

黄河流域大气降水氢、氧稳定同位素时空特征及其环境意义

李小飞, 张明军, 王圣杰, 马雪宁, 李菲

西北师范大学地理与环境科学学院, 兰州, 730070

内容提要:大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化是一个蒸发和凝结的物理过程, 与纬度、海拔、距海岸的距离、季节和降水量等因素有关, 具有规律变化的特征。根据黄河流域上中下游地区取得的降水同位素数据和降水气象资料, 分析了该区域降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的时空变化特征。研究了流域上中下游降水中稳定同位素与温度和降水量的关系, 揭示了流域降水中稳定同位素的变化规律。结果表明, 流域上游和中下游降水中稳定同位素具有不同的季节变化特征, 上游地区表现为夏季富集、冬季贫化, 中游和下游则与之相反; 在空间变化上, 流域降水稳定同位素自上而下整体趋于逐渐贫化, 波动明显, 存在显著的极值区; 黄河流域上、中下游具有不同的同位素过程, 上游地区受海拔效应和内陆循环影响显著, 而中下游则主要受季风系统和局地因素的影响。局地大气水线以及 d 与大气水汽压关系的分析表明, 流域降水在从云层底部降落到地面的过程中, 具有明显的二次蒸发现象, 并伴随着同位素的分馏。

关键词: 稳定同位素; 大气降水; 二次蒸发; 黄河流域

水循环是联系陆地表层各圈层的纽带与核心, 环境同位素作为自然水体中的重要组成部分, 尽管其所占比例很小, 却非常敏感地响应着环境的变化, 并记载着水循环演化的历史信息。氢氧稳定同位素作为研究水循环的示踪元素, 不仅在不同的水体中存在差异, 并且依赖于纬度、海拔、距海岸的距离、季节、温度和降水量等因子 (Friedman, 1953; Craig, 1961; Dansgaard, 1953, 1964), 因而通过观测同位素丰度的变化会引导我们深入认识地球化学和水循环过程 (Dansgaard, 1964)。大气降水是陆地水资源的根本来源, 也是指示气候变化的关键因子, 对其稳定同位素组成及比率大小的分析有利于判别不同区域的水汽来源 (Araguás-Araguás et al., 1998), 也可以反映大气水汽循环的整个历史 (Dansgaard, 1953, 1964)。

水循环过程中稳定同位素的研究始于 20 世纪 50 年代初。全球范围有组织的监测始于 1961 年, 国际原子能机构 (International Atomic Energy Agency, 简称 IAEA) 和世界气象组织 (World Meteorological Organization, 简称 WMO) 成立了全球大气降水同位素网络 (Global Network of Isotopes in Precipitation, 简称 GNIP), 在全球对降

水中环境同位素以及相应的气象要素进行跟踪测试, 我国于 1983 年开始加入该计划 (Araguás-Araguás et al., 1998; 章新平等, 1998)。基于大气降水中稳定同位素的研究成果是非常丰富的 (Yao T D et al., 1999; Zhang X P et al., 2001, 2007; Tian L D et al., 2003, 2007; 涂林玲等, 2004; Pang H X et al., 2006; 徐振等, 2008; Yin C L et al., 2008; Gao J et al., 2009; 吴旭东, 2009; 郑琰明等, 2009; Liu J R et al., 2010; Wen X F et al., 2010; 李小飞等, 2012), 但大多限于对局部 (或单站点) 进行研究, 对于大气降水的二次蒸发同位素效应, 仍然不十分清楚。本文利用了 GNIP 数据库中的监测数据和近年来中国大气降水稳定同位素的研究成果, 按照常规规划法, 将黄河流域划分为上中下游进行详细讨论, 旨在分析中国黄河流域大气降水稳定同位素特征以及二次蒸发同位素效应, 有助于弄清流域水汽来源和建立水循环模式, 查明水资源的时空分布规律。

1 数据与方法

1.1 研究区概况

黄河流域位于我国中北部, 源于青海省巴颜喀

注: 本文为国家自然科学基金项目 (编号 41161012, 41240001)、教育部新世纪优秀人才支持计划项目 (编号 NCET-10-0019) 和甘肃省高等学校基本科研业务费项目共同资助的成果。

收稿日期: 2012-04-15; 改回日期: 2012-08-25; 责任编辑: 黄敏。

作者简介: 李小飞, 男, 1985 年生。硕士研究生, 主要从事全球变化与地球化学研究。通讯地址: 730070, 甘肃省兰州市安宁东路 967 号, 西北师范大学地理与环境科学学院; Email: geoli2010@163.com。

拉山北麓的约古宗列盆地,从山东省垦利县注入渤海,从河源到入海口,流经 9 个省(区),全长 5464 km;流域幅员辽阔、集水面积大,流程长,流域面积为 $7.95 \times 10^5 \text{ km}^2$,地理位置 $96^\circ \sim 119^\circ \text{ E}$, $32^\circ \sim 42^\circ \text{ N}$ 之间,地势自西向东逐级下降(图 1)。流域北部属干旱气候,中部属半干旱气候,南部属湿润、半湿润气候,流域多年平均降水量为 476 mm,且主要集中于 6~9 月;气温差异较大,垂直变化明显,多年平均气温介于 $-4 \sim 14^\circ \text{ C}$,由南向北、由东向西气温逐渐降低,而且年际变化较大,蒸发能力强(黄河水利委员会黄河志总编辑室,1998)。基于研究所需,按照黄河水利委员会主导的划分方法将流域以河口镇和桃花峪为分界点划分为上中下游,河口镇以上为黄河上游,河口镇至桃花峪为中游,桃花峪以下为下游。黄河上游分布的同位素观测点包括西宁、兰州、银川及包头,太原、长武、西安、延安、高陵及华山属于中游,下游包括郑州和封丘两个观测点。

1.2 同位素数据

本文降水中氧稳定同位素的数据主要来源有 3 部分(Liu Z F et al., 2008):一部分来自 GNIP(张掖、兰州、银川、包头、太原、石家庄、天津、西安、郑州、烟台、成都、武汉、南京);一部分主要来自近些年中、日、美 3 国科学家为实施多项大型科学实验所建设的站点(德令哈、西宁、沱沱河、玉树、延安、高陵、

南郑、华山、宜昌);还有一部分源自于中国大气降水同位素网络(Chinese Network Isotopes in Precipitation,简称 CHNIP,封丘和长武)。

GNIP 提供了各站点每月的降水同位素数据,其样品收集、运输的技术程序和标准数据均由 IAEA 严格制定,同位素分析则通过会员国研究部门实验室完成,并控制全部分析误差。站点的同位素数据由 IAEA 制定成册定期发表,该数据库包含了各个站点的编号、高程、经度、纬度、取样时间、降雨类型、降雨量、氡含量($^3\text{H}/^1\text{H}$)、稳定同位素比率($^2\text{H}/^1\text{H}$ 和 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$)、分析实验室编号、气压、地面温度等信息,为全球及区域水文和大气循环研究提供可靠的基础数据。CHNIP 是基于我国国内研究的需要,对照 GNIP 以中国生态系统研究网络(Chinese Ecosystem Research Network,简称 CERN)各野外台站为依托,于 2004 年建立,系统地对我国大气降水氢氧稳定同位素进行观测(宋献方等,2004,2007)。我国非 GNIP 和 CHNIP 站点的同位素观测大多受国家自然科学基金支持,其成果已经在国内、国际期刊上公开发表,因此其数据也是可信的。本文分析主要选取位于黄河流域的西宁、兰州、银川、包头、延安、长武、高陵、西安、华山、太原、郑州、封丘观测点资料,其他站点观测资料则作为辅助点应用于黄河流域大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的空间分

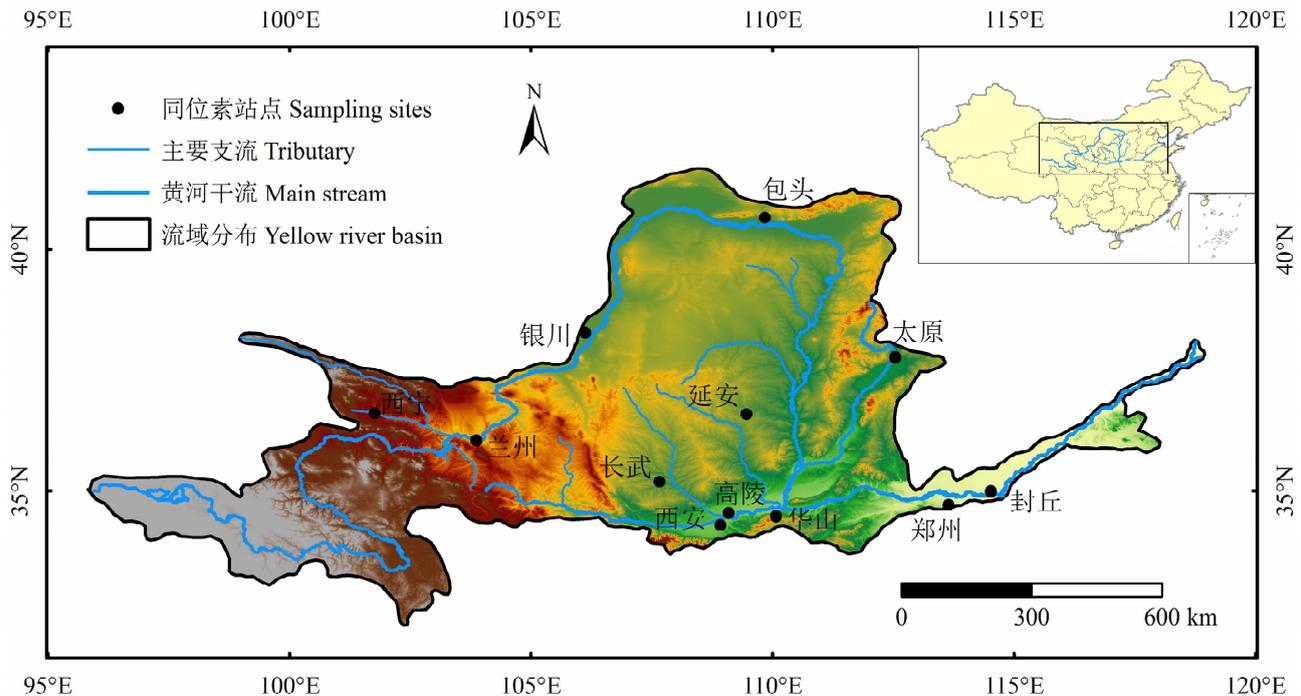


图 1 黄河流域降水稳定同位素站点分布

Fig. 1 Distribution of stable isotope in precipitation stations in the Yellow River Basin

析。该流域观测点的空间分布如图 1 所示,其基本地理数据以及降水中的氧稳定同位素数据如表 1 所示。

表 1 中,氧稳定同位素的比率 $R(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})$ 用相对于标准平均海洋水 (SMOW) 的千分差表示:

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = (R_{\text{样品}}/R_{\text{SMOW}} - 1) \times 1000 \quad (1)$$

其中, $R_{\text{样品}}$ 为降水样中 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 的比值, R_{SMOW} 为 SMOW 中 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 的比值。

降水中氧稳定同位素数据为一年或多年的加权平均值,其计算方法为:

$$\delta_{(w)} = \sum P_i \delta_i / \sum P_i \quad (2)$$

其中, $\delta_{(w)}$ 为加权平均值, P_i 为降水量, δ_i 为其相应的同位素值。

2 黄河流域大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的时空特征

2.1 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的时间变化

由于大气降水稳定氢氧同位素间存在线性关系,以下讨论主要以 $\delta^{18}\text{O}$ 为主。黄河上游观测点降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围最大,介于 $-3.06\text{‰} \sim -23.7\text{‰}$ 之间;中游次之, $\delta^{18}\text{O}$ 介于 $-1.13\text{‰} \sim -17.46\text{‰}$ 之间;下游 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围最小,在 $-2.62\text{‰} \sim -10.69\text{‰}$ 之间。此外,上游地区降水 $\delta^{18}\text{O}$ 随时间的变化具有一定的周期性:即在夏季主要降水期 $\delta^{18}\text{O}$ 值富集,冬季贫化(图 2a)。随着纬度的升高,温度不断降低,使得气团向极运动时可产生降水的水汽总量也持续减少,导致降水中重同位素的含量逐渐衰竭(Welker, 2000)。Gibson 等(2005)也指出,季节性变化在寒冷地区尤为显著,因为这些地区冬季的降水通常十分贫化并且比夏季降水时的同位素组分变化更大;中游和下游 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化则与上游相

反,夏季贫化,冬季富集(图 2b, 2c)。

综上,黄河流域大气降水同位素存在明显的季节变化规律,上游地区降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值夏季富集冬季贫化,中下游地区则表现为冬季富集夏季贫化;流域上游地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化特征,反映了其不同季节具有不同性质的水汽来源地和冷凝温度;而中下游降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值分布特征,表明其受季风气候的影响较为显著,是季风气候年周期变化规律的反映。也就是说,黄河流域大气降水同位素的特征不仅表现出中高纬度大陆内部的气候特性,同时也表现出季风气候的变化规律。

2.2 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的空间变化

根据公式(2)对降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 进行加权平均,并对其进行空间变化分析。如图 2(d)所示,从流域上游至下游, $\delta^{18}\text{O}$ 值总体上表现为减小趋势,波动明显。为了进一步揭示黄河流域降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的空间分布规律,利用该流域观测点降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的加权平均值,在 ArcGIS 软件中采用克里金插值法对其进行空间插值分析,可以得到黄河流域大气降水加权平均 $\delta^{18}\text{O}$ 的空间分布情况(图 3)。为使得插值结果更加科学合理,计算中还增添了流域周边同期的 12 个观测点(张掖、德令哈、沱沱河、玉树、成都、南郑、宜昌、武汉、南京、石家庄、天津及烟台)作为辅助。图 2(d)以及图 3 可以在大尺度上反映出黄河流域降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的空间分布特征。

黄河流域是大气环流和季风环流(东亚季风和青藏高原季风)相互作用的区域, $\delta^{18}\text{O}$ 的空间变化特征是由于环流系统的影响。源于大洋的水汽在输送过程中,随着气团的运移,重同位素总是优先从中分离出来,并且沿途通过降水过程使得水汽中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值不断贫化,因而 $\delta^{18}\text{O}$ 值表现为逐渐减小趋

表 1 黄河流域观测站点降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 及基本地理数据

Table 1 $\delta^{18}\text{O}$ and basic geographic data of sampling stations in Yellow River Basin

站点	纬度(°N)	经度(°E)	海拔(m)	年加权平均 $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	研究时段(年)	数据来源
西宁	36.62	101.77	2261	-6.83	1991~1992	章新平等, 2004
兰州	36.05	103.88	1517	-5.56	1985~1987; 1996~1999	GNIP
银川	38.29	106.13	1112	-6.62	1988~1992	GNIP
包头	40.67	109.85	1067	-7.82	1986~1992	GNIP
延安	36.60	109.47	1020	-7.17	1986~1987	张生春, 1989
长武	35.20	107.67	1200	-7.31	2005~2006	Liu J R et al., 2010
高陵	34.55	109.10	378	-7.07	1986~1987	张生春, 1989
西安	34.30	108.93	397	-7.41	1985~1992	GNIP
华山	34.48	110.08	2064.9	-10.13	1986~1987	张生春, 1989
太原	37.78	112.55	778	-8.5	1985~1992	GNIP
郑州	34.72	113.65	110	-7.04	1986~1988	GNIP
封丘	35.00	114.53	67.5	-7.84	2005~2006	Liu J R et al., 2010

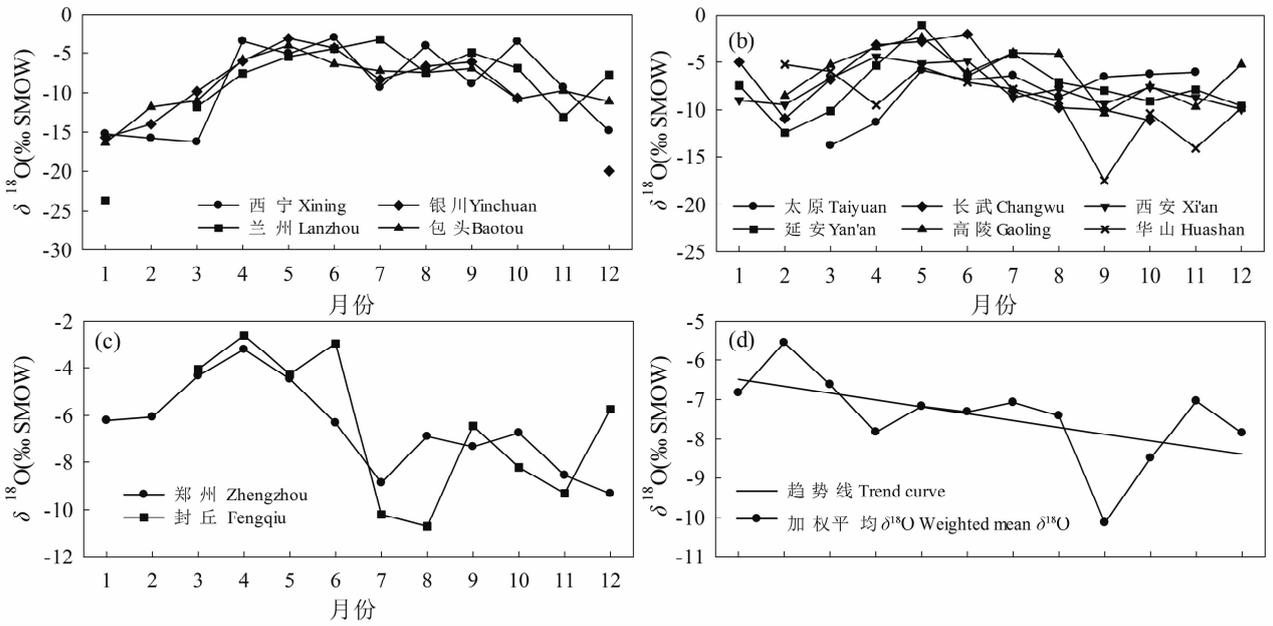


图 2 黄河流域各观测点降水中 $\delta^{18}O$ 的时空变化

Fig. 2 Spatial and temporal variations of $\delta^{18}O$ in precipitation in the Yellow River Basin

(a) — 上游; (b) — 中游; (c) — 下游; (d) — 全流域

(a) — The upper reach; (b) — the middle reach; (c) — the lower reach; (d) — the whole basin

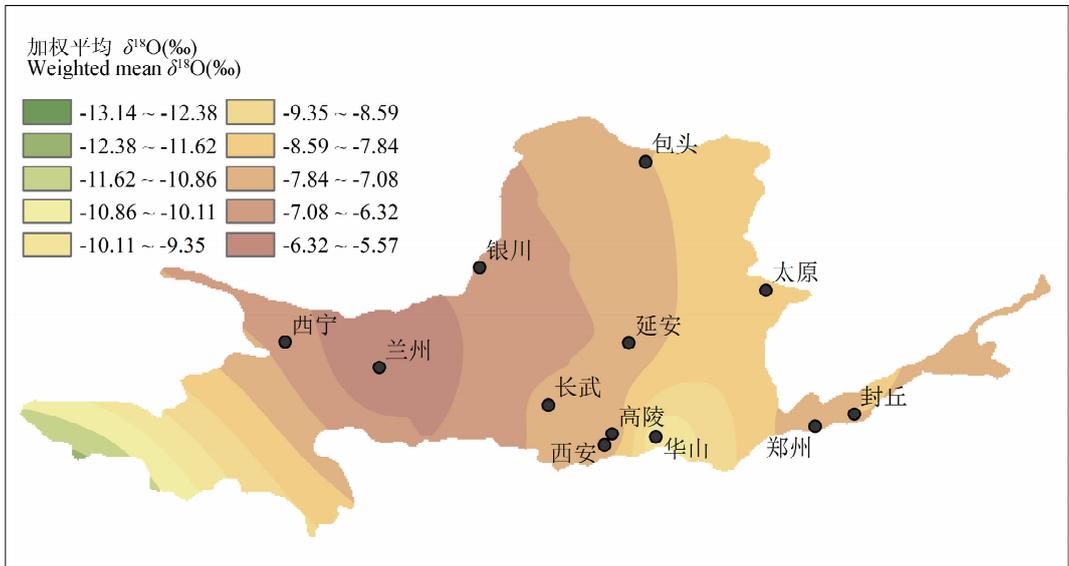


图 3 黄河流域大气降水中加权平均 $\delta^{18}O$ 的空间分布

Fig. 3 Spatial variations of the weighted $\delta^{18}O$ in precipitation in the Yellow River Basin

势。同时,这也反映了黄河流域上、中下游不同的同位素过程。流域上游为青藏高原区,由于受海拔高度的影响该区降水中 $\delta^{18}O$ 较低,实际上是海拔效应的反映;而分布于上游西北干旱区的观测点降水 $\delta^{18}O$ 较高,这主要是由于地处内陆地区,湿度小,降水量小且蒸发强烈;兰州降水中 $\delta^{18}O$ 最高,这可能与内陆循环有关,干燥的大陆气团所产生的降水中

往往富集 ^{18}O ,而且雨滴在下落过程中强烈的蒸发作用也加剧了其中 ^{18}O 的富集。流域中游和下游主要分布于东部季风区,由于湿润程度和降水量均相对较高,再加上较强的季风活动所引起的降水量效应,使得降水中 $\delta^{18}O$ 相对较低;其中,华山属于高海拔观测点,受海拔效应影响降水中 $\delta^{18}O$ 形成低值中心。下游地区虽有波动,但总的趋势仍以减小为主,

而产生波动的原因很大程度上源于局部的地理因素, 包括降水时的各种气象要素(降水量、气温、湿度等)以及当地的纬度、海拔高度等(田立德等, 1997)。

3 讨论

3.1 黄河流域大气降水线方程

全球大气降水线(Global Meteoric Water Line, 简称 GMWL)为各局地大气降水同位素的组成提供了基准, 其中斜率反映两类稳定同位素 D 和 ^{18}O 分馏速率的对比关系, 常数项指示氘对平衡状态的偏离程度(章新平等, 2005)。

由于从水汽源区到雨滴降落, 影响稳定同位素分馏的因子之间存在差异, 因此各地大气水线(Local Meteoric Water Line, 简称 LMWL)表现出不同的斜率和截距。利用黄河流域各观测点的月大气降水 δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ 构成的局地大气降水线为(图 4):

$$\delta\text{D} = 7.0\delta^{18}\text{O} + 1.43\text{‰} \quad (3)$$

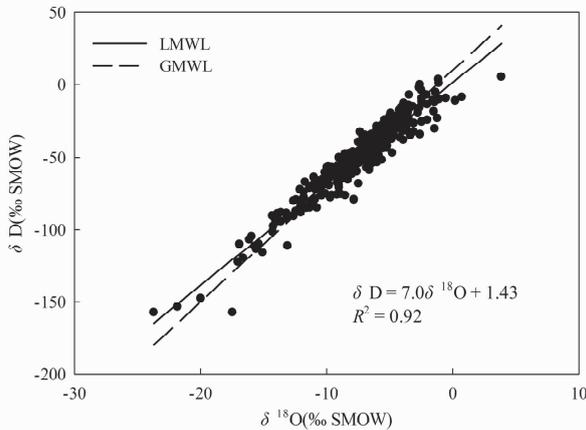


图 4 黄河流域大气水线 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 相关散布

Fig. 4 Correlated scatters between δD and $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation in the Yellow River Basin

该流域 LMWL 的斜率和截距均偏离全球的平均水平, 斜率稍小于 8 表明该地区降水的水汽来自于具有不同稳定氧同位素比率的源地(章新平等, 1998), 同时也反映了其降水历经了一定的蒸发过程。较低的斜率和截距主要是由于雨滴降落过程中受到不平衡二次蒸发引起的同位素分馏导致, 斜率和截距越小, 反映降水过程受到的蒸发作用越强烈, 表明雨滴在降水过程中受云下二次蒸发而发生强烈的同位素动力分馏效应, 使降水线的斜率和截距变小(杨郦城等, 2005; 田华等, 2007; 孟玉川等, 2010)。图 4 中 GMWL 与 LMWL 的交点 ($\delta^{18}\text{O} =$

-8.57‰ , $\delta\text{D} = -58.56\text{‰}$), 可近似反映出水汽源的原始平均同位素组成。

3.2 大气降水同位素与温度和降水量的相关关系

水循环过程中由于同位素的分馏效应, 使得不同状态水的氢氧同位素组成不同。当水蒸发时, ^1H 和 ^{16}O 相对于其重同位素来说更容易进入蒸汽相, 使得水蒸气中相对贫 D 和 ^{18}O , δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 更“负”, 而液态水中相对富集 D 和 ^{18}O 。当水蒸气凝聚成雨水时, D 和 ^{18}O 优先进入液态相中, 从而使得形成的雨水中相对水蒸气富集 D 和 ^{18}O (刘锋等, 2008)。由此基本特征进一步发现了大气降水氢氧同位素组成与多种气象因子之间存在相关关系。然而在众多影响降水同位素变化的气象因素中, 温度效应和降水量效应的重要性尤为突出, 这是因为同位素的分馏作用主要受制于相变过程中的温度(Liu J R et al., 2010)。流域以及流域上中下游地区降水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度和降水量的关系见图 5。

温度效应指同位素的组分与温度成正相关的关系, 依据流域观测点降水同位素资料, 通过与月平均温度(T)之间的回归分析, 获得该流域直线方程为:

$$\delta^{18}\text{O} = 0.16T - 9.59\text{‰} \quad (R^2 = 0.1519) \quad (4)$$

而根据流域上游的降水同位素资料, 计算出 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的相关方程为:

$$\delta^{18}\text{O} = 0.28T - 11.40\text{‰} \quad (R^2 = 0.3802) \quad (5)$$

为了进一步分析温度与降水同位素组成的影响, 对流域中下游降水资料与温度的相关性进行计算, 获得相关方程为:

$$\delta^{18}\text{O} = 0.05T - 7.79\text{‰} \quad (R^2 = 0.0209) \quad (6)$$

通过比较发现, (5)式相对于(4)式和(6)式有较大的斜率, 同时(5)式的相关性也最大, 这表明流域上游降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 受温度的影响较为明显。而出现此结论的根本原因在于, 上游地区降雨的云下二次蒸发强度受降落过程温度的影响较大, 降水同位素值随二次蒸发强度增大而升高, 进而表现出明显的温度效应。

降水量效应指随着降水量的增大, 同位素组成呈现贫化的趋势。依据收集到的流域降水同位素资料, 通过计算其与月平均降水量(P)的相关关系, 得到:

$$\delta^{18}\text{O} = 0.001P - 7.46\text{‰} \quad (R^2 = 0.0002) \quad (7)$$

而根据流域上游的降水同位素资料, 可得到流域上游降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水量的相关方程为:

$$\delta^{18}\text{O} = 0.04P - 9.51\text{‰} \quad (R^2 = 0.0958) \quad (8)$$

为了进一步分析降水量对降水同位素组成的影响,

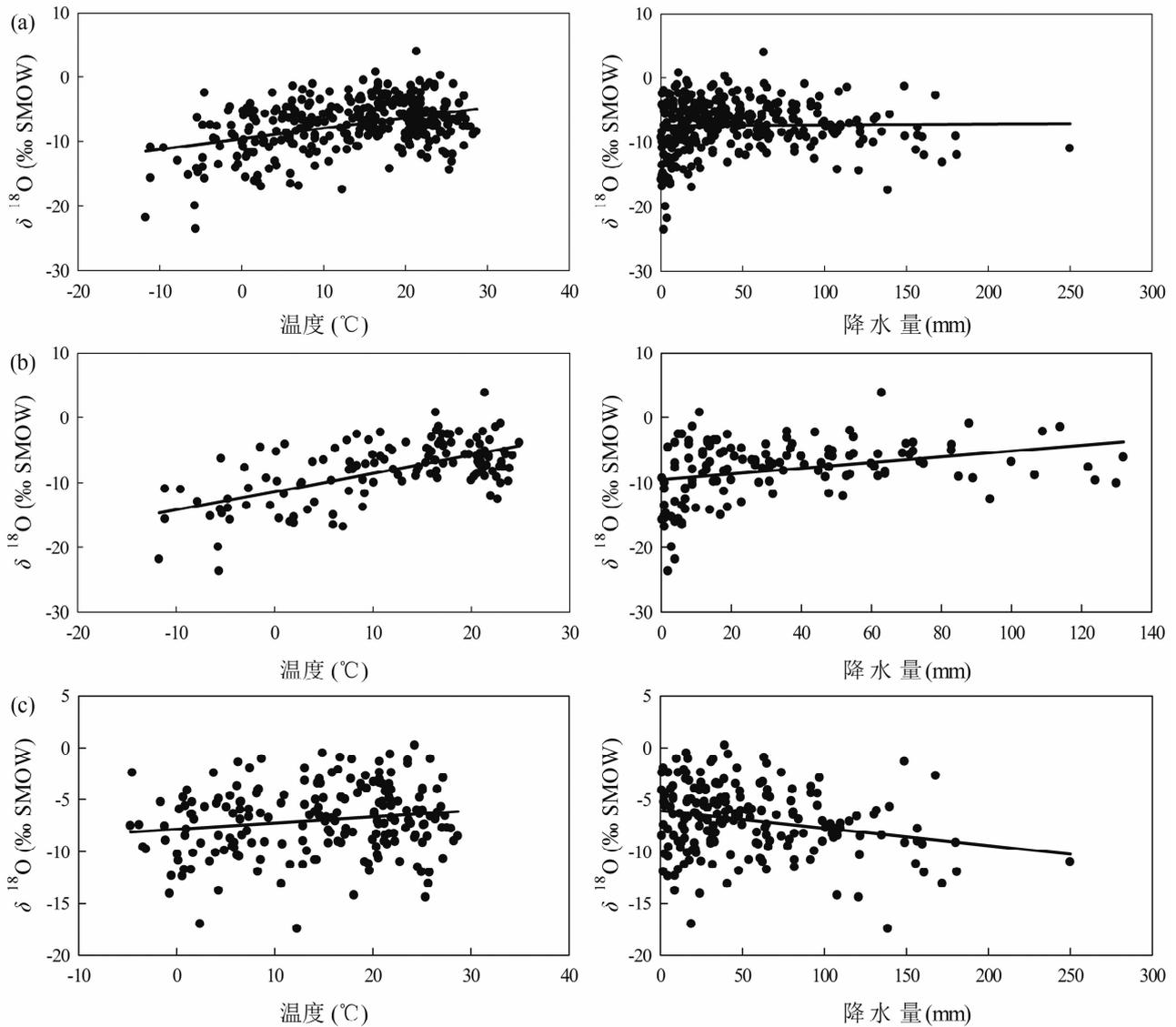


图 5 黄河流域降水中 δ¹⁸O 与温度和降水量的相关散布

Fig. 5 Correlation of δ¹⁸O in precipitation with air temperature and precipitation amount in the Yellow River Basin

(a)—全流域; (b)—上游; (c)—中下游

(a)—The whole basin; (b)—The upper reach; (c)—The middle and lower reaches

利用流域中下游降水同位素资料和降水量对其进行相关性计算, 获得相关方程为:

$$\delta^{18}O = -0.02P - 6.09\text{‰} (R^2=0.0530) \quad (9)$$

依据上面的分析可知, 黄河整个流域及流域上游降水同位素不存在降水量效应, 而中下游降水同位素值随气温的升高反而下降, 表现出较为明显的降水量效应。

3.3 大气水汽压对过量氙的影响

过量氙也称 *d* 函数 (Dansgaard, 1964), 用于评价地区大气降水因地理与气候因素偏离全球大气降水线的程度, 其表达式为:

$$d = \delta D - 8.0\delta^{18}O (\text{‰}) \quad (10)$$

不同地区大气降水的 *d* 值, 可较直观地反映该地区大气降水蒸发、凝结过程的不平衡程度, 其实际上是一个大气降水的重要综合环境因素指标 (张应华等, 2006)。当大气降水从云层底部向地面下降过程中, 云下二次蒸发对降水过量氙的值有一定影响 (Frit et al., 1987), 因此利用流域降水同位素资料, 将其依据水汽压的不同范围进行分组, 分析水汽压对过量氙的影响 (图 6)。大气降水的过量氙变化幅度较大, 随着大气水汽压的增大, *d* 值逐渐减小, 表明大气水汽压对降水的过量氙影响较大。

这是由于雨滴在降落过程中受到较强的云下二次蒸发, 不平衡蒸发引起的同位素分馏而使降雨的

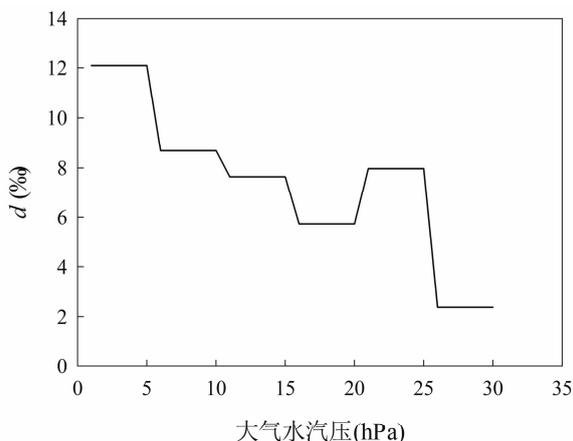


图6 黄河流域大气降水过量氘与大气水汽压的关系

Fig. 6 Correlation of d -excess in precipitation with vapor pressure in the Yellow River Basin

重同位素富集,氢氧重同位素值更高。受到不平衡的云下二次蒸发引起的同位素分馏支配,由于相态转变时分子动能差异的影响, ^{18}O 在蒸发剩余雨水中的富集比 ^2H 更为显著,这种富集导致 $\delta^{18}\text{O}$ 受云下二次蒸发的影响比 δD 更为灵敏,富集程度与云下二次蒸发强度呈正比。在降雨量变大或持续降雨的条件下,大气中的水汽含量逐步趋于饱和,水汽压逐渐变大,云下二次蒸发逐渐减弱,降雨逐渐贫化重同位素,且 ^{18}O 贫化程度比 ^2H 大,而使过量氘的值逐渐变大并趋于恒定。降水多集中于春夏季节,降水事件中较低的 d 受到了降水过程稳定同位素的二次蒸发效应影响,特别是对于一些降水量小并且持续时间较长的降水过程(孟玉川等,2010)。

4 结论

(1)对观测点氢氧稳定同位素的分析,建立了黄河流域局地大气降水线方程 $\delta\text{D} = 7.0\delta^{18}\text{O} + 1.43\text{‰}$ 。与全球大气水线相比,黄河流域大气水线斜率和截距均较低。斜率和截距越小,反映降水过程受到的蒸发作用越强烈,表明雨滴在降水过程中受云下二次蒸发而发生强烈的同位素动力分馏效应,使降水线的斜率和截距变小。

(2)黄河流域大气降水稳定同位素在不同河段具有不同的时空变化特征:从时间变化上看,流域上游 $\delta^{18}\text{O}$ 值夏季富集、冬季贫化,流域中下游则表现为冬季富集,夏季贫化;在空间变化上,则整体上表现为 $\delta^{18}\text{O}$ 值由流域上游至下游呈减小趋势,但波动明显,存在显著的极值区。

(3)黄河流域降水 $\delta^{18}\text{O}$ 受温度和降水量的影

响,在不同河段具有不同的特点。上游主要受温度效应影响,降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值较高;中游和下游则受较强的季风活动所引起的降水量效应影响,使得降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 较低。通过大气水汽压对过量氘的影响分析表明,水汽压对降水的过量氘影响较大,受降水过程稳定同位素的二次蒸发效应的影响,降水中的 d 值较低。

参 考 文 献

- 黄河水利委员会黄河志总编辑室. 1998. 黄河流域综述. 郑州:河南人民出版社, 1~474.
- 李小飞, 张明军, 李亚举, 王圣杰, 黄小燕, 马潜, 马雪宁. 2012. 西北干旱区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化特征及其水汽输送. 环境科学, 33(3): 711~719.
- 刘锋, 李延河, 林建. 2008. 北京永定河流域地下水氢氧同位素研究及环境意义. 地球学报, 29(2): 161~166.
- 孟玉川, 刘国东. 2010. 长江流域降水稳定同位素的云下二次蒸发效应. 水科学进展, 21(3): 327~334.
- 宋献方, 于静洁. 2004. 国际环境同位素水文学会议纪要及我国的研究对策. 水文地质工程地质, 31(1): 114~115.
- 宋献方, 柳鉴容, 孙晓敏, 袁国富, 刘鑫, 王仕琴, 侯士彬. 2007. 基于CERN的中国大气降水同位素观测网络. 地球科学进展, 22(7): 738~747.
- 田华, 段昭毅. 2007. 陕西关中盆地大气降水同位素研究. 地下水, 29(2): 1~2, 9.
- 田立德, 姚檀栋, 蒲健辰, 杨志红. 1997. 拉萨夏季降水中稳定同位素变化特征. 冰川冻土, 19(4): 295~301.
- 涂林玲, 王华, 冯玉梅. 2004. 桂林地区大气降水的D和 ^{18}O 同位素的研究. 中国岩溶, 23(4): 304~309.
- 吴旭东. 2009. 成都地区大气降水稳定同位素组成反应的气候特征. 地质学报, 29(1): 52~54, 58.
- 徐振, 刘玉虹, 王中生, 崔军, 徐庆, 安树青, 刘世荣. 2008. 卧龙降水稳定同位素与季风活动的关系. 环境科学, 29(4): 1007~1013.
- 杨郦城, 候光才, 文东光, 庞忠和, 王冬. 2005. 鄂尔多斯盆地大气降水氢氧同位素的组成与季节效应. 地球学报, 26(增刊): 289~292.
- 张生春. 1989. 陕西省现代大气降水氢氧稳定同位素组成特征研究. 陕西地质, 7(2): 57~66.
- 张应华, 仵彦卿, 温小虎, 苏建平. 2006. 环境同位素在水循环研究中的应用. 水科学进展, 17(5): 738~747.
- 章新平, 姚檀栋. 1998. 我国降水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 的分布特点. 地理学报, 53(4): 356~363.
- 章新平, 刘晶淼, 田立德, 姚檀栋. 2004. 亚洲降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 沿不同水汽输送路径的变化. 地理学报, 59(5): 699~708.
- 章新平, 孙维贞, 刘晶淼. 2005. 西南水汽通道上昆明站降水中的稳定同位素. 长江流域资源与环境, 14(5): 665~669.
- 郑琰明, 钟巍, 彭晓莹, 薛积彬, 赵引娟, 马巧红, 蔡颖. 2009. 粤西云浮市大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与水汽来源的关系. 环境科学, 30(3): 637~643.

- Araguás-Araguás L, Froehlich K, Rozanski K. 1998. Stable isotope composition of precipitation over Southeast Asia. *Journal of Geophysical Research*, 103(D22): 28721~28742.
- Craig H. 1961. Isotopic variation in meteoric waters. *Science*, 133(3465): 1702~1703.
- Dansgaard W. 1953. The abundance of $\delta^{18}\text{O}$ in atmospheric water and water vapour. *Tellus*, 5(4): 461~469.
- Dansgaard W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4): 436~468.
- Friedman I. 1953. Deuterium content of natural waters and other substances. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4(1~2): 89~103.
- Frita P, Drimmie R J, Frapce S K, O'Shea K. 1987. The isotopic composition of precipitation and groundwater in Canada. In: *International Atomic Energy. Isotope Techniques in Water Resources Development*. Vienna: International Atomic Energy Agency, 539~550.
- Gao J, Tian L D, Liu Y Q, Gong T L. 2009. Oxygen isotope variation in the water cycle of the Yamzho Lake Basin in Southern Tibetan Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 54(16): 2758~2765.
- Gibson J J, Edwards T W D, Birks S J, St Amour N A, Buhay W M, Meecham P, Wolfe B B, Peters D L. 2005. Progress in isotope tracer hydrology in Canada. *Hydrological Processes*, 19(1): 303~327.
- Liu J R, Song X F, Yuan G F, Sun X M, Liu X, Wang S Q. 2010. Characteristics of $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over eastern monsoon China and the water vapor sources. *Chinese Science Bulletin*, 55(2): 200~211.
- Liu Z F, Tian L D, Chai X R, Yao T D. 2008. A model-based determination of spatial variation of precipitation $\delta^{18}\text{O}$ over China. *Chemical Geology*, 249(1~2): 203~212.
- Pang H X, He Y Q, Lu A G, Zhao J D, Ning B Y, Yuan L L, SONG B. 2006. Synoptic-scale variation of $\delta^{18}\text{O}$ in summer monsoon rainfall at Lijiang, China. *Chinese Science Bulletin*, 51(23): 2897~2904.
- Tian L D, Yao T D, Schuster P F, White J W C, Ichiyangi K, Pendall E, Pu J C, Yu W S. 2003. Oxygen-18 concentrations in recent precipitation and ice cores on the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 108(D9): 4293~4302.
- Tian L D, Yao T D, Macclune K, White J W C, Schilla A, Vaughn B, Vachon R, Ichiyangi K. 2007. Stable isotopic variations in west China: A consideration of moisture sources. *Journal of Geophysical Research*, 112, D10112, doi: 10.1029/2006JD007718.
- Welker J M. 2000. Isotopic ($\delta^{18}\text{O}$) characteristics of weekly precipitation collected across the USA: An initial analysis with application to water source studies. *Hydrological Processes*, 14(8): 1449~1464.
- Wen X F, Zhang S C, Sun X M, Yu G R, Lee X H. 2010. Water vapor and precipitation isotope ratios in Beijing, China. *Journal of Geophysical Research*, 115, D01103, doi: 10.1029/2009JD012408
- Yao T D, Masson V, Jouzel J, Stievenard M, Sun W Z, Jiao K Q. 1999. Relationships between $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation and surface air temperature in the Urumqi River Basin, East Tianshan Mountains, China. *Geophysical Research Letters*, 26(23): 3473~3476.
- Yin C L, Yao T D, Tian L D, Liu D N, Yu W S, Qu D M. 2008. Temporal variations of $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric water vapor at Delingha. *Science in China (Series D)*, 51(7): 966~975.
- Zhang X P, Nakawo M, Fujita K, Yao T D, Han J K. 2001. The variation of precipitation $\delta^{18}\text{O}$ in Langtang Valley, Himalayas. *Science in China (Series D)*, 31(3): 206~213.
- Zhang X P, Liu J M, Sun W Z, Huang Y M, Zhang J M. 2007. Relations between oxygen stable isotopic ratios in precipitation and relevant meteorological factors in southwest China. *Science in China (Series D)*, 50(4): 571~581.

Spatial and Temporal Variations of Hydrogen and Oxygen Isotopes in Precipitation in the Yellow River Basin and Its Environmental Significance

LI Xiaofei, ZHANG Mingjun, WANG Shengjie, MA Xuening, LI Fei

College of Geography and Environment Sciences, Northwest Normal University, Lanzhou, 730070

Abstract

Variation of $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation is a physical process of evaporation and condensation and closely related to various factors, such as latitude, altitude, distance from coast, seasonal variation and precipitation amount, and have characteristics of regular change. According to isotope data in precipitation and meteorological data obtained from upper, middle and lower reaches of the Yellow River Basin, spatial and temporal variation characteristics of isotope in precipitation was analyzed. The relationship between stable isotopes in precipitation and temperature, as well as precipitation amount, reveal the changing regularity of stable isotopes in precipitation over the Yellow River Basin. The results indicate that the seasonal variations of stable isotopes in precipitation have different features in the upper, middle and lower reaches of the Yellow River Basin, with enrichment of stable isotopes in summer and depletion in winter for the upper reaches, and opposite features present in the middle and lower reaches. The spatial distribution shows that stable isotopes in precipitation tends to decrease from upper reaches to lower reaches generally, with significant fluctuation and the extremum area. Different reaches of the Yellow River have different isotope process, and the altitude effect and circulation of internal continent affect stable isotopes in precipitation significantly in the upper reaches, while stable isotopes in the middle and lower reaches are influenced by monsoon system and local factors. Analysis of local meteoric water line and correlation of d -excess in precipitation with vapor pressure suggests that rainfall events undergo secondary evaporation accompanied by isotope fractionation during rain drops descent from the cloud base to the ground.

Key words: stable isotopes; precipitation; secondary evaporation; Yellow River Basin