科学通报 2009 年 第 54 卷 第 15 期: 2153 ~ 2159
专题: 青藏高原水体中稳定同位素研究 论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE IN CHINA PRESS

青藏高原南部羊卓雍错流域稳定同位素水文循环研究

高晶[①③], 田立德[①②], 刘勇勤[①], 巩同梁[④]

① 中国科学院青藏高原环境变化与地表过程重点实验室, 北京 100085;
② 冰冻圈科学国家重点实验室, 兰州 730000;
③ 中国科学院研究生院, 北京 100049;
④ 西藏水利规划勘测设计研究院, 拉萨 850000
E-mail: gaojing@itpcas.ac.cn

2009-04-20 收稿, 2009-06-25 接受
国家重点基础研究发展计划(编号: 2005CB422004)、国家自然科学基金重点项目(批准号: 40830638)和国家自然科学基金面上项目(批准号: 40771048)资助

摘要 稳定同位素被广泛应用于湖相沉积中古气候重建以及区域水文循环研究. 通过分析青藏高原南部羊卓雍错流域 2 年的降水、河水和湖水样品测得的氧稳定同位素结果, 分析了其时空变化特征, 并通过建立该流域湖水稳定同位素循环模型, 模拟了不同环境因子对湖水中氧稳定同位素平衡过程的影响. 研究结果表明, 该流域中降水、河水和湖水 $\delta^{18}O$ 具有显著的季节和年际差别, 同时, 表现出明显的"季风循环". 季风期, 降水、河水和湖水 $\delta^{18}O$ 值较低; 非季风期, 降水和湖水 $\delta^{18}O$ 值较高, 河水 $\delta^{18}O$ 值在春季较高. 由于蒸发分馏作用, 流域内湖水 $\delta^{18}O$ 比降水 $\delta^{18}O$ 和河水 $\delta^{18}O$ 高约 10‰. 模拟结果表明, 湖水蒸发过程对于相对湿度的变化非常敏感, 在湖面相对湿度为 51%时, 湖水 $\delta^{18}O$ 经过 30.5 年达到目前的–4.7‰水平. 湖水表层水温和补给水 $\delta^{18}O$ 变化对湖水 $\delta^{18}O$ 平衡影响较小.

关键词
湖水
氧稳定同位素
蒸发
相对湿度
青藏高原

湖水的稳定同位素组成是气候变化的敏感指示器[1], 因此, 湖水稳定同位素($\delta^{18}O$或δD)对于深入理解湖水水文平衡[2~4]和区域水文循环[5,6]具有重要意义. 目前稳定同位素模型已经成功运用于评估高纬度地区湖泊的长期和短期蒸发过程[7~9]. 这些研究证明$\delta^{18}O$可以有效指示湖水的变化过程. 青藏高原是我国最大的湖泊分布区, 湖泊研究在区域环境研究中具有特殊的意义. 然而, 青藏高原湖水中稳定同位素变化的研究仍然匮乏.

为了利用湖水中稳定同位素变化研究青藏高原湖水平衡过程及其控制因素, 我们在青藏高原南部羊卓雍错流域开展了连续 2 年系统的降水、河水和湖水稳定同位素的监测研究工作. 本文在此工作基础上, 结合同位素模型, 初步分析了羊卓雍错流域水体中氧稳定同位素的时空分布与循环过程. 通过该研究, 也希望能对该流域湖相沉积物中环境代用指标的分析提供重要帮助.

1 研究区域概况

羊卓雍错(90°08′~91°45′E; 28°27′~29°12′N)是青藏高原南部最大的封闭型内陆湖泊, 流域面积 6100 km^2, 湖水面积 621 km^2, 湖面海拔高度为 4440 m, 湖泊周长约 400 km[9]. 多年夏季平均湖水表层水温为 10℃. 湖水盐度大约为 160~200 ppm. 湖水储量约为 160×10^8 m^3[10], 多年平均蒸发量为 8.25×10^8 m^3. 湖泊水深一般在 30~40 m, 最深达 59 m. 它是一个以构造为基础的堰塞湖. 流域南面是喜马拉雅山脉, 有蒙达岗日等雪山; 流域西侧以卡惹拉雪山为分水岭, 与年楚河接壤. 湖水主要由降水和冰雪融水补给[9]. 羊卓

引用格式: 高晶, 田立德, 刘勇勤, 等. 青藏高原南部羊卓雍错流域稳定同位素水文循环研究. 科学通报, 2009, 54: 2153~2159
Gao J, Tian L D, Liu Y Q, et al. Oxygen isotope variation in the water cycle of the Yamdrok-tso Lake Basin in southern Tibetan Plateau. Chinese Sci Bull, 2009, 54: 2758−2765, doi: 10.1007/s11434-009-0487-6

雍错的补给河流主要分布在湖泊南岸、东南岸和西岸, 较大的有 6 条, 其中发育于南岸的卡洞加曲最大. 1977 年, 湖面降水占全年入湖总补给水量的 27%, 入湖河水占全年总补给水量的 73%.

气象站观测数据显示, 羊卓雍错流域年均温为 2.6℃, 多年平均降水量为 350 mm, 多年平均潜在蒸发量为 1328.9 mm[11]. 降水集中于每年的 6~9 月, 这 4 个月的降水量大约占全年总降水量的 92%, 8 月为最大降水月份[10]. 冬季湖面封冻.

2 样品采集和分析

2004 和 2007 年, 我们在羊卓雍错流域的白地和翁果水文站分别进行了降水、湖水及河水的水样收集研究工作(图 1). 白地水文站位于羊卓雍错北岸(浪卡子县城东北). 翁果水文站位于羊卓雍错西北, 是羊卓雍错主要补给河流卡鲁雄曲的监测站. 水样收集时间跨越了 2004 和 2007 年的季风期. 白地水文站每周定时收集一次湖水样品, 同时, 在每次降水事件结束后, 及时收集降水样品. 对于降雪样品, 将雪在室温下完全融化后, 倒入塑料瓶中密封. 翁果水文站主要收集卡鲁雄曲的河水样品. 同时记录温度、降水量和湖面高度. 观测期间, 共收集了 137 个降水样品, 96 个河水样品以及 129 个湖水样品.

2006 年夏季, 我们在湖泊北部采集了 2 个湖水深度剖面(35, 35 m), 剖面垂直采样间隔为 5 m, 自表层湖水向下依次取样, 2 个剖面共采集湖水样品 16 个. 2007 年夏季, 我们用同样的采样方法在该湖采集了 3 个湖水深度剖面(30, 35, 40 m), 其中两个剖面的位置与上年采样位置相同, 第 3 个剖面位于湖泊中部, 共采集 24 个湖水样品.

所有水样的氧稳定同位素是在中国科学院青藏高原环境变化与地表过程重点实验室使用MAT-253气体质谱仪完成测量. 测量前样品一直被冷冻保存. 测量结果为与V-SMOW[12]的千分差, 结果的误差小于 0.1‰. 具体测得的水样δ^{18}O平均值如表 1 所示.

表 1 羊卓雍错流域 2004 年和 2007 年白地、翁果水文站收集的降水、河水和湖水 δ^{18}O 平均值

站点	时间/年	δ^{18}O 平均值/‰		
		降水	湖水	河水
白地	2004	−16.6	−5.9	
	2007	−14.3	−4.7	
翁果	2004			−18.3
	2007			−17.7

3 结果与讨论

3.1 羊卓雍错流域降水 δ^{18}O 的变化

降水 δ^{18}O 表现出明显的季节变化(图 2). 春季, 羊卓雍错流域降水量较少, 但降水 δ^{18}O 显示为高值. 自 6 月起, 降水量增加, 降水 δ^{18}O 急剧减小, 而且在 7 月达到最小值. 该流域降水 δ^{18}O 的变化表现出明显的“雨量效应”, 降水中 δ^{18}O 与降水量的多少呈相反

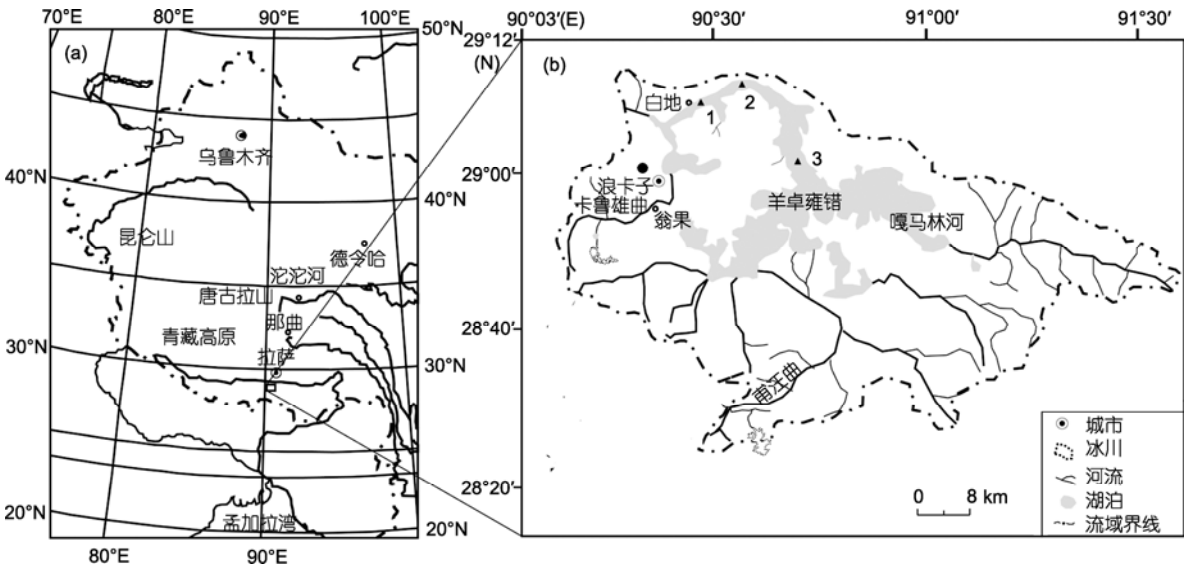


图 1 羊卓雍错流域位置及降水、河水和湖水水样收集点示意图

(b) 中○为水文站, 收集降水、河水和表层湖水样品; ▲为湖水深度剖面采样点; ●为地下水采样点

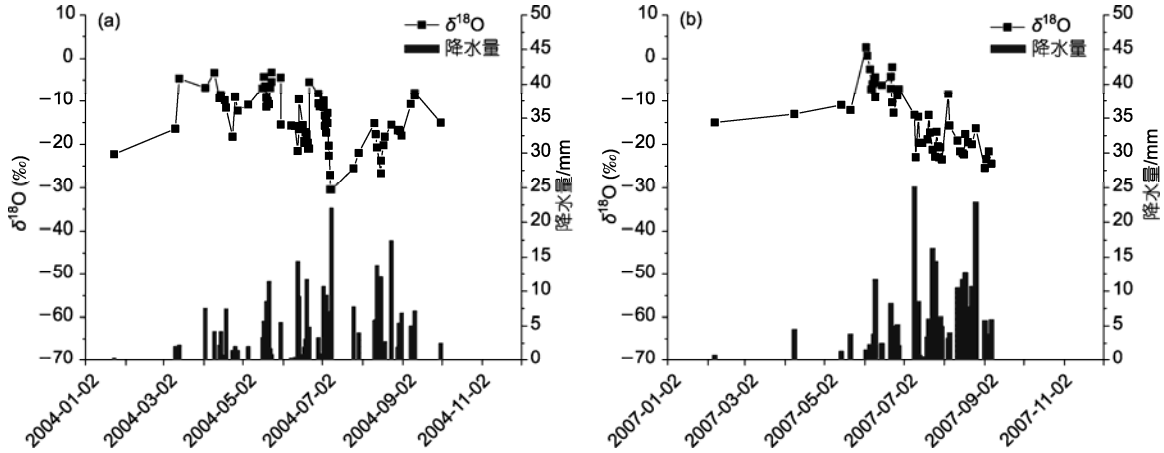


图 2　羊卓雍错流域 2004 年(a)和 2007 年(b)历次降水 $\delta^{18}O$ 与降水量分布图

的变化. 春季, 该流域受不同气团影响[13,14], 降水 $\delta^{18}O$较高; 夏季, 该流域西南季风活跃, 降水$\delta^{18}O$较低. 此外, 冬季的暴风雪也可造成降水$\delta^{18}O$较低. 由于 2007 年 9 月后的降水样品缺失, 所以, 2007 年的降水$\delta^{18}O$平均值高于 2004 年 2.3‰. 2007 年的降水$\delta^{18}O$虽然不能反应全年的降水$\delta^{18}O$分布情况, 但是它仍然表现出了明显的季风期与非季风期的相互交替过程.

3.2　羊卓雍错流域河水 $\delta^{18}O$ 和地下水 $\delta^{18}O$ 的变化

图 3 显示了翁果站河水 $\delta^{18}O$ 在 2004 和 2007 年观测期间的变化. 在 2004 年和 2007 年观测期间, 河水 $\delta^{18}O$ 平均值分别为–18.3‰和–17.4‰. 由于受周围冰川融水的补给, 河水 $\delta^{18}O$ 的变化较降水 $\delta^{18}O$ 稳定, 而且低于当地降水 $\delta^{18}O$ 平均值约 2‰. 海拔越高, 降水 $\delta^{18}O$ 越低. 补给该河流的枪勇冰川末端融水 $\delta^{18}O$ 平均值约为–18.9‰, 接近于河水 $\delta^{18}O$ 平均值.

河水 $\delta^{18}O$ 在 5 月至 7 月初较高, 这与这一时段春季降水 $\delta^{18}O$ 较高有关, 同时, 也是由于气温升高, 地表蒸发所造成的季节蒸发分馏作用增强所致. 7 月中旬开始, 冰川融水和季风降水迅速增加, 导致河水 $\delta^{18}O$ 大幅减小. 根据浪卡子气象站监测, 该流域 2007 年年降水量比 2004 年减少了 208.5 mm (图 4). 因此, 2007 年河水 $\delta^{18}O$ 平均值略高于 2004 年. 同时, 气温升高对河水 $\delta^{18}O$ 升高也有影响. 2007 年年均气温比 2004 年上升了 0.85℃, 而且自 2007 年 4 月开始, 此后各月月平均气温都高于 2004 年相应月份月平均气温. 气温升高, 蒸发增强, 河水 $\delta^{18}O$ 增大.

地下水不是羊卓雍错湖水的主要补给[15]. 我们于 2007 年不连续地收集了该流域地下水样品. 地下

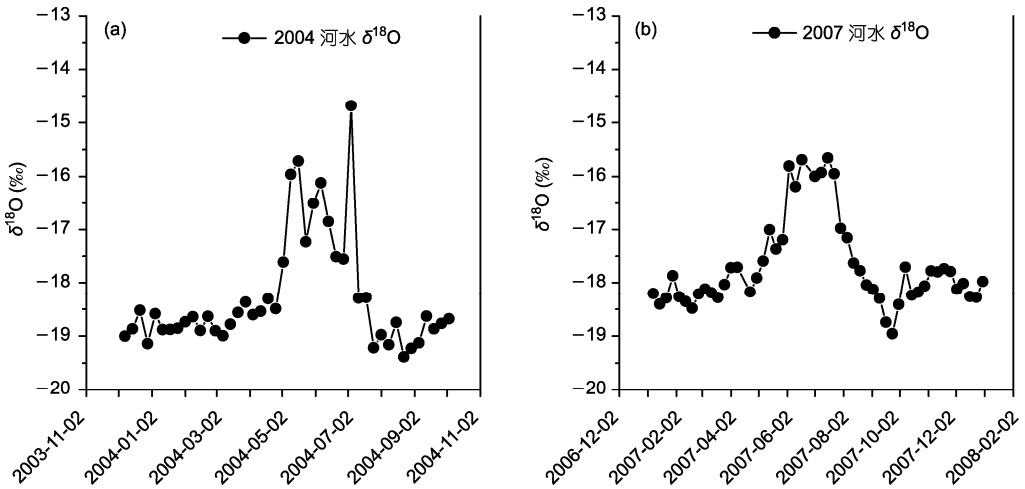


图 3　羊卓雍错流域 2004 年(a)和 2007 年(b)河水 $\delta^{18}O$ 时间变化

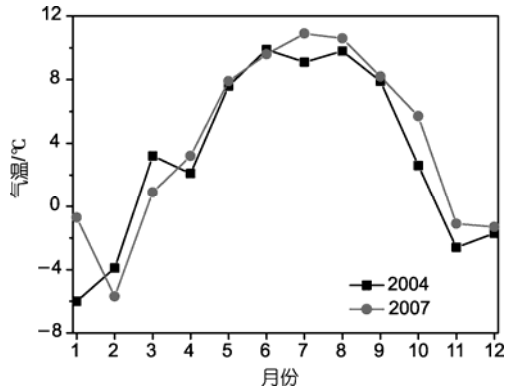


图 4 浪卡子气象站观测的 2004 年和 2007 年月平均气温变化

水 $\delta^{18}O$ 平均值为–18.1‰, 而且在整年中波动较小.

3.3 羊卓雍错湖水 $\delta^{18}O$ 的变化

由于湖面强烈的蒸发分馏作用, 湖水 $\delta^{18}O$ 高于降水和河水 $\delta^{18}O$ 约 10‰. 7~10 月, 湖水 $\delta^{18}O$ 显著减小, 但是, 其在其他月份变化很小(图 5(a)和(b)). 这主要是受季风降水和冰川融水补给的影响. 春季, 由于受较高降水 $\delta^{18}O$ 和较高河水 $\delta^{18}O$ 的影响, 湖水 $\delta^{18}O$ 略为升高. 此时, 降水量和冰川融水量都较少, 所以湖水 $\delta^{18}O$ 没有夏季时的大幅度变化. 夏季, 具有较低 $\delta^{18}O$ 的季风降水和冰川融水显著增加, 湖水 $\delta^{18}O$ 随之迅速减小. 两年的观测结果表明羊卓雍错湖水 $\delta^{18}O$ 有明显的季风周期变化.

湖水 $\delta^{18}O$ 存在明显的年际差别. 在 2004 和 2007 年观测期间, 羊卓雍错湖水 $\delta^{18}O$ 平均值分别为–5.9‰和–4.7‰. 与 2007 年湖水 $\delta^{18}O$ 变化相比, 2004 年湖水 $\delta^{18}O$ 较早开始迅速减小, 这可能与该流域春季降水量变化有关. 对比 2004 和 2007 年该流域降水量发现 2004 年 4~6 月该流域降水量达到 2007 年同期降水量的 2.4 倍. 而且 2004 年 4~6 月的降水氧稳定同位素显著低于 2007 年同期的降水氧稳定同位素值(图 2), 因此, 2004 年湖水 $\delta^{18}O$ 在 6 月已经明显减小, 早于 2007 年湖水 $\delta^{18}O$ 变化时间. 2004 年 4 月 24~28 日的

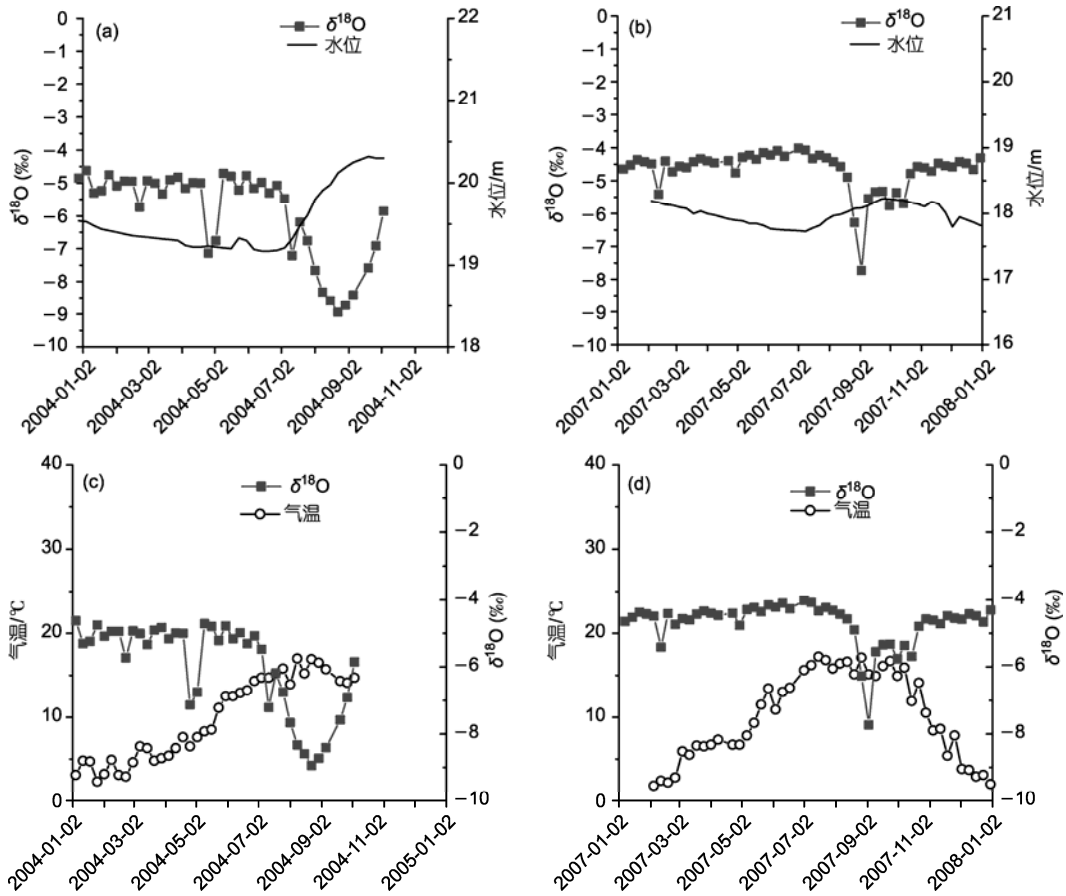


图 5 羊卓雍错流域 2004 年和 2007 年湖水 $\delta^{18}O$ 和相应湖面高度、湖水表层水温变化关系图

连续降水事件, 导致 2004 年 4 月 26 日和 5 月 3 日采集的湖水 $\delta^{18}O$ 减小大约 2‰. 湖水与汇入的降水(湖面降水和降水形成的地表径流) 需要经过一定时间逐渐混合, 因此, 湖水 $\delta^{18}O$ 较降水 $\delta^{18}O$ 波动小, 而且其变化滞后于降水. 此外, 水文站记录显示 2007 年湖面低于 2004 年大约 1 m(图 5(a)和(b)), 这可能是由于 2007 年整个流域降水较少, 而湖面蒸发相对加强所致. 同时, 2007 年较高的年均气温加剧了此现象. 气温升高, 湖水蒸发增强, 导致湖水 $\delta^{18}O$ 升高.

图 5(c)和(d)为湖水 $\delta^{18}O$ 与相应湖水表层水温变化的情况. 湖水 $\delta^{18}O$ 与表层水温没有表现出一致的变化关系. 1~7 月, 表层水温升高, 但是湖水 $\delta^{18}O$ 变化很小. 8~10 月, 表层水温逐渐减小, 但是湖水 $\delta^{18}O$ 表现出明显的先减小后增大的变化.

3.4 湖水深度剖面 $\delta^{18}O$ 变化

图 6(a)为 5 个湖水深度剖面(35, 35, 30, 35 和 40 m)$\delta^{18}O$ 的变化情况. 2006 年, 湖水 $\delta^{18}O$ 最小值为 −5.4‰, 最大值为−4.8‰; 2007 年, 湖水 $\delta^{18}O$ 最小值为−4.4‰, 最大值为−3.9‰. 这 5 个剖面表现出相似的变化. 随着深度增加, 湖水 $\delta^{18}O$ 略微增大并伴有波动. 图 6(b)为 2008 年夏季湖水 pH、电导率和温度随深度变化的情况. 所有这些参数在深度 25~31 m 处表现出明显转折. 这在氧同位素随深度变化中也有很好的反应. 这种现象可能只是湖水的季节性分布.

两年间深度剖面的 $\delta^{18}O$ 增大约 1‰, 这与表层湖水 $\delta^{18}O$ 的变化相一致. 这揭示出强烈的湖水垂直混合作用. 湖面封冻时期, 冰下湖水可能存在强烈的垂直混合作用; 湖表面冰层消融影响湖水已有的平衡状态; 在无冰时期, 强风加速了湖水的垂直混合. 因此, 上下层湖水能够较快混合, 湖水 $\delta^{18}O$ 能够快速响应气候变化.

4 羊卓雍错湖水同位素变化模拟及其影响因子分析

流域内降水、河水和湖水在循环过程中氧稳定同位素保持一个动态的平衡. 本文利用该流域内不同水体氧稳定同位素的相互关系, 模拟了湖水氧稳定同位素的平衡过程以及控制该过程的主要影响因子. 羊卓雍错为内陆封闭湖泊, 湖泊水量平衡理论模型[6,11]为

$$\frac{dV}{dt} = I - E, \tag{1}$$

$$V\frac{d\delta_L}{dt} + \delta_L\frac{dV}{dt} = I\delta_I - E\delta_E, \tag{2}$$

V是湖水体积, t是时间, dV是在时间 dt 内湖水体积的变化, I 是输入水量, $I = I_S + P$ (I_S是河水补给量, P 是降水量), E 是蒸发量. δ_L, δ_I, δ_E 分别是湖水、输入水量以及蒸发水量的同位素比率.

湖泊蒸发主要受气温、风速和相对湿度的影响. Craig和Gordon[16]用模型描述了蒸发量的同位素组成. 蒸发的水汽中的同位素组成为

$$\delta_E = \frac{a^*\delta_L - h\delta_A - \varepsilon}{1 - h + \varepsilon_k/1000}, \tag{3}$$

其中a^*是水汽平衡时的同位素分馏系数, h是周围大气相对湿度, ε是分馏系数, 等于平衡分馏ε^*与动力分馏ε_K之和. δ_A是周围大气中的稳定同位素比率. $\delta_A = \delta_P - \varepsilon^*$[17] ($\delta_P$是降水同位素比率).

对于该湖泊, 假设湖水体积恒定($dV/dt \approx 0$), 而且 $I = E$ (如, $x = E/I = 1$). 则湖水同位素随时间t的变化可表示[6]为

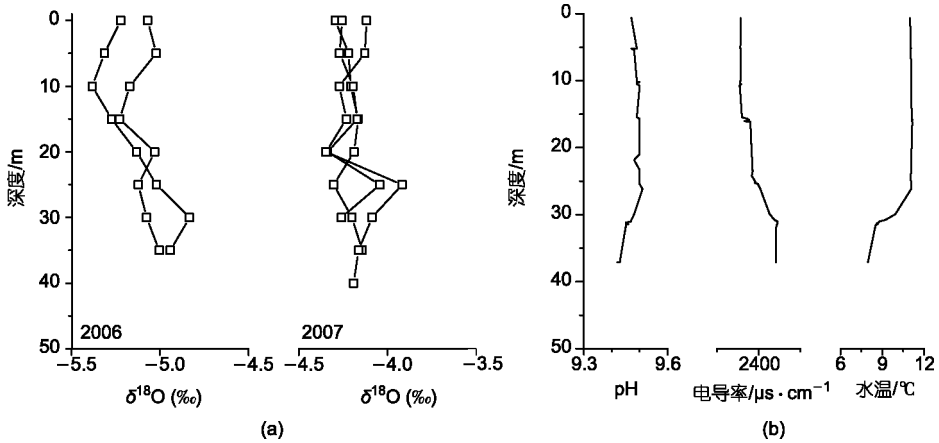


图 6 羊卓雍错湖水 $\delta^{18}O$ (a)及 pH、电导率和水温(b)随深度变化图

$$\delta_L = \delta_S - (\delta_S - \delta_0)\exp\left[-(1+m)\frac{Et}{V}\right], \quad (4)$$

其中 $m = (h - 0.001\times\varepsilon)/(1 - h + 0.001\times\varepsilon_K)$ [17,18], δ_s是稳定状态下的湖水同位素比率. $\delta_S = (\delta_I + m\delta^*)/(1+m)$. 而 $\delta^* = (h\delta_A + \varepsilon)/(h - \varepsilon\times 0.001)$ [19,20]是区域气候条件下的极限同位素比率.

本文在模拟过程中使用了我们的实际观测数据. 由于我们对羊卓雍错流域不同水体的δ^{18}O进行了不同时间和空间尺度的大量研究, 所以, 湖水δ^{18}O的输入结果的代表性可靠. 在封冰期(12月至次年3月), 湖水蒸发很小, 因此, 模型输入的各水体氧稳定同位素值为其非封冰期的值. 模型计算中的时间步长为1年.

图 7(a)模拟了当前流域气象条件和水体氧同位素比率条件下的羊卓雍错湖水 δ^{18}O 平衡过程. 模型计算出当前条件下羊卓雍错的相对湿度为 51%, 湖水需要经过 30.5 a 才能达到现在的湖水 δ^{18}O. 模拟得到的相对湿度值与浪卡子气象站的观测值非常接近.

我们也模拟了在不同相对湿度条件下, 羊卓雍错湖水 δ^{18}O 的演化过程. 模拟结果表明, 在湖水蒸发和入流水补给的共同作用下, 湖水 δ^{18}O 逐渐升高, 但其最终达到一个稳定值. 在最初的 30 年, 湖水 δ^{18}O 迅速升高, 此后, 湖水δ^{18}O 经历了很长时间达到最终的平衡状态. 同时, 模拟结果也表明, 相对湿度对湖水 δ^{18}O 的最终平衡值的影响很大. 其机理是相对湿度较高, 蒸发较弱, 湖水δ^{18}O 经历较短时间便能达到 δ^{18}O 平衡值, 且湖水 δ^{18}O 较低(图 7(b)). 由此揭示出区域相对湿度是影响湖水同位素变化的一个重要控制因素.

与相对湿度的影响相比, 随着湖水表层水温的增加, 湖水δ^{18}O 经历着相似的变化过程, 但是达到平衡的湖水 δ^{18}O 相差很小(图 7(c)). 例如, 当表层水温升高 5℃时, 达到平衡的湖水 δ^{18}O 仅相差 0.23‰. 这与白地水文站的 2 年观测结果相一致. 这表明湖水 δ^{18}O 与湖水表层水温变化没有显著关系.

根据气象和水文资料, 冰川融水(δ^{18}O 值约为 −18.9‰)是羊卓雍错的重要补给, 其以地表径流的形式汇入湖泊. 1977 年的考察结果表明, 该流域河流补给量占湖泊总补给量的 70%以上. 随着 20 世纪 60 年

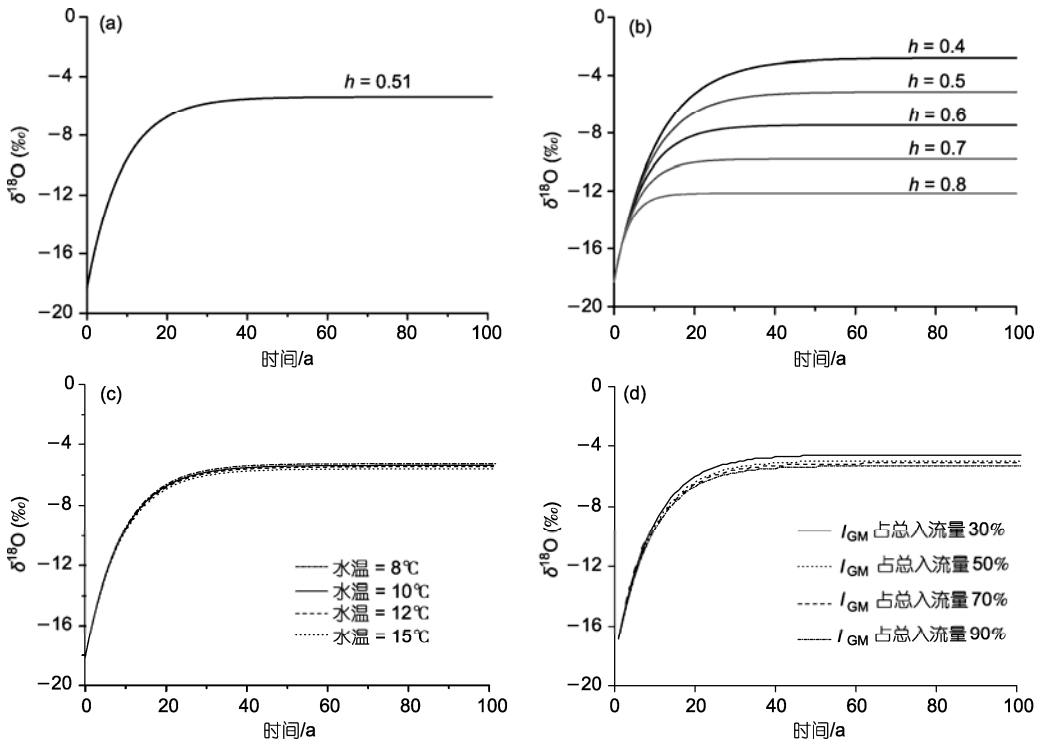


图 7

(a) 在当前流域气象条件和水体 δ^{18}O 条件下, 模拟得到的羊卓雍错湖水 δ^{18}O 平衡过程. (b) 不同相对湿度条件下, 模拟的羊卓雍错湖水 δ^{18}O 达到最终稳定同位素平衡时湖水 δ^{18}O 值. (c) 不同湖水表层水温条件下, 模拟的羊卓雍错湖水 δ^{18}O 平衡过程. (d) 在冰川融水占总补给量不同比例的情况下, 模拟的羊卓雍错湖水 δ^{18}O 平衡过程

代以来气温不断升高，该流域冰川退缩加剧，冰川融水显著增加. 为了评估冰川融水增加对湖水 $\delta^{18}O$ 变化的影响，我们模拟了在当前气象和水体同位素比率条件下，随着冰川融水输入量从总输入量的 30%增大到 90%时(总输入量不变)，湖水 $\delta^{18}O$ 的平衡过程(图 7(d)). 模拟结果表明冰川融水输入量增大 60%时，平衡时湖水 $\delta^{18}O$ 减小 0.8‰.

5 结论

通过对羊卓雍错流域 2 年的降水、河水、表层湖水和深层湖水氧稳定同位素的深入分析，我们探讨了该封闭湖流域的水体氧稳定同位素循环特征. 本研究揭示了表层湖水 $\delta^{18}O$ 受季风降水影响表现出的季节变化，以及表层湖水 $\delta^{18}O$ 和垂直方向湖水 $\delta^{18}O$ 的年际变化；同时，也揭示了受蒸发作用的影响，湖水 $\delta^{18}O$ 显著高于流域内降水和河水 $\delta^{18}O$.

根据流域氧稳定同位素平衡模型的模拟结果，当湖面蒸发时的相对湿度达到 51%时，湖水 $\delta^{18}O$ 会维持在现在–4.7‰的水平. 羊卓雍错流域内各水体中 $\delta^{18}O$ 变化和流域内的水循环关系密切，相对湿度对湖水 $\delta^{18}O$ 平衡影响最为显著. 湖水表层水温和补给水 $\delta^{18}O$ 的变化对湖水 $\delta^{18}O$ 平衡的影响小于相对湿度的影响.

致谢　感谢审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

1 卫克勤，林瑞芬. 内陆封闭湖泊自生碳酸盐氧同位素剖面的古气候意义. 地球化学, 1995, 24: 215—224
2 Gat J R, Bowser C J, Kendall C. The contribution of evaporation from the Great Lakes to the continental atmosphere: Estimate based on Stable isotope data. Geophys Res Lett, 1994, 21: 557—560[DOI]
3 Gibson J J, Prepas E E, McEachern P. Quantitative comparison of lake throughflow, residency, and catchment runoff using stable isotopes: Modelling and results from a regional survey of Boreal lakes. J Hydrol, 2002, 262: 128—144[DOI]
4 Vallet-Coulomb C, Gasse F, Sonzogni C. Seasonal evolution of the isotopic composition of atmospheric water vapour above a tropical lake: Deuterium excess and implication for water recycling. Geochim Cosmochim Acta, 2008, 72: 4661—4674[DOI]
5 Grafensteina U, Erlenkeuserb H, Müllera J, et al. A 200 year mid-European air temperature record preserved in lake sediments: An extension of the $\delta^{18}O$ p-air temperature relation into the past. Geochim Cosmochim Acta, 1996, 60: 4025—4036[DOI]
6 Gibson J J. Short-term evaporation and water budget comparisons in shallow Arctic lakes using non-steady isotope mass balance. J Hydrol, 2002, 264: 242—261[DOI]
7 Gonfiantini R. Enviromental isotopes in lake studies. In: Fritz P, Fontes J C, eds. Handbook of Environment Isotope Geochemistry, The Terrestrial Environment. Amsterdam: Elsevier, 1986. 112—168
8 Gibson J J, Edwards T W D, Bursey G G, et al. Estimating evaporation using stable isotopes: Quantitative results and sensitivity analysis for two catchments in northern Canada. Nordic Hydrol, 1993, 24: 79—94
9 Gibson J J, Prowse T D, Peters D L. Hydroclimatic controls on water balance and water level variability in Great Slave Lake. Hydrol Process, 2006, 20: 4155—4172[DOI]
10 刘天佃. 西藏羊卓雍错水位动态研究. 地理科学, 1995, 15: 55—63
11 Tian L, Liu Z, Gong T, et al. Isotopic variation in the lake water balance at the Yamdruk-tso basin, southern Tibetan Plateau. Hydrol Process, 2008, 22, doi: 10.1002/hyp.6919
12 NIST. Report of Investigation, Standard Reference Materials 8535 (Vienna Standard Mean Ocean Water), 8536 (Greenland Ice Sheet Precipitation), and 8537 (Standard Light Antarctic Precipitation). National Institute of Standards & Technology, Standard Reference Materials Program. Gaithersburg, Maryland, 1992. 2
13 Tian L D, Yao T D, Schuster P, et al. Oxygen-18 concentrations in recent precipitation and ice cores on the Tibetan Plateau. J Geophys Res, 2003, 108: 4293—4303[DOI]
14 Aizen V, Aizen H, Melack J, et al. Isotopic measurements of precipitation on central Asian glacers (southeastern Tibet, northern Himalayas, central Tian Shan). J Geophys Res, 1996, 101: 9185—9196[DOI]
15 朱立平，鞠建廷，王君波，等. 湖芯沉积物揭示的末次冰消开始时期普莫雍错湖区环境变化. 第四纪研究, 2006, 26: 772—780
16 Craig H, Gordon L. Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In: Tongiorgi E, ed. Proceedings of a Conference on Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures. Spoleto, Italy, 1965. 9—130
17 Welhan J A, Fritz P. Evaporation pan isotopic behavior as an index of isotopic evaporation conditions. Geochim Cosmochim Acta, 1977, 41: 682—686[DOI]
18 Allison G B, Leaney F W. Estimation of isotopic exchange parameters, using constant-feed pans. J Hydrol, 1982, 55: 151—161[DOI]
19 Gat J R, Levy Y. Isotope hydrology of inland sabkhas in the Bardawil area. Ainai Limnol Oceanogr, 1978, 23: 841—850
20 Gat J R. Lakes. In: Gat J R, Gonfiantini R, eds. Stable Isotope Hydrology-Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle. IAEA Tech Rep Ser, 210, IAEA, Vienna, 1981. 203—221