

黄河水氢、氧同位素组成的空间变化特征及其环境意义

高建飞¹⁾, 丁悌平¹⁾, 罗续荣¹⁾, 田世洪¹⁾, 王怀柏²⁾, 李明²⁾

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京, 100037;

2) 黄河水利委员会水文局, 郑州, 450004

内容提要:2005年7月从黄河源头到渤海入海口沿黄河干流系统采集了24个水样,对水的氢氧同位素组成进行了分析。黄河水 δD 和 $\delta^{18}O$ 值的变化范围分别为 $-91\text{‰} \sim -44\text{‰}$ 和 $-12.4\text{‰} \sim -4.2\text{‰}$,并且二者都表现出从上游到下游整体逐渐上升的趋势,但青海玛多样品除外。黄河水 $\delta^{18}O$ 和 δD 的线性关系方程为 $\delta D = 5.69 \times \delta^{18}O - 15.51$,其斜率5.69稍低于整个黄河流域雨水方程($\delta D = 6.7 \times 10^{-3} \delta^{18}O - 5.96$)的斜率6.7,明显低于中国雨水方程的斜率7.9($\delta D = 7.9 \times \delta^{18}O + 8.2$)。黄河水氢氧同位素组成的分析表明,其 δD 和 $\delta^{18}O$ 值的变化主要受黄河流域干旱自然环境的影响。当黄河流域大气降水降至地表成为地表水后,人类筑坝和工农业取水使径流量减少,水体受本身的蒸发作用和多次循环使用导致长时间停留地表产生进一步蒸发的双重影响。同时对黄河水 ΔD 值的变化也进行了讨论,表明该值反映出黄河水氢氧同位素组成受到了区域环境特征、降水云团在迁移过程中的变化趋势及区域性水汽循环参与程度等因素的影响。

关键词:黄河;氢氧同位素;蒸发

自上个世纪八、九十年代以来,对欧洲、亚洲、非洲、北美和南美等热带和温带河流元素的地球化学循环研究与同位素示踪研究(碳、氢、氧、硫、硼、锂同位素等同位素)逐渐成为热点,其中氢氧同位素研究较为广泛。目前已有报道的世界大河包括印度恒河、欧洲多瑙河、南美洲亚马逊河、韩国汉江、中国长江与黄河等(Zhang et al., 1990; Ramesh et al., 1992; Martinelli et al., 1996; Pawellek et al., 2002; Karr et al., 2002; Ryu et al., 2007;)。

Ramesh等(1992)首次对恒河干流及其主要支流在一年中不同月份(5月、9月、11月)所采集水样进行了系统的氢氧同位素研究,结果表明恒河水氢氧同位素比值的变化主要是由蒸发作用引起的。Pawellek等(2002)对多瑙河干流上游地区及其主要支流进行了水化学和各种同位素比值研究(碳、氢、氧、硫、锶),得出其氢氧同位素比值的变化受蒸发作用影响很小,但受水体混合作用明显,即当阿尔卑斯南部支流汇入干流后,支流氢氧同位素比值对

干流氢氧同位素比值的变化影响较大。Martinelli等(1996)和Karr等(2002)对亚马逊河流域氢氧同位素组成进行了示踪研究, Martinelli等(1996)利用氢氧同位素比值示踪亚马逊河流域不同来源水体所形成的水蒸气在大气中各自所占比例,但未得到明确结论,需进一步采集样品进行论证;Karr等(2002)研究了亚马逊河流域在不同时间(1989年8月、1990年3月、1990年5月、1991年11月)所采集水样的氢氧同位素比值变化,得出比值的变化与该流域季节性水文过程相对应。Ryu等(2007)对韩国汉江水化学和同位素组成进行了系统研究,表明夏季高温和持续蒸发双重作用是引起重同位素(^{18}O 、D)富集的主要原因。Zhang等(1990)对中国黄河与长江河口地区氧同位素比值进行了对比研究,得出二者氧同位素比值的不同是受到了海洋-大陆效应、高度效应和不同水汽来源的影响。

黄河是中国继长江之后的第二大水系,是西北、华北地区的重要水源。黄河多年平均河川径流量约

注:本文为国家自然科学基金项目(编号40673005)和科技部社会公益项目(编号2004DIB3J081)资助的成果。

收稿日期:2010-10-27;改回日期:2011-03-21;责任编辑:周健。

作者简介:高建飞,女,1978年生。现任中国地质科学院矿产资源研究所助理研究员,主要从事同位素地球化学研究。Email:tony_and_mary@126.com。

DOI:CNKI:11-1951/P.20110330.1319.064 网络出版时间:2011-3-30 13:19

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.P.20110330.1319.064.html>

$580 \times 10^8 \text{ m}^3$, 占全国总量的 2%, 居我国七大江河的第五位, 为农业、工业和生活用水提供了大量淡水资源, 在我国经济发展中占有举足轻重的地位。黄河流域河川径流主要由大气降水补给, 由于受海陆位置、大气环流及季风影响, 黄河流域的降水存在明显的时空差异。在时间上, 年内变化大、降水季节性强, 年降水量主要集中在夏季的 6~9 月(汛期), 占全年降雨量的 70% 以上; 而在非汛期, 降雨量少, 致使有些河段可能出现断流状态。在地域上, 流域降水大部分来自兰州以上及龙门到三门峡区间, 占年径流量的 80% 以上。

我国学者对黄河水的研究多侧重于水化学组成及其影响因素, 近十几年来, 同位素示踪研究逐渐兴起, 蔡德陵等(1993, 2004)分别研究了黄河河口区有机碳的碳同位素组成和黄河支流无定河的碳氮同位素组成。Li(1993)揭示了黄河三角洲 ^{210}Pb 的多阶分布与河口变迁的关系。袁瑞强等(2006)研究了黄河三角洲浅层地下水的氢氧同位素组成, 讨论了浅层地下水与黄河水间的补给关系, 并得出黄河三角洲地区的潜水和承压水是在来源和起因上完全不同的两种水。钱会等(2007)研究了黄河支流都思兔河的氢氧同位素组成沿程变化, 表明其同位素比值变化受到了地下水补给和蒸发作用双重过程的影响。苏小四等(2003, 2006)对黄河水 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 和 ^3H 的沿程变化特征及其影响因素进行了系统研究, 并讨论了黄河水主要化学组分与 $\delta^{13}\text{C}$ 的沿程变化特征。

张应华等(2007, 2009)对青藏高原黄河源头地区与玛多地理位置接近的黑河流域降水和河水(2000.08~2001.08)的氧同位素组成变化进行了研究, 该地区河水全年 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值约为 -8‰ , 大气降水方程斜率值为 4.14, 其氢氧同位素组成变化受到强烈蒸发作用引起的同位素分馏影响, 这与田立德等(2002, 2008)对青藏高原干旱区内陆地地表蒸发作用参与水汽循环的研究结论一致, 但程度难以确定, 需进一步工作。张应华等(2007)得到黑河流域 2001 年 7 月降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值约为 -4‰ , 与苏小四等(2003)研究得到的 2000 年 8~9 月玛多地区黄河水 $\delta^{18}\text{O}$ 值 -11.8‰ 差异明显。由于地表径流主要由大气降水补给, 因此, 对于黄河流域氢氧同位素组成及其变化特征还有必要进一步深入研究。

1 样品的采集和分析

2005 年 7 月汛期从黄河源头到入海口共采集了 24 个样品(图 1, 表 1), 其中 21 个由黄河水利委员会采集、3 个由中国地质科学院矿产资源研究所采集(M-01~M-03)。由黄河水利委员会采集的 21 个水样是各水文站流速仪断面采集的不同深度混合水样, 由中国地质科学院矿产资源研究所采集的样品取自河水中间位置, 所有样品体积约 5 L, 密封保存于塑料桶内。样品采集时远离工厂等各种污染源和河水的汇合区域。样品经静置沉淀后将悬浮物和水溶液分离, 上层清液用虹吸管吸至事先用蒸馏水

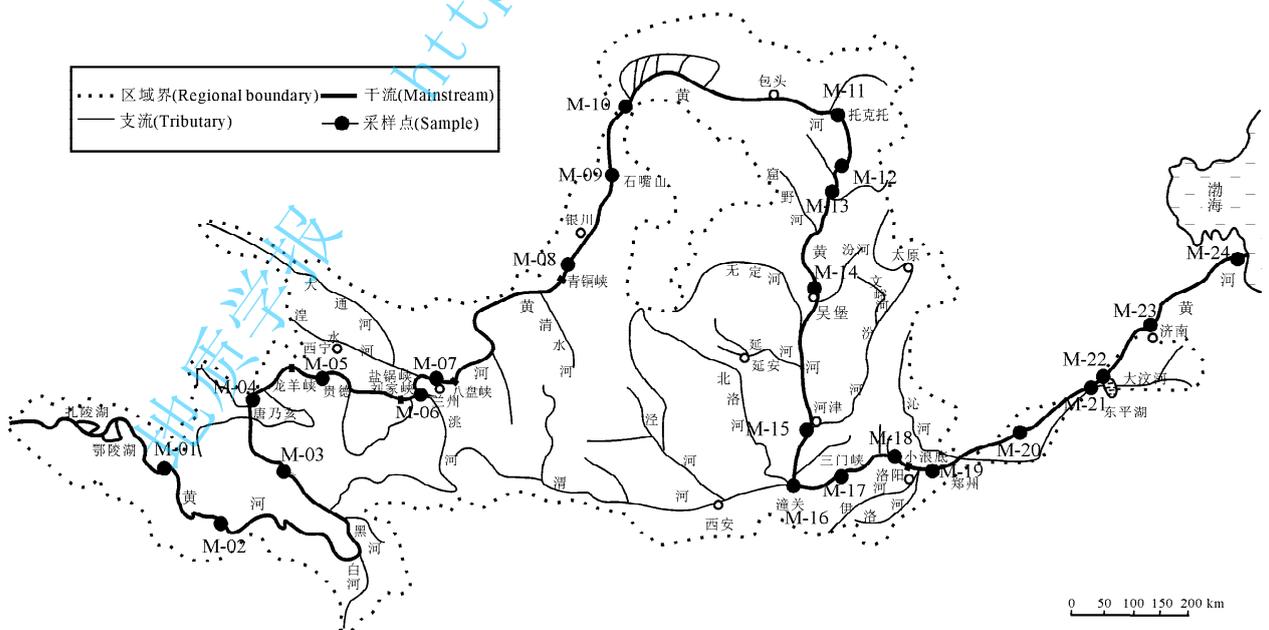


图 1 黄河流域采样位置示意图

Fig. 1 A map showing sample locations

清洗并干燥的塑料桶中,以备氢氧同位素分析。

δD 、 $\delta^{18}O$ 分别采用 Zn 还原法(Friedman, 1953)和 CO_2-H_2O 平衡法(Cohn et al., 1938)生成氢气和二氧化碳气体,然后在气体质谱仪 MAT-253 进行同位素测试。氢、氧同位素的分析精度分别为 $\pm 2\%$ 和 $\pm 0.2\%$,所有的氢、氧同位素测量结果都是相对于国际标准 V-SMOW 表示。

所有水样的氢氧同位素分析制样和测量均由国土资源部同位素实验室完成。

2 结果与讨论

对采集的黄河干流的样品进行了氢氧同位素比值测定,结果列于表 1。

表 1 黄河水系氢氧同位素组成

Table 1 Hydrogen and oxygen isotope compositions in the Yellow River

样品编号	$\delta D_{V-SMOW}(\text{‰})$	$\delta^{18}O_{V-SMOW}(\text{‰})$	$\Delta D(\text{‰})$	采样位置	水文站
M-01	-44	-4.2	-10.4	青海玛多县	玛多
M-02	-86	-11.9	9.2	青海达日县	达日
M-03	-86	-12.3	12.4	青海军功乡	拉加
M-04	-91	-12.4	8.2	青海兴海县	唐乃亥
M-05	-78	-11.0	10.0	青海贵德县	贵德
M-06	-73	-10.7	12.6	甘肃永靖县	小川
M-07	-66	-9.7	11.6	甘肃兰州市	兰州
M-08	-66	-9.7	11.6	宁夏青铜峡市	青铜峡
M-09	-72	-9.7	5.6	宁夏石嘴山市	石嘴山
M-10	-65	-9.2	8.6	内蒙磴口县	巴彦高勒
M-11	-65	-8.3	1.4	内蒙托克托县	头道拐
M-12	-65	-9.0	7.0	山西河曲县	河曲
M-13	-69	-9.2	4.6	陕西府谷县	府谷
M-14	-68	-8.7	1.6	陕西吴堡县	吴堡
M-15	-70	-8.8	0.4	陕西韩城市	龙门
M-16	-51	-7.5	9.0	陕西渭南市	潼关
M-17	-63	-8.2	2.6	河南三门峡市	三门峡
M-18	-63	-8.3	3.4	河南济源市	小浪底
M-19	-58	-7.9	5.2	河南郑州市	花园口
M-20	-62	-8.2	3.6	山东东明县	高村
M-21	-63	-8.2	2.6	山东梁山县	孙口
M-22	-60	-8.0	4.0	山东聊城市	艾山
M-23	-55	-7.1	1.8	山东济南市	泺口
M-24	-63	-7.8	-0.6	山东东营市	利津

注: ΔD 为氘盈余,用于反映样品氢氧同位素组成因地理与气候因素偏离全球大气降水的程度。

2.1 黄河全流域 $\delta^{18}O$ 、 δD 、 ΔD 值的空间变化

图 2 表示出黄河干流和支流水样 $\delta^{18}O$ 和 δD 值的变化情况。总体来说,从上游到下游,除了玛多外(M-01), $\delta^{18}O$ 和 δD 值逐渐升高,表明云团从海洋向陆地迁移过程中,轻同位素逐渐富集,符合降雨过程的一般规律,与苏小四等(2003)在 2000 年雨季的研究结果一致。其中,尤为特殊的是玛多样品, δD 和 $\delta^{18}O$ 值明显高于其他样品,这可能是由于源头地区地势平缓,汇水环境相对平稳,既无较大地表支流的加入,也没有大面积灌溉的农田,湖沼中汇集的雨水和融化雪水受到强烈蒸发作用的影响,并且该采样点位于整个黄河流域蒸发作用最强烈的地区,同属于该地区的青海湖水位已明显下降,其蒸发能力

是地表径流的近 3 倍(孙永亮等,2008)。

为与苏小四等(2003)2000 年 8~9 月黄河水氢氧同位素数据对比,将玛多、唐乃亥、贵德、兰州、青铜峡、吴堡、潼关、花园口、利津 9 个相同采样点的数据进行对比。如图 3 所示:本研究与苏小四等(2003)得到的氢氧同位素整体变化趋势相同,但位于黄河源区的玛多、上游唐乃亥、中游潼关、入海口利津 4 个采样点氢氧同位素比值存在差异:①玛多站点二者差异巨大(氢、氧同位素分别为 -44% 、 -4.2% 和 -83% 、 -11.8%)。本研究得到的黄河水化学分析结果与苏小四等(2006)得到的 2001 年旱季变化趋势基本一致,其中玛多站点阴、阳离子值均显著高于上游其他地区,表现出明显浓缩富集的

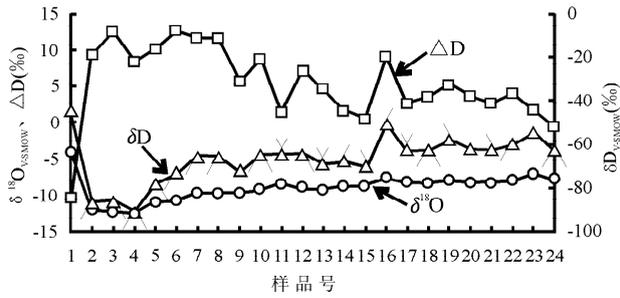


图 2 黄河全流域 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 、 ΔD 值的变化
Fig. 2 Variations of $\delta^{18}\text{O}$, δD , ΔD values of water in the Yellow River

图中样品号与表 1 相对应

Sample No. in the figure correspond to table 1

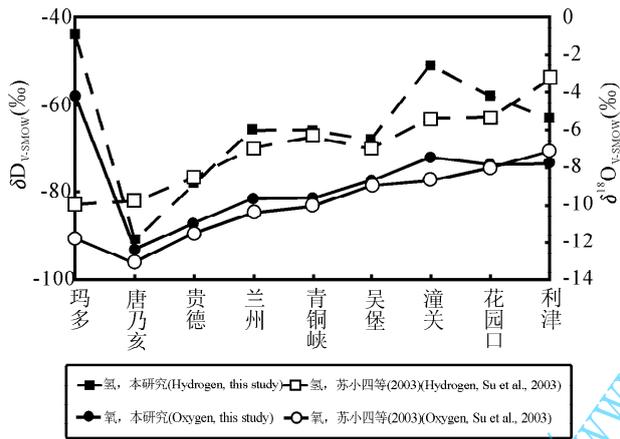


图 3 黄河沿岸 9 个站点 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 值变化对比图
Fig. 3 Variations of $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of water in the Yellow River on nine sites

特点,表明该地区受强蒸发作用影响明显。而在蒸发强烈条件下,轻同位素会优先分离出来,重同位素逐渐富集,这样就会使得该地区氢氧同位素比值明显高于上游其他地区。本文研究结果与张应华等(2007)结果一致,而与苏小四等(2003)的相异。②唐乃亥(氢、氧同位素分别为 -91% 、 -12.4% 和 -82% 、 -13.1%)、潼关(氢、氧同位素分别为 -51% 、 -7.5% 和 -63% 、 -8.7%)、利津(氢、氧同位素分别为 -63% 、 -7.8% 和 -54% 、 -7.2%) 站点均略有不同,可能与采样位置、时间、天气条件等差异有关。

2.2 水中 δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系

从黄河水的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 的相关图(图 4)中可以看出,二者之间呈现明显的线性关系,关系方程为:
 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} = 5.69 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} - 15.51$, 相关系数为 0.91。该方程与 Craig(1961)首次提出的全球雨水

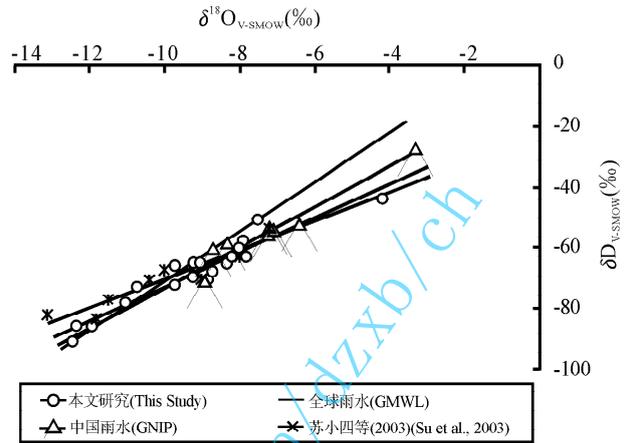


图 4 黄河水与苏小四等(2003)、全球雨水(GMWL)、中国雨水(GNIP)的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的比较

Fig. 4 The relationship of $\delta^{18}\text{O}$ and δD of the Yellow River water, Su et al. (2003), Global Meteoric Water Line and Chinese Meteoric Water Line

方程(GMWL): $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} = 8 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} + 10$ 和郑淑蕙等(1983)报道的中国现代大气降水线方程: $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} = 7.9 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} + 8.2$ 相比,黄河水的斜率值(5.69)明显小于后二者(8、7.9);但根据 GNIP 的 7 个主要监测站点平均值得出的黄河流域 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 雨水方程(表 2): $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} = 6.71 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} - 5.96$ (相关系数为 0.94)和苏小四等(2003)得到的 2000 年雨季黄河水 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 关系方程: $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} = 4.71 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} - 22.64$ (相关系数为 0.92)相比,斜率值较接近,表明黄河干流水氢氧同位素比值除继承该地区大气降水中二者的组成特点外,主要是受到其他因素影响,尤其体现了蒸发作用的影响。

黄河水上游(头道拐以上地区干流水体)、中游(花园口以上地区干流水体)、下游(利津以上地区干流水体) δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ 关系方程分别为: $\delta\text{D} = 5.50 \times \delta^{18}\text{O} - 17.40$ 、 $\delta\text{D} = 5.72 \times \delta^{18}\text{O} - 15.16$ 、 $\delta\text{D} = 5.69 \times \delta^{18}\text{O} - 15.51$, 与之自然地理条件相近的黄河沿岸包头站以上地区各水文站、郑州站以上地区各水文站、烟台站以上地区各水文站的雨水方程分别为: $\delta\text{D} = 6.51 \times \delta^{18}\text{O} - 6.02$ 、 $\delta\text{D} = 6.71 \times \delta^{18}\text{O} - 6.07$ 、 $\delta\text{D} = 6.71 \times \delta^{18}\text{O} - 5.96$ (表 2)。整体来说,黄河水氢氧同位素关系方程与相邻地区的雨水方程差异不大,但前者比后者斜率值略小。黄河流域进入汛期后,从 7 月开始,随着季风降水的大规模爆发,降水量增大,水量充沛,使得黄河水 δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的线性关系与该地区的雨水方程较接近。但受黄河流域气

表2 黄河沿岸全球大气降水同位素监测网主要观测站氢氧同位素比值

Table 2 The values of $\delta^{18}\text{O}$ and δD of main observation stations near the Yellow River from Global Network of Isotopes in Precipitation

站名	$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 平均值(‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 平均值(‰)	ΔD 平均值(‰)	雨水方程	采集数据的年份
兰州	-27.1	-3.3	3.9	$\delta\text{D}=6.51\delta^{18}\text{O}-6.02$	/
银川	-58.6	-8.3	8.1		1988~2000
包头	-54.8	-7.2	2.9		1986~1992
太原	-52.3	-6.4	-0.8	$\delta\text{D}=6.71\delta^{18}\text{O}-6.07$	1986~1988
西安	-60.4	-8.7	9.4		1985~1992
郑州	-70.4	-8.9	0.6		1985~1992
烟台	-53.5	-7.2	3.8	$\delta\text{D}=6.71\delta^{18}\text{O}-5.96$	1986~1990

注:表中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 的平均值是依据全球大气降水同位素监测网相关站点多年监测值计算所得。

候、地理及人文因素影响,使得黄河水的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值产生变化:①黄河上游草原湿地发育,气候干旱,主要受到蒸发作用影响,源头地区尤其突出;②中游两岸有大规模农田和人口聚集区,工农业生产发达,取水导致径流量有所减少,且黄河水反复多次地循环使用,必定会伴随一定程度的蒸发作用,因此,受到了人为和自然环境双重作用的影响;③下游由于泥沙淤积使得河床高出地面,不但支流无法汇入,河水反而大量补给地下水,据袁瑞强等(2006)关于黄河三角洲浅层地下水的研究,得出潜水层 δD 和 ^{18}O 的关系方程: $\delta\text{D}=5.6\times\delta^{18}\text{O}-15.3$,表明地下水在很大程度上接受了黄河水的补给。因此,下游以上地区 δD 与 ^{18}O 关系方程表明:由于黄河 80% 以上的降水来自于花园口以上地区,下游地区降水少,其河水 δD 、 ^{18}O 的组成主要继承了中游河水中氢氧同位素的组成特点。

2.3 影响氢、氧同位素组成的主要因素

从本文研究来看,黄河水 δD 和 ^{18}O 同位素比值变化主要受到自然环境和人类活动双重影响。从自然环境角度来说,主要受两方面因素影响:①干旱气候条件下的蒸发作用:在干旱气候下,当水源补给少时,蒸发的过程会使水体体积不断减少、水中离子浓度不断升高,重同位素留存比例增大,使得氢氧同位素比值升高,尤以黄河源头地区显著。②大气降水与蒸发损耗之间的关系,当降雨充沛、水量充足时,蒸发作用和工农业取水对氢氧同位素比值的影响并不十分明显。相反,在降水补给较少而取水量较大的黄河中下游地区,水量损耗明显,氢氧同位素比值变大。

从人类活动角度来说,主要有两方面的因素:①人类对黄河流域地表径流的强制性调节,由于在黄河干流修建了许多大小不一的水利枢纽工程,改变了河水的天然径流量,这种调节作用也会对水的氢

氧同位素比值产生影响,当水库处于蓄水期,下游缺少补给,径流量减少程度会凸显蒸发作用强度,使得氢氧同位素比值不同程度升高。其中,位于刘家峡水库和盐锅峡水库下游的小川采样点、八盘峡下游的兰州采样点和位于青铜峡水库下游的青铜峡采样点较明显。②人类从事工农业生产需要大量黄河流域地表水,除了城市工业生产和生活用水外,水资源主要用于两岸的农业灌溉,径流量减少和重复的循环利用同样使黄河水的氢氧同位素比值升高。因此,人类修建众多不同规模的水库和大面积灌溉农田取水引起黄河水区域分布不均,在降水少的季节甚至导致下游地区发生“断流”,对氢氧同位素比值变化产生影响。

2.4 黄河水氢、氧同位素组成对环境和水循环的指示意义

黄河流域属于典型的季风气候区,河川径流主要由大气降水补给。黄河水的 δD 、 ^{18}O 表现出从上游到下游整体逐渐上升的趋势(青海玛多除外),黄河上游、中游、下游 δD 与 ^{18}O 的平均值分别为 -74.8‰ 、 -10.5‰ 、 -63.4‰ 、 -8.5‰ 、 -60.6‰ 、 -7.9‰ ,体现了黄河流域从东部沿海地区→黄土高原→青藏高原一定的地域性自然环境特征和蒸发作用逐步增强的趋势。

Dansgaard (1964) 提出北大西洋地区全年大气降水平均氧同位素比值与温度成线性关系,并在此基础上引出了“氧盈余”的概念,定义为: $\Delta\text{D}=\delta\text{D}-8\times\delta^{18}\text{O}$,该值能明显反映出样品氢氧同位素组成偏离全球雨水线的程度,进而反映降水形成时的地理环境和气候条件。若水汽来源于大气相对湿度较高地区,则 ΔD 值较低;随着气温升高、空气干燥、蒸发程度变强, ΔD 值会变大。本文所采集黄河水样品的 δD 与 ^{18}O 关系方程因地域和气候因素都不同程度偏离了全球大气降水线,因而可通过计算 ΔD 值来

评价偏离程度,该值在一定程度上反映了气候与区域性特征,从而可以示踪原始水汽团的来源。因此,研究黄河水中 ΔD 值的变化特征,可以从某种程度上揭示氢氧同位素比值的与水汽来源或水循环的关系。

自黄河流域上游到下游(玛多除外), ΔD 值整体逐渐变小但波动明显。黄河流域夏季降水主要受夏季风带来的东南方太平洋和南海的水汽团影响,降水云团先经东南而后到西北,由于输送路线长,在迁移过程中会消耗大量水汽,因而太平洋上的东南季风很难达到西北内陆;而印度洋上的西南季风受到青藏高原阻挡,在夏季 $\delta^{18}O$ 处于低值(田立德等,2001)。具体来说,上游地区地理环境特殊,日照强、高寒干旱,蒸发量较大,使得一定区域范围内的地表水经蒸发形成的水汽在比例上逐渐升高,且这种蒸发作用是持续循环反复的过程。因此,在区域性水汽循环的参与下,黄河上游地区降水中的 ΔD 值得相对大些,反映出水汽来源地气候相对干燥。而在中下游地区,河水 ΔD 值较低。

此外,黄河干流 ΔD 值变化范围较大,也反映了黄河流域不同地段地理环境和气候条件的差异,尤以宁夏青铜峡为界,变化明显。这可能由于在青铜峡市以上地区,有几个大型水库,包括龙羊峡、盐锅峡、刘家峡、八盘峡和青铜峡等,水库处于蓄水期时受到蒸发作用而产生的蒸发量应多于同时期其他地区,因而, ΔD 值的变化指示了青铜峡市以上地区蒸发强烈,且降水云团受蒸发水汽的影响明显。

3 结论

通过对黄河采自丰水期的24个样品的氢氧同位素数据的系统分析,得到以下结论:

(1) $\delta^{18}O$ 和 δD 都表现出从上游到下流整体逐渐升高的趋势,但青海玛多样品除外。

(2)就氢氧同位素组成而言,本文研究结果与苏小四等(2003)在黄河源头玛多地区差异显著(雨季):前者表明该点明显富集重氢氧同位素,且与其阴阳离子浓度变化一致;而苏小四等(2003)研究得到的氢氧同位素比值与上游其他地区并无明显差别,并与其阴阳离子浓度变化(旱季)相反。

(3)黄河水 $\delta^{18}O$ 和 δD 的线性关系方程的斜率5.69稍低于整个黄河流域雨水方程的斜率6.7,但明显低于中国雨水方程的斜率7.9。因此,通过讨论可以得出当黄河流域大气降水降至地表成为地表水后,其 δD 和 $\delta^{18}O$ 值的变化一方面受人类活动(工农

业取水、修筑水利工程)的影响;更主要是受到了黄河流域干旱自然环境下蒸发作用影响,即工农业用水引起的径流减少和水体多次循环使用、长时间停留地表导致的进一步蒸发作用的叠加影响。

(4)黄河水 ΔD 值的变化指示了黄河水氢氧同位素组成受到区域环境特征、降水云团在迁移过程中的变化趋势及区域性水汽循环参与程度等因素的影响。

(5)蒸发作用对河水氢氧同位素组成变化的影响程度与蒸发过程、天然径流量变化、降水补给与蒸发损耗间的关系密切相关。

参 考 文 献

- 蔡德陵,蔡爱智. 1993. 黄河口区有机碳同位素地球化学研究. 中国科学(B辑),23(10):1105~1113.
- 蔡德陵,李红燕,周卫建,刘卫国,曹蕴宁. 2004. 无定河流域碳氮稳定同位素研究. 地球化学,33(6):619~626.
- 钱会,窦妍,李西建,杨柄超,赵振宏. 2007. 都思兔河氢氧稳定同位素沿流程的变化及其对河水蒸发的指示. 水文地质工程地质,1:107~117.
- 苏小四,林学钰,廖资生,王金生. 2003. 黄河水 $\delta^{18}O$ 、 δD 和 3H 的沿程变化特征及其影响因素研究. 地球化学,32(4):349~357.
- 苏小四,吴晓芳,林学钰,廖资生,王金生. 2006. 黄河水主要化学组分与 $\delta^{13}C$ 的沿程变化特征. 人民黄河,28(5):29~32.
- 孙永亮,李小雁,汤佳,许何也. 2008. 青海湖流域气候变化及其水文效应. 资源科学,30(3):354~362.
- 田立德,姚檀栋,孙维贞. 2001. 青藏高原中部降水稳定同位素变化与季风活动. 地球化学,30(3):217~222.
- 田立德,姚檀栋,沈永平,杨梅学. 2002. 青藏高原那曲河流域降水及河流水体中氧稳定同位素研究. 水科学进展,13(2):206~210.
- 田立德,马凌龙,余武生,刘忠方,尹常亮,赵中平,唐威,王瑜. 2008. 青藏高原东部玉树降水中稳定同位素季节变化与水汽输送. 中国科学(D辑),38(8):986~992.
- 袁瑞强,刘贵群,张贤良,高会旺. 2006. 黄河三角洲浅层地下水氢氧同位素的特征. 山东大学学报(理学版),41(5):138~143.
- 张应华,仵彦卿. 2007. 黑河流域不同水体中 $\delta^{18}O$ 的变化. 水体科学进展,18(6):864~870.
- 张应华,仵彦卿. 2009. 黑河流域中上游地区降水中氢氧同位素研究. 冰川冻土,31(1):34~39.
- 郑淑蕙,侯发高,倪葆龄. 1983. 我国大气降水的氢氧同位素研究. 科学通报,28(3):801~806.
- Craig H. 1961. Isotopic variations in meteoric water. Science, 133: 1702~1703.
- Cohn M., Urey H. C. 1938. Oxygen exchange reactions of organic compounds and water. J. Am. Chem. Soc., 60: 679 687.
- Dansgaard W. 1964. Stable isotopes in precipitation. Tellus, XVI, (4): 436~468.
- Friedman I. I. 1953. Deuterium content of natural water and other materials. Geochim. Cosmochim. Acta, 15(3): 218 228.
- Karr J. D., Showers W. J. 2002. Stable oxygen and hydrogen isotopic

- tracers in Amazon shelf waters during Amassed. *Oceanologica Acta*, 25: 71~78.
- Li Fengye. 1993. Modern sedimentation rates and sedimentation feature in the Huanghe River estuary based on ^{210}Pb technique. *Chin. J. Oceanol. Limnol.*, 11(4): 333~342.
- Martinelli L A, Victoria R L, Sternberg L S L, Ribeiro A, Moreira M Z. 1996. Using stable isotopes to determine sources of evaporated water to the atmosphere in the Amaza basin. *Jornal of Hydrology*, 183:191~204.
- Pawellek F, Frauenstein F, Veizer J. 2002. Hydrochemistry and isotope geochemistry of the upper Danube River. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66 (21): 3839~3854.
- Ramesh R, Sarin M M. 1992. Stable isotope study of the Ganga (Ganges) river system. *Jornal of Hydrology*, 139: 49~62.
- Ryu J S, Lee K S, Chang H W. 2007. Hydrogeochemical and isotopic investigations of the Han River basin, South Korea. *Journal of Hydrology*, 345: 50~60.
- Zhang J, Letolle R, Martin J M, Jusserand C, Mouchel J M. 1990. Stable oxygen isotope distribution in the Huanghe (Yellow River) and the Changjiang (Yangtze River) estuarine systems. *Continental Shelf Research*, 10(4): 369~384.

δD and $\delta^{18}\text{O}$ Variations of Water in the Yellow River and Its Environmental Significance

GAO Jianfei¹⁾, DING Tiping¹⁾, LUO Xurong¹⁾, TIAN Shihong¹⁾, WANG Huaibo²⁾, LI Ming²⁾

1) *MRL Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037;*

2) *Hydrological Bureau of Yellow River Conservancy Commission, Zhengzhou, 450004*

Abstract

The H and O isotope compositions of water from the Yellow River were investigated in this study. Twenty-four samples were collected at 24 hydrological stations along the mainstream of the Yellow River, from the source region to the Bohai Sea, during July 2005. The δD and $\delta^{18}\text{O}$ values of water samples vary from $-91\text{‰} \sim -44\text{‰}$ and $-12.4\text{‰} \sim -4.2\text{‰}$ respectively, increasing gradually from the upper reaches to the lower reaches, except the sample from No. 1 station. The correlation between δD and $\delta^{18}\text{O}$ follows an equation of $\delta\text{D}=5.69\delta^{18}\text{O}-15.51$. The slope of this equation (5.69) is slightly lower than that of meteoric water line for the Yellow River basin ($\delta\text{D}=6.71\delta^{18}\text{O}-5.96$), and much smaller than that of meteoric water line in China ($\delta\text{D}=7.9\delta^{18}\text{O}+8.2$). It is inferred that the δD and $\delta^{18}\text{O}$ values are affected mainly by the arid natural environment of the Yellow River. When precipitation in the area of Yellow River falls to the surface, the amount of runoff is greatly reduced by dams, industrial and agricultural water. The evaporation of the Yellow River itself and water circulation uses result in the detainment of water on the surface, which causes further evaporation. Meanwhile, the δD value variation of the Yellow River discussed in this study indicates that the hydrogen and oxygen isotopic compositions of the Yellow River water are affected jointly by regional environment, movement trends of precipitation clouds during migration process, and participation degree of regional water vapor circulation.

Key words: the Yellow River; hydrogen and oxygen isotope compositions; evaporation