类型的主体, 集中于 8—9 月落种, 由于该时段内日照时间长、气温高, 同时由于下垫面热传导性能的差异, 导致空气冷热不均引起强对流现象频发, 使得该时段的蒸发势最为强烈, 在该季节的输水会导致一定的无效蒸发; 多年生草本植物落种时间为 6—12 月^[23], 因此可将主要生态水用于生育期以满足胡杨、柽柳等植被的生长需求, 剩余生态水可用于非生育期来促进草甸植被种子的萌发, 在提高水资源利用效率的同时满足不同植被各个时段的需水要求, 并充分利用了冬季水(冰)面蒸发远小于夏季的优势, 使得河水在此期间对地下水形成有效补给, 并在翌年春季可充分激活土壤种子库, 产生出更大的恢复效应, 以达到修复胡杨林、丰富植被的物种多样性的目的。通过大西海子水库的合理调控, 可为下游生育期和非生育期的输水调度提供重要的保障, 逐步形成稳定的林灌草植被生态系统, 实现生态输水和植被恢复的契合。

4 结论

本文基于英苏断面现状输水下河间地下河水位恢复缓慢的问题, 依据英苏断面水文监测数据及实测河床渗透系数等工作, 利用 Modflow 模型对典型断面生育期汉河输水、非生育期输水、非生育期汉河输水 3 种输水方式进行了模拟及效应分析。

(1) 针对现状输水影响范围的问题, 提出了通过增加沟汉的方式扩大生态补水的影响范围, 增大输水

对地下水的补给。经过 10 a 汉河输水模拟的结果显示:在输水后第 10 a 的 10 月底,两河之间人工渠道两侧地下水位较现状输水平均抬升了 2.5 m,研究区埋深小于 8 m 的面积增加了 10.89%。汉河输水第 10 a 地下水储量较现状输水第 10 a 增加 10.97%,加快了河间带地下水位的恢复,有效扩大了输水的影响范围。

(2) 针对现状输水中水面蒸发大的问题,提出基于大西海子水库的调度,在冬季进行输水的方案,经过 10 a 的冬季输水模拟,在第 10 a 的输水后,冬季输水方案下两河河道 1 km 范围内地下水位提高 0.7 m,研究区埋深小于 8 m 的面积增加了 19.33%。非生育期输水第 10 a 地下水存储量较现状输水第 10 a 增加 11.88%,相比生育期输水,非生育期输水更明显地抬升了英苏断面河道两侧的地下水位,提高了水分利用效率。

(3) 非生育期汉河输水结合了两者的优势,在第 10 a 的输水后,汉河两侧地下水位较现状输水平均抬升了 3.2 m,研究区埋深小于 8 m 的面积增加了 26.17%。非生育期汉河输水第 10 a 地下水储量较现状输水第 10 a 增加 14.39%。充分提高了下泄水量的利用效率,扩大生态修复范围,为河间地块生态系统的全面恢复并使其成为下游生物多样性的安全岛创造了条件。

[参 考 文 献]

- [1] 邓铭江,周海鹰,徐海量,等.塔里木河下游生态输水与生态调度研究[J].中国科学:技术科学,2016,46(8):864-876.
- [2] 唐敏,张峰,师庆东,克里雅河尾间绿洲浅层地下水位埋深变化特征研究[J].干旱区地理,2021,44(1):80-88.
- [3] 张经天,席海洋,荒漠河岸林地下水位时空动态及其对地表径流的响应[J].干旱区地理,2020,43(2):388-397.
- [4] Ling Hongbo, Xu Hailiang, Guo Bin, et al. Regulating water disturbance for mitigating drought stress to conserve and restore a desert riparian forest ecosystem [J]. Journal of Hydrology, 2019,572:659-670.
- [5] 陈亚宁,陈亚鹏,朱成刚,等.西北干旱荒漠区生态系统可持续管理理念与模式[J].生态学报,2019,39(20):7410-7417.
- [6] 李福林,陈华伟,王开然,等.地下水支撑生态系统研究综述[J].水科学进展,2018,29(5):750-758.
- [7] 邓铭江,杨鹏年,周海鹰,等.塔里木河下游水量转化特征及其生态输水策略[J].干旱区研究,2017,34(4):717-726.
- [8] 张建锋,李国敏,张元,等.塔河下游间歇性输水河道附近地下水位动态响应[J].地球物理学报,2012,55(2):622-630.
- [9] 刘迁迁,古力米热·哈那提,王光焰,等.间歇性生态输水塔里木河下游断面地下水位变化模拟[J].生态学报,2018,38(15):5519-5528.
- [10] 古力米热·哈那提,张音,关东海,等.生态输水条件下塔里木河下游断面尺度地下水流数值模拟[J].水科学进展,2020,31(1):61-70.
- [11] 李丽君,张小清,陈长清,等.近 20 a 塔里木河下游输水对生态环境的影响[J].干旱区地理,2018,41(2):238-247.
- [12] 白涛,姬宏伟,邓铭江,等.注重荒漠区胡杨林生态保护与修复的汉渗轮灌研究[J].水利学报,2022,53(1):31-42.
- [13] 杨鹏年,邓铭江,李霞,等.塔里木河下游间歇输水地下水响应宽度:以塔里木河下游英苏断面为例[J].干旱区研究,2008,25(3):331-335.
- [14] Huang Tianming, Pang Zhonghe. Changes in ground-water induced by water diversion in the Lower Tarim River, Xinjiang Uygur, NW China: evidence from environmental isotopes and water chemistry [J]. Journal of Hydrology, 2010,387(3/4):188-201.
- [15] 李卫红,陈永金,陈亚鹏,等.新疆塔里木河下游生态输水对地下水位和水质的影响[J].资源科学,2006,28(5):157-163.
- [16] 周龙,杨鹏年,王永鹏,等.塔里木河下游河段耗水特征与输水方式演变研究[J].干旱区研究,2022,39(1):144-154.
- [17] 胡顺军,康绍忠,宋郁东,等.塔里木盆地潜水蒸发规律与计算方法研究[J].农业工程学报,2004,20(2):49-53.
- [18] 王永鹏,杨鹏年,周龙,等.塔里木河下游植被耗水量的时空演变[J].水土保持通报,2022,42(3):225-232.
- [19] Song Yanxun, Fang Yuan, Qian Hui, et al. Research and application of groundwater numerical simulation: a case study in Balasu water source [J]. Procedia Environmental Sciences, 2011,8:146-152.
- [20] Katpatal Y B, Pophare A M, Lamsoge B R. A ground-water flow model for overexploited basaltic aquifer and Bazada formation in India [J]. Environmental Earth Sciences, 2014,72(11):4413-4425.
- [21] 邓正波,束龙仓.塔里木河下游数字地下水埋深模型的构建[J].河海大学学报(自然科学版),2005,33(1):45-48.
- [22] 徐海量,宋郁东,陈亚宁.生态输水后塔里木河下游合理水位探讨[J].水土保持通报,2003,23(5):22-25.
- [23] 叶茂,徐海量,任铭.塔里木河下游生态输水的合理时间初探[J].干旱区研究,2012,29(5):907-912.