

# 氢和氧稳定同位素示踪湖泊蒸发的对比研究\*

谢成玉<sup>1</sup> 肖 薇<sup>1,2</sup> 徐敬争<sup>3</sup> 朱珊娴<sup>4</sup> 胡勇博<sup>1</sup> 李旭辉<sup>1</sup>

(1. 南京信息工程大学大气环境中心 南京 210044; 2. 南京信息工程大学江苏省大气环境与装备技术协同创新中心 南京 210044; 3. 江苏省无线电科学研究所有限公司 无锡 214073; 4. 清华大学地球系统科学系 北京 100084)

**摘要** 氢氧稳定同位素被广泛用于水文循环过程的研究。本文观测了 2015 年太湖湖水  $\text{H}^2\text{HO}$  和  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  组分, 分析了它们的时空变化规律及其控制因子, 探讨亚热带大型浅水湖泊的同位素富集机制; 基于稳定同位素质量守恒法计算太湖蒸发量; 评价了动力分馏学系数的传统湖泊算法与海洋算法的适用性; 重点分析了  $\text{H}^2\text{HO}$  和  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  示踪湖泊蒸发的效果, 对比二者之间的差异。研究结果表明, 在空间上, 太湖湖水和河水的氢氧同位素在南部特别是东南部较为富集但在北部区域较为贫化, 这主要是受水流方向的控制, 东南部湖水经历的蒸发时间较长, 因此湖水中同位素累积较多; 在季节上, 冬季湖水同位素较贫化、春夏季较富集。对于 2015 年太湖的年蒸发量, 用氢同位素示踪的结果与观测值较一致, 为 880mm; 氧同位素的示踪结果略低, 为 690mm。使用传统湖泊研究中对动力学分馏系数的取值, 会导致蒸发被显著低估, 而氧稳定同位素的示踪结果对动力学分馏系数的取值更为敏感, 同时氢稳定同位素在同位素分馏过程中主要是平衡分馏效应占主导, 因此  $\text{H}^2\text{HO}$  在动力学分馏系数的参数化方案中影响较小, 在实际应用中更为稳定。本文的研究结果表明了稳定同位素水文学研究中使用合适的动力学分馏系数的重要性。

**关键词** 太湖; 蒸发;  $\text{H}^2\text{HO}$ ;  $\text{H}_2^{18}\text{O}$ ; 同位素质量守恒模型; 动力学分馏系数  $\epsilon_k$

**中图分类号** X142 **doi:** 10.11693/hyhz20180300064

稳定同位素方法能为水文学、古气候学和气象学研究提供独特的示踪信息。由于较轻的水分子( $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ )和较重的水分子( $\text{H}^2\text{HO}$ 和 $\text{H}_2^{18}\text{O}$ )的饱和水汽压和扩散率不同, 在水汽相变过程中, 较重的水分子会在液态水中富集, 从而形成同位素分馏效应, 这是稳定同位素方法示踪水循环的基础。氢氧稳定同位素( $\text{H}^2\text{HO}$ 和 $\text{H}_2^{18}\text{O}$ )可应用于反演古气候变化(Jouzel *et al.*, 2007; Steffensen *et al.*, 2008), 追踪水分传输过程(Kebede *et al.*, 2012), 量化水资源分布(Evaristo *et al.*, 2015; Wassenaar *et al.*, 2011), 也是探讨湖泊水循环机理的最理想手段(Longinelli *et al.*, 2008; Bouchez *et al.*, 2016)。稳定同位素方法不仅能在全湖尺度上较为准确地计算出蒸发量(包为民等, 2007)和其他水平衡参数(Elmarami *et al.*,

2017), 而且能通过水体中 $\text{H}^2\text{HO}$ 和 $\text{H}_2^{18}\text{O}$ 的富集信息反映出区域水体的水文状况(Bocanega *et al.*, 2013; Qian *et al.*, 2014)和局地气象要素的变化特征(Yao *et al.*, 2013; Tan, 2014), 提供丰富的时空变化信息(史晓宜等, 2016)。因此, 对于氢氧同位素在自然条件下的富集情况和控制机制研究是非常重要的。

湖泊蒸发是水循环的重要过程, 稳定同位素方法也被广泛用于计算湖泊蒸发。湖泊蒸发既是水循环中的重要过程, 也是地表水耗散中不可忽视的一项(Bateni *et al.*, 2012)。湖泊分布广泛, 约占全球非冰川陆地面积的3.7% (Verpoorter *et al.*, 2014), 湖泊内生物活动极为频繁(Cole *et al.*, 2007)。湖泊是珍贵的地表水资源, 与人类活动密切相关。大型湖泊的蒸发不仅会

\*国家自然科学基金项目, 41475141 号; 国家自然科学基金项目, 41505005 号; 国家自然科学基金项目, 41575147 号; 江苏省高校优势学科建设工程项目(PAPD); 教育部长江学者和创新团队发展计划项目(PCSIRT)。谢成玉, 博士研究生, E-mail: xiechengyu123@nuist.edu.cn

通信作者: 肖 薇, 副教授, E-mail: Wei.xiao@nuist.edu.cn

收稿日期: 2018-03-25, 收修改稿日期: 2018-10-15

影响区域地表能量平衡, 甚至会影响区域降水状况和干湿特征(Samuelsson *et al*, 2010; Zhao *et al*, 2012), 乃至全球的气候变化(Xu *et al*, 1998)。因此大型湖泊蒸发的特征、机制及量化是生态、水文、农业和气象等领域一直关注的热点问题(Lenters *et al*, 2005)。蒸发过程中的氢氧稳定同位素分馏的机制研究是稳定同位素方法在水循环研究中的关键。由于同位素分馏效应, 湖泊水量的各个收支项(包括降水、入湖河水、出湖河水和湖面蒸发)的同位素组分有明显差异。水量平衡方程各项乘以对应的同位素组分, 就形成同位素质量守恒方法。同位素质量守恒方法已经被广泛地用于湖泊水循环的研究, 如北美洲的五大淡水湖(Gat *et al*, 1994; Jasechko *et al*, 2014)、非洲的爱德华湖(Russell *et al*, 2006)、北极湖泊(Gibson, 2002)、日本的琵琶湖(Taniguchi *et al*, 2000)、俄罗斯的贝加尔湖(Seal II *et al*, 1998)、中国的青海湖(包为民等, 2007)和青藏高原典型湖泊(高晶等, 2008)等湖泊。

开放水面蒸发的同位素富集机制是稳定同位素方法的关键问题。水面蒸发的同位素组分一般采用 Craig 和 Gordon 推出的模型计算(简称 Craig-Gordon 模型)(Craig *et al*, 1965)。基于水体和大气水汽的稳定同位素组分( $\delta_L$  和  $\delta_V$ )、大气相对于水表温度的相对湿度( $h$ )、并考虑平衡分馏系数( $\epsilon_{eq}$ )和动力学分馏系数( $\epsilon_k$ ), Craig-Gordon 模型可以计算开放水面蒸发的同位素组分( $\delta_E$ )。其中不确定性较大的是动力学分馏系数( $\epsilon_k$ ) (Xiao *et al*, 2017)。在野外条件下, 动力学分馏效应既受到分子扩散过程的影响, 也受到湍流传输过程的影响, 而如何量化湍流过程的影响程度是难点。对于湖泊蒸发, 大部分研究中  $\epsilon_k$  的取值是基于实验室的观测结果, 为常数( $H_2^{18}O$  和  $H_2^{16}O$  的  $\epsilon_k$  分别是 12.5‰和 14.2‰, 简称 LK 系数)(Gonfiantini, 1986; Gibson *et al*, 2016a; Arnoux *et al*, 2017)。但是海洋研究中的  $\epsilon_k$  通常是用物理模型推导得到的(Merlivat *et al*, 1979), 在水面风浪较小的情况下, 取值约为 5.5‰和 6.2‰(简称 OS 系数)。由此可见, 湖泊和海洋研究中两种算法差异很大。对于在野外条件下检验湖面  $\epsilon_k$  的研究一度受到  $\delta_E$  观测技术的限制, Xiao 等(2017)将离轴积分腔输出光谱系统与通量扩散法相结合, 原位在线观测太湖  $\delta_E$ , 通过  $^{18}O$  稳定同位素对 Craig-Gordon 模型进行了直接检验, 发现对于太湖  $\delta_E$ , OS 系数更适用于野外条件下的湖泊蒸发。本文不仅使用  $^{18}O$ , 而且通过  $^2H$  这种稳定同位素手段进一步验证动力学分馏系数的参数化方案在亚热带大型浅水湖泊的适用性。

$^2H$  和  $^{18}O$  这两种稳定同位素的示踪效果也一直是争议较大的一个问题。迄今为止, 大多数学者采用  $^{18}O$  的计算, 因其精度较高, 同位素分馏模拟计算和观测方法更为成熟(Gat, 1970; Vogt, 1976; Gao *et al*, 2011)。Zimmermann 等(1970)认为因  $^2H$  相对稳定大力提倡  $^2H$  的使用。而 Jasechko 等(2014)同时使用两种同位素作为示踪剂, 通过调整蒸发对大气水汽贡献的比例使两种算法的结果逼近, 将逼近的结果作为 Great Lakes 的蒸发量, 但计算结果明显低于水量平衡法和焐度相关法研究得到的结果。Xiao 等(2017)发现采用氢同位素作为示踪剂, 计算得到的湖泊蒸发量对动力学分馏系数的参数化方案不敏感, 从而提出了氢同位素可能更适用于稳定同位素质量守恒方法的假设。但是该文章并未对稳定同位素质量守恒模型中各个变量的时空变化特征及其不确定性进行充分地描述和讨论。那么,  $^2H$  和  $^{18}O$  这两种稳定同位素哪一个更适用于示踪湖泊蒸发? 要明确这个问题, 就需要在稳定同位素质量守恒模型的框架下, 同步观测各个水分收支项的同位素组分, 平行对比两种同位素示踪的结果, 充分讨论其异同及机理。

针对以上问题, 本文将以太湖为研究对象, 在同步观测湖水和大气水汽  $H_2^{18}O$  和  $H_2^{16}O$  组分的时空变化规律和影响因素的基础上, 将同位素质量守恒方程和 Craig-Gordon 模型相结合计算湖面蒸发量, 通过详细对比  $^2H$  和  $^{18}O$  在整个参数化方案中的差异及在同位素分馏机理上的差异, 重点检验采用两种同位素作为示踪剂的情况下稳定同位素质量守恒法在大型开放浅水湖泊中的适用性, 探讨动力学分馏系数的参数化方案对蒸发量模拟值的影响, 进一步验证了 Xiao 等对两种同位素在 C-G 模型与同位素质量守恒耦合过程中的假设。本文以太湖为例, 结合大量前人的经验, 以开放性的方式讨论了  $^2H$  和  $^{18}O$  稳定同位素对湖泊蒸发的示踪效果和各自的优缺点, 解释了  $^2H$  稳定性的原因和  $^{18}O$  广泛运用的便利, 以期对稳定同位素水文学研究提供数据支持和科学参考。

## 1 材料与方法

### 1.1 实验站点

本研究以太湖为研究对象, 太湖地处长江三角洲南部, 位于江、浙两省交界处, 湖泊面积约 2400 km<sup>2</sup>, 是我国第三大淡水湖泊, 属于典型的大型浅水湖泊。太湖流域位于亚热带季风气候区, 多年平均气温 16.2°C, 平均降水量 1122 mm (Lee *et al*, 2014), 总蓄水量可达 57.7 × 10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>, 平均水深小于 1.9 m, 多年

平均天然年径流量为  $160.1 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

## 1.2 实验观测

**1.2.1 水汽同位素观测** 在中国科学院太湖湖泊生态系统试验站( $31^\circ 25' 11'' \text{N}$ ,  $120^\circ 12' 50'' \text{E}$ ), 开展大气水汽  $\text{H}^2\text{HO}$  和  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  同位素组分原位连续观测(图 1)。该试验站位于太湖北部的梅梁湾湾口, 观测仪器为基于离轴积分腔输出光谱技术的水汽同位素分析仪(Model 911-0004, Los Gatos Research, Mountain View, CA, USA), 进气口距离水面 3.5m, 同步观测大气水汽  $\delta_v$  中  $\text{H}^2\text{HO}$  和  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  组分, 其月均值最终输入公式(6)中用于计算  $\delta_E$ 。

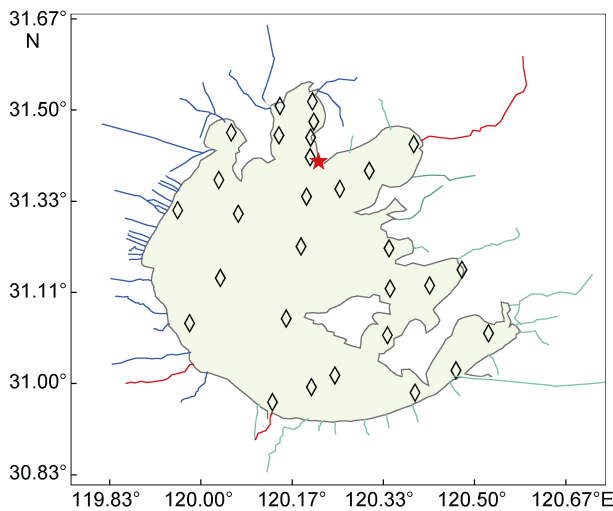


图 1 太湖采样点示意图

Fig.1 Sampling sites in the Taihu Lake

注: 五角星表示位于太湖北部的梅梁湾湾口处中国科学院太湖湖泊生态系统试验站, 菱形代表湖面上的生态采样点, 蓝线代表入湖河流, 绿线代表出湖河流, 红线代表入/出湖河流

**1.2.2 湖水同位素观测** 湖水同位素组分的采样包括每日定点采样和每季度空间采样(图 1)。在太湖湖泊生态系统试验站内进行定点采样, 采样点距离湖岸 250m, 采样时间为每日 13:00。空间采样在太湖湖面上的 29 个采样点进行, 2015 年每季度开展一次采样, 具体时间为 2 月 5 日、5 月 22 日、8 月 20 日和 11 月 17 日。用 300ml 的玻璃瓶收集水面以下 20cm 深度处的湖水, 封口后存放在  $4^\circ\text{C}$  的冰箱内冷藏, 过滤处理后送往中国科学院地理科学与资源研究所生态系统网络观测与模拟实验室, 采用液态水同位素分析仪(Model DLT-100, Los Gatos Research, Mountain View, CA, USA)测定水样中  $\text{H}^2\text{HO}$  和  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  的组分。

**1.2.3 河水同位素观测** 观测期间选取 51 个主要河道采集水样。根据 2009 年太湖水文巡测资料, 基于

监测的总河流量占太湖的总出入水量 80%以上的原则, 且所有断面距太湖段之间没有其他支流汇入, 选择了这 51 个巡测站点断面。在全湖湖水采样的同一天, 绕湖分别采集这 51 条河道水样, 并记录各河道的水流方向。河水采样和分析方法同湖水样品。

**1.2.4 湖面蒸发和气象要素观测** 试验期间在太湖湖泊生态系统试验站连续观测湖面蒸发量和气象要素。其中三维超声风速计(CSAT3, Campbell Scientific Inc., Logan, UT)和开路式红外气体分析仪(LI7500, LiCor, Lincoln, NE)观测三维风速、水汽密度和  $\text{CO}_2$  密度; 用四分量辐射计(CNR4, Kipp & Zonen B. V., Delft, The Netherlands)观测向上和向下的长短波辐射, 从而计算净辐射; 在小气候观测系统中, 用温湿度传感器(HMP155A, Vaisala Inc., Helsinki, Finland)观测空气温度和湿度等气象要素。水面温度根据斯蒂芬-玻尔兹曼定律用天空长波辐射和水面长波辐射的观测值计算得到。

## 1.3 模型方法

**1.3.1 同位素质量守恒法** 对于一个内陆湖泊而言, 水量平衡方程为:

$$I = E + Q + \frac{dV}{dt}, \quad (1)$$

式中,  $V$  为湖泊的蓄水量,  $dV/dt$  表示湖泊蓄水量的变化量;  $I$  为总入湖水量(包括总入湖河水量  $i$  和降水量  $p$ , 即  $I=i+p$ );  $E$  为蒸发量;  $Q$  为总出湖水量; 本试验中忽略湖水与地下水之间的交换。

水量平衡方程各项乘以其稳定同位素组分, 即可推导出湖泊的同位素质量守恒方程(Dincer, 1968):

$$I\delta_i = E\delta_E + Q\delta_Q + \frac{d(V\delta_L)}{dt}, \quad (2)$$

式中,  $\delta_L$  为全湖湖水同位素组分的平均值;  $\delta_i$  由  $\delta_i \times I = \Sigma(\delta_i \times i + \delta_p \times p)$  公式计算得出, 即  $\delta_i = \Sigma(\delta_i \times i + \delta_p \times p)/I$ ;  $\delta_E$  为湖面蒸发水汽的同位素组分;  $\delta_Q$  为太湖的出湖河水同位素组分的权重平均值。

将公式(1)与公式(2)结合消除  $Q$ , 即可计算出蒸发量:

$$E = \frac{V \times \frac{d\delta_L}{dt} + \frac{dV}{dt} \times (\delta_L - \delta_Q) + I \times (\delta_Q - \delta_i)}{\delta_Q - \delta_E}. \quad (3)$$

本文采用公式(3)计算太湖年蒸发量, 时间步长为 1 个月。太湖入湖水量  $i$ 、出湖水量  $Q$  和蓄水量  $V$  来源于太湖网(<http://www.tba.gov.cn/>)2015 年 1—12 月《水情月报》。降水量  $p$  是太湖周边的无锡、东山、湖州气象站降水量的平均值。公式(3)中各同位素组分项的计

算方法不尽相同。对于湖水同位素组分而言, 29个采样点的 $\delta_L$ 值取算数平均值, 作为当天的全湖 $\delta_L$ ; 然后对时间序列做线性内插, 获得每日 $\delta_L$ ; 进而算出全湖 $\delta_L$ 的月均值和该月 $\delta_L$ 的变化量 $d\delta_L/dt$ 。对于河水同位素组分而言, 依据燕姝雯等(2009)曾观测环太湖各河道水量, 计算各个分区(湖西区、武澄锡虞区、阳澄淀泖区、杭嘉湖区、浙西区、太浦闸、望亭水利枢纽)的 $\delta_i$ 和 $\delta_Q$ 水量权重值; 再根据水情月报中太湖各区水量, 计算入湖和出湖水量权重的 $\delta_i$ 和 $\delta_Q$ ; 该 $\delta_i$ 和 $\delta_Q$ 代表采样当日的数值, 对时间序列做线性内插, 获得每日 $\delta_i$ 和 $\delta_Q$ , 进而计算出各月 $\delta_i$ 和 $\delta_Q$ 。

降水同位素组分根据中国科学院常熟农业生态试验站观测试验得到的经验公式计算(Liu *et al.*, 2014), 降水中氧同位素组分 $\delta^{18}\text{O}_p$ 根据月平均气温 $T(^{\circ}\text{C})$ 和月总日照时数 $S(\text{h})$ 的经验公式模拟得出(见公式(4)), 降水中的氢同位素组分 $\delta^2\text{H}_p$ 由公式(5)可得:

$$\delta^{18}\text{O}_p = -7.654 - 0.006 \times T^2 + 0.023 \times S, \quad (4)$$

$$\delta^2\text{H}_p = 8.77 \times \delta^{18}\text{O}_p + 13.96. \quad (5)$$

太湖蒸发水汽中氢氧同位素组分用Craig-Gordon模型计算:

$$\delta_E = \frac{\alpha_{\text{eq}}^{-1} \delta_L - h \delta_V - \varepsilon_{\text{eq}} - (1-h) \times \varepsilon_k}{1-h+0.001(1-h) \times \varepsilon_k}, \quad (6)$$

式中,  $h$ 代表大气相对于水面的相对湿度, 等于大气实际水汽压 $e_a$ 与水面饱和水汽压 $e_s(T_s)$ 的比值;  $\delta_L$ 为全湖湖水同位素组分的平均值;  $\delta_V$ 是大气水汽的 $\text{H}^2\text{HO}$ 或 $\text{H}_2^{18}\text{O}$ 组分;  $\varepsilon_{\text{eq}}$ 和 $\alpha_{\text{eq}}$ 都是平衡分馏系数, 其中 $\alpha_{\text{eq}} > 1$ , 无量纲;  $\varepsilon_{\text{eq}} = 10^3(1-1/\alpha_{\text{eq}})$ , 单位为‰。平衡分馏系数主要受温度的影响, 计算方法如下:

对于 $\text{H}^2\text{HO}$ :

$$\alpha_{\text{eq}} = \exp \left( \frac{2.484 \times 10^4}{T_s^2} - \frac{76.248}{T_s} + 5.2610 \times 10^{-2} \right), \quad (7)$$

对于 $\text{H}_2^{18}\text{O}$ :

$$\alpha_{\text{eq}} = \exp \left( \frac{1.137 \times 10^3}{T_s^2} - \frac{0.1456}{T_s} - 2.0667 \times 10^{-3} \right). \quad (8)$$

式中,  $T_s$ 是太湖水面温度(K), 基于斯蒂芬玻尔兹曼定律用天空长波辐射( $L_d$ ,  $\text{W}/\text{m}^2$ )和水面长波辐射( $L_u$ ,  $\text{W}/\text{m}^2$ )计算, 公式为:  $T_s = [(L_u - (1-\varepsilon) \times L_d) / \varepsilon \sigma]^{1/4}$ , 其中 $\varepsilon$ 代表湖泊表面比辐射率( $\varepsilon=0.97$ ),  $\sigma$ 代表斯蒂芬玻尔兹曼常数( $\sigma=5.67 \times 10^{-8} \text{W}/(\text{m}^2\text{K}^4)$ )。平衡分馏系数计算方法的不确定性较小, 是目前普遍被接受的计算方法。

在Craig-Gordon模型中, 动力学分馏系数的不确

定性比较大(Xiao *et al.*, 2017)。目前大多数人(Gibson *et al.*, 2016b; Gibson *et al.*, 2017)研究湖泊等各类内陆水体时采用 $\varepsilon_k$ 数值分别为12.5‰( $\text{H}^2\text{HO}$ )和14.2‰( $\text{H}_2^{18}\text{O}$ )。然而Merlivat和Jouzel通过物理学模型得到海洋蒸发的动力学分馏系数 $\varepsilon_k$ 是风速 $u$ 的函数关系, 如果采用3.5m高度处的风速, 则函数关系为:

对于 $\text{H}^2\text{HO}$ :

$$\varepsilon_k = 5.10 \times 10^{-4} u^4 - 1.61 \times 10^{-2} u^3 + 1.86 \times 10^{-1} u^2 - 1.01 u + 7.82, \quad (9)$$

对于 $\text{H}_2^{18}\text{O}$ :

$$\varepsilon_k = 5.78 \times 10^{-4} u^4 - 1.82 \times 10^{-2} u^3 + 2.11 \times 10^{-1} u^2 - 1.14 u + 8.86. \quad (10)$$

由于Xiao等(2017)的研究已经表明OS系数更适用于太湖蒸发同位素富集过程研究, 本研究中的默认 $\varepsilon_k$ 是采用OS系数的算法。

**1.3.2 Priestley-Taylor模型** Priestley-Taylor模型是基于能量平衡得出的计算水面蒸发的模型(Priestley *et al.*, 1972)。利用该模型计算太湖蒸发的具体公式:

$$E = \alpha \frac{S}{S + \gamma} \frac{R_n - \Delta Q}{\lambda \rho_w} \times 8.64 \times 10^7, \quad (11)$$

式中,  $\alpha$ 为Priestley-Taylor常数(默认值为1.26);  $S$ 为饱和水汽压-气温曲线的斜率( $\text{Pa}/^{\circ}\text{C}$ );  $\gamma$ 为干湿表常数( $\text{Pa}/\text{K}$ );  $R_n$ 为净辐射( $\text{W}/\text{m}^2$ );  $\lambda$ 为蒸发潜热( $\text{J}/\text{kg}$ );  $\Delta Q$ 为水体热储量变化量( $\text{W}/\text{m}^2$ );  $\rho_w$ 为水汽密度( $\text{kg}/\text{m}^3$ )。需要特别指出的是, 由于本文的涡度相关观测站点位于岸边, 只有当风从湖面方向吹来时观测的水汽通量信号能代表湖泊蒸发, 经过风向筛选后的湖面蒸发数据空缺较多, 即便做数据差补, 计算月蒸发量的误差仍然较大。而Lee等(2014)和Wang等(2014)对比Priestley-Taylor模型和太湖多个站点上多年涡度相关法的观测结果, 发现采用默认 $\alpha$ 值的Priestley-Taylor模型模拟的月蒸发量与观测结果相近(偏差小于4%)。因此, 本文采用该模型的模拟结果作为参考值, 评价稳定同位素质量守恒模型的估算结果。

## 2 结果与分析

### 2.1 太湖湖水和河水中氢氧稳定同位素组分的空间和时间变化特征

**2.1.1 太湖湖水和河水中氢氧稳定同位素组分的空间变化特征** 2015年太湖湖水氢氧同位素组分 $\delta^2\text{H}_L$ 、 $\delta^{18}\text{O}_L$ 和过量氘 $d_L(d_L = \delta^2\text{H}_L - 8\delta^{18}\text{O}_L)$ 的季节空间分布特征如图2所示。每季度太湖湖水氢氧同位素组分都是

在太湖东南部区域最为富集,  $\delta^2\text{H}_\text{L}$  在 5 月达到最大值  $-20.7\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$  也在 5 月达到最大值  $-2.9\text{‰}$ 。而  $\delta^2\text{H}_\text{L}$  和  $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$  的每季度贫化区域大多出现在太湖北部,  $\delta^2\text{H}_\text{L}$  和  $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$  在 2 月均达到最小值, 分别是  $-53.8\text{‰}$  和  $-7.9\text{‰}$ 。湖水  $\delta^2\text{H}_\text{L}$  和  $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$  在 5 月全湖差异性最小, 分别是  $6.3\text{‰}$  和  $1.5\text{‰}$ 。  $\delta^2\text{H}_\text{L}$  在 11 月全湖差异性最大, 可达  $29.1\text{‰}$ ;  $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$  在 2 月全湖差异性最大, 为  $4.5\text{‰}$ 。在太

湖东北角区域, 太湖湖水  $\delta^2\text{H}_\text{L}$  和  $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$  在冬季和秋季都相对较低。太湖湖水过量氘  $d_\text{L}$  空间分布特征与  $\delta^2\text{H}_\text{L}$  和  $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$  相反, 各个季节的  $d_\text{L}$  高值出现在西北部和中部区域, 8 月出现最大值  $11.7\text{‰}$ , 而  $d_\text{L}$  低值主要分布在太湖东部, 5 月出现最低值  $-3.8\text{‰}$ ,  $d_\text{L}$  在 5 月全湖差异性最大, 为  $14.5\text{‰}$ , 在 2 月全湖差异性最小, 为  $9.4\text{‰}$ 。

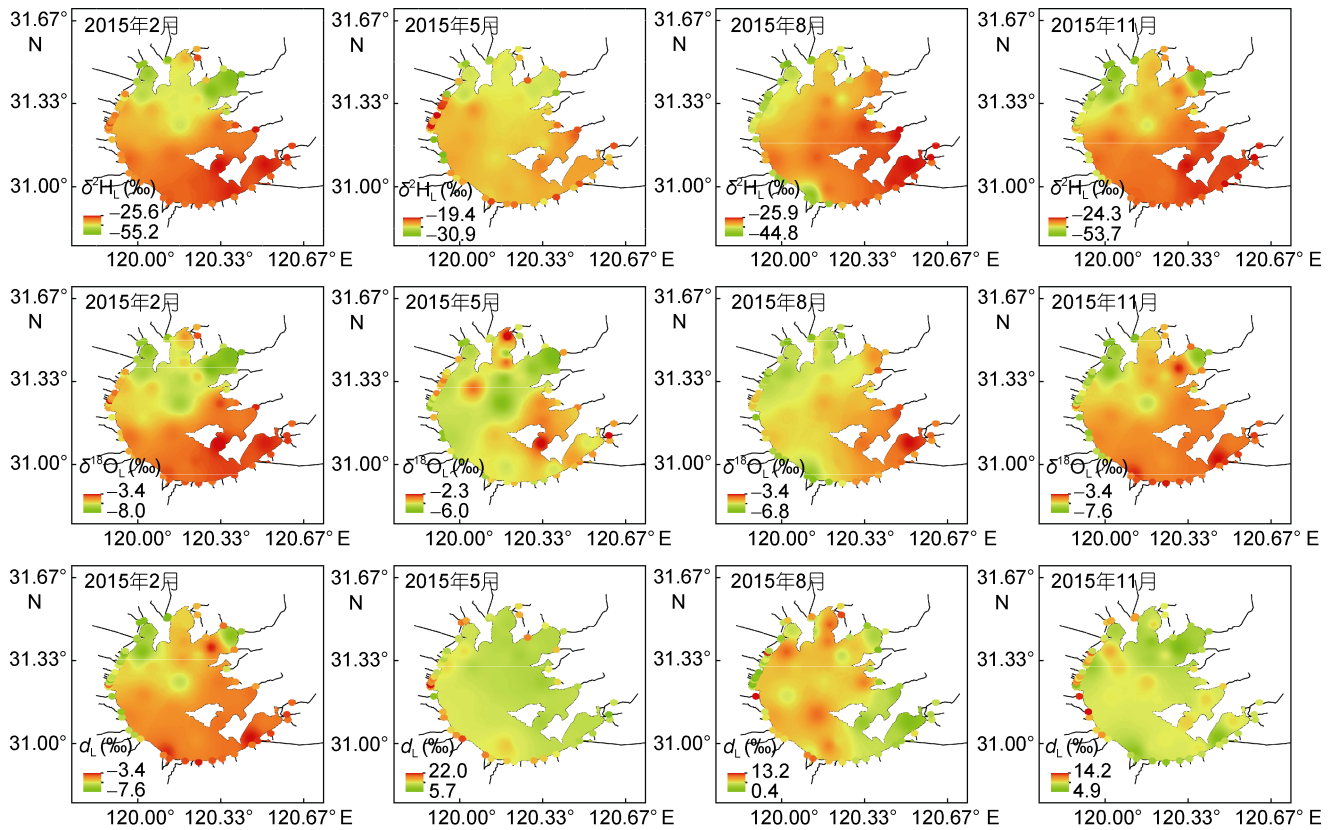


图 2 2015 年太湖湖水和河水同位素组成的空间分布

Fig.2 The spatial patterns of isotopic compositions of Taihu Lake water and its tributary rivers water in 2015

2015 年每季度太湖河流中氢氧同位素组成  $\delta^2\text{H}_\text{L}$ 、 $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$  和过量氘  $d_\text{L}$  如图 2 所示。河流中氢氧同位素组成的分布趋势与太湖湖水的分布特征相似, 呈现东南部的河流氢氧同位素组分较为富集的特征,  $\delta^2\text{H}_\text{L}$  在 5 月达到最大值  $-19.4\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$  也在 5 月达到最大值  $-2.3\text{‰}$ , 均比太湖湖水同位素组成的最高值偏高。每季度河流  $\delta^2\text{H}_\text{L}$ 、 $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$  的低值大部分出现在太湖的西侧, 其中  $\delta^2\text{H}_\text{L}$  和  $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$  的最低值均出现在 2 月, 分别为  $-55.2\text{‰}$  和  $-8.0\text{‰}$ 。河流  $\delta^2\text{H}_\text{L}$  和  $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$  的空间差异性比太湖湖水空间差异性大, 最大值均出现在 2 月, 可达  $29.6\text{‰}$  和  $4.6\text{‰}$ ; 河流  $\delta^2\text{H}_\text{L}$  在 5 月空间差异性最小, 为  $11.5\text{‰}$ , 河流的  $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$  在 8 月空间

差异性最小, 为  $3.4\text{‰}$ 。河流过量氘  $d_\text{L}$  与湖水  $d_\text{L}$  相似, 河流  $d_\text{L}$  的空间分布与  $\delta^2\text{H}_\text{L}$  和  $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$  相反, 高值大部分在太湖西部, 低值主要分布在太湖东南部, 其中最高值和最低值均在 5 月出现, 分别为  $22.0\text{‰}$  和  $5.6\text{‰}$ , 在 5 月空间差异性最大, 为  $27.7\text{‰}$ , 而在 2 月差异性最小, 为  $11.4\text{‰}$ 。

**2.1.2 太湖湖水和河水中氢氧稳定同位素组分的时间变化规律** 2015 年太湖湖水氢氧稳定同位素组分的时间变化规律如图 3 所示。对于每季度空间采样而言, 全湖  $\delta^2\text{H}_\text{L}$  和  $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$  的平均值在 2 月均达到最小值, 分别为  $-35.9\text{‰} \pm 7.4\text{‰}$  (平均值  $\pm$  空间采样点数据的 1 倍标准差) 和  $-5.1\text{‰} \pm 1.2\text{‰}$ ; 在 5 月均达到最大值, 分别为

$-24.3\text{‰} \pm 1.4\text{‰}$  和  $-3.7\text{‰} \pm 0.3\text{‰}$ ; 全湖  $d_L$  平均值在 8 月达到最大值, 为  $7.1\text{‰} \pm 2.7\text{‰}$ 。对于每天定点采样而言, 从梅梁湾湖水同位素组分的时间序列可以看出,  $\delta^2\text{H}_L$ 、 $\delta^{18}\text{O}_L$  和  $d_L$  的全年变化范围分别为  $-42.5\text{‰} \sim -21.8\text{‰}$ 、 $-6.8\text{‰} \sim -2.7\text{‰}$  和  $-11.1\text{‰} \sim 18.2\text{‰}$ ; 2015 年  $\delta^2\text{H}_L$  和  $\delta^{18}\text{O}_L$  变化趋势一致, 从 4 月开始逐渐富集并在 6 月中旬达到最大值, 随后逐渐贫化, 在 7 月份达到最小值,  $d_L$  的变化趋势正好相反。对比空间采样获得的全湖平均值与定点采样获得的单点数据, 可以发现二者变化趋势一致, 但存在系统差异, 全湖  $\delta^2\text{H}_L$ 、 $\delta^{18}\text{O}_L$  和  $d_L$  平均值与同期的梅梁湾湖水同位素组分的差值的变化范围

为:  $0.7\text{‰} \sim 3.7\text{‰}$ 、 $-0.2\text{‰} \sim 0.8\text{‰}$  和  $-3.1\text{‰} \sim 2.4\text{‰}$ 。

图 3 同时展示了 2015 年每季度太湖入湖河流和出湖河流的氢氧同位素组分的平均值。从时间变化上看, 入湖河流的  $\delta^2\text{H}_L$ 、 $\delta^{18}\text{O}_L$  和  $d_L$  在 2 月达到最低值, 分别是  $-43.1\text{‰}$ 、 $-6.2\text{‰}$  和  $6.6\text{‰}$ , 并在 5 月达到最大值, 分别是  $-25.5\text{‰}$ 、 $-4.3\text{‰}$  和  $9.1\text{‰}$ 。同时出湖河流的  $\delta^2\text{H}_L$ 、 $\delta^{18}\text{O}_L$  和  $d_L$  也在 5 月达到最高值, 分别是  $-22.3\text{‰}$ 、 $-3.6\text{‰}$  和  $6.9\text{‰}$ , 但在 8 月达到最低值, 分别是  $-31.2\text{‰}$ 、 $-4.7\text{‰}$  和  $6.7\text{‰}$ 。对比发现, 出湖河流的  $\delta^2\text{H}_L$ 、 $\delta^{18}\text{O}_L$  最为富集, 湖水其次, 入湖河流最低; 然而三者的  $d_L$  相差不大, 较为接近。

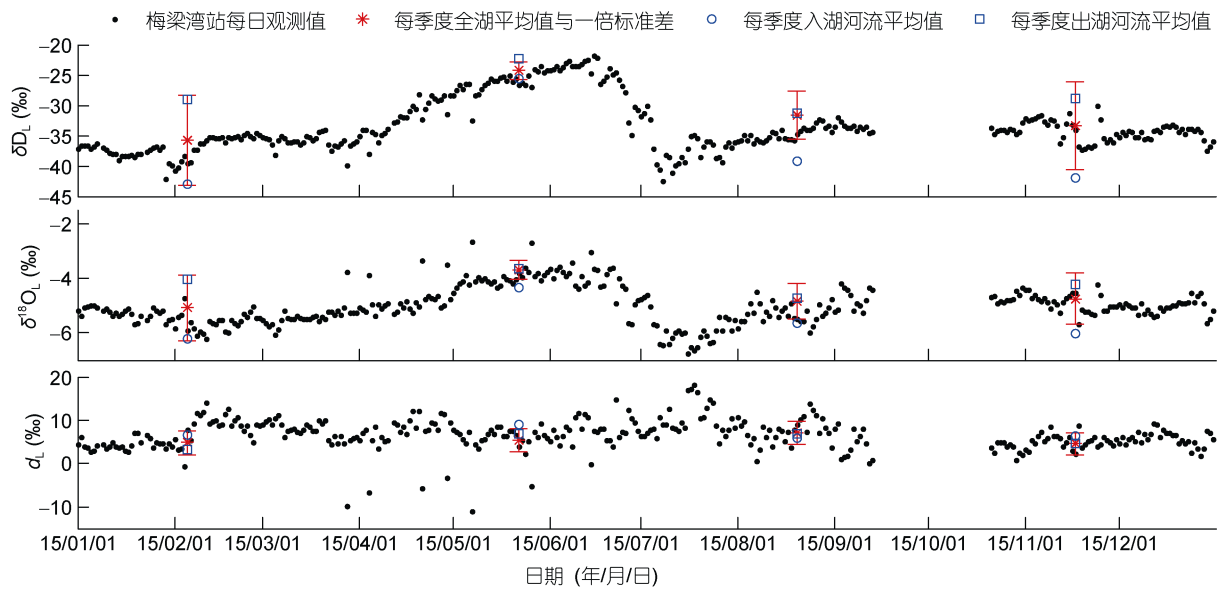


图 3 2015 年太湖湖水和河水的氢氧同位素组分的时间序列

Fig.3 The time series of isotopic compositions of the Taihu Lake water and its tributary rivers water in 2015

## 2.2 太湖水量收支项的时间变化特征

2015 年太湖水量收支各项的时间序列图如图 4 所示。其中总入湖水量和总出湖水量在太湖各项水量

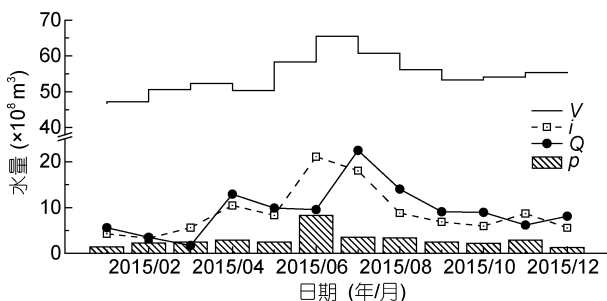


图 4 太湖各项水量的时间序列图

Fig.4 The time series of Taihu Lake water budgets

注:  $V$  表示湖泊的蓄水量,  $i$  表示入湖水量,  $Q$  表示出湖水量,  $p$  表示降水量

收支中所占比重分别为 10.9% 和 11.4%。太湖各项水量存在显著的季节变化, 在夏季较高。2015 年 6 月 24 日—7 月 1 日太湖遭遇了罕见的连续强降水天气, 6 月太湖降水量猛增, 高达 599mm, 周边河道的总入水量  $i$  也在 6 月达到最大值, 同期太湖总出水量  $Q$  相对较低, 但也高于其它月份。湖泊蓄水量  $V$  逐渐增加并在 7 月达到峰值, 随后太湖水量逐渐降低。

## 2.3 太湖蒸发的计算结果分析

**2.3.1 Priestley-Taylor 模型的计算结果** 用 Priestley-Taylor 模型计算的 2015 年太湖的月蒸发量的时间序列和气象观测数据如图 5 所示。2015 年 1—5 月气温逐渐升高, 近地面大气压强减小, 月蒸发量逐渐增加; 6 月因降雨频繁, 水表净辐射明显下降, 该月蒸发量骤减; 7 月和 8 月蒸发量再次升高, 8 月达到全年最高(月蒸

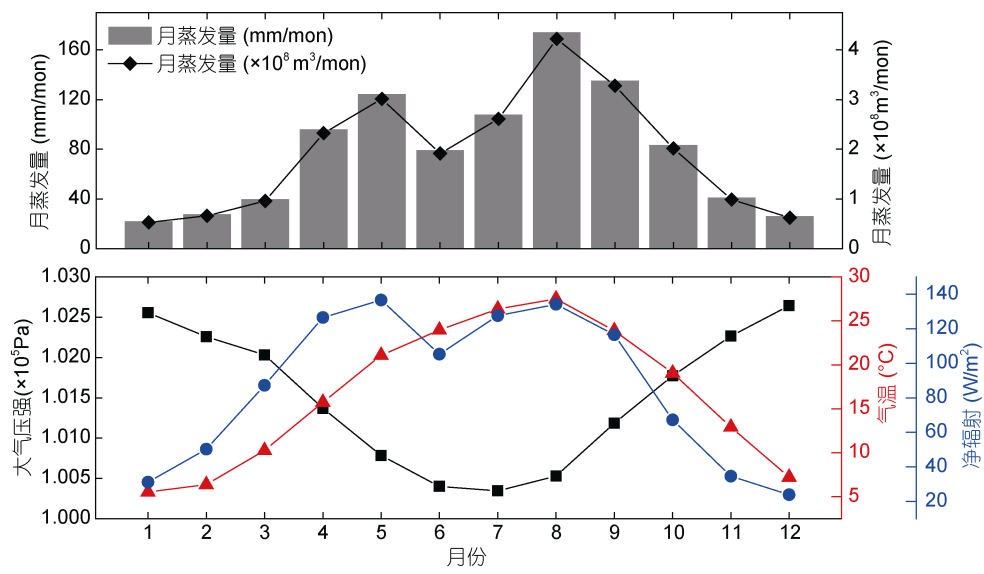


图 5 2015 年每月太湖的蒸发量模拟值、以及气压、气温和水表净辐射观测值

Fig.5 The simulated monthly evaporation and observed atmospheric pressure, air temperature, and net radiation at water surface in Taihu Lake in 2015

蒸发量 174mm); 9 月入秋后气温下降, 蒸发量逐月递减。

就太湖的年蒸发量而言, 研究者们也采用多种方法进行了估算。本文 Priestley-Taylor 模型估算的 2015 年太湖总蒸发量总计  $2.3 \times 10^9 \text{ m}^3$ , 即 953mm。沈行毅采用彭曼修正法估算的太湖年均蒸发量约为 1000mm/年 (沈行毅, 1984); Qin 等 (2007) 用水量平衡方程计算了太湖在 2001 年 5 月—2002 年 4 月的蒸发量约为 760mm; 而高雅琦等 (2016) 通过饱和度相关法计算了 2012 年太湖全年蒸发量为 1066mm; Wang 等 (2014) 估算的 2011—2012 年的太湖年蒸发量为 1040mm。由此可见, 不同研究方法和不同时间段太湖年蒸发量变化较大, 2015 年太湖蒸发量处于中等水平。

**2.3.2 稳定同位素质量守恒方程的计算结果** 稳定同位素质量守恒方程 (公式 (3)) 可以用于计算太湖的年蒸发量, 其中各项的数值和不确定性如表 1 所示。太湖年平均蓄水量  $V$  为  $54.2 \times 10^8 \text{ m}^3$ , 年入湖水总量  $I$  为

$142.6 \times 10^8 \text{ m}^3$ , 水量不确定性均取其观测值的 10% (Xiao *et al*, 2017)。太湖蓄水的年变化量  $dV/dt$  为  $7.5 \times 10^8 \text{ m}^3$ , 其不确定性为观测值的 20%。根据本实验液态水同位素分析仪的测量精度, 太湖各项水量的  $\text{H}^2\text{HO}$  和  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  同位素组分的不确定性分别为 0.3‰ 和 0.1‰, 再根据水量权重计算后,  $\delta^2\text{H}_\text{I}$ 、 $\delta^2\text{H}_\text{Q}$  和  $\delta^2\text{H}_\text{L}$  年均值分别为 -38.8‰、-27.8‰ 和 -31.0‰,  $\delta^{18}\text{O}_\text{I}$ 、 $\delta^{18}\text{O}_\text{Q}$  和  $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$  年均值分别为 -5.8‰、-4.2‰ 和 -4.6‰。太湖蒸发水汽中的同位素  $\delta_\text{E}$  由 Craig-Gordon 模型计算可得, 最终  $\delta^2\text{H}_\text{E}$  为 -107.8‰, 不确定性为 2.6‰;  $\delta^{18}\text{O}_\text{E}$  为 -18.4‰, 不确定性为 0.3‰, 对比发现  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  的计算精度相对于  $\text{H}^2\text{HO}$  更高。基于以上数据, 通过蒙特卡洛模拟法得出了 2015 年太湖的年蒸发量  $E$ , 氢同位素的计算结果为  $21.4 (\pm 1.5) \times 10^8 \text{ m}^3$  (相当于年蒸发量为 880mm), 氧同位素的计算结果为  $16.8 (\pm 1.4) \times 10^8 \text{ m}^3$  (相当于年蒸发量为 690mm)。

表 1 同位素质量守恒法的各项年值及其不确定性  
Tab. 1 Annual values and uncertainty of the items in the isotopic mass balance model

| 稳定同位素种类                   | $\delta_\text{I}$<br>(‰) | $\delta_\text{Q}$<br>(‰) | $\delta_\text{L}$<br>(‰) | $\delta_\text{E}$<br>(‰) | $d\delta_\text{I}/dt$<br>(‰) | $dV/dt$<br>( $\times 10^8 \text{ m}^3$ ) | $V$<br>( $\times 10^8 \text{ m}^3$ ) | $I$<br>( $\times 10^8 \text{ m}^3$ ) | $E$<br>( $\times 10^8 \text{ m}^3$ ) |
|---------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|------------------------------|------------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|
| $\text{H}^2\text{HO}$     | $-38.8 \pm 0.4$          | $-27.8 \pm 0.3$          | $-31.0 \pm 0.3$          | $-107.8 \pm 2.6$         | $3.0 \pm 0.3$                | $7.5 \pm 1.5$                            | $54.2 \pm 5.4$                       | $142.6 \pm 14.3$                     | $21.4 \pm 1.5$                       |
| $\text{H}_2^{18}\text{O}$ | $-5.8 \pm 0.1$           | $-4.2 \pm 0.1$           | $-4.6 \pm 0.1$           | $-18.4 \pm 0.3$          | $0.2 \pm 0.1$                | $7.5 \pm 1.5$                            | $54.2 \pm 5.4$                       | $142.6 \pm 14.3$                     | $16.8 \pm 1.4$                       |

注:  $\delta_\text{I}$ 、 $\delta_\text{Q}$ 、 $\delta_\text{L}$ 、 $\delta_\text{E}$  为水量权重年均值,  $d\delta_\text{I}/dt$ 、 $dV/dt$  为年变化量,  $V$  为年均值,  $I$ 、 $E$  为年总和量

**2.3.3 同位素质量守恒法和 Priestley-Taylor 模型结果对比** 同位素质量守恒法和 Priestley-Taylor 模

型结果对比如图 6 所示。同位素质量守恒法中, 使用 LK 系数,  $\text{H}^2\text{HO}$  计算得 2015 年太湖的年蒸发量为

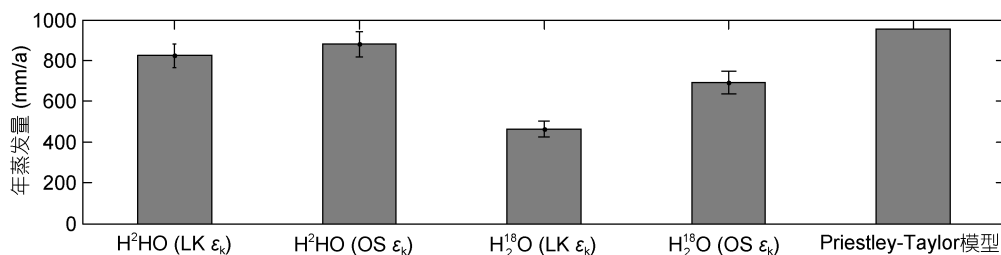


图 6 同位素质量守恒法和 Priestley-Taylor 模型计算太湖年蒸发量的结果对比

Fig. 6 Comparison in evaporation estimation using isotopic mass balance method and Priestley-Taylor model

824(±59)mm, H<sub>2</sub><sup>18</sup>O 计算结果为 464(±38)mm; 但使用 OS  $\epsilon_k$ , H<sub>2</sub>HO 计算结果为 880(±63)mm, H<sub>2</sub><sup>18</sup>O 计算结果为 690(±56)mm; 对比发现, 估算大型浅水湖泊蒸发时,  $\epsilon_k$  采用海洋算法能使结果更接近 Priestley-Taylor 模型的结果, 且 H<sub>2</sub>HO 的计算结果比 H<sub>2</sub><sup>18</sup>O 更稳定。

### 3 讨论

#### 3.1 湖水同位素组分时空变化的影响因素

湖水氢氧稳定同位素组分的富集程度是由水面蒸发分馏的强弱和蒸发时间的长短共同决定(Xiao *et al.*, 2016)。太湖中尺度涡度通量网的观测结果表明太湖月蒸发量的空间差异可以忽略不计(王伟, 2014), 所以太湖湖水同位素的空间变化并非是由蒸发量的空间差异引起的。太湖湖水的运动方向是由西北流向东南, 而“引江济太”工程会从太湖东北部的望虞河(图 1 中右上角红线所示)将长江水引入太湖, 2015 年的“引江济太”发生在 1 月 1 日—2 月 16 日和 10 月 26 日—11 月 24 日。由此可见, 太湖湖水同位素组分的空间分布主要是受到水流方向的控制, 水在太湖内经历蒸发的时间越长, 湖水  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值越高, 过量氕值则越低, 因此也呈现出出湖河流的  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  最为富集, 而入湖河流的  $\delta^2\text{H}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  最为贫化的空间分布特征。

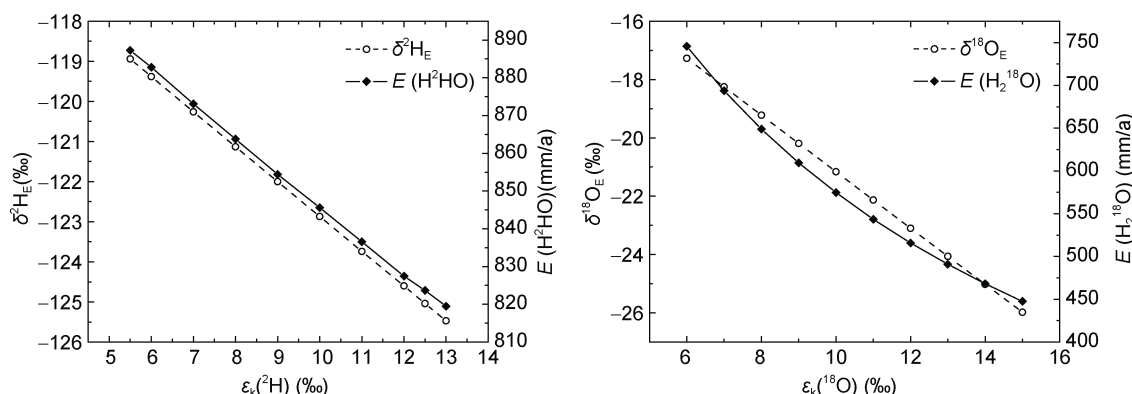
太湖局部氢氧同位素组分存在一定的不规律, 其时空变化的影响因素也有很多, 其中降水是重要因素之一。梅梁湾单点的  $\delta^2\text{H}_\text{L}$  和  $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$  在 6 月达到峰值却在 7 月贫化至最低, 因 5 月太湖全湖随着温度的不断升高(图 5), 湖水同位素不断富集达到最大, 降水量骤减, 5 月全湖  $\delta^2\text{H}_\text{L}$  和  $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$  达到峰值(图 4), 因梅梁湾湖水同位素组分与全湖存在一定的时间相位差(图 3), 梅梁湾的湖水同位素信号在六月达到峰值。而 6 月 24 日—7 月 1 日太湖遭遇了连续强降水天气, 降水量突增, 因太湖的东侧与黄海相近, 夏季太湖受

海洋气团的控制, 海洋气团同位素较贫化, 通过降雨大大降低湖水同位素信号(徐敬争等, 2016), 因此梅梁湾湖水中的  $\delta^2\text{H}_\text{L}$  和  $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$  在 7 月骤降。

除降水外, 出入湖水和温度对太湖局部氢氧同位素组分时空变化的影响也至关重要。在 5 月太湖西部即湖西区的河水同位素较为富集, H 尤为明显, 同时全湖差异性较小。经分析 2015 年 1—12 月《水情月报》数据发现, 湖西区的河流是太湖的主要入湖河流, 其流域的入湖水量占年总入湖水量的 67.6%。在地理位置上, 湖西区与无锡市接壤, 主要汇集历经漫长的蒸发富集的河流等内陆水, 而 5 月是一个明显的升温干旱少雨的月份(图 4、图 5), 湖西区周边的内陆河流中水同位素以分子扩散为主, 即平衡分馏效应显著, 因此造成了 5 月湖西区的河流水同位素组分  $^2\text{H}$  明显富集的现象(Zimmermann, 1979)。也正因为湖西区的河水同位素局部富集, 原本同位素丰富度较为贫化的西北部湖水同位素得到一定高丰富度的河水的补充, 与太湖东南部的富集同位素之间的差异大大缩小, 使得湖水  $\delta^2\text{H}_\text{L}$  和  $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$  在 5 月全湖差异性最小。

#### 3.2 动力学分馏系数引起的不确定性

湖泊蒸发的动力学分馏系数取值是同位素质量守恒法中一个不确定性较大的系数。 $\epsilon_k$  的不同取值直接影响了 Craig-Gordon 模型的  $\delta_\text{E}$ , 从而影响蒸发模拟值(Farquhar *et al.*, 1989; Barkan *et al.*, 2007)。同位素质量守恒计算的太湖蒸发对  $\epsilon_k$  的敏感性如图 7 所示。以 H<sub>2</sub>HO 为示踪剂,  $\epsilon_k$  如果从湖泊系数 12.5‰变为海洋系数 6.2‰,  $\delta^2\text{H}_\text{E}$  增加 6.5‰, 全湖年蒸发量的模拟值将增加 57mm。以 H<sub>2</sub><sup>18</sup>O 为示踪剂,  $\epsilon_k$  从湖泊值 14.2‰变成海洋值 7.1‰,  $\delta^2\text{H}_\text{E}$  增加 8.7‰, 模拟的全湖年蒸发量增加 226mm。此外, Dansgaard 也认为  $\epsilon_k$  若存在 4‰的不确定性, 会引起来自海洋的大气水汽中  $^{18}\text{O}$  的 4‰不确定性, 则根据冰芯 H<sub>2</sub><sup>18</sup>O 反演的古温度有 5K 的偏差(Dansgaard, 1964)。由此可见,  $\epsilon_k$  算法的不

图7 同位素质量守恒法中  $\epsilon_k$  对  $\delta_E$  和  $E$  的影响Fig.7 The influence of  $\epsilon_k$  on  $\delta_E$  and  $E$  in isotopic mass balance method

确定性会引起湖泊蒸发量估算结果和相关研究结果的明显偏差。

### 3.3 同位素质量守恒法中 $H^2HO$ 和 $H_2^{18}O$ 的对比

同位素质量守恒法通过  $^2H$  和  $^{18}O$  两种不同种类的稳定同位素示踪太湖蒸发, 差异显著, 从微观角度分析, 因二者的同位素分馏效果不同产生差异。同位素分馏的过程分为两类, 一类因轻重同位素分子之间的饱和水汽压差造成的  $H_2O$  更容易蒸发到空气中, 而  $H^2HO$  和  $H_2^{18}O$  在水中富集, 称为平衡分馏效应, 另一类则是同位素以分子扩散形式传输的过程, 称为动力分馏效应(Craig *et al*, 1965; Horita *et al*, 2008)。在同位素质量守恒法中,  $\epsilon_{eq}$  和  $\epsilon_k$  分别体现平衡分馏和动力分馏的强弱, C-G 模型中的  $\epsilon_k(^2H)$  和  $\epsilon_k(^{18}O)$  相近, 无论是 OS 算法( $\epsilon_k(^2H)=5.7‰$ ,  $\epsilon_k(^{18}O)=6.4‰$ )还是 LK 算法( $\epsilon_k(^2H)=12.5‰$ ,  $\epsilon_k(^{18}O)=14.2‰$ ), 二者都在同一数量级上, 动力分馏的强度差别不大, 而在平衡分馏过程中,  $\epsilon_{eq}(^2H)=81.1‰$ ,  $\epsilon_{eq}(^{18}O)=9.9‰$ ,  $\epsilon_{eq}(^2H)$  约是  $\epsilon_{eq}(^{18}O)$  的 8 倍(Majoube, 1971)。对比可见,  $H_2^{18}O$  的  $\epsilon_k$  和  $\epsilon_{eq}$  量级相当, 因此由 C-G 模型公式可知,  $\delta_E$  对  $\epsilon_k$  的变化响应明显。但是,  $^2H$  的  $\epsilon_{eq}$  比  $\epsilon_k$  大一个数量级,  $\epsilon_k$  的变化对  $\delta_E$  的相对影响较弱。所以在太湖蒸发估算的结果中,  $^2H$  的计算结果比  $^{18}O$  更为稳定。

$^2H$  和  $^{18}O$  这两种稳定同位素哪一个能更好地示踪蒸发过程, 这是值得探讨的问题。目前, 大部分稳定同位素水文学的研究都采用  $^{18}O$  为示踪剂(Gibson, 2002; Coenders-Gerrits *et al*, 2014)。1970 年 Gat 在 Tabgha 码头通过蒸发皿试验观测得出  $\epsilon_k(^{18}O)$  应在 13.0‰—16.0‰, 并提出在同位素质量守恒的运用中选择  $^{18}O$  作为示踪元素的前提是模型中各项数据误差较小。Fontes 等(1979)在 Titicaca Lake 的  $^{18}O$  质量守

恒试验反向验证了 Gat 对  $\epsilon_k(^{18}O)$  的结果。由于  $^{18}O$  相对于  $^2H$  的更易测量,  $^{18}O$  的质量守恒法一直并被广泛应用于其他野外观测, 例如, Gao 通过  $^{18}O$  平衡法证明了融化的冰川水对青藏高原的湖泊水量存在补给作用(Gao *et al*, 2014); Elmarami 等(2017)通过  $^{18}O$  的监测结合质量守恒原理, 得出在暴雨期德国 Silbersee Lake 的湖水存在地表水的大量交换。而对于  $^2H$ , 1965 年 Craig 和 Gordon 在实验中发现自然条件下  $^2H$  的动力学分馏系数与试验的预测不吻合, 当时对于这一现象基本理论无法解释。Zuber(1983)后来认为前者是由于相对湿度较低造成的, 因为相对湿度越低, 野外实测的  $\epsilon_k(^2H)$  与实验室预测的  $\epsilon_k(^2H)$  偏差越大, 并通过 Burdur 等三个湖泊的观测数据证实了这一点。另外, 在同位素质量守恒法的运用中 Zimmermann 较为提倡使用  $^2H$  作为示踪元素,  $^2H$  的同位素分馏过程主要受平衡分馏效应的控制, 其动力学分馏系数较小, 减小了  $\epsilon_k(^2H)$  对模型结果带来的误差, 所以  $^2H$  对动力学分馏系数的误差不敏感, 其计算结果也更为稳定(Zimmermann, 1979)。

有许多科学家在运用同位素手段时会同时观测  $H^2HO$  和  $H_2^{18}O$  的丰度, 以便提高计算准确性, 例如 Dincer 利用同位素质量守恒法计算 Beysehir 湖泊的年入湖量时发现  $^{18}O$  的计算结果较  $^2H$  偏大, 年出湖水量二者较为接近(Dincer, 1968)。Jasechko 和 Jibson 根据 2007 年北美五大湖的春夏观测数据, 将  $^2H$  和  $^{18}O$  的计算结果无限逼近得出了最优年平均蒸发速率, 但相对于五大湖环境研究实验室的结果和一些观测结果偏低(Jasechko *et al*, 2014)。本文的研究结果表明  $^2H$  计算的蒸发量与实测值更为接近, 且对动力学分馏系数敏感性较弱, 从这个角度讲,  $^2H$  是更为稳定的示踪剂。

## 4 结论

本文的结果表明 2015 年太湖湖水和河水中氢氧同位素组分有明显的时间和空间变化特征, 湖水氢氧同位素组分与相连的河水中氢氧同位素组分的空间分布特征基本一致, 呈现东南部富集和北部区域贫化的分布状态, 这种空间变化特征主要受水流方向的控制。太湖湖水的氢氧稳定同位素组分的单点观测和全湖观测的时间变化动态较一致, 但是存在系统偏差。

将稳定同位素质量守恒方程和 Craig-Gordon 模型相结合估算了太湖蒸发量, 证明了采用稳定同位素质量守恒方程估算亚热带大型浅水湖泊的蒸发是可行的, 同时模型计算结果表明目前被广泛用于湖泊蒸发研究的动力学分馏系数偏高, 而海洋研究中采用的动力学分馏系数更适用于太湖蒸发的示踪。

对比  $^2\text{H}$  和  $^{18}\text{O}$  这两种稳定同位素, 因氢氧稳定同位素分馏效应存在差异, 氢同位素的分馏过程主要是平衡分馏效应为主导, 动力学分馏效应较小, 而氧同位素的分馏过程中两种分馏效应同等重要, 在模型计算过程中, 动力学分馏系数的不确定性对  $^2\text{H}$  的应用影响较小, 而对  $^{18}\text{O}$  的影响较大, 因此两种同位素的模拟效果也不同, 结果证明以  $^2\text{H}$  为示踪剂计算太湖蒸发与观测值更接近, 而且更加稳定。我们认为, 检验在自然条件下动力学分馏系数的取值以及  $^2\text{H}$  和  $^{18}\text{O}$  的适用性对于稳定同位素水文学研究及其它相关研究是非常重要的。

## 参 考 文 献

- 王 伟, 2014. 太湖能量收支及其对气候变化的响应. 南京: 南京信息工程大学博士学位论文
- 史晓宜, 蒲 焘, 何元庆等, 2016. 典型温冰川区湖泊的稳定同位素空间分布特征. 环境科学, 37(5): 1685—1691
- 包为民, 胡海英, 瞿思敏等, 2007. 稳定同位素方法在湖泊水量平衡研究中的应用. 人民黄河, 29(8): 29—30
- 沈行毅, 1984. 太湖水面蒸发量的气候学计算. 水文, (4): 12—18
- 徐敬争, 肖 薇, 肖启涛等, 2016. 湖水氢氧同位素组分的时间变化特征及影响因子分析. 环境科学, 37(7): 2470—2477
- 高 晶, 姚檀栋, 田立德等, 2008. 羊卓雍错流域湖水氧稳定同位素空间分布特征. 冰川冻土, 30(2): 338—343
- 高雅琦, 王咏薇, 胡 诚等, 2016. 2012 年太湖蒸发量变化特征及蒸发模型评估研究. 气候与环境研究, 21(4): 393—404
- 燕姝雯, 余 辉, 张璐璐等, 2011. 2009 年环太湖入出湖河流量及污染负荷通量. 湖泊科学, 23(6): 855—862
- Arnoux M, Barbecot F, Gibert-Brunet E *et al*, 2017. Impacts of

- changes in groundwater recharge on the isotopic composition and geochemistry of seasonally ice-covered lakes: insights for sustainable management. Hydrology and Earth System Sciences, 21(11): 5875—5889
- Barkan E, Luz B, 2007. Diffusivity fractionations of  $\text{H}_2^{16}\text{O}/\text{H}_2^{17}\text{O}$  and  $\text{H}_2^{16}\text{O}/\text{H}_2^{18}\text{O}$  in air and their implications for isotope hydrology. Rapid Communications in Mass Spectrometry, 21(18): 2999—3005
- Bateni S M, Entekhabi D, 2012. Relative efficiency of land surface energy balance components. Water Resources Research, 48(4): W04510
- Bocanegra E, Londoño O M Q, Martínez D E *et al*, 2013. Quantification of the water balance and hydrogeological processes of groundwater-lake interactions in the Pampa Plain, Argentina. Environmental Earth Sciences, 68(8): 2347—2357
- Bouchez C, Goncalves J, Deschamps P *et al*, 2016. Hydrological, chemical, and isotopic budgets of Lake Chad: a quantitative assessment of evaporation, transpiration and infiltration fluxes. Hydrology and Earth System Sciences, 20(4): 1599—1619
- Coenders-Gerrits A M J, van der Ent R J, Bogaard T A *et al*, 2014. Uncertainties in transpiration estimates. Nature, 506(7487): E1—E2
- Cole J J, Prairie Y T, Caraco N F *et al*, 2007. Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. Ecosystems, 10(1): 172—185
- Craig H, Gordon L I, 1965. Deuterium and oxygen-18 variation in the ocean and the marine atmosphere. In: Tongiorgi E ed. Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures. Pisa, Italy: Lab Geol Nucl, 277—374
- Dansgaard W, 1964. Stable isotopes in precipitation. Tellus, 16(4): 436—468
- Dinçer T, 1968. The use of oxygen 18 and deuterium concentrations in the water balance of lakes. Water Resources Research, 4(6): 1289—1306
- Elmarami H, Meyer H, Massmann G, 2017. Combined approach of isotope mass balance and hydrological water balance methods to constrain the sources of lake water as exemplified on the small dimictic lake Silbersee, northern Germany. Isotopes in Environmental and Health Studies, 53(2): 184—197
- Evaristo J, Jasechko S, McDonnell J J, 2015. Global separation of plant transpiration from groundwater and streamflow. Nature, 525(7567): 91—94
- Farquhar G D, Ehleringer J R, Hubick K T, 1989. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology, 40: 503—537
- Fontes J C, Boulange B, Carmouze J P *et al*, 1979. Preliminary oxygen-18 and deuterium study of the dynamics of Lake Titicaca. In: Isotopes in Lake Studies. Vienna: International Atomic Energy Agency, 207—229
- Gao J, Yao T, Joswiak D, 2014. Variations of water stable isotopes ( $\delta\text{O}-18$ ) in two lake basins, southern Tibetan Plateau. Annals of Glaciology, 55(66): 97—104

- Gat J R, 1970. Environmental isotope balance of Lake Tiberias. In: *Isotopes in Lake Studies*. Vienna: International Atomic Energy Agency, 109—127
- Gat J R, Bowser C J, Kendall C, 1994. The contribution of evaporation from the Great Lakes to the continental atmosphere: estimate based on stable isotope data. *Geophysical Research Letters*, 21(7): 557—560
- Gibson J J, 2002. Short-term evaporation and water budget comparisons in shallow Arctic lakes using non-steady isotope mass balance. *Journal of Hydrology*, 264(1—4): 242—261
- Gibson J J, Birks S J, Jeffries D *et al*, 2017. Regional trends in evaporation loss and water yield based on stable isotope mass balance of lakes: The Ontario Precambrian Shield surveys. *Journal of Hydrology*, 544: 500—510
- Gibson J J, Birks S J, Yi Y *et al*, 2016a. Stable isotope mass balance of fifty lakes in central Alberta: Assessing the role of water balance parameters in determining trophic status and lake level. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 6: 13—25
- Gibson J J, Birks S J, Yi Y, 2016b. Stable isotope mass balance of lakes: a contemporary perspective. *Quaternary Science Reviews*, 131: 316—328
- Gonfiantini R, 1986. Environmental isotopes in lake studies. In: Fritz P, Fontes J C H eds. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Elsevier: Amsterdam, 3: 113—168
- Horita J, Rozanski K, Cohen S, 2008. Isotope effects in the evaporation of water: a status report of the Craig-Gordon model. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 44(1): 23—49
- Jasechko S, Gibson J J, Edwards T W D, 2014. Stable isotope mass balance of the Laurentian Great Lakes. *Journal of Great Lakes Research*, 40(2): 336—346
- Jouzel J, Masson-Delmotte V, Cattani O *et al*, 2007. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science*, 317(5839): 793—796
- Kebede S, Travi Y, 2012. Origin of the  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  composition of meteoric waters in Ethiopia. *Quaternary International*, 257: 4—12
- Lee X H, Liu S D, Xiao W *et al*, 2014. The Taihu eddy flux network: an observational program on energy, water, and greenhouse gas fluxes of a large freshwater lake. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(10): 1583—1594
- Lenters J D, Kratz T K, Bowser C J, 2005. Effects of climate variability on lake evaporation: Results from a long-term energy budget study of Sparkling Lake, northern Wisconsin (USA). *Journal of Hydrology*, 308(1—4): 168—195
- Liu J R, Song X F, Yuan G F *et al*, 2014. Stable isotopic compositions of precipitation in China. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 66(1): 22567
- Longinelli A, Stenni B, Genoni L *et al*, 2008. A stable isotope study of the Garda lake, Northern Italy: Its hydrological balance. *Journal of Hydrology*, 360(1—4): 103—116
- Majoube M, 1971. Fractionnement en oxygène 18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur. *Journal de Chimie Physique et de Physico-Chimie Biologique*, 68: 1423—1436
- Merlivat L, Jouzel J, 1979. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 84(C8): 5029—5033
- Priestley C H B, Taylor R J, 1972. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review*, 100(2): 81—92
- Qian H, Wu J H, Zhou Y H *et al*, 2014. Stable oxygen and hydrogen isotopes as indicators of lake water recharge and evaporation in the lakes of the Yinchuan Plain. *Hydrological Processes*, 28(10): 3554—3562
- Qin B Q, Xu P Z, Wu Q L *et al*, 2007. Environmental issues of Lake Taihu, China. *Hydrobiologia*, 581(1): 3—14
- Russell J M, Johnson T C, 2006. The water balance and stable isotope hydrology of lake Edward, Uganda-Congo. *Journal of Great Lakes Research*, 32(1): 77—90
- Samuelsson P, Kourzeneva E, Mironov D, 2010. The impact of lakes on the European climate as simulated by a regional climate model. *Boreal Environment Research*, 15(2): 113—129
- Seal I R R, Shanks III W C, 1998. Oxygen and hydrogen isotope systematics of Lake Baikal, Siberia: implications for paleoclimate studies. *Limnology and Oceanography*, 43(6): 1251—1261
- Steffensen J P, Andersen K K, Bigler M *et al*, 2008. High-resolution Greenland ice core data show abrupt climate change happens in few years. *Science*, 321(5889): 680—684
- Tan M, 2014. Circulation effect: response of precipitation  $\delta^{18}\text{O}$  to the ENSO cycle in monsoon regions of China. *Climate Dynamics*, 42(3—4): 1067—1077
- Taniguchi M, Nakayama T, Tase N *et al*, 2000. Stable isotope studies of precipitation and river water in the Lake Biwa basin, Japan. *Hydrological Processes*, 14(3): 539—556
- Verpoorter C, Kutser T, Seekell D A *et al*, 2014. A global inventory of lakes based on high resolution satellite imagery. *Geophysical Research Letters*, 41(18): 6396—6402
- Vogt H J, 1976. Isotopentrennung bei der Verdunstung von Wasser, Staatsexamensarbeit. Heidelberg: Master Dissertation of Institut für Umweltpophysik
- Wang W, Xiao W, Cao C *et al*, 2014. Temporal and spatial variations in radiation and energy balance across a large freshwater lake in China. *Journal of Hydrology*, 511: 811—824
- Wassenaar L I, Athanasopoulos P, Hendry M J, 2011. Isotope hydrology of precipitation, surface and ground waters in the Okanagan Valley, British Columbia, Canada. *Journal of Hydrology*, 411(1—2): 37—48
- Xiao W, Lee X H, Hu Y B *et al*, 2017. An experimental investigation of kinetic fractionation of open-water evaporation over a large lake. *Journal of Geophysical Research*, 122(21): 11651—11663
- Xiao W, Wen X F, Wang W *et al*, 2016. Spatial distribution and temporal variability of stable water isotopes in a large and shallow lake. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 52(4—5): 443—454
- Xu X Y, Zhang R D, Xue X Z *et al*, 1998. Determination of

- evapotranspiration in the desert area using lysimeters. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 29 (1—2): 1—13
- Yao T D, Masson-Delmotte V, Gao J *et al*, 2013. A review of climatic controls on  $\delta^{18}\text{O}$  in precipitation over the Tibetan Plateau: Observations and simulations. *Reviews of Geophysics*, 51(4): 525—548
- Zhao L, Jin J M, Wang S Y *et al*, 2012. Integration of remote-sensing data with WRF to improve lake-effect precipitation simulations over the Great Lakes region. *Journal of Geophysical Research*, 117(D9): D09102
- Zimmermann U, 1979. Determination by stable isotopes of underground inflow and outflow and evaporation of young artificial groundwater lakes. In: *Isotopes in Lake Studies*. Vienna: International Atomic Energy Agency, 87—94
- Zimmermann U, Ehhalt D H, 1970. Stable isotopes in the study of the water balance of Lake Neusiedl, Austria. In: *Isotopes in Hydrology*. Wien: International Atomic Energy Agency, 129—138
- Zuber A, 1983. On the environmental isotope method for determining the water balance components of some lakes. *Journal of Hydrology*, 61(4): 409—427

## COMPARISON OF USING HYDROGEN AND OXYGEN ISOTOPES IN TRACING WATER EVAPORATION IN TAIHU LAKE

XIE Cheng-Yu<sup>1</sup>, XIAO Wei<sup>1,2</sup>, XU Jing-Zheng<sup>3</sup>, ZHU Shan-Xian<sup>4</sup>, HU Yong-Bo<sup>1</sup>, LI Xu-Hui<sup>1</sup>

(1. *Yale-NUIST Center on Atmospheric Environment, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*; 2. *Jiangsu Collaborative Innovation Center of Atmospheric Environment and Equipment Technology, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*; 3. *Jiangsu Radio Scientific Institute Co., LTD, Wuxi 214073, China*; 4. *Department of Earth System Science, Tsinghua University, Beijing 100084, China*)

**Abstract** Hydrogen and oxygen isotopes are widely used in the studies on the hydrologic cycle. In this study, we compared the performance of using  $\text{H}^2\text{HO}$  and  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  compositions to track water evaporation in Taihu Lake and its tributary rivers, analyzed the spatial pattern and temporal variability and their controlling factors, and investigated the isotopic enrichment mechanism. Based on the isotopic mass balance model, we simulated the evaporation over the lake and evaluated the appropriateness of kinetic fractionation factors. The results show that, in space, the hydrogen and oxygen isotopes of Taihu Lake water and river water are more concentrated in the south, especially in the southeast, but are more depleted in the northern region, which is controlled mainly by the direction of water flow, because the southeastern part of the lake experienced longer and stronger evaporation so more isotopes were accumulated there; in the season, lake water isotope is more depleted in the winter but more abundant in spring and summer. The evaporation of Lake Taihu in 2015 was better estimated using hydrogen isotope as the tracer (880 mm) than oxygen isotope tracer (690 mm) that underestimated. Traditional studies on lake water evaporation using a kinetic fractionation factor may lead to a significant underestimation of evaporation, and oxygen stable isotope is more sensitive to determine the kinetic fractionation factor. In hydrogen stable isotope fractionation, the equilibrium fractionation effect is dominant, so  $\text{H}^2\text{HO}$  has less influence on the parameterization scheme of the kinetic fractionation factor and is more stable in practical application. The results of this study demonstrate the importance of using appropriate kinetic fractionation factors in stable-isotope hydrology studies.

**Key words** Taihu Lake; evaporation;  $\text{H}^2\text{HO}$ ;  $\text{H}_2^{18}\text{O}$ ; isotopic mass balance model; kinetic fraction factor  $\varepsilon_k$