

中国季风区降水构成对降水中稳定同位素的影响： 以长沙为例

常 昕¹, 章新平^{1,2*}, 刘仲藜¹, 肖卓勇¹, 王迪宙¹, 肖 雄¹

1. 湖南师范大学 地理科学学院, 长沙 410081

2. 湖南师范大学 地理空间大数据挖掘与应用湖南省重点实验室, 长沙 410081

摘要：降水构成是指对流或平流降水量在总降水量中所占比例，不同的降水构成对降水稳定同位素的丰度会产生重要的影响。基于长沙地区实测的日降水稳定同位素数据和 GNIP 月降水同位素数据，对不同时间尺度、不同季节时段以及不同降水强度下降水构成对降水中稳定同位素影响的变化特征进行分析和比较，旨在揭示不同的降水构成对降水中稳定同位素影响的差异，深化对季风区降水形成过程中稳定同位素变化规律的认识。结果表明：云中对流强度的差异造成了不同季节对流降水量占总降水量的比例（convective precipitation fraction, CPF）与总降水量之间相关关系的差异。在日和月时间尺度下，在暖半年，CPF 随总降水量的增大而减小，而在冷半年，CPF 随总降水量的增大而增大。无论是在暖半年还是在冷半年，日时间尺度下长沙站降水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 随 CPF 增大不断偏正。在月时间尺度下，包括长沙站在内的中国季风区大部，降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与 CPF 均呈正相关。由于不同季节对流活动的强度不同会造成降水构成的不同，也使得相对于暖半年，冷半年时段降水构成对降水中稳定同位素的影响要强于降水量效应的影响，因此在冷半年长沙地区 $\delta^{18}\text{O}$ —CPF 线性回归方程的斜率随降水强度的增大而增大，而在暖半年， $\delta^{18}\text{O}$ —CPF 斜率随降水强度的增大而减小。

关键词：降水构成；大气降水；稳定同位素；时间尺度

The influence of the composition of precipitation on the stable isotopes in precipitation in the monsoon region of China: a case study of Changsha

CHANG Xin¹, ZHANG Xinping^{1,2*}, LIU Zhongli¹, XIAO Zhuoyong¹, WANG Dizhou¹, XIAO Xiong¹

1. College of Geographic Sciences, Hunan Normal University, Changsha 410081, China

2. Hunan Key Laboratory of Geospatial Big Data Mining and Application, Hunan Normal University, Changsha 410081, China

Abstract: Background, aim, and scope As the most typical monsoon region in the world, the study area, monsoon region in China, is the main part of the East Asia monsoon region, and the variation characteristics of precipitation isotopes are directly influenced by monsoon circulation. Changsha belongs to the typical

收稿日期：2022-05-12；录用日期：2022-08-22；网络出版：2022-09-03

Received Date: 2022-05-12; Accepted Date: 2022-08-22; Online first: 2022-09-03

基金项目：国家自然科学基金项目（42101130）

Foundation Item: National Natural Science Foundation of China (42101130)

通信作者：章新平，E-mail：zxp@hunnu.edu.cn

Corresponding Author: ZHANG Xinping, E-mail: zxp@hunnu.edu.cn

引用格式：常 昕, 章新平, 刘仲藜, 等. 2024. 中国季风区降水构成对降水中稳定同位素的影响：以长沙为例 [J]. 地球环境学报, 15(1): 59–68, 77.

Citation: Chang X, Zhang X P, Liu Z L, et al. 2024. The influence of the composition of precipitation on the stable isotopes in precipitation in the monsoon region of China: a case study of Changsha [J]. *Journal of Earth Environment*, 15(1): 59–68, 77.

sub-tropical monsoon climate. The process of precipitation formation is complex and diverse under different weather or different seasons, therefore, Changsha is an important place to study the characteristics and influence mechanism of stable isotopes of precipitation in monsoon region. Precipitation composition refers to the fraction of convective or advection precipitation in the total precipitation, and different precipitation composition exerts large impact on the stable isotopes composition of precipitation. Our aims were to reveal the differences of the influence of different precipitation compositions on the precipitation stable isotopes, and to deepen the understanding of the variation regulation of stable isotopes in the process of precipitation formation in the monsoon region. **Materials and methods** From January 1, 2014, to December 31, 2019, the precipitation was collected at the meteorological station of Hunan Normal University at the foot of Yuelu Mountain in Changsha. All collected water samples were tested for stable isotope ratios of oxygen and hydrogen using a Isotopic Water Analyzer (DLT-IWA-35EP, USA) at the Meteorological and Climatic Laboratory of Hunan Normal University. Based on the observed daily stable precipitation isotopes data in Changsha and monthly GNIP precipitation isotopes data, by using the method of mathematical statistics, this paper analyzed and compared the variation characteristics of the influence of different timescales, different season periods and different precipitation intensities on the stable precipitation isotopes. **Results** The results showed that, on the daily and monthly timescales, in the warm half-year, CPF decreases with the increase of total precipitation, while in the cold half-year, CPF increases with the increase of total precipitation. Whether in the warm or cold half-year, $\delta^{18}\text{O}$ in the precipitation at Changsha station constantly increased with the increase of CPF on the daily timescale. The slope of $\delta^{18}\text{O}$ —CPF linear regression equation increased with the increase of precipitation intensities in cold half-year at Changsha, and decreased with the increase of precipitation intensities in warm half-year. **Discussion** Changsha is located in the East Asian monsoon region. Due to the seasonal movement of planetary pressure belt and wind belt, the intensity of convective activity varies significantly in different seasons. The difference of convective intensity in cloud resulted in the difference of the correlation between convective precipitation fraction (CPF) and the total precipitation in different seasons. In the warm half-year, CPF decreases with the increase of total precipitation, while in the cold half-year, CPF increases with the increase of total precipitation. The formation processes of convective precipitation and advection precipitation are different, and the sources of water vapor and the condensation temperature during the formation of precipitation are also different, so the stable isotope abundances in precipitation are significantly different. Usually, stable isotopes in precipitation are relatively positive when CPF is large, and relatively negative when advection precipitation fraction (APF) is large. Because the intensity of convective activity in different seasons will result in different precipitation composition, the influence of precipitation composition on stable isotopes in precipitation was stronger than that of amount effect in cold half-year compared with warm half year. **Conclusions** Regardless of the seasonal periods and time scales, the precipitation composition in the whole monsoon region of China including Changsha has a significant impact on the stable isotopes in precipitation, and the $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation increases with the increase of CPF. **Recommendations and perspective** The results can provide a theoretical basis for the reconstruction of paleoclimate, strengthen the understanding of the importance of precipitation composition on the influence of stable isotope composition in precipitation, and further the understanding of the influence mechanism of precipitation formation process in monsoon region on stable isotope composition in precipitation.

Key words: composition of precipitation; atmospheric precipitation; stable isotopes; different time scales

降水中稳定同位素受诸多因素的影响。在中高纬度内陆地区, 降水中稳定同位素与温度之间的显著正相关关系被称作“温度效应”, 在中低纬度海岸和季风区, 降水中稳定同位素与降水量之间的显著负相关关系被称作“降水量效应”(Dansgaard, 1964)。这些降水中稳定同位素与其影响因素间的相关关系有利于利用古介质中的氢氧稳定同位素恢复古气候记录(Covey and Haagensohn, 1984; Mosley-Thompson et al., 1990; Vaks et al., 2003; 谭明, 2009; 王宁练等, 2009)。在季风区, 影响降水中稳定同位素组成的因素十分复杂, 在部分地区, “温度效应”和“降水量效应”并不显著存在(Breitenbach et al., 2010; Tan, 2014; 李廷勇, 2018), 或在不同时间存在变化(Yu et al., 2008; Yang et al., 2011; Yao et al., 2013), 这使得解释降水中稳定同位素组成的变化特征和古介质中的同位素记录变得很困难。因此, 除探究温度等外部气象因子如何影响降水中稳定同位素外, 还应对云动力条件等内部影响因素进行研究, 例如降水自身的形成过程如何影响降水中的稳定同位素。这不仅可以为重建古气候提供理论依据, 还可以对降水稳定同位素变化的具体过程及其影响机制开展进一步的分析和解释。

根据形成过程的不同, 降水的产生可分为两种基本类型: 一种是空间尺度较小、对流强度较高的对流降水, 另一种是空间尺度较大、对流强度较低的平流降水(Aggarwal et al., 2016)。将这两种类型的降水量在总降水量中所占的比例定义为降水构成(Sun et al., 2019)。研究发现, 对流活动会影响降水中稳定同位素的丰度。对流越强云越高, 云顶的凝结温度越低, 从而导致降水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 越偏负, 因此降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 在局地 and 区域尺度上与云顶气压呈显著正相关(Cai and Tian, 2016)。这仅是外部显示的结果, 实际上, 对流活动的云动力条件等内部因素是影响降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的主要因素。由于降水中稳定同位素的组成与降水增长机制密切相关, 以不同的降水类型和云结构为特征的各种中尺度过程可能导致降水同位素短期的变化(Fudeyasu et al., 2011)。在季风区, 随着季风的爆发对流活动急剧加强, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 快速降低(Risi et al., 2008)。降水同位素丰度一定程度上可反映对流降水与平流降水的比例(Sun et al., 2019)。不同类型降水中稳定同位素存在显著差异。对流降水条件下的降水中

同位素明显比平流降水条件下的降水同位素偏正(Aggarwal et al., 2016)。尽管已有一些关于降水构成对降水中稳定同位素影响的研究, 但大多以短时间序列月降水稳定同位素数据为依据, 将整个年时段的降水事件未加区分地进行了分析。若想进一步了解季风区降水稳定同位素的影响机制还需以更长时间序列、更高时间分辨率的降水稳定同位素数据为基础, 分时段对中低纬度季风区降水构成的影响进行分析。

由于中低纬度季风区降水稳定同位素变化的复杂性以及对流活动对降水中的稳定同位素的显著影响, 降水构成作为对流活动强度的指标, 对其如何影响降水同位素进行更加细致的研究就显得尤为重要。鉴于此, 本文基于长沙地区2014年1月—2019年12月降水稳定同位素的实测数据以及中国季风区各站点的多年GNIP月降水同位素数据, 对不同时间尺度(日、月)和不同季节时段(暖半年、冷半年)以及不同降水强度下, 降水构成的不同对降水中稳定同位素影响的变化特征进行分析和比较, 旨在揭示不同降水类型对降水中稳定同位素影响的差异, 加强降水构成对降水中稳定同位素影响的重要性认识, 深入了解季风区降水形成过程对降水中稳定同位素组成的影响机制。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

选取“大兴安岭—阴山—贺兰山—巴颜喀拉山—冈底斯山”一线作为中国季风区和非季风区的分界线, 该线东部为季风区(姜江等, 2015)。中国季风区作为世界上最典型的季风区——东亚季风区的主体, 降水同位素的变化特征受季风环流的直接影响。长沙(27°53′—28°41′N、111°53′—114°15′E)位于中国东部季风区, 气候温和湿润, 雨热同期, 属于典型的亚热带季风气候。在暖半年(4—9月), 伴随着热带辐合带的快速北移以及亚洲季风的爆发, 长沙地区对流活动强烈, 空气湿润, 降水丰沛, 降水量约占全年降水量的68%。在冷半年(10月—次年3月), 随着热带辐合带逐渐向南移动, 长沙地区对流活动减弱, 空气干燥, 降水偏少, 降水量仅占全年降水量的32%左右(周慧等, 2019)。由于地处西南季风、东南季风和西风影响的交汇地带, 在不同季节或不同天气下, 降水的形成过程复杂多样, 降水中稳定同位素的组成也存在复杂的变化特征,

因此,长沙地区是开展季风区降水稳定同位素变化特征和影响机理研究的一个重要场所。

1.2 数据来源

自 2014 年 1 月 1 日至 2019 年 12 月 31 日,在位于长沙市岳麓山下的湖南师范大学气象站进行降水采集。按照气象部门制定的《GB/T 35221—2017,地面气象观测规范:总则》(https://www.cma.gov.cn/zfxgk/gknr/flfgbz/bz/202209/t20220921_5099079.html),在降水日对降水量 ≥ 0.1 mm 的降水进行取样。样品通过虹吸式雨量计改造成的集雨器人工收集,收集的液态降水经过人工测量降水量后直接注入 30 mL 聚乙烯塑料瓶中密封。对于固态降水(雪、冰雹等),则先将样品装入水样袋,扎紧袋口置于室温下,待其完全融化后注入 30 mL 聚乙烯塑料瓶中密封。为了降低水样在瓶内的蒸发分馏,尽量将水样瓶装满。收集的水样及时放入冰柜低温(0—4℃)保存。整个取样时段包含了 6 个完整的自然年,共收集 817 个降水样,代表 817 个降水日。

所有收集的降水样品均在湖南师范大学气象气候实验室利用气-液两用型水稳定同位素分析仪(DLT-IWA-35EP,美国)进行氧和氢稳定同位素比率的测试,详细测试方法见李广(2014)。水样测试结果用相对于维也纳标准平均海洋水(V-SMOW)的千分差表示:

$$\delta^{18}\text{O}(\text{或}\delta^2\text{H})(\text{‰})=(R_s/R_{v\text{-smow}}-1)\times 1000 \quad (1)$$

式中: R_s 和 $R_{v\text{-smow}}$ 分别代表水样和维也纳标准平均海洋水中的氧(或氢)稳定同位素比($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 或 $^2\text{H}/^1\text{H}$)。 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^2\text{H}$ 的测试精度分别为 0.2‰ 和 0.6‰。

取样期间的降水量、温度等气象要素数据利用安装在观测场的自动气象站(WeatherHawk500,美国)获取,监测时间自 2014 年 1 月 1 日开始。除长沙站外,中国季风区各站点(仅选取观测时间序列在 5 a 及以上的站点)降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的月数据来自 1961 年国际原子能机构(IAEA)与世界气象组织(WMO)合作建立并启动的 GNIP。GNIP 站点降水中稳定同位素的取样时间为每月 15 日,所有观测项目数据记录均为月值。站点同位素数据由 IAEA 定期发布,同时发布的还包括相应观测时间内的降水量、温度、水汽压等数据。本文选用的中国季风区的 21 个 GNIP 站点分别为香港站、昆明站、遵义站、成都站、贵阳站、南京站、柳

州站、福州站、郑州站、武汉站、海口站、桂林站、烟台站、天津站、石家庄站、西安站、长沙站、哈尔滨站、兰州站、齐齐哈尔站、银川站。

降水构成数据来自欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)发布的 ERA5 再分析资料(<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=form>)。该数据集的空间分辨率为 $0.25^\circ\times 0.25^\circ$,时间分辨率为 1 h(Zhao et al., 2019)。对流降水占比(convective precipitation fraction, CPF)、平流降水占比(advection precipitation fraction, APF)分别由 ERA5 再分析数据中的日时间尺度和月时间尺度对应的对流降水量(CP)除以总降水量(P)、平流降水量(AP)除以总降水量计算得到。其中,日数据时间分辨率为 1 h,在校正时差后将晚 20:00 至次日早 08:00 的降水量累加,作为当日总降水量 P 。CPF 与 APF 之和约为 100%。

2 结果与分析

2.1 降水构成与降水量的关系

降水构成与降水量均受对流活动的影响,理论上,对流活动越强,总降水量越大,对流降水量占比也越大(Sun et al., 2019)。长沙地处东亚季风区,由于行星气压带和风带的季节性移动,对流活动的强度在不同季节存在明显差异。为了揭示长沙站降水构成与总降水量 P 的关系,利用日数据对不同季节时段(年、暖半年和冷半年)两者的相关关系进行统计,分析结果见图 1。可以看出:在不同季节时段,CPF 与 P 大都存在显著相关关系。在暖半年,CPF 与 P 呈负相关,相关性达到 $p<0.01$ 的显著性水平。而在年和冷半年时段,CPF 与 P 呈正相关。从整个年时段来看,总降水量越大,对流降水量占比越大。从不同季节来看,暖半年总降水量越大,对流降水量占比越小;冷半年总降水量越大,对流降水量占比越大。说明在不同季节和不同时间尺度下,总降水量对降水构成的影响不同,甚至相反。

为了解在月时间尺度下降水构成与总降水量这种随季节变化的相关关系是否稳定存在,分别统计了月 CPF 与月 P 的相关关系。如图 2 所示,在年和冷半年时段 CPF 与 P 呈显著的正相关,在暖半年时段则表现为一定程度的负相关,这个结果与日时间尺度下二者的相关关系相似。

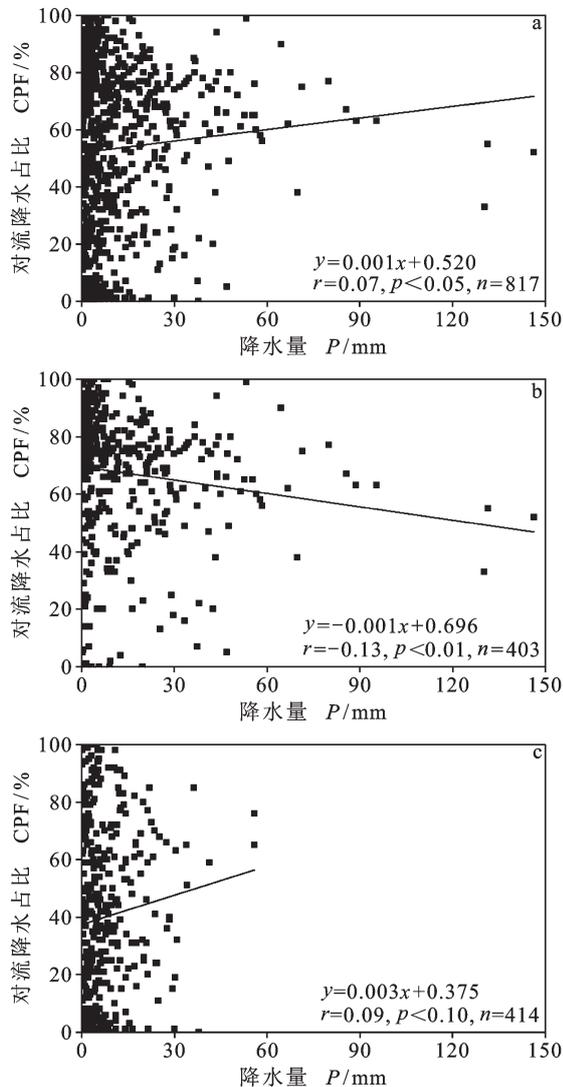


图 1 在年 (a)、暖半年 (b)、冷半年 (c) 时段日对流降水占比依据日降水量的散布

Fig. 1 Correlated scatters between daily CPF and P in three periods: an entire year (a), warm half year (b) and cold half year (c)

与以往的结果不同 (Sun et al., 2019), 在研究区的暖半年, 降水量较大时, 总降水量中对流降水占比反而变小。原因可能是在对流发展的初期仅形成小的对流单体, 随着对流活动的发展, 上升气流变得越来越强盛。在这一阶段, CPF 随降水量增大而增大。但当对流活动继续发展, 产生的多个对流单体可能会合并组织成 10—100 km 大小的对流系统 (Houze, 2004)。这时, 整个对流系统的运动前沿为对流降水, 运动后部则是由对流单体消散而产生的平流降水 (Houze, 2004)。因此, 这一阶段的 CPF 会随着对流系统的增强和加深而增大, 这也使得 CPF 随总降水量

的增大而减小。这种对流在不同时期和不同阶段发展强度水平的差异造成了不同季节时段 CPF 与 P 的相关关系的不同。在暖半年, ITCZ 北移使得东亚季风区对流活动十分强烈 (周慧, 2019), 对流系统产生的降水中平流降水所占比例反而大于对流降水所占比例, CPF 随着 P 的增大而减小。在冷半年, ITCZ 南移使得东亚季风区对流活动不如暖半年强烈, CPF 随着 P 的增大而增大。

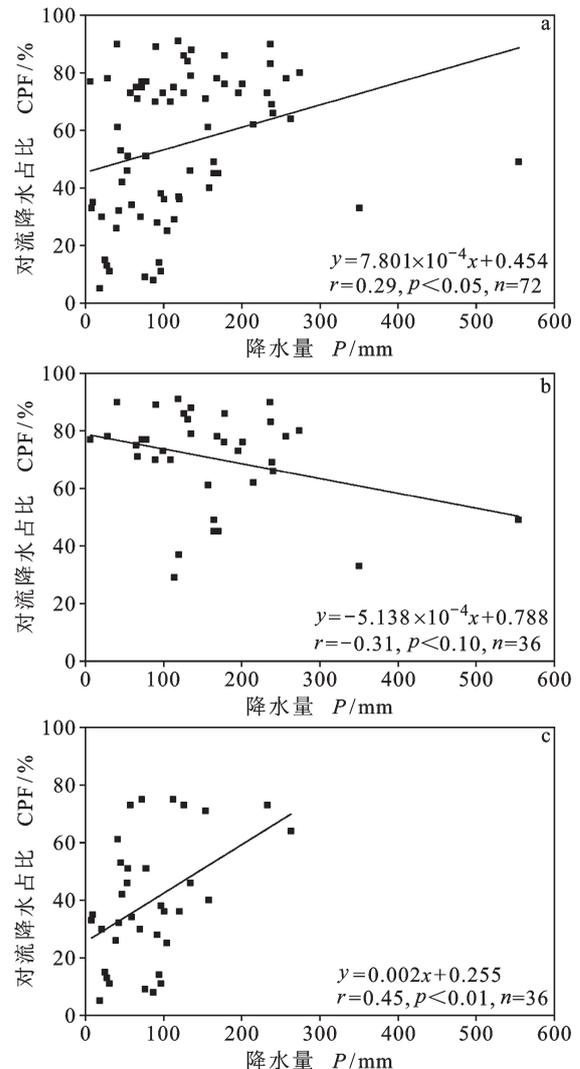


图 2 在年 (a)、暖半年 (b)、冷半年 (c) 时段月对流降水占比依月降水量的散布

Fig. 2 Correlated scatters between monthly CPF and P in the entire year (a), warm (b) and cold half year (c)

2.2 降水构成对降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的影响

对流降水和平流降水的形成过程不同, 水汽来源及降水形成时的凝结温度也各不相同, 因此降水中的稳定同位素丰度存在明显差异。通常,

CPF 较大时, 降水中的稳定同位素相对偏正; APF 较大时, 降水中的稳定同位素相对偏负 (Aggarwal et al., 2016)。因此, 对流或平流降水量在总降水量中所占比例 (降水构成) 的变化可能是降水同位素变化的重要原因之一。

降水构成受对流活动强度的强烈影响, 而对流活动强度又存在明显的季节差异, 为了解不同季节时段降水构成对降水中稳定同位素的影响, 将降水构成与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的相关关系按不同季节时段 (年、暖半年和冷半年) 和不同时间尺度 (日、月时间尺度) 进行分析。对应日时间尺度 (图 3), 无论是在哪个季节时段, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与 CPF 均呈极显著的正相关关系, 相关性都达到或超过 0.001 的显著性水平。由于 CPF 与 APF 之和为 100%, 因此当 CPF 与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 为正相关时, APF 与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 为负相关。这种由降水构成的不同造成的降水中稳定同位素丰度的变化归因于不同类型的降水是由不同高度的水汽补给所致 (Aggarwal et al., 2016)。通常, 对流云中强烈的辐合气流携带低层具有相对富集同位素的水汽上升, 凝结物在强上升气流中迅速增长, 形成的降水中稳定同位素偏正; 平流云中微弱的空气垂直运动使得高层具有相对贫化同位素的水汽辐合, 凝结物在缓慢的上升或下降中增长, 形成的降水中稳定同位素相对偏负 (Aggarwal et al., 2016)。另外, 由于对流单体在消散阶段形成的平流降水区域在对流层中层有一个云底, 且固态降水的融化和液态降水的蒸发使得周围空气冷却, 因此在平流云底以下出现冷空气的下沉。这种下沉作用使得降水再蒸发导致的大气中同位素值较轻的水汽通过下沉气流注入到亚云层, 从而使再次形成的降水中同位素更加偏负 (Kurita, 2013)。因此, APF 的增大使降水中稳定同位素偏负, 即 CPF 的增大使降水中稳定同位素偏正。

在月时间尺度下 (图 4a), 暖半年 CPF 与 $\delta^{18}\text{O}$ 之间相关关系的线性回归方程为 $y=7.10x-11.91$, $r=0.43$, 在冷半年回归方程为 $y=4.23x-6.96$, $r=0.43$, 暖半年回归线位于冷半年回归线下端。无论是暖半年还是冷半年, CPF 均与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 呈显著正相关 ($p<0.01$)。而在年时段, CPF 与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的回归方程为 $y=1.11x-6.71$, $r=0.11$, 两者之间不存在显著的相关关系, 这与日时间尺度的结果不同。由于降水同位素的季节性差异, 冷半

年的月平均 $\delta^{18}\text{O}$ 较暖半年明显偏正, 尤其是在 CPF 偏低时, 显示出明显的季节变化, 这直接增大了在年时段 CPF 与 $\delta^{18}\text{O}$ 之间的离散程度, 也导致两者的相关关系不显著。为消除季节变化影响, 分别计算在不同时段 CPF 与 $\delta^{18}\text{O}$ 月距平值 (ΔA_{CPF} 与 $\Delta\delta^{18}\text{O}$) 之间的相关关系 (图 4b)。在年时段, ΔA_{CPF} 与降水中 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 的回归方程为 $y=3.67x+0.27$, $r=0.32$, 在暖半年回归方程为 $y=4.33x+0.28$, $r=0.42$, 在冷半年回归方程为 $y=2.66x+0.26$, $r=0.30$ 。可知在消除季节变化后, 暖半年和冷半年时段的数据都散布在年时段回归线附近, 并且 ΔA_{CPF} 与降水中 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 均呈较显著的正相关关系。

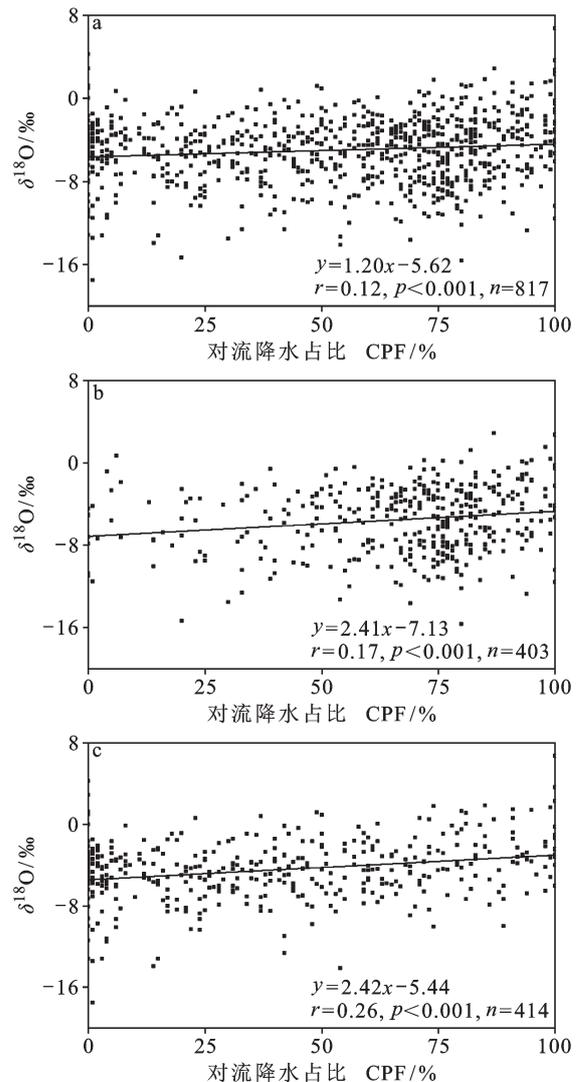


图 3 在年 (a)、暖半年 (b) 和冷半年 (c) 时段日降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 依日对流降水占比的相关散布
Fig. 3 Correlated scatters between daily $\delta^{18}\text{O}$ and CPF in three periods: an entire year (a), warm half year (b) and cold half year (c)

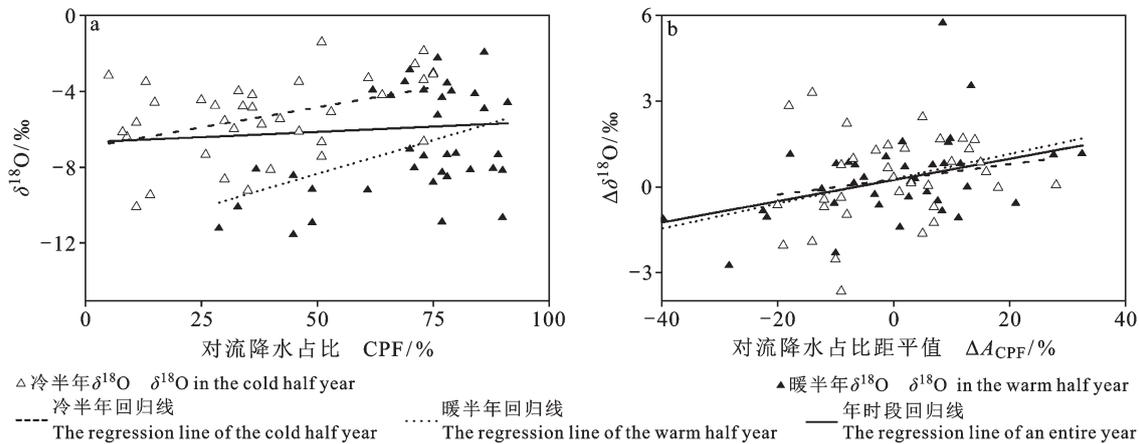


图 4 在年、暖半年、冷半年时段月降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 依月对流降水占比的相关散布 (a 利用月数据得到, b 利用月距平值得到)
 Fig. 4 Correlated scatters between monthly $\delta^{18}\text{O}$ and CPF in the entire year, warm and cold half year
 (a using the monthly data and b using the monthly anomalies)

为了解整个中国季风区是否同样存在降水中稳定同位素随 CPF 增大而偏正的现象, 对中国季风区 GNIP 站点的 CPF 与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的相关关系进行分析。为消除季节变化的影响, 利用各站点 CPF 与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的月距平值进行计算, 结果如表 1 所示。在年时段, 中国季风区 21 个站点中 ΔA_{CPF} 与 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 呈正相关的站点共 18 个, 占总站数的 85.71%, 其中达显著相关 ($p < 0.1$) 的站点为 5 个。在暖半年, ΔA_{CPF} 与 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 呈正相关的站点达 20 个, 占总站数的 95.24%, 其中达显著相关 ($p < 0.1$) 的站点为 6 个。在冷半年, ΔA_{CPF} 与 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 呈正相关的站点达 10 个, 占总站数的 47.62%, 其中达显著相关 ($p < 0.1$) 的站点 3 个。无论是在哪个季节时段, 中国季风区大部

分站点的 ΔA_{CPF} 与 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 存在正相关关系。为得到中国季风区 ΔA_{CPF} 与 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 的平均相关关系, 把中国季风区 21 个站点的月数据进行汇总, 将中国季风区作为一个整体, 对消除季节变化后的月 ΔA_{CPF} 与月降水中 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 进行计算, 得到图 5。从整个年时段看, 中国季风区 $\Delta\delta^{18}\text{O} - \Delta A_{\text{CPF}}$ 的回归方程为 $y = 2.20x + 0.25$, $r = 0.13$, 两者相关关系超过 0.001 的显著性水平。在暖半年, $\Delta\delta^{18}\text{O} - \Delta A_{\text{CPF}}$ 的相关关系同样超过 0.001 的显著性水平, 呈极显著正相关关系。在冷半年, $\Delta\delta^{18}\text{O} - \Delta A_{\text{CPF}}$ 的正相关关系仅通过 $p < 0.1$ 的显著性检验。由此可以认为, 对流降水占比越高降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 越偏正这一规律在长沙甚至中国季风区的大部具有普遍性。

表 1 中国季风区各 GNIP 站点不同时段对流降水占比月距平值与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 月距平值的相关系数
 Tab. 1 Correlation coefficients between the monthly anomalies of CPF and $\delta^{18}\text{O}$ at GNIP stations in monsoon region of China in three periods: an entire year, warm half year and cold half year

站点 Stations	位置 Location	相关系数 Related coefficients			站点 Stations	位置 Location	相关系数 Related coefficients		
		年时段 An entire year	暖半年 Warm half year	冷半年 Cold half year			年时段 An entire year	暖半年 Warm half year	冷半年 Cold half year
长沙 Changsha	113°04'12"E, 28°12'00"N	$r = 0.15$ $n = 57$	$r = 0.25$ $n = 29$	$r = -0.05$ $n = 28$	成都 Chengdu	104°01'12"E, 30°40'12"N	$r = -0.07$ $n = 67$	$r = 0.00$ $n = 52$	$r = -0.41$ $n = 15$
武汉 Wuhan	114°07'48"E, 30°37'12"N	$r = \mathbf{0.32}$ $n = 50$	$r = 0.24$ $n = 27$	$r = \mathbf{0.64}$ $n = 23$	遵义 Zunyi	106°52'48"E, 27°42'00"N	$r = 0.12$ $n = 74$	$r = 0.14$ $n = 37$	$r = 0.06$ $n = 37$
福州 Fuzhou	119°16'48"E, 26°04'48"N	$r = 0.16$ $n = 71$	$r = 0.14$ $n = 37$	$r = 0.19$ $n = 34$	郑州 Zhengzhou	113°39'00"E, 34°43'12"N	$r = 0.17$ $n = 57$	$r = 0.13$ $n = 32$	$r = 0.23$ $n = 25$
昆明 Kunming	102°40'48"E, 25°01'12"N	$r = \mathbf{0.33}$ $n = 152$	$r = \mathbf{0.39}$ $n = 86$	$r = \mathbf{0.31}$ $n = 66$	烟台 Yantai	121°24'00"E, 37°31'48"N	$r = \mathbf{0.25}$ $n = 44$	$r = 0.43$ $n = 30$	$r = -0.23$ $n = 14$

(待续 To be continued)

(续表 1 Continued Tab. 1)

站点 Stations	位置 Location	相关系数 Related coefficients			站点 Stations	位置 Location	相关系数 Related coefficients		
		年时段 An entire year	暖半年 Warm half year	冷半年 Cold half year			年时段 An entire year	暖半年 Warm half year	冷半年 Cold half year
		香港 Hong Kong	114°10'12"E, 22°19'12"N	<i>r</i>=0.08 <i>n</i> =450			<i>r</i>=0.32 <i>n</i> =236	<i>r</i> =-0.09 <i>n</i> =214	天津 Tianjin
石家庄 Shijiazhuang	114°25'12"E, 38°01'48"N	<i>r</i> =0.09 <i>n</i> =146	<i>r</i> =0.09 <i>n</i> =87	<i>r</i> =0.03 <i>n</i> =59	西安 Xi'an	108°55'48"E, 34°18'00"N	<i>r</i> =0.18 <i>n</i> =59	<i>r</i>=0.30 <i>n</i> =35	<i>r</i> =-0.28 <i>n</i> =24
南京 Nanjing	118°10'48"E, 32°10'48"N	<i>r</i> =-0.05 <i>n</i> =58	<i>r</i> =0.09 <i>n</i> =33	<i>r</i> =-0.18 <i>n</i> =25	哈尔滨 Harbin	126°37'12"E, 45°40'48"N	<i>r</i> =0.20 <i>n</i> =35	<i>r</i>=0.33 <i>n</i> =29	<i>r</i> =-0.98 <i>n</i> =6
柳州 Liuzhou	109°24'00"E, 24°21'00"N	<i>r</i> =0.06 <i>n</i> =53	<i>r</i> =0.19 <i>n</i> =28	<i>r</i> =0.02 <i>n</i> =25	兰州 Lanzhou	103°52'48"E, 36°03'00"N	<i>r</i>=0.15 <i>n</i> =41	<i>r</i> =-0.11 <i>n</i> =28	<i>r</i> =0.46 <i>n</i> =13
海口 Haikou	110°21'00"E, 20°01'48"N	<i>r</i> =-0.03 <i>n</i> =59	<i>r</i> =0.07 <i>n</i> =37	<i>r</i> =-0.17 <i>n</i> =22	齐齐哈尔 Qiqihar	123°55'12"E, 47°22'48"N	<i>r</i> =0.03 <i>n</i> =50	<i>r</i> =0.16 <i>n</i> =28	<i>r</i> =-0.13 <i>n</i> =22
贵阳 Guiyang	106°43'12"E, 26°34'48"N	<i>r</i> =0.09 <i>n</i> =58	<i>r</i>=0.34 <i>n</i> =30	<i>r</i> =-0.41 <i>n</i> =28	银川 Yinchuan	106°13'12"E, 38°28'48"N	<i>r</i> =0.26 <i>n</i> =30	<i>r</i> =0.28 <i>n</i> =19	<i>r</i>=0.47 <i>n</i> =11
桂林 Guilin	110°04'48"E, 25°04'12"N	<i>r</i> =0.12 <i>n</i> =92	<i>r</i>=0.27 <i>n</i> =48	<i>r</i> =-0.03 <i>n</i> =44					

表格中粗体表示相关系数的信度达到 0.1。

The bold in the table indicates that the reliability of correlation coefficient was 0.1 or higher.

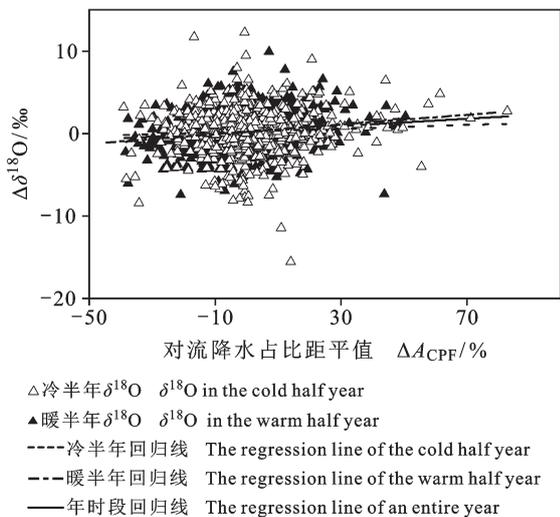


图 5 中国季风区 GNIP 站点在年、暖半年及冷半年时段月降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 月距平值依对流降水占比月距平值的相关散布
Fig. 5 Correlated scatters between monthly $\Delta\delta^{18}\text{O}$ and ΔA_{CPF} at GNIP stations in monsoon region of China in the entire year, warm and cold half year

2.3 降水强度对 $\delta^{18}\text{O}$ —CPF 相关关系的影响

根据前文分析, 由于对流活动强度的季节性差异, 并非在任何季节 CPF 都随对流强度的增大而增大。尽管 CPF 受到对流强度季节性变化的影响, CPF 与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的正相关关系却在任何季节都稳定存在。为探究在季节内随对流强度和降水强度的增大, CPF 与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的正相关关系是

否会受到影响, 以及会受到的影响程度, 对长沙站在年、暖半年和冷半年时段不同降水强度下日 CPF 与日降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 相关关系进行分析 (表 2)。

在日时间尺度下, 不同季节的日 CPF 与日降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 均保持高相关性, 当降水强度增大时, 在暖半年时段, CPF 与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 线性回归方程的斜率在减小, 即 $\delta^{18}\text{O}$ 随 CPF 增大而增大的速度减小; 在冷半年时段, $\delta^{18}\text{O}$ —CPF 斜率整体在增大, 即 $\delta^{18}\text{O}$ 随 CPF 增大而增大的速度增大。由于降水强度在一定程度上反映对流的强弱, 因此斜率的变化可以说明降水强度和对流强度能够改变 CPF 与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 之间的对比关系。由于暖半年对流活动的强度相对于冷半年更强, 根据前述分析, 在对流活动发展的后期, 对流越强、降水强度越大, 对流活动产生的降水中 APF 反而越大, 降水中稳定同位素越偏负。这将进一步加剧降水量效应的影响 (Kurita, 2013; Sun et al., 2019)。而在冷半年时段, 对流活动相对较弱, 随对流强度和降水强度的增大 CPF 也在增大, 从而降水中稳定同位素偏正, 降水构成对降水中稳定同位素的正向影响抵消了降水量效应的负向影响。这种对流活动强度的季节性差异使暖半年降水构成对降水中稳定同位素的影响加剧了降水量效应, 冷半年降水构成对降水中稳定同位素的影响抵消了降水量效应的影响。

表 2 长沙站不同时段以及不同降水强度条件下日对流降水占比与日降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 相关关系的变化
 Tab. 2 Variations of correlation between daily CPF and $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation with different precipitation intensities in Changsha in three periods: an entire year, warm half year and cold half year

时间尺度 Timescale	时段 Periods	参数 Parameters	日降水强度 Daily precipitation/mm						
			<5.0	<10.0	<20.0	<30.0	<60.0	<150.0	
年 An entire year	年	斜率 / 截距 Slope/intercept	1.19/-4.82	1.32/-5.15	1.36/-5.42	1.35/-5.51	1.24/-5.60	1.20/-5.62	
		相关系数 Related coefficient	0.13**	0.15**	0.14**	0.14**	0.12**	0.12**	
		样本个数 Number of samples	403	558	685	755	807	817	
	日 Daily timescale	暖半年 Warm half year	斜率 / 截距 Slope/intercept	2.78/-6.55	2.64/-6.63	2.51/-6.85	2.46/-6.88	2.31/-6.98	2.41/-7.13
			相关系数 Related coefficient	0.22**	0.21**	0.19**	0.19**	0.17**	0.17**
			样本个数 Number of samples	178	241	304	350	392	403
冷半年 Cold half year	冷半年 Cold half year	斜率 / 截距 Slope/intercept	1.83/-4.58	2.00/-4.98	2.29/-5.28	2.36/-5.37	2.42/-5.44		
		相关系数 Related coefficient	0.21**	0.22***	0.25***	0.25***	0.26***		
		样本个数 Number of samples	225	317	380	404	414		

表格中 *、** 和 *** 分别代表相关系数的信度达到 0.05、0.01 和 0.001。
 The reliability of *, ** and *** in the table is 0.05, 0.01 and 0.001 respectively.

类似地, 对长沙站在年、暖半年和冷半年时段不同降水强度下月 ΔA_{CPF} 与月降水中 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 相关关系进行分析 (表 3)。与日时间尺度下的变化相似, 在月尺度下, 随降水强度 (从月降水强度小于 200.0 mm 到小于 600.0 mm 时) 增大, 在暖半年, $\Delta\delta^{18}\text{O}-\Delta A_{\text{CPF}}$ 斜率在减小, 在冷半年, $\Delta\delta^{18}\text{O}-\Delta A_{\text{CPF}}$ 斜率在增大。这个结果同样印证了由于暖、冷半年对流活动强度不同导致降水构成不

同, 从而造成冷半年降水构成对降水中稳定同位素的影响强于降水量效应的影响。最终在数据上表现为: 随降水强度的增大, 不同季节时段 ΔA_{CPF} 与降水中 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 回归方程的斜率变化趋势不同。由于暖半年月降水强度小于 100.0 mm 以及冷半年月降水强度小于 60.0 mm 的样本很少, 在这两个等级降水强度下, ΔA_{CPF} 与 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 相关关系的统计结果的合理性还有待检验。

表 3 长沙站不同时段以及不同降水强度条件下对流降水占比月距平值与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 月距平值相关关系的变化
 Tab. 3 Variations of correlation between the monthly anomalies of CPF and $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation with different precipitation intensities in Changsha in three periods: an entire year, warm half year and cold half year

时间尺度 Timescale	时段 Periods	参数 Parameters	月降水强度 Monthly precipitation/mm			
			<60.0	<100.0	<200.0	<600.0
年 An entire year	年	斜率 / 截距 Slope/intercept	-2.71/1.19	2.27/0.37	3.51/0.30	3.67/0.27
		相关系数 Related coefficient	-0.18	0.15	0.29*	0.32**
		样本个数 Number of samples	19	36	60	72
月 Monthly timescale	暖半年 Warm half year	斜率 / 截距 Slope/intercept	-	2.55/0.52	4.43/0.30	4.33/0.28
		相关系数 Related coefficient	-	0.12	0.38*	0.42**
		样本个数 Number of samples	-	10	26	36
冷半年 Cold half year	冷半年 Cold half year	斜率 / 截距 Slope/intercept	-3.21/0.94	2.01/0.30	2.45/0.30	2.62/0.26
		相关系数 Related coefficient	-0.25	0.14	0.19	0.20
		样本个数 Number of samples	16	26	34	36

表格中 *、** 和 *** 分别代表相关系数的信度达到 0.05、0.01 和 0.001。
 The reliability of *, ** and *** in the table is 0.05, 0.01 and 0.001 respectively.

3 结论

基于长沙地区日降水中稳定同位素、降水量的实际监测数据, 以及根据 IAEA 和 ECMWF 的月降水同位素数据和 CPF 数据, 在日和月时间尺度下, 对包括长沙在内的中国季风区站点对流降水占比与降水量和降水中稳定同位素相关关系的变化特征进行分析和比较, 初步得到以下结果:

(1) 在暖半年, 季风区对流活动十分强烈, CPF 随 P 的增大而减小; 在冷半年, 季风区对流活动不如暖半年强烈, CPF 随 P 的增大而增大。对流强度的季节性变化造成了不同季节时段 CPF 与 P 之间相关关系的差异。

(2) 无论在哪个季节时段, 包括长沙在内的中国季风区大部, 降水构成都对降水中稳定同位素有明显的影响, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随 CPF 的增大而增大。

(3) 对流强度的季节性差异使得相对于暖半年, 冷半年时段降水构成对降水中稳定同位素的影响强于降水量效应的影响, 因此在冷半年长沙地区 $\delta^{18}\text{O}$ —CPF 线性回归方程的斜率随降水强度的增大而增大, 而在暖半年, $\delta^{18}\text{O}$ —CPF 斜率随降水强度的增大而减小。

参考文献

姜江, 姜大膀, 林一骅. 2015. 1961—2009 年中国季风区范围和季风降水变化 [J]. *大气科学*, 39(4): 722–730. [Jiang J, Jiang D B, Lin Y H. 2015. Monsoon area and precipitation over China for 1961—2009 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 39(4): 722–730.]

李广. 2014. 我国西南地区降水稳定同位素变化特征及水汽来源追踪的研究 [D]. 长沙: 湖南师范大学. [Li G. 2014. Study on variable characteristics of stable isotopes in precipitation and tracking the moisture sources in Southwest China [D]. Changsha: Hunan Normal University.]

李廷勇. 2018. 伪雨量效应——一个同位素气候学问题的讨论 [J]. *第四纪研究*, 38(6): 1545–1548. [Li T Y. 2018. False amount effect— a discussion on one issue of isotopic climatology [J]. *Quaternary Sciences*, 38(6): 1545–1548.]

谭明. 2009. 环流效应: 中国季风区石笋氧同位素短尺度变化的气候意义——古气候记录与现代气候研究的一次对话 [J]. *第四纪研究*, 29(5): 851–862. [Tan M. 2009. Circulation effect: climatic significance of the short term variability of the oxygen isotopes in stalagmites from monsoonal China dialogue between paleoclimate records

and modern climate research [J]. *Quaternary Sciences*, 29(5): 851–862.]

王宁练, 张世彪, 贺建桥, 等. 2009. 祁连山中段黑河上游山区地表径流水资源主要形成区域的同位素示踪研究 [J]. *科学通报*, 54(15): 2148–2152. [Wang N L, Zhang S B, He J Q, et al. 2009. Tracing the major source area of the mountainous runoff generation of the Heihe River in northwest China using stable isotope technique [J]. *Chinese Science Bulletin*, 54(15): 2148–2152.]

周慧, 章新平, 姚天次, 等. 2019. 长沙降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化对上游降水的响应分析 [J]. *第四纪研究*, 39(2): 294–308. [Zhou H, Zhang X P, Yao T C, et al. 2019. Analysis on the responses of precipitation $\delta^{18}\text{O}$ to upstream rainout in Changsha [J]. *Quaternary Sciences*, 39(2): 294–308.]

周慧. 2019. 我国大气降水中稳定同位素的多时空尺度变化及影响因素分析 [D]. 长沙: 湖南师范大学. [Zhou H. 2019. Analysis on the variation characteristics and influencing factors of precipitation stable isotope in China under different spatial and temporal scales [D]. Changsha: Hunan Normal University.]

Aggarwal P K, Romatschke U, Araguas-Araguas L, et al. 2016. Proportions of convective and stratiform precipitation revealed in water isotope ratios [J]. *Nature Geoscience*, 9(8): 624–629.

Breitenbach S F M, Adkins J F, Meyer H, et al. 2010. Strong influence of water vapor source dynamics on stable isotopes in precipitation observed in Southern Meghalaya, NE India [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 292(1/2): 212–220.

Cai Z Y, Tian L D. 2016. Atmospheric controls on seasonal and interannual variations in the precipitation isotope in the East Asian monsoon region [J]. *Journal of Climate*, 29(4): 1339–1352.

Covey C, Haagen P L. 1984. A model of oxygen isotope composition of precipitation: implications for paleoclimate data [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 89(D3): 4647–4655.

Dansgaard W. 1964. Stable isotopes in precipitation [J]. *Tellus*, 16(4): 436–468.

Fuderasu H, Ichianagi K, Yoshimura K, et al. 2011. Effects of large-scale moisture transport and mesoscale processes on precipitation isotope ratios observed at Sumatera, Indonesia [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan Ser II*, 89A: 49–59.

(下转 77 页)

- Friedman I, Machta L, Soller R. 1962. Water-vapor exchange between a water droplet and its environment [J]. *Journal of Geophysical Research*, 67(7): 2761–2766.
- Froehlich K, Kralik M, Papesch W, et al. 2008. Deuterium excess in precipitation of Alpine regions-moisture recycling [J]. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 44(1): 61–70.
- Gao S, Li C S, Jia C, et al. 2021. Hydrochemical and stable isotope ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$) characteristics and hydrogeochemical processes in the Baotu Spring Basin, eastern China [J]. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(20): 2084. DOI: 10.1007/s12517-021-08410-7.
- Gremillion P, Wanielist M. 2000. Effects of evaporative enrichment on the stable isotope hydrology of a central Florida (USA) river [J]. *Hydrological Processes*, 14(8): 1465–1484.
- Guo Y, Qin D J, Sun J, et al. 2019. Recharge of river water to karst aquifer determined by hydrogeochemistry and stable isotopes [J]. *Water*, 11(3): 479. DOI: 10.3390/w11030479.
- Liu J R, Song X F, Yuan G F, et al. 2010. Characteristics of $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over eastern monsoon China and the water vapor sources [J]. *Chinese Science Bulletin*, 55(2): 200–211.
- Pang Z H, Kong Y L, Li J, et al. 2017. An isotopic geoinicator in the hydrological cycle [J]. *Procedia Earth and Planetary Science*, 17: 534–537.
- Qiu J. 2010. China faces up to groundwater crisis [J]. *Nature*, 466(7304): 308. DOI: 10.1038/466308a.
- Wang Y, Cui B L, Li D S, et al. 2022. Stable isotopes reveal water vapor sources of precipitation over the Jiaolai Plain, Shandong Peninsula, China [J]. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 58(2): 227–241.
- Wu X C, Li C S, Sun B, et al. 2020. Groundwater hydro-geochemical formation and evolution in a karst aquifer system affected by anthropogenic impacts [J]. *Environmental Geochemistry and Health*, 42(9): 2609–2626.
- Yamanaka T, Shimizu R. 2007. Spatial distribution of deuterium in atmospheric water vapor: diagnosing sources and the mixing of atmospheric moisture [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(13): 3162–3169.
- ~~~~~
- (上接 68 页)
- Houze R A. 2004. Mesoscale convective systems [J]. *Reviews of Geophysics*, 42(4): RG4003. DOI: 10.1029/2004RG000150.
- Kurita N. 2013. Water isotopic variability in response to mesoscale convective system over the tropical ocean [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(18): 10376–10390.
- Mosley-Thompson E, Thompson L G, Grootes P M, et al. 1990. Little ice age (neoglacial) paleoenvironmental conditions at Siple Station, Antarctica [J]. *Annals of Glaciology*, 14: 199–204.
- Risi C, Bony S, Vimeux F, et al. 2008. What controls the isotopic composition of the African monsoon precipitation? Insights from event-based precipitation collected during the 2006 AMMA field campaign [J]. *Geophysical Research Letters*, 35(24): L24808. DOI: 10.1029/2008GL035920.
- Sun C J, Shanahan T M, Partin J. 2019. Controls on the isotopic composition of precipitation in the south-central United States [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(14): 8320–8335.
- Tan M. 2014. Circulation effect: response of precipitation $\delta^{18}\text{O}$ to the ENSO cycle in monsoon regions of China [J]. *Climate Dynamics*, 42(3): 1067–1077.
- Vaks A, Bar-Matthews M, Ayalon A, et al. 2003. Paleoclimate reconstruction based on the timing of speleothem growth and oxygen and carbon isotope composition in a cave located in the rain shadow in Israel [J]. *Quaternary Research*, 59(2): 182–193.
- Yang X X, Yao T D, Yang W L, et al. 2011. Co-existence of temperature and amount effects on precipitation $\delta^{18}\text{O}$ in the Asian monsoon region [J]. *Geophysical Research Letters*, 38(21): L21809. DOI: 10.1029/2011GL049353.
- Yao T D, Masson-Delmotte V, Gao J, et al. 2013. A review of climatic controls on $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the Tibetan Plateau: observations and simulations [J]. *Reviews of Geophysics*, 51(4): 525–548.
- Yu W S, Yao T D, Tian L D, et al. 2008. Relationships between $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation and air temperature and moisture origin on a south-north transect of the Tibetan Plateau [J]. *Atmospheric Research*, 87(2): 158–169.
- Zhao B, Zhang B, Shi C X, et al. 2019. Comparison of the global energy cycle between Chinese reanalysis interim and ECMWF reanalysis [J]. *Journal of Meteorological Research*, 33(3): 563–575.