

DOI: 10.5846/stxb202009162420

张君, 陈洪松, 黄荣. 桂西北喀斯特小流域降雨稳定氢氧同位素组成及影响因素. 生态学报, 2022, 42(1): 236-245.

Zhang J, Chen H S, Huang R. Composition of stable hydrogen and oxygen isotopic of precipitation and its influencing factors in karst area, northwest Guangxi of China. Acta Ecologica Sinica, 2022, 42(1): 236-245.

桂西北喀斯特小流域降雨稳定氢氧同位素组成及影响因素

张 君^{1,2,3}, 陈洪松^{1,2,*}, 黄 荣^{1,2,3}

1 中国科学院亚热带农业生态研究所亚热带农业生态过程重点实验室, 长沙 410125

2 中国科学院环江喀斯特生态系统观测研究站, 环江 547100

3 中国科学院大学, 北京 100049

摘要: 气候变化背景下, 降雨稳定氢氧同位素的变化对以快速的地表-地下水文过程为主要特征的喀斯特生态水文研究有重要意义。以桂西北典型喀斯特峰丛洼地小流域为研究对象, 测定 2013 年至 2018 年日尺度及 2019 年至 2020 年 8 场大雨或特大暴雨的雨水稳定氢氧同位素组成, 分析降雨稳定氢氧同位素变化特征及其影响因素。结果表明, 研究区夏半年以海洋性水汽为主, 冬半年以干燥的大陆性气团为主, 导致夏半年降水 δD 、 $\delta^{18}O$ 和氘盈余值显著 ($P < 0.05$) 低于冬半年。降水的稳定氢氧同位素存在显著的反温度效应和雨量效应, 即 $\delta^{18}O$ 值与温度呈显著 ($P < 0.001$) 负相关, 与降雨量呈显著 ($P < 0.001$) 正相关。次降雨过程中, 持续时间较长 (> 9.5 h) 的降雨存在显著的 ($P < 0.05$) 雨量效应, 特大暴雨则不存在雨量效应, 与大气或地理因素有关。研究区水汽来源及降水强度存在明显的时间差异, 因此在开展喀斯特小流域生态水文过程研究时, 需要关注降水稳定氢氧同位素组成在不同时间尺度上的变化特征。

关键词: 大气降雨; 稳定氢氧同位素; 水汽来源; HYPLIST 轨迹模型; 极端降雨

Composition of stable hydrogen and oxygen isotopic of precipitation and its influencing factors in karst area, northwest Guangxi of China

ZHANG Jun^{1,2,3}, CHEN Hongsong^{1,2,*}, HUANG Rong^{1,2,3}

1 Key Laboratory of Agro-ecological Processes in Subtropical Region, Institute of Subtropical Agriculture, Chinese Academy of Sciences, Changsha 410125, China

2 Huanjiang Observation and Research Station for Karst Ecosystems, Chinese Academy of Sciences, Huanjiang 547100, China

3 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract: In the context of global climate change, the variation of stable hydrogen and oxygen isotopes during rainfall is of great significance to study of the rapid surface-to-subsurface hydrologic processes in karst areas. We measured the hydrogen-oxygen isotope composition of water samples during the inter-annual scale rainfall from 2013 to 2018 and eight typical rainfalls (heavy rain to extremely heavy rain) from 2019 to 2020 in the karst area of northwest Guangxi. We also analyzed the variation characteristics of hydrogen-oxygen isotope and its influencing factors. The results show that the δD , $\delta^{18}O$, and d-excess in the summer half-year is significant ($P < 0.05$) lower than the winter half-year. Hydrogen and oxygen isotopes stable in precipitation have anti-temperature effect and rainfall effect, that is, $\delta^{18}O$ value has a significantly ($P < 0.001$) negative linear relationship with temperature and a significantly ($P < 0.001$) positive linear relationship with rainfall. In the

基金项目: 国家自然科学基金项目 (41971048); 广西自然科学基金创新研究团队项目 (2018GXNSFGA281003)

收稿日期: 2020-09-16; **网络出版日期:** 2021-08-16

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: hbchs@isa.ac.cn

process of rainfall, the rainfall effect was only observed in the long-duration (> 9.5 h) rainfall events. Extremely heavy rain does not have a rainfall effect and is related to atmospheric or geographical factors. These results suggest that studies on eco-hydrological processes should focus on the various characteristics of stable hydrogen and oxygen isotopic compositions of precipitation at different time scales.

Key Words: precipitation; stable hydrogen and oxygen isotope; water vapor source; HYPLIST model; extreme precipitation

雨水是大气圈与水圈物质与能量交换最积极的一部分,降雨中稳定氢(δD)氧($\delta^{18}O$)同位素及氘盈余(d-excess)的变化已广泛应用于生态水文过程和气候变化的研究中^[1]。利用降雨稳定氢氧同位素可以获取水汽源、水汽状况、大气循环类型及季节变化特征等信息^[2-3]。然而,大气降雨中稳定氢氧同位素的变化受到多种因素的影响,区域位置、纬度、高程、温度以及降雨量等均会不同程度影响同位素组成特征^[4],导致稳定氢氧同位素在时空尺度上存在较大差异。这种差异也为利用稳定氢氧同位素示踪技术开展水文过程研究提供了基础,被广泛地应用于调查区域地下水的补给特征、蒸发和蒸腾作用的区分、植物水分来源判定等方面的研究^[5-6]。因此,开展大气降雨稳定氢氧同位素变化特征的相关研究,对生态水文过程及水循环研究的开展有重要意义。另一方面,也有助于补充和完善全球范围内较欠缺的降雨同位素数据网^[7]。

早在 1961 年,世界气象组织 WMO 和国际原子能机构 IAEA 就已建立全球大气降雨同位素观测网络(GNIP, Global Network of Isotope in Precipitation),开始对大气降雨稳定氢氧同位素进行观测。Craig^[8]于 1961 年提出了全球大气降雨线,为 $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ 。从 20 世纪 70 年代开始,国内学者开展了大量的对大气降雨稳定同位素组成及影响因素的研究,并建立了适合当地的地区大气降水线方程,并基于全球大气降水线及氘盈余值判断水汽来源及水循环特征^[1]。另外,通过气象数据模拟的手段也可以判定区域范围降水的水汽来源,一方面可以进一步加深对气候变化的认识,同时也可以为地区应对气候预报、减灾预警的制定提供科学依据^[9]。HYSPLIT 后向轨迹模型被广泛运用到大气降雨水汽来源输送路径模拟和水汽来源比例分析中,取得了较好的研究成果^[4,10]。例如张百娟等^[11]基于 HYSPLIT 模型发现祁连山中段夏季连续降雨水汽来源主要为西风水汽。Bedaso 等^[7]则利用该模型模拟了空间尺度上降雨 $\delta^{18}O$ 浓度的季节变化。然而,受制于巨大的空间异质性,不同区域大气降雨稳定氢氧同位素的影响因素仍不明晰,例如陈衍婷等^[12]监测分析发现厦门地区年尺度的大气降雨氢同位素值变化有显著的雨量效应,即同位素值随降雨量增加而减小,而到了月尺度或季尺度则不存在这种效应。同样是中国南方,王超等^[13]发现西南紫色土丘陵区降雨稳定氢氧同位素存在明显的雨量和反温度效应。因此,点尺度上的降雨稳定氢氧同位素监测、分析及模拟的相关研究仍需进一步的完善和深入。

西南喀斯特地区具有特殊的地表—地下二元三维水文地质结构,土层浅薄且渗透性强,导致水文过程迅速,同时也增加了水文过程研究的难度^[14]。大气降雨是流域范围水循环的重要输入因子,因此利用降雨稳定同位素技术在示踪喀斯特生态水文过程研究中有巨大优势^[14]。目前针对西南喀斯特地区大气降雨稳定氢氧同位素组成及其影响因素、季节变化、水汽来源等方面研究取得了一些进展^[15-18]。由于该区域优先流普遍发育,降雨过程中雨水稳定氢氧同位素的波动对水文过程的影响很大。因此,次降雨尺度上降雨稳定氢氧同位素的变化特征值得关注,这对指示全球气候变化背景下的喀斯特地区生态水文循环过程研究意义重大^[9],而目前此方面研究还未见报道。基于此,本研究以桂西北典型喀斯特小流域为研究对象,一方面基于 2013 年至 2018 年的气象资料和降雨氢氧同位素数据,分析了研究区多年大气降雨稳定氢氧同位素的组成特征及其影响因素,并结合 HYSPLIT 后向轨迹模型解析水汽来源输送路径及其权重比例。另一方面,本研究还关注典型大雨—特大暴雨过程稳定氢氧同位素变化特征,以为小流域尺度生态水文循环过程研究的深入提供一定的科学依据。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于桂西北环江毛南族自治县中国科学院喀斯特生态系统观测研究站木连综合试验示范区 ($108^{\circ}18'56.9''$ — $108^{\circ}19'58.4''$ E, $24^{\circ}43'58''$ — $24^{\circ}44'48.8''$ N), 该区面积约为 146 km^2 , 海拔高度介于 272.0 — 647.2 m , 地形变化明显, 属于典型的喀斯特峰丛-洼地地貌 (图 1)。研究区气候类型属典型的亚热带湿润季风气候, 实测年均气温 19.6°C , 最低温出现在 1—3 月, $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的年均有效积温为 6300°C , 无霜期 329 d [18]。多年平均降雨量为 1446 mm (图 2), 但年内降雨分布极不均匀, 超过 66% 的降雨集中在 5—9 月。

1.2 样品收集及处理

1.2.1 气象数据监测

降雨量、降雨强度、气温等气象数据通过中国科学院环江喀斯特生态系统观测研究站气象站内的标准气象站获取, 气象站距离降雨样品采集点约 400 m (图 1)。

1.2.2 降雨样品采集

降雨通过漏斗进入直径为 20 cm 的密闭棕色收集瓶, 漏斗内放置一个乒乓球防止蒸发 [19]。收集过程中注意密封, 尽力避免收集的雨水样与外界空气进行交换, 将蒸发作用的影响降到最低。雨水样品放入 2 mL 冷冻管后用 Parafilm 密封后置于 4°C 冷藏保存, 直至上机分析 [19]。降雨样品的采集分为两部分, 一是对 2013 年至 2018 年日尺度降雨样品采集, 共计 408 个样品; 二是采集 2019 年 6 月至 2020 年 9 月期间典型次降雨过程样品, 采集频率根据次降雨强度和时长设定为 0.5 h/次 — 2 h/次 , 从降雨开始直至次降雨过程结束, 共计 90 个样品。如表 1, 本研究中分别选取 2019 年 6 月 23 日次降雨 (2019-06-23)、7 月 8 日次降雨 (2019-07-08)、9 月 9 日次降雨 (2019-09-09)、10 月 22 日次降雨 (2019-10-22) 以及 2020 年 6 月 5 日次降雨 (2020-06-05)、6 月 6 日次降雨 (2020-06-06)、6 月 7 日次降雨 (2020-06-07)、9 月 7 日次降雨 (2020-09-07) 共 8 场典型降雨, 降雨量及其相关信息见表 1, 依据 Lai 等 [20] 雨量分级标准进行降雨等级分级, 即 12 小时降雨 40 mm 为大雨, 12 小时降雨量 80 mm 属于暴雨, 12 小时降雨量 160 mm 则为特大暴雨。

1.3 样品收集及处理

所有雨水样品的稳定氢氧同位素组成在中国科学院亚热带农业生态研究所亚热带农业生态过程重点实验室用液态水同位素分析仪 (LGR, DLT-100, 美国) 进行测定 [21], 上机前用 $0.22 \mu\text{m}$ 的针头过滤器对水样进



图 1 研究区及降水采样点分布

Fig.1 Location of precipitation sampling site in study area

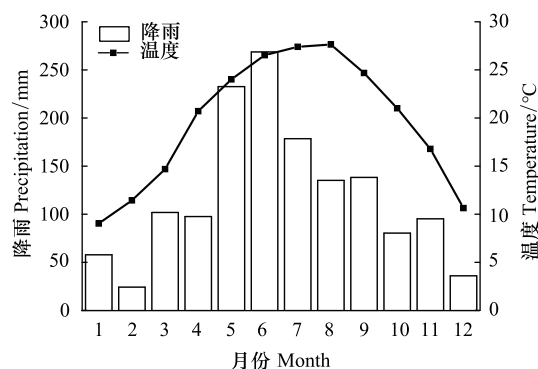


图 2 研究区多年 (2013—2018 年) 月均温度和降雨量

Fig.2 Study area's climograph based climate data at Huanjiang station from 2011 to 2018

行过滤,以去除水样中的杂质。样品稳定氢氧同位素值通过下式计算得出:

$$\delta D(\delta^{18}O) = \frac{R_{\text{样品}} - R_{\text{标准}}}{R_{\text{标准}}} \times 1000 \tag{1}$$

式中: δD 和 $\delta^{18}O$ 分别为对应样品的氢和氧稳定同位素值(‰); $R_{\text{样品}}$ 和 $R_{\text{标准}}$ 分别为样品和国际通用标准物(SMOW, Vienna Standard Mean Ocean Water)中元素的重轻同位素丰度之比,如($^{18}O/^{16}O$)。 δD 值的测试误差不超过 $\pm 1\text{‰}$, $\delta^{18}O$ 值的测试误差不超过 0.2‰ ^[21]。

表 1 典型次降雨基本信息
Table 1 Basic information for typical rainfall event

| 次降雨时间 Rainfall event time | 降雨量/mm Rainfall amount | 时间/h Times | 降雨强度/(mm/h) Intensity | 降雨分级 Grade |
|------------------------------|---------------------------|---------------|--------------------------|---------------|
| 2019-06-23 | 107.0 | 9.5 | 11.26 | 暴雨 |
| 2019-07-08 | 36.4 | 11.0 | 3.31 | 大雨 |
| 2019-09-09 | 55.0 | 4.0 | 13.75 | 暴雨 |
| 2019-10-22 | 41.8 | 14.0 | 2.98 | 大雨 |
| 2020-06-05 | 40.6 | 12.5 | 3.24 | 大雨 |
| 2020-06-06 | 69.0 | 7.0 | 9.86 | 暴雨 |
| 2020-06-07 | 115.0 | 3.5 | 32.86 | 特大暴雨 |
| 2020-09-07 | 334.0 | 10.0 | 33.40 | 特大暴雨 |

通过的氘盈余($d\text{-excess}$)可以示踪水汽来源和水汽路径,全球范围内大部分样品的氘盈余平均值接近于 10‰ ^[8],其计算公式为:

$$d\text{-excess}(\text{‰}) = \delta D - 8\delta^{18}O \tag{2}$$

1.4 HYSPLIT 轨迹模型简介

本文中气团轨迹模型采用美国海洋大气研究中心(NOAA, National Oceanic and Atmospheric Administration)空气资源实验室(ARL, Air Resources Laboratory)开发的 HYSPLIT-5.0(Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model, <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>),是利用气象场中的四维数据、欧拉-拉格朗日混合计算模式计算和分析大气污染物输送、扩散轨迹的专业模型。模型所使用的气象资料通过美国国家环境预报中心(NCEP, National Centers for Environmental Prediction)下载。

采用经纬度坐标为 24.71°N 、 108.3°E ,用后向轨迹模型追踪大尺度上水汽输送路径,模型运行的起始高度为距地面 500 m ^[7]。由于水汽的平均滞留时间一般不超过 72 h ^[22],因此后向轨迹天数设置为 5 d ,可覆盖连续性降雨,也可提高追踪水汽来源路径的精确性。以月尺度为标准,分别计算 $2013\text{ 年 }1\text{ 月至 }2018\text{ 年 }12\text{ 月}$ 到达研究区的气团的质点运输轨迹。然后使用模型自带的聚类分析确定主要水汽补给来源,这种方法将接近的水汽运行轨迹合并后通过平均轨迹来展示,并计算出每组输送路径的比例权重^[12],聚类方法详见 HYSPLIT 官网(https://ready.arl.noaa.gov/documents/Tutorial/html/traj_cluseqn.html)。环江县位于广西西北部,夏半年受西南印度季风和东亚季风共同影响,冬半年主要受蒙古-西伯利亚冷气团或西风环流所携带的大陆性气团的影响^[17]。基于此,本研究确定的 3 个主要水汽补给源分别是印度季风、东亚季风和蒙古-西伯利亚季风。

2 结果与分析

2.1 年尺度和季节尺度同位素特征及水汽来源

2.1.1 降雨同位素及其季节性

图 3 和表 2 分别为研究区 $2013\text{—}2018$ 年日尺度降雨稳定氢氧同位素组成(雨量加权平均)及其统计特征值。结果表明,研究区多年降雨同位素的 $\delta^{18}O$ 和 δD 值变化范围分别介于 $-118.88\text{‰—}32\text{‰}$ 和 -15.1‰—

1.06‰, 平均值则分别为 $(-6.00 \pm 3.58)\text{‰}$ 和 $(-35.90 \pm 30.42)\text{‰}$ 。氘盈余 (d-excess) 值介于 -9.25‰ — 33.89‰ , 平均值为 $(12.02 \pm 6.24)\text{‰}$ 。

表 2 2013—2018 年试验区降雨 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 和 d-excess 季节变化
Table 2 Seasonal Variation of δD and $\delta^{18}\text{O}$, and d-excess in the precipitation form 2013 to 2018

| 季节 Season | $\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$ | | | $\delta\text{D}/\text{‰}$ | | | 氘盈余 d-excess/ ‰ | | |
|--------------|--------------------------------|------------|------------|---------------------------|------------|------------|--------------------------|------------|------------|
| | 平均值 Mean | 最大值 Max | 最小值 Min | 平均值 Mean | 最大值 Max | 最小值 Min | 平均值 Mean | 最大值 Max | 最小值 Min |
| 春 Spring | -2.92a(2.27) | 1.06 | -11.13 | -10.41a(17.84) | 24.49 | -81.57 | 13.27b(5.88) | 28.81 | -3.71 |
| 夏 Summer | -8.44c(2.42) | -2.53 | -15.16 | -57.45c(19.99) | -8.36 | -118.88 | 10.12c(4.74) | 23.96 | -5.84 |
| 秋 Fall | -7.03b(2.90) | 0.91 | -14.34 | -44.51b(24.98) | 8.31 | -115.82 | 11.70bc(6.58) | 27.20 | -9.25 |
| 冬 Winter | -3.26a(3.56) | 0.99 | -14.92 | -10.01a(31.25) | 32.11 | -108.25 | 17.05a(7.43) | 33.89 | 0.18 |
| 总 All | -6.00(3.58) | 1.06 | -15.16 | -35.90(30.42) | 32.11 | -118.88 | 12.02(6.24) | 33.89 | -9.25 |

小写字母不同意味着在 0.05 水平上存在显著性差异;括号数据为标准差

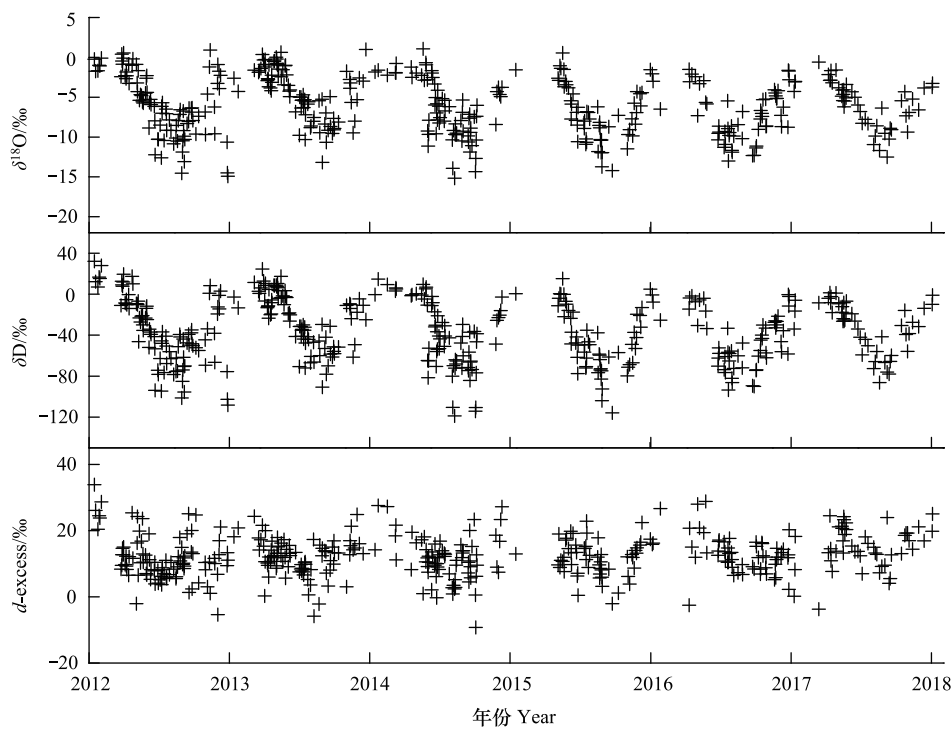


图 3 研究区 2013 年至 2018 年日尺度降雨同位素 ($\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 和 d-excess) 分布特征
Fig.3 Daily precipitation isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, δD , and d-excess) collected from 2013 to 2018

降雨稳定氢氧同位素值表现出极强的季节性。整体而言,夏季 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 和 d-excess 值最低,秋季其次,春冬则显著 ($P < 0.05$) 高于夏秋两季(表 2)。其中,夏季 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 显著 ($P < 0.05$) 低于秋季,d-excess 值则无显著差异。降雨样品数量最大在夏季(6—8 月),占总样品量的 35.19%,其次是春季,约占 30.34%,秋季和冬季分别占 25.73%和 8.74%。夏季、春季、秋季和冬季降雨量则分别占降雨总量的 40%、30%、22%和 8%(图 2)。

2.1.2 当地大气降水线及环境因子

由于水在蒸发和凝结过程中的同位素分馏,使大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值存在线性关系,这一关系用最小二乘法表示,即为大气降水线方程。图 4 为研究区大气降水线,方程为 $\delta\text{D} = 8.37\delta^{18}\text{O} + 14.45$ ($n = 407$), $\delta^{18}\text{O}$ 与 δD 值有极显著相关性 ($R^2 = 0.96$, $P < 0.001$)。当地大气降水线方程的斜率和截距分别为 8.37 和 14.45,与全球大气降水线方程 $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ 相比,研究区降水线方程斜率和截距偏大。由于 δD 值通常与 $\delta^{18}\text{O}$ 呈线

性变化^[8],在本文其余部分使用 $\delta^{18}\text{O}$ 值来反映降雨同位素特征。

图 5 反映的是降雨 $\delta^{18}\text{O}$ 值与日均气温和降雨量变化的关系,大气降雨稳定氢氧同位素的变化与产生降雨的物理过程密切相关。 $\delta^{18}\text{O}$ 随气温 (T) 升高表现出减小的趋势,对两者进行相关性分析得到: $\delta^{18}\text{O} = 0.26 - 0.27T$ ($n = 319$),两者表现出极显著水平, $R^2 = 0.18$ 且 $P < 0.001$ 。通过线性关系发现温度每升高 1°C , $\delta^{18}\text{O}$ 值降低 0.27‰ 。 $\delta^{18}\text{O}$ 随降雨量 (P) 的增大而减小,对两者进行相关性分析得到: $\delta^{18}\text{O} = -5.29 - 0.05P$ ($n = 379$, $R^2 = 0.10$, $P < 0.001$)。降雨量每增加 1 mm , $\delta^{18}\text{O}$ 值降低 0.05‰ 。相对来说,温度与 $\delta^{18}\text{O}$ 的相关性要强于降雨量与 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系。

2.1.3 年尺度和季节尺度水汽来源

基于 HYSPLIT 模型统计了 2013 年至 2018 年间季节尺度水汽来源组成(表 3)。整体而言,研究区全年以蒙古-西伯利亚季风为主导,多年平均占比达 $(53.69 \pm 31.45)\%$ 。秋季和冬季,蒙古-西伯利亚季风分别占 $(67.61 \pm 21.22)\%$ 和 $(81.06 \pm 16.59)\%$ 。春季虽然蒙古西伯利亚季风占比超过 50% ,但东亚季风比例较高,为 $(37.28 \pm 20.15)\%$ 。夏季则与其他季节不同,以印度季风为主,达 $(59.17 \pm 22.14)\%$,蒙古-西伯利亚季风仅占 $(14.72 \pm 20.52)\%$ 。

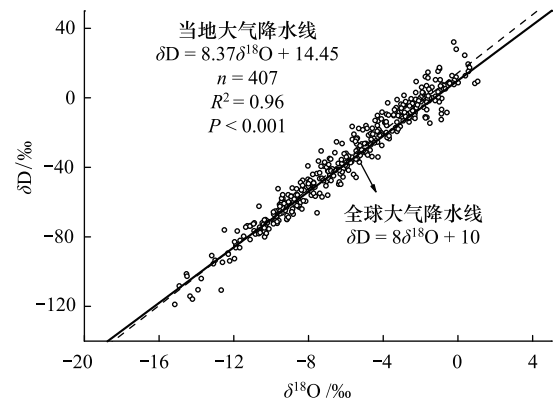


图 4 研究区当地大气降水线(黑色虚线)与全球大气降水线(黑色实线)对比

Fig.4 Comparison of local's LMWL (black dashed line) using daily precipitation with GMWL (black solid line)

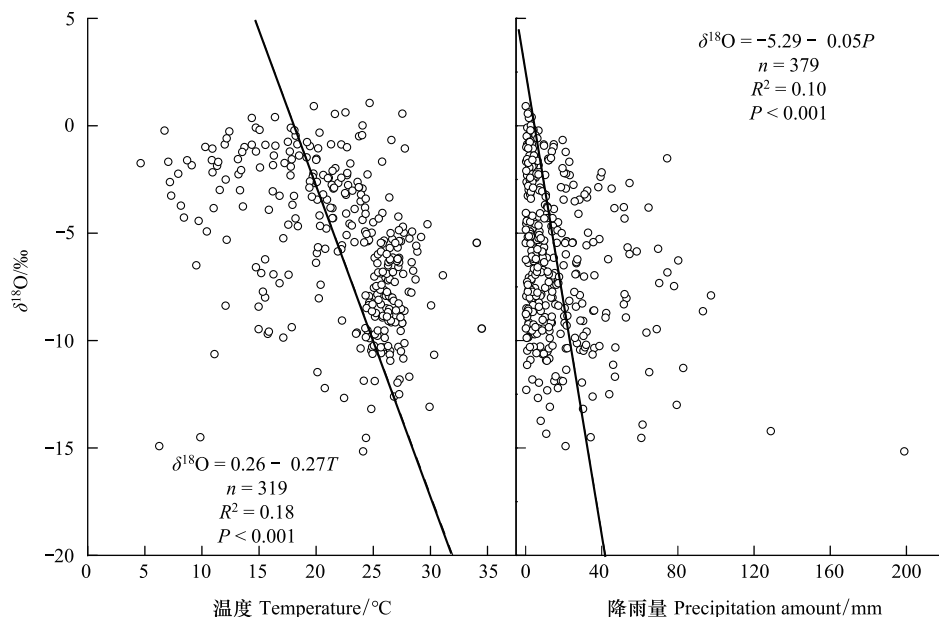


图 5 降雨 $\delta^{18}\text{O}$ 与日平均气温和降雨关系图(基于 2013 至 2018 年采样数据)

Fig.5 $\delta^{18}\text{O}$ -Temperature/precipitation based study area daily isotope data from 2013 to 2018

具体到每个月份,印度季风年际尺度呈现“倒 U 形”变化趋势(图 6),每年 10 月至次年 4 月份所占比例极小,变化范围介于 $0\% - 2.83\%$;5 月至 9 月增大,变化范围介于 $16.33 - 57.67\%$ 。蒙古-西伯利亚季风则表现出与印度季风相反的变化趋势。相对而言,东亚季风变化趋势较为平缓,全年平均占比为 $(28.11 \pm 20.15)\%$,变化范围介于 9.67% 至 44.83% 之间,4 月最大,12 月最小。另外,5 月和 9 月水汽来源组成仍具有明显的夏季特征,即蒙古-西伯利亚季风相对较弱,东亚和印度季风较强。9 月是夏季的结束,蒙古-西伯利亚季风、东亚季

风和印度季风占比分别为 $(44\pm 12.35)\%$ 、 $(39.67\pm 18.71)\%$ 和 $(16.33\pm 20.27)\%$ 。5月是春季的结束夏季的开始,蒙古-西伯利亚季风、东亚季风和印度季风占比分别为 $(48.17\pm 25.78)\%$ 、 $(26.83\pm 22.94)\%$ 和 $(25.00\pm 14.96)\%$ 。

表 3 基于 HYSPLIT 后向轨迹模型模拟研究区不同季节降水水汽来源组成

| 季节 Season | 季风来源 Source of monsoon/% | | |
|--------------|---------------------------------|---------------|----------------|
| | 蒙古-西伯利亚季风 Mongolian-Siberian | 东亚季风 Asian | 印度季风 Indian |
| 春 Spring | 51.39±18.50a | 37.28±20.15b | 11.17±14.37c |
| 夏 Summer | 14.72±20.52c | 29.94±20.64b | 59.17±22.14a |
| 秋 Fall | 67.61±21.22a | 26.94±17.85b | 5.44±14.01c |
| 冬 Winter | 81.06±16.59a | 18.28±17.09b | 0.67±2.75c |
| 全年 ALL | 53.69±31.45 | 28.11±20.15 | 19.11±27.82 |

小写字母不同意味着在 0.05 水平上存在显著性差异;数据为平均值±标准差

2.2 次降雨过程 $\delta^{18}\text{O}$ 动态变化

典型降雨的 $\delta^{18}\text{O}$ 加权平均值范围介于 -3.25‰ — -9.58‰ (表 4)。其中 2019-10-22 次降雨产生于秋季 $\delta^{18}\text{O}$ 加权平均值最大,为 -3.25‰ ,2019-09-09 次降雨 $\delta^{18}\text{O}$ 加权平均值最小,为 -9.58‰ 。值得注意的是,2019-09-09 次降雨是台风(“玲玲”)活动影响下形成的降雨(<http://typhoon.nmc.cn/web.html>)。2019-09-09 次降雨氡盈余值为 4.38‰ ,低于该地区多年大气降水氡盈余值(12.02‰ ,表 2),2020-09-07 次降雨氡盈余值为 18.40‰ ,高于地区多年大气降水氡盈余值,其余降雨的氡盈余值与地区多年大气降水氡盈余值相近。

次降雨过程中 δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值的关系也受降雨类型的影响。与全球 $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ 和当地大气降水线 $\delta\text{D} = 8.37\delta^{18}\text{O} + 14.45$ 相比,除 2019-10-22、2020-06-06 和 2020-09-07 次降雨外,斜率均接近当地(8.37)或全球大气降水线(8.0)。截距则差异明显,2020-06-07 和 2020-09-07 次降雨高于当地大气降水线截距(14.45),其余次降雨均小于当地大气降水线截距。另外,2020-06-06 次降雨的斜率和截距远低于其他次降雨,分别为 2.86 和 -24.61 。

典型次降雨过程中 $\delta^{18}\text{O}$ 值与降雨类型有关(图 7)。首先,雨量效应——即 $\delta^{18}\text{O}$ 值与降雨量呈显著($P<0.05$)负线性关系,仅在持续时间较长的降雨中体现,包括 2019-06-23、2019-07-08 和 2020-06-05 次降雨(图 7),3 场降雨的持续时间分别为 9.5、11 和 12.5 h。与其他三场降雨相比,虽然 2019-10-22 次降雨持续时间较长(14 h),但不存在雨量效应(图 7),可能与该次降雨产生于秋季而大陆性季风盛行有关。再者,特大暴雨过程中 $\delta^{18}\text{O}$ 值没有雨量效应(图 7),2020-06-07 和 2020-09-07 次降雨属均属特大暴雨(表 1),降雨总量分别为 115 mm 和 334 mm,约占区域多年平均降雨量的 8.00%和 23.30%,平均降雨强度分别为 32.86 mm/h 和 33.40 mm/h。

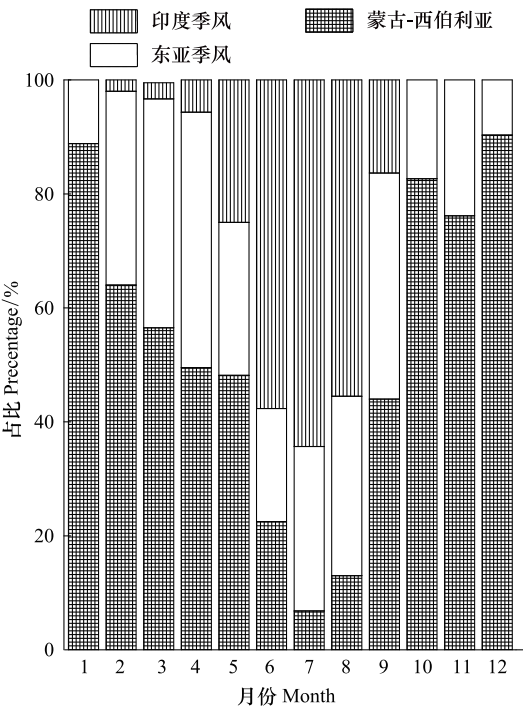
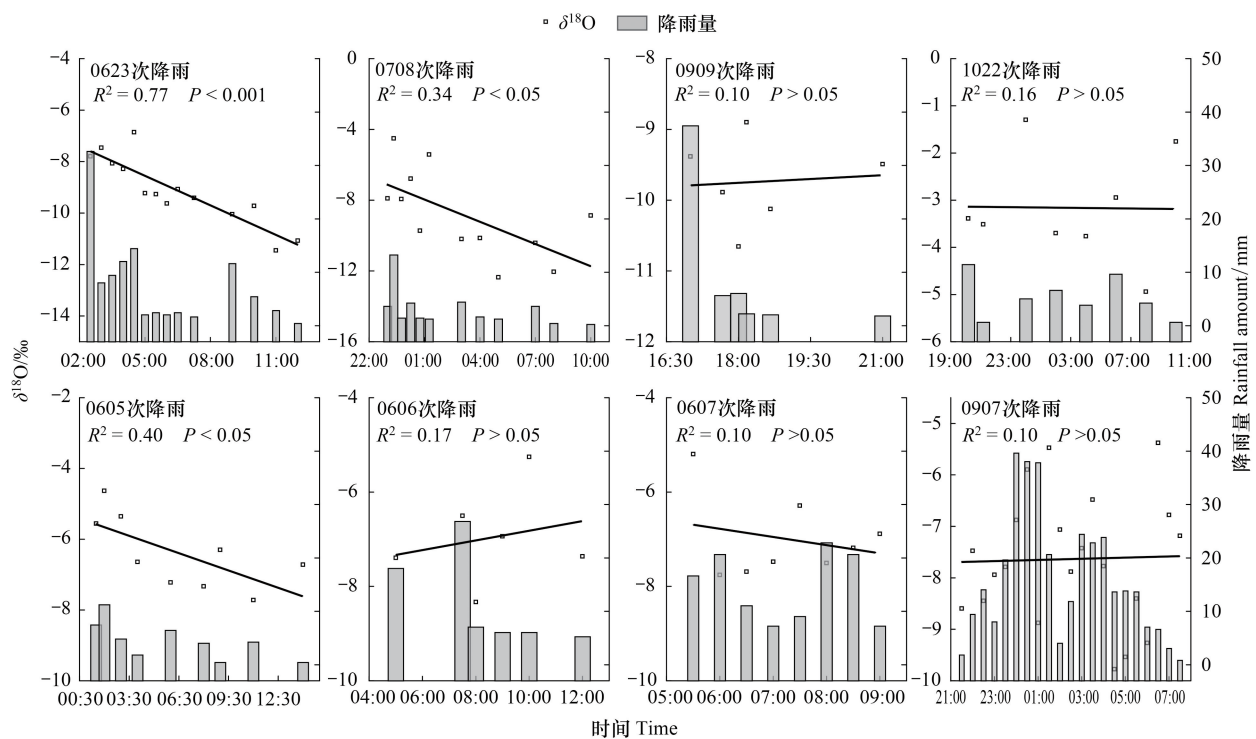


图 6 基于 2013 年至 2018 年气象数据,通过 HYSPLIT 后向轨迹模型模拟月尺度研究区水汽来源组成

Fig.6 HYSPLIT back trajectory composition with the water vapor sources under monthly scale from 2013 to 2018

表 4 典型次降雨 $\delta^{18}\text{O}$ 与 d-excess 值特征Table 4 Variation of $\delta^{18}\text{O}$ and d-excess values during typical rainfall events

| 次降雨时间 Rainfall event time | $\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$ | | d-excess/ ‰ | | $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ | |
|------------------------------|--------------------------------|--------------|----------------------|-------------|--------------------------------------|-----------------|
| | 加权平均 Weight | 范围 Range | 加权平均 Weight | 范围 Range | 斜率 Slope | 截距 Interpret |
| 2019-06-23 | -8.32 | -11.48—-6.86 | 11.34 | 2.67—16.55 | 8.04 | 10.75 |
| 2019-07-08 | -7.35 | -12.36—-4.51 | 12.69 | 6.09—25.97 | 8.10 | 7.35 |
| 2019-09-09 | -9.58 | -10.65—-8.90 | 4.38 | 0.70—12.58 | 7.84 | 4.63 |
| 2019-10-22 | -3.25 | -4.94—-1.30 | 12.31 | -4.06—18.31 | 4.09 | 0.97 |
| 2020-06-05 | -6.00 | -7.72—-4.43 | 13.90 | 9.18—18.59 | 9.33 | 7.41 |
| 2020-06-06 | -6.91 | -8.33—-5.25 | 11.79 | 1.34—17.45 | 2.86 | -24.61 |
| 2020-06-07 | -7.04 | -7.76—-5.20 | 13.55 | 7.88—18.60 | 9.03 | 20.86 |
| 2020-09-07 | -7.50 | -9.77—-5.38 | 18.40 | 1.67—53.67 | 11.40 | 44.75 |

图 7 典型次降雨过程中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化Fig.7 The variation of $\delta^{18}\text{O}$ in typical rainfall event

3 讨论

3.1 降雨氢氧稳定同位素特征及其影响因素

我国大气降雨 δD 值的变化范围为 -134‰ — -17‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 的范围为 -13.9‰ — -3.6‰ ^[13], 研究区的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化范围分别为 118.88‰ — 32‰ 和 -15.1‰ — -1.06‰ , 与全国大气降水的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值具有一致性。其次, δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值表现出明显的季节效应, 即夏秋季明显偏负, 而春冬季则明显偏正。

这种季节特征主要受两个方面的影响, 一方面是大尺度上水汽来源的影响, 包括水汽的蒸发来源和水汽在输送过程中同位素发生的变化^[12]。一般而言, 水汽来源的季节性变化是决定因素。章新平等^[23]研究结果表明, 在雨季, 我国西南地区降水主要源于低纬度海洋, 空气湿度大, 而旱季则主要受大陆性气团影响, 再加上

西风带和内陆输送的空气湿度小,导致 δD 和 $\delta^{18}O$ 值较大。HYSPLIT 模型聚类分析结果证实了这一点,春冬季以蒙古-西伯利亚大陆性季风为主,夏秋则以湿润的印度季风和东亚季风为主(图 6)。特别在夏季,湿度大的印度季风主导了该季节降雨的水汽来源,这是导致夏季同位素值偏负的主要原因^[23]。另外,季风特性同样影响氘盈余(d)值。 d 值能够敏感的反映出降水水汽来源地洋面湿度变化,当湿度较低时,形成的降雨 d 值偏大,反之偏小。 d 值在夏、秋季偏低而早季春、冬季偏高,该结果与 δD 和 $\delta^{18}O$ 值结果一致,进一步反映了研究区夏秋季海洋性湿润水汽为主,冬春季大陆性水汽为主的特点。研究区多年平均氘盈余值(12.02 ± 6.24)‰高于全球平均值(10‰),这与章新平等^[23]对整个西南地区降雨水汽来源的研究结果一致。我国氘盈余值分布呈现西高东低、南高北低的分布状况,西南地区是我国氘盈余的其中一个高值区^[24]。

另一方面是区域性的地理因素,包含了温度、降雨量等各因素的综合作用^[25]。Dansgarrrd 在 1964 年发现降雨稳定氢氧同位素与温度呈现显著负相关关系,即所谓的温度效应,这种现象普遍存在于中高纬度大陆^[26]。然而,到了中国亚热带季风气候区则不存在温度效应,甚至是“反温度效应”。本研究亦得到 $\delta^{18}O$ 值与温度呈现显著正相关关系,即反温度效应。在研究区所在西南喀斯特地区,朱晓燕等^[17]和胡可等^[18]人也得到了了相同的结果,这种现象是由于亚热带季风气候“雨热同期”的气候特征决定^[18]。另外,夏季较大的降水量掩盖了温度效应,导致明显的同位素亏损,这是导致反温度效应的一个主要原因^[3]。本研究观察到降雨量与同位素值呈现显著负相关关系,即所谓的同位素雨量效应,与我国南方的桃源、惠通、鼎湖山及哀牢山地区的研究结果一致^[4]。然而,降雨量对 $\delta^{18}O$ 值的影响不如温度影响高,章新平等^[23]认为,受凝结高度、风速、大气的稳定度、湿度以及水汽条件等气象要素的随机影响,降雨中的同位素离散程度较大,从而导致降雨同位素与雨量的效应相对较弱。综上所述,由于降雨过程中雨水稳定氢氧同位素值的变化存在较大的不确定性,因此在开展同位素水文学相关研究时,应该关注同位素值在次降雨时间尺度上的变化。

3.2 次降雨过程同位素特征

自 1961 年 Craig^[8]建立全球大气降水线(GMWL)起,很多地区都建立了适用于当地的区域大气降水线(LWML)。由于雨滴在降落过程中受到不平衡的二次蒸发作用而引起的同位素分馏,降水中稳定氢氧同位素值相应的会因蒸发而偏离全球大气降水线。空气相对湿度越高的地区,不平衡蒸发作用越弱,则大气降水线的斜率和截距越大^[12]。与 GMWL 相比,本研究区的 LWML 斜率(8.37)和截距(14.45)均偏大,这与我国南方地区 LWML 的斜率及截距均大于全球大气降水线的结果一致^[12],反映出研究区所处的西南地区湿润多雨的特点。

然而,具体到典型的次降雨,发现其降水线与当地或全球大气降水线的斜率和截距均存在不同程度的偏离。一方面,季节性差异会影响次降雨过程的降水线斜率,例如 2019-10-22 次降雨斜率显著低于当地大气降水线,与十月份空气湿度低,不平衡蒸发作用强有关^[12]。另一方面,降雨过程也会影响降水线斜率和截距,虽然 2020-06-06 次降雨与 2019-10-22 次降雨的斜率和截距均较小,但影响因素不同。2020-06-06 次降雨的斜率低是因为在前一日的云团发生降水后,降水水滴在其到达地面前又发生蒸发所致,导致其斜率和截距接近蒸发线^[27]。再者,特大暴雨斜率和截距均高于当地大气降水线,反映特大暴雨过程中的水汽经历多次蒸发,导致分子质量小的氢同位素比分子质量大的氧同位素的分馏速度快,导致降水的斜率和截距偏大^[28]。

由于典型降雨事件的强度大,温度对其影响可以忽略,而雨量对其影响则因降雨类型不同而异。研究发现,同位素雨量效应仅反映在持续时间较长(>9.5 h)的典型次降雨过程中,表现为同位素值随降雨的进行而持续偏负。瑞利分馏方程可以较好的解释这种变化过程,即开放系统中,反应生成的产物一旦形成后,马上从系统中分离,所以降雨过程的雨水同位素值逐渐变贫^[3]。然而,瑞利分馏模型在假定分馏系数不随时间变化的理想前提下进行的,但自然界中水在蒸发和凝结的过程中发生的氢氧同位素分馏现象来说,这种理想情况实际上是不存在的^[3]。因此,本研究也观察到一些次降雨不存在这种同位素值持续偏负的现象。降雨强度的变化及空气湿度的变化会导致雨水下降过程出现蒸发,或者由于水汽来源的不同的云团作用也可能导致这种现象^[24]。对于特大暴雨,亦未发现“雨量效应”,与 Ansari 等^[9]研究结果一致,其研究指出这种特大暴雨过

程中的雨量效应或温度效应影响较小,而大气或者地理因素是主要影响因素^[9]。值得注意的是,Fudeyasu 等^[29]及 Xu 等^[30]研究发现台风形成的降雨同位素值显著低于其他类型降雨,本研究中 2019-09-09 次降雨是由台风“玲玲”活动影响下形成的降雨,该场次 $\delta^{18}\text{O}$ 值低于其他场次降雨,与上述研究结果一致。

4 结论

基于 2013 年至 2018 年长时间序列的日尺度降雨稳定氢氧同位素值,建立了当地的大气降水线,为 $\delta\text{D} = 8.378\delta^{18}\text{O} + 14.45$ ($n=407$)。研究区多年降雨 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值存在明显的季节效应,夏秋季 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏负,春冬季 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏正,水汽源季节性差异是导致 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值差异的主要原因。季风气候影响下,降雨 $\delta^{18}\text{O}$ 值存在同位素值随温度的升高而减小的反温度效应,年际尺度降雨 $\delta^{18}\text{O}$ 值存在显著的雨量效应 ($P < 0.05$)。典型次降雨过程中,仅持续时间 >9.5 h 的降雨存在雨量效应,但也受到季节性的影响。此外,特大暴雨事件不存在雨量效应,与大气或地理因素的影响有关。

参考文献 (References):

- [1] Zhang M J, Wang S J. A review of precipitation isotope studies in China: Basic pattern and hydrological process. *Journal of Geographical Sciences*, 2016, 26(7): 921-938.
- [2] 林光辉. 稳定同位素生态学. 北京: 高等教育出版社, 2013: 22-27.
- [3] 顾慰祖. 同位素水文学. 北京: 科学出版社, 2011: 105-173.
- [4] Liu J R, Song X F, Yuan G F, Sun X M, Yang L H. Stable isotopic compositions of precipitation in China. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 2014, 66(1): 22567.
- [5] Stumpp C, Bruggemann N, Wingate L. Stable isotope approaches in vadose zone research. *Vadose Zone Journal*, 2018, 17(1): 1-7.
- [6] 于静洁, 李亚飞. 稳定氢氧同位素定量植物水分来源的不确定性解析. *生态学报*, 2018, 38(22): 7942-7949.
- [7] Bedaso Z, Wu S Y. Daily precipitation isotope variation in Midwestern United States: Implication for hydroclimate and moisture source. *Science of the Total Environment*, 2020, 713: 136631.
- [8] Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 1961, 133(3465): 1702-1703.
- [9] Ansari M A, Noble J, Deodhar A, Mendhekar G N, Jahan D. Stable isotopic ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$) and geospatial approach for evaluating extreme rainfall events. *Global and Planetary Change*, 2020, 194: 103299.
- [10] 陈琦, 郭锦荣, 李超, 王翰琨, 吴春生, 邓文平, 刘苑秋, 叶清, 李晓东. 庐山地区大气降水中稳定同位素变化特征. *自然资源学报*, 2019, 34(6): 1306-1316.
- [11] 张百娟, 李宗省, 王昱, 李永格, 吕越敏, 袁瑞丰, 桂娟. 祁连山北坡中段降水稳定同位素特征及水汽来源分析. *环境科学*, 2019, 40(12): 5272-5285.
- [12] 陈衍婷, 杜文娇, 陈进生, 徐玲玲. 厦门地区大气降水氢氧同位素组成特征及水汽来源探讨. *环境科学学报*, 2016, 36(2): 667-674.
- [13] 王超. 紫色土坡耕地径流水源的同位素示踪研究[D]. 北京: 中国科学院大学, 2013.
- [14] 聂云鹏, 陈洪松, 王克林, Susanne S. 采用稳定同位素技术判定喀斯特地区植物水分来源的挑战与可能应对方案. *应用生态学报*, 2017, 28(7): 2361-2368.
- [15] 涂林玲, 王华, 冯玉梅. 桂林地区大气降水的 D 和 ^{18}O 同位素的研究. *中国岩溶*, 2004, 23(4): 304-309.
- [16] 吴夏, 朱晓燕, 张美良, 白晓, 张碧云. 大气降水中稳定同位素组成的高分辨率记录——以桂林地区为例. *长江流域资源与环境*, 2013, 22(2): 182-188.
- [17] 朱晓燕, 张美良, 吴夏, 潘谋成. 桂林地区大气降水(大雨、暴雨)的 $\delta^{18}\text{O}$ 特征与水汽来源的关系. *中国岩溶*, 2017, 36(2): 139-161.
- [18] 胡可, 陈洪松, 聂云鹏, 杨静, 王克林. 桂西北喀斯特峰丛洼地降水氢氧稳定同位素的季节变化特征. *农业工程学报*, 2013, 29(5): 53-62.
- [19] Nie Y P, Chen H S, Wang K L, Tan W, Deng P Y, Yang J. Seasonal water use patterns of woody species growing on the continuous dolostone outcrops and nearby thin soils in subtropical China. *Plant and Soil*, 2011, 341(1-2): 399-412.
- [20] Lai X M, Liao K H, Feng H H, Zhu Q. Responses of soil water percolation to dynamic interactions among rainfall, antecedent moisture and season in a forest site. *Journal of Hydrology*, 2016, 540: 565-573.
- [21] Wassenaar L I, Coplen T B, Aggarwal P K. Approaches for achieving long-term accuracy and precision of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ for waters analyzed using laser absorption spectrometers. *Environmental Science & Technology*, 2014, 48(2): 1123-1131.
- [22] Trenberth K E. Atmospheric moisture residence times and cycling: implications for rainfall rates and climate change. *Climatic Change*, 1998, 39(4): 667-694.
- [23] 章新平, 刘晶淼, 中尾正义, 谢自楚. 我国西南地区降水中过量氧指示水汽来源. *冰川冻土*, 2009, 31(4): 613-619.
- [24] 赵鹏. 基于氢氧同位素示踪的紫色土坡耕地产流机制研究[D]. 重庆: 西南大学, 2014.
- [25] 陈锦芳, 曹建平, 黄奕普. 厦门沿岸地区大气降水中氢、氧稳定同位素组成及其影响因素. *海洋学研究*, 2010, 28(1): 11-17.
- [26] Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 1964, 16(4): 436-468.
- [27] Gat J R. Some classical concepts of isotope hydrology//Aggarwal P K, Gat J R, Froehlich K F O, eds. *Isotopes in the Water Cycle: Past, Present and Future of a Developing Science*. Dordrecht: Springer, 2005: 127-137.
- [28] 朱磊, 范戩, 郭欢. 西南地区大气降水中氢氧稳定同位素特征与水汽来源. *云南地理环境研究*, 2014, 26(5): 61-67.
- [29] Fudeyasu H, Ichiyanagi K, Sugimoto A, Yoshimura K, Ueta A, Yamanaka M D, Ozawa K. Isotope ratios of precipitation and water vapor observed in Typhoon Shanshan. *Journal of Geophysical Research*, 2008, 113(D12): D12113.
- [30] Xu T, Sun X S, Hong H, Wang X Y, Cui M Y, Lei G L, Gao L, Liu J, Lone M A, Jiang X Y. Stable isotope ratios of typhoon rains in Fuzhou, Southeast China, during 2013—2017. *Journal of Hydrology*, 2019, 570: 445-453.