王贺，魏加华，侯铭垒，等. 青海湖水量平衡动态特征与驱动机制研究[J]. 水利水电技术(中英文)，2026，57(8)：122-135. DOI：10.13928/j.cnki.wrahe.2026.08.009
WANG He，WEI Jiahua，HOU Minglei，et al. Research on dynamic characteristics and driving mechanisms of water balance in Qinghai Lake[J]. Water Resources and Hydropower Engineering，2026，57(8)：122-135. DOI：10.13928/j.cnki.wrahe.2026.08.009

青海湖水量平衡动态特征与驱动机制研究

王　贺[1,2,3]，魏加华[1,2,3,4]，侯铭垒[4]，侯胜玲[1,2,3]，沈延青[5]

(1. 青海大学 水利部江河源区水生态治理与保护重点实验室，青海 西宁　810016；2. 青海大学 黄河上游生态保护与高质量发展实验室，青海 西宁　810016；3. 青海大学 土木水利学院，青海 西宁　810016；4. 清华大学 水圈科学与水利工程全国重点实验室，北京　100084；5. 青海黄河上游水电开发有限责任公司，青海 西宁　810008)

摘　要：【目的】青海湖水位持续上升已对周边生态安全和基础设施构成威胁，厘清其水量收支的动态变化及核心驱动因素，对生态保护和风险防控具有重要作用。【方法】利用分布式水文模型 SWAT、同位素和结构方程模型(SEM)，研究了气候变化背景下青海湖中长期水情演变及驱动机制。【结果】结果表明，青海湖水位变化呈现显著的阶段特征，2004 年前以年均 0.078 m 速率下降，之后以 0.187 m 速率回升，回升速率为前期的 2.4 倍。水平衡存在两种典型状态：正平衡态以径流主导(37.8%)和降水协同(31.6%)为主要特征，负平衡态则表现为蒸发主导(41.5%)和径流抑制(25.9%)的特征，并识别出蒸发量>40×10^8 m^3/a 且径流量<14×10^8 m^3/a 的系统失衡临界阈值。地下水是关键调节要素，年均补给量为 8.11×10^8 m^3，其中 2024 年补给量达(19.01±3.52)$\times10^8$ m^3，夏季补给速率达(6.99±1.24)$\times10^6$ m^3/d，且北部排泄显著高于其他区域。【结论】揭示了降水-径流-地下水补给的时空耦合驱动机制，为青海湖水资源管理提供科学依据。

关键词：湖泊水平衡；湖泊水位；SWAT；同位素；SEM；水文分量；地下水补给；影响因素

DOI：10.13928/j.cnki.wrahe.2026.08.009　　**开放科学(资源服务)标志码(OSID)：**

中图分类号：P343.3；P333.1　　**文献标志码：**A　　**文章编号：**1000-0860(2026)08-0122-14

听语音 聊科研 与作者互动

Research on dynamic characteristics and driving mechanisms of water balance in Qinghai Lake

WANG He[1,2,3], WEI Jiahua[1,2,3,4], HOU Minglei[4], HOU Shengling[1,2,3], SHEN Yanqing[5]

(1. Key Laboratory of Water Ecology Remediation and Protection at Headwater Regions of Big Rivers, Ministry of Water Resources, Qinghai University, Xining　810016, Qinghai, China; 2. Laboratory of Ecological Protection and High Quality Development in the Upper Yellow River, Qinghai University, Xining　810016, Qinghai, China; 3. School of Civil Engineering and Water Resources, Qinghai University, Xining　810016, Qinghai, China; 4. State Key Laboratory of Hydroscience and Engineering, Tsinghua University, Beijing　100084, China; 5. Huanghe Hydropower Development

收稿日期：2025-10-23；**修回日期：**2025-12-17；**录用日期：**2025-12-19；**网络出版日期：**2026-01-05

基金项目：国家重点研发计划项目(2023YFC3206700)；国家自然科学基金区域创新发展联合基金项目(U2243232)；青海省重大科技专项(Grant 2024-SF-A6)；青海大学科研实力提升项目(2025KTST07)

作者简介：王　贺(1997—)，男，硕士，主要从事青藏高原湖泊水情变化及驱动机制研究。E-mail：wanghe9312@163.com

通信作者：魏加华(1971—)，男，教授，博士，主要从事流域水资源管理、水联网与智慧水利研究。E-mail：weijiahua@tsinghua.edu.cn

©Editorial Department of Water Resources and Hydropower Engineering. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license.

Co., Ltd., Xining　810008, Qinghai, China)

Abstract: [Objective] The continuous rise in the water level of Qinghai Lake poses a threat to surrounding ecological security and infrastructure. Clarifying the dynamic changes in its water balance and the core driving factors is crucial for ecological protection and risk prevention and control. [Methods] The distributed hydrological model SWAT, isotopic tracers, and structural equation modeling (SEM) were used to investigate the medium-to long-term hydrological evolution and driving mechanisms of Qinghai Lake under climate change. [Results] The result indicated that the water level changes of Qinghai Lake exhibited distinct phased characteristics. Before 2004, it declined at an average rate of 0.078 m per year, and then recovered at a rate of 0.187 m per year, with the recovery rate being 2.4 times that of the previous decline rate. Water balance exhibited two typical states. The positive balance state was primarily characterized by runoff dominance (37.8%) synergized with precipitation (31.6%), while the negative balance state was characterized by evaporation dominance (41.5%) and suppressed runoff (25.9%). A critical threshold for system imbalance was identified as evaporation exceeding 40×10^8 m^3/a and runoff below 14×10^8 m^3/a. Groundwater was a key regulatory component, with an average annual recharge of 8.11×10^8 m^3. Notably, the recharge in 2024 reached $(19.01\pm3.52)\times10^8$ m^3, with a peak summer recharge rate of $(6.99\pm1.24)\times10^6$ m^3/d. Furthermore, the recharge in the northern region was significantly higher than in other regions. [Conclusion] The spatiotemporal coupled driving mechanisms of precipitation-runoff-groundwater recharge are revealed, providing a scientific basis for the water resource management of Qinghai Lake.

Keywords: lake water balance; lake water level; SWAT; isotopes; SEM; hydrological components; groundwater recharge; influencing factors

0　引　言

青海湖作为青藏高原最大的封闭内陆咸水湖，其水情变化是区域气候-水文-人类活动耦合作用的敏感指示器[1]。青海湖地处东南亚季风、西风环流与高原季风的交汇地带[2]，独特的地理格局使其成为解析气候变化对高寒区水循环影响的天然实验室。1960—2004 年青海湖水位以年均 0.078 m 的速度持续下降至 3 192.86 m(2004 年)，2005 年后进入快速恢复期，2024 年达设站有记录的历史极值 3 197.31 m。水情逆转虽带来周边草地生态改善等积极效应[3]，但其驱动机制仍存在 3 个盲区：(1)水位转折期气候要素贡献率的时空异质性尚未量化；(2)水平衡临界状态缺乏系统性阈值判定；(3)地下水-地表水(SW-GW)交互对水情演变的调控机制不明。厘清上述问题对预测全球变暖背景下青海湖生态韧性及制定可持续管理策略至关重要。

现有研究明确了气候变化对青海湖水情的主控作用和定性关系[4-6]，有学者研究表明青海湖的水位变化主要由降雨、径流驱动[7-8]，FAN 等[9]认为 2004 年以来青海湖水位的快速恢复与 5 个湿润年存在显著响应关系，且水位变化与年降水模式一致。ZHANG 等[10]发现，自 2004 年以来，湖泊水位的上升主要是由径流增加、降水增加和蒸发减少驱动。在水平衡机制方面，YANG 等[11]采用分布式水文模型量化了气候变化和人类活动对青海湖水量贡献。李晓东[12]基于水量平衡研究发现 2004 年前后青海湖经历了从持续负平衡(降水量+径流量<蒸发量)到稳定正平衡(降水量+径流量>蒸发量)的转变。WANG 等[13]通过构建水文模型量化了不同水文要素的贡献率，径流增加对水位上升的贡献率 52%，高于降水增加的 28%。地下水补给是青海湖水情变化的重要驱动要素，CUI 等[14]利用稳定同位素(D、^{18}O)及水化学研究了青海湖周边地下水来源及补给区；SU 等[15]利用 ^{223}Ra 和 ^{224}Ra 估算青海湖东南部地下水及伴生营养物的排水量。DING 等[16]应用耦合的地表和地下热水文学模型，揭示冻土消融改变入渗-排泄路径，暗示气候变暖可能重塑地下水贡献格局，但亟待多方法协同验证。

本研究以“驱动要素解耦-水平衡阈值识别-水循环过程耦合”为主线，基于分布式水文模型(SWAT)和稳定同位素，量化 1960—2023 年降水、径流、蒸发对水位变化的时空差异贡献率；通过结构方程等解析水平衡状态转换的降水-气温-蒸散发-地下水等协同作用，解析临界水文条件；耦合氡同位素示踪(^{222}Rn)，刻画 SW-GW 交互通量的具体位置及对湖水的贡献。核心贡献在于阐明了青海湖水文变化的驱动机制，揭示了导致水平衡状态转换的临界水文阈值，量化了地下水对青海湖水量的贡献并揭示了其空间异质性。这些发现为全球变暖背景下高寒湖泊水情

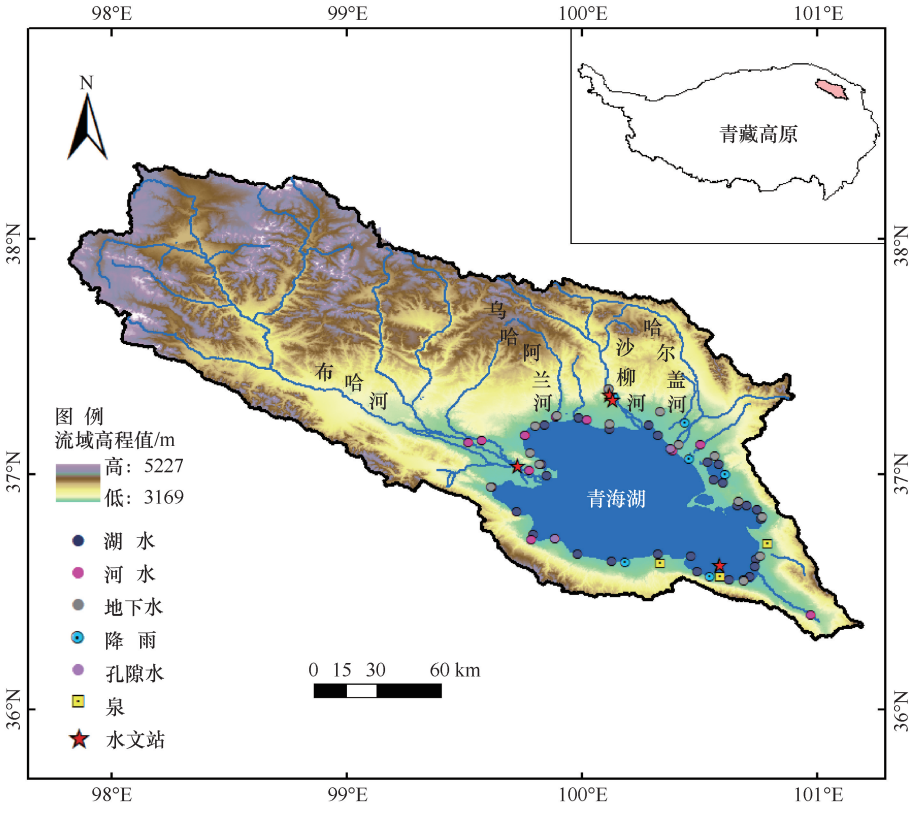


图 1　研究区域及采样点位

Fig. 1　Study area and sampling locations

变化及青海湖流域水资源管理提供参考。

1　研究资料与方法

1.1　研究区域概况

青海湖(36°15′N—38°40′N，97°50′E—101°45′E)地处青藏高原东北部干旱区、季风区与高寒区交汇带[17]。流域总面积约 29 661 km^2，湖面面积 4 625.6 km^2(2020 年)，蓄水量约 850 亿 m^3，盐度 15.5‰[18-19]。流域内 50 余条河流中布哈河、沙柳河、哈尔盖河、乌哈阿兰河 4 条河流的总径流量约占入湖地表径流的 86%[20]，布哈河和沙柳河则贡献了入湖水量的 64%[21]。流域植被以主要植被类型以高寒草甸为主，其次为针叶林；土壤以寒冻薄层土为主，松软薄层土次之[19]。

1.2　数据及同位素样本

流域地形数据采用 SRTM(Shuttle Radar Topography Mission)90 m 分辨率的数字高程数据，通过地理空间数据云(http：//www. gscloud. cn/ search)下载。土壤质地数据，来源于联合国粮农组织(Food and Agriculture Organization of the United Nations，FAO)提供的 5′分辨率的土壤数据库(https：//www. fao. org/)[19-20]。土地覆被类型数据，来源于中国 30 m 分辨率的 LUCC 遥感监测数据集(CNLUCC，http：//www. resdc. cn)。历史观测资料来自中国气象局国家气象信息中心提供的中国地面气候资料日值数据集(V3. 0，http：//data. cma. cn/)。湖泊水位数据来自青海省水文测报中心。

2024 年 8 月至 10 月，在青海湖进行共采集 68 个水样点(见图 1)，其中地下水样 14 件、孔隙水 2 件、湖水 32 件、河水 11 件、降水 6 件、泉水 3 件、0~10 cm 的底泥样品 2 件。地下水样本取自居民水井和泉水。

1.3　研究方法

本研究采用多方法融合的技术路线，系统揭示气候变化背景下青海湖水量平衡的演变规律与驱动机制。基于 SWAT 模型模拟流域水文过程，量化降水、径流与蒸散发等关键要素的时空动态；利用 SEM 解析气候水文要素对水位变化的直接与间接影响；耦合 $D/^{18}O$ 与 ^{222}Rn 同位素质量平衡模型等，定量评估地下水对湖泊的补给量、补给速率及主要排放区域。

1.3.1　湖泊水文气候要素分析方法

(1)SEM 通过考虑自变量之间的相互作用，量化多个影响因素对目标变量的综合影响[22-23]，可用于

区分水文气象因子对湖泊水位变化的归因分析[24]。SEM 采用最大似然估计，使用比较拟合指数(*CFI*)、近似误差均方根(*RMSEA*)、拟合优度指数(*GFI*)作为拟合指标[24]。本文考虑了径流、潜在蒸散发、温度、降雨、蒸汽压作为观测变量，而地下水补给作为潜在变量。结构方程模型在 Amos26 软件中完成。

(2)SWAT(Soil and Water Assessment Tool，土壤与水评估工具)是一个能够综合模拟流域内水循环与水质过程的半分布式水文模型，具有高度的灵活性与可扩展性[25]。SWAT 模型通过将流域离散为多个相互关联的子流域，并依据土壤类型、土地利用与坡度进一步划分为水文响应单元，从而有效表征下垫面的空间异质性[11]。

(3)水量变化基于湖泊面积和水位观测数据，湖泊蓄水量变化[11]可以表示为

$$\Delta W_i = \frac{F(H_{i+1}) + F(H_i)}{2} \times (H_{i+1} - H_i) \quad (1)$$

式中，ΔW_i 为湖泊蓄水量的年变化量(km^3)；$F(H_i)$ 为对应于年平均湖平面高程 H_i 的湖泊面积(km^2)；湖面水位的年变化量以 $H_{i+1}-H_i$ 表示(km)。

1.3.2　湖泊地下水补给量化方法

化学成分和稳定同位素(D、^{18}O)是追踪湖泊地下水排放的有效措施，特别是在蒸发导致地下水和湖水成分显著差异的地区[26]。^{18}O 质量平衡模型反映湖泊流入和损失之间平衡的情况[27]。青海湖的水平衡方程为

$$\frac{dV}{dt} = I_S + I_G + P - O_S - E \quad (2)$$

式中，dV 为体积随时间间隔 dt 的变化量(m^3)；I_S、I_G、O_S、P、E 分别为地表水流入量(m^3)、地下水流入量(m^3)、地表水流出量(m^3)、降水量(m^3)、蒸发量(m^3)。

湖水同位素值的时间变化表示为

$$\frac{d(\delta_L V)}{dt} = \delta_{IS} I_S + \delta_{IG} I_G + \delta_P P - \delta_{OS} O_S - \delta_E E \quad (3)$$

式中，δ_L、δ_{IS}、δ_{IG}、δ_{OS}、δ_P 和 δ_E 分别为湖泊、地表水流入、地下水流入、地表水流出、降水和蒸发的同位素组成(‰)。由于 $\delta^{18}O$ 比 δ^2H 更稳定，测量精度更高，因此模型计算主要基于 $\delta^{18}O$。

根据 Craig-Gordon 模型[28]，蒸发蒸汽的同位素值(δ_E)表示为

$$\delta_E = \frac{\alpha\delta_L - \delta_A h - \varepsilon}{1 - h + \Delta\varepsilon} \quad (4)$$

式中，h 为相对湿度；ε 为总分馏因子，$\varepsilon = 1 - \alpha + \Delta\varepsilon$[27]；$\Delta\varepsilon$ 为动力分馏因子。该因子可表示为 $\Delta\varepsilon = K(1-h)$。另外，$K$ 是风洞实验确定的值，在 ^{18}O 时为 14.3[27]。^{18}O 的平衡分馏因子 αO 与温度的关系可由 MAJOUBE[29]的经验公式推导，可表示为

$$\alpha^{18}O = e^{[(-1.137t^{-2})\times10^3 + (0.4156t^{-1}) + 2.0667\times10^{-3}]} \quad (5)$$

当地大气水同位素含量(δ_A)可以表示为温度的函数[30]，具体为

$$\delta_A = -0.014t^2 + 0.67t - 23.4 \quad (6)$$

式中，t 为湖面上空气的温度(℃)。

氡同位素(^{222}Rn)可以有效地指示地下水排放成分，氡同位素^{222}Rn(半衰期 3.83 d)是^{226}Ra 的衰变产物[31]。在含水层中，含镭矿物的普遍存在导致其持续生成氡气，这些溶解态的氡会保留在地下水中直至发生衰变。而地表水体系(如河流、湖泊)中的氡会因放射性衰变和向大气的扩散作用而快速耗减[32]。研究表明，地表水氡活度通常比地下水低 2~3 个数量级[33]，这种显著差异使其成为示踪地下水向池塘、河流、湖泊及海洋排放的有效指标[34-37]。青海湖湖水中的氡来源于地下水的输入、镭的产生和沉积物的扩散，并通过衰变和大气逃逸而损失。设湖泊中^{222}Rn 处于动态平衡，即^{222}Rn 的源项与汇项相等，据此建立的^{222}Rn 质量平衡模型可表示为

$$\frac{\partial I^{222}Rn}{\partial t} = F_{gw} + F_{diff} - F_{atm} - I^{222}Rn \times \lambda^{222}Rn \quad (7)$$

式中，F_{gw}、F_{diff}、F_{atm} 分别表示地下水排泄、沉积物扩散、大气扩散的^{222}Rn 通量[Bq/(m²·d)]；$I^{222}Rn$ 表示湖水中^{222}Rn 的储量(Bq/m²)，其值等于湖水中^{222}Rn 的浓度(Bq/m³)乘以湖水深度(m)；$\lambda^{222}Rn$ 表示^{222}Rn 的衰变常数(d^{-1})，其值为 0.186 d^{-1}；$I^{222}Rn/t$ 表示湖水中^{222}Rn 储量随时间的变化，其值为零。

某均衡时段的大气逸散量计算公式为

$$F_{atm} = k \times (C_w - \alpha C_\alpha) \quad (8)$$

式中，k 为气体传递系数(m/d)；C_w、C_α 分别为水体和空气中的^{222}Rn 浓度(Bq/m³)[38]；α 是溶解分配系数，与水体温度(℃)有关[39]，具体为

$$\alpha = 0.105 + 0.405e - 0.0502^T \quad (9)$$

沉积物扩散到湖水中的^{222}Rn 通量 F_{diff} 的计算公式[40-41]为

$$F_{diff} = (\lambda^{222}Rn \times D_s)^{0.5}(C_g - C_w) \quad (10)$$

式中，C_g 和 C_w 分别为沉积物孔隙水和上覆湖水中的^{222}Rn 活度(Bq/m³)[42]；λ 为^{222}Rn 衰变系数；D_s 为沉积物分子扩散系数(m²/d)[38]。

2　结　果

2.1　青海湖流域 SWAT 模型构建

构建了青海湖流域 SWAT 模型，将青海湖流域划分为 29 个子流域和 241 个水文响应单元。选择 1960—2000 年为率定期，2001—2020 年为验证期。利用 SWAT-CUP 工具对刚察、布哈河口站的逐月地表径流进行参数率定和验证。在对模拟进行标定之前，结合高寒区域的研究选取了地表径流、基流和积雪等相关的参数进行标定。校准结果和灵敏度优先级结果如表 1 所列。模型在青海湖入湖河流布哈河及沙柳河的月尺度径流的率定和验证具有较好的效果(见图 2)。对径流模拟拟合效果评价，决定系数(R^2)均大于 0.7，纳什效率系数(*NSE*)均大于 0.6，且百分比偏差(*PBIAS*)均小于 20%表明构建的模型在青海湖流域具有较好的适应性[43]。

2.2　青海湖水位变化不同时期的驱动机制

青海湖水位变化是气候系统与流域水文过程共同作用的结果，其驱动机制在不同时期表现出显著差异。通过分析水文气候要素的时空演变规律，识别关键要素对水位变化的敏感性(见表 2)并量化入湖径流的动态贡献(见表 3)，构建了降水-径流-地下水耦合的综合驱动框架，以揭示 1960—2023 年期间青海湖水位“下降-回升”转变的驱动因素。

2.2.1　关键水文气候要素的时空变化特征

青海湖 1960—2023 年水文气候要素呈现显著的阶段性变化特征(见图 3)。水位变化[见图 3(e)]表现为先降后升的“V”型转折：1960—2004 年累计下降 3.52 m(-0.078 m/a)，2005—2023 年快速回升 3.56 m(0.187 m/a)，回升速率达前期的 2.4 倍。这种逆转与气候系统的转型密切相关，局部加权回归 LOWESS 曲线显示，20 世纪 90 年代中期(约 1997 年)洛伦斯(LOWESS)曲线显示流域发生由干转湿的显著气候突变[见图 3(c)、图 3(d)、图 3(f)]。气候要素协同变化呈现“三升一降”特征：温度持续上升 1.6 ℃(0.025 ℃/年)，降水与径流同步增加见[图 3(a)、图 3(c)]，蒸汽压微升 0.2%反映大气湿润化，而蒸散发反常下降，这与 ZHANG 等[10]基于独立数据集的发现相互印证。这种“暖湿化”组合(温度升高但蒸散发降低)突破了传统干暖化认知，特别是降水-径流协同增强成为水位回升的主导驱动，解释了 2005 年后水量恢复速率的非线性增长，揭示了气候转型期各要素的协同效应对湖泊水位突变的关键控制作用。

水文气候要素的空间变化(见图 4)表明，降水空间异质性显著，呈现北高南低格局(185～424 mm)，与地形抬升导致的降水再分配密切相关[44]；蒸散发表现出明显的下垫面依赖性(132～1 084 mm)，湖区和南部高值区主要受水面蒸发和植被蒸腾作用主

表 1　SWAT 模型参数的校正结果和灵敏度优先级

Table 1　Calibration results and sensitivity priority of SWAT model parameters

参　数	描　述	初始范围	校正结果	灵敏度
r__CN2.mgt	湿度条件 II 的初始 SCS 径流曲线数	-0.50～0.50	0.36	6
v__ALPHA_BF.gw	基流 α 因子	0.00～1.00	0.76	10
v__GW_DELAY.gw	地下水延迟时间	0.00～500.00	11.10	1
v__GW_REVAP.gw	地下水再蒸发系数	0.02～0.20	0.10	2
v__RCHRG_DP.gw	深层含水层渗漏	0.00～1.00	0.10	7
v__CH_N2.rte	曼宁粗糙系数	-0.01～0.30	0.29	11
v__CH_K2.rte	有效水力导率	-0.01～500.00	427.19	13
v__SURLAG.bsn	地表径流滞后时间	0.00～24.00	7.91	14
v__SLSUBBSN.hru	平均坡长	10.00～150.00	93.51	8
v__ESCO.hru	土壤蒸发补偿系数	0.00～1.00	0.96	5
v__EPCO.hru	植物吸收补偿因子	0.00～1.00	0.45	9
v__SMFMX.bsn	一年中雪的最大融化速率	0.00～20.00	3.52	4
v__SFTMP.bsn	降雪温度	-20.00～20.00	-11.81	12
r__SOL_AWC().sol	土层的有效水量	-0.50～0.50	-0.47	3

注：“r”表示与给定值相乘，“v”表示将初始参数替换为给定值。

表 2　青海湖水位与气候要素的 Spearman 相关性分析结果

Table 2　Spearman correlation analysis results between Qinghai Lake water level and climatic factors

蒸散发(*ETp*)		降雨(*Pre*)		温度(*Tem*)		蒸汽压(*Vap*)		径流(*Run*)	
r	*p*	*r*	*p*	*r*	*p*	*r*	*p*	*r*	*p*
-0.51	<0.01	0.45	<0.01	0.39	<0.01	0.44	<0.01	0.63	<0.01

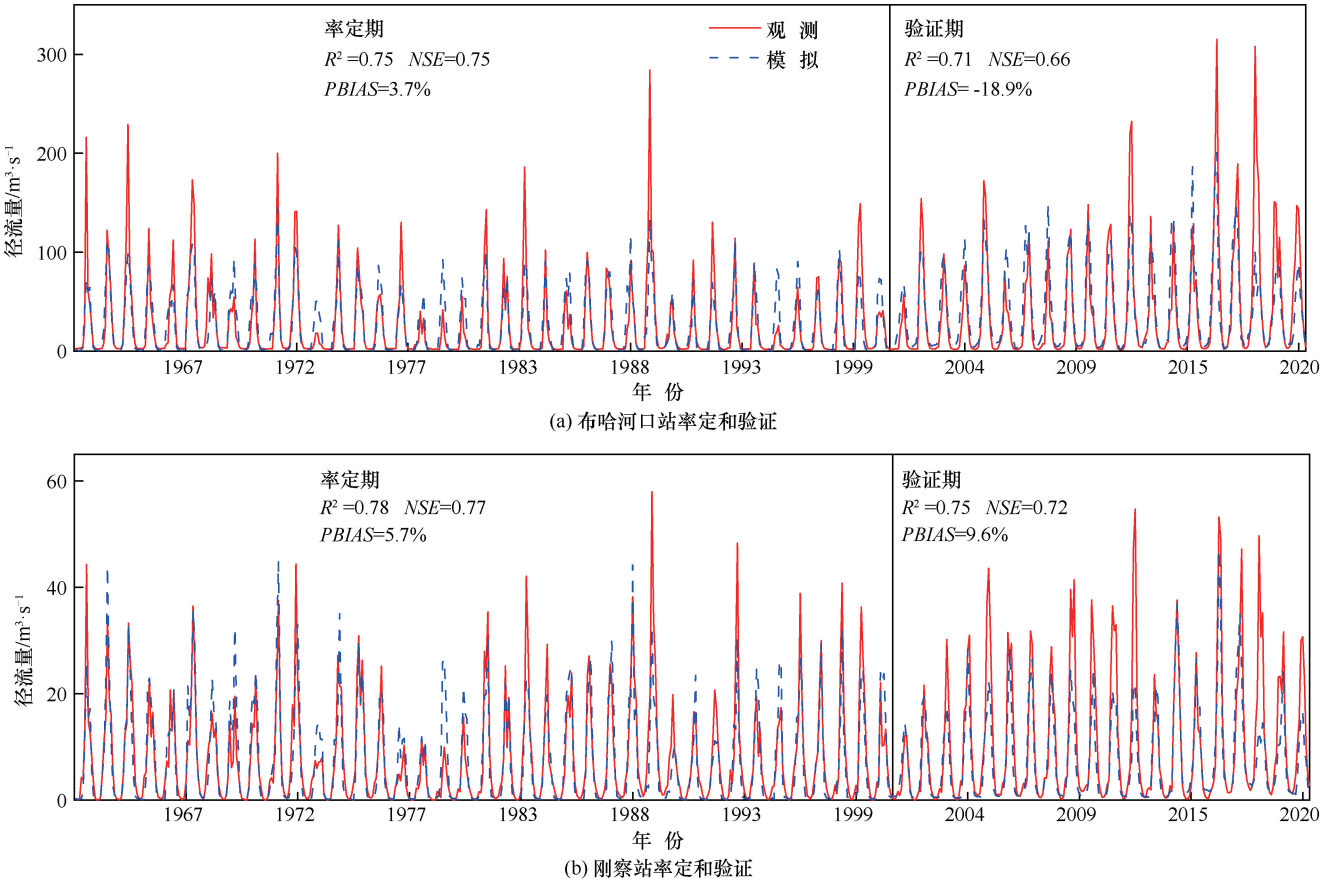


图 2　利用 R^2、*NSE* 和 *PBIAS* 的性能统计，对布哈河口和刚察水文站的月地表径流进行了观测和模拟

Fig. 2　Observation and simulation of monthly surface runoff at Gangcha and Buhahekou hydrological stations using performance statistics of R^2, *NSE*, and *PBIAS*

导[19]；土壤水分分布(46～379 mm)与降水格局高度耦合，北侧高值区对应降水丰沛区，而西南部低值区(<100 mm)则受降水稀少和浅薄土壤层共同制约；地表径流生成(32～222 mm)呈现双峰特征：北侧高值源于季节性融雪补给，西南部冰川区则受冰川融水和地形陡峭度协同影响；地下水补给空间分异显著(3～79 mm)，北侧和西侧冲积扇区的高渗透性沉积层促进入渗，而南侧基岩区则限制补给效率[19]；产水量的分布模式印证了径流生成机制的空间一致性，其量值变化(12～198 mm)反映了流域水文过程的整体协调性。这些水文气候要素的协同演变，特别是降水-径流-地下水补给的时空耦合关系，为理解青海湖水量变化的流域尺度驱动机制提供了系统证据。

2.2.2　入湖径流的动态变化与贡献解析

布哈河、沙柳河、乌哈阿兰河及哈尔盖河四条主要入湖河流均呈现出典型的“V”型水文演变特征(见图 5)，但与湖泊水位变化存在明显的时滞效应。具体表现为，4 条河流径流量在 1990 年同步降至最低值(布哈河 20.31 m^3/s，沙柳河 5.96 m^3/s，乌哈阿兰河 3.63 m^3/s，哈尔盖河 5.78 m^3/s)，但青海湖水位直至 2004 年才触底回升，这种滞后响应可能与地下水系统的缓冲作用有关。值得注意的是，各河流对湖泊水量的贡献存在显著空间差异(见表 3)：布哈河作为主导水源(贡献率 23%)，其变化趋势与总入湖径流高度一致；而沙柳河与哈尔盖河(各占 6%)及乌哈阿兰河(3%)则表现出更明显的区域特异性。分析发现，地下水系统在湖泊水情变化中扮演着关键调节角色。1990—2004 年期间，虽然入湖径流已开始回升，但流域地下水补给量出现异常降低(见图 7)，这很可能是同期气候暖干化(降水减少 12%、蒸发增加 8%)与人类活动增强共同作用的结果[19]。地下水补给的持续衰减抵消了径流回升的积极效应，导致湖泊水位延续下降趋势。直到 2000 年后，随着径流量与地下水补给的同步增强，青海湖水位才进入快速恢复阶段。这揭示了封闭湖泊系统对流域水文变化的复杂响应机制，其中地下水系统的时滞效应是理解“V”型演变与水位变化不同步现象的关键。

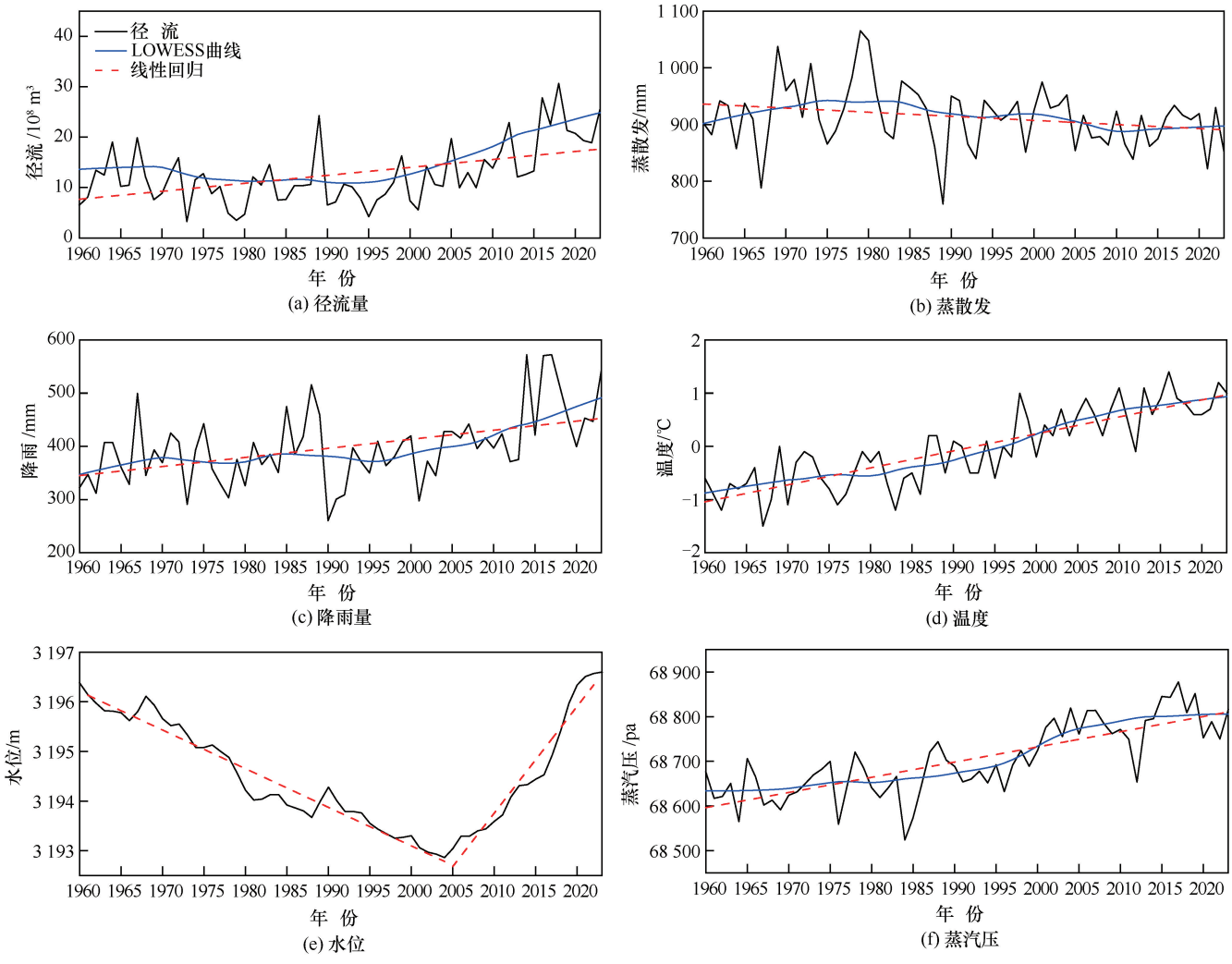


图 3　1960—2023 年青海湖流域水文气候要素年际变化趋势

Fig. 3　Interannual variation trends of hydroclimatic elements in Qinghai Lake Basin (1960—2023)

表 3　青海湖主要入湖径流流量占比　%

Table 3　Flow proportion of main rivers flowing into Qinghai Lake　%

年　份	径流/入湖	布哈河	沙柳河	乌哈阿兰	哈尔盖河
1960—1970	40	23	7	3	5
1970—1980	39	21	6	3	6
1980—1990	40	21	6	4	6
1990—2000	34	18	5	3	5
2000—2010	46	30	6	4	6
2010—2020	43	27	5	3	5
1960—2020	40	23	6	3	6

2.2.3　水文气候要素对水位变化的敏感性及综合驱动关系

通过结构方程模型定量解析了青海湖水文气候要素对水位变化的敏感性。在青海湖水位下降期(1960—2004 年)降雨缓慢增长不足以主导水位的变化，径流快速减少及蒸发增大成为水位持续下降的重要因素，如图 5(a)所示。在水位恢复期(2005—2023 年)[见图 5(b)]，降雨与径流重新占据主导作用，蒸发的持续下降使得其对水位的影响减弱。然而，地下水作为潜在变量对水位的影响不可忽视，其在水位下降期对湖泊补给量的减少可能是造成水位下降的主要原因，且地下水补给在水位恢复期的迅速上涨同样是影响水位上升的重要因素。

由图 6 可知，青海湖水体 $\delta D-\delta^{18}O$ 空间，河水、地下水分布在局部大气水线 LMWL 上：河水与地下水主要由降雨补给，河流水样接近地下水样品分布范围，分布在地下水线 GL 上，说明地下水也是河流水的重要补给源，LMWL 截距高于全球大气水线 GMWL，流域内降雨可能受青海湖蒸发水汽的贡献。湖岸浅层孔隙水对青海湖的补给不容忽视，孔隙水样品与地下水具有相同的特征，分布在地下水样品区域，并且也靠近湖泊水样品区域，部分湖泊水样位于

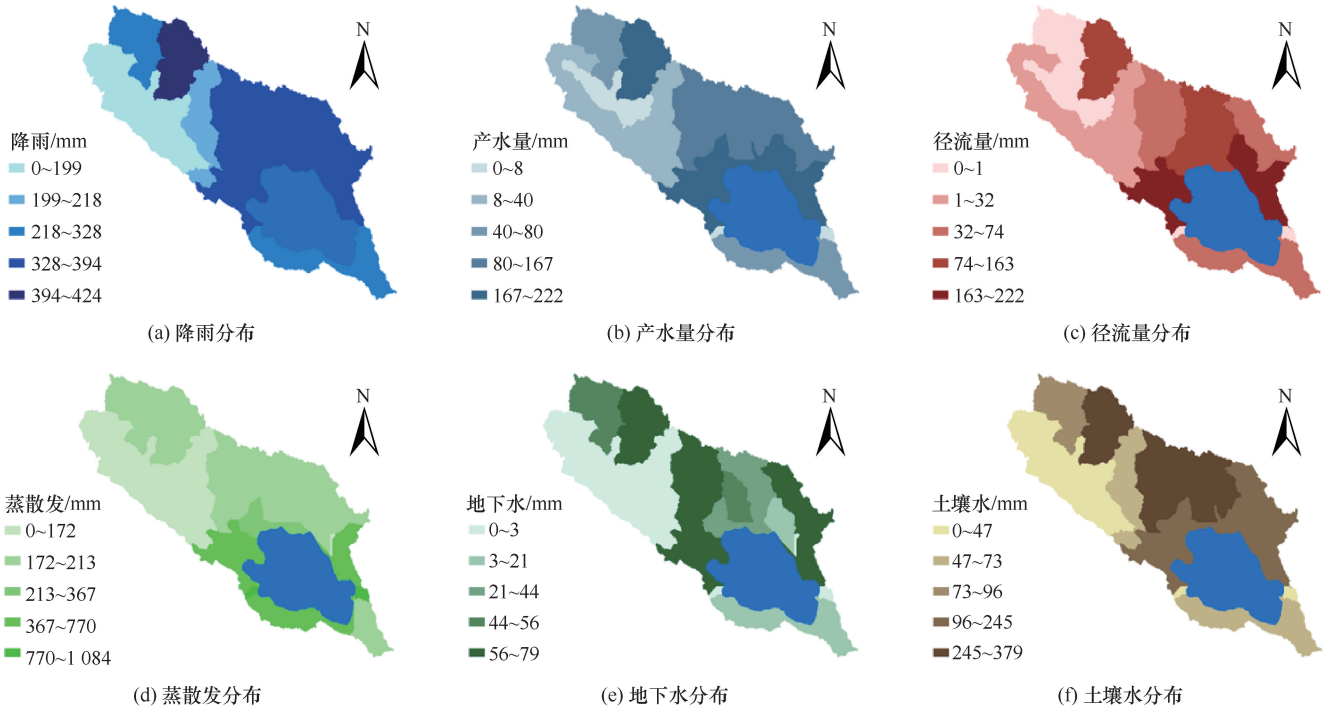


图 4　1960—2020 年青海湖流域水文气候要素空间分布

Fig. 4　Spatial distribution of hydroclimatic elements in Qinghai Lake Basin (1960—2020)

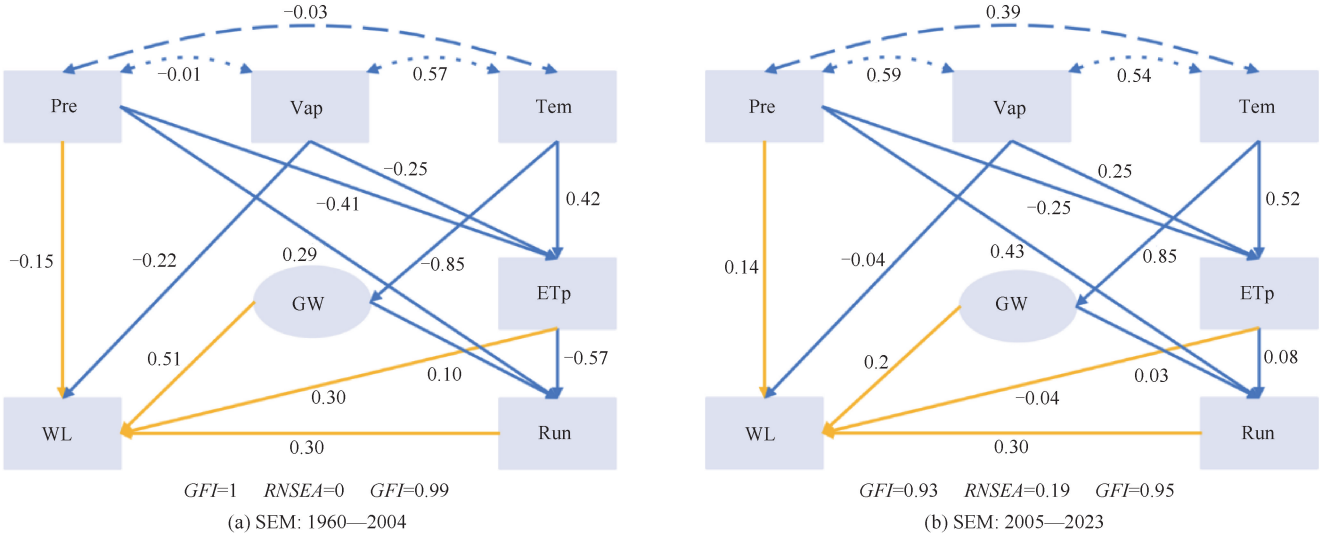


图 5　青海湖水文气候要素结构方程模型分析结果

Fig. 5　Analysis results of structural equation modeling of hydroclimatic elements in Qinghai Lake

两个孔隙水区域之间，说明这些湖泊水样受到地下水排放的影响。位于两个孔隙水区域之间的湖泊水样本中相对较高的^{222}Rn 浓度也表明这些区域也受到地下水排放的影响。地下水通过沉积物孔隙水补给湖泊是湖泊补给的重要形式[45]。湖水样品靠近降雨样品说明降雨补给湖水但湖水线偏离 LMWL 则表明湖水受到强烈蒸发影响，孔隙水偏离 LMWL 表明其可能受到了蒸发、水岩作用等的影响[45]。

2.3　青海湖水平衡的动态特征与临界状态

2.3.1　历史时期水平衡各分量的演变趋势

青海湖历史时期水平衡各分量的年际变化趋势如图 7 所示。湖泊水量变化波动显著，变化范围为 $-14.77\times10^8\sim24.98\times10^8$ m^3/a，对应湖泊面积变化区间为 4 211.19～4 518.95 km^2。其中，入湖径流量变化幅度较大($7.14\times10^8\sim30.86\times10^8$ m^3/a)，蒸发量相对稳定($32.73\times10^8\sim46.52\times10^8$ m^3/a)。地下水补给

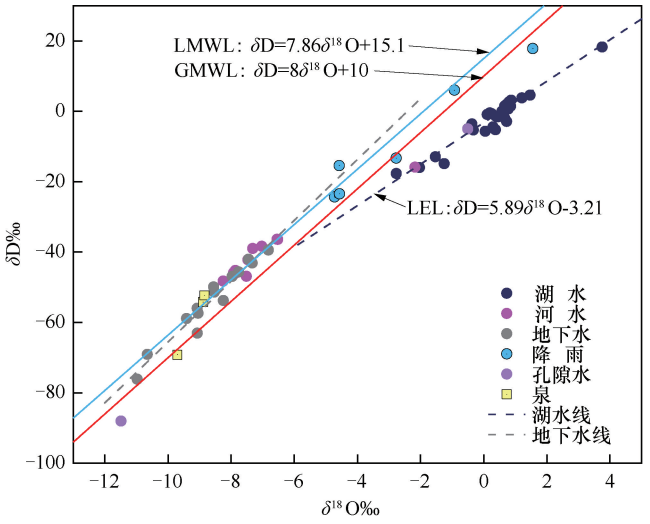


图 6　青海湖水体 δD-δ^{18}O 空间图

Fig. 6　Spatial map of δD-δ^{18}O in Qinghai Lake water

量呈现双向波动特征(-5.93×10^8～30.47×10^8 m^3/a)、人类用水约 0.73×10^8 m^3/a[11]。

青海湖水平衡分析表明(1962—2020 年)，各水文要素呈现显著的年际变化特征(见表 4)。青海湖入湖径流量(16.17×10^8 m^3/a)、降雨直接入湖量(16.51×10^8 m^3/a)和地下水补给量(8.11×10^8 m^3/a)共同构成青海湖主要水源，而蒸发损失(39.8×10^8 m^3/a)是主要的水量支出项。对比水位下降期(1962—2004 年)与恢复期(2005—2020 年)发现，各要素发生明显转变，入湖径流量增幅最大(+48.57%)，其次为地下水补给量(+15.83%)和降雨入湖量(+14.21%)，同时蒸发损失小幅减少(-4.03%)。这一量化结果揭示了水文过程对湖泊水位变化的协同影响机制[46]。

2.3.2　年际水平衡波动与临界水平衡特征

采用标准化回归系数对青海湖水情变化驱动因子进行了敏感性分析，并考虑人类用水项(见表 5)。在所有驱动因子中径流具有最大正影响，蒸发具有最大的负影响。同时，地下水补给的影响不容忽视，2000 年后地下水补给的敏感系数上升了 0.12，但其没有降雨及径流的影响显著。温度每升高一度：径流敏感系数降低 0.04，这可能与冰川冻土融水补偿有关；蒸发敏感系数则增加 0.07，反映了驱动因子对气候变暖的综合响应[46]。

过去 60 a 青海湖水平衡年份(年水量变化小于 1×10^8 m^3)分别为 1964 年、1975 年、1976 年、1982 年、1984 年、1993 年、1999 年和 2014 年，本研究将这些

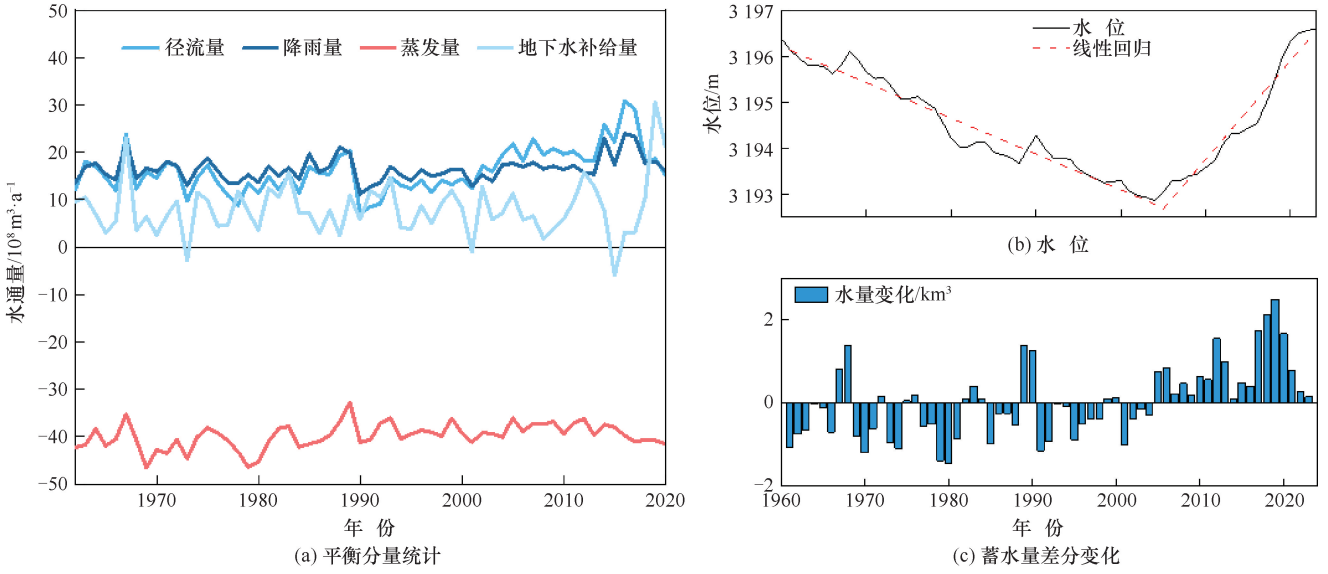


图 7　青海湖水平衡分量统计特征

Fig. 7　Statistical characteristics of water balance components in Qinghai Lake

表 4　青海湖水平衡分量统计特征

Table 4　Statistical characteristics of water balance components in Qinghai Lake

年　份	径流/10^8 m^3·a^{-1}	降雨/10^8 m^3·a^{-1}	地下水/10^8 m^3·a^{-1}	蒸发/10^8 m^3·a^{-1}	水位变化/m
1962—2020	16.17	16.51	8.11	-39.80	0.37
1962—2004	14.29	15.90	7.77	-40.24	-3.11
2005—2020	21.23	18.16	9.00	-38.62	3.30

表 5　青海湖水平衡分量敏感性

Table 5　Sensitivity of water balance components in Qinghai Lake

水文气候因子	敏感系数	p　值	显著性
径　流	0.82	<0.001	敏感系数最高
蒸　发	−0.76	0.005	主要负向驱动因子
地下水	0.50	0.003	敏感性较强
降　雨	0.57	<0.001	影响显著
人类用水	−0.12	0.182	影响不显著

年份中水量变化为正值的称为正平衡，水量变化为负值的称为负平衡。分析表明平衡年具有显著的水文气候特征：径流/蒸发比平衡年份平均为 0.401；非平衡年份平均为 0.387，这可能意味着平衡年份要比非平衡年份更加湿润，平衡年份的温度波动(±0.55 ℃)要小于非平衡年份(±0.82 ℃)。将平衡年份按照水量变化的正负分为正平衡和负平衡，考虑人类用水，湖泊水情变化驱动因子对平衡的贡献率如表 6 所列，降雨和径流贡献在平衡年占据主导地位，但正平衡年与负平衡年水平衡分量的贡献率有所不同，在正平衡年降雨(31.6%)、径流(37.8%)及地下水(17.9%)的贡献要大于负平衡年；而负平衡年的蒸发损失(41.5%)要大于正平衡年，人类用水的贡献率(1.6%)很小。

表 6　青海湖水平衡分量的贡献率　%

Table 6　Contribution rates of water balance components in Qinghai Lake　%

因　子	正平衡贡献	负平衡贡献	综合贡献率
径　流	37.8±1.3	25.9±1.8	32.9±1.5
降　雨	31.6±0.8	22.7±1.5	28.2±1.1
地下水	17.9±1.1	8.2±0.7	13.1±0.9
蒸　发	11.2±0.7	41.5±2.1	24.4±1.4
人类用水	1.5±0.2	1.7±0.3	1.6±0.2

本研究揭示了青海湖水平衡存在显著的双模态特征。定量分析表明(见表 6)：正平衡态呈现径流主导(37.8%)和降水协同(31.6%)的特征，水文条件表现为径流量>15×10^8 m^3/a、降水量>16×10^8 m^3/a 且蒸发量<39×10^8 m^3/a；而负平衡态则表现为蒸发主导(41.5%)和径流抑制(25.9%)的特征，其临界阈值为蒸发量>40×10^8 m^3/a 且径流量<14×10^8 m^3/a。当径流量<13×10^8 m^3/a 且蒸发量>40×10^8 m^3/a 时，系统失衡概率高达 92%，可为青海湖水资源管理提供了重要决策依据。

3　讨　论

3.1　基于同位素的地下水补给验证

青海湖 ^{18}O 质量平衡模型中湖水、河水和地下水的 $\delta^{18}O$ 值分别为 0.31‰、−6.95‰和−8.44‰，降水 $\delta^{18}O$ 值为−2.67‰；^{18}O 质量平衡模型的参数如表 7 所列。利用方程(2)和方程(3)估算的青海湖 2024 年的地下水补给量约为(19.01±3.52)×10^8 m^3，该结果远高于包为民等[30]估算的 6.03×10^8 m^3。地下水补给的显著增加可能与近五年降雨的持续增高及温度升高(见图 3)导致的冰川与永久冻土融化加速有关。近年来流域人类活动的干预增强(生态补水工程或人工回灌项目)同样不可忽视[3]。综合以上因素可推断近年来青海湖地下水补给通量可能存在显著的增强趋势，这一趋势与湖水水位持续回升及的现象相吻合，支持了 SWAT 模型关于水位恢复期地下水补给加剧的模拟结论。

表 7　^{18}O 质量平衡模型使用的参数

Table 7　Parameters used in ^{18}O mass balance model

参　数	值	说　明
湖水 $\delta^{18}O$ (δ_L)/‰	0.31	实验室测量
河水 $\delta^{18}O$ (δ_S)/‰	−6.95	实验室测量
地下水 $\delta^{18}O$ (δ_G)/‰	−8.44	实验室测量
蒸发水中 $\delta^{18}O$ (δ_E)/‰	−27.05	式(4)
大气中的 $\delta^{18}O$ (δ_A)/‰	−22.87	式(6)
温度(t)/℃	0.8	青海湖流域生态气象公报
相对湿度(h)/%	49.29	来自方健梅[3]

采用基于 ^{222}Rn 的质量平衡模型(式 7)估算青海湖地下水排泄通量，其核心在于确定湖水(C_w)与地下水(C_{gw})中 ^{222}Rn 的端元活度值[47-49]。本研究采用井水、孔隙水、泉水 ^{222}Rn 的平均浓度作为 ^{222}Rn 质量平衡模型中地下水中的 ^{222}Rn 端元，为 16151 Bq/m^3。湖泊中 ^{222}Rn 的浓度，使用湖泊中 ^{222}Rn 的平均浓度。用于估算青海湖地下水排放通量的参数如表 8 所列，估算的青海湖地下水夏季流量约为(6.99±1.24)×10^6 m^3/d。稳定同位素和放射性同位素从不同维度共同揭示了地下水补给的强度和变化特征，基于不同原理与时间尺度的独立方法，其估算结果在量级上相互印证，增强了青海湖地下水补给量估算结果的可信度。这一联合验证的结果表明，地下水补给是青海湖水平衡中一个比以往认知更为重要的组成部分，必须在未来的模型模拟与管理评估中予以充分考虑。

3.2　地下水排放位置识别

放射性同位素 ^{222}Rn 结合水化学识别地下水排放位置[34]，水中溶质经过长期蒸发后会变得浓缩[41]，青海湖湖水受强烈的蒸发作用所以盐度远高于地下水。如图 8(a)所示，青海湖北部盐度(Na 和 Cl 浓度)明显低于东部、南部和西部湖区，代表了该地区

表 8　^{222}Rn 质量平衡模型使用的参数

Table 8　Parameters used in ^{222}Rn mass balance model

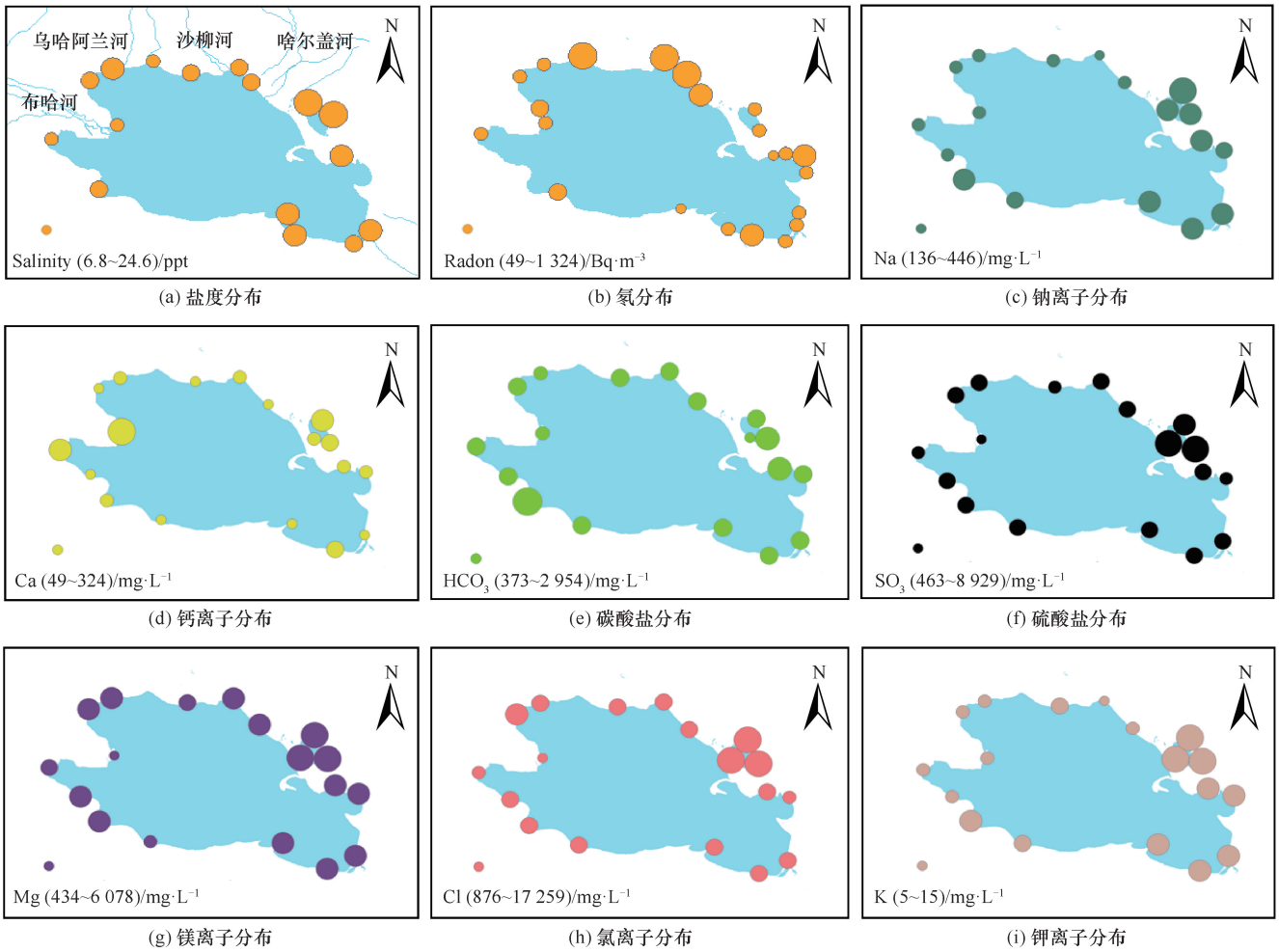
参　数	值	说　明
湖水中氡浓度(C_w)/Bq·m^{-3}	381	RAD7 测量
空气中氡浓度(C_α)/Bq·m^{-3}	9.58	RAD7 测量
地下水中的氡浓度(C_{gw})/Bq·m^{-3}	16 151	RAD7 测量
沉积物中氡浓度(C_g)/Bq·m^{-3}	2 463	泥沙平衡
湖水温度(T)/℃	15	实地测量
沉积物孔隙度(n)	0.52	实验室测量
湖面积/km^2	4 650.08	青海省水文测报中心
^{222}Rn 的衰减常数(λ)/d^{-1}	0.186	出自 LUO 等[32]

可能存在地下水排放[16]。而北部湖水中^{222}Rn 的浓度远高于其他湖泊水样[见图 8(b)]，表明同样发生了地下水排放[16]。流域内河流下渗、降雨差异(见图 4)及特殊地貌进一步解释了地下水-湖水相互作用的空间异质性，K、Na、Cl 在东部与南部富集，Ca 呈东西高、南北低格局，SO_4 与 Mg 分布较均匀(见图 8)。

地下水-湖水相互作用的空间异质性在青藏高原湖泊系统中具有普遍存在。例如，基于同位素估算的纳木错流域产水量显著低于山区实测径流，说明宽谷缓坡等低产水地貌单元在区域水循环中作用关键[50]。类比青海湖北部，其地下水排放可能也受类似地貌单元中地下水滞留与侧向流过程的影响[3]。在气候变暖、冰川退缩背景下，地下水系统在高海拔融水区与低地湖泊之间扮演着“水文缓冲器”的角色，强调了在流域尺度上加强水文连通性与地下水过程监测的重要性。

3.3　不确定性分析

本研究对青海湖水情演变驱动机制的解析存在三方面主要不确定性：(1)SWAT 水文模型的不确定性源于输入数据质量(如流域划分精度、气象站点代表性)、参数率定过程(关键参数敏感性)及模型结构局



(a) 盐度分布　(b) 氡分布　(c) 钠离子分布

(d) 钙离子分布　(e) 碳酸盐分布　(f) 硫酸盐分布

(g) 镁离子分布　(h) 氯离子分布　(i) 钾离子分布

图 8　青海湖水体离子及氡、盐度浓度分布组图(不同大小的圆圈代表不同的相对浓度)

Fig. 8　Distribution of ions, radon, and salinity concentration in Qinghai Lake (circles of different sizes represent different relative concentrations)

限(如将冰川误分类为水体)[11]；(2)结构方程模型的不确定性受限于站点数据的空间代表性，现有观测网络难以完全捕捉整个湖区的异质性[23]；(3)同位素质量平衡模型的不确定性主要来自参数误差(如分馏系数)和采样时间代表性不足(仅夏季数据)[51]。这些模型不确定性会直接影响径流模拟、水平衡估算及地下水补给量化的精度。

本研究为理解气候变化背景下青海湖水文响应机制提供了科学依据，对高原内陆湖泊水资源管理具有重要参考价值。未来需加强气象、水文、地下水的综合监测，开发耦合地下水-地表水过程的集成模型，将同位素数据与水动力模型结合，以更准确量化不同驱动因子的贡献率，提升对青海湖水情演变机制的认知。

4　结　论

本研究利用构建的青海湖流域 SWAT 模型，结合结构方程模型、同位素等分析手段，系统分析了青海湖中长期水情变化规律及驱动因素。其主要结论如下。

(1)青海湖水位变化呈现显著的阶段性特征，1960—2004 年以 0.078 m/a 的速率下降，2005 年后在“暖湿化”气候驱动下以 0.187 m/a 的速率回升，回升速率为下降期的 2.4 倍，反映出流域水文系统发生了根本性转变。

(2)降水-径流-地下水补给的时空耦合是调控湖泊水量的关键。降雨及地下水补给分别贡献入湖水量的 41%和 20%，河流对入湖水量的贡献以布哈河(占比 23%)为主导。径流与水位变化存在的时滞响应受地下水系统的缓冲作用调控；青海湖水平衡分析中正平衡态以径流主导、降水协同为特征，而负平衡态则表现为蒸发主导、径流抑制。

(3)地下水是青海湖水平衡的关键调节要素。1960—2004 年补给减弱，2005—2023 年补给增强；年均补给量为 8.11×10^8 m^3。同位素定量评估表明，2024 年地下水年排放量为 $(19.01\pm3.52)\times10^8$ m^3，夏季排放速率达 $(6.99\pm1.24)\times10^6$ m^3/d。空间分异显著，青海湖北部受到地下水排放的影响高于其他区域。

参考文献(References)：

[1] 张金龙，陈英，葛劲松，等. 1977—2010 年青海湖环湖区土地利用/覆盖变化与土地资源管理[J]. 中国沙漠，2013，33(4)：1256-1266.
ZHANG J L，CHEN Y，GE J S，et al. Land use/cover change and land resources management in the area around the Qinghai Lake of China in 1977—2010[J]. Journal of Desert Research，2013，33(4)：1256-1266.

[2] GUO X Y，FENG Q，SI J H，et al. Considerable influences of recycled moistures and summer monsoons to local precipitation on the northeastern Tibetan Plateau[J]. Journal of Hydrology，2022，605：127343.

[3] 方健梅. 变化环境下青海湖流域水文过程演变及其驱动机制研究[D]. 北京：北京林业大学，2020.
FANG Jianmei. Research on the Evolution of Hydrological Processes and Their Driving Mechanisms in the Qinghai Lake Basin Under Changing Environments [D]. Beijing：Beijing Forestry University，2020.

[4] PHAN V H，LINDENBERGH R C，MENENTI M. Geometric dependency of Tibetan lakes on glacial runoff[J]. Hydrology and Earth System Sciences，2013，17(10)：4061-4077.

[5] SONG C Q，SHENG Y W. Contrasting evolution patterns between glacier-fed and non-glacier-fed lakes in the Tanggula Mountains and climate cause analysis[J]. Climatic Change，2016，135(3)：493-507.

[6] YAO F F，WANG J D，YANG K H，et al. Lake storage variation on the endorheic Tibetan Plateau and its attribution to climate change since the new millennium[J]. Environmental Research Letters，2018，13(6)：064011.

[7] LUO Z R，LIU J H，ZHANG S H，et al. Research on climate change in Qinghai Lake Basin based on WRF and CMIP6[J]. Remote Sensing，2023，15(18)：4379.

[8] ZHU Z C，FU C S，WU H W，et al. Decoding the hundred-year water level changes of the largest Saline Lake in China：A joint lake-basin modeling study based on a revised SWAT+[J]. Journal of Hydrology：Regional Studies，2023，49：101521.

[9] FAN C Y，SONG C Q，LI W K，et al. What drives the rapid water-level recovery of the largest lake (Qinghai Lake) of China over the past half century[J]. Journal of Hydrology，2021，593：125921.

[10] ZHANG Z F，CONG Z T，GAO B，et al. The water level change and its attribution of the Qinghai Lake from 1960 to 2020[J]. Journal of Hydrology：Regional Studies，2024，52：101688.

[11] YANG G Q，ZHANG M，XIE Z H，et al. Quantifying the contributions of climate change and human activities to water volume in lake Qinghai，China[J]. Remote Sensing，2022，14(1)：99.

[12] 李晓东. 青海湖水体对流域气候和生态环境变化的响应[D]. 兰州：兰州大学，2022.
LI X D. Response of Qinghai Lake Water Body to Climate and Ecological Environment Changes in the Basin [D]. Lanzhou：Lanzhou University，2022.

[13] WANG X Y，GAO B. Future hydrological changes of the upstream basin and their effects on the water level of the Qinghai Lake[J]. Journal of Hydrology：Regional Studies，2025，59：102425.

[14] CUI B L，LI X Y. Characteristics of stable isotope and hydrochemistry of the groundwater around Qinghai Lake，NE Qinghai-Tibet Plateau，China[J]. Environmental Earth Sciences，2014，71(3)：1159-1167.

[15] SU W G, MA Y J, LU X H, et al. Using ^{223}Ra and ^{224}Ra to estimate discharges of groundwater and associated nutrients into southeast of Qinghai Lake, in Qinghai-Tibet Plateau[J]. Journal of Great Lakes Research, 2022, 48(5): 1171-1179.

[16] DING C, GUO Z L, CHEN K W, et al. The effect of seasonally frozen ground on rainfall infiltration and groundwater discharge in Qinghai Lake Basin, China[J]. Frontiers in Water, 2024, 6: 1495763.

[17] 王梦晓，文莉娟. 青海湖水位演变及其影响因子分析[J]. 高原气象，2024(3)：561-569.
WANG M X, WEN L J. Study on water level evolution of Qinghai Lake and its influencing factors[J]. Plateau Meteorology, 2024(3): 561-569.

[18] ZHANG G Q, DUAN S Q. Lakes as sentinels of climate change on the Tibetan Plateau[J]. All Earth, 2021, 33(1): 161-165.

[19] LI X Y, XU H Y, SUN Y L, et al. Lake-level change and water balance analysis at Lake Qinghai, West China during recent decades[J]. Water Resources Management, 2007, 21(9): 1505-1516.

[20] 伊万娟，李小雁，崔步礼，等. 青海湖流域气候变化及其对湖水位的影响[J]. 干旱气象，2010，28(4)：375-383.
YI W J, LI X Y, CUI B L, et al. Climate change and impact on water level of the Qinghai Lake Watershed[J]. Journal of Arid Meteorology, 2010, 28(4): 375-383.

[21] LI Y, LI X, CUI B, et al. Trend of streamflow in Lake Qinghai basin during the past 50 years (1956—2007): Take Buha River and Shaliu River for examples[J]. Journal of Lake Sciences, 2010, 22(5): 757-766.

[22] 袁泽申，程瑶，武金坤，等. 定量评估气候变化和人类活动对澜沧江流域植被动态的影响[J]. 水利水电技术(中英文)，2025，56(1)：85-99.
YUAN Z S, CHENG Y, WU J K, et al. Quantitatively assessing the impacts of climate change and human activities on vegetation dynamics in the Lancang River Basin[J]. Water Resources and Hydropower Engineering, 2025, 56(1): 85-99.

[23] KIM S, LEE S, KIM J, et al. Investigating latent interaction effects in multiple-group analysis in the structural equation modeling framework[J]. Structural Equation Modeling: A Multidisciplinary Journal, 2024, 31(6): 1043-1055.

[24] HUANG Y Q, YAO B, LI Y, et al. Deciphering Hulun lake level dynamics and periodical response to climate change during 1961—2020[J]. Journal of Hydrology: Regional Studies, 2023, 46: 101352.

[25] TRIANA J S A, AJAMI H, RAZAVI S. The dilemma of objective function selection for sensitivity and uncertainty analyses of semi-distributed hydrologic models across spatial and temporal scales[J]. Journal of Hydrology, 2025, 650: 132482.

[26] KALBUS E, REINSTORF F, SCHIRMER M. Measuring methods for groundwater-surface water interactions: A review[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2006, 10(6): 873-887.

[27] KRABBENHOFT D P, BOWSER C J, ANDERSON M P, et al. Estimating groundwater exchange with lakes: 1. The stable isotope mass balance method[J]. Water Resources Research, 1990, 26(10): 2445-2453.

[28] CHEN L, ZHU G, LIN X, et al. The complexity of moisture sources affects the altitude effect of stable isotopes of precipitation in inland mountainous regions[J]. Water Resources Research, 2024, 60(6): e2023WR036084.

[29] MAJOUBE M. Fractionnement en oxygène 18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur[J]. Journal de Chimie Physique, 1971, 68: 1423-1436.

[30] 包为民，胡海英，瞿思敏，等. 稳定同位素方法在湖泊水量平衡研究中的应用[J]. 人民黄河，2007，29(8)：29-30.
BAO W M, HU H Y, QU S M, et al. Application of stable isotope method to the water balance of lakes[J]. Yellow River, 2007, 29(8): 29-30.

[31] HOEHN E, VON GUNTEN H R. Radon in groundwater: A tool to assess infiltration from surface waters to aquifers[J]. Water Resources Research, 1989, 25(8): 1795-1803.

[32] LUO X, KUANG X X, JIAO J J, et al. Evaluation of lacustrine groundwater discharge, hydrologic partitioning, and nutrient budgets in a proglacial lake in the Qinghai-Tibet Plateau: Using ^{222}Rn and stable isotopes[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2018, 22(10): 5579-5598.

[33] BURNETT W C, SANTOS I R, WENINSTEIN Y, et al. Remaining uncertainties in the use of Rn-222 as a quantitative tracer of submarine groundwater discharge[J]. IAHS PUBLICATION, 2007, 312: 109.

[34] LIAO F, WANG G C, YANG N, et al. Groundwater discharge tracing for a large Ice-Covered lake in the Tibetan Plateau: Integrated satellite remote sensing data, chemical components and isotopes (D, ^{18}O, and ^{222}Rn)[J]. Journal of Hydrology, 2022, 609: 127741.

[35] COOK P G, RODELLAS V, STIEGLITZ T C. Quantifying surface water, porewater, and groundwater interactions using tracers: Tracer fluxes, water fluxes, and end-member concentrations[J]. Water Resources Research, 2018, 54(3): 2452-2465.

[36] JIANG J. Quantifying the influence of groundwater discharge induced by permafrost degradation on lake water budget in Qinghai-Tibet Plateau: Using ^{222}Rn and stable isotopes[J]. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 2020, 323(3): 1125-1134.

[37] GILFEDDER B S, FREI S, HOFMANN H, et al. Groundwater discharge to wetlands driven by storm and flood events: Quantification using continuous Radon-222 and electrical conductivity measurements and dynamic mass-balance modelling[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2015, 165: 161-177.

[38] DIMOVA N T, BURNETT W C. Evaluation of groundwater discharge into small lakes based on the temporal distribution of radon-222[J]. Limnology and Oceanography, 2011, 56(2): 486-494.

[39] BURNETT W C, DULAIOVA H. Estimating the dynamics of groundwater input into the coastal zone *via* continuous radon-222 measurements[J]. Journal of Environmental Radioactivity, 2003, 69(1/2): 21-35.

[40] MARTENS C S, KIPPHUT G W, KLUMP J V. Sediment-water chemical exchange in the coastal zone traced by *in situ* radon-222 flux measurements[J]. Science, 1980, 208(4441): 285-288.

[41] LUO X, JIAO J J, WANG X S, et al. Temporal ^{222}Rn distributions to

reveal groundwater discharge into desert lakes: Implication of water balance in the Badain Jaran Desert, China[J]. Journal of Hydrology, 2016, 534: 87-103.

[42] CORBETT D R, BURNETT W C, CABLE P H, et al. A multiple approach to the determination of radon fluxes from sediments[J]. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 1998, 236(1): 247-253.

[43] MORIASI D N, ARNOLD J G, VAN LIEW M W, et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations[J]. Transactions of the ASABE, 2007, 50(3): 885-900.

[44] LI G P, YU Z B, WANG W G, et al. Analysis of the spatial Distribution of precipitation and topography with GPM data in the Tibetan Plateau[J]. Atmospheric Research, 2021, 247: 105259.

[45] REN X H, YU R H, WANG R, et al. Tracing spatial patterns of lacustrine groundwater discharge in a closed inland lake using stable isotopes[J]. Journal of Environmental Management, 2024, 354: 120305.

[46] HOU M L, WEI J H, SHI Y, et al. Catchment characteristics dominate the hydrological behavior of closed lakes across the Tibetan Plateau[J]. Catena, 2024, 242: 108090.

[47] ZHANG Y, LI H L, WANG X J, et al. Estimation of submarine groundwater discharge and associated nutrient fluxes in eastern Laizhou Bay, China using ^{222}Rn[J]. Journal of Hydrology, 2016, 533: 103-113.

[48] DIMOVA N T, BURNETT W C, CHANTON J P, et al. Application of radon-222 to investigate groundwater discharge into small shallow lakes[J]. Journal of Hydrology, 2013, 486: 112-122.

[49] BURNETT W C, PETERSON R N, CHANYOTHA S, et al. Using high-resolution *in situ* radon measurements to determine groundwater discharge at a remote location: Tonle Sap Lake, Cambodia[J]. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 2013, 296(1): 97-103.

[50] KANG S C, YI Y, XU Y W, et al. Water Isotope framework for lake water balance monitoring and modelling in the Nam Co Basin, Tibetan Plateau[J]. Journal of Hydrology: Regional Studies, 2017, 12: 289-302.

[51] ALREHAILI A M, KELLER C K, MOORE B C, et al. Stable isotope hydrology of a polymictic lake: Capturing transience of groundwater interactions[J]. Journal of Hydrology, 2024, 639: 131551.

（责任编辑　王海锋）