



论文

印度季风期对青藏高原东南部地表水体 $\delta^{18}\text{O}$ 高程效应的影响

杨晓新*, 徐柏青, 杨威, 曲冬梅

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

* E-mail: xxy@itpcas.ac.cn

收稿日期: 2011-02-15; 接受日期: 2011-09-27

中国科学院项目(编号: KZCX2-YW-Q09-06)、国家自然科学基金(批准号: 40830638, 40571039)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2005CB422004)和中国科学院/SAFEA 国际创新团队伙伴计划(编号: KZCX2-YW-T11)资助

摘要 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程效应已成为研究青藏高原古高度的一个前沿热点科学问题, 而解决这一前沿热点科学问题的有效方法之一就是现代过程研究. 本研究展示了青藏高原东南部两个采样剖面(察隅河剖面 and 拉萨-尼洋河剖面)获取的地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 结果, 用 6~9 月的地表水样品代表季风期, 而一年中剩余时间的地表水样品代表非季风期. 本研究还结合了之前对于青藏高原及其周边地区地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 的相关研究, 以期从局地到区域、全面理解不同水汽来源对地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 高程效应的影响. 研究结果表明, 藏东南及其周边地区受印度夏季风影响强烈, 该区域内地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 主要受到海拔的影响; 季风期和非季风期高程效应的变化表明, 单一、主导的水汽补给或者简单的水汽来源带来较小的高程递减率, 而局地对流的增加将增大地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程递减率. 本研究还揭示了印度夏季风对该区域内地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 高程效应的显著影响, 以及局地对流和西风带的发展对高程递减率的影响.

关键词 $\delta^{18}\text{O}$
高程效应
夏季季风
藏东南
高程递减率

近年来, 世界上普遍利用大气降水和地表水(如河水和湖水)中的稳定氧同位素($\delta^{18}\text{O}$)重建古高度, 这样的研究工作有对新西兰的南阿尔卑斯山的古高度研究^[1], 有对北美洲西部高山的研究^[2], 有对南美洲安第斯山脉的研究^[3], 还有对青藏高原隆升历史的重建研究^[4-9]. 利用降水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 重建古高度研究的根本机制在于组成水分子的 ^{18}O 相对于 ^{16}O 较重, 因此, 在大气水汽沿山坡爬升直至凝结成云致雨的过程中, 较重的 ^{18}O 率先分馏, 导致剩余大气水汽中的稳定氧同位素逐渐贫化. 具体而言, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程效应可以理解为, 水汽中的 $\delta^{18}\text{O}$ 在瑞利分馏作

用下随着降水过程中凝结层升高以及凝结温度的相应降低而逐渐贫化^[10-12]. 因此, 除了山体地貌可能产生的影响之外, 不同地区的不同气候系统也将影响当地的降水和地表水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程递减率^[13,14]. 正是由于这些因素的影响, 世界上水体中 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程递减率最低为 0.1‰/100 m, 而最高可达 1.1‰/100 m^[5,8,12,15,16].

青藏高原由于平均海拔高, 且位于中低纬度地区, 因对亚洲乃至整个北半球的气候都产生着非常重要的影响^[17-19], 形成了中国东部湿润区, 还催生了雨影效应, 形成了中国西北部干旱/半干旱的气

候格局^[20-22]. 青藏高原冬季位于西风带的控制下, 夏季受印度季风的影响. 在印度季风的影响下, 海洋水汽首先沿地势较低的河谷流域向西北进入青藏高原东南部. 季风的发展影响了降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化, 特别是青藏高原东南部降水中稳定氧同位素组成, 从而最终影响了降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 高程递减率的变化^[23]. 另一方面, 季风降水占藏东南全年降水的绝大比例, 是该区域内地表水在季风期间的主要补给源^[22,24-26], 因此印度夏季风(特别是孟加拉湾季风)还间接影响到区域内地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化, 使夏季风影响区内地表水体 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程效应表现出其自身的特点^[22,24-28].

之前的研究发现, 区域内地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 与当地降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化趋势一致, 只是整体上平滑了降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的大幅波动, 从而清晰地表现出印度季风期 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均状况^[16]. 此外, 地表水的稳定同位素组成可以反映大区域内降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的空间变化. 这两特征正是利用地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 研究高程效应的优势所在. 本文就是通过藏东南地区地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 研究了受印度季风影响地区 $\delta^{18}\text{O}$ 高程递减率的变化特征.

1 采样与实验室分析

从 2006 年以来, 我们在藏东南地区开展了数次野外考察, 并对该考察区进行广泛的地表水采样工作. 考察区域覆盖 $91^{\circ}\sim 97^{\circ}\text{E}$, $28.2^{\circ}\sim 30.2^{\circ}\text{N}$ (图 1(b), (c)). 我们在季风季节采样四次, 分别为 2006 年 6 月末和 9 月初、2007 年 7 月初和 2009 年 6 月初; 在非季风季节采样 3 次, 分别为 2006 年 5 月和 10 月, 以及 2007 年 1 月. 采样的考察路线东起拉萨以东, 沿着拉萨-尼洋河剖面向东, 到达然乌后再向南沿着察隅河流域采样(图 1). 每次采样地点的经纬度都大致重合. 通过上述野外考察及取样, 我们最终获得了 95 份季风期(6~9 月)地表水样品, 以及 96 份非季风期地表水样品. 收集样品的瓶子是密闭性较好的 15 mL PET 塑料瓶, 装满后拧紧并迅速冷藏, 并及时运回青藏高原所位于北京的青藏高原环境变化与地表过程实验室进行稳定同位素测量. 稳定氧同位素值在实验室中是利用水气平衡法在 MAT-253 上进行的测定, 测量精度为 $\pm 0.05\text{‰}$.

在野外考察过程中, 采样点的海拔高度是利用 Garmin Model eTrex Vista Cx GPS 设备确定的. 考虑到该种 GPS 在野外工作中对海拔的显示不稳定, 我们

在随后的分析中利用 1:5 万的地形图进行校正. 此外, 我们还把所有采样点放在美国地质协会提供的在线地形图(<http://edcscns17.cr.usgs.gov/NewEarthExplorer/>)进行校正, 得出校正后的海拔高度. 需要指出的是, 由于河流主干道的水流汇聚了上游河流的不同支流以及发生在上游的大气降水, 因此我们用上游流域的平均海拔(即与上游面积的权重平均)表示河流主干道水样的海拔高度. 另一方面, 小溪、小河的稳定氧同位素组成反映了地下水 $\delta^{18}\text{O}$ 的组成, 更多地受制于局地地貌和环流的影响, 因此对于这些样品的海拔, 我们将野外记录的经纬度直接投射在线地形图上, 用该点的海拔高度代表采样点的海拔, 用于研究高程效应在不同地区的差异.

2 结果

2.1 察隅河剖面地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化特征

察隅河剖面整体上呈南北向. 在亚洲夏季风暴发时, 来自孟加拉湾的水汽首先沿着地势较低的河谷向北挺进. 我们的采样点的海拔从南部的 1485 m 到北部的 4350 m. 在整个剖面上, 地表水的 $\delta^{18}\text{O}$ 组成在南部较为富集, 为 -10.72‰ , 在北部较为贫化, 为 -17.48‰ . 如图 2(a)所示, 该剖面 $\delta^{18}\text{O}$ 与纬度成明显的反相关关系, 递减速率达 -3.28‰/纬度 . 而剖面偏南部分(约位于 28.5°N 附近)的地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 在很小的区域内表现出很大的波动幅度, 变化幅度约高达 5‰ (在图 2(a)中标示于椭圆内). 这是由于组成察隅河剖面的两个支流在 28.5°N 附近汇合(图 1(b)), 然后分别向东北和西北方向延伸, 导致海洋来的水汽也相应地在该点分开, 在东、西两条分支上随地形地势发生不同的同位素分馏过程, 引起当地降水稳定氧同位素的差异, 从而造成相同纬度点的水汽来源 $\delta^{18}\text{O}$ 差异明显. 此外, 以 97.04°E 为界, 以西地表水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显比以东支流地表水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值更加富集(前者均值: -11.97‰ , 后者均值: -14.16‰ ; 见图 2(b)中白点所示), 这是由于界限两侧的地势差异显著所致(以西平均海拔仅为 1861 m, 而以东平均海拔为 2791 m). 地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔的递减在整个察隅河剖面都非常显著($R^2=0.60$, 显著性达 0.05), 高程递减率为 0.14‰/100 m (图 2(c)).

由此可见, 在察隅河流域, 地表水是局地降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 受纬度效应和高程效应共同作用的结果, 为了

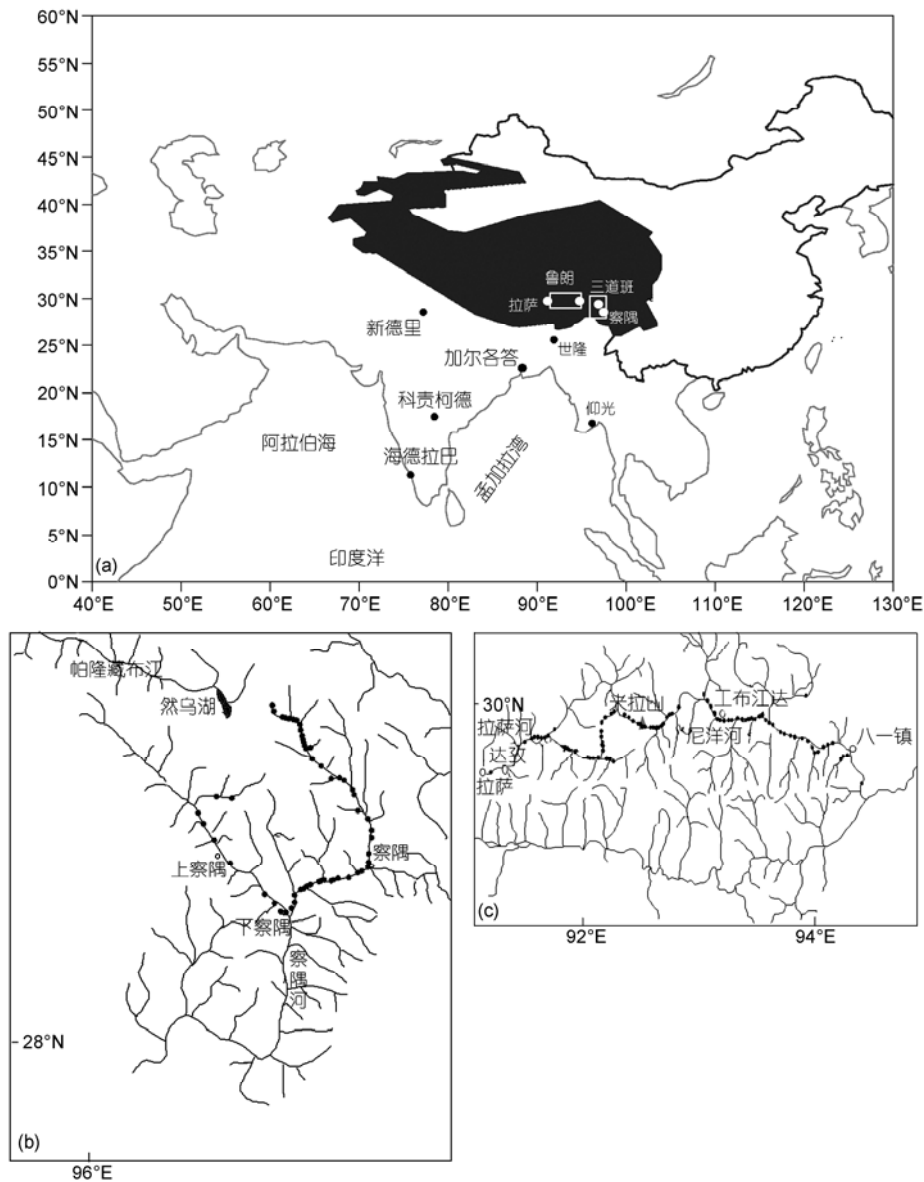


图 1 采样区域及采样点分布图

(a) 研究区示意图, 图中白色的方框分别标注了察隅河剖面以及拉萨-尼洋河剖面的地理位置; (b) 察隅河剖面的沿途采样点分布图; (c) 拉萨-尼洋河剖面的沿途采样点分布图

判定各种因素对地表水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的组成的影响, 我们对它们进行了多元回归分析, 即 $\delta^{18}\text{O} = -0.0025 \times \text{Alti.} + 3.2171 \times \text{Lati.} - 100.0417 (R^2 = 0.65, P < 0.0001)$, 其中, Alti.代表海拔, Lati.代表纬度. 在此关系中, $\delta^{18}\text{O}$ -纬度的关系转为正相关关系, 但是不显著, 需要用更多的数据、在更广的纬度区域内进行检验和校正; 这也反映了海拔效应对察隅河剖面上地表水体 $\delta^{18}\text{O}$ 的重要作用.

2.2 拉萨-尼洋河剖面地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化特征

拉萨尼洋河剖面是一个东西延伸的采样剖面, 由位于偏东部的尼洋河和偏西部的拉萨河组成, 两者大致以中间海拔 5020 m 的米拉山为分界点. 在孟加拉湾季风的影响下, 海洋水汽在青藏高原上空是从东南向西北传输的, 所以拉萨-尼洋河剖面地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 的纬度效应不如察隅河那么显著. 米拉山因此

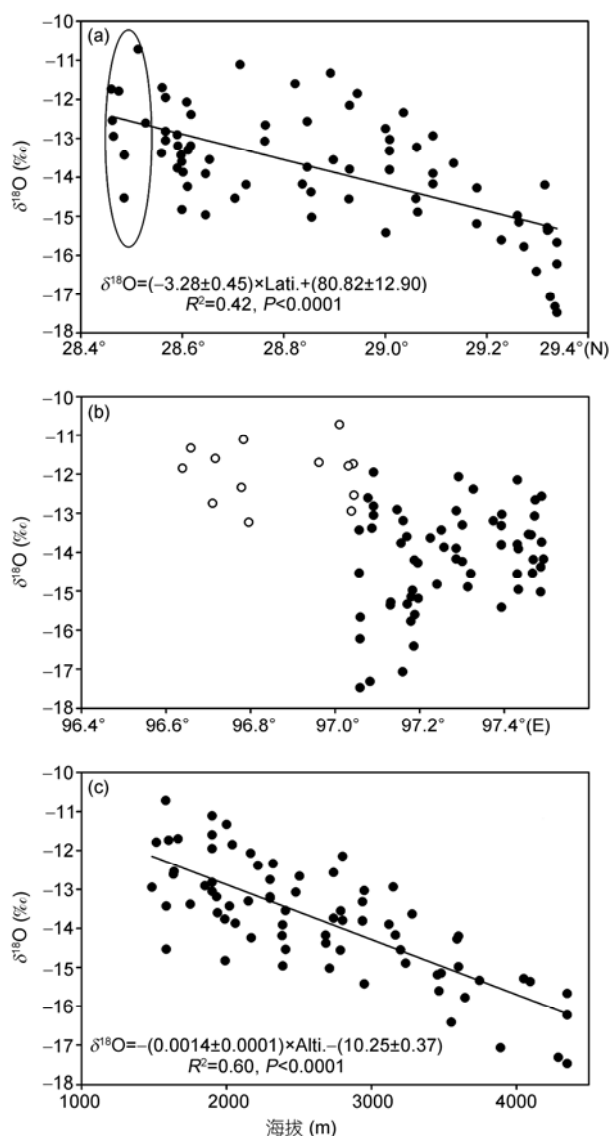


图2 察隅河剖面地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 随纬度(a)、经度(b)和海拔(c)的变化

(a)中椭圆标示了该剖面南部(约位于 28.5°N 附近)地表水呈现较大的波动幅度, Lati.代表纬度; (b)中的白点代表河流交汇点以西的地表水稳定氧同位素组成, 这是由于交汇点两侧地势差异显著所致(见文中分析); (c)中 Alt.代表海拔

也成为孟加拉湾的海洋水汽向西移动的屏障, 导致海洋水汽在此被迫抬升后才能继续西移. 相应地, 尼洋河流域地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 从东到西直至米拉山顶处一直降低, 而从米拉山顶处继续向西直至拉萨市附近的拉萨河流域则逐渐升高. 具体讲, 八一镇附近的尼洋河流域地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 为 -13.58‰ , 而到了米拉山顶处则降为 -18.60‰ , 随后向西则逐渐增加, 到了拉萨河

流域, 地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 又增加为 -14.93‰ .

该剖面内的海拔跨度为约 $2500\sim 4950\text{ m}$, 整体而言, 拉萨-尼洋河剖面地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔明显降低(图 3(b)), 其高程递减率为 $0.21\text{‰}/100\text{ m}$ ($R^2=0.65$, $P<0.0001$). 鉴于高程效应的明显作用, 我们在考虑经度和纬度对地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 值影响的过程中, 用以下方法剔除了海拔的影响:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{MOD}} = -0.0021 \times \text{Alt.}, \quad (1)$$

$$\text{RES} = \delta^{18}\text{O} - \delta^{18}\text{O}_{\text{MOD}}. \quad (2)$$

再分析 RES 与经度和纬度的相关性; 结果发现, 剔

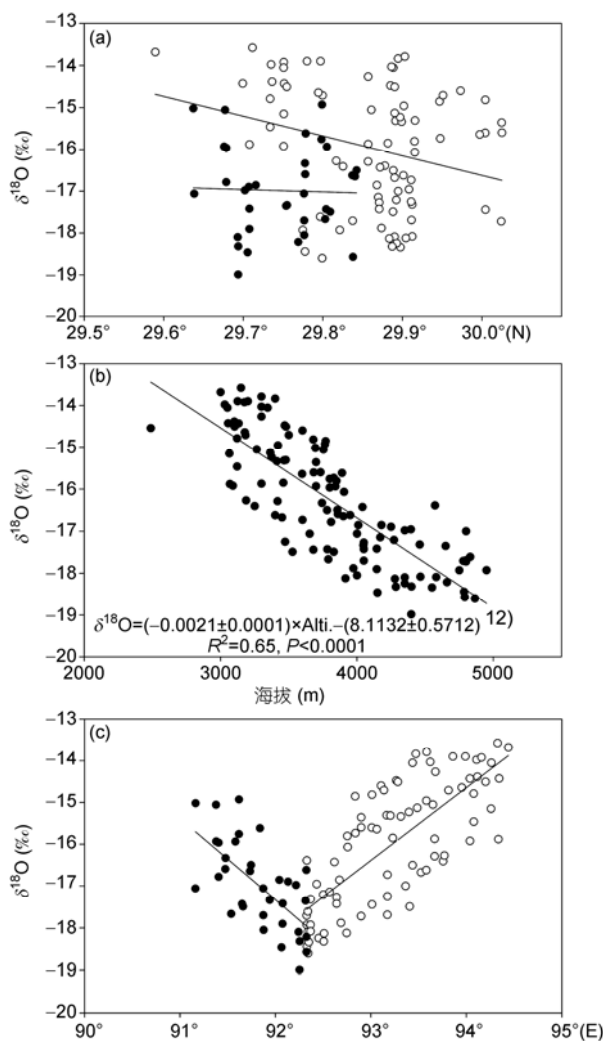


图3 拉萨-尼洋河剖面地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 随纬度(a)、海拔(b)和经度(c)的变化

(a)和(c)图中的白点代表从偏东的尼洋河流域向西至米拉山顶处的沿途地表水样点, 黑点代表从米拉山顶继续向西至拉萨市附近的拉萨河的沿途地表水样点; (b)中 Alt.代表海拔

除了高程效应的 $\delta^{18}\text{O}$ 与经、纬度之间不存在任何显著的相关关系. 我们也对它们进行了多元线性回归分析, 得到 $\delta^{18}\text{O} = -0.0019 \times \text{Altitude} + 0.2196 \times \text{Longitude} - 29.2544$ ($R^2 = 0.66$, $P < 0.0001$), 其中, Longitude代表经度; $\delta^{18}\text{O}$ -经度的关系没有达到置信度水平. 从相关性只得到轻微改善可以看出, 在拉萨-尼洋河剖面上, 也是高程效应对地表水体 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化起着决定作用.

3 讨论

3.1 季风和非季风期藏东南地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程效应

在藏东南地区拉萨-尼洋河剖面, 地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔的变化速率在季风期大于非季风期, 其中, 该剖面地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 在季风期的高程递减率为 $0.25\text{‰}/100\text{ m}$ ($R^2 = 0.84$), 而在非季风期的高程递减率为 $0.18\text{‰}/100\text{ m}$ ($R^2 = 0.57$) (图 4(a), (d)). 这是由于在季风控制的区域内, 季风降水占全年降水的比例大, 从而成为同期该地区内地表水的主要补给源. 以 1971~2000 年拉萨常年降水平均值为例, 传统季风时期的降水占全年降水总量的 88.32% (数据来源: 中国气象科学数据共享网), 由此可见, 相对于非季风期地表水大都靠地下水、冰川融水和局地强对流降水补给, 季风期的地表水受到大范围季风降水的控制, 从而更多地反映了水汽传输过程中稳定同位素随地形的变化.

相反, 察隅河剖面地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程递减梯度则在季风期间较小, 仅为 $0.12\text{‰}/100\text{ m}$ ($R^2 = 0.63$, $n = 36$), 而在非季风期间则为 $0.17\text{‰}/100\text{ m}$ ($R^2 = 0.65$, $n = 39$) (图 4(b), (e)). 这是由于察隅地区毗邻孟加拉湾, 当地经常受到来自孟加拉湾上空大气环流的影响, 几乎全年都可以接收到来自海洋的水汽. 越靠近孟加拉湾, 季风期降水占局地全年降水的比例相对越少; 如根据我们在察隅气象站的数据收集, 从 2007 年 7 月至 2010 年 4 月的多年月均降水量分布来看, 传统季风期(6~9 月)降水仅占全年降水总量的~50.23%, 而剩余月份的降水、尤其是每年 3, 4 月份的降水量相当可观, 约占全年降水的 32.87%. 印度季风期间, 海洋水汽沿着地势较低的河谷地带、特别是雅隆藏布江流域, 向北或者西北进入青藏高原, 水汽推进的强度与海-陆的热力差异以及热带辐合区的南北季节移动密切相关^[29,30]. 由于距离水汽来源地的距离较短, 海

洋水汽团在发展过程中控制了一定区域的降水过程, 进而单一化了当地地表水的水源补给, 形成察隅河流域季风期间地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程递减率非常低的现象. 相对于季风期, 非季风期大气降水的过程多样, 包括对流和局地环流等^[29], 水汽来源相对复杂, 因而产生相对较大的高程递减率. 而在没有季风影响的情况下, 整个藏东南地区的地表水更多地受到局地因素的影响, 包括地表基流、局地对流、冰川融水和地下水, 这些水源代表的是前一个季风降水期的稳定氧同位素组成、或者年际降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的长期雨量加权平均, 稳定同位素组成因而相对稳定^[16], 表现为两个剖面上的高程递减率非常接近(图 4(d), (e)).

不论是季风期间, 还是非季风期间, 地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔的变化速率从察隅河剖面到拉萨-尼洋河剖面呈现不断增大的趋势. 其中, 季风期间的高程递减率可从察隅河剖面的 $0.12\text{‰}/100\text{ m}$ 增加为拉萨-尼洋河剖面的 $0.25\text{‰}/100\text{ m}$ (图 4(a), (b)). 根据前文对孟加拉湾季风爆发和发展的降水机制的认识, 季风系统的单个天气过程只能小规模地控制高原上的一个有限区域, 进而控制区域内河流的主要补给; 这个控制过程将在某种程度上同化流域内地表水的稳定同位素组成, 从而造成小范围的区域内地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程递减率非常低. 已有不少研究对此现象有所报道, 例如 Yamuna 流域主河道水体 $\delta^{18}\text{O}$ 的平缓高程递减率($-0.08\text{‰}/100\text{ m}$)^[28], Gaula 河流域的地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 高程递减率($-0.15\text{‰}/100\text{ m}$)^[27], 喜马拉雅山中断北坡 9 月初新雪 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔的递减率($-0.11\text{‰}/100\text{ m}$)^[31], 以及藏东南鲁朗站附近季风期将的河水 $\delta^{18}\text{O}$ 高程递减率($-0.12\text{‰}/100\text{ m}$)^[16]. 随着亚洲夏季风的发展和印度季风向青藏高原的深入, 海洋水汽在进一步向内陆传输的过程中势力逐渐减弱, 锋面对流有所减少, 而局地对流和内陆环流逐渐增强, 进而造成降水以及地表水水源的复杂性, 导致内陆地区季风期间的地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 高程递减率相对较大.

水汽输送还导致孟加拉湾附近降水中较为富集的 $\delta^{18}\text{O}$ 越往内陆输送越贫化. 如偏东的察隅河剖面地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 相对于偏西的拉萨-尼洋河剖面地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 较为富集, 前者的变化区间为~-10.7‰至~-17.5‰, 平均值约为~-13.7‰, 而后的波动范围为~-14‰至~-9‰, 平均值约为~-16.7‰. 与喜马拉雅山西南坡某些支流水体 $\delta^{18}\text{O}$ 高程效应的研究结果相比^[5],

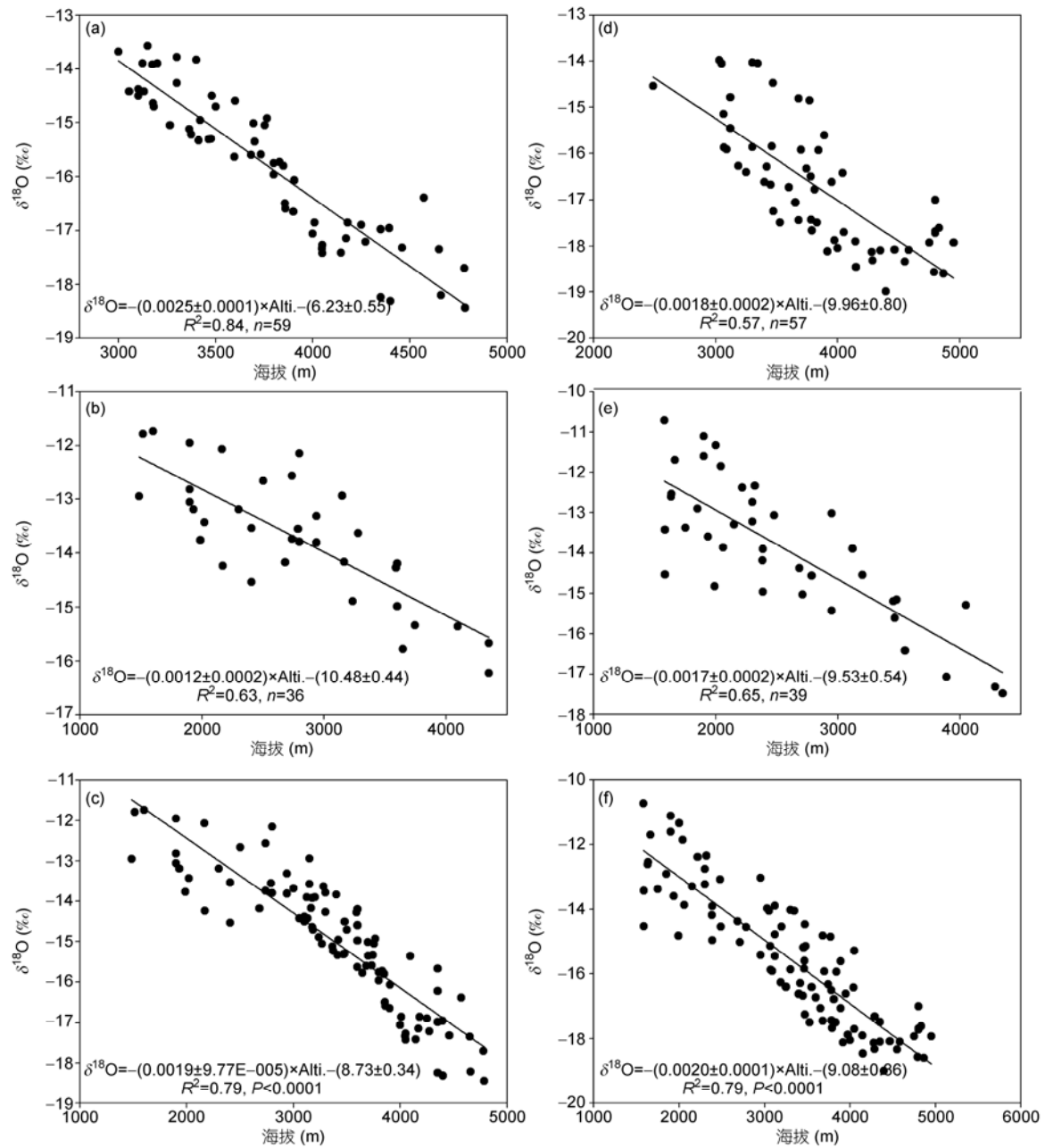


图4 不同季节各地区地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔的递变特征

印度季风期间的拉萨-尼洋河剖面(a), 察隅河剖面(b)和两剖面的综合代表的整个藏东南(c), 以及非季风期间的拉萨-尼洋河剖面(d), 察隅河剖面(e)和两剖面的综合代表的整个藏东南(f)

受印度季风主导的藏东南地区地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程递减率较低, 反映了在单一大气天气过程主导地区, 季风过程比其他任何天气过程对该地区降水的影响都大. 而在非季风期间, 该地区地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程递

减率则比任何一个剖面内的高程递减率都大, 这可能是由于较大区域可能经历更多的内陆环流, 进而形成更复杂的水汽补给源, 造成地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 随地势的变化趋势有所增大. 这与我们之前对该地区水体

中 $\delta^{18}\text{O}$ -海拔相互关系的研究结果一致^[16,26].

3.2 青藏高原及其周边地区地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程递减率

为了研究青藏高原及其周边地区地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程递减率,我们将本文所展示的数据与前人的相关研究数据综合^[4,5,27,28,32],按采样季节将其统一划分为季风和非季风期间样品,研究了印度季风控制的 $16^\circ\sim 30^\circ\text{N}$ 与 $77^\circ\sim 98^\circ\text{E}$ 之间的高程递减率变化.图 5(a)和(b)分别显示出地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 在两个季节内随海拔的变化特征.季风期间地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程递减率为 $0.27\text{‰}/100\text{ m}$ ($R^2=0.92$, $n=65$),非季风期间的高程递减率为 $0.32\text{‰}/100\text{ m}$ ($R^2=0.89$, $n=142$)(图 5).尽管之前对该地区的研究缺乏对季风期地表水的采样及测定,导致季风期间地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 数据明显少于非季风期间的数据,但是两个季节内地表水 $\delta^{18}\text{O}$ -海拔的线性关系都达到 0.01 的置信度.需要指出的是,与藏东南小区域内($6^\circ\times 2^\circ$)地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程递减率在季风和非季风期间几无变化不同,季风影响下的较大区域地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程递减率在季风期间明显小于非季风期间,证实了高程效应的线性表

现与水汽补给的复杂程度密切相关.具体而言,尽管季风期间海洋水汽对该区域的补给在不同程度上受到局地对流和内陆环流的影响,但它仍然是控制该地降水的主要水汽来源,使得区域内水汽补给相对简单.

4 结论

藏东南地区地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程效应与印度季风密切相关.在藏东南或者在一个局地区域内,单一的主导水汽来源或者相对简单的水源补给造成地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程递减率较小,例如在孟加拉湾海洋水汽主导的地区,季风期间地表水 $\delta^{18}\text{O}$ -海拔斜率明显小于非季风期间的斜率;而局地对流对当地降水补给程度的增大使地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔的递变斜率增大,例如拉萨-尼洋河剖面地表水的 $\delta^{18}\text{O}$ -海拔斜率明显大于察隅河剖面.在印度季风影响的更大空间尺度上也显示出地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程递减率在夏季风期间($0.27\text{‰}/100\text{ m}$)明显小于非季风期间($0.32\text{‰}/100\text{ m}$).这说明,在利用水体中 $\delta^{18}\text{O}$ 研究古高度变化时,需要考虑古季风的变化^[33].

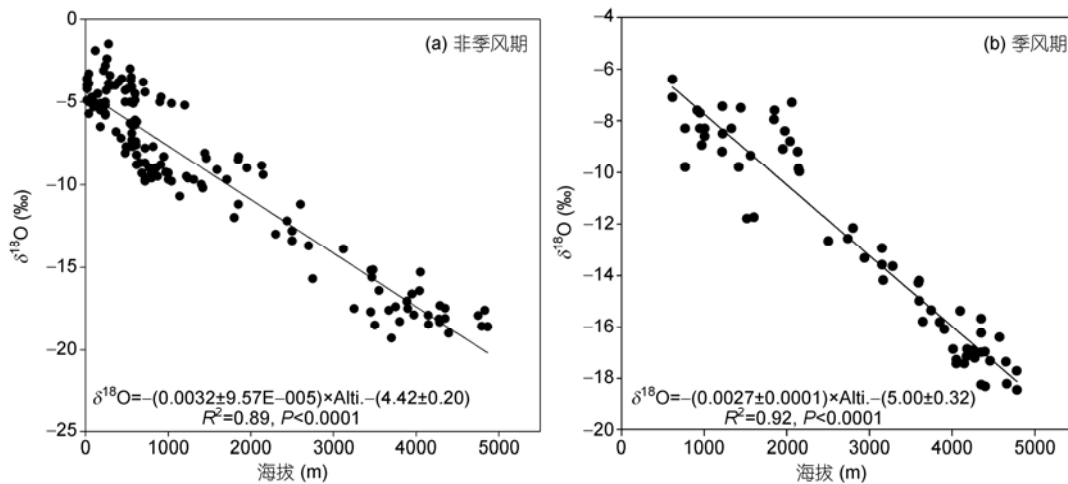


图 5 藏东南及其周边地区地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程递减率特征

(a) 非印度季风期; (b) 季风期

致谢 感谢审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

- 1 Chamberlain C P, Poage M A, Craw D, et al. Topographic development of the southern Alps recorded by the isotopic composition of authogenic clay minerals, south island, New Zealand. *Chem Geol*, 1999, 155: 279–294
- 2 Horton T W, Sjostrom D J, Ambruzzese M J, et al. Spatial and temporal variation of Cenozoic surface elevation in the Great Basin and Sierra Nevada. *Am J Sci*, 2004, 304: 862–888
- 3 Blisnuik P M, Stern L A, Chamberlain C P, et al. Climate and ecologic changes during Miocene surface uplift in the southern Patagonian Andes. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 230: 125–142
- 4 Garzione C N, Dettman D L, Quade J, et al. High times on the Tibetan Plateau: Paleoelevation of the Thakkhola graben, Nepal. *Geology*, 2000, 28: 339–342
- 5 Garzione C N, Quade J, DeCelles P G, et al. Predicting paleoelevation of Tibet and the Himalaya from $\delta^{18}\text{O}$ vs. altitude gradients in meteoric water across the Nepal Himalaya. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 183: 215–299
- 6 Currie B S, Rowley D B, Tabor N J. Middle Miocene paleoaltimetry of southern Tibet: Implications for the role of mantle thickening and delamination in the Himalayan orogen. *Geology*, 2005, 33: 181–184
- 7 Spicer R A, Harris N B, Widdowson M. Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years. *Nature*, 2003, 421: 622–624
- 8 Hou S, Valerie M D, Qin D, et al. Modern precipitation stable isotope vs. elevation gradients in the High Himalaya. Comment on “a new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: Implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene” by David B. Rowley et al. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 209: 395–399
- 9 Rowley D B, Currie B S. Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola Basin, central Tibet. *Nature*, 2006, 439: 677–681
- 10 Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 1964, 16: 436–467
- 11 Siegenthaler U, Oeschger H. Correlation of ^{18}O in precipitation with temperature and altitudes. *Nature*, 1980, 285: 314–318
- 12 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
- 13 王宁练, 张世彪, 贺建桥, 等. 祁连山中段黑河上游山区地表径流水资源主要形成区域同位素示踪研究. *科学通报*, 2009, 54: 2148–2152
- 14 王宁练, 张世彪, 蒲剑辰, 等. 黑河上游河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的季节变化特征及其影响因素研究. *冰川冻土*, 2008, 30: 914–920
- 15 Quade J, Garzione C. Paleoelevation reconstruction using pedogenic carbonates. *Rev in Mineral Geochem*, 2007, 66: 53–87
- 16 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
- 17 Ye D Z, Wu G X. The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation. *Meteorol Atmos Phys*, 1998, 67: 181–198
- 18 Wu G X, Zhang Y S. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea. *Mon Weather Rev*, 1997, 126: 913–927
- 19 Ramstein G, Fluteau F, Besse J, et al. Effect of orogeny, plateau motion and land-sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years. *Nature*, 1997, 386: 788–796
- 20 朱乾根, 胡江林. 青藏高原大地形对夏季大气环流和亚洲季风影响的数值试验. *南京气象学院学报*, 1993, 16: 120–129
- 21 钱正安, 吴统文, 梁潇云. 青藏高原及周围地区的平均垂直环流特征. *大气科学*, 2001, 25: 444–454
- 22 周长艳, 何金海, 李薇, 等. 夏季东亚地区水汽输送的气候特征. *南京气象学院学报*, 2005, 28: 1–27
- 23 姚檀栋, 周行, 杨晓新. 印度季风水汽对青藏高原降水和河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 高程递减率的影响. *科学通报*, 2009, 54: 2123–2130
- 24 Yao T, Thompson L G, Mosley-Thompson E, et al. Climatological significance of $\delta^{18}\text{O}$ in north Tibetan ice cores. *J Geophys Res*, 1996, 101: 29531–29537
- 25 Tian L, Masson-Delmotte V, Stievenard M, et al. Tibetan summer monsoon northward extent revealed by measurements of water stable isotopes. *J Geophys Res*, 2001, 206: 28081–28088
- 26 Tian L, Yao T, 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
- 27 Bartarya S K, Bhattacharya S K, Ramesh R, et al. $\delta^{18}\text{O}$ and δD systematics in the surficial waters of the Gaula river catchment area, Kumaun Himalaya, India. *J Hydrol*, 1995, 167: 369–379
- 28 Dalai T K, Bhattacharya S K, Krishnaswami S. Stable isotopes in the source waters of the Yamuna and its tributaries: Seasonal and altitudinal variations and relation to major cations. *Hydrol Process*, 2002, 16: 3345–3364
- 29 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
- 30 叶笃正, 高由禧, 等. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979
- 31 Kang S, Karl J K, Mayewski P, et al. Stable isotopic composition of precipitation over the northern slope of the central Himalaya. *J Glaciol*, 2002, 48: 519–526
- 32 Gupta S K, Deshpande R D, Bhattacharya S K, et al. Groundwater $\delta^{18}\text{O}$ and δD from central Indian Peninsula: Influence of the Arabian Sea and the Bay of Bengal branches of the summer monsoon. *J Hydrol*, 2005, 303: 38–55
- 33 Hren M T, Bookhagen B, Blisniuk P M, et al. $\delta^{18}\text{O}$ and δD of streamwaters across the Himalaya and Tibetan Plateau: Implications for moisture sources and paleoelevation reconstructions. *Earth Planet Sci Lett*, 2009, 228: 20–32