

基于GSFLOW的青土湖生态输水量-湖水面积关系研究

郭云彤, 周妍, 崔亚莉, 邵景力

A study of the relationship between ecological water conveyance and water surface area of the Qingtu Lake based on GSFLOW

GUO Yuntong, ZHOU Yan, CUI Yali, and SHAO Jingli

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.202203036>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

基于GSFLOW的镜湖湿地地表水与地下水耦合数值模拟

Numerical simulation of coupling surface water and groundwater based on GSFLOW for the Jinghu Wetland
郜会彩, 肖玉福, 胡云进, 陈柳安, 周如杰 水文地质工程地质. 2022, 49(3): 182-191

白洋淀湖岸带地表水与地下水垂向交换研究

A study of vertical exchange between surface water and groundwater around the banks of Baiyangdian Lake
李刚, 马佰衡, 周仰效, 赵凯, 尤冰, 李木子, 董会军, 李海涛 水文地质工程地质. 2021, 48(4): 48-54

“引哈济党”工程对敦煌盆地地下水位影响的数值模拟研究

Numerical simulation studies of the influences of water transferring project from the Haerteng River to the Dang River on groundwater levels in the Dunhuang Basin
何剑波, 李玉山, 胡立堂, 尹政, 胡彦斌 水文地质工程地质. 2021, 48(6): 34-43

半干旱地区地表-地下水系统水热运移与裸土蒸发研究

Hydrothermal transfer and bare soil evaporation in surface-groundwater systems in semi-arid areas
马稚桐, 王文科, 赵明, 黄金廷, 卢艳莹, 侯昕悦, 王一 水文地质工程地质. 2021, 48(4): 7-14

甘肃北山区域地下水流数值模拟研究

Numerical simulation of regional groundwater flow in the Beishan area of Gansu
曹潇元, 侯德义, 胡立堂 水文地质工程地质. 2020, 47(2): 9-16

三峡库区浮托减重型滑坡对库水升降的响应规律

Response patterns of buoyancy weight loss landslides under reservoir water level fluctuation in the Three Gorges Reservoir area
周剑, 邓茂林, 李卓骏, 张富灵 水文地质工程地质. 2019, 46(5): 136-143



关注微信公众号, 获得更多资讯信息

DOI: 10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.202203036

郭云彤, 周妍, 崔亚莉, 等. 基于 GSFLOW 的青土湖生态输水量-湖水面积关系研究 [J]. 水文地质工程地质, 2022, 49(5): 32-41.
GUO Yuntong, ZHOU Yan, CUI Yali, *et al.* A study of the relationship between ecological water conveyance and water surface area of the Qingtu Lake based on GSFLOW[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2022, 49(5): 32-41.

基于 GSFLOW 的青土湖生态输水量-湖水面积 关系研究

郭云彤, 周妍, 崔亚莉, 邵景力

(中国地质大学(北京)水资源与环境学院, 北京 100083)

摘要: 西北地区水资源匮乏, 生态环境脆弱, 如何科学处理生产用水与生态用水的关系一直是西北干旱区水资源开发利用中关注和研究的热点难点课题之一。关于流域中上游生态输水与尾间湖水域面积(或湿地面积)关系的定量化研究较少。以我国西北干旱区河西走廊石羊河流域的尾间湖—青土湖为例, 利用 GSFLOW 建立了区域地表水-地下水耦合模型, 其中采用 LAK 模块及 SFR2 模块分别处理湖泊和输水渠道, 在此基础上预测了不同生态输水方案下湖泊湖面面积的变化情况, 分析了青土湖生态输水量-湖水面积关系, 确定了青土湖生态输水的合理范围。研究结果显示: 当前 $3\ 100\times 10^4\ \text{m}^3/\text{a}$ 的生态输水量可以保证青土湖维持年内最高湖水水位 1 212.23 m(平均水位 1 211.68 m), 稳定最大面积可达 16.27 km^2 ; 当输水量为 $2\ 000\times 10^4\sim 3\ 700\times 10^4\ \text{m}^3/\text{a}$ 时, 随输水量增大水面面积线性增加, 面积变化率相对稳定; 当输水量为 $3\ 700\times 10^4\sim 4\ 500\times 10^4\ \text{m}^3/\text{a}$ 时, 水面面积随生态输水量增多, 面积增大率逐渐减小; 当输水量大于 $4\ 500\times 10^4\ \text{m}^3/\text{a}$ 时, 水面面积随生态输水增多增大幅度很小, 特别是当生态输水量大于 $5\ 500\times 10^4\ \text{m}^3/\text{a}$ 时, 面积变化率趋近于 0。从维持当前青土湖水面面积和向青土湖生态输水的效益考虑, 红崖山水库向青土湖的生态输水量应保持在 $3\ 100\times 10^4\sim 4\ 500\times 10^4\ \text{m}^3/\text{a}$ 。研究成果对于确定西北干旱区合理生态需水, 协调生态、经济、社会用水可持续发展具有一定的参考价值。

关键词: 青土湖; 生态输水-水面面积关系; 数值模拟; 地下水-地表水耦合模型

中图分类号: P641.2

文献标志码: A

文章编号: 1000-3665(2022)05-0032-10

A study of the relationship between ecological water conveyance and water surface area of the Qingtu Lake based on GSFLOW

GUO Yuntong, ZHOU Yan, CUI Yali, SHAO Jingli

(School of Water Resources and Environment, China University of Geosciences (Beijing),
Beijing 100083, China)

Abstract: Water resources are scarce and ecological environment is fragile in the arid regions of northwest China. How to scientifically deal with the relationship between production water and ecological water has always been one of the hotspot and difficult issues in the field of water resources development and utilization in northwest arid areas. However, there are few quantitative studies on the relationship between the ecological water conveyance from the middle and upper reaches of the basin to the downstream terminal lake (wetland) and the area of the

收稿日期: 2022-03-15; 修订日期: 2022-05-06

投稿网址: www.swdzgcdz.com

基金项目: 国家重点研发计划项目(2017YFC04061)

第一作者: 郭云彤(1990-), 女, 博士研究生, 主要从事地下水数值模拟, 地下水资源评价及开发利用研究。E-mail: 252040048@qq.com

通讯作者: 崔亚莉(1962-), 女, 博士, 教授, 主要从事地下水循环与更新能力研究、地下水资源评价与管理、地下水数值模拟技术与应用研究。E-mail: cuiyl@cugb.edu.cn

terminal lake (wetland). In this paper, Qingtu Lake, the terminal lake of the Shiyang River Basin in Gansu Province, is taken as an example. A coupled model of surface water and groundwater is established using GSFLOW software, among which, LAK module and SFR2 module are used to treat the lake and water channel, respectively. Based on this, the changes of surface area of the Qingtu Lake under different ecological water conveyance schemes are predicted. The appropriate range of ecological water conveyance to the Qingtu Lake is determined. The results show that the current ecological water conveyance of $3\ 100\times 10^4\ \text{m}^3/\text{a}$ can ensure the highest water level of Qingtu Lake of 1 212.23 m (the average water level of 1 211.68 m) and the corresponding water surface area of $16.27\ \text{km}^2$. The relationship between ecological water conveyance and water surface area is as follow. When the water delivery is in the range of $2\ 000\times 10^4\text{--}3\ 700\times 10^4\ \text{m}^3/\text{a}$, the water surface area increases obviously and the area change rate is relatively stable with the increase of water conveyance; when the water delivery is in the range of $3\ 700\times 10^4\text{--}4\ 500\times 10^4\ \text{m}^3/\text{a}$, the increasing water surface area gradually decreases and the area change rate gradually decreases with the increasing water conveyance; and when the water conveyance is more than $4\ 500\times 10^4\ \text{m}^3/\text{a}$, the increase of water surface area with the increasing ecological water conveyance is very small, especially when the ecological water conveyance is more than $5\ 500\times 10^4\ \text{m}^3/\text{a}$, the change rate of water surface area tends to 0. Considering the demand for maintaining the current water surface area of the Qingtu Lake and the benefits of ecological water conveyance, the ecological water conveyance volume from the Hongyashan reservoir to the Qingtu lake should be in range of $3\ 100\times 10^4\text{--}4\ 500\times 10^4\ \text{m}^3/\text{a}$. The results are of certain reference value in determining the local ecological water demand and maintaining the coordinated and sustainable development of local ecology, economy and society.

Keywords: Qingtu Lake; relationship between ecological water conveyance and water surface area; numerical simulation; coupled ground-water and surface-water flow model

我国西北干旱区水资源匮乏, 随着社会经济的发展, 区域用水需求增大, 生产生活用水不断挤占生态用水, 地下水水位下降导致植被退化、湿地面积衰减、生态系统退化等一系列生态问题^[1]。为缓解区域各部门用水矛盾, 遏制生态环境恶化的趋势, 近年来生态用水相关研究已成为当前西北干旱区水资源开发利用的重点。

青土湖是我国西北河西走廊三大流域之一——石羊河流域的尾间湖^[2], 作为腾格里沙漠和巴丹吉林沙漠之间的生态屏障, 青土湖湿地在防止沙漠合拢、遏制流域生态恶化趋势上具有重要作用。由于气候变化及人类活动的影响, 青土湖于 1959 年完全干涸, 湿地消失^[3]; 自 2010 年开始, 红崖山水库有计划地沿渠道向下游进行生态输水, 青土湖开始形成季节性水面, 周边生态环境明显好转^[4]。因此, 研究青土湖生态输水量与湖水面积的关系, 对于确定合理的生态输水量尤为重要。石羊河的地表来水及调水工程的水汇入红崖山水库后, 通过渠道供给下游民勤盆地用水(主要为农业灌溉用水)和青土湖生态输水(图 1)。当前针对生态输水对青土湖生态环境的影响已有一些研究成果^[3,5-7], 然而这些研究多是结合遥感解译和定

位观测的方法, 对获得的数据进行统计分析得到输水量-湖水面积的关系, 如果用这个统计规律外推, 幅度偏大, 其结果会存在着很大的不确定性。

地表水-地下水耦合数值模拟方法是定量分析输水与湖区面积关系最有效的方法。当前地表水-地下水的耦合模拟模型大致分为独立型、联合型和集成型 3 类。独立型是在相对成熟的地下水模型的基础上拓展部分地表水模拟的功能, 如模块化三维有限差分地下水流动模型 (Modular Three-dimensional Finite-difference Ground-water Flow Model, MODFLOW) 的湖泊 (LAK)、河流 (RIV)、蒸散发 (EVP、EVT) 和入渗补给 (RCH) 模块等, 这些模块已经在实际地下水模拟研究中被普遍应用。联合型是将成熟的地表水和地下水模型通过一定手段进行连接, 共同构建地表水-地下水的模拟系统, 模型中各子系统按一定顺序进行独立计算, 而子系统之间只进行单向或双向传输^[8-9]。集成型模型是一种完全耦合模型, 该类模型将地表水和地下水作为一个系统, 通过同时求解各个水文过程的控制方程描述地表水和地下水水分的交换和动态变化过程, 每一步都有其具体的物理意义, 机理性强^[10-11]。独立型模型虽加入了部分地表水模拟功能, 但对大区

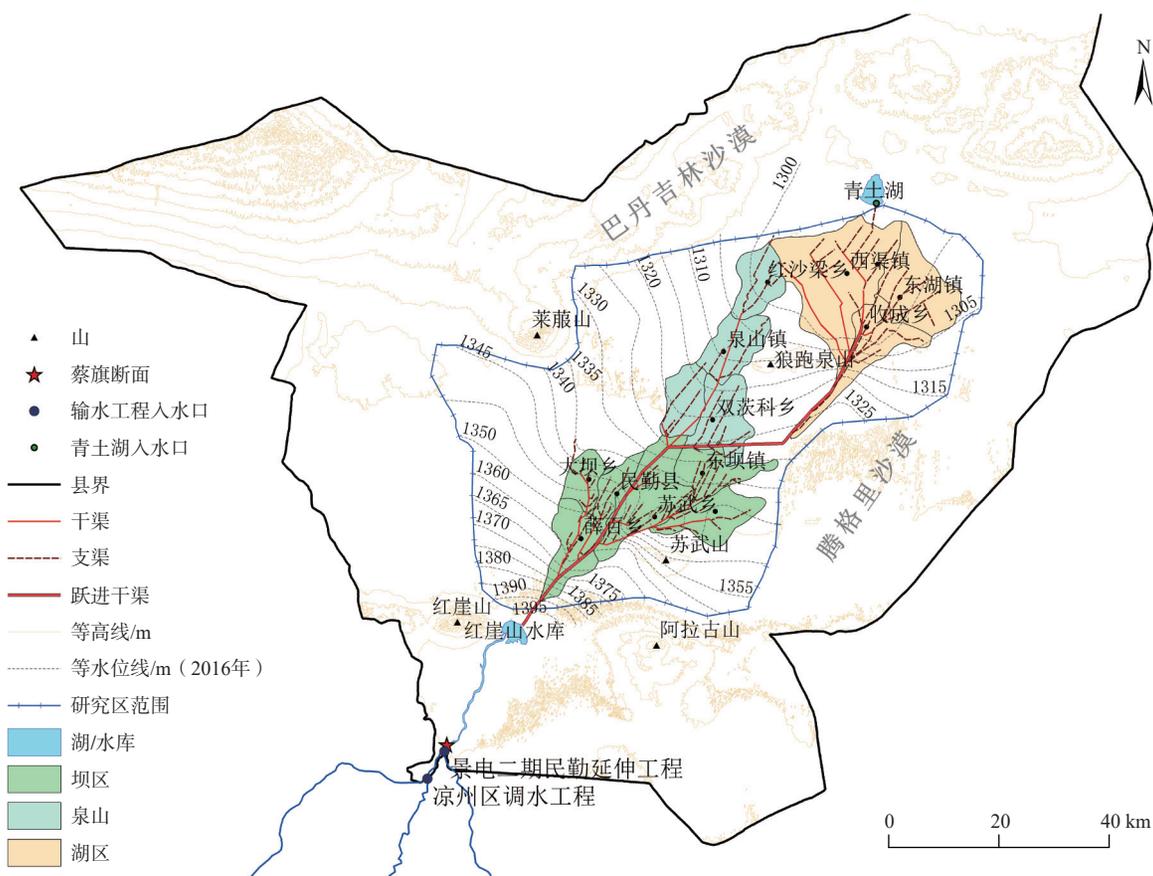


图 1 红崖山水库、民勤盆地与青土湖

Fig. 1 Location of the Hongyashan Reservoir, Minqin Basin and Qingtu Lake

域地表水流动过程的刻画仍不足;联合型模型较独立型模型机理性更强的同时,又不需要集成型模型中过多的参数,是当前地表水-地下水耦合模拟中最为实用的模型。

由美国地质调查局 2008 年公布的用于模拟地表水-地下水相互作用的模型(Coupled Groundwater and Surface-Water Flow Model, GSFLOW)是近年来应用较多的联合型耦合模型,该模型将降雨径流模型系统(Precipitation Runoff Modeling System, PRMS)和 MODFLOW 进行耦合,能够同时模拟气候、地表径流、地下潜流以及融雪、湖泊、溪流和湿地等与地下水之间的相互作用,已在国内外部分地区的地表水-地下水相互作用研究中得以成功应用^[12-14]。当前 GSFLOW 的模拟技术多应用于流域尺度的地表水和地下水关系的模拟中,多研究河流与地下水的相互作用。GSFLOW 很好地将 MODFLOW 的湖泊(LAK)模块和地表水模块进行耦合,适用于本次针对青土湖的模拟研究。本次研究利用地表水-地下水耦合数值模拟的方法,量化研究了流域中上游生态输水对下游尾间湖水域面积的影响。

本文基于高分辨率的 DEM 数据、利用 ArcGIS 分析功能确定了水面面积与水位、蓄水量的转换关系;进而运用 GSFLOW 软件构建地表水-地下水耦合数值模型,通过模拟得到不同生态输水情景下青土湖水面积,论证青土湖的适宜生态输水量。

1 数据来源及分析

1.1 数据来源

本次研究针对青土湖生态输水量-湖水面积的关系,以数值模型为基础,其中涉及的数据主要包括钻孔资料、补给项(降雨、生态输水数据)、排泄项(蒸发数据)以及模型校准所需的验证数据(水位数据)等。具体数据如下:

(1)研究区不同分辨率的高程数据,包括 90 m×90 m 的 DEM 数据及 1 m×1 m 的无人机遥感地形数据^[15],低分辨率数据作为数值模型的顶板标高,高分辨率数据用于后续确定不同输水量下水面面积的实际分布。

(2)研究区 2010—2019 年多期 Landsat5 及 landsat8 及国产高分 2 号(GF-2)遥感影像数据,用于识别植被及

水体面积。参考 NDVI 及 MNDWI 进行分类^[16-17], 利用 ArcGIS 对其分布进行矢量化处理, 获得研究区年内较为连续的湖面及芦苇分布及面积信息^[18]。

(3) 本次研究主要采用民勤站 2010—2019 年日尺度的蒸发和降水数据, 气象数据来自中国气象数据网的中国地面国际交换站气候资料日值数据集 (data.cma.cn), 经处理后主要作为数值模型中的源汇项。

(4) 生态输水数据来自民勤县水务局 2010—2019 年的统计资料; 地下水水位数据来自位于青土湖的地下水水位观测井的记录值。

(5) 含水介质参数和水文地质参数初值根据研究区地层岩性及前人研究成果确定^[19]。

综合以上资料, 青土湖水面面积和芦苇面积的年内变化特征见图 2。从数据较完整的 2013—2018 年看, 水面面积增加趋势与输水时段基本重合, 随着输水的进行, 水面面积持续增大, 直至输水结束, 在水面蒸发的作用下水面面积随即减小。芦苇面积逐年上升, 且随着多年生态输水的进行, 芦苇面积趋于稳定。综上, 青土湖区水面面积与芦苇面积的年内变化特征为: 水面面积变化在生态输水期主要受生态输水影响, 非生态输水期主要受蒸发影响; 生态输水后的水面面积增大对芦苇面积增大有促进作用。

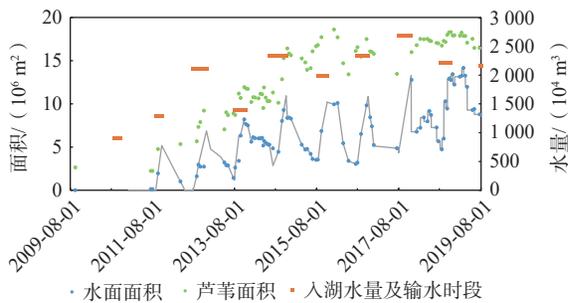


图 2 水体、芦苇面积及入湖水量变化

Fig. 2 Variations in the surface water area, reed area and water inflow into the lake

注: 入湖水量及输水时段中纵坐标表示当年入湖水量。横线长短表示输水时长。

1.2 水面面积与水位、蓄水量的转换方法

建立水面面积与水位、蓄水量的转换关系是后续湿地地表-地下水耦合模拟验证的重要参考依据, 转换方法具体如下:

(1) 利用高分辨率的 DEM 数据识别湖泊区域;

(2) 利用 ArcGIS 的 Surface Analysis 工具以 0.1 m 的水位差为单位, 计算不同湖水水位时对应的淹没面积及淹没面以下的体积;

(3) 对得到的水位与其对应的面积及体积数据进

行趋势分析, 即可得到水面面积与水位、蓄水量的转换关系公式。

遥感解译结果为湖面面积的变化, 需要建立水面面积与水位、蓄水量的转换关系, 并将湖面面积转换为湖水水位, 作为验证湖泊模拟结果合理性的验证数据。水面面积与水位、蓄水量的转换关系见图 3。

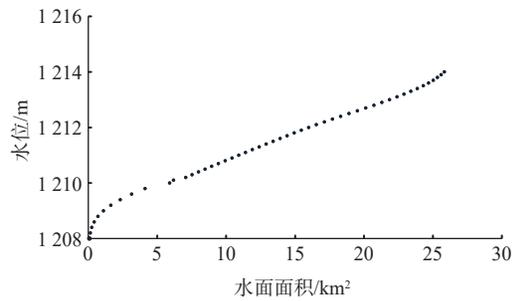


图 3 青土湖水面面积与水位关系

Fig. 3 Relationship between the surface water area and water level of the Qingtu Lake

如图 3 所示, 水位与水面面积的关系式可表示为:

$$h_1 = \begin{cases} 0.6073 \ln S + 1208.9, & S < 6 \\ 0.00004S^4 - 0.0021S^3 + 0.052S^2 - 0.403S + 1209, & S \geq 6 \end{cases} \quad (1)$$

式中: S ——水面面积/ km^2 ;

h_1 ——湖水水位/ m 。

式(1)中 R^2 分别达 0.9967 和 0.9999。

2 数值模拟方法

本次研究采用 GSFLOW 进行青土湖地下水-地表水的耦合模拟。GSFLOW 将 MODFLOW 中使用的有限差分单元和 PRMS 中使用的水文响应单元 (Hydrological Response Unit, HRU) 进行空间链接是 PRMS 和 MODFLOW 模型耦合中的一个关键步骤。这个过程是通过生成重力储层 (GRV) 实现的, GRV 的作用是通过 HRU 和有限差分单元间的水量传输。由于 HRU 和有限差分单元具有不同的空间范围, 所以每个 GRV 的空间范围由 HRU 和有限差分单元的交叉部分确定。每一个 GRV 被分配一个唯一的标识号, 每个 URU 和有限差分单元内可以有多个 GRV。如图 4 中 A 部分所示, 第一层为 MODFLOW 中的有限差分单元, 第二层为 PRMS 的 HRU, 第三层显示了 GRV 分布。具体关系如图 4 中 B 部分所示, 包括 4 个水文响应单元、6 个有限差分单元和 9 个 GRV。在实际应用中, 需要为每个 GRV 指定拓扑参数, 将每个 GRV 与相应的 HRU 和有限差分单元联系。每个 GRV 的重力排水

通过 GSFLOW 模块 `gsflow_prms2mf` 被添加到对应的有限差分单元中。类似地, 每个有限差分单元的地下水排出量也可通过 GSFLOW 模块 `gsflow_mf2prms` 被添加到 GRV 中。

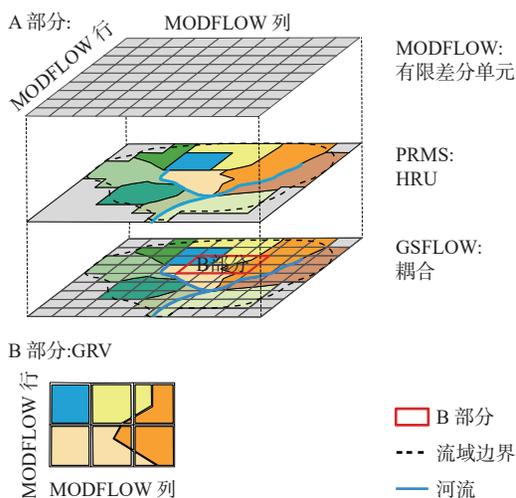


图 4 PRMS 与 MODFLOW 耦合模式^[20]

Fig. 4 Coupling model between PRMS and MODFLOW^[20]

利用 GSFLOW 中湖泊(LAK)模拟功能对湖泊随生态输水的变化以及与地下水的交互进行模拟, GSFLOW 中的湖泊在 PRMS 中表示为湖泊 HRU, 在 MODFLOW-2005 中表示为一组有限差分单元。在 MODFLOW 中直接在湖泊模块中输入作用于湖泊的降水量、蒸发量和地表径流数据^[21]。然而在 GSFLOW 中, 这些过程以及通过土壤带的壤中流是在 PRMS 中计算的, 因此 LAK 模块的这些输入变量应设置为 0。流入湖泊 HRU 的地表径流及壤中流计算公式为:

$$V_{\text{lakeHRU}}^{m,n} = \sum_{J=1}^{JJ} F_{J,\text{lakeHRU}} A_J (ROh_J^{m,n} + ROD_J^{m,n} + Dsif_J^{m,n} + Dfi_J^{m,n}) \quad (2)$$

式中: $V_{\text{lakeHRU}}^{m,n}$ —— 第 m 时间步长第 n 次迭代中从贡献 HRU 到湖泊 HRU 的地表径流和壤中流体积/ m^3 ;

$F_{J,\text{lakeHRU}}$ —— HRUJ 中为湖泊 HRU 提供地表径流和壤中流的面积占总面积的十进制分数, 在 GSFLOW 的参数 `hru_pct_up` 中进行定义;

J —— HRU 的计数;

JJ —— 某一段河段贡献地表径流和壤中流的 HRU 的总数。

进入 MODFLOW 中湖泊的量表示为:

$$Q_{\text{lakeHRUtolakemf}}^{m,n} = \frac{C'_{\text{prms2mf}}}{\Delta t} [(P_{\text{lakeHRU}}^m - \text{EVAP}_{\text{lakeHRU}}^m) A_{\text{lakeHRU}} + V_{\text{lakeHRU}}^{m,n}] \quad (3)$$

式中: $Q_{\text{lakeHRUtolakemf}}^{m,n}$ —— 第 m 时间步长第 n 次迭代中从湖泊 HRU 到 MODFLOW-2005 定义的湖的体积流量/ $(\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1})$;

C'_{prms2mf} —— prms 的单位到 modflow 中单位的换算系数;

P_{lakeHRU}^m —— 第 m 时间步长的湖泊 HRU 上的降雨量/ m ;

$\text{EVAP}_{\text{lakeHRU}}^m$ —— 第 m 时间步长的湖泊 HRU 上的蒸发量/ m ;

A_{lakeHRU} —— 湖泊 HRU 的面积/ m^2 。

假设湖床存在于湖泊单元和含水层有限差分单元之间, 并且具有与底层有限差分单元不同的特性, 则湖泊和地下水之间交换量的计算公式为:

$$Q_{\text{lakeleak}}^{m,n} = \frac{A_{\text{aq}}^{m,n}}{\frac{\text{thick}_{\text{lkbd}}}{K_{\text{lkbd}}} + \frac{\text{thick}_{\text{aq}}}{K_{\text{aq}}}} [h_{\text{lake}}^{m,n} - h_{\text{aqfdc}}^{m,n}] \quad (4)$$

式中: $Q_{\text{lakeleak}}^{m,n}$ —— 第 m 时间步长第 n 次迭代中穿过湖床至含水层有限差分单元中心的体积流量/ $(\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1})$;

K_{lkbd} —— 湖床的水力传导系数/ $(\text{m} \cdot \text{d}^{-1})$;

$\text{thick}_{\text{lkbd}}$ —— 湖床厚度/ m ;

thick_{aq} —— 含水层厚度/ m ;

$A_{\text{aq}}^{m,n}$ —— 湖床覆盖有限差分单元的面积/ m^2 ;

K_{aq} —— 靠近湖单元的含水层有限差分单元的水平或垂向渗透系数/ $(\text{m} \cdot \text{d}^{-1})$;

$h_{\text{lake}}^{m,n}$ —— 第 m 时间步长第 n 次迭代中的湖水位/ m ;

$h_{\text{aqfdc}}^{m,n}$ —— 第 m 时间步长第 n 次迭代中有限差分单元靠近单元节点处湖泊的地下水水头/ m 。

3 结果与分析

3.1 模型建立与识别

依据研究区的地质和水文地质条件等, 确定本次模型模拟范围包括青土湖及其周边部分沙漠地区, 南部以隐伏断层为界, 设定为隔水的零流量边界; 东北侧以沙漠边缘为界, 设定为通用水头边界; 考虑到裸土区地下水的极限蒸发埋深, 以地下水埋深 2.5 m 为界, 西北部以等水位线 1 309 m 和 1 311.5 m 为界, 西南部以 1 307.5 m 为界, 设定为定水头边界; 总面积约 159 km^2 。模拟区的补给项主要为降水补给和人工生

态输水补给,其中上游红崖山水库对青土湖的人工输水是整个区域的主要补给来源。模型的主要排泄项为湖水及地下水的蒸散发。模拟期为2015年1月1日—2019年12月31日,1d为一个应力期进行模拟。

地下水模型区剖分为 $500\text{ m}\times 500\text{ m}$ 的网格,如图5(a)。研究区地表标高采用 $90\text{ m}\times 90\text{ m}$ 的DEM数据及 $1\text{ m}\times 1\text{ m}$ 的无人机遥感地形数据拼接作为研究区的地表高程使用。

含水层结构如图6所示,湖区西部、东南部及南部均有黏粒含量高的沉积物分布,透水性差,东北部主要以沙土为主。为刻画含水层水文地质条件,反映湖水与地下水间的补排特征,将整个含水系统划分为

一层,含水层厚度定为15m。

地表水模型部分,对研究区的地表空间、地下空间及模型接口进行划分。研究区内地形相对平坦,降水稀少,地表产汇流较少,因此将研究区整体划分为陆地HRU和湖泊HRU,图5(b);利用GSFLOW模型的GRV接口将地表HRU和地下水模型的有限差分单元网格连接起来,共划分769个GRV,图5(c)。

利用民勤县气象站监测的2015—2019年降雨量数据、气温数据作PRMS的数据文件,对研究区的降雨入渗和蒸散发进行计算;利用输水渠道模块SFR2模拟向青土湖的渠道输水,利用湖泊模块LAK模拟湖泊的变化。

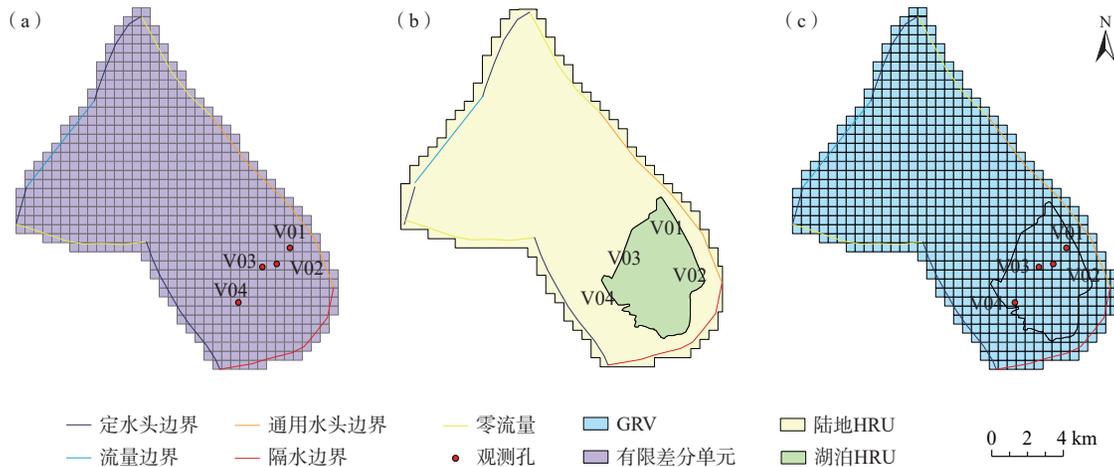


图5 模型范围与空间离散

Fig. 5 Simulation area and spatial discretization

青土湖水位变化拟合效果见图7。模型模拟水位变化与遥感解译水位变化趋势基本一致,模型模拟结果基本上能够反映湖水实际的水位变化情况,纳什指数NSE为0.766、决定系数 R^2 为0.772。然而,由于青土湖区实际的地形相对平坦,但也存在微小的起伏,网格剖分的空间分辨率不足以反映某些微小的地形起伏变化,因此模型模拟的湖泊水位与实际水位存在一定的偏差,特别是当水位较低时,偏差相对较大。

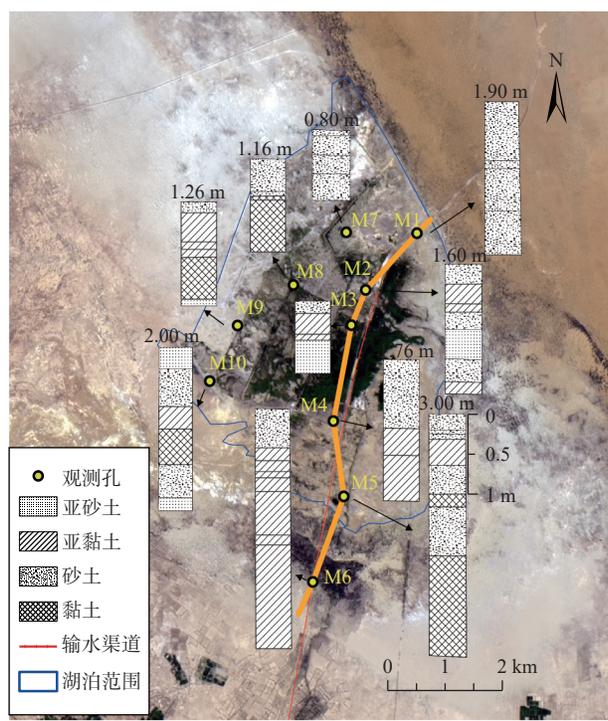
模拟区观测孔位置如图8所示。为了验证模型模拟效果,2018年和2019年观测的实际水位与模拟水位进行对比(图9),结果表明,观测孔的模拟水位变化与实测值拟合较好。

3.2 生态输水方案预测与结果分析

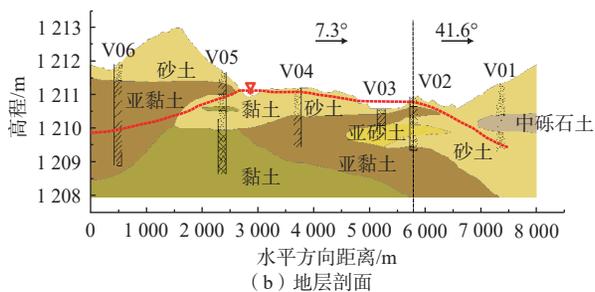
生态输水量是青土湖湖面变化最主要的影响因素,为研究生态输水量对湖面面积变化及地下水水位变化的影响,分别设置不同生态输水量: $2\,000\times 10^4\sim 4\,500\times 10^4\text{ m}^3/\text{a}$ 每隔 $100\times 10^4\text{ m}^3/\text{a}$ 设置1个输水方案,

$4\,500\times 10^4\sim 6\,000\times 10^4\text{ m}^3/\text{a}$ 每隔 $500\times 10^4\text{ m}^3/\text{a}$ 设置1个输水方案。输水时段均在8—10月,共设置29个输水方案。运用已建立的地表水-地下水流耦合模型,预测未来20年模拟区内地表水和地下水的变化情况。模型的结构、水文地质参数及边界条件均保持不变,模型模拟期设置为2020年1月1日—2040年12月31日。模型的降雨蒸发项需输入逐日数据。本次研究搜集到的逐日降雨蒸发数据为2010—2019年。从蒸发数据看,2000年后研究区年蒸发量在 $1\,876\sim 2\,924\text{ mm}$ 范围内波动(图10)。故在预测模型中降雨蒸发项取对应2010—2019年每日的多年平均值,年总蒸发量约 $2\,300\text{ mm}$ 。

不同输水量情景下预测湖水水位变化情况见图11。随着生态输水量的增大,水位变化呈现由大到小的过程。预测初期5~6年,湖水水位快速增高,变化幅度与生态输水量的大小有关;6年后湖水水位缓慢变化。当生态输水量为 $2\,000\times 10^4\text{ m}^3/\text{a}$ 时,湖水水位逐渐下降,



(a) 钻孔分布



(b) 地层剖面

图 6 湖区钻孔分布及地层剖面^[19]

Fig. 6 Borehole distribution and stratigraphic profile of the Qingtu Lake^[19]

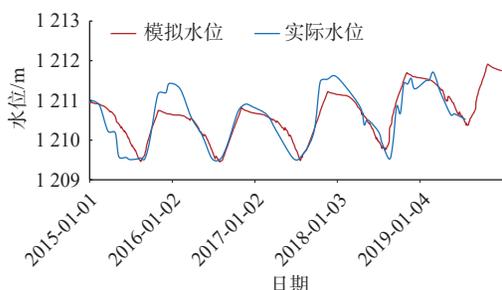


图 7 青土湖模拟水位与实际水位变化

Fig. 7 Changes in the simulated water level and actual water level of the Qingtu Lake

最高水位保持在 1 210.4 m(平均水位 1 210.0 m), 对应水面面积 6.68 km²; 当年输水量保持在 3 100×10⁴ m³/a 时, 与现状模型 2019 年相比, 水位变化不大, 最高水位保持在约 1 212.2 m(平均水位 1 211.7 m), 说明现状 3 100×10⁴ m³/a 的生态输水量可以保证青土湖维持当

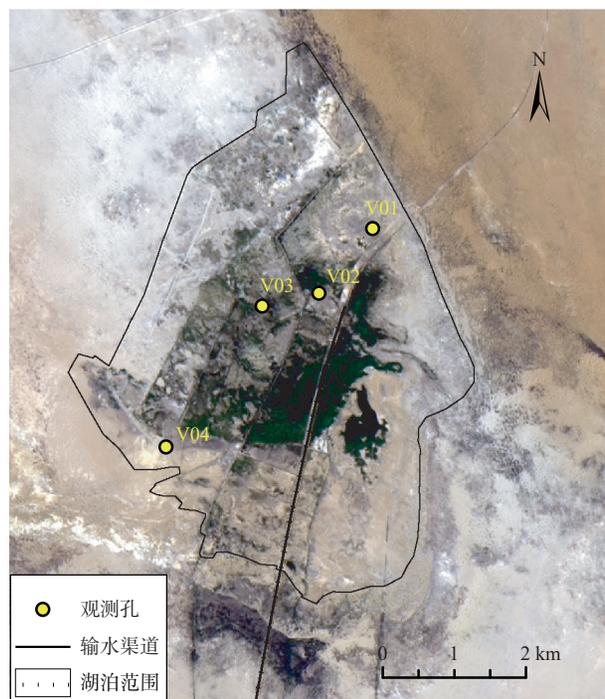


图 8 观测孔分布图

Fig. 8 Distribution of the observation wells

前水面面积的生态需水。随着输水量的增大, 到 2040 年, 生态输水量达 6 000×10⁴ m³/a 时, 湖泊最高水位可达 1 217 m(平均水位 1 215.9 m), 年内变化幅度达 2.45 m。

由于各观测孔水位变化趋势相近, 故以 V01 孔为例(图 12)显示不同方案下地下水水位的变化情况, 该位置地表高程约为 1 211 m, 见图 12。与湖泊水位变化相似, 随着生态输水量的增大, 预测初期 5~6 年, 地下水水位快速增高, 6 年后地下水水位缓慢变化。当输水量保持在 3 100×10⁴ m³/a 时, 地下水水位的年际变化不大, 与现状年相比基本保持稳定, 最高水位维持在约 1 210.8 m, 最低水位维持在约 1 210.6 m; 随着生态输水量的增大, 湖泊对地下水的补给量逐渐增大, 地下水的稳定水位逐渐提升, 当水量达 4 000×10⁴ m³/a 时, 地下水水位达到地表高程; 当输水量达 5 000×10⁴ m³/a 时, 水位常年高于地表以上; 当输水量达 6 000×10⁴ m³/a 时, 最高水位可达 1 211.3 m, 高出地表面约 0.3 m。

生态输水量分别为 3 100×10⁴, 4 500×10⁴, 6 000×10⁴ m³/a 时, 预测 2039 年湖泊水均衡情况见表 1。

如表 1 所示, 当生态输水量小于 4 500×10⁴ m³/a 时, 随着生态输水量的增加, 水面面积不断增大, 水面蒸发量增大幅度明显, 是湖泊的主要排泄项。当生态输水量大于 4 500×10⁴ m³/a 时, 随着湖泊水位的提高, 地下水和地表水位差增大, 湖泊向地下水的排泄量增

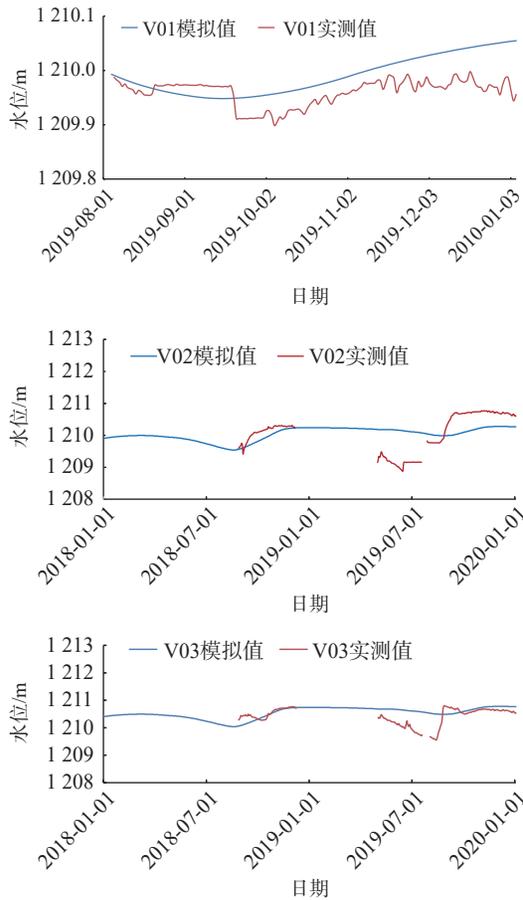


图 9 观测孔拟合图

Fig. 9 Fitting of the predicted water level and measured water level

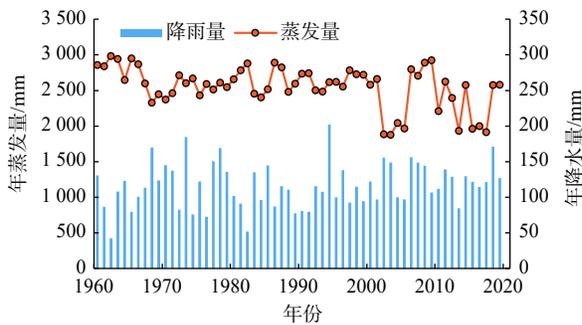


图 10 民勤盆地 1960—2019 年降水、蒸发量变化

Fig. 10 Variation of rainfall and evaporation from 1960 to 2019

大, 湖面面积增大幅度很小, 水面蒸发量增量有限。

3.3 青土湖生态输水适宜量确定

随着生态输水量的增大, 湖面面积也逐渐增大, 但增大的幅度有所变化。将水位转化成湖水的湖面面积, 则生态输水量与湖面面积及湖面面积变化率的关系见图 13。随着生态输水量的增大, 湖面面积增大情况大致可以分为 3 个阶段: 当输水量为 $2\,000 \times 10^4 \sim 3\,700 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ 时, 湖面面积随输水量增大而增大, 基

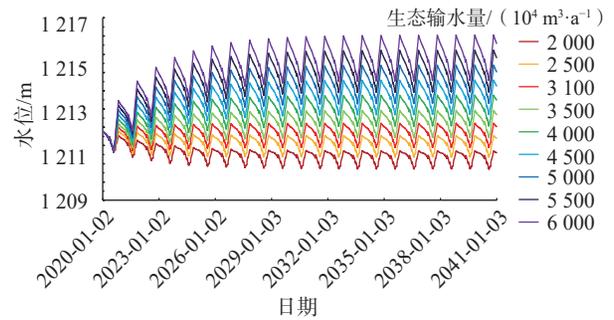


图 11 不同输水方案下湖水水位变化图

Fig. 11 Water level variations of the lake under different water conveyance schemes

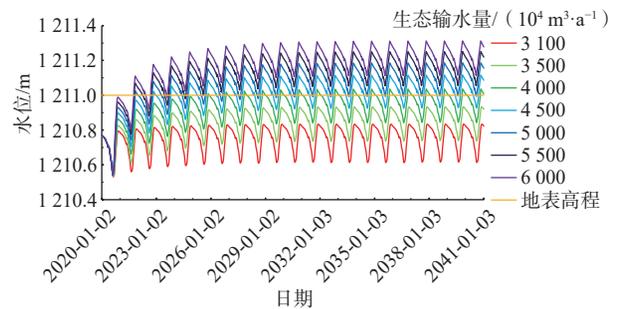


图 12 不同方案下 V01 观测孔地下水水位变化图

Fig. 12 Water level variations of observation well v01 under different water conveyance schemes

表 1 不同生态输水方案下 2039 年预测湖泊水均衡情况

Table 1 Predicted lake water balance in 2039 under different ecological water conveyance schemes $/10^4 \text{ m}^3$

生态输水量	补给项		排泄项		均衡量
	降水量	生态入湖输水量	蒸散发量	湖泊补给地下水量	
3 100	147	2 170	2 550	14	-247
4 500	162	3 150	2 810	463	40
6 000	165	4 200	2 862	1 518	-15

本为线性关系, 面积变化率相对稳定, 保持在 $8\,122 \sim 10\,796 \text{ m}^2/(10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a})$; 输水量为 $3\,700 \times 10^4 \sim 4\,500 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ 时, 水面面积增大幅度减缓, 面积变化率逐渐大幅度减小至 $2\,000 \text{ m}^2/(10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a})$; 当输水量大于 $4\,500 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ 时, 随生态输水的增大水面面积增大幅度很小, 特别是当生态输水量大于 $5\,500 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ 时, 面积变化率趋近于 0, 水面面积几乎稳定在 26 km^2 。从维持当前生态水面面积不至减小的前提看, 生态输水量不宜低于 $3\,100 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ 。另外从生态输水的效益考虑, 生态输水不宜高于 $4\,500 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ 。因此, 青土湖生态输水适宜量为 $3\,100 \times 10^4 \sim 4\,500 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$, 维持湖面面积大致为 $16.27 \sim 26.60 \text{ km}^2$ 。

针对生态输水与青土湖水面面积的变化研究已有一些研究成果, 如利用统计分析和水均衡分析方

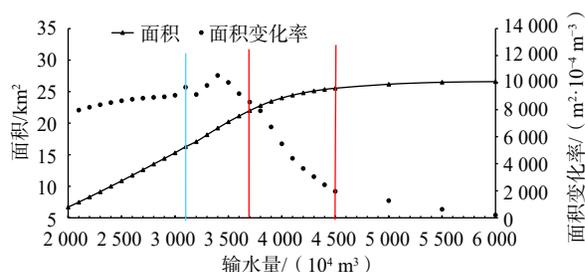


图 13 不同输水量条件下最大水面面积变化图

Fig. 13 Maximum surface water area under different water conveyance schemes

注: 面积变化率指每 $1 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ 生态输水引起的水面面积(m^2)变化。

法对 2010 年生态输水以来的生态输水数据、气象数据和水面面积变化数据进行分析, 结果显示生态输水量在 $3145 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ 时可以基本维持当前的最大水面面积 13.43 km^2 ^[22-23]。而本次研究的结果显示生态输水量 $3100 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ 时水面面积可维持 16.27 km^2 , 结果与统计分析及水均衡分结果相比, 相同生态输水状况下, 维持的水面面积偏大。这可能是由于数值模拟得到的水面面积是生态输水多年累计达到的较为稳定的水面面积, 略大于短期生态输水形成的水面面积。

4 结论

(1) 依据不同生态输水方案的模拟结果, 当前 $3100 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ 的生态输水量可以保证青土湖维持当前水面面积的生态需水。

(2) 生态输水量与水面面积变化的关系大致可分为 3 个阶段。结合该关系, 同时考虑向青土湖生态输水的效益及保证当前水面面积的需求, 红崖山水库向青土湖的生态输水适宜量为 $3100 \times 10^4 \sim 4500 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$, 湖面面积大致可维持在 $16.27 \sim 26.60 \text{ km}^2$ 。

致谢: 感谢清华大学胡宏昌教授及首都师范大学李浩乾硕士在地表水-地下水耦合数值模拟技术方面提供的支持, 感谢马瑞教授、陈喜教授共享青土湖地形数据、地下水水位数据, 感谢民勤县水务局提供的详细生态输水数据!

参考文献 (References) :

[1] 孙自永, 王俊友, 葛孟琰, 等. 基于水稳定同位素的地下水型陆地植被识别: 研究进展、面临挑战及未来研究展望[J]. 地质科技通报, 2020, 39(1): 11 - 20. [SUN Ziyong, WANG Junyou, GE Mengyan, et al. Isotopic approaches to identify groundwater dependent terrestrial vegetation: Progress, challenges, and prospects

for future research[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2020, 39(1): 11 - 20. (in Chinese with English abstract)]

- [2] 张晓晓, 张钰, 徐浩杰, 等. 河西走廊三大内陆河流域出山径流变化特征及其影响因素分析[J]. 干旱区资源与环境, 2014, 28(4): 66 - 72. [ZHANG Xiaoxiao, ZHANG Yu, XU Haojie, et al. Mountainous runoff change in three inland river basin in Hexi Corridor and its influencing factors[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2014, 28(4): 66 - 72. (in Chinese with English abstract)]
- [3] 赵军, 杨建霞, 朱国锋. 生态输水对青土湖周边区域植被覆盖度的影响[J]. 干旱区研究, 2018, 35(6): 1251 - 1261. [ZHAO Jun, YANG Jianxia, ZHU Guofeng. Effect of ecological water conveyance on vegetation coverage in surrounding area of the qingtu lake[J]. Arid Zone Research, 2018, 35(6): 1251 - 1261. (in Chinese with English abstract)]
- [4] 刘淑娟, 袁宏波, 刘世增, 等. 石羊河尾间水面形成区土壤颗粒的分形特征[J]. 水土保持通报, 2013, 33(6): 285 - 289. [LIU Shujuan, YUAN Hongbo, LIU Shizeng, et al. Characteristics of soil particle fractal dimension after formation of water area in tail-streams of Shiyang River[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2013, 33(6): 285 - 289. (in Chinese with English abstract)]
- [5] 刘淑娟, 马剑平, 刘世增, 等. 青土湖水面形成过程对荒漠植物多样性的影响[J]. 水土保持通报, 2016, 36(1): 27 - 32. [LIU Shujuan, MA Jianping, LIU Shizeng, et al. Effects of qingtu lake water area formation on diversity of plants in desert region[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2016, 36(1): 27 - 32. (in Chinese with English abstract)]
- [6] 陈政融, 刘世增, 刘淑娟, 等. 青土湖水面形成对区域典型植被分布的影响[J]. 中国农学通报, 2015, 31(21): 177 - 183. [CHEN Zhengrong, LIU Shizeng, LIU Shujuan, et al. Effect of water body forming on the distribution of typical vegetation in qingtu lake[J]. Chinese Agricultural Science Bulletin, 2015, 31(21): 177 - 183. (in Chinese with English abstract)]
- [7] QIAO S F, MA R, SUN Z Y, et al. The effect of water transfer during non-growing season on the wetland ecosystem via surface and groundwater interactions in arid northwestern China[J]. Remote Sensing, 2020, 12(16): 2516.
- [8] 林勇, 李丰顺. 估算地下水补给量的新方法-SWAT-MOD耦合模型简介[J]. 科技视界, 2017(3): 251. [LIN

- Yong, LI Fengshun. Estimation of groundwater recharge by the new method-SWATMOD coupling model introduction[J]. *Science & Technology Vision*, 2017(3): 251. (in Chinese with English abstract)]
- [9] PERKINS S P, SOPHOCLEOUS M. Development of a comprehensive watershed model applied to study stream yield under drought conditions[J]. *Ground Water*, 1999, 37(3): 418 - 426.
- [10] 雷凯文, 卢宏伟. 基于 MIKESHE 的流域表层土壤含水量时空变化特征分析[J]. *安徽农业科学*, 2020, 48(6): 50 - 54. [LEI Kaiwen, LU Hongwei. Spatial and temporal variation of surface soil moisture content based on MIKESHE[J]. *Journal of Anhui Agricultural Sciences*, 2020, 48(6): 50 - 54. (in Chinese with English abstract)]
- [11] GRAHAM N, REFSGAARD A. MIKE SHE: A distributed physically based modelling system for surface water/groundwater interactions[C]//Proceedings of MODFLOW 2001 and other modelling odysseys. Golden: Colorado, 2001: 321 - 327.
- [12] 吴斌, 王赛, 王文祥, 等. 基于地表水-地下水耦合模型的未来气候变化对西北干旱区水资源影响研究: 以黑河中游为例[J]. *中国地质*, 2019, 46(2): 369 - 380. [WU Bin, WANG Sai, WANG Wenxiang, et al. Impact of future climate change on water resources in the arid regions of Northwest China based on surface water-groundwater coupling model: a case study of the middle reaches of the Heihe River[J]. *Geology in China*, 2019, 46(2): 369 - 380. (in Chinese with English abstract)]
- [13] 何君. 基于 GSFLOW 的片麻岩地区地表水和地下水耦合作用分析[J]. *陕西水利*, 2018(6): 17 - 19. [HE Jun. Analysis of coupling effect of surface water and groundwater in gneiss area based on GSFLOW[J]. *Shaanxi Water Resources*, 2018(6): 17 - 19. (in Chinese with English abstract)]
- [14] MARKSTROM S L, NISWONGER R G, REGAN R S, et al. GSFLOW—coupled groundwater and surface-water flow model based on the integration of the precipitation-runoff modeling system (PRMS) and the modular groundwater flow model (MODFLOW-2005): US Geological Survey Techniques and Methods 6-D1[M]. Reston: US Geological Survey, 2008: 240.
- [15] 陈喜. 生态脆弱区地下水合理开发及生态功能退变防控机制与基础研究[R]. 天津: 天津大学, 2021. [CHEN Xi. Mechanism and basic research on rational development of groundwater and prevention and control of ecological function degeneration in ecologically fragile areas[R]. Tianjin: Tianjin University, 2021. (in Chinese)]
- [16] CHEN P P, LIU H M, WANG Z M, et al. Vegetation dynamic assessment by NDVI and field observations for sustainability of China's Wulagai River Basin[J]. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 2021, 18(5): 2528.
- [17] 屈慧慧, 裴亮, 桑学锋, 等. 基于 MNDWI 特征空间的水体追踪识别方法研究[J]. *测绘工程*, 2021, 30(2): 32 - 35. [QU Huihui, PEI Liang, SANG Xuefeng, et al. A method of water body tracking and recognition based on feature space of MNDWI[J]. *Engineering of Surveying and Mapping*, 2021, 30(2): 32 - 35. (in Chinese with English abstract)]
- [18] 邵景力. 生态脆弱区地下水合理开发与生态保护的监控-预警与对策综合研究[R]. 北京: 中国地质大学, 2021. [SHAO Jingli. Comprehensive research on monitoring-early warning and countermeasure of reasonable groundwater development and ecological protection in ecologically fragile areas [R]. Beijing: China University of Geosciences, 2021. (in Chinese)]
- [19] 马瑞. 重要湿地地下水调控及水生态功能保护关键技术及示范[R]. 武汉: 中国地质大学, 2021. [MA Rui. Key technologies and demonstration of groundwater regulation and protection of water ecology function in important wetlands [R]. Wuhan: China University of Geosciences, 2021. (in Chinese)]
- [20] HARBAUGH AW. MODFLOW-2005, the US geological survey modular ground-water model-the ground-water flow process: US geological survey techniques and methods 6-A16[M]. Reston: US Geological Survey, 2005.
- [21] MICHAEL L, MERRITT, LEONARD F, et al. Documentation of a computer program to simulate lake-aquifer interaction using the MODFLOW ground-water flow model and the MOC3D solute-transport model: US Geological Survey Water Resources Investigations Report 00-4167[R]. Reston: US Geological Survey, 2001: 146.
- [22] MERRITT M L, KONIKOW L F. Documentation of a computer program to simulate lake-aquifer interaction using the MODFLOW ground water flow model and the MOC3D solute-transport model[R]. Reston: US Geological Survey, 2000.
- [23] GUO Y T, SHAO J L, ZHANG Q L, et al. Relationship between water surface area of qingtu lake and ecological water delivery: A case study in northwest China[J]. *Sustainability*, 2021, 13(9): 4684.