

基于稳定同位素技术的青藏高原区典型湖泊水量平衡模拟研究

陈 梦, 占旭红*

湖南师范大学地理科学学院, 湖南 长沙

收稿日期: 2025年3月5日; 录用日期: 2025年4月10日; 发布日期: 2025年4月28日

摘 要

青藏高原拥有众多湖泊, 受全球气候变暖的影响, 这些湖泊的水量出现了显著的波动。同位素示踪技术为研究湖泊水量平衡变化的内在机理提供了新的方法。本文选取青藏高原典型湖泊为研究对象, 根据前人在当地测定的同位素水样, 有效利用稳定同位素估算了青藏高原典型湖泊的入湖水稳定同位素(δ_l)与蒸发入流比(E/I), 以探索青藏高原典型湖泊的水文特征。结果显示, 青藏高原典型冰川补给型湖泊与非冰川补给型湖泊的湖水稳定同位素值、湖水过量氘值以及 δ_l 值均表现出较大的差异, 这可能与流域特性有关, 如流域面积、海拔和湖水补给方式等。青藏高原部分非冰川补给型湖泊的 E/I 值大于1, 表明这些湖泊水量平衡由蒸发主导, 符合其湖面呈萎缩的趋势; 而冰川补给型湖泊和部分非冰川补给型的 E/I 值均小于1, 则表明这些湖泊水量平衡由入流主导, 符合其湖面呈扩张的趋势。

关键词

稳定同位素, 蒸发入流比, 水量平衡, 青藏高原

Simulating the Water Balance of Typical Lake in the Qinghai-Xizang Plateau Region Based on Stable Isotopic Technique

Meng Chen, Xuhong Zhan*

College of Geographic Science, Hunan Normal University, Changsha Hunan

Received: Mar. 5th, 2025; accepted: Apr. 10th, 2025; published: Apr. 28th, 2025

Abstract

Many lakes are located on the Qinghai-Xizang Plateau, and as a result of global warming, these lake

文章引用: 陈梦, 占旭红. 基于稳定同位素技术的青藏高原区典型湖泊水量平衡模拟研究[J]. 环境保护前沿, 2025, 15(4): 560-568. DOI: 10.12677/aep.2025.154063

water levels have fluctuated significantly. The technology of isotope tracing provides a novel method for investigating the underlying mechanisms of variations in lake water balance. This paper selects typical lakes on the Qinghai-Xizang Plateau as research subjects, using isotopic water samples measured by previous researchers in the area. It effectively utilizes stable isotopes to estimate the lake water stable isotopes (δ_i) and the evaporation inflow ratio (E/I) of typical lakes on the Qinghai-Xizang Plateau, aiming to explore the hydrological characteristics of these lakes. The results indicate that the stable isotope values of lake water, the d-excess values, and the δ_i values of typical glacier-fed lakes significantly differ from those of non-glacier-fed lakes on the Qinghai-Xizang Plateau. This difference is likely related to the characteristics of the basin, such as basin area, altitude, and the mode of lake water replenishment. For some non-glacier-fed lakes on the Qinghai-Xizang Plateau, the E/I value is greater than 1, suggesting that the water balance of these lakes is dominated by evaporation, consistent with the trend of shrinking lake surfaces. On the other hand, the E/I of glacier-fed lakes and some non-glacier-fed lakes are less than 1, indicating that the water balance of these lakes is dominated by inflow, consistent with the trend of expanding lake surfaces.

Keywords

Stable Isotopes, Evaporation Inflow Ratio, Lake Water Balance, The Qinghai-Xizang Plateau

Copyright © 2025 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

湖泊是陆地水圈的重要组成部分, 在区域水循环、水量调控和物质能量平衡等方面起到了关键性的作用, 此外, 湖泊也是指示全球气候变化与区域响应的重要载体[1][2]。在全球气候变暖的背景下, 近年来区域极端降水和干旱事件变得更加频繁, 量化湖泊水量平衡为调节湖泊水位和理解区域水文过程提供了不同的见解[3][4]。近年来, 通过水同位素方法估算湖泊 E/I 已广泛应用于全球不同地理和气候条件下的湖泊水量平衡研究, 如北美的五大湖[5]、青海湖[4]、程海[6]以及太湖[7]等。这些研究展现了湖泊的稳定同位素特征, 并模拟了湖泊 E/I 的变化规律, 部分解释了湖泊面积的萎缩与扩张。然而, 这些研究主要聚焦于大型单一区域湖泊水量平衡变化的同位素模拟, 对于局地区域多个典型湖泊的对比研究仍然相对缺乏。

青藏高原地区湖泊分布广泛, 且湖泊对全球气候变化具有敏感响应[8]。在全球气候变暖的背景下, 气候变化和冰冻圈的融化推动了湖泊的扩张, 然而, 由于缺乏持续的水文过程监测, 评估青藏高原最近湖泊水量平衡仍然具有挑战性[4]。基于此, 本论文选取青藏高原湖区内 14 个典型湖泊为研究对象, 并结合前人在当地测定的同位素水样。研究旨在: 通过对典型冰川补给湖泊和非冰川补给湖泊的对比研究, 分析青藏高原不同类型湖泊的湖水稳定同位素变化特征; 评估湖泊 E/I 对不同类型湖泊面积萎缩和扩张的指示性作用。本文探讨青藏高原 15 个典型湖泊的湖水稳定同位素特征以及水量平衡的主导因素, 以期对青藏高原地区湖泊的水资源管理与可持续性发展提供理论支撑。

2. 研究区概况

青藏高原(25°~40°N, 75°~105°E)位于中国的西南部, 东部从青海省与甘肃省的交界处开始, 西部延伸至西藏自治区的边界, 南部到达喜马拉雅山脉, 北部界于昆仑山脉和阿尔金山脉[9]。该地区属于典型的高原气候区, 具有季节性寒冷、干燥的特点, 年平均气温为 3.39℃, 主要受西风带、东亚季风、南亚季

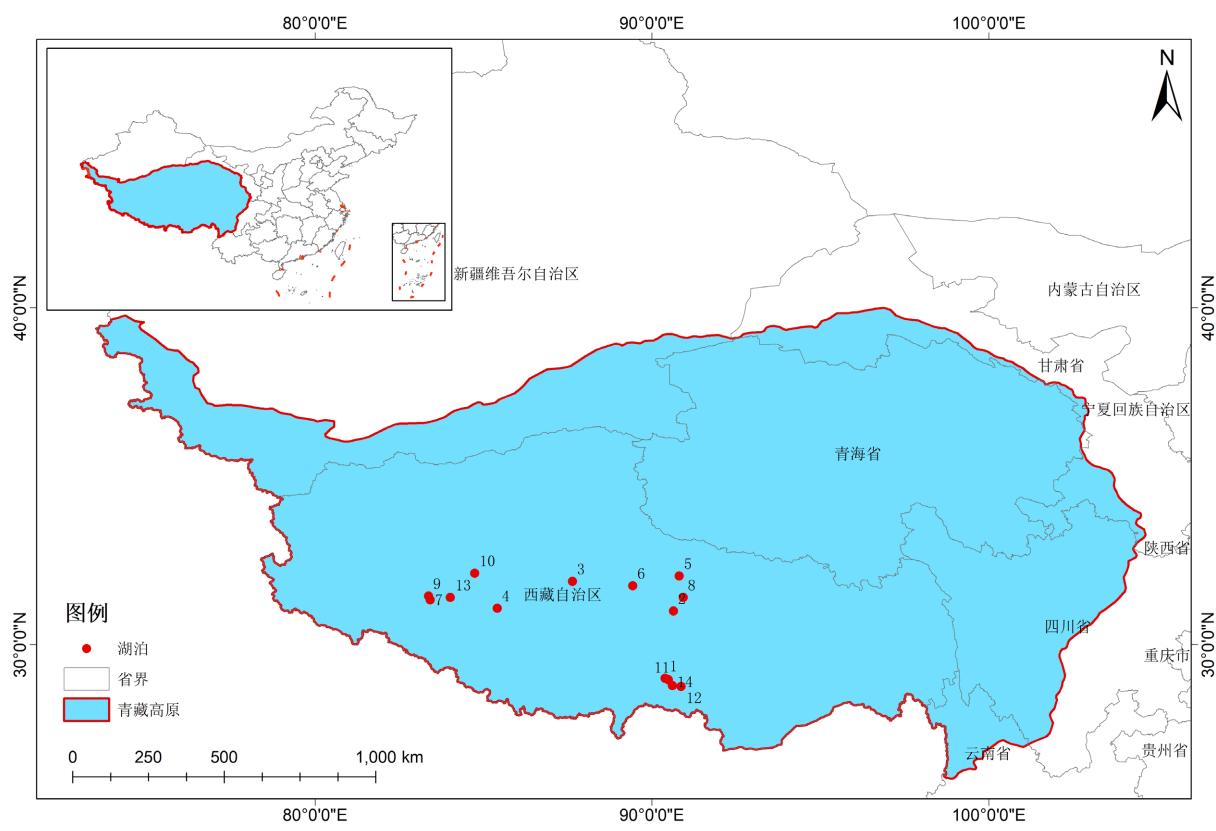


Figure 1. Distributions of 14 lakes in the Qinghai-Xizang Plateau
图 1. 青藏高原 14 个典型湖泊分布图(注: 本图基于自然资源部标准地图服务网站下载的审图号为 GS(2023)2767 号的标准地图绘制, 底图无修改)

Table 1. Investigation of the characteristics of 14 lakes on the Qinghai-Xizang Plateau

表 1. 青藏高原 14 个典型湖泊属性调查

湖泊编号	湖泊名称	湖泊类型	纬度 (°N)	经度 (°E)	湖泊面积 (km ²)	流域平均高程 (m)	温度 (°C)	蒸散量 (mm)	降水量 (mm)
1	空木错	冰川补给型	29.00	90.39	38	4450	21.5	1029.6	268
2	巴木错	非冰川补给型	31.36	90.64	251	4576	16	2767.9	549
3	达则错	冰川补给型	31.88	87.64	290	4478	10.5	1209.8	187.6
4	扎日南木错	冰川补给型	31.08	85.41	1000	4624	10.7	1113.5	155.3
5	兹格塘错	非冰川补给型	32.04	90.81	233	4575	9.1	1116.8	426.2
6	班戈错	非冰川补给型	31.75	89.43	357	4531	16.5	1231.2	413.2
7	仁青休布措	冰川补给型	31.33	83.42	187	4766	19.8	957.5	144.5
8	蓬错	冰川补给型	31.40	90.93	176	4541	16.8	1072.1	430.1
9	昂拉仁错	冰川补给型	31.44	83.37	498	4724	19.3	988.4	168.3
10	东错	冰川补给型	32.12	84.74	101	4405	10.2	1254.6	102.4
11	沉错	非冰川补给型	28.96	90.49	40	4430	20.5	1296.9	299.3
12	巴纠错	非冰川补给型	28.76	90.87	32	4520	21.3	1168.8	311.2
13	扎布耶盐湖	非冰川补给型	31.40	84.02	295	4436	20.4	1081.5	137
14	羊卓雍错	非冰川补给型	28.78	90.61	555	4458	22.2	1124.8	297.3

风等大气环流的影响, 降水事件主要集中在 6 月到 9 月。本文选取青藏高原 14 个典型湖泊作为主要研究对象, 分为冰川补给型湖泊和非冰川补给型湖泊, 图 1 和表 1 给出了 14 个湖泊在青藏高原的位置, 以及各湖泊的基本信息。其中, 冰川补给型湖泊主要包括色林错、空母错、达则错、扎日南木错、仁青休布错、蓬错、昂拉仁错、东错, 面积均呈现逐渐扩大的趋势。此外, 大部分非冰川补给湖泊面积也显现增长趋势, 但是增长时期和幅度不同, 例如巴木错、兹格塘错、班戈错、沉错的面积均呈现扩大的趋势。而部分非冰川补给型湖泊因为冰川和冰雪融水补给少, 显著的升温将导致蒸发量的增加, 进而引起湖泊面积呈现萎缩趋势, 例如巴纠错、扎布耶盐湖、羊卓雍错。其中, 羊卓雍错是高原堰塞湖, 附有空母错、沉错和巴纠错三个小湖, 目前, 空母错北面经河道与羊湖连接, 沉错西侧经河道与羊湖连接, 其流域内巴纠错为唯一独立的湖泊。

3. 数据与方法

3.1. 数据来源

14 个湖泊的湖水、降水稳定同位素数据以及相关气象数据来源于已发表论文[8] [10]。

3.2. 湖水过量氘

过量氘(d-excess)是 1964 年由 Dansgaard [11]首次提出, 公式如下:

$$\text{d-excess} = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O} \quad (1)$$

3.3. E/I 估算理论

假设湖泊水充分混合且保持稳定, 那么建立湖泊水量平衡与同位素质量平衡方程, 如下[12] [13]:

$$\frac{dV}{dt} = I - Q - E \quad (2)$$

$$\frac{d(V\delta_L)}{dt} = I\delta_I - Q\delta_Q - E\delta_E \quad (3)$$

式中, V 是湖水的体积、 t 是时间、 dV 是湖水体积随研究时间间隔 dt 的变化量。 I 、 Q 、 E 分别为入湖水量、湖水流出量、湖面蒸发量。其中 I 主要包括降水输入、地表径流输入、地下水的输入, 而 Q 主要包括地表流出水和地下水的入渗量。 δ_L 为湖泊的同位素组成, δ_I 、 δ_Q 、 δ_E 分别为入湖水、出湖水、湖面蒸发水汽的同位素组成。其中, 在湖水混合良好的湖泊中, δ_Q 与 δ_L 近似相等[14]。

根据 C-G 模型计算 δ_E , 如下[15] [16]:

$$\delta_E = \left(\frac{\delta_L - \varepsilon^+}{\alpha^+} - h\delta_A - \varepsilon_k \right) / \left(1 - h + 10^{-3} \times \varepsilon_k \right) \quad (4)$$

式中, h 是相对湿度(%), δ_A 是大气水汽稳定同位素值(‰), ε_k 为动力分馏系数(‰), 主要受到相对湿度的控制, ε^+ 、 α^+ 为平衡分馏系数(‰), 主要受到温度的控制, 且 $\varepsilon^+ = (\alpha^+ - 1) \times 1000$, 而 α^+ 由以下公式计算得到[17]:

$$10^3 \ln [\alpha_{2\text{H}}^+] = 2.4844 \times 10^7 / T^2 - 76248 / T + 52.612 \quad (5)$$

$$10^3 \ln [\alpha_{18\text{O}}^+] = 1.137 \times 10^6 / T^2 - 415.6 / T - 2.0667 \quad (6)$$

式中, T 是气温(K)。

δ_A 可以直接测量, 但大多数湖泊并不具备观测条件, 故利用 δ_P , 对 δ_A 进行估算[18]:

$$\delta_A = (\delta_P - \varepsilon^+) / (1 + \varepsilon^+ \times 10^{-3}) \quad (7)$$

ε_k 主要是受到大气相对湿度的控制, 由下列公式计算得到[18]:

$$\varepsilon_k = C_k \times (1 - h) \quad (8)$$

其中, C_k 是动力分馏常数, 在本文中所采用的是, 对于 $\delta^2\text{H}$: $C_k = 12.5\text{‰}$, 对于 $\delta^{18}\text{O}$: $C_k = 14.2\text{‰}$ 。

由公式(2)和(3)推导得到 E/I 的估算公式如下[12] [13]:

$$\frac{E}{I} = \frac{\delta_L - \delta_I}{m \times (\delta^* - \delta_L)} \quad (9)$$

式中, δ_L 表示湖水的同位素组成, 通过野外实际采样并用仪器测得; m 表示同位素富集斜率, $\delta^*(\text{‰})$ 表示稳定同位素的蒸发极限值, m 和 δ^* 分别由以下公式计算得到[12]:

$$m = \frac{h - 10^{-3} \times (\varepsilon^+ / \alpha^+ + \varepsilon_k)}{1 - h + 10^{-3} \times \varepsilon_k} \quad (10)$$

$$\delta^* = \frac{h \times \delta_A + (\varepsilon^+ / \alpha^+ + \varepsilon_k)}{h - 10^{-3} \times (\varepsilon^+ / \alpha^+ + \varepsilon_k)} \quad (11)$$

理论 S_{LEL} 是通过以下经验公式确定的[18] [19]:

$$S_{LEL} = \frac{\left[\frac{h \times (\delta_A - \delta_p) + (1 + \delta_p \times 10^{-3}) (\varepsilon_k + \varepsilon^+ / \alpha^+)}{h \times 10^3 - \varepsilon_k - \varepsilon^+ / \alpha^+} \right]^{(2\text{H})}}{\left[\frac{h (\delta_A - \delta_p) + (1 + \delta_p \times 10^{-3}) (\varepsilon_k + \varepsilon^+ / \alpha^+)}{h \times 10^3 - \varepsilon_k - \varepsilon^+ / \alpha^+} \right]^{(18\text{O})}} \quad (12)$$

4. 结果与讨论

4.1. 湖泊的湖水稳定同位素组成

图 2 给出了青藏高原 14 个典型湖泊 2009 年夏季湖水稳定同位素的组成。从中可以看出, 这些湖泊湖水中氢氧稳定同位素的变化范围分别介于 $-131.4\text{‰} \sim -53.3\text{‰}$ 和 $-16.6\text{‰} \sim -0.9\text{‰}$, 它们的平均值分别为 -69.2‰ 和 -6.0‰ , 明显高于青藏高原湖区降水中氢氧稳定同位素的平均值 -95.0‰ 和 -13.3‰ 。此外, 14 个典型湖泊的湖水 d-excess 的变化范围为 $-46.2\text{‰} \sim 1.5\text{‰}$, 平均值约为 -21.3‰ 。其中, 冰川补给型湖泊的湖水氢氧稳定同位素与 d-excess 的平均值分别为 -73.1‰ 、 -6.7‰ 和 -18.2‰ ; 非冰川补给型湖泊的湖水氢氧稳定同位素与 d-excess 的平均则分别为 -65.4‰ 、 -5.1‰ 和 -24.4‰ ; 湖水氧稳定同位素的最低值以及湖水过量氘的最高值也均出现在冰川型补给湖泊—空木错; 湖水氧稳定同位素的最高值以及湖水 d-excess 的最低值则均出现在非冰川补给型湖泊—扎布耶盐湖。对比可知, 冰川补给型湖泊的氢氧稳定同位素值较非冰川补给型湖泊偏负, 且冰川型补给湖泊的 d-excess 值偏高。一般来说, 强烈的蒸发会使得水体富集重同位素, 而湖水 d-excess 值的大小反映了动力学分馏对水同位素组成的影响, 即 d-excess 越低的湖水则蒸发越强烈[20]。研究结果表明非冰川型补给湖泊的蒸发分馏作用比冰川型补给湖泊更强烈, 且冰川融雪的流入也在很大程度上抵消了蒸发富集对冰川补给型湖泊湖水的影响。

4.2. 水线斜率

根据 GNIP 数据集, 青藏高原湖区的大气降水线(LMWL)被确定为 $\delta^2\text{H} = 8.1\delta^{18}\text{O} + 12.8$ ($R^2 = 0.97$, 图 3), LMWL 的斜率和截距与全球大气降水线(GMWL: $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$)相似, 对于青藏高原夏季湖泊的湖

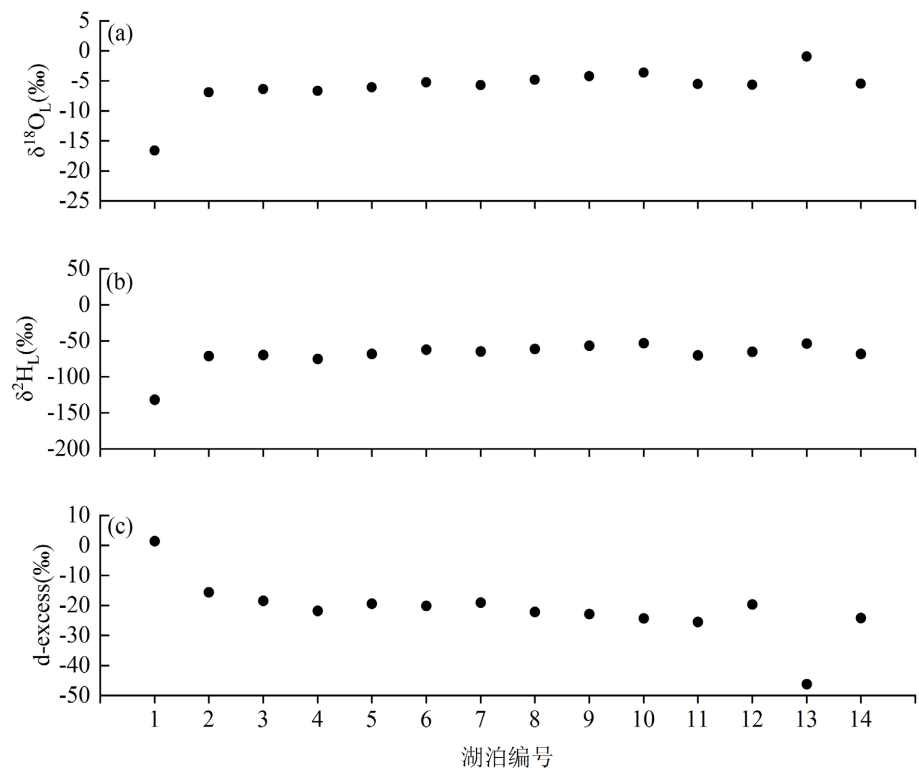


Figure 2. Stable isotope composition of lake water in 14 lakes in the Qinghai-Xizang Plateau during summer
图 2. 青藏高原 14 个典型湖泊夏季湖水稳定同位素的组成

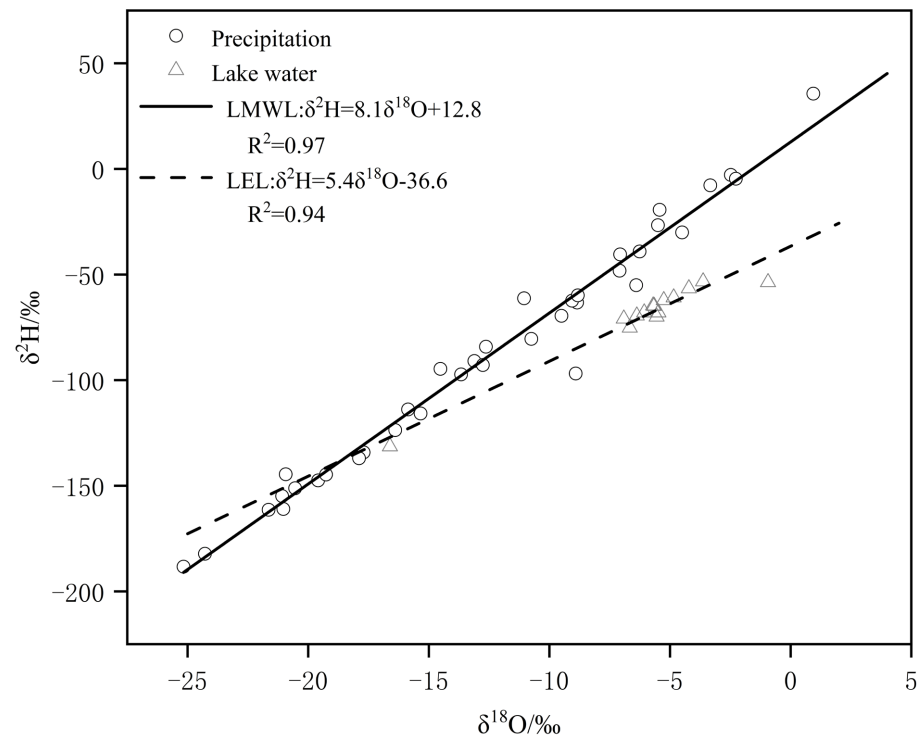


Figure 3. The LEL and LMWL of 14 lakes in the Qinghai-Xizang Plateau
图 3. 青藏高原 14 个湖泊的 LEL 和 LMWL

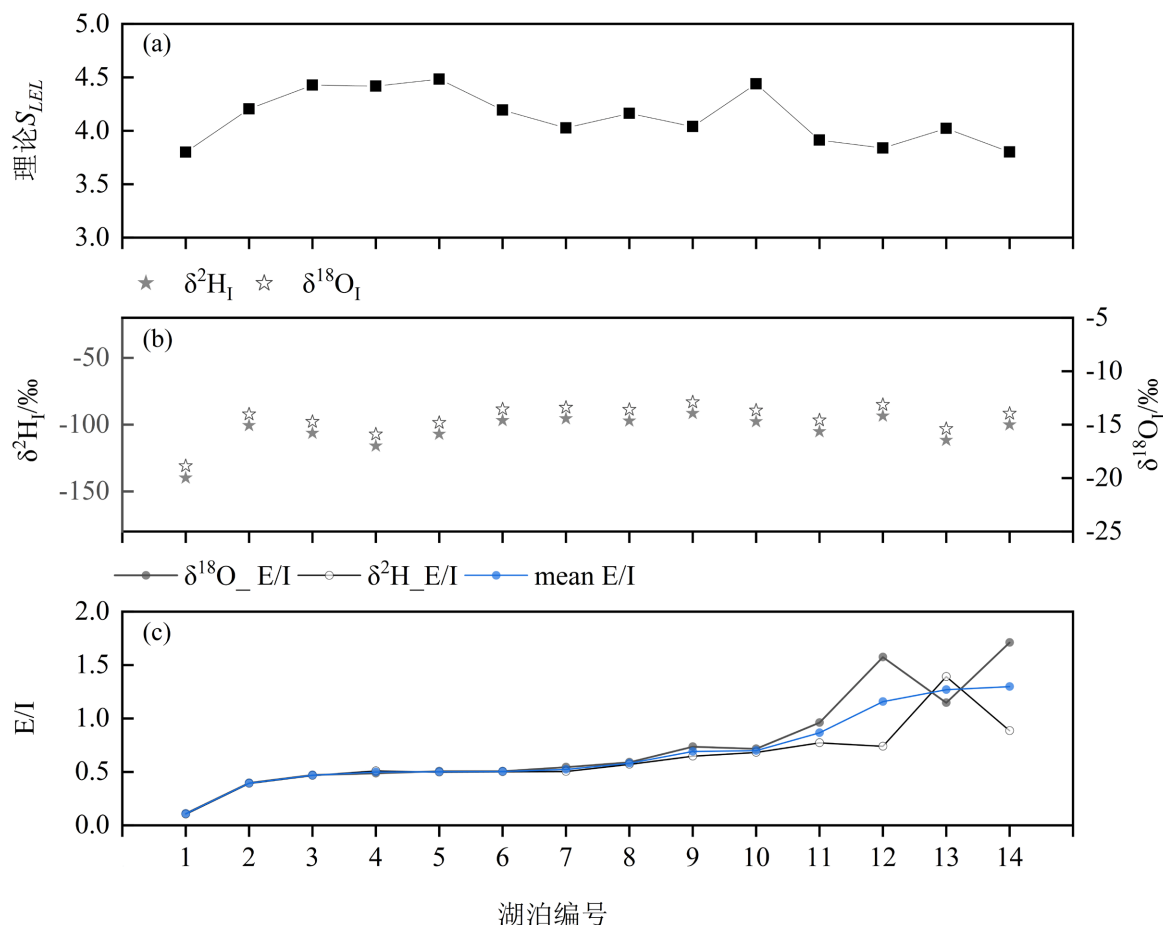


Figure 4. The theoretical S_{LEL} , δ_I and E/I of 14 lakes in the Qinghai-Xizang Plateau
图 4. 青藏高原 14 个湖泊的理论 S_{LEL} 、入湖水氢氧稳定同位素、湖泊 E/I 值

水 $\delta^2\text{H}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系被定义为夏季的湖水蒸发线(LEL: $\delta^2\text{H} = 5.4\delta^{18}\text{O} - 36.6$) ($R^2 = 0.94$, 图 3)。研究结果表明, 青藏高原 14 个典型湖泊的拟合 S_{LEL} 在 Gibson 等[21]所报告的 S_{LEL} 常见观测值(4~7)的范围内, 且 LEL 的拟合 S_{LEL} 和截距都明显小于 LMWL, 这可能表明夏季湖水经历了强烈的蒸发同位素富集。此外, 研究结果显示, 冰川补给型湖泊的拟合 S_{LEL} 值(6.0)大于非冰川补给型湖泊的拟合 S_{LEL} 值(2.9), 这表明青藏高原地区不同类型湖泊的湖水同位素经历了不同程度的蒸发富集作用。另外, 有研究表明[22], 在最近的气候变化下, 大量冰川融雪流入湖泊, 也可能直接改变了该地区湖泊水同位素组成, 从而部分掩盖了这些湖泊的蒸发富集效应。因此, 针对该地区湖泊蒸发富集效应的复杂性, 应引入理论 S_{LEL} , 将更好地指示该地区各个湖泊的真实蒸发效应。如图 4 所示, 14 个湖泊的理论 S_{LEL} 值范围在 3.8 到 4.5 之间, 其中冰川补给型湖泊的理论 S_{LEL} 平均值为 4.2, 而非冰川补给型湖泊的理论 S_{LEL} 平均值为 4.1。对比可知, 这 14 个湖泊的理论 S_{LEL} 值均远低于青藏高原湖区 LMWL 的斜率 8.1, 与蒸发过程中观察到的非平衡分馏现象一致, 即在剩余水体中 $\delta^{18}\text{O}$ 的富集率高于 $\delta^2\text{H}$ 。

4.3. δ_I 与 E/I

湖泊 E/I 作为衡量湖泊水量平衡变化的关键指标, 在进行 E/I 估算之前, 有必要先确定 δ_I 值。本文利用湖水样本的同位素值和上述理论 S_{LEL} 值获得 LEL 的截距, 从而推导出 LEL 的理论方程, 再基于这个 LEL 的理论方程, 来确定 LEL 与 LMWL 的交点, 即 δ_I 。如图 4 所示, 湖泊的 $\delta^{18}\text{O}_I$ 值范围为 -18.9‰至

-12.9‰, 平均值为-14.5‰; $\delta^2\text{H}_1$ 值范围为-140.0‰至-91.6‰, 平均值为-104.3‰。此外, 研究结果表明, δ_1 值在不同的湖泊类型之间也表现出显著的差异, 如冰川补给型湖泊的 $\delta^{18}\text{O}_1$ 值范围为-18.9‰至-12.9‰, 平均值为-14.7‰; $\delta^2\text{H}_1$ 值范围为-140.0‰至-91.6‰, 平均值为-106.4‰; 非冰川补给型湖泊的 $\delta^{18}\text{O}_1$ 值范围为-15.4‰至-13.1‰, 平均值为-14.2‰; $\delta^2\text{H}_1$ 值范围为-111.8‰至-93.6‰, 平均值为-102.3‰。对比可知, 冰川补给型湖泊的 δ_1 平均值相对更贫化, 这也表明这些冰川补给型湖泊可能受到同位素贫化的水源—冰川融雪一定程度的影响。

利用湖泊 E/I 值量化湖泊的水量平衡, 为理解湖泊面积变化趋势也提供了重要的见解[4]。由于近年来气温升高推动冰川退缩, 使入湖河流径流增大, 加之降水量增加等因素的结合使冰川补给型湖泊面积逐渐扩大。青藏高原这 14 个典型湖泊的 E/I 值从 0.11 到 1.30 不等, 而非冰川补给型湖泊的平均 E/I 值为 0.86, 冰川补给型湖泊的平均 E/I 值为 0.51, 所有湖泊 E/I 的平均值为 0.68, 表明这些湖泊总的入湖水量有 68% 左右通过蒸发损失, 且湖泊的入湖水主导了湖泊水量平衡, 部分解释了青藏高原湖区大部分湖泊面积出现扩张趋势。此外, 冰川补给型湖泊面积增长速率和增长比重远大于非冰川补给湖泊, 甚至部分非冰川湖泊出现萎缩的趋势。例如, 非冰川补给湖泊中的巴措、扎布耶盐湖和羊卓雍错的 E/I 均大于 1, 表明这些湖泊的蒸发损失超过了总的入湖水量, 可以解释这三个湖泊面积呈现萎缩状态。相比之下, 非冰川补给型湖泊中观察到的最低 E/I 值(0.39)是巴木错, 与巴木错相对更贫化的湖水同位素组成相结合, 这表明夏季巴木错的湖泊面积呈现扩张趋势且湖水的蒸发效应也被弱化。这些结果表明, 湖泊 E/I 的变化指示了湖泊水量平衡由入流还是蒸发主导, 部分解释了湖泊面积的扩张和萎缩, 因此 E/I 是可用于评估湖泊水量平衡变化的一个关键指标。

5. 结论

本研究对 2009 年夏季青藏高原 14 个典型湖泊的湖水稳定同位素进行了分析, 以探索控制这些湖泊水量平衡的主导因素。结果表明: 1) 湖水中氢氧稳定同位素的平均值分别为-69.2‰和-6.0‰, 且湖水同位素组成存在空间上的差异性, 来自于冰川补给型湖泊的湖水氢氧稳定同位素以及入湖水稳定同位素均更加贫化; 2) 湖泊 E/I 值因湖泊不同类型而异, 与非冰川补给型湖泊相比, 冰川补给型湖泊的平均 E/I 值相对更低, 这可能是由于夏季冰川给这些湖泊带来了大量的补给水源; 3) E/I 值也为理解湖泊面积变化趋势提供了重要的见解, 当湖泊 E/I 值大于 1 时, 蒸发是控制湖泊水量平衡的主要因素, 湖泊面积呈现萎缩状态, 相比之下, 湖泊 E/I 值小于 1 时, 入湖水是控制湖泊水量平衡的主要因素, 湖泊面积则呈现扩张趋势。

参考文献

- [1] Liu, W., Li, X., Zhang, L., An, Z. and Xu, L. (2009) Evaluation of Oxygen Isotopes in Carbonate as an Indicator of Lake Evolution in Arid Areas: The Modern Qinghai Lake, Qinghai-Tibet Plateau. *Chemical Geology*, **268**, 126-136. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.08.004>
- [2] Williamson, C.E., Saros, J.E., Vincent, W.F. and Smol, J.P. (2009) Lakes and Reservoirs as Sentinels, Integrators, and Regulators of Climate Change. *Limnology and Oceanography*, **54**, 2273-2282. https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2273
- [3] Brock, B.E., Yi, Y., Clogg-Wright, K.P., Edwards, T.W.D. and Wolfe, B.B. (2009) Multi-Year Landscape-Scale Assessment of Lakewater Balances in the Slave River Delta, NWT, Using Water Isotope Tracers. *Journal of Hydrology*, **379**, 81-91. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.09.046>
- [4] Wu, H., Li, X., He, B., Li, J., Xiao, X., Liu, L., et al. (2017) Characterizing the Qinghai Lake Watershed Using Oxygen-18 and Deuterium Stable Isotopes. *Journal of Great Lakes Research*, **43**, 33-42. <https://doi.org/10.1016/j.jglr.2017.03.010>
- [5] Jasechko, S., Gibson, J.J. and Edwards, T.W.D. (2014) Stable Isotope Mass Balance of the Laurentian Great Lakes. *Journal of Great Lakes Research*, **40**, 336-346. <https://doi.org/10.1016/j.jglr.2014.02.020>

- [6] Wang, Y., Du, R., Cao, X., Yu, H., Xu, Y., Yu, Y., *et al.* (2023) Evaporation Dominates the Loss of Plateau Lake in Southwest China Using Water Isotope Balance Assessment. *Science of the Total Environment*, **873**, Article 162415. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.162415>
- [7] 徐敬争. 湖水同位素组分的时空变化特征及其在湖面蒸发计算中的应用[D]: [硕士学位论文]. 南京: 南京信息工程大学, 2016.
- [8] Yuan, F., Sheng, Y., Yao, T., Fan, C., Li, J., Zhao, H., *et al.* (2011) Evaporative Enrichment of Oxygen-18 and Deuterium in Lake Waters on the Tibetan Plateau. *Journal of Paleolimnology*, **46**, 291-307. <https://doi.org/10.1007/s10933-011-9540-y>
- [9] 张国庆. 青藏高原湖泊变化遥感监测及其对气候变化的响应研究进展[J]. 地理科学进展, 2018, 37(2): 214-223.
- [10] Vystavna, Y., Harjung, A., Monteiro, L.R., Matiatos, I. and Wassenaar, L.I. (2021) Stable Isotopes in Global Lakes Integrate Catchment and Climatic Controls on Evaporation. *Nature Communications*, **12**, Article No. 7224. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-27569-x>
- [11] Dansgaard, W. (1964) Stable Isotopes in Precipitation. *Tellus*, **16**, 436-468. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x>
- [12] Gat, J.R. and Gat, J.R. (1978) Isotope Hydrology of Inland Sabkhas in the Bardawil Area, Sinai. *Limnology and Oceanography*, **23**, 841-850. <https://doi.org/10.4319/lo.1978.23.5.0841>
- [13] Gibson, J.J., Aggarwal, P., Hogan, J., Kendall, C., Martinelli, L.A., Stichler, W., *et al.* (2002) Isotope Studies in Large River Basins: A New Global Research Focus. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **83**, 613-617. <https://doi.org/10.1029/2002eo000415>
- [14] Hua, M., Zhang, X., Yao, T., Luo, Z., Zhou, H., Rao, Z., *et al.* (2019) Dual Effects of Precipitation and Evaporation on Lake Water Stable Isotope Composition in the Monsoon Region. *Hydrological Processes*, **33**, 2192-2205. <https://doi.org/10.1002/hyp.13462>
- [15] Craig, H. and Gordon, L.I. (1965) Deuterium and Oxygen 18 Variations in the Ocean and the Marine Atmosphere.
- [16] Gonfiantini, R. (1986) Environmental Isotopes in Lake Studies. In: *The Terrestrial Environment, B*, Elsevier, 113-168. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-42225-5.50008-5>
- [17] Majoube, M. (1971) Fractionnement en oxygène 18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur. *Journal de Chimie Physique*, **68**, 1423-1436. <https://doi.org/10.1051/jcp/1971681423>
- [18] Gibson, J.J., Birks, S.J. and Yi, Y. (2016) Stable Isotope Mass Balance of Lakes: A Contemporary Perspective. *Quaternary Science Reviews*, **131**, 316-328. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.04.013>
- [19] Gibson, J.J., Birks, S.J. and Edwards, T.W.D. (2008) Global Prediction of δa and $\delta^{2h}\text{-}\delta^{18o}$ Evaporation Slopes for Lakes and Soil Water Accounting for Seasonality. *Global Biogeochemical Cycles*, **22**, GB2031. <https://doi.org/10.1029/2007gb002997>
- [20] Akers, P.D., Kopec, B.G., Klein, E.S., Bailey, H. and Welker, J.M. (2024) The Pivotal Role of Evaporation in Lake Water Isotopic Variability across Space and Time in a High Arctic Periglacial Landscape. *Water Resources Research*, **60**, e2023WR036121. <https://doi.org/10.1029/2023wr036121>
- [21] Gibson, J.J. and Edwards, T.W.D. (2002) Regional Water Balance Trends and Evaporation-Transpiration Partitioning from a Stable Isotope Survey of Lakes in Northern Canada. *Global Biogeochemical Cycles*, **16**, 10-1-10-14. <https://doi.org/10.1029/2001gb001839>
- [22] Jin, Z.D., Zhang, F., Wang, H.L., *et al.* (2013) The Reasons of Rising Water Level in Lake Qinghai since 2005. *Earth Environment*, **4**, 1355-1362.