

霍伟杰,蒲俊兵,李建鸿,等. 断陷盆地高原面典型岩溶洼地旱季土壤水氢氧同位素时空差异特征[J]. 中国岩溶, 2019, 38(3): 307-317.

DOI:10.11932/karst20190303

断陷盆地高原面典型岩溶洼地旱季土壤水氢氧同位素时空差异特征

霍伟杰^{1,2}, 蒲俊兵¹, 李建鸿¹, 张陶¹, 王赛男¹

(1. 中国地质科学院岩溶地质研究所/自然资源部、广西岩溶动力学重点实验室, 广西 桂林 541004;

2. 中国地质大学(北京), 北京 100083)

摘要:以云南省蒙自断陷盆地东山山区典型岩溶洼地为研究区,通过野外采集土壤样品与实验室测试分析相结合的方法,运用稳定同位素技术研究旱季不同深度土壤水氢氧同位素组成,揭示区内土壤水氢氧同位素时空变化特征,为进一步研究云南断陷盆地山区土壤水分运移机制和当地农业合理利用和管理水资源提供科学依据。结果表明:(1)土壤水 δD 、 $\delta^{18}O$ 同位素值的变化范围分别为 -128.3‰ ~ -27.6‰ 和 -17.5‰ ~ 2.5‰ ,平均值分别为 $-96.1\text{‰}\pm 20.7\text{‰}$ 和 $-12.3\text{‰}\pm 3.7\text{‰}$,降雨转化为土壤水和水分在土壤中重新分布时发生一定程度的氢氧同位素分馏。(2)旱季两个月份土壤水氢氧同位素组成发生变化,4月份土壤水 δD 、 $\delta^{18}O$ 同位素平均值分别为 $-86.3\text{‰}\pm 23.83\text{‰}$ 和 $-10.6\text{‰}\pm 4.3\text{‰}$,显著高于2月份(δD : $-106.1\text{‰}\pm 9.5\text{‰}$; $\delta^{18}O$: $-14.1\text{‰}\pm 1.6\text{‰}$) ($p<0.05$),主要和4月份土壤水的蒸发作用强烈有关。(3)在空间上,坡地与洼地之间土壤水氢氧同位素组成存在差异,2月份坡地与洼地之间土壤水 δD 、 $\delta^{18}O$ 值差异显著($p<0.05$),洼地土壤水 δD 、 $\delta^{18}O$ 比坡地偏轻;4月份坡地与洼地之间土壤水 δD 、 $\delta^{18}O$ 值差异不显著($p>0.05$)。(4)土壤垂直剖面方向上土壤水 δD 、 $\delta^{18}O$ 值随着土壤深度的增加而减小,浅层土壤水 $\delta^{18}O$ 和深层土壤水 $\delta^{18}O$ 存在显著差异,2月份浅层土壤水 $\delta^{18}O$ 比深层土壤水 $\delta^{18}O$ 偏正 2.8‰ ,4月份浅层土壤水 $\delta^{18}O$ 比深层土壤水 $\delta^{18}O$ 偏正 10.5‰ 。

关键词:断陷盆地;土壤水;氢氧同位素;时空差异;大气降雨;蒸发

中图分类号:S152.7

文献标识码:A

文章编号:1001-4810(2019)03-0307-11

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



0 引言

土壤水在全球水文循环过程中发挥着重要的作用,是植物蒸腾水、地下水和地表水重要的补给水源^[1-2],是联系大气水、地表水、地下水、植物水的纽带^[3-4]。土壤水由于大气降雨、地表水入渗、地表蒸发、植被覆盖类型和人类活动等因素的差异会产生不同的分布特征^[5]。因此,研究土壤水对了解一个地区的土壤水分分布特征^[6-7],土壤水的运移和转化规律^[8-9],植物的水分利用情况^[10-11]和生态系统的保

护和恢复^[12]等都具有重要的意义。我国西南岩溶地区碳酸盐岩广泛分布,地表地下二元空间结构发育,土壤层较薄且不连续,蓄水能力低,且水分和土壤流失严重,再加上降雨时空分布不均,雨季占全年降雨量75%以上^[13],导致土壤水在时间和空间的分布上具有高度异质性。

近年来,国内外对岩溶地区土壤水分的研究主要集中在土壤水分时空动态及其影响因素^[14]。亚热带岩溶地区的土壤水分往往具有很高的时空变异性,主

基金项目:国家重点研发计划课题(2016YFC0502501);国家自然科学基金(41572234);广西自然科学基金项目(2017GXNSFFA198006)

第一作者简介:霍伟杰(1994—),男,硕士研究生,地质工程专业。E-mail:1004131325@qq.com。

通信作者:蒲俊兵(1982—),男,研究员,博士,研究方向:岩溶环境、岩溶水文地球化学等。E-mail:junbingpu@karst.ac.cn。

收稿日期:2018-11-13

要是由地形地貌,气候条件,植被类型及其覆盖度和人为活动等因素造成的^[15-19]。从时间尺度来看,岩溶地区土壤含水量具有低—升—高—降的季节变化过程^[20-21],即冬季土壤含水量达到年内最低水平,春季土壤含水量不断升高,在春末和夏季期间达到峰值,到秋季土壤含水量逐步下降。如劳文科(2008)在广西桂中盆地中部的研究发现3—4月土壤含水量较大且呈现上升趋势,5—8月出现年内最大与最小值,9—11月下降,12月至下年2月最低,恰好与月降雨量的变化相对应^[14]。雨季和旱季的土壤水分分布特征差异显著,而且旱季含水量的变化范围比雨季更大^[16,22]。在垂直方向上,土壤含水量随着土层深度的增加而增加,而增加幅度及其变化范围随着土层深度的增加而减小,深层土壤含水量通常趋于稳定^[16,23]。不同坡度之间的土壤含水量也存在显著差异,一般随坡度的增大而减小,而且坡度对土壤含水量的影响主要集中在表层和次表层^[24]。

但是仅仅对土壤含水量进行研究,不足以揭示岩溶地区土壤—植被—大气连续体中水分运移和转化规律,而稳定同位素技术则很好地弥补了这一局限。从20世纪50、60年代开始,就有学者利用富氙的水进行示踪实验,初步揭示水分在土壤中的运移情况^[25-26]。随后大气降雨的稳定同位素季节性差异被发现^[27],为后来对降雨入渗和土壤水分重新分配的一系列研究打下了基础。影响土壤水同位素的因素有很多,主要有降水(包括降雨,穿透雨,树干径流和冰雪融水),土壤蒸发和植被覆盖。由于降雨强度和雨洗效应,降雨事件中同位素信号会发生变化,经常导致降雨事件中重同位素逐渐贫化^[28]。而在降雨后期,雨水通常有轻微的重同位素富集,形成一个“V型”的降雨事件模式^[29]。降水中同位素组成在入渗到土壤之前可能发生进一步改变,因为植被冠层和凋落物的截留,通常形成重同位素富集的穿透雨^[30]。除了穿透雨,树干径流也会表现出重同位素富集,一方面是与前期降水混合造成的,另一方面是由于蒸发作用^[31]。作为输入的降水稳定同位素发生变化,土壤水稳定同位素也会随之发生改变。降雨事件之后,土壤蒸发作用伴随着动力学分馏,导致重同位素富集^[32]。有研究表明,植被覆盖通常会减小土壤水动力学分馏^[33],分馏作用随着与植被冠层边缘的距离增加而增加^[34],相对湿度的降低也会导致分馏作用的增加^[35]。由蒸发引起的动力学分馏遵循季节性模式^[36],与潜在蒸散作用呈正相关,与年降水量呈负相关^[37],这主要是由于土壤蒸发引起的土壤水动力学

分馏与不发生分馏的降雨输入之间的相互作用造成的。目前,稳定同位素技术已经被广泛运用于土壤水的研究^[38]。在西南岩溶地区土壤水氢氧同位素研究方面,刘伟等^[39]运用氢氧同位素示踪的方法对我国西南岩溶与非岩溶地区土面生境非植物主根区的土壤水运移规律进行了对比研究,发现两种不同条件下土壤基质流的混合作用,土壤水入渗方式和蒸发作用都存在一定差别,岩溶样地土壤基质流的混合作用整体较弱,而非岩溶样地随着深度的增加基质流的混合作用增强。岩溶样地土壤介质存在优先流,优先流空间异质性较大。蒸发作用对非岩溶样地表层土壤水影响较大,对岩溶样地土壤水的影响较小。邢丹等^[40]在黔西北石漠化桑园样地的研究中发现不同月份土壤水中的氢氧同位素表现出明显的季节效应,春季偏重,夏季次之,秋季最轻。

岩溶断陷盆地主要分布在云南东部岩溶高原区^[41],构成了“盆—山”耦合的地质环境特征,水文、气候、土壤等地理环境要素复杂而特殊。区内旱雨季分明,植被立地条件差,盆地人口密度较大,耕地分布集中^[42],而山区地势较高,岩溶发育,水土流失和石漠化严重,生产生活用水短缺,使得该地区原来就脆弱的生态环境越来越恶化。据李强等^[43]2017年的遥感数据显示,断陷盆地典型地貌区的云南蒙自市石漠化面积占据总面积的88%,均以重度石漠化为主。因此,合理开发和管理水资源,协调好人—地关系是当地石漠化治理工作的重点。土壤水分是断陷盆地山区农作物、经果林重要的水分来源。孙永磊等^[44]采用克里金插值分析方法探究了西南岩溶断陷盆地不同植被恢复模式土壤水分时空变异规律,发现雨季土壤水分显著高于旱季,不同植被恢复模式间雨季、旱季和月均土壤含水量均表现为桉树林>天然次生灌丛>冲天柏林>马尾松林,证明了季节变化和植被覆盖对土壤水分的影响,为断陷盆地土壤水资源的研究提供了借鉴。除此之外,西南岩溶断陷盆地开展的土壤水研究鲜有报道。为此,本研究以典型的断陷盆地山区—云南蒙自市东山高原面上牛耳坡洼地为研究对象,在洼地不同剖面上采集不同深度的土壤样品进行稳定同位素分析,借此研究土壤水氢氧同位素组成和时空变化特征。根据研究区气象水文特征和区域调查,旱季(11月—4月)降雨较少,对山区农作物、经果林生长影响较大,因此本研究以旱季为研究期,初步揭示该区土壤水分稳定同位素变化规律,以期为深入研究该区的土壤水运移机制和农业上的合理利

用和管理提供科学依据。

1 研究区与研究方法

1.1 研究区概况

蒙自市断陷盆地属于我国西南典型的岩溶断陷盆地地貌,区内盆地—山区耦合形成了一个整体的地貌单元(图 1),且均位于南洞地下河流域内。蒙自断陷盆地地区内,盆地海拔在 1 200~1 400 m 之间,而山区海拔在 2 000~2 300 m 之间,山区与盆地高差大,形成了典型的“盆—山”耦合系统。盆地内地形较为平坦,新生界覆盖层较厚,为主要的城镇和农业集中

区,而山区内岩溶十分发育,以溶丘—洼地地貌为主,洼地发育密度可在 $5\sim 15$ 个 $\cdot \text{km}^{-2}$,水土流失严重,是重度石漠化分布区。研究区所选的牛耳坡洼地位于蒙自断陷盆地东山山区,地理位置为 $23^{\circ}26'59.88''\text{N}$, $103^{\circ}27'20.89''\text{E}$,海拔高度为 2 086 m,是一个封闭的洼地,底部有落水洞分布,从洼地顶部到底部高差在 30 m 左右,坡度较陡。研究区属于亚热带季风气候,气候温和,洼地年平均气温 13.0°C ,降雨丰富,年降雨量 1 000 mm 左右,但时空分布极为不均,降雨主要集中在每年的 6—9 月,而秋冬干旱突出。研究区洼地东坡有大量基岩出露,基岩裸露率大于 65%,根据蒋忠诚等^[46]的石漠化等级划分标准,该区为中至

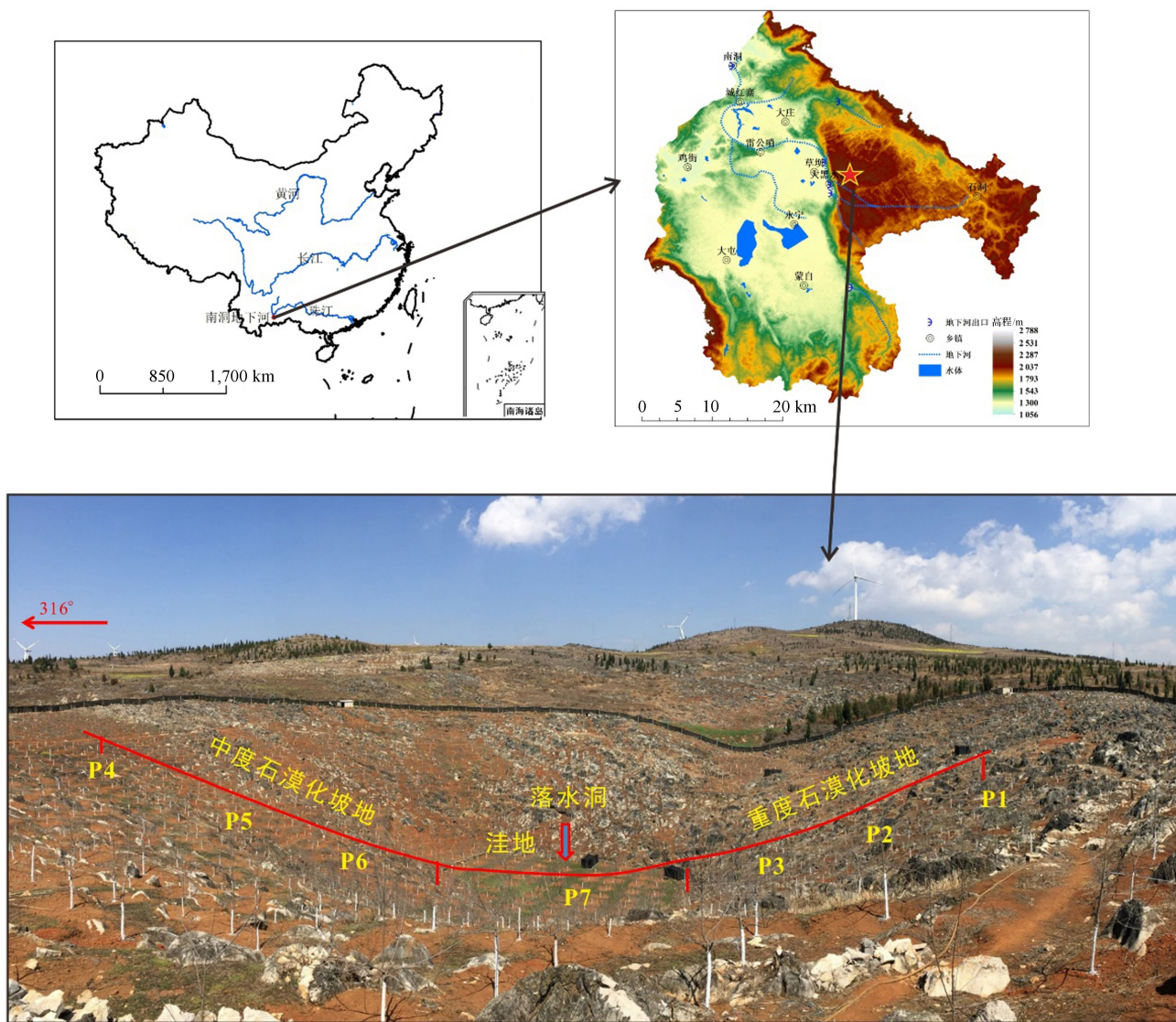


图 1 研究区地理位置及全景图

Fig. 1 Study area location and panorama

注:上图左为研究区区位图,上图右为南洞地下河流域图及研究区位置图,下图为研究区地貌概况及采样点分布图。

重度石漠化区,以石质坡地为主;洼地西坡基岩裸露率较东坡小,约为 45%,为中度石漠化区,以土石质坡地为主。洼地底部无基岩出露。洼地底部有一落水洞,是研究区内雨水的主要排泄通道和土壤、养分流失的重要通道。区内沿坡顶到洼地按一定间隔距离种植苹果树。根据杨慧等^[45]的研究结果表明洼地两侧坡地和洼地底部土壤主要为石灰土。研究区土壤 pH、有机碳和全氮含量平均值见表 1。

表 1 土壤 pH、有机碳和全氮含量^[45]

Table 1 Content of soil pH value, soil organic carbon and total nitrogen^[45]

采样点位置	pH	$\omega(\text{SOC})/\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$	$\omega(\text{TN})/\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$
东坡	6.46±0.10	45.45±10.41	1.34±0.30
洼地	6.28±0.11	31.92±5.21	1.11±0.14
西坡	6.23±0.19	34.85±9.98	1.18±0.26

1.2 研究方法

在洼地的东坡和西坡坡上、坡中、坡下位置各设置三个采样点,洼地底部设置一个采样点,一共 7 个采样点(P1~P7)(图 1、表 2)。每个采样点设置在苹果树附近,苹果树用标签牌标记。

表 2 采样点基本情况

Table 2 Basic information of the sampling point

采样点	地理坐标	海拔/m	坡位	坡向
P1	103°27′11.07″E 23°27′8.9″N	2 082	坡上	
P2	103°27′10.55″E 23°27′9.42″N	2 076	坡中	东坡
P3	103°27′9.95″E 23°27′9.62″N	2 061	坡下	
P4	103°27′06″E 23°27′11″N	2 082	坡上	
P5	103°27′6.92″E 23°27′11.52″N	2 073	坡中	西坡
P6	103°27′7.84″E 23°27′11.60″N	2 055	坡下	
P7	103°27′8.53″E 23°27′9.9″N	2 051	洼地	洼地

1.2.1 样品采集

大气降水:降水样品通过自制装置采集,每次降

水之后将收集到的雨水放入 15 mL 褐色塑料瓶中,用 Parafilm 不透水薄膜密封,放在冰盒中带回实验室于 4 ℃ 下冷藏至分析。降雨量由美国 Campbell 公司生产的 CR800 自动气象观测站自动记录,观测站安装在洼地东南坡坡顶上,同时进行气温、湿度等气象数据的收集。

土壤水:在每个采样点采用土钻法钻取不同深度的土壤水样品,地表以下 20 cm 以上每 10 cm 采集一个土壤样品,20 cm 以下每 20 cm 采集一个土壤样品,每个土壤样品 5~10 g,采集完后迅速装入 15 mL 褐色玻璃瓶中,用 Parafilm 不透水薄膜密封,放入冰盒中带回实验室零下 20 ℃ 下冷冻保存至分析。

1.2.2 样品测试

大气降水样品 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 测定在中国地质科学院岩溶地质研究所完成,分析仪器为 MAT253 气体稳定同位素质谱仪,测定精度 δD 小于 2‰, $\delta^{18}\text{O}$ 小于 0.2‰(图 2)。土壤水的提取和测试在华科精信稳定同位素实验室完成,采用理加联合科技有限公司生产的 LI-2100 全自动水分抽提系统通过低温真空蒸馏技术从土壤样品中提取土壤水分用于 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 测定。采用美国赛默飞世尔科技公司生产的 Delta V 同位素比率质谱仪(IRMS)测定土壤水 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值,测定精度 δD 小于 1‰, $\delta^{18}\text{O}$ 小于 0.2‰。大气降水和土壤水测定结果均以维也纳平均海水(V-SMOW)为标准的千分差表示。

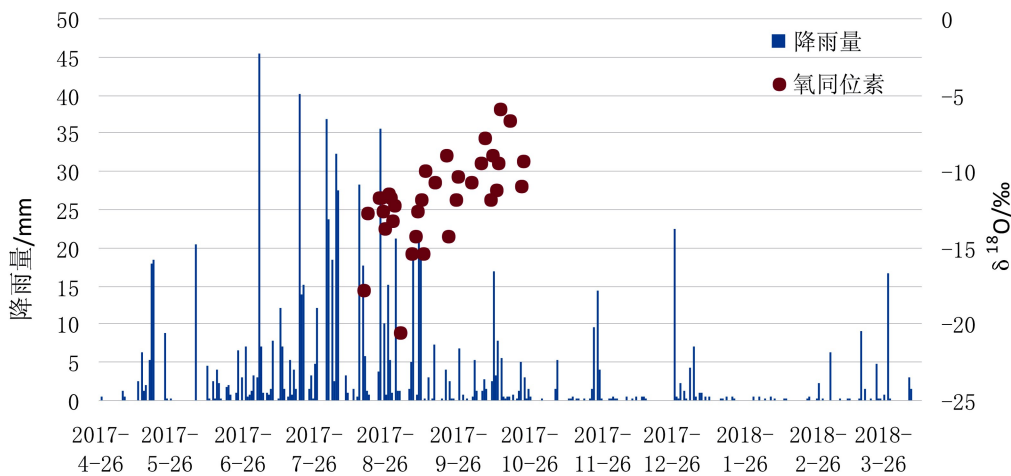
1.2.3 数据分析

采用软件 Microsoft Excel 2013 对样品氢氧同位素数据进行统计和整理,采用 SPSS 19 对数据进行分析,利用 Origin 9.0 制图。

2 结果与讨论

2.1 牛耳坡小流域土壤水 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 总体特征

综合牛耳坡小流域内东坡、西坡和洼地采集到的 79 个土壤水样品的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 进行分析可以发现,土壤水 δD 变化范围为 -128.3‰~-27.6‰,变幅达到 100.7‰,平均值为 -96.1‰±20.7‰, $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 -17.5‰~2.5‰,变幅为 20.0‰,平均值为 -12.3‰±3.7‰。对土壤水中 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 进行线性回归,发现两者存在较好的线性关系: $\delta\text{D}=5.5\delta^{18}\text{O}-28.8(R^2=0.946, N=79, p<0.01)$ 表明研究区内土壤水氢氧同位素具有显著的相关性。

图 2 研究区降雨分布及降雨 $\delta^{18}\text{O}$ 变化Fig. 2 Rainfall distribution and $\delta^{18}\text{O}$ value variation in the study area

将研究区内土壤水氢氧同位素关系线和李广等^[47]基于蒙自地区连续 3a 的降水氢氧同位素资料建立的当地大气降水线($\delta\text{D}=8.16\ \delta^{18}\text{O}+8.70$)进行比较(图 3),土壤水蒸发线的斜率和截距都明显小于当地大气降水线,说明大气降水转化为土壤水和水分在土壤中重新分布时发生了一定程度的同位素分馏效应。假设研究区土壤水被近期降雨完全替代,那么其氢氧同位素会分布在当地大气降水线的附近或者线上,但实际上土壤水氢氧同位素相对于当地大气降水线有不同程度的偏离,其中最主要的原因是降雨补给土壤水过程中产生了蒸发分馏,包括雨滴在降落过程中发生的云底二次蒸发^[48]和土壤水分蒸发。另外也可能与不同期次之间土壤水的混合作用有关,前期部分土壤水会与土壤或植被根系紧密结合^[49],使得近期土壤水不能完全被降雨替代。

2.2 牛耳坡小流域土壤水 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 不同月份变化特征

牛耳坡小流域处于海拔 2 000 多米的岩溶山区,无地表水系,地下水埋藏较深,因此研究区内土壤水的主要补给来源是大气降水,降雨入渗土壤之后水分发生水平迁移和垂直运动,运动过程中和土壤中原有的水分发生交换混合,同时受蒸发分馏和植物蒸腾的影响,在这些因素的共同影响下土壤水分一直处于动态变化的状态,氢氧同位素作为土壤水的组成部分,其特征也会随之发生变化^[8,50-52]。

2 月份研究区土壤水 δD 变化范围为 $-124.7\text{‰}\sim-88.2\text{‰}$,变幅为 36.5‰ ,平均值为 $-106.1\text{‰}\pm 9.5\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $-16.9\text{‰}\sim-10.5\text{‰}$,变幅

为 6.4‰ ,平均值为 $-14.1\text{‰}\pm 1.6\text{‰}$,土壤水氢氧同位素线性关系为 $\delta\text{D}=5.7\ \delta^{18}\text{O}-27.8$ ($R^2=0.879$, $N=39$)。4 月份土壤水 δD 变化范围为 $-128.3\text{‰}\sim-27.6\text{‰}$,变幅为 100.7‰ ,平均值为 $-86.3\text{‰}\pm 23.8\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $-17.5\text{‰}\sim 2.5\text{‰}$,变幅为 20.0‰ ,平均值为 $-10.6\text{‰}\pm 4.3\text{‰}$,土壤水氢氧同位素线性关系为 $\delta\text{D}=5.4\ \delta^{18}\text{O}-29.7$ ($R^2=0.938$, $N=40$)。独立样本 T 检验结果显示(表 3),2、4 月之间土壤水 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值均有显著性差异($p<0.01$),4 月份土壤水 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值及其分布范围明显大于 2 月份。从图 3 也可以看出,除 P7 点 60~80 cm 土层深度的土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 存在 2 月份高于 4 月份的现象外,其余各个采样点不同土层深度的 $\delta^{18}\text{O}$ 都是 4 月份大于 2 月份。图 3 显示,2 月份土壤水 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 分布较为集中,主要分布在左下角,绝大多数在当地大气降水线附近或偏右下方;而 4 月份土壤水 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 分布范围较 2 月份大,在图的左下角到右上角均有分布,其中 20 cm 以下土层的土壤水 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 分布更集中,与 2 月份接近,0~20 cm 土壤水 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 与其他土层深度的距离较远,分布更分散,更偏离大气降水线,说明 4 月份浅层土壤水重的氢氧同位素富集是造成研究区内土壤水 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 不同月份之间差异的主要原因。这一结果与刘伟等^[39]研究结果一致,刘伟等^[39]对贵州荔波岩溶地区土壤水氢氧同位素特征研究发现从 11 月到翌年 4 月土壤水氢氧同位素值随着降雨同位素值增加而增加,而且不同土层深度增加的幅度不同,0~10 cm 增加较快,10~20 cm 增加缓慢,20 cm 以下直到翌年 3 月才有增加趋势,

比浅层土壤水滞后了 4 个月时间。本文研究区两次采样期间降雨量只有 47.2 mm, 每次降雨量不到 10 mm, 因此不同土壤深度的水分氢氧同位素的月份变化幅度不同, 一方面可能是土壤水对前期降雨响应的滞后性造成的, 另一方面, 对 2、4 月份气象站的数据进行统计发现, 4 月份的月平均气温 (13.9 °C) 要高于 2 月份 (8.7 °C), 而且采样当月的降雨量均小于 5 mm, 浅层土壤水相对深层来说更容易受到蒸发分馏的影响使重同位素越来越富集。

表 3 研究区土壤水 δD 和 $\delta^{18}O$ 不同月份 T 检验结果

Table 3 T-test results of soil water δD and $\delta^{18}O$ values in different months in the study area

	月份	均值/‰	标准差/‰	F	显著性
δD	2	-106.1	9.5	23.264	0**
	4	-86.3	23.8		
$\delta^{18}O$	2	-14.1	1.6	21.803	0**
	4	-10.6	4.3		

注: ** 表示检验结果极显著。

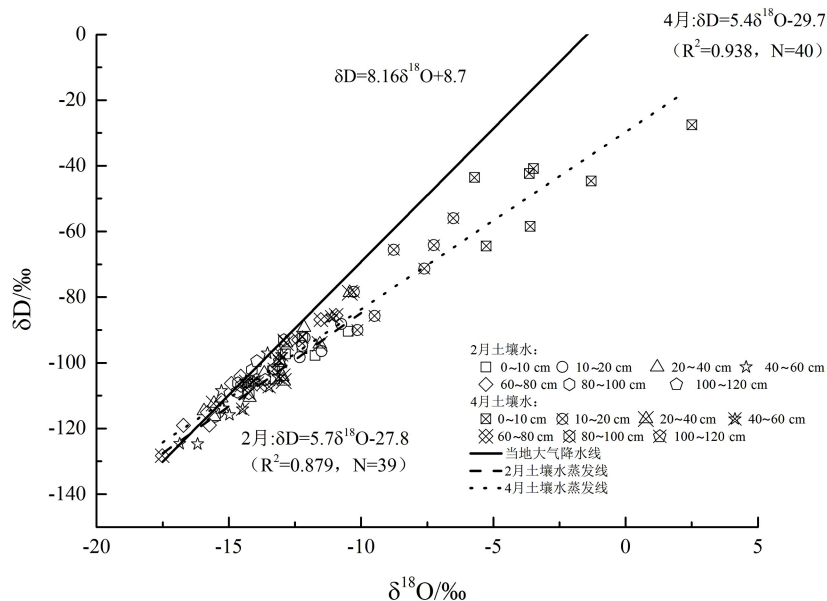


图 3 牛耳坡 2 月、4 月土壤水 δD 和 $\delta^{18}O$ 与当地大气降水线的关系

Fig. 3 Relationship between soil water δD and $\delta^{18}O$ and local meteoric water line in February and April in Niuer depression

2.3 牛耳坡小流域土壤水 δD 和 $\delta^{18}O$ 空间分布特征

2.3.1 不同采样点土壤水 δD 和 $\delta^{18}O$ 分布特征

通过上文的分析可知, 土壤水 δD 和 $\delta^{18}O$ 相关性显著 ($P < 0.01$), 为了方便对数据进行比较, 选择 $\delta^{18}O$ 进行分析 (图 4)。牛耳坡洼地东坡岩石裸露率约 65%, 石漠化程度较高, 为一石质坡地。采样点 P1、P2、P3 的位置分别位于坡上、坡中、坡下。2 月份 P1 点土壤水 $\delta^{18}O$ 最大值为 -11.7‰, 位于表层 (0~10 cm), 最小值为 -15.9‰, 位于 20~40 cm, 变幅为 4.2‰, 平均值 -14.0‰ ± 1.5‰ (n=6); P2 点土层较薄 (40 cm 厚), 因此只取了 0~10 cm, 10~20 cm 和 20~40 cm 三层土壤, 土壤水 $\delta^{18}O$ 最大值为 -12.2‰, 位于 10~20 cm, 最小值为 -13.7‰, 位于 20~40 cm, 变幅为 1.5‰, 平均值 -12.7‰ ± 0.7‰ (n=3); P3 点土壤水 $\delta^{18}O$ 最大值为 -12.7‰, 位于 0~10 cm, 最小值为 -16.2‰, 位于 40~60 cm, 变幅为

3.5‰, 平均值 -14.9‰ ± 1.2‰ (n=5)。

洼地西坡岩石裸露率为 45%, 采样点 P4、P5、P6 的位置分别位于坡上、坡中、坡下。2 月份 P4 点土壤水 $\delta^{18}O$ 最大值为 -10.5‰, 位于 20~40 cm, 最小值为 -14.5‰, 位于 80~100 cm, 变幅为 4.0‰, 平均值 -12.8‰ ± 1.3‰ (n=6); P5 点土壤水 $\delta^{18}O$ 最大值为 -10.8‰, 位于 10~20 cm, 最小值为 -16.7‰, 位于 60~80 cm, 变幅为 5.9‰, 平均值为 -14.3‰ ± 1.9‰ (n=7); P6 点土壤水 $\delta^{18}O$ 最大值为 -11.5‰, 位于 10~20 cm, 最小值为 -15.8‰, 位于 20~40 cm, 变幅为 4.3‰, 平均值 -14.3‰ ± 1.4‰ (n=6)。

洼地底部无基岩出露, 土层较厚, P7 点土壤水 $\delta^{18}O$ 最大值为 -13.9‰, 位于 0~10 cm, 最小值为 -16.9‰, 位于 40~60 cm, 变幅为 3.0‰, 平均值 -15.1‰ ± 1.0‰ (n=6)。

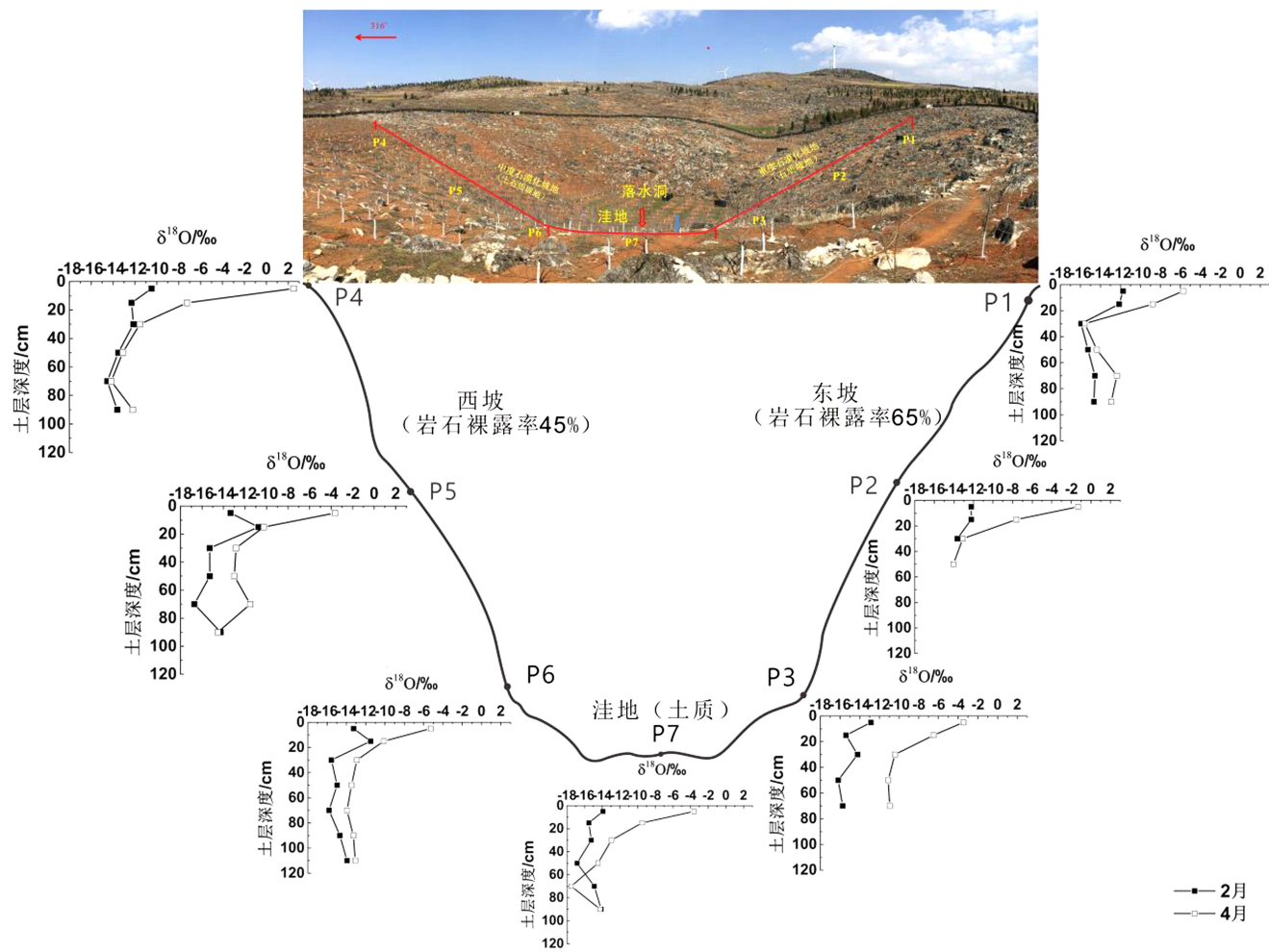


图 4 牛耳坡土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 时空分布特征示意图

Fig. 4 Spatial and temporal distribution characteristics of soil water $\delta^{18}\text{O}$ in Niuer depression
注:下图为展示土层剖面同位素特点,洼地地形线有所变形,仅为示意。

用单因素方差分析($\alpha=0.05$)比较 2 月份东坡、西坡和洼地的 $\delta^{18}\text{O}$ 差异,发现东坡、西坡和洼地之间差异不显著($p=0.232>0.05$),洼地 $\delta^{18}\text{O}$ ($-15.1\text{‰}\pm 1.1\text{‰}$)比东坡($-14.1\text{‰}\pm 1.6\text{‰}$)和西坡($-13.8\text{‰}\pm 1.7\text{‰}$)略大。再比较不同坡位(坡上、坡中、坡下、洼地)之间 $\delta^{18}\text{O}$ 差异。方差分析结果见表 4,从表 4 可发现,坡地的土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ ($-13.4\text{‰}\pm 1.6\text{‰}$)与洼地($-15.1\text{‰}\pm 1.1\text{‰}$)差异显著($p=0.037<0.05$),其余坡位之间差异不显著。土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 有沿坡地向下逐渐变低的趋势。通过对比不同岩石裸露率的坡地和不同坡位之间的土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 差异性,可以得出结论:2 月份土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 分布特征与岩石裸露率无关,与坡位(即相对高度)有关,且土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值呈现沿坡向下逐渐偏轻的趋势。这与王贺等^[53]在黄土高原纸坊沟流域研究得出的不同坡位之间土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 差异不显著的结果不同,可能是由于岩溶石漠化地区具

有丰富多样的小生境,不同坡位之间小气候特征,土壤性质等存在较大差异,导致土壤水氢氧同位素存在差异。

表 4 2 月份和 4 月份不同坡位土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 方差分析结果

Table 4 ANOVA results of soil water at different slope positions in February and April

坡位	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	
	2 月	4 月
坡上(n=12)	-13.4 ± 1.6^a	-10.5 ± 5.0^a
坡中(n=9)	-13.8 ± 1.9^{ab}	-10.2 ± 4.6^a
坡下(n=12)	-14.5 ± 1.4^{ab}	-10.4 ± 3.5^a
洼地(n=6)	-15.1 ± 1.1^b	-12.0 ± 4.3^a

注:平均值±标准差中同列不同小写字母代表同一个月不同深度土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 存在显著性差异($p<0.05$)。

对 4 月份不同坡地之间和不同坡位之间的土壤

水 $\delta^{18}\text{O}$ 进行单因素方差分析,发现不同坡地之间土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 差异不显著(东坡: $-9.9\text{‰}\pm 4.2\text{‰}$,西坡: $-10.7\text{‰}\pm 4.4\text{‰}$,洼地: $-12.0\text{‰}\pm 4.9\text{‰}$),不同坡位之间 $\delta^{18}\text{O}$ 差异也不显著(坡上: $-10.5\text{‰}\pm 5.0\text{‰}$,坡中: $-10.2\text{‰}\pm 4.6\text{‰}$,坡下: $-10.4\text{‰}\pm 3.5\text{‰}$,洼地: $-12.0\text{‰}\pm 4.3\text{‰}$),洼地 $\delta^{18}\text{O}$ 值略小于坡地,这可能与4月份蒸发作用更强有关。利用采集到的气象数据通过彭曼公式^[54]可以算出,2、3、4月份研究区潜在蒸散发分别为67.5 mm、93.70 mm和104.50 mm,4月份潜在蒸散发接近全年最高水平,强烈的蒸散削弱了坡位对土壤水氢氧同位素分布的影响作用。综合2、4月份不同石漠化程度坡地和不同坡位对土壤水氢氧同位素的影响可以发现,岩石裸露率变化对土壤水氢氧同位素的影响较弱,坡位对土壤水氢氧同位素的影响更显著,但是不同月份坡位对土壤水氢氧同位素的影响程度不同。

2.3.2 土壤垂直剖面 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 分布特征

把不同采样点同一土层深度的土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 归为一组,可以得到土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 在土壤垂直剖面上的分布特征,因为只有P6点取到100~120 cm的同位素数据,所以不把该层数据划为一组,每个月分别得到六组数据。

通过图5可以直观地看出2、4月份不同土层深度土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 的分布特征和离散程度。2月份浅层土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 和深层土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 存在显著性差异,特别是0~20 cm与20~80 cm之间($p<0.05$),浅层土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显大于深层土壤水。土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值沿土壤垂直剖面呈不规则“U”型分布,0~80 cm随着土层深度的增加而变小,60~80 cm处达到最小值($-15.4\text{‰}\pm 0.9\text{‰}$),80~100 cm随土层深度的增加而略有增大。除了0~10 cm表层土之外,10 cm以下土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 随着土层深度增加变化幅度越来越小,说明深层土壤水氢氧同位素分布比浅层土壤更加稳定。2月份0~10 cm表层土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 变化幅度比10~20 cm浅层土壤水小的原因可能是采样当天发生0.5 mm的降雨事件对表层土壤进行了均匀湿润。

4月份土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 沿土壤垂直剖面的变化趋势与2月份相似,随着土层深度的增加土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 越来越小,40 cm以下土层的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值趋于定值(-13.4‰),0~10 cm,10~20 cm和20~100 cm之间土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 差异显著($p<0.05$)。而不同土层 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化幅度沿垂直剖面的变化趋势与2月份略有差异,0~60 cm土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化幅度随土层深度的增加而减小,到60~80 cm变化幅度突然增大,

即不同采样点在60~80 cm土层处土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 差异较大,最大值和最小值之间相差6.56‰,东坡普遍大于西坡(图5),这可能是由于不同采样点土壤水分垂直运移的速率不同造成该土层土壤水的混合程度不同,也有可能与3月份的一次降雨事件(16.6 mm)产生水分沿坡下运移有关。

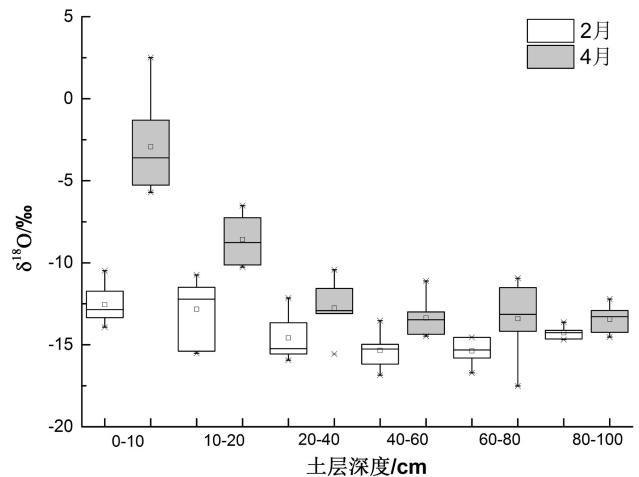


图5 2月和4月不同土层深度土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 值箱形图

Fig. 5 Box plots of soil water $\delta^{18}\text{O}$ values at different soil depths in February and April

土壤垂直剖面方向上,研究区的浅层土壤水比深层土壤水更加富集重的氢氧同位素,主要是由于土壤水的蒸发作用主要发生在浅层,蒸发时伴随着同位素的分馏“轻”的同位素分子优先蒸发,致使“重”同位素在土壤浅层明显富集,随着土壤深度的增加蒸发作用越来越弱,前人已有大量的室内实验和野外试验结果证明,蒸发作用的强度随着土壤深度的增加呈现指数下降趋势^[55-57]。从 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化幅度来看,浅层土壤水的 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化范围比深层土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化范围要大,从图4也可以看出,深层土壤水氢氧同位素值

表5 2月和4月不同土层深度土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 方差分析结果

Table 5 ANOVA results of soil water $\delta^{18}\text{O}$ at different soil depth in February and April

土层深度/cm	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	
	2月	4月
0—10	-12.6 ± 1.2^a	-2.9 ± 2.8^a
10—20	-12.8 ± 1.9^{ab}	-8.6 ± 1.5^b
20—40	-14.6 ± 1.3^c	-12.8 ± 1.6^c
40—60	-15.4 ± 1.1^c	-13.4 ± 1.2^c
60—80	-15.4 ± 0.9^c	-13.4 ± 2.4^c
80—100	-14.3 ± 0.4^{bc}	-13.4 ± 0.9^c

注:平均值±标准差中同列不同小写字母代表同一个月不同深度土壤水 $\delta^{18}\text{O}$ 存在显著性差异($p<0.05$)。

分布更为集中,表明随着深度的增加,土壤水受大气降水和外界蒸发等因素的影响越来越小,这一结果与马菁等^[58]在云南省元阳梯田水源地林地的研究结果一致。

3 结 论

(1)蒙自西山牛耳坡洼地土壤水氢氧同位素的变化范围分别为 $-128.3\text{‰} \sim -27.6\text{‰}$ 和 $-17.5\text{‰} \sim -2.5\text{‰}$,平均值分别为 $-96.1\text{‰} \pm 20.7\text{‰}$ 和 $-12.3\text{‰} \pm 3.7\text{‰}$,土壤水蒸发线方程为: $\delta D = 5.5\delta^{18}O - 28.8$ ($R^2 = 0.946$, $N = 79$),蒸发线斜率和截距都明显小于当地大气降水线($\delta D = 8.16\delta^{18}O + 8.70$),说明降雨转化为土壤水和水分在土壤中重新分布的过程中发生一定程度的氢氧同位素分馏。

(2)研究区不同月份土壤水中氢氧同位素组成会发生变化,2月份土壤水 δD 变化范围为 $-124.7\text{‰} \sim -88.2\text{‰}$,平均值为 $-106.1\text{‰} \pm 9.5\text{‰}$, $\delta^{18}O$ 变化范围为 $-16.9\text{‰} \sim -10.5\text{‰}$,平均值为 $-14.1\text{‰} \pm 1.6\text{‰}$;4月份土壤水 δD 变化范围为 $-128.3\text{‰} \sim -27.6\text{‰}$,平均值为 $-86.3\text{‰} \pm 23.8\text{‰}$, $\delta^{18}O$ 变化范围为 $-17.5\text{‰} \sim -2.5\text{‰}$,平均值为 $-10.6\text{‰} \pm 4.3\text{‰}$ 。4月份土壤水蒸发线($\delta D = 5.4\delta^{18}O - 29.7$)的截距和斜率小于2月份($\delta D = 5.7\delta^{18}O - 27.8$),说明4月份土壤水蒸发分馏作用大于2月份。

(3)空间上岩石裸露率对土壤水氢氧同位素组成影响较弱,坡位对土壤水氢氧同位素组成的影响作用比岩石裸露率的影响作用大,洼地氢氧同位素值小于坡地,不同月份坡位对土壤水氢氧同位素的影响程度不同。

(4)土壤垂直剖面方向上土壤水氢氧同位素值随着土壤深度的增加而减小,浅层土壤水 $\delta^{18}O$ 和深层土壤水 $\delta^{18}O$ 存在显著性差异,考虑是土壤水的蒸发作用造成浅层土壤水比深层土壤水更加富集重的氢氧同位素。

参考文献

- [1] Evaristo J, Jasechko S, McDonnell J J. Global separation of plant transpiration from groundwater and streamflow [J]. *Nature*, 2015, 525(7567): 91-94.
- [2] McDonnell J J. The two water world hypothesis: Ecohydrological separation of water between streams and trees? [J]. *Wiley Interdisciplinary Reviews Water*, 2014, 1(4): 323-329.
- [3] Burgess S S O, Adams M A, Turner N C, et al. Characterisation of hydrogen isotope profiles in an agroforestry system: implications for tracing water sources of trees [J]. *Agricultural Water Management*, 2000, 45(3): 229-241.
- [4] 李新荣, 张志山, 王新平, 等. 干旱区土壤-植被系统恢复的生态水文学研究进展 [J]. *中国沙漠*, 2009, 29(5): 845-852.
- [5] Famiglietti J S, Rudnicki J W, Rodell M. Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas [J]. *Journal of Hydrology*, 1998, 210(1-4): 259-281.
- [6] 王军, 傅伯杰, 蒋小平. 土壤水分异质性的研究综述 [J]. *水土保持研究*, 2002, 9(1): 1-5.
- [7] Ladson A R, Moore I D. Soil water prediction on the Konza Prairie by microwave remote sensing and topographic attributes [J]. *Journal of Hydrology*, 1992, 138(92): 385-407.
- [8] Barnes C J, Allison G B. The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soils: 1. Theory [J]. *Journal of Hydrology*, 1983, 60(1): 141-156.
- [9] Gaziz C, Feng X. A stable isotope study of soil water: evidence for mixing and preferential flow paths [J]. *Geoderma*, 2004, 119(1): 97-111.
- [10] Evaristo J, McDonnell J J. Prevalence and magnitude of groundwater use by vegetation: a global stable isotope meta-analysis [J]. *Scientific Reports*, 2017, 7: 44110.
- [11] Mccutcheon R J, Mcnamara J P, Kohn M J, et al. An evaluation of the ecohydrological separation hypothesis in a semiarid catchment [J]. *Hydrological Processes*, 2017, 31(4): 783-799.
- [12] Grant G E, Dietrich W E. The frontier beneath our feet [J]. *Water Resources Research*, 2017, 53: 2605-2609.
- [13] 杨静, 陈洪松, 聂云鹏, 等. 典型喀斯特峰丛洼地降雨特性及浅层地下水埋深变化特征 [J]. *水土保持学报*, 2012, 26(5): 239-243.
- [14] 赵志猛, 沈有信, 朱习爱. 西南岩溶地区土壤水分研究进展 [J]. *湖北农业科学*, 2017, 56(19): 3603-3609.
- [15] 刘延惠, 崔迎春. 喀斯特山地森林土壤水分动态变化研究 [J]. *中国高校科技*, 2006(s1): 229-233.
- [16] 张继光, 苏以荣, 陈洪松, 等. 典型喀斯特峰丛洼地土壤水分时空动态研究 [J]. *农业环境科学学报*, 2007, 26(4): 1432-1437.
- [17] 黄代民, 陈效民, 李孝良, 等. 西南喀斯特地区土壤水分变异性研究 [J]. *中国农学通报*, 2010, 26(13): 207-212.
- [18] 杜雪莲, 王世杰. 喀斯特高原区土壤水分的时空变异分析: 以贵州清镇王家寨小流域为例 [J]. *地球与环境*, 2008, 36(3): 193-201.
- [19] 傅伟, 陈洪松, 王克林. 喀斯特坡地不同土地利用类型土壤水分差异性研究 [J]. *中国生态农业学报*, 2007, 15(5): 59-62.
- [20] 王家文, 周跃, 肖本秀, 等. 中国西南喀斯特土壤水分特征研究进展 [J]. *中国水土保持*, 2013(2): 37-41.
- [21] 刘延惠, 崔迎春. 喀斯特山地森林土壤水分动态变化研究 [J]. *中国高校科技*, 2006(s1): 229-233.
- [22] Waltham T. Fengcong, fenglin, cone karst and tower karst [J]. *Carsologica Sinica*, 2009, 35(3): 77-88.
- [23] 杨胜天, 王玉娟, 温志群, 等. 典型喀斯特灌丛草坡类型区土壤水变化规律研究 [J]. *水土保持通报*, 2007, 27(4): 100-106.
- [24] 刘海隆, 蒋太明, 刘洪斌, 等. 不同土地利用方式对岩溶山区旱坡地土壤水分时空分异的影响 [J]. *土壤学报*, 2005, 42

- (3):428-433.
- [25] Zimmermann U, Münnich K O, Roether W, et al. Tracers Determine Movement of Soil Moisture and Evapotranspiration [J]. *Science*, 1966, 152(3720):346-347.
- [26] Blume H P, Zimmerman U, Münnich K O. Tritium tagging of soil moisture: the water balance of forest soils[C] // IAEA. *Isotope and Radiation Techniques in Soil Physics and Irrigation Studies (Istanbul)*. Vienna: International Atomic Energy Agency, 1967:315-332.
- [27] Brinkmann R, Eichler R, Ehhalt D, et al. Über den Deuterium-Gehalt von Niederschlags- und Grundwasser[J]. *Naturwissenschaften*, 1963, 50(19):611-612.
- [28] Pionke H B, Dewalle D R. Intra- and inter-storm ^{18}O trends for selected rainstorms in Pennsylvania[J]. *Journal of Hydrology*, 1992, 138(1-2):131-143.
- [29] Kendall C. Effect of intrastorm isotopic heterogeneities of rainfall, soil water, and groundwater on runoff modeling [C]// *Tracers in Hydrology: Proceedings of the Yokohama Symposium*, July, 1993.
- [30] Liu W, Li P, Li H, et al. Estimation of evaporation rate from soil surface using stable isotopic composition of throughfall and stream water in a tropical seasonal rain forest of Xishuangbanna, Southwest China[J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2006, 26(5):1303-1310.
- [31] Ikawa R, Yamamoto T, Shimada J, et al. Temporal variations of isotopic compositions in gross rainfall, throughfall, and stemflow under a Japanese cedar forest during a typhoon event [J]. *Hydrological Research Letters*, 2011, 5:32-36.
- [32] Liu Y, Liu F, Xu Z, et al. Variations of soil water isotopes and effective contribution times of precipitation and throughfall to alpine soil water, in Wolong Nature Reserve, China[J]. *Catena*, 2015, 126(4):201-208.
- [33] Zimmermann U, Ehhalt D, Münnich K O. Soil water movement and evapotranspiration: changes in the isotopic composition of water[C] // IAEA. *Isotope and Radiation Techniques in Soil Physics and Irrigation Studies (Istanbul)*. Vienna: International Atomic Energy Agency, 1967:567-584.
- [34] McColle A A, Stern L A. Seasonal water use patterns of *Juniperus ashei*, on the Edwards Plateau, Texas, based on stable isotopes in water[J]. *Journal of Hydrology*, 2007, 342(3):238-248.
- [35] Zhang W, An S, Xu Z, et al. The impact of vegetation and soil on runoff regulation in headwater streams on the east Qinghai-Tibet Plateau, China[J]. *Catena*, 2011, 87(2):182-189.
- [36] Ferretti D F, Pendall E, Morgan J A, et al. Partitioning evapotranspiration fluxes from a Colorado grassland using stable isotopes: Seasonal variations and ecosystem implications of elevated atmospheric CO_2 [J]. *Plant & Soil*, 2003, 254(2):291-303.
- [37] Jean C C H, Oliver A C, Eugene F K, et al. Oxygen isotopic composition of soil water: Quantifying evaporation and transpiration[J]. *Geofisica Internacional*, 1998, 82(1-3):269-293.
- [38] Sprenger M, Leistert H, Gimbel K, et al. Illuminating hydrological processes at the soil vegetation atmosphere interface with water stable isotopes[J]. *Reviews of Geophysics*, 2016, 54(3):674-704.
- [39] 刘伟,王世杰,罗维均. 贵州荔波喀斯特与非喀斯特地区土壤水运移的对比研究[J]. *地球与环境*, 2011, 39(2):137-149.
- [40] 邢丹,肖玖军,王晓红. 黔西北石漠化桑园土壤水稳定同位素的时空变化特征[J]. *西南农业学报*, 2017, 30(3):639-644.
- [41] 谭继中,谭继泽. 云南断陷盆地浅循环岩溶水赋存规律初步研究[J]. *地质与资源*, 2003, 12(2):91-96.
- [42] 莫美仙,王宇,李峰. 滇东断陷盆地地下水污染的水文地质模式[J]. *昆明理工大学学报(自然科学版)*, 2014(5):88-95.
- [43] 李强,蒲俊兵,黄妮,等. 断陷盆地生态环境地质分异及石漠化演变机理的研究途径[J]. *地球科学进展*, 2017(9):899-907.
- [44] 孙永磊,周金星,庞丹波. 喀斯特断陷盆地不同植被恢复模式土壤水分动态变化[J]. *林业科学研究*, 2018, 31(4):104-112.
- [45] 杨慧,朱同彬,王修华,等. 云南断陷盆地高原面典型小流域土壤元素含量特征[J]. *生态环境学报*, 2018(5):71-77.
- [46] 蒋忠诚,李先琨,胡宝清. 广西岩溶山区石漠化及其综合治理研究[M]. 北京:科学出版社, 2011.
- [47] 李广,章新平,许有鹏,等. 滇南蒙自地区降水稳定同位素特征及其水汽来源[J]. *环境科学*, 2016, 37(4):1313-1320.
- [48] 赵诗坤,庞朔光,文蓉,等. 海河流域降水稳定同位素的云底二次蒸发效应[J]. *地理科学进展*, 2015, 34(8):1031-1038.
- [49] 田立德,姚檀栋, M TSUJIMURA,等. 青藏高原中部土壤中稳定同位素变化[J]. *土壤学报*, 2002, 39(3):289-295.
- [50] 李晖,蒋忠诚,周宏飞,等. 准噶尔盆地降水、土壤水和地下水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 变化特征:以中国生态系统研究网络阜康站为例[J]. *水土保持研究*, 2008(5):105-108.
- [51] Buttle J M, Sami K. Recharge processes during snowmelt: An isotopic and hydrometric investigation[J]. *Hydrological Processes*, 1990, 4(4):343-360.
- [52] 刘保清,刘志民,钱建强,等. 科尔沁沙地南缘主要固沙植物旱季水分来源[J]. *应用生态学报*, 2017, 28(7):2093-2101.
- [53] 王贺,李占斌,马波. 黄土高原丘陵沟壑区流域不同水体氢氧同位素特征:以纸坊沟流域为例[J]. *水土保持学报*, 2016, 30(4):85-90,135.
- [54] Allen R G, Pereira L S, Raes D, et al. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56[J]. *Fao, Rome*, 1998, 300(9): D05109.
- [55] Gowing J W, Konukcu F, Rose D A. Evaporative flux from a shallow watertable: The influence of a vapour-liquid phase transition[J]. *Journal of Hydrology*, 2006, 321(1-4):77-89.
- [56] 罗维均,王世杰. 贵州凉风洞大气降水—土壤水—滴水的 $\delta^{18}\text{O}$ 信号传递及其意义[J]. *科学通报*, 2008(17):2071-2076.
- [57] Yamanaka T, Inoue M, Kaihotsu I. Effects of gravel mulch on water vapor transfer above and below the soil surface[J]. *Agricultural Water Management*, 2004, 67(2):145-155.
- [58] 马菁,宋维峰,吴锦奎,等. 元阳梯田水源区林地降水与土壤水同位素特征[J]. *水土保持学报*, 2016, 30(2):243-248.

Spatial and temporal variations of soil water δD and $\delta^{18}O$ values in dry season in a typical karst depression of a karst graben basin, Yunnan Province, south China

HUO Weijie^{1,2}, PU Junbing¹, LI Jianhong¹, ZHANG Tao¹, WANG Sainan¹

(1. Institute of Karst Geology, CAGS/Key Laboratory of Karst Dynamic, MNR&GZAR, Guilin, Guangxi 541004, China;

2. China University of Geosciences(Beijing), Beijing 100083, China)

Abstract Stable isotope compositions (δD and $\delta^{18}O$) of soil water can be used to reveal some important information about soil hydrology, including rainwater infiltration, evaporation, groundwater recharge and specific flow and transport processes taking place in the soil. In this study, stable hydrogen and oxygen isotope component of soil water in different months and soil depths in Niuerpo karst depression (Dong mountain, Mengzi City, Yunnan Province) were analyzed. The study aimed to revealing the spatial and temporal variation characteristics of soil water in the area and providing a scientific basis for further research of soil water movement mechanism. The results show that the δD and $\delta^{18}O$ values range from -128.3‰ to -27.6‰ and -17.5‰ to 2.5‰ , with a mean value of $-96.1\text{‰} \pm 20.7\text{‰}$ and $-12.3\text{‰} \pm 3.7\text{‰}$, respectively. Fractionation of δD and $\delta^{18}O$ value of the water possibly occurs to some extent when rainwater infiltrates into the soil and then is redistributed in the soil layers. The mean values of δD and $\delta^{18}O$ of soil water in April ($-86.3\text{‰} \pm 23.8\text{‰}$ and $-10.6\text{‰} \pm 4.3\text{‰}$, respectively) are significant higher than that in February ($-106.1\text{‰} \pm 9.5\text{‰}$ and $-14.1\text{‰} \pm 1.6\text{‰}$, respectively), which was mainly attributed to the evaporation of the soil water. Spatially, there is a difference in the composition of hydrogen and oxygen isotopes between the soil of slope land and the depression. In February, there is a significant difference in the δD and $\delta^{18}O$ value between the slope land and the depression ($p < 0.05$). The soil water δD and $\delta^{18}O$ value in the depression were lighter than those in the slope. In April, there is no significant difference in δD and $\delta^{18}O$ value of soil water between the slope land and the depression ($p > 0.05$). The soil water δD and $\delta^{18}O$ values in the depression are slightly lighter than those in the slope. The soil water δD and $\delta^{18}O$ values decrease with the increases of soil depth in vertical profile. There are significant differences between shallow soil water $\delta^{18}O$ and deep soil water $\delta^{18}O$. In February, the $\delta^{18}O$ value of shallow soil water is 2.8‰ higher than that of deep soil water; in April, the $\delta^{18}O$ value of shallow soil water is 10.5‰ higher than that of deep soil water.

Key words karst graben basin, soil water, hydrogen and oxygen isotope, temporal and spatial variation, rainfall precipitation, evaporation

(编辑 张玲)