科学通报 2009 年 第 54 卷 第 15 期: 2140 ~ 2147
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

藏东南不同季节水体中氧同位素的高程递减变化研究

杨晓新[①②], 徐柏青[①], 杨威[①], 曲冬梅[①], 林平南[③]

① 中国科学院青藏高原研究所青藏高原环境变化与地表过程重点实验室, 北京 100085;
② 中国科学院研究生院, 北京 100049;
③ Byrd Polar Research Center, the Ohio State University, Columbus, Ohio 43210, USA
E-mail: xxy@itpcas.ac.cn

2009-04-10 收稿, 2009-06-22 接受
中国科学院项目群、国家自然科学基金(批准号: 40571039, 40701037 和 40830638)资助

摘要 通过分季节研究藏东南地区水体中氧同位素($\delta^{18}O$)的变化, 揭示了$\delta^{18}O$ 随海拔变化的特征, 进而分析了相关的大气环流过程. 研究结果表明, 藏东南河水的$\delta^{18}O$ 和降水中$\delta^{18}O$ 的变化趋势一致; 同时也表明, 藏东南河水中$\delta^{18}O$ 随海拔的升高而降低的特征在不同时期有差异. 季风期河水的$\delta^{18}O$ 值最低, 其随高程递减的速率也最小. 西风期河水的$\delta^{18}O$ 值也较低, 仅次于季风降水期, 随海拔递减的速率也较小. 季风前河水中的 ^{18}O 最富集, 且与海拔的负相关线性关系相对最不显著; 而季风后河水中$\delta^{18}O$ 值随海拔变化的递减速率最大. 河水的$\delta^{18}O$ 值在不同季节与高程效应的符合程度不同, 反映了不同的河水补给的影响. 需要说明的是, 虽然不同季节的采样数目并不相同, 但各自的$\delta^{18}O$-H 线性相关系数都达到了 0.05 的置信度. 因此, 不同季节的河水$\delta^{18}O$ 的高程效应代表了氧同位素在大气环流和地表过程作用下的变化特征.

关键词
藏东南
降水
河水
氧同位素
高程效应

降水过程中优先沉降较重的稳定同位素是造成同位素高程效应的主要原因. 根据高程效应, 随着水汽沿山坡爬升, 大气水汽中的 ^{18}O逐渐贫化, 在瑞利凝结作用下在更高的大气层凝结降水, 导致形成降水的凝结温度更低, 从而造成降水中 ^{18}O的贫化[1~3]. 因此, 有科学家认为, 降水的高程效应反映了简单水汽来源的影响[4], 或者唯一的主导水汽的影响[2]. 根据降水或地表水中$\delta^{18}O$与海拔的相互关系, 人们用它来恢复青藏高原的古高度, 从而进一步了解高原的隆升过程和相关的水文过程[1,2,5]. 研究发现, 全世界不同地区降水和地表水中$\delta^{18}O$和海拔高度两者存在密切的相关性[6,7]. 其他研究也揭示了降水中的$\delta^{18}O$与大气环流过程的关系[8~11]. 近年来, 河水中$\delta^{18}O$的高程效应受到格外的重视[5,12,13]. 大气降水稳定同位素和河水同位素都是研究同位素高程效应的工具. 国际原子能机构和世界气象组织于近期启动了一项新的研究计划, “全球河水同位素监测网”(GNIR), 以更好地理解气候变化对河流的影响. 针对青藏高原及其周边地区降水的氧同位素($\delta^{18}O$)和氢同位素(δD)的研究已经进行了很长时间, 而河水中稳定同位素的相关研究才刚起步. 本研究将量化藏东南河水$\delta^{18}O$ 在不同季节的高程效应. 同时, 由于藏东南的河水主要是由大气降水补给的, 河水中$\delta^{18}O$ 变化将反映降水中$\delta^{18}O$ 的变化, 进而展现大气过程对季风区河水的影响.

1 样品采集和数据分析

在 2006 和 2007 年间, 我们在藏东南开展了两种方式的采样工作: 定点采样和多处采样(图 1). 定点采样选取的位于鲁朗的中国科学院藏东南高山环境综合观测研究站(29°46′N, 94°44′E, 3330 m a.s.l); 在此处开展的降水样品收集是在每次降水事件结束后

引用格式: 杨晓新, 徐柏青, 杨威, 等. 藏东南不同季节水体中氧同位素的高程递减变化研究. 科学通报, 2009, 54: 2140~2147
Yang X X, Xu B Q, Yang W, et al. Study of altitudinal lapse rates of $\delta^{18}O$ in precipitation/river water with seasons on the southeast Tibetan Plateau. Chinese Sci Bull, 2009, 54: 2742−2750, doi: 10.1007/s11434-009-0496-5

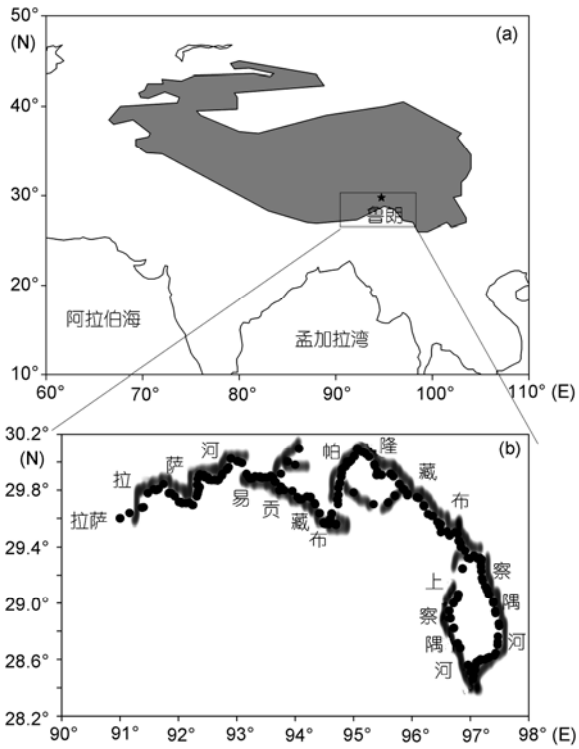

图 1　藏东南采样点示意图

(a) 定点降水和河水采样点，五角星为鲁朗在欧亚大陆的位置；(b) 藏东南区域河流采样示意图

进行；而定点河水采样点是鲁朗河流经藏东南站的一段，样品则是每半月收集一次，每次装满两个样瓶. 2007 年在藏东南站总共获取 172 个降水样和 48 个河水样. 为了进一步研究藏东南地区河水δ^{18}O 的时空变化特征，我们还开展了对藏东南地区大范围的河水采样，采样范围覆盖 91°~98°E 和 28.2°~30.2°N (图 1(b)). 所有的水样都被装在 5~15 mL、密闭性好的塑料瓶中，并放在冰柜里冷藏. 由于对藏东南地区的多处采样是在不同季节开展的，我们把样品按季节归类，季风前的河水样收集于 2006 和 2007 年 5 月上旬的两次野外考察，共 100 瓶(下文称为“季风前”)；受季风影响的河水样收集于 2006 年 6 月中下旬和 2007 年 7 月，共 42 瓶(下文称为“季风期”)；季风后的取样开展于 2006 年 10 月，共获取 106 个河水样(下文称为“季风后”)；还有 65 瓶河水样收集于 2007 年 1 月末(下文称为“西风期”). 这些样品最终被运到中国科学院青藏高原研究所青藏高原环境变化与地表过程实验室进行δ^{18}O 测定. 测定的方法是，从每个样品瓶中抽取 0.5 mm 的样品注入长颈试管中，然后放在 MAT253 上让其在室温 25℃的环境下与充进去的二氧化碳进行充分地混合，发生如下交换

$$H_2{}^{18}O+C^{16}O^{16}O \rightleftharpoons H_2{}^{16}O+C^{16}O^{18}O$$

然后在 18 h 之后启动测试程序，对交换出的二氧化碳气体中的氧同位素进行测定，再与国际原子能机构规定的维也纳标准海洋水(VSMOW)的氧同位素值进行对比校正，最后得到样品中氧同位素含量(‰). 大多数样品的含量是在 Finnigan MAT 253 上进行测试的，测量误差是±0.1‰. 还有一些样品被运到美国俄亥俄州立大学博得极地中心的冰芯实验室，用 Finnigan MAT delta S 测量，测试原理也是水气平衡法，误差是±0.1‰. 如果两边的测试样品出现重复，我们以 MAT253 的测试结果为准.

对于河水样品，我们将每半个月的两个值进行简单平均，用平均值代表该半月的河水δ^{18}O，进而更真实地展示定点河水δ^{18}O 的半月变化情况. 需要说明的是，10 月下旬的两个样品瓶在运输的过程中破碎，导致河水δ^{18}O 半月曲线中缺失该半月的对应值. 尽管藏东南站的降水样是在每个降水事件后就及时收集，但是为了保持数据的统一性，便于比较，我们对于鲁朗降水δ^{18}O 值计算半月加权平均，进而反映大气环流较大范围的季节变化. 对于降水中δ^{18}O 权重值的计算公式如下:

$$\delta\,\text{weighted}=\sum_1^n di\cdot pi \Big/ \sum_1^n pi\,,$$

其中di和pi分别指示每半个月内单次降水的氧同位素值和降水量，n定义每半个月内记录降水的次数. 除了上面提到的原因，Dansgaard[14]在其对全球GNIP数据的分析过程中也指出，对于干湿季节明显的地区，降水δ^{18}O的加权平均能更好地反映相关的大气环流过程. 从降水分布可以看出，鲁朗每年都有明显的干季，表现在 2007 年 11 月下旬到 2007 年 12 月底，鲁朗地区此时没有记录任何降水(表 1). 因此，为了保持数据的可比性，我们也没有采用相对时期的河水δ^{18}O值(表 1).

2　藏东南站水体中δ^{18}O 的季节变化特征

图 2 表示藏东南站降水(黑线)和河水(灰线)δ^{18}O 的总体变化格局. 由于季风的影响，藏东南降水中δ^{18}O在季风爆发时表现为明显下降，并随着季风的后撤而逐渐恢复高值[9,12]；在没有季风影响的时期，降水中δ^{18}O受地表温度和水文循环过程的影响，随地表温度的降低而降低，而因地表水汽蒸发和雨水

表 1 鲁朗地区一年内降水和河水的半月$\delta^{18}O$值

季节	日期(年-月-日)	降水次数	^{18}O(‰)	P/mm	$\delta^{18}O$的半月加权平均值(‰) 降水	河水
西风期	2007-1-22	1	−7.3	0.2	−7.3	−14.0
	2007-2-5	1	−7.8	0.1		
	2007-2-8	2	−14.1	3.2		
	2007-2-9	1	−22.4	0.6	−18.4	−14.0
	2007-2-13	1	−15.0	0.2		
	2007-2-15	3	−24.1	2.6		
	2007-2-16	1	−22.7	0.1		
	2007-2-18	1	−14.7	1.5		
	2007-2-19	1	−21.9	4.1	−17.5	−14.3
	2007-2-26	1	−23.8	0.6		
	2007-2-27	1	−17.3	0.2		
	2007-2-28	1	−13.9	5.0		
季风前	2007-3-1	1	−7.1	0.3		
	2007-3-3	1	−11.8	0.3	−5.8	−13.6
	2007-3-11	1	−2.2	0.1		
	2007-3-12	1	−3.6	0.8		
	2007-3-17	1	−11.4	0.3		
	2007-3-26	1	−5.8	1.6	−7.5	−13.8
	2007-3-27	2	−9.5	0.8		
	2007-4-2	3	1.5	6.2		
	2007-4-3	4	−0.3	3.8		
	2007-4-4	1	−3.5	2.6		
	2007-4-5	2	−3.8	5.4	−5.9	−13.6
	2007-4-6	2	−7.8	14.4		
	2007-4-8	1	−4.9	1.6		
	2007-4-10	2	−12.0	2.6		
	2007-4-11	1	−20.5	3.0		
	2007-4-16	1	−4.5	0.6		
	2007-4-21	3	−4.8	9.2		
	2007-4-22	2	−11.2	23.4		
	2007-4-23	1	−14.1	4.8	−9.8	−13.5
	2007-4-24	2	−14.6	2.4		
	2007-4-26	3	−2.2	1.6		
	2007-4-27	1	−9.4	3.4		
	2007-5-11	1	−12.8	15.8		
	2007-5-12	1	−16.3	12.2	−14.6	−13.5
	2007-5-15	1	−15.0	19.2		
季风期	2007-5-16	1	−27.0	10.2		
	2007-5-17	1	−23.8	2.2		
	2007-5-19	1	−8.0	0.6		
	2007-5-20	2	−8.4	3.0	−19.0	−13.1
	2007-5-26	1	−5.5	1.2		
	2007-5-30	1	−3.9	1.0		
	2007-5-31	1	−3.4	1.4		
	2007-6-1	2	−3.6	23.0		
	2007-6-2	1	−7.2	19.0		
	2007-6-3	1	−10.4	4.0		
	2007-6-6	1	−0.6	1.8		
	2007-6-7	3	−5.5	10.0	−8.4	−13.1
	2007-6-8	1	−7.6	8.4		
	2007-6-10	2	−15.8	23.2		
	2007-6-14	3	−7.1	12.8		
	2007-6-15	3	−10.8	8.4		
	2007-6-22	3	−12.3	28.4		
	2007-6-23	1	−19.8	6.2		
	2007-6-24	1	−17.4	3.6	−12.6	−13.4
	2007-6-27	2	−5.9	7.8		
	2007-6-28	1	−12.5	7.8		
	2007-7-2	1	−13.4	5.2	−16.6	−13.9
季风期	2007-7-4	1	−10.6	2.2		
	2007-7-7	1	−10.4	2.2		
	2007-7-8	1	−12.1	1.8	−16.6	−13.9
	2007-7-9	1	−11.0	1.2		
	2007-7-10	2	−13.5	7.8		
	2007-7-11	2	−19.3	30.2		
	2007-7-16	1	−11.6	0.8		
	2007-7-18	1	−10.9	1.0		
	2007-7-19	3	−13.4	20.4		
	2007-7-20	1	−17.5	19.0		
	2007-7-22	3	−17.8	12.4		
	2007-7-23	2	−23.6	14.0		
	2007-7-24	1	−18.5	7.0	−17.9	−14.4
	2007-7-25	2	−17.3	6.8		
	2007-7-26	1	−12.1	0.8		
	2007-7-27	2	−21.2	8.0		
	2007-7-28	5	−20.0	15.6		
	2007-7-29	1	−17.2	6.4		
	2007-7-30	1	−15.4	4.4		
	2007-8-8	2	−13.2	4.4		
	2007-8-10	2	−13.2	3.6		
	2007-8-11	3	−16.1	7.4	−17.1	−14.6
	2007-8-14	2	−14.7	5.0		
	2007-8-15	3	−19.8	18.2		
	2007-8-16	1	−18.6	2.2		
	2007-8-17	2	−15.5	4.0		
	2007-8-18	1	−19.3	8.2		
	2007-8-22	2	−10.4	2.8		
	2007-8-23	1	−13.0	4.8	−16.9	−15.0
	2007-8-25	1	−16.8	1.2		
	2007-8-27	1	−14.1	5.4		
	2007-8-28	1	−19.3	1.2		
	2007-8-29	3	−22.3	6.0		
	2007-8-30	1	−17.8	1.4		
	2007-9-2	3	−17.4	21.6		
	2007-9-3	2	−19.5	16.6		
	2007-9-4	2	−17.5	14.4		
	2007-9-5	3	−27.7	25.0		
	2007-9-6	2	−23.8	16.0		
	2007-9-7	2	−21.8	8.6		
	2007-9-8	2	−24.4	15.2	−21.9	−15.3
	2007-9-9	2	−24.9	17.0		
	2007-9-10	2	−25.1	12.2		
	2007-9-11	1	−17.3	3.0		
	2007-9-12	2	−21.0	14.0		
	2007-9-13	1	−20.4	8.0		
	2007-9-15	2	−17.8	13.2		
季风后	2007-9-29	1	−10.1	1.6	−10.1	−14.9
	2007-10-2	1	−13.4	1.0		
	2007-10-8	1	−20.9	2.6	−18.7	−14.8
	2007-10-9	1	−20.3	0.6		
	2007-10-14	1	−14.9	0.4		
	2007-10-18	3	−24.0	1.8		
	2007-10-20	1	−18.6	3.8		
	2007-10-21	2	−19.3	10.6	−19.1	
	2007-10-22	1	−16.3	1.0		
	2007-10-23	1	−7.8	0.6		
	2007-11-2	1	−9.9	0.6		
	2007-11-6	2	−8.8	2.2	−9.0	−14.7
	2007-11-12	1	−8.4	0.2		

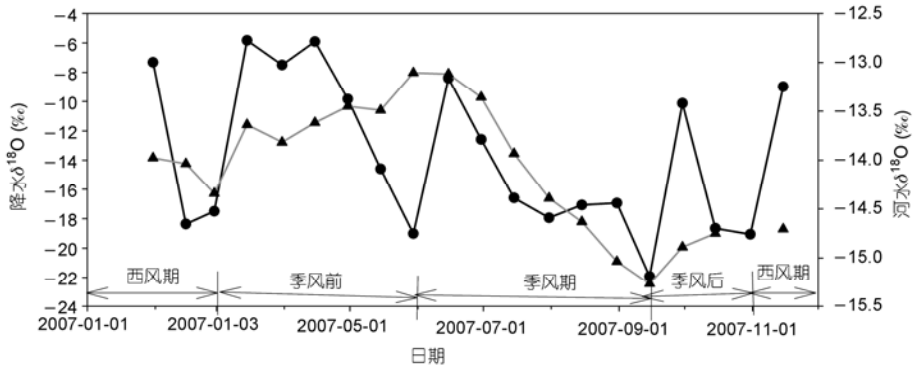

图 2　藏东南高山环境综合观测研究站收集的降水(黑粗线)和河水(灰线)半月δ^{18}O 加权平均值变化曲线

二次蒸发和循环而升高[14]. 鉴于此, 我们根据降水δ^{18}O的变化曲线, 将一年的数据分成 4 个季节: 季风前(3 月至 5 月中旬, ^{18}O表现为总体富集)、季风期(5 月中旬至 9 月中旬, δ^{18}O表现为一致下降趋势)、季风后(9 月中旬到 11 月, δ^{18}O表现为大幅波动)和西风期(12 月到 2 月, ^{18}O以贫化为主且降水事件少). 在对流冷却和持续的大气环流过程的共同作用下, 夏季季风的强度和降水中δ^{18}O的下降幅度之间还存在反相关关系[9,12,15]. 根据这种反相关关系, 不但降水中δ^{18}O变化很大, 所对应的降水量也随季节有很大的变化, 因此我们可以通过同位素地球化学来补充研究与季风相关的大气环流过程. 藏东南站降水中δ^{18}O的年加权平均值为–13.9‰, 比鲁朗定点河水采样获取的河水δ^{18}O值(–14.2‰)更高. 这是因为相对于定点降水而言, 河水包括由上游到下游的传输过程, 即使是定点采集的河水样, 它也会包括来自上游的河水成分; 而形成于上游的降水凝结分馏的高度高于河流的中下游流域, 同时季风降水在从下游向上游的输送过程中对水汽中 ^{18}O逐渐清除, 会造成流域河水δ^{18}O值的相对贫化. Kendalll和Coplen[6]在研究美国降水和河水δ^{18}O的变化特征时, 也发现δ^{18}O在定点河水中比定点降水的值低. 鲁朗降水中δ^{18}O的变化范围为–21.9‰~–5.8‰, 比河水中δ^{18}O的范围宽得多, 后者仅为–15.3‰~–13.1‰.

尽管青藏高原位于西风带影响区, 但本次研究获得的鲁朗年降水情况表明, 西风带对该地区造成的降水量很少, 只占 2007 年全年降水的 2%; 相对而言, 印度季风带来的降水占 2007 年全年降水量的 77%. 可见夏季季风给高原, 尤其是高原东南部地区带来了明显的降水. Yao等人[16]和Tian等人[11,12]甚至认为, 藏东南地区河水主要由占全年降水量 85%的季风降水补给的. 季风降水和西风带降水量的反差是由于高原的独特地貌造成的, 高原西部和西南部由于喜马拉雅山的环抱而海拔很高, 阻挡了西风带和西南水汽的输入[17,18], 而东部和东南部地区地势较低, 使得来自孟加拉湾的水汽在印度季风期间进入藏东南地区.

鲁朗河水δ^{18}O的变化虽然没有降水中δ^{18}O的变化大, 但两者在整体变化趋势上趋于一致(图 2). 这不仅表明降水是藏东南地区河水的主要补给来源, 还显示出河水相对于降水的独特优势: 相对于瞬间降水而言, 河水相对稳定, 定点河水还与上游来水和本地大气降水充分混合, 从而平滑掉了瞬间大气过程造成的噪声, 同时也能准确捕捉到强度较大的大气环流过程. Dutton等人[7]在研究美国大陆的现代降水和河水的过程中, 也报道过河水δ^{18}O平滑掉降水中δ^{18}O小幅变化的特点. 同样, 他们将这一特征归因为后降水过程, 包括蒸发、不同水源补给的混合、以及相关的地表过程的影响. 根据河水中δ^{18}O变化特征与降水中δ^{18}O的变化一致的特征, 我们将在下一节中用它与海拔的相互关系, 讨论相关的大气环流过程.

另一方面, 由于降水中δ^{18}O 的变化不像河水的变化那样平滑, 而是表现出较剧烈的波动, 因此通过研究这些波动能了解与大气降水过程相关的、更直接的大气环流过程. 降水中δ^{18}O 在西风带时期一直是下降的, 进入 3 月份就出现大幅上升, 并一直保持这种高值状态至 5 月中旬. 印度季风期间, 降水δ^{18}O 表现为 3 次明显的低值, 分别出现在 6 月初, 7, 8 月之交和 9 月中旬(图 2). 其中, 5 月下旬的降水δ^{18}O 的半月加权平均(–19.0‰)比 7 月下旬的值(–17.9‰)偏低, 但两者都高于 9 月中旬的极低值(–21.9‰); 同时, 9 月中

旬的低值与其他两次低值的情况不同，它对应的同时期河水的δ^{18}O 也达到最低值. 这并不表明该地区的季风环流在 9 月中旬最强，而是由于这时的大气降温过程叠加在尚未结束的季风过程上，共同导致 ^{18}O 贫化，甚至达到全年最低值. 还需要指出的是，6 月初降水δ^{18}O 的下降非常明显，其值比 5 月中旬的值低~5‰，比 6 月中旬的值低~11‰，预示印度季风开始登陆该地区. 而河水稳定同位素的明显降低比降水的早半个月，河水δ^{18}O 在 5 月中旬就出现了一个低值；这个低谷类似于明显上升趋势中的暂停(图 2). 这可能是由于冰雪消融水的大量注入，导致更低的δ^{18}O 值. 因为在季风降水成为河水主导补给源之前，河水主要有地表径流及冰川融水补给；河水氧同位素的提前降低，恰恰反映了季风前青藏高原东南地区由于强烈的太阳辐射而形成的高温，印证了季风的爆发是在海陆热力差异的驱动下形成的.

3 藏东南地区河水中δ^{18}O 的空间变化和高程效应

高程效应的产生是由于气团沿山地向上爬升凝结成降水的过程中，根据瑞利分馏和清除效应流失^{18}O，使得降水中的δ^{18}O随海拔的升高而降低[1,14,19]. 河水δ^{18}O在不同的季节与高程效应的对应关系不同，同时高程效应产生的递减率也不同(图 3). 尽管还有许多其他因素影响大气气团稳定同位素的组成，有研究认为河水或地表水δ^{18}O若呈现出高程效应，则该地区有一种占主导的水汽补给[2,4]. 而藏东南地区 4 个季节水汽来源各不相同，因此我们主要研究区域内河水δ^{18}O在不同季节与海拔的相互关系，进而研究藏东南河水在不同季节的补给特征.

如前文所述，大气环流可以从区域河水δ^{18}O 的变化中加以揭示. 由于季风的发展循序渐进，它对河流的影响带有区域性特征. 我们根据 4 个季节，即季风前、季风期、季风后和西风期，分别研究了区域河水在不同季节的δ^{18}O 变化特征(表 2 和图 3)，以期准确研究不同水汽来源控制条件下δ^{18}O 与海拔高度的关系. 河水δ^{18}O 在这 4 个季节中都与海拔成一致的线性关系，即δ^{18}O 随海拔的升高而降低(图 3)，这符合同位素高程效应.

季风前河水δ^{18}O的值明显偏高(图 3(a))，其平均值高达−13.9‰，这比季风期的δ^{18}O平均值−15.5‰、季风后的δ^{18}O平均值−15.1‰和西风期的δ^{18}O值−15.3‰都高. Tian等人[11]和刘忠方等人[20]也曾经指出，藏东南河水和降水中δ^{18}O组成在春季出现全年最高值，亦即在季风爆发之前富集. 季风前河水δ^{18}O

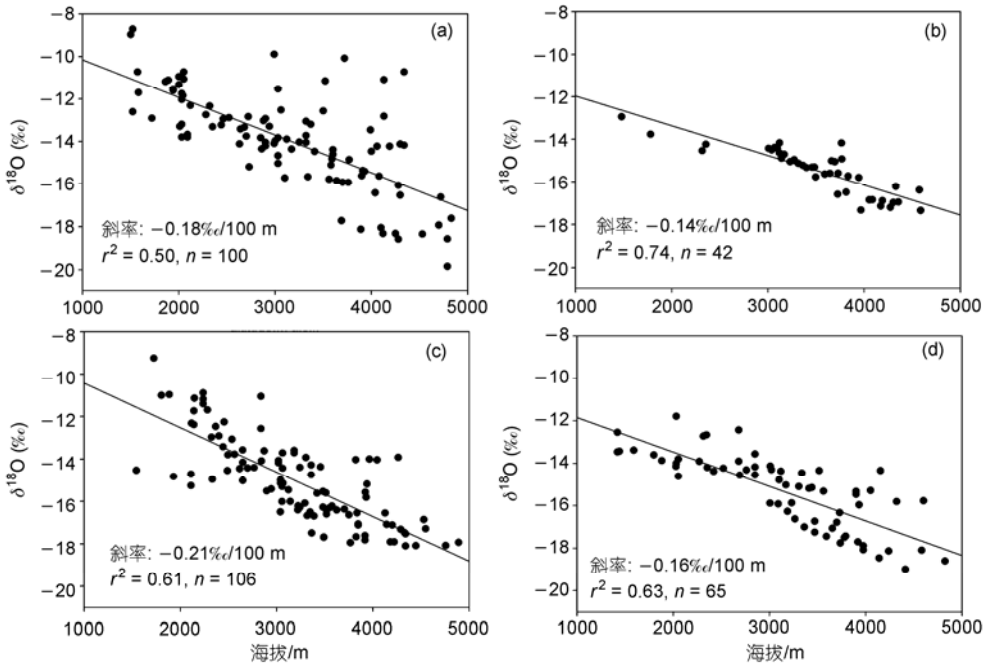

图 3 藏东南河水δ^{18}O 随海拔的变化情况

(a) 季风前; (b) 季风期; (c) 季风后; (d) 西风期. 图中还显示了各个时期的样品数量和线性关系的相关系数，置信度为 0.05

表 2 鲁朗地区降水与河水δ^{18}O 的数据总结以及藏东南地区多处河水δ^{18}O

季节	季风前	季风期	季风后	西风期
区域河水 δ^{18}O 均值(‰)	−13.9	−15.5	−15.1	−15.3
区域河水高程效应递减率(‰/100 m)	0.18	0.14	0.21	0.16
区域河水 δ^{18}O 变化范围(‰)	−19.8~−8.7	−17.4~−12.9	−18.1~−9.2	−19.0~−11.8
区域河水样品量	100	42	106	65
鲁朗降水 δ^{18}O 季节均值(‰)	−5.51	−14.34	−19.37	−17.43
鲁朗河水 δ^{18}O 季节均值(‰)	−13.52	−14.08	−14.81	−14.40

的变化范围为−19.8‰~−8.7‰, 随海拔的递减率为0.18‰/100 m, δ^{18}O 与海拔的线性关系并不是非常显著(r^2 = 0.50); 特别是高达 11‰的变化幅度是值得注意的, 这表明季风前本区域河流的水汽补给复杂、或者地表过程因地区而异. 从水汽补给来看, 我们在季风前收集的降水样, 测试结果显示出最高可达约−3‰的δ^{18}O 值.

季风期河水δ^{18}O值最低, 变化范围也最小, 从−17.4‰~−12.9‰(图 3(b)). δ^{18}O随海拔的递减率相对较低, 为−0.14‰/100 m, 而δ^{18}O与海拔的线性关系最好(r^2 = 0.74), 表明季风时节的季风降水提供了河水的主要补给. 季风期的递减率小于刘忠方等人[20]在雅鲁藏布江流域得到的河水随海拔的递减率−0.34‰/100 m, 原因可能是刘忠方等人[20]的线性拟合数据较少(8 个数据点). 该值也低于丁林等人[21]建立的喜马拉雅-羌塘地区在季风发生前后河水δ^{18}O的高程递减率(−0.24‰/100 m), 原因是后者在研究藏南河水氧同位素的高程效应时, 没有考虑季风降水样品. 季风降水样品的重要性在于印度季风强度很大, 降水云团影响了整个喜马拉雅山地区, 甚至足以控制藏东南小规模区域的流域河水补给, 从而在某种程度上同化了相对较小流域的同位素组成; 本研究在大范围内河水的δ^{18}O变化范围仅为~5‰, 也证实河水主要是由季风降水补给的. 而如果考虑全年河水流域的补给, 则有可能使不同地区受制于不同的地面蒸发程度和地表过程, 进而加大河水在不同海拔的同位素变率.

季风后河水δ^{18}O以 0.21‰/100 m的速率随海拔递减(图 3(c)), 是 4 个季节中δ^{18}O/海拔递减速率最大的, 接近Bowen和Wilkinson[3]运用GNIP降水数据计算的全球降水δ^{18}O高程效应的速率(−0.2‰/100 m). 同时, 对于 106 个样品的线性模型, 线性拟合程度很高(r^2 = 0.61), 说明河水δ^{18}O与海拔的线性关系也很好, 表明季风后河水的补给较为简单. 河水δ^{18}O的变化幅度为−18.1‰~−9.2‰, 比季风期间的波动幅度大得多. 10 月份藏东南河水采样的过程中也收集了当时沿途的降水样, 同位素测定显示季风后降水^{18}O明显贫化(−11.6‰~−15.2‰). 这可能是由于南部和西南部高山的阻挡, 导致发生在藏东南的季风后降水出现“雨影效应”, 与之伴生的是降水 ^{18}O的总体贫化. 季风后河水δ^{18}O的变化幅度仍然很大, 达~9‰, 说明河流从源头到下游可能受到复杂地表过程的影响. 研究发现[22,23], 9 月下旬印度季风撤退以后, 西风带的影响紧跟着印度季风的后撤而恢复, 所以既有季风后期降水, 也有西风带降水. 但由于高原面温度的降低和对流活动的总体减弱, 季风后的降水量很少. 结果, 该时期河水很可能主要由少量的西风降水补给, 加上季风期形成的地表径流共同供给; 而季风后的地表径流要受到陆地蒸发和陆面环流的影响, 同时还会受到地表和植被的蒸腾作用的影响.

西风期河水δ^{18}O 随海拔的递减率比较小, 为−0.16‰/100 m, 变化幅度为 8‰, 最小值为−19.0‰, 最大值为−11.8‰. 此时气温和大气降水都很低, 地表水的蒸发作用可以忽略不计, 而高原大部分地区的河流都是地下水和地表径流供给的. 局地温度就成为河水δ^{18}O 变化的主要影响因子, 造成区域内河水 ^{18}O 的普遍贫化; 同时简单的水源补给也使得河水δ^{18}O 随海拔递减率的减小.

4 讨论和结论

我们在上文讨论了藏东南站定点收集的河水和降水δ^{18}O的相关性、藏东南区域内河水δ^{18}O的高程效应的对比. 定点收集的降水δ^{18}O 比河水δ^{18}O 的变化幅度更大, 表明河水对降水δ^{18}O有平滑效应. 此外, 藏东南站年降水δ^{18}O的雨量加权平均值比河水的高, 归因于河水表面的蒸发分馏与降水在传输过程中对^{18}O的逐渐清除; 但降水和河水δ^{18}O的总体变化趋势是一致的. 根据同位素变化特征, 我们将一年分成 4 个同位素时段来研究, 分别为季风前(3 月至 5 月中

旬), 季风期(5 月中旬至 9 月中旬), 季风后(9 月中旬至 11 月)以及西风期(12 月至次年 2 月). 藏东南站定点收集的河水和降水数据都显示出 ^{18}O在季风前的普遍富集, 以及在季风期间的大幅度降低. 两者的一致性表明藏东南河水主要受到大气降水的控制, 从而表明, 使用河水$\delta^{18}O$可以有效地研究该地区的大气环流格局. 实际上, 这也在其他地区的研究中被证实. Kendalll和Coplen[6]发现河水是雨水和地下水的过渡产物, 可以过滤掉短期事件造成的噪声. Hoffmann等人[24]也认识到大河中同位素组成的优势, 指出河水既融合了大盆地流域的同位素信号, 也平滑了降水中同位素的空间变化.

覆盖藏东南地区的区域河水$\delta^{18}O$组成表明, 河水$\delta^{18}O$随海拔的升高递减, 但他们的递减率在不同季节由于水汽补给的不同而存在差别. 我们的研究表明, 季风期$\delta^{18}O$/海拔递减率最低, 其次是西风期的河水$\delta^{18}O$/海拔递减率; 这指示了季风和西风在两个特定时段对大气环流过程的绝对控制. 在季风期, 印度洋上的积雨云对流产生的凝结加热主导着高原东南部, 产生大量的降水[25], 以至于季风降水在某种程度上在一个小流域或地区内统一了河水的组成, 包括稳定同位素组成, 形成很小的$\delta^{18}O$/海拔递减率. 此外, 大量的降水还造成降水中 ^{18}O的大幅贫化, 最终使受季风降水主导的河水 ^{18}O贫化. 另一方面, 虽然季风时期的冰雪消融和蒸发非常显著[26], 冰雪消融使大量贫化的$\delta^{18}O$注入河水, 而蒸发作用则使河水中的 ^{18}O更加富集, 两种作用相互抵消, 从而抑制了河水$\delta^{18}O$ 在季风季节走向极端. 事实上, 季风期河水$\delta^{18}O$的变化幅度非常小, 只有~5‰. 随着西风带的影响在藏东南地区的恢复, 当地温度逐渐转冷, 抑制了地表蒸发和植被蒸腾作用的发生, 使这些陆面过程明显低于季风前和季风期间; 这可以从季风后河水$\delta^{18}O$的平均值较低表现出来. 这种抑制作用大大降低了表面蒸发和植被蒸腾作用形成的大陆环流对河流的补给, 使季风后河水补给源趋向简单, 使得河水$\delta^{18}O$/海拔递减率几乎和季风期的一样低. 在西风带的控制下, 干冷的西风从中亚甚至更远的海洋吹到青藏高原, 在水汽长距离输送的作用下, 降水中 ^{18}O相对贫化. 当这些低$\delta^{18}O$含量的降水注入藏东南地区河流的时候, 带来了区域河水 ^{18}O的贫化.

季风前河水中 ^{18}O是一年中最富集的, 此时河水 ^{18}O的富集可能是由于频繁的局地对流降水造成的. 气象学上也提出, 季风前由于高原表层明显加热, 从而在晚春时期形成干性热对流[25]. 由于高原表面温度的升高[26], 河水的蒸发作用加剧, 导致海拔较低区域河水 ^{18}O的富集. 随着印度季风在晚秋时节季风强度的逐渐减弱, 季风降水气团只有不断爬升才能翻越沿途山峰进入藏东南, 从而强化了水汽中$\delta^{18}O$的清除作用. 这可能是$\delta^{18}O$/海拔的递减率在季风后最高, 达–0.21‰/100 m的主要原因. 最后需要指出的是, 虽然青藏高原季风期和西风期$\delta^{18}O$-H的线性关系比其他时期更好, 但这并不代表线性关系的优差完全取绝于采样数目的多少. 如季风后的样品数目最多(达 106 个, r^2 = 0.61), 而该时期的线性关系好于样品数目相对较少的季风前(100 个, r^2 = 0.5), 甚至只是略差于样品相对少得多的西风期(65 个, r^2 = 0.63). 此外, 各个季节的线性关系都达到了 0.05 的置信度, 且相关系数的平方都大于 0.5. 由此可见, 本文展示的线性关系以及由此反映的不同季节的高程效应具有普遍代表性. 但青藏高原季风期和西风期水体中氧同位素的高程递减变化研究值得进一步深入.

我们的研究还表明, 不能简单地认为区域河水$\delta^{18}O$ 完全反映了大尺度的环流格局, 因为区域河水$\delta^{18}O$ 其实是地表水文过程和不同大气环流产生的大气降水共同作用的结果, 而且主要还受局地温度的影响.

致谢 姚檀栋院士及两位匿名审稿专家提出宝贵的意见和建议, 中国科学院藏东南高山环境综合观测研究站的同事帮助我们在鲁朗长期连续地收集降水样和定点河水样, 在此一并表示感谢.

参考文献

1 Siegenthaler U, Oeschger H. Correlation of ^{18}O in precipitation with temperature and altitudes. Nature, 1980, 285: 314—318[DOI]

2 Poage M A, Chamberlain C P. Empirical relationships between elevation and the stable isotope composition of precipitation and surface waters: Considerations for studies of paleoelevation change. Am J Sci, 2001, 301: 1—15[DOI]

3 Bowen G J, Wilkinson B. Spatial distribution of $\delta^{18}O$ in meteoric precipitation. Geology 30, 2002, 30: 315—318
4 Kurita N, Sugimoto A, Fujii Y, et al. Isotopic composition of origin of snow Siberia. J Geophys Res, 2005, 110: D13102
5 Rowley D B, Pierrehumbert R T, Currie B S. A new approach to stable isotope-based paleialtimetry: Implication for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene. Earth Planet Sci Lett, 2001, 188: 253—268[DOI]
6 Kendalll C, Coplen T B. Distribution of oxygen-18 and deuterium in river waters across the United States. Hydrol Proc, 2001, 15: 1363—1393 [DOI]
7 Dutton A, Wilkinson B H, Welker J M, et al. Spatial distribution and seasonal variation in $^{18}O/^{16}O$ of modern precipitation and river water across the conterminous USA. Hydrol Proc, 2005, 19: 4121—4146[DOI]
8 Johnson K R, Ingram B L. Spatial and temporal variability in the stable isotope systematics of modern precipitation in China: Implications for paleoclimate reconstructions. Earth Planet Sci Lett, 2004, 220: 365—377[DOI]
9 Vuille M, Werner M, Bradley R S, et al. Stable isotopes in precipitation in the Asian Monsoon region. J Geophys Res, 2005, 110: D23108[DOI]
10 Tian L D, Masson-Delmotte V, Stievenard M, et al. Tibetan Plateau summer monsoon northward extent revealed by measurements of water stable isotopes. J Geophys Res, 2001, 206: 28081—28088
11 Tian L D, Yao T D, Schuster P F, et al. Oxygen-18 concentrations in recent precipitation and ice cores on the Tibetan Plateau. J Geophys Res, 2003, 108: 4293—4303[DOI]
12 Gonfiantini R, Roche M A, Olivry J C, et al. The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. Chem Geol, 2001, 181: 147—167[DOI]
13 Araguas-Araguas L, Froehlich K, Rozanski K. Deuterium and Oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture. Hydrol Proc, 2000, 14: 1341—1355[DOI]
14 Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. Tellus, 1964, 16: 436—468
15 Thompson L G, Yao T D, Mosley-Thompson E, et al. A high-resolution millennial record of the south Asian monsoon from Himalayan ice cores. Science, 2000, 289: 1916—1919[DOI]
16 Yao T D, Thompson L G, Mosley-Thompson E, et al. Climatological significance of $\delta^{18}O$ in north Tibetan ice cores. J Geophys Res, 1996, 101: 29531—29537[DOI]
17 Ueda H, Kamahori H, Yamazaki N. Seasonal contrasting features of heat and moisture budgets between the eastern and western Tibetan Plateau during the GAME IOP. J Clim, 2003, 16: 2309—2324[DOI]
18 Tian L D, Yao T D, MacChine K, et al. Stable isotopic variations in west China: A consideration of moisture sources. J Geophys Res, 2007, 112: D10112[DOI]
19 Joussaume S, Sadourry R, Jouzel J. A general circulation model of water isotope cycles in the atmosphere. Nature, 1984, 311: 24—29[DOI]
20 刘忠方, 田立德, 姚檀栋, 等. 雅鲁藏布江流域降水中$\delta^{18}O$的时空变化. 地理学报, 2007, 62: 510—517
21 丁林, 许强, 张利云, 等. 青藏高原河流氧同位素区域变化特征与高度预测模型建立. 第四纪研究, 2009, 29: 1—13
22 Tao S, Ding Y. Observational evidence of the influence of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective storms in China. Bull Am Meteorol Soc, 1981, 62: 23—30[DOI]
23 Ding Y, Sikka D R. Synoptic systems and weather. In: Wang B, ed. The Asian Monsoon. Berlin Heidelberg: Springer, 2006. 131—201
24 Hoffmann G, Jouzel J, Masson V. Stable water isotopes in atmospheric general circulation models. Hydrol Proc, 2000, 14: 1385—1406[DOI]
25 Luo H, Yanai M. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part 2: Heat and moisture budgets. Mon Weather Rev, 1984, 112: 906—990
26 Hoskins B, Wang B. Large-scale atmospheric dynamics. In: Wang B, ed. The Asian Monsoon. Berlin Heidelberg: Springer, 2006. 357—415