青藏高原东缘表土正构烷烃 δD 高度效应及其分馏值的高程变化

白艳^{1,2*}, 陈焱皓^{1,3}, 方小敏¹, 刘晓明¹, 郭海超^{1,3}

1. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心及大陆碰撞与高原隆升重点实验室, 北京 100101;

2. 中国科学院地球环境研究所, 西安 710075;

3. 中国科学院大学, 北京 100049

* E-mail: baiyan06@itpcas.ac.cn

收稿日期: 2017-01-31; 接受日期: 2017-05-15; 网络版发表日期: 2017-06-14

中国科学院战略性先导科技专项B类项目(编号: XDB03020100)、国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2013CB956400)和国家自然科学基金项目(批准号: 41321061、41571014 和41371022)资助

摘要 稳定同位素高度计极大地促进了全球较大山体隆升历史的研究, 然而, 古土壤氢氧同位素古高度计获得的古高度结果一般比通过古生物化石获得的要高得多. 因此, 需要在不同地区深入评估其现代高度关系及其影响因素, 借此探讨稳定同位素古高度重建方法的校正. 本研究测定了青藏高原东部东亚季风区龙门山29个表土叶蜡正构烷烃氢同位素值(δD_{wax})、22个土壤水氢同位素值(δD_{sw}), 以及贡嘎山47个河水氢同位素值(δD_{rw})、55个泉水的氢同位素值($\delta D_{springw}$)和2个水文观测站的夏季降水氢同位素值(δD_p). 龙门山断面表土 δD_{wax} 值分布在 $-160\sim-219\text{‰}$ (其 δD_{wax} 高程递减率为 -18‰ km^{-1} ($R^2=0.83$; $p<0.0001$; $n=29$), 比贡嘎山断面整体上偏正约40‰. 气候和水汽来源的区域差异性可能导致了两个地区 δD_{rw} 值、表土 δD_{wax} 和 $\epsilon_{wax/p}$ 值的不同. 另外, 本研究发现两个断面表土 δD_{wax} 相对 δD_{rw} 、 δD_p 和 δD_{sw} 的分馏值($\epsilon_{wax/rw}$ 、 $\epsilon_{wax/p}$ 和 $\epsilon_{wax/sw}$)整体上随海拔高度的升高而增加(两个断面分别高达34‰和50‰). 通过这两个高程断面的表土 δD_{wax} 、 δD_p 、 δD_{rw} ($\delta D_{springw}$)和 δD_{sw} 的对比研究, 讨论了水汽再循环、冰川融水、蒸散发、植被类型、纬度和山形等因素对 $\epsilon_{wax/p}$ 值随高程变化的综合影响. 因此, 在估算高海拔处的古高度时, 如果仍然参考有些低海拔处估算的植物的 $\epsilon_{wax/p}$ 值, 那么, 以此推导的古降水 δD_p 偏负于实际值, 因而高估古高度.

关键词 叶蜡正构烷烃氢同位素值, 表观分馏值, 表面水蒸发, 当地水汽循环, 古高度重建, 青藏高原东部

1 引言

稳定同位素高度计极大地促进了包括喜马拉雅山和青藏高原在内的全球较大山体隆升历史的研究

(Garzzone等, 2000; Rowley和Currie, 2006; Polissar等, 2009; Ding等, 2014; Hoke等, 2014; Jia等, 2015), 其中叶蜡氢同位素高度计起到了重要的作用. 降水和叶蜡之间的氢同位素净或表观分馏值(ϵ_{app} , 即 $\epsilon_{wax/p}$)是重建古

中文引用格式: 白艳, 陈焱皓, 方小敏, 刘晓明, 郭海超. 2017. 青藏高原东缘表土正构烷烃 δD 高度效应及其分馏值的高程变化. 中国科学: 地球科学, 47: 1233–1242, doi: 10.1360/N072016-00362
英文引用格式: Bai Y, Chen C H, Fang X M, Liu X M, Guo H C. 2017. Altitudinal effect of soil *n*-alkane δD values on the eastern Tibetan Plateau and their increasing isotopic fractionation with altitude. Science China Earth Sciences, 60: 1664–1673, doi: 10.1007/s11430-016-9055-4

降水的氢同位素值(δD_p)进而恢复古高度的一个关键参数, 通常假设其相对海拔变化保持恒定(Polissar等, 2009; Zhuang等, 2014; Jia等, 2015; Currie等, 2016). 由于复杂的山形和水汽来源的季节性变化影响着降水的形成, 青藏高原降水同位素值的空间差异很大(Hren等, 2009; Yao等, 2013). 而且, 因为降水的观测数据零散稀少, 一般都是用 δD_{rw} 代替 δD_p 来建立现代同位素高度关系, 并用以评价土壤 δD_{wax} 高度关系是否受控于 δD_p 的高度效应(Garzione等, 2000; Hren等, 2009; Bershaw等, 2012; Xu等, 2014; Bai等, 2015).

最近研究发现, 除了高度, 其他因素如水汽来源、当地气候条件、表面水的蒸发、纬度和山形等, 都可能改变降水同位素组成, 因而影响到沉积埋藏的 δD_{wax} (Johnson和Ingram, 2004; Hren等, 2009; Bai等, 2011, 2012, 2014, 2015; Bershaw等, 2012). 而且, 已有研究表明(Lechler和Niemi, 2011; Poulsen和Jeffery, 2011; Insel等, 2012), 山区降水 $\delta^{18}O_p$ 和 δD_p 随高度变轻的趋势偏离了全球大气降水 $\delta^{18}O$ 和 δD_p 的高程递减率 $\delta^{18}O$ (Poage和Chamberlain, 2001)和瑞利分馏过程中水汽凝结的热力学模拟的结果(Rowley等, 2001). 另外, 高等植物叶蜡利用的是经历了蒸散过程的叶片水, 土壤和植物叶片水的蒸散作用使同位素值变正(Smith和Freeman, 2006; Feakins和Sessions, 2010; Kahmen等, 2013). 然而, 最新研究表明植物具有自身调节生物分馏大小的机制(或能力), 用以抵消同位素的蒸发变正, 使 ϵ_{app} 基本保持稳定(Feakins等, 2016; Liu等, 2016). 要判断上述各种其他因素, 包括土壤和植物叶片水的蒸散作用如何影响表土 δD_{wax} 值的高程效应, 首先需要明确 δD_{wax} 值是否准确反映 δD_p 的高度效应? 表土 $\epsilon_{wax/p}$ 随高度的变化是否保持稳定?

位于高原东缘东北向龙门山地区的水汽主要来自太平洋的东亚季风. Xu等(2014)已经报道了龙门山岷江流域 δD_{rw} , 有必要进一步开展表土 δD_{wax} 值与河水的对比研究. 在贡嘎山东坡, 已经发现表土 δD_{wax} 值与高度关系较强(Jia等, 2008; Bai等, 2011), 证明 δD_{wax} 可以作为古高度重建的指标. 然而, 其主要流域冰川河水以及泉水, 雨水同位素数据未见报道. 本研究补充测定龙门山表土 δD_{wax} 值, 以及贡嘎山冰川河水、泉水和雨水氢同位素值, 以系统对比龙门山和贡嘎山表土 δD_{wax} 、 δD_p (模拟和测定值)以及 δD_{rw} 值, 确定 δD_{wax} 值是否准确反映 δD_p 的高度效应? 并与贡嘎山表土 δD_{wax} 结

果比较, 探讨叶蜡正构烷烃氢同位素响应高原抬升的区域性特征.

2 研究区和方法

2.1 研究区概况

龙门山($30^{\circ}54' \sim 32^{\circ}47'N$, $103^{\circ}28' \sim 103^{\circ}51'E$)和贡嘎山($29^{\circ}20' \sim 30^{\circ}20'N$, $101^{\circ}30' \sim 102^{\circ}15'E$)位于青藏高原的东缘(图1). 龙门山呈北东-南西走向是青藏高原最陡的断面之一, 是高海拔的青藏高原和低海拔的四川盆地的天然界线. 在小于50km的水平距离内, 海拔从青藏高原东部5km, 降到了四川盆地平均约0.5km(图1). 龙门山形成了青藏高原东缘扇区的界限, 陡峭程度类似于喜马拉雅前缘. 龙门山地区的降水除了受到东亚季风的影响, 还要考虑到其介于中国东部亚热带温暖湿润的季风气候区和青藏高原东部半湿润的温带区之间地理位置的因素. 龙门山的年平均降雨量(MAP)和年平均温度(MAT)从都江堰大坝的 $15.2^{\circ}C$ 和1200mm降低到松潘的 $5.7^{\circ}C$ 和730mm. 由于该区采样路线为南北走向, 在分析土壤 δD_{wax} 值随高度的变化时需要考虑纬度效应. 其垂直植被分带见图2.

贡嘎山是横断山脉的最高峰, 距成都约300km. 雨季降水受到东亚季风和印度季风的影响(Luo等, 2015). 贡嘎山冰川发育规模较大, 属于海洋性冰川(温性季风冰川), 东坡最大的海螺沟冰川覆盖面积达 $24.8km^2$. 其冰川融化也是该地区水文过程的重要组成部分(Zhang等, 2015). 其垂直植被分带见图3.

2.2 样品采集和实验方法

2.2.1 样品采集和实验

表土样品采集于2013年10月中旬. 沿龙门山共采集29个表土样品(表层0~5cm). 上述一部分表土样品作为土壤水样品存放在10mL耐热玻璃管, 并用隔膜和封口膜密封保存在 $-15^{\circ}C$ 冰柜中. 2015年4月, 我们补充采集了47个贡嘎山断面冰川河河水样品和55个泉水样品, 并收集了贡嘎山断面摩西(1.6km)和海螺沟水文观测站(3km)5~10月的夏季降水样品.

土壤水采用真空低温蒸馏装置抽提. 风干后的土壤样品粉碎至80目以下, 称取样品50g, 用二氯甲烷/甲醇(9:1)在索氏抽提器中连续抽提56h, 将抽提物浓缩恒

图 1 龙门山和贡嘎山断面图

红色圆形: 龙门山; 黄色圆形: 贡嘎山断面, Bai等(2011); 白色圆形: 龙门山河水位置, Xu等(2014)

重. 蒸干溶剂后, 每个样品加少量二氯甲烷溶解, 用活化硅胶柱层析(100~200目)分离, 依次用正己烷(50mL)洗脱脂肪族化合物、二氯甲烷(50mL)洗脱芳烃和极性组分、甲醇(20mL)洗脱酸性组分。

正构烷烃测定采用配置火焰离子化检测器(FID)的Agilent 7890A气相色谱仪。色谱条件: HP-5MS石

英毛细管柱(30m × 0.32mm × 0.25μm), 炉温为280℃, 以无分流模式进样。升温程序: 始温80℃下保持2min, 以4℃ min⁻¹程序升温至250℃, 然后以5℃ min⁻¹程序升温至300℃, 并保持15min。载气为氦气, 流速2mL min⁻¹。采用正构烷烃标样的外标法定量正构烷烃含量。

图2 龙门山断面 $\delta^{18}O_{rw}-\delta D_{rw}$ 、模拟的降水 $\delta^{18}O_P-\delta D_P$ 和土壤水 $\delta^{18}O_{sw}-\delta D_{sw}$ 相关图

橘色和黄色圆形: 龙门山断面 $\delta^{18}O_{rw}-\delta D_{rw}$; Xu等(2014); 白色圆形: 模拟的降水 $\delta^{18}O_P-\delta D_P$; 棕色三角形: 土壤水 $\delta^{18}O_{sw}-\delta D_{sw}$; 灰色三角形: 临近的卧龙自然保护区高山带灌丛生态区土壤水同位素值, Liu等(2015)

图3 贡嘎山断面 $\delta^{18}O_{rw}-\delta D_{rw}$ 值、 $\delta D_{sw}-\delta^{18}O_{sw}$ 值和模拟降水 $\delta^{18}O_P-\delta D_P$ 相关图

黑色圆形: $\delta^{18}O_{rw}-\delta D_{rw}$ 值; 灰色圆形: $\delta D_{sw}-\delta^{18}O_{sw}$ 值; 白色圆形: $\delta^{18}O_P-\delta D_P$; 亮蓝色和蓝色圆形分别代表模拟和实测的夏季(5~10月)降水氢氧同位素; 红色: 冰舌样品

2.2.2 正构烷烃单体氢同位素 δD_{wax} 和水体氢同位素值 δD 测定

饱和烃馏分在气相色谱-高温热转化-同位素比值质谱(GC-TC-IRMS)上进行了单体正构烷烃氢同位素

测定。气相色谱仪型号为Agilent HP6890, 同位素比值质谱仪为热电Delta V Advantage IRMS, 它们之间的高温热转变装置由GC-CIII接口连接, 并在无分流模式下进样。采用HP-1ms色谱柱(60m×0.32mm i.d., 0.5μm film thickness, Agilent), 进样口温度为290℃, 升温程序为: 始温40℃, 恒温1min, 10℃ min⁻¹升温至150℃, 然后以6℃ min⁻¹升温至310℃。载气为氦气, 测试过程中流速保持1.0mL min⁻¹恒定。经气相色谱分离后的样品进入高温转化炉裂解产生氢气, 炉温为1450℃。之后进入同位素比值质谱进行氢同位素测试。只采用幅度在3000~6000mV的峰。为确保精度, 每测试3个样品后都要对标准化合物测试3次。每天进行至少测定1次H³⁺因子, 以确保仪器的稳定性。在整个测试过程中H³⁺因子保持稳定(2.19和2.35, 标准偏差为0.01), 整个测样期间标准偏差在±3‰。详细实验步骤见文献(Bai等, 2015)。我们用含6个化合物(C₂₁、C₂₅、C₂₇、C₂₉、C₃₁和C₃₃)的标样评价重现性和准确性。

采用液态水同位素分析仪Picarro L1102-I测定降水、河水、泉水、土壤水等水体氢同位素值, 其2σ分析精确度>0.5‰, 同位素结果用V-SMOW标准报道。采用在线同位素降水计算器计算模拟降水同位素 δD_P 和 $\delta^{18}O_P$ 值(OIPC version 2.2, <http://www.waterisotopes.org>), 该方法建立在GNIP数据库基础上。

3 结果

3.1 龙门山断面降水、河水、土壤水和叶蜡正构烷烃氢同位素

龙门山岷江流域 δD_P 的模拟值在-57~95‰(平均-82.4‰)。 δD_{rw} 在-54.9~94.0‰(平均-77.4‰; 海拔1.2~4.1km; Xu等, 2014)。图2显示了由降水同位素模拟值得出的LMWL和其当地蒸发线(LEL, 区域表面水或地下水的同位素回归曲线)。河水的D-excess在9.6~17.1变化, 均值13.8。

土壤水 δD_{sw} 值分布在-54.0~141.2‰(平均-94.2‰; 海拔0.7~4.0km)。D-excess在-11.3~21.0变化(均值2.7)。

龙门山断面表土的 δD_{wax} 值在-160~219‰(海拔0.8~4.0km), 相对于喜马拉雅山南坡和察隅-波密断面表土的 δD_{wax} 值偏重。后者分别为-151~264‰(海拔1.7~5.1km)和-174~263‰(海拔1.5~4.8 km; Bai等, 2015)。

3.2 贡嘎山断面河水、泉水、夏季平均降水同位素实测值和模拟值

贡嘎山断面的 δD_{rw} 分布在 $-85.9\sim -108.8\text{‰}$ (平均 -96.6‰ ; 海拔 $1.1\sim 4.0\text{km}$), 其LEL见图3. 河水的D-excess在 $11.2\sim 16.1$ 变化, 均值 15.1 . 泉水的 $\delta D_{springw}$ 值分布在 $-65.6\sim -102.2\text{‰}$ (平均 -84.2‰ ; 海拔 $1.5\sim 4.0\text{km}$; 图3). 这些 $\delta D_{springw}$ 值相对偏负于龙门山断面 δD_{rw} 值($-54.9\sim -94.0\text{‰}$). 泉水的D-excess在 $10.9\sim 16.8$ 变化, 均值 15.0 .

该地区的降水氢同位素模拟值 δD_p 在 $-62\sim -96\text{‰}$ (平均 -80.4‰ ; 海拔 $1.5\sim 4.0\text{km}$; 图3). 摩西和海螺沟气象站, 5~10月的夏季平均降水 δD_{sp} 实测值分别为 -50.6‰ 和 -70.3‰ (图3), 夏季降水量分别为 400 和 1333mm . 实测和模拟的夏季平均降水 δD_{sp} 值在摩西和海螺沟气象站之间的高程递减率分别为 -14.4 和 -11.9‰ km^{-1} . 从冰舌样品的 δD 值(-123.1‰)偏轻于相近高度样点的 δD_{rw} (-102.2‰ ; 图3)推断, 海螺沟冰川对河水的补给导致了 $\delta^{18}\text{O}_{rw}$ 和 δD_{rw} 偏轻于 $\delta D_{springw}$ 值. 而且, 实测和模拟的 δD_{sp} 值更接近于 $\delta D_{springw}$ (图3), 因此, $\delta D_{springw}$ 值比河水更能代表贡嘎山东坡的 δD_p .

3.3 龙门山和贡嘎山表土的 $\varepsilon_{wax/rw}$ 、 $\varepsilon_{wax/p}$ 和 $\varepsilon_{wax/sw}$ 值

按照如下公式(以 $\varepsilon_{wax/p}$ 为例)计算表土 $\varepsilon_{wax/rw}$ 、 $\varepsilon_{wax/p}$ 和 $\varepsilon_{wax/sw}$ 值, 以及龙门山断面 $\varepsilon_{sw/rw}$ 值(Polissar等, 2009):

$$\varepsilon_{wax/p} = \left((\delta D_{wax} + 1000) / ((\delta D_p + 1000) - 1) \right) \times 1000\text{‰}, \quad (1)$$

δD_{wax} 值对应的 δD_{rw} 、 δD_p 、 δD_{sw} 和 δD_{spring} 值分别按照图4和5建立的各自高度关系式插值得到. 结果显示: $\varepsilon_{wax/rw}$ 最大, 分布范围为 $-139\sim -106\text{‰}$, 均值为 $(-123\pm 12)\text{‰}$; $\varepsilon_{wax/p}$ 次之, 分布范围为 $-134\sim -101\text{‰}$, 均值为 $(-118\pm 16)\text{‰}$; 最低为 $\varepsilon_{wax/sw}$, 分布范围为 $-112\sim -80\text{‰}$, 均值为 $(-97\pm 20)\text{‰}$. 更为湿润的贡嘎山断面 $\varepsilon_{wax/p}$ 和 $\varepsilon_{wax/spring}$ 值更大, 平均值分别为 $(-173\pm 13)\text{‰}$ (分布范围 $-148\sim -192\text{‰}$)和 $(-170\pm 16)\text{‰}$ (分布范围 $-143\sim -193\text{‰}$).

4 讨论

4.1 龙门山表土 δD_{wax} 值的高度效应及其区域差异性

龙门山断面表土 δD_{wax} 值与高度之间显示较强的

图4 龙门山氢同位素高度效应

(a) 橘色和黄色圆形: 河水同位素值 δD_{rw} (Xu等, 2014); (b) 白色圆形: 降水模拟 δD_p 值; (c) 棕色三角形: 土壤水 δD_{sw} 值; (d) 橄榄绿正方形: 表土 δD_{wax} 值. 植被分布区划分为Z1: 高山灌丛($1.2\sim 3.2\text{km}$); Z2: 针叶林(云杉)和灌丛($3.2\sim 3.6\text{km}$); Z3: 高寒灌丛和草甸($3.6\sim 4.2\text{km}$)

相关关系(高程递减率为 -18‰ km^{-1} ; $R^2=0.83$; $p<0.0001$; $n=29$; 图4), 其高程递减率与贡嘎山东坡一致(-18‰ km^{-1} (Jia等, 2008)和 -19‰ km^{-1} (Bai等, 2011); 图5).

龙门山断面(MAP $730\sim 1200\text{mm}$)的 δD_{wax} 值相对于贡嘎山断面($-203\sim -268\text{‰}$; 海拔 $1.2\sim 4.3\text{km}$; MAP $1050\sim 2740\text{mm}$; Bai等, 2011)偏重约 40‰ . 该结果与Luo等(2011)的报道一致: 武夷山地区的(MAP $1700\sim 3000\text{mm}$)的 $\varepsilon_{wax/p}$ (-154‰)要强于神农架林区(MAP $800\sim 1500\text{mm}$; -129‰). 区域降水的减少使 δD_p 变正, 植物源水因为土壤水蒸发和/或叶片蒸腾作用变正, 可能会造成区域间 δD_{wax} 值和 $\varepsilon_{wax/p}$ 值的较大差异. 另外, 东亚季风带来的水汽进入四川盆地时的下移和变暖也会造成夏季降水 $\delta^{18}\text{O}_p$ 值的偏正(Yu等, 2014), 使表土 δD_{wax} 偏正于 δD_p , 导致 $\varepsilon_{wax/p}$ 值减小.

4.2 表土叶蜡正构烷烃分馏值的高程变化及其影响因素

在龙门山和贡嘎山两条断面上, 叶蜡正构烷烃相对于河水和雨水的氢同位素分馏值都显示与高度相关

图5 贡嘎山氢同位素高度效应

(a) 白色圆形: 模拟降水 δD_p 值; (b) 灰色圆形: 泉水 $\delta D_{springw}$ 值; (c) 黑色圆形: 河水 δD_{rw} 值; (d) 橄榄绿正方形: 表土 δD_{wax} 值(Bai等, 2011); (e) 灰色正方形: 武夷山断面表土 δD_{wax} 值(Luo等, 2011). 蓝色和亮蓝色圆形代表实测和模拟的夏季(5~10月)降水 δD_p 值; 红色圆形: 冰舌样品 δD 值. 植被分布区划分为Z1: 常绿阔叶森林(约1.0~2.2km); Z2: 针阔混杂林(2.2~2.5km); Z3: 亚高山针叶林(2.5~3.6km); Z4: 高山草甸(3.6~4.5km); Z5: 高山砾石(4.6~5.0km)

(图6). 龙门山断面表土 $\epsilon_{wax/rw}$ 和 $\epsilon_{wax/p}$ 从高程约1.0km的-126‰和-122‰减弱到2.8km的-106‰和-105‰, 再加强到4.1km的-139‰和-134‰. 可见, $\epsilon_{wax/p}$ 在低海拔部分(<2.8km)随海拔的升高而减弱, 在高海拔部分(>2.8km)则显著加强. 沿着贡嘎山断面, 表土 $\epsilon_{wax/springw}$ 和 $\epsilon_{wax/p}$ 值分别从约海拔1.2km的-144‰和-153‰, 增强到4.1km的-193‰和-192‰, 增强幅度各自高达约50‰和40‰. 整体上, 两条断面 $\epsilon_{wax/rw}$ 和 $\epsilon_{wax/p}$ 呈现随海拔高度的增加而加强的趋势.

4.2.1 植物源水蒸发和水汽再循环对 $\epsilon_{wax/p}$ 的影响

植物源水氢同位素不能完全反映降水 δD_p 随海拔的变化趋势时, 也会影响到 $\epsilon_{wax/p}$ 随海拔的变化. 因为当土壤水代表植物源水时, $\epsilon_{wax/p}$ 由 $\epsilon_{wax/sw}$ 和 $\epsilon_{sw/p}$ 加和得到. 在龙门山断面, $\epsilon_{wax/sw}$ 从海拔约1.0km的-112‰减弱为2.8km的-83‰, 再略增强为4.2km的-104‰, 总变化范围32‰(图6); 而该断面 $\epsilon_{sw/p}$ 从海拔约1.0km处的-4‰,

图6 龙门山和贡嘎山表土分馏值, 包括龙门山断面 $\epsilon_{sw/p}$ 、 $\epsilon_{wax/sw}$ 、 $\epsilon_{wax/p}$ 和 $\epsilon_{wax/rw}$ 以及贡嘎山断面 $\epsilon_{wax/springw}$ 和 $\epsilon_{wax/p}$ 随高程变化趋势图

白色三角形: 龙门山断面 $\epsilon_{sw/p}$; 酒红色三角形: 龙门山断面 $\epsilon_{wax/sw}$; 白色圆形: 龙门山断面 $\epsilon_{wax/p}$; 橘黄色圆形: 龙门山断面 $\epsilon_{wax/rw}$; 浅灰色圆形: 贡嘎山断面 $\epsilon_{wax/springw}$; 橄榄绿圆形: 贡嘎山断面 $\epsilon_{wax/p}$

增强为约2.8km的-33‰, 并在高海拔部分都基本维持高值(图6). 是否植物吸收了土壤水(作为植物源水)而导致 δD_{wax} 偏离 δD_p , 造成 $\epsilon_{wax/p}$ 随海拔的升高而增强? 还需要得到进一步确定. 值得注意的是, 本文采集的土壤水样品来自土壤表层0~5cm处. 事实上, 植物利用的水源深度要远远超过5cm, δD_{sw} 在土壤垂直剖面上可能存在差异.

通常来讲, 蒸发水线LEL在全球降水线以下(GMWL; Craig, 1961), 其位置取决于蒸发程度(Gonfiantini, 1986). 图2和3显示: 两条断面的 $\delta^{18}O_{rw}$ 和 δD_{rw} 相关趋势线分布在GMWL之上, 相比于模拟降水散点, 河水和泉水偏离GMWL更多, 指示河水的表面蒸发作用较弱; 相反, 土壤水散点大都在GMWL之下, 这种情况与临近的卧龙自然保护区中亚高山带灌丛生态区土壤水的结果一致(图4; Liu等, 2011, 2015; Li等, 2016), 指示土壤水在被植物吸收前发生了较强蒸发作用. 同样的情况, 也在藏东南鲁朗土壤水和叶水中出现, 证明这些水样发生了强烈的蒸发作用(Yu等, 2014).

水汽再循环过程包括地表水体的蒸发以及降水的云下二次蒸发,前者导致D-excess偏大,后者导致D-excess偏小(Gonfiantini, 1986; Froehlich等, 2008; Pang等, 2011; Li等, 2015). 两断面水体D-excess的高度变化趋势如图7显示: 龙门山河水D-excess变化幅度较小,可能由于河水混合了水体蒸发和云下蒸发的结果. 在2.8km以下,土壤水D-excess急剧下降,可能受到该区云下蒸发作用影响; 2.8km以上,土壤水D-excess急剧上升,可能代表地表水体蒸发的加强. 在贡嘎山, 2.0km以下,河水和泉水的D-excess呈升高趋势,说明水体蒸发强烈; 2.0~3.5km,河水和泉水的D-excess基本稳定,指示水体蒸发和云下蒸发效应的抵消; 3.5km以上,泉水的D-excess相对变大,可能还受到冰川融水的影响. 可见,局地水汽再循环过程和冰川融水的补给等强烈影响了两个区域河水、土壤水、泉水等 δD_{wax} 潜在源水对降水氢氧同位素信息的记录,可能因此导致 $\varepsilon_{\text{wax/p}}$ 随海拔的变化.

4.2.2 植物类型差异的影响

目前的研究结果显示: $\varepsilon_{\text{wax/p}}$ 值的变化受环境和气候和植被类型的共同影响(Sachse等, 2012; Kahmen等,

2013; Zhuang等, 2014; Feakins等, 2016). 大量的研究报道了不同植物和源水之间同位素分馏存在变化(Sachse等, 2012; Kahmen等, 2013; Zhuang等, 2014; Feakins等, 2016; Li等, 2016). 例如: 木本、灌木、C₃草本植物和蕨类植物的 $\varepsilon_{\text{C29/p}}$ 平均值分别为 $(-121 \pm 22)\text{‰}$ 、 $(-99 \pm 32)\text{‰}$ 、 $(-140 \pm 31)\text{‰}$ 和 $(-108 \pm 7)\text{‰}$ (Sachse等, 2012).

龙门山和贡嘎山的植被类型都存在垂直地带性(见图4和5), 龙门山断面大量分布了灌木(1.2~3.2km), 贡嘎山断面则以乔木为主(1.0~3.6km), 植被类型的差异也可能造成二者的 $\varepsilon_{\text{wax/p}}$ 值不一致. 在贡嘎山3.6km以上高海拔地区, 木本逐渐被替代为高寒灌丛和草甸, 也有可能导致 $\varepsilon_{\text{wax/p}}$ 逐渐加强(Jia等, 2008). 另外, 在龙门山低海拔部分, 2°纬度跨度引起了降水的同位素变重, 从而抵消了部分 δD_{wax} 值的高度效应(见4.3详细讨论), 造成 $\varepsilon_{\text{wax/p}}$ 逐渐减弱. 其具体机制的确定, 还需要进一步研究.

4.3 纬度和山形变化的影响

由于龙门山断面南北跨越2°纬度, 需要考虑纬度效应对 δD_{wax} 值高度关系的影响. 根据龙门山采样路线的山形特征, 我们以2.8km为界将数据分成高、低海拔两部分, 讨论纬度和山形变化的影响. 如图8a, 低海拔部分约2°纬度跨度说明山形平缓; 高海拔部分纬度基本不变, 指示山体陡峭. 图8显示, 龙门山断面高海拔部分 δD_{wax} 高程递减率为 -22.8‰ km^{-1} , 接近于喜马拉雅山南坡(Bai等, 2015), 而在其低海拔部分仅为 -6.0‰ km^{-1} . Xu等(2014)也发现该地区高海拔部分 δD_{rw} 的高程递减率为 -15‰ km^{-1} , 低海拔部分仅则为 -8‰ km^{-1} . 在藏东南的察隅-波密断面, 同样发现高海拔部分的 δD_{wax} 高程递减率为 -33‰ km^{-1} ($R^2=0.63$; $n=19$), 低海拔部分为 -13.5‰ km^{-1} ($R^2=0.64$; $n=10$; Bai等, 2015). 可能的机制是: 低海拔部分的2°纬度跨度引起了 δD_p 和 δD_{wax} 变正(Bai等, 2012), 从而抵消了部分高度效应. 根据我们建立的 δD_{wax} 和纬度的关系($14.0\text{‰}/(^{\circ})$ 纬度; Bai等, 2012), 采用与察隅-波密断面同样的方法校正(Bai等, 2015), 去除纬度变化的影响后, 龙门山低海拔部分 δD_{wax} 高程递减率变为 -22‰ km^{-1} .

4.4 古高度重建的意义

本研究对运用沉积物 δD_{wax} 值反演的古水文记录,

图7 龙门山和贡嘎山断面D-excess随高程变化趋势图

图8 龙门山断面海拔与纬度(a)以及海拔与 δD_{wax} (b)的关系

浅灰色正方形代表低海拔(<2.8km), 深灰色正方形代表高海拔部分(>2.8km)

以及模拟和重建古高度有重要意义。最近, 根据孢粉丰度推断当时沉积环境的优势植物类型, 并采用这些现代植物的相应 $\epsilon_{wax/p}$ 值, 计算古降水 δD_p (Polissar和Freeman, 2010; Jia等, 2015; Currie等, 2016)。高原中部伦坡拉盆地丁青组晚渐新世到早中新世古高度重建研究中, 采用的 $\epsilon_{C29/p}$ 平均值约 $(-121 \pm 10)\text{‰}$ (古高度为4.5~4.9km; Polissar和Freeman, 2010)和从 $(-116 \pm 16)\text{‰}$ ~ $(-123 \pm 17)\text{‰}$ (古高度为 $(2.8 \pm 0.5)\text{km}$; Jia等, 2015)。最近, 南木林盆地15Ma的古高度恢复结果为5.1km(+1.3/-1.9), 该研究采用的 $\epsilon_{C29/p}$ 平均值约 $(-111 \pm 30)\text{‰}$ (Currie等, 2016)。显然, 如果在估算高海拔处的古高度时, 仍然应用低海拔处植物分馏估算的较低 $\epsilon_{wax/p}$ 值(Sachse等, 2012), 那么, 以此推导的古降水 δD_p 偏贫于实际古降水 δD 值, 因此高估古高度。当然, 更多地区的 $\epsilon_{wax/p}$ 值是否都随高度的增加而逐渐增加, 以及其特征的环境控制条件, 需要进一步扩展研究和确定。

5 结论

龙门山断面表土 δD_{wax} 值分布在 $-160 \sim -219\text{‰}$,

其 δD_{wax} 高程递减率为 -18‰ km^{-1} ($R^2=0.83$; $p<0.0001$; $n=29$), 比湿润的贡嘎山($-203 \sim -268\text{‰}$; 海拔1.2~4.3km; Bai等, 2011)偏重约40‰。气候和水汽来源的区域差异性可能导致了两个地区 δD_{rw} 值和表土 δD_{wax} 值的不同。另外, 本研究首次发现两个断面表土 δD_{wax} 相对 δD_{rw} 、 δD_p 和 δD_{sw} 的分馏值($\epsilon_{wax/rw}$ 、 $\epsilon_{wax/p}$ 和 $\epsilon_{wax/sw}$)整体上随海拔升高皆变增大(两个断面分别高达34‰和50‰), 但在龙门山断面小于2.8km的区域, 分馏值随海拔升高而变小。我们探索性地通过表土叶蜡正构烷烃、土壤水、河水(及泉水)的氢同位素的对比研究, 以及表面水 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 相关性及其D-excess的高程变化趋势分析, 证明水汽再循环、冰川融水、蒸散发、植被类型、纬度和山形等因素的综合影响可能导致了 $\epsilon_{wax/p}$ 值随高程的增加而变化。可见, 在估算高海拔处的古高度时, 如果仍然应用低海拔处估算的较低 $\epsilon_{wax/p}$ 值, 那么, 以此推导的古降水 δD_p 偏贫于实际古降水 δD 值, 因而高估古高度。本研究对解释沉积物 δD_{wax} 值反演的古水文记录, 以及古高度重建有重要意义。

致谢 感谢中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室曹蕴宁测定正构烷烃同位素值, 中国科学院水利部成都山地灾害与环境研究所王根绪和海洋帮助采样。感谢同济大学贾国东在文章初期给出建议。

参考文献

- Bai Y, Fang X, Gleixner G, Mügler I. 2011. Effect of precipitation regime on δD values of soil n -alkanes from elevation gradients-implications for the study of paleo-elevation. *Org Geochem*, 42: 838-845
- Bai Y, Fang X, Jia G, Sun J, Wen R, Ye Y. 2015. Different altitude effect of leaf wax n -alkane δD values in surface soils along two vapor transport pathways, southeastern Tibetan Plateau. *Geochim Cosmochim Acta*, 170: 94-107
- Bai Y, Fang X, Tian Q. 2012. Spatial patterns of soil n -alkane δD values on the Tibetan Plateau: Implications for monsoon boundaries and paleoelevation reconstructions. *J Geophys Res*, 117: D20113
- Bai Y, Tian Q, Fang X, Wu F. 2014. The "inverse altitude effect" of leaf wax-derived n -alkane δD on the northeastern Tibetan Plateau. *Org Geochem*, 73: 90-100
- Bershaw J, Penny S M, Garzione C N. 2012. Stable isotopes of modern water across the Himalaya and eastern Tibetan Plateau: Implications for estimates of paleoelevation and paleoclimate. *J Geophys Res*, 117: D02110

- Craig H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133: 1702–1703
- Currie B S, Polissar P J, Rowley D B, Ingalls M, Li S, Olack G, Freeman K H. 2016. Multiproxy paleoaltimetry of the Late Oligocene-Pliocene Oiyug Basin, southern Tibet. *Am J Sci*, 316: 401–436
- Ding L, Xu Q, Yue Y, Wang H, Cai F, Li S. 2014. The Andean-type Gangdese Mountains: Paleoelevation record from the Paleocene-Eocene Linzhou Basin. *Earth Planet Sci Lett*, 392: 250–264
- Feakins S J, Bentley L P, Salinas N, Shenkin A, Blonder B, Goldsmith G R, Ponton C, Arvin L J, Wu M S, Peters T, West A J, Martin R E, Enquist B J, Asner G P, Malhi Y. 2016. Plant leaf wax biomarkers capture gradients in hydrogen isotopes of precipitation from the Andes and Amazon. *Geochim Cosmochim Acta*, 182: 155–172
- Feakins S J, Sessions A L. 2010. Controls on the D/H ratios of plant leaf waxes in an arid ecosystem. *Geochim Cosmochim Acta*, 74: 2128–2141
- Froehlich K, Kralik M, Papesch W, Rank D, Scheifinger H, Stichler W. 2008. Deuterium excess in precipitation of Alpine regions-moisture recycling. *Isot Environ Health Stud*, 44: 61–70
- Garzione C N, Quade J, DeCelles P G, English N B. 2000. 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*, 183: 215–229
- Gonfiantini R. 1986. Environmental Isotopes in Lake Studies, Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company. 113–167
- Hoke G D, Jing L, Hren M T, Wissink G K, Garzione C N. 2014. Stable isotopes reveal high southeast Tibetan Plateau margin since the Paleogene. *Earth Planet Sci Lett*, 394: 270–278
- Hren M T, Bookhagen B, Blisniuk P M, Booth A L, Chamberlain C P. 2009. $\delta^{18}\text{O}$ and δD of streamwaters across the Himalaya and Tibetan Plateau: Implications for moisture sources and paleoelevation reconstructions. *Earth Planet Sci Lett*, 288: 20–32
- Insel N, Poulsen C J, Ehlers T A, Sturm C. 2012. Response of meteoric $\delta^{18}\text{O}$ to surface uplift—Implications for Cenozoic Andean Plateau growth. *Earth Planet Sci Lett*, 317–318: 262–272
- Jia G, Bai Y, Ma Y, Sun J, Peng P. 2015. Paleoelevation of Tibetan Lunpola basin in the Oligocene-Miocene transition estimated from leaf wax lipid dual isotopes. *Glob Planet Change*, 126: 14–22
- Jia G, Wei K, Chen F, Peng P. 2008. Soil n -alkane δD vs. altitude gradients along Mount Gongga, China. *Geochim Cosmochim Acta*, 72: 5165–5174
- Johnson K R, Ingram B L. 2004. Spatial and temporal variability in the stable isotope systematics of modern precipitation in China: Implications for paleoclimate reconstructions. *Earth Planet Sci Lett*, 220: 365–377
- Kahmen A, Hoffmann B, Schefuß E, Arndt S K, Cernusak L A, West J B, Sachse D. 2013. Leaf water deuterium enrichment shapes leaf wax n -alkane δD values of angiosperm plants II: Observational evidence and global implications. *Geochim Cosmochim Acta*, 111: 50–63
- Lechler A R, Niemi N A. 2011. Controls on the spatial variability of modern meteoric $\delta^{18}\text{O}$: Empirical constraints from the Western U.S. and East Asia and implications for stable isotope studies. *Am J Sci*, 311: 664–700
- Li Z, Feng Q, Liu W, Wang T, Guo X, Li Z, Gao Y, Pan Y, Guo R, Jia B, Song Y, Han C. 2015. The stable isotope evolution in Shiyi glacier system during the ablation period in the north of Tibetan Plateau, China. *Quat Int*, 380–381: 262–271
- Li Z, Feng Q, Wang Q, Yong S, Cheng A, Li J. 2016. Contribution from frozen soil meltwater to runoff in an in-land river basin under water scarcity by isotopic tracing in northwestern China. *Glob Planet Change*, 136: 41–51
- Liu J, Liu W, An Z, Yang H. 2016. Different hydrogen isotope fractionations during lipid formation in higher plants: Implications for paleohydrology reconstruction at a global scale. *Sci Rep*, 6: 19711
- Liu Y, Liu F, Xu Z, Zhang J, Wang L, An S. 2015. Variations of soil water isotopes and effective contribution times of precipitation and throughfall to alpine soil water, in Wolong Nature Reserve, China. *Catena*, 126: 201–208
- Liu Y, Xu Z, Duffy R, Chen W, An S, Liu S, Liu F. 2011. Analyzing relationships among water uptake patterns, rootlet biomass distribution and soil water content profile in a subalpine shrubland using water isotopes. *Eur J Soil Biol*, 47: 380–386
- Luo J, Tang R, Sun S, Yang D, She J, Yang P. 2015. Lead distribution and possible sources along vertical zone spectrum of typical ecosystems in the Gongga Mountain, eastern Tibetan Plateau. *Atmos Environ*, 115: 132–140
- Luo P, Peng P, Gleixner G, Zheng Z, Pang Z, Ding Z. 2011. Empirical relationship between leaf wax n -alkane δD and altitude in the Wuyi, Shennongjia and Tianshan Mountains, China: Implications for paleoaltimetry. *Earth Planet Sci Lett*, 301: 285–296
- Pang Z, Kong Y, Froehlich K, Huang T, Yuan L, Li Z, Wang F. 2011. Processes affecting isotopes in precipitation of an arid region. *Tellus B-Chem Phys Meteorol*, 63: 352–359
- Poage M A, Chamberlain C. 2001. Empirical relationships between elevation and the stable isotope composition of precipitation and surface waters: Considerations for studies of paleoelevation change. *Am J Sci*, 301: 1–15
- Polissar P J, Freeman K H. 2010. Effects of aridity and vegetation on plant-wax δD in modern lake sediments. *Geochim Cosmochim Acta*, 74: 5785–5797
- Polissar P J, Freeman K H, Rowley D B, McInerney F A, Currie B S.

2009. Paleoaltimetry of the Tibetan Plateau from D/H ratios of lipid biomarkers. *Earth Planet Sci Lett*, 287: 64–76
- Poulsen C J, Jeffery M L. 2011. Climate change imprinting on stable isotopic compositions of high-elevation meteoric water cloaks past surface elevations of major orogens. *Geology*, 39: 595–598
- Rowley D B, Currie B S. 2006. Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. *Nature*, 439: 677–681
- Rowley D B, Pierrehumbert R T, Currie B S. 2001. A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: Implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene. *Earth Planet Sci Lett*, 188: 253–268
- Sachse D, Billault I, Bowen G J, Chikaraishi Y, Dawson T E, Feakins S J, Freeman K H, Magill C R, McNerney F A, van der Meer M T J, Polissar P, Robins R J, Sachs J P, Schmidt H L, Sessions A L, White J W C, West J B, Kahmen A. 2012. Molecular paleohydrology: Interpreting the hydrogen-isotopic composition of lipid biomarkers from photosynthesizing organisms. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 40: 221–249
- Smith F A, Freeman K H. 2006. Influence of physiology and climate on δD of leaf wax *n*-alkanes from C₃ and C₄ grasses. *Geochim Cosmochim Acta*, 70: 1172–1187
- Xu Q, Hoke G D, Liu-Zeng J, Ding L, Wang W, Yang Y. 2014. Stable isotopes of surface water across the Longmenshan margin of the eastern Tibetan Plateau. *Geochim Geophys Geosyst*, 15: 3416–3429
- Yao T, Masson-Delmotte V, Gao J, Yu W, Yang X, Risi C, Sturm C, Werner M, Zhao H, He Y, Ren W, Tian L, Shi C, Hou S. 2013. A review of climatic controls on $\delta^{18}O$ in precipitation over the Tibetan Plateau: Observations and simulations. *Rev Geophys*, 51: 525–548
- Yu W, Xu B, Lai C T, Ma Y, Tian L, Qu D, Zhu Z. 2014. Influences of relative humidity and Indian monsoon precipitation on leaf water stable isotopes from the southeastern Tibetan Plateau. *Geophys Res Lett*, 41: 7746–7753
- Zhang G, Pan B, Cao B, Wang J, Cui H, Cao X. 2015. Elevation changes measured during 1966–2010 on the monsoonal temperate glaciers' ablation region, Gongga Mountains, China. *Quat Int*, 371: 49–57
- Zhuang G, Brandon M T, Pagani M, Krishnan S. 2014. Leaf wax stable isotopes from Northern Tibetan Plateau: Implications for uplift and climate since 15 Ma. *Earth Planet Sci Lett*, 390: 186–198