

DOI:10.3880/j.issn.1004-6933.2015.04.001

鄱阳湖流域河水、湖水及地下水同位素特征分析

陈建生^{1,2}, 彭 靖¹, 詹泸成², 张时音¹

(1. 河海大学地球科学与工程学院, 江苏 南京 210098; 2. 河海大学岩土工程科学研究所, 江苏 南京 210098)

摘要:利用鄱阳湖流域同位素按月份呈周期性变化的特征,将氘氧同位素关系作为示踪剂,研究降水入渗及地下水、河水与湖水之间的转化关系。结果表明:4 月中旬湖水、河水、井水的 δ_D 、 δ_{O}^{18} 的均值分别为 $(-2.32\%, -0.42\%)$ 、 $(-2.86\%, -0.48\%)$ 和 $(-3.18\%, -0.55\%)$, $\delta_{O}^{18} \sim \delta_D$ 关系点都落在全球雨水线 GMWL 上;湖水最为富集,湖水的补给除河水之外,湖区及周边的降水也占一定比例。7 月下旬湖水、河水与井水的 δ_D 、 δ_{O}^{18} 值明显比 4 月中旬的值贫化,与降水同位素变化趋势相一致,经历干旱高温天气后,湖水、河水与井水的 $\delta_{O}^{18} \sim \delta_D$ 关系点落在蒸发线(EL2)上。同位素数据表明,井水与河水之间的转化性强,大量降水入渗地下成为潜水,通过地下径流补给河流,降水转化为河水的周期大约经历了 1 个月。3—6 月为雨季,鄱阳湖对长江水的补给较大,影响到长江水中的同位素。

关键词:鄱阳湖流域;河水;湖水;井水;稳定同位素;特征分析

中图分类号:P343 文献标志码:A 文章编号:1004-6933(2015)04-0001-07

Analysis of isotopes characteristics of river water , lake water and groundwater in Poyang Lake Basin

CHEN Jiansheng^{1, 2}, PENG Jing¹, ZHAN Lucheng², ZHANG Shiyin¹

(1. School of Earth Science and Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China;
2. Geotechnical Research Institute, Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract: Based on the month cyclical changes of the isotopes of Poyang Lake Basin, we selected the deuterium isotope and oxygen isotope as a tracer to study the conversion relationship between the infiltration of precipitation, groundwater, rivers and lakes. The results indicate that in mid April the average values of δ_D and δ_{O}^{18} of lake water, river water and well water were $(-2.32\%, -0.42\%)$, $(-2.86\%, -0.48\%)$ and $(-3.18\%, -0.55\%)$, respectively. The values of δ_D and δ_{O}^{18} scatter close to the Global Meteoric Water Line (GMWL). The isotopes in lake water are the most enriched, and the lake is not only supplied by rivers but also by precipitation around the lake. In late July, the δ_D and δ_{O}^{18} values of lake water, river water and well water are extremely depleted than that in mid April, which is consistent with the variation trend of isotopes in the precipitation. After experiencing the drought and high temperature, δ_D and δ_{O}^{18} values of lake water, river water and well water scatter along the evaporation line (EL2). The isotope data shows that the conversion between the well water and the river water is very frequent. Most of the precipitation infiltrates downward and becomes phreatic water, and then recharges river water through underground runoff. The cycle of precipitation conversing into the river water is about 1 months. During the rainy season from March to June, Poyang Lake greatly recharges the Yangtze River, which will affect the isotopic composition of the Yangtze River water.

Key words: Poyang Lake Basin; river water; lake water; well water; stable isotope; characteristics analysis

基金项目:国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2012CB417005);国家自然科学基金(61301025)
作者简介:陈建生(1955—),男,教授,博士生导师,主要从事同位素水文学研究。E-mail:jschen@hhu.edu.cn
通信作者:詹泸成,博士研究生。E-mail:zhanhucheng@126.com

鄱阳湖是中国第一大淡水湖。三峡蓄水改变了长江天然的流态,对鄱阳湖水位有一定影响。三峡水库的汛末蓄水将导致湖区水位下降 $0.3 \sim 1.2 \text{ m}^{[1-2]}$ 。1949 年以来实施的围垦,对鄱阳湖水位有明显影响,并且造成鄱阳湖水域面积呈逐渐缩小的趋势^[3],同时还伴随着大量的土地沙化、水土流失、湖区湿地退化、湿地植被严重退化、洪涝灾害日益频繁等生态问题,鄱阳湖流域生态环境的退化对长江水系造成了不可挽回的严重影响^[4-5]。

降水是鄱阳湖湖水的主要补给源,一部分降水形成了地表径流,另一部分则入渗转化成为土壤水或地下水。对于地表径流,根据蓄满产流理论,当降水入渗土壤水达到饱和时,产生地表径流;但当降水强度较大时,土层的渗透系数小于降水速率,则发生超渗产流,形成地表径流。鄱阳湖流域这两种原因形成的地表径流都存在,尤其在雨季,超渗产流是地表径流的主要形式。而在鄱阳湖地区,除了地表径流以外,大部分降水直接入渗转化为地下水。前人利用同位素技术对鄱阳湖流域的径流进行研究,结果表明,鄱阳湖流域河水由 23% 的直接径流(降水)和 77% 的基流(浅层地下水)组成^[6]。在不同季节条件下,地表径流与基流的关系随着降水量、蒸发量的变化而改变,降水、地表水、地下水之间的复杂转换过程仍然需要进一步的研究。

鄱阳湖湖水虽然都来自于流域内的降水,但经历了不同的径流形式,除了降水直接产生的地表径流外,地下径流也是补给河流与湖泊的重要途径,转化为地下水的入渗降水通过地下径流补给到河流,成为河流的基流,最终汇集到鄱阳湖中。但迄今为止,降水转化成地下径流以及在地下滞留的时间并没有搞清楚。通过传统的水文学方法对河流进行的基流分割,在很多情况下并不符合实际,这是由于不清楚地下水的滞留时间,尤其在地表水与地下水之间发生频繁转化的流域。同位素是研究地表水与地下水转化关系的重要手段^[7-11],笔者尝试用降水同位素周期性变化特征研究地表水与地下水之间的转化关系,将降水的 $\delta_{\text{O}}^{18} \sim \delta_{\text{O}}^{\text{p}}$ 关系作为一种特殊的示踪剂,用来研究地下水循环周期小于 1 年的动态过程。

1 鄱阳湖流域概况

鄱阳湖位于 $115^{\circ}47' \sim 116^{\circ}45' \text{ E}$, $28^{\circ}22' \sim 29^{\circ}45' \text{ N}$ 之间,流域面积约为 16.2 万 km^2 。湖泊分为南北两部分,以都昌和吴城间的松门山为界,其西北为北湖,湖面狭窄;其东南为南湖,湖面辽阔,是湖区主体。鄱阳湖流域河流纵横交错,水系发育错综复杂,主要水系由赣江、抚河、信江、饶河、修水 5 条河流组

成(图 1),这 5 条河流汇集到鄱阳湖之后流速逐渐变缓。由于鄱阳湖特殊的断陷盆地构造,显著的水体入侵河谷、阶地的地貌特征^[12],加上湖泊连接长江的河道较窄,湖泊水经过一段时间的滞留后,最终由湖口汇入长江,造成鄱阳湖湖水面积出现季节性的周期变化,湖泊面积最大时可达 4000 km^2 ,最小时不足 500 km^2 。鄱阳湖与长江之间存在着密切的关系,湖泊的蓄水量随着长江水位的升高而增加,“江涨湖蓄”是江湖关系的主要特征。

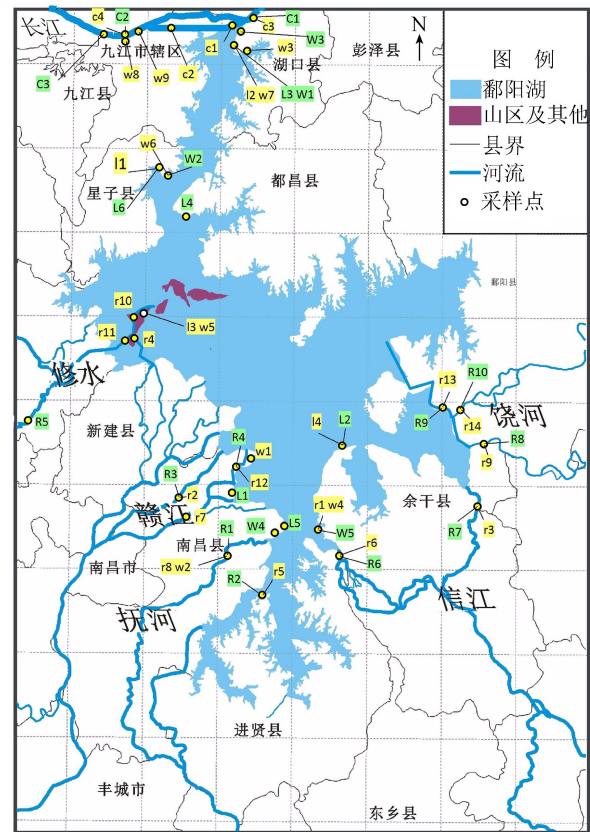


图 1 鄱阳湖区域采样点分布

鄱阳湖流域属于亚热带湿润季风性气候,降水主要受亚洲夏季季风和西伯利亚冬季高压冷槽控制^[13]。冬季多寒冷气流,夏季高温湿润,年降水量在 $1400 \sim 1900 \text{ mm}$ 之间,降水受季风影响一年内雨量分配不均,主要集中在 3—6 月,约占全年降水量的一半。年平均气温为 17.4°C ,7、8 月气温最高,极端最高气温 40.6°C ,1、2 月气温最低,极端最低气温 -11.9°C 。鄱阳湖流域地势南高北低,北部为由 5 大水系冲积而形成的平原地区^[14]。5 大河流中赣江是鄱阳湖水系第一大河,流量最大。赣江、信江、抚河是供给鄱阳湖水量的最主要的 3 条河流,三者径流量之和超过总入湖径流量的 80%。

2 采样点分布及实验数据分析方法

鄱阳湖湿地是湖泊型、过水型湿地,主要接受降

水形成的地表径流与地下径流补给,水位变化剧烈明显,湖水中的同位素响应与水位变化存在相关关系,地下水中同位素的变化与湖水的水力联系有关,成为研究地下水补给、径流、排泄的主要依据。为了研究鄱阳湖流域降水、河水、湖水、地下水之间的转化关系,笔者根据降水同位素受季风影响出现年度周期性变化的特征,选择降水同位素变化较为明显的季节进行采样分析,同时考虑到降水量的变化,采样选在雨季开始的4月与雨季结束的7月。2013年4月中旬和7月下旬笔者两次赴鄱阳湖流域采集样品。针对降水、河水、湖水与地下水之间的补给、径流、排泄关系,选取了有代表性的入湖河水和附近地区的浅层井水。由于鄱阳湖区域水系复杂,支流繁多,考虑到水样应具有一定的代表性,所以采样主要针对鄱阳湖湖体和较大一级的支流,采样点选在每个支流入湖的河口附近,并同时采集河口附近井水样。由于鄱阳湖面积变化很大,湖区内部水流受到河流与降水的影响,同位素数据的离散程度较高,分析存在一定的困难,为了能得到混合均匀的湖水,选择在湖泊出口处定点采样,因为出口处的湖水基本上充分混合了,可作为典型的湖水值。2013年4月9—15日采集样品长江水3个、河水10个、湖水5个、井水6个;7月23—30日采集样品长江水4个、河水14个、湖水4个、井水9个,两次共计采样55个,鄱阳湖区域采样点分布见图1。图1中样品标号的第一个字母代表采样时间与水样种类,大写字母C,L,R,W分别代表4月份的长江水、湖水、河水与井水,而小写字母c,l,r,w分别代表7月份的长江水、湖水、河水与井水。

采集水样选用的是380 mL的聚乙烯瓶,事先用去离子水将瓶清洗烘干,采样前用样品水再次冲洗两次。采样时将瓶内装满水样,排出瓶内的气泡,然后用胶带密封瓶口,防止空气影响样品的同位素组成。所有样品均在河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室进行前处理和同位素分析,使用MAT-253同位素质谱仪进行 δ_D 和 $\delta_{18}O$ 值的测定, δ_D 的分析方法为高温裂解法, $\delta_{18}O$ 的分析方法为水平衡法,测定结果选择维也纳平均海水(VSMOW)为标准, δ_D 和 $\delta_{18}O$ 的实验精度分别可以达到 $\pm 0.2\%$ 和 $\pm 0.01\%$ 。

3 水样同位素分析

3.1 鄱阳湖流域降水同位素分析

由于鄱阳湖没有常年的同位素观测站,因此采用邻近的长沙站的降水同位素加权平均值进行对比分析。长沙观测站位于鄱阳湖西南部大约300 km

处,其观测结果表明,降水同位素主要受季风影响^[15]。由于鄱阳湖的位置更靠近东海,两地之间没有能够影响降水过程的高大山脉,降水的同位素特征基本上是相同的,华南地区的降水都遵从这种分布规律^[16-18]:4—6月属于雨季,降水量集中,9—12月为旱季,降水同位素在6—9月贫化,其余月份相对富集。鄱阳湖流域周边的长沙、武汉、南京的降水同位素相似,数据全部来自于全球大气降水稳定同位素监测网(GNIP)。所以,笔者采用长沙的降水同位素与鄱阳湖的河水、湖水与地下水进行对比分析。

图2为根据GNIP长沙站1988—1992年的统计数据得到的 δ_D 、 $\delta_{18}O$ 特征值与月降水量变化趋势图,同位素偏负的季节主要出现在6—9月,降水同位素呈现年度周期性变化。研究区域位于季风区,不同季节降水的水汽来源不同。夏季风期间,氕氧同位素的变化特征受到降雨量的影响,存在明显的“降雨量效应”,夏季期间降雨充沛,随着降雨量的增大,水汽的同位素在多次冷凝后变得越来越贫化,从而使得6—9月份降水同位素逐渐贫化。而其余月份主要受冬季季风影响,气团主要来自高纬度的亚洲内陆,所携带的水汽同位素值偏正,因此相对其他月份降水同位素富集。这种明显的季节降水同位素效应成为识别水源的重要判据。

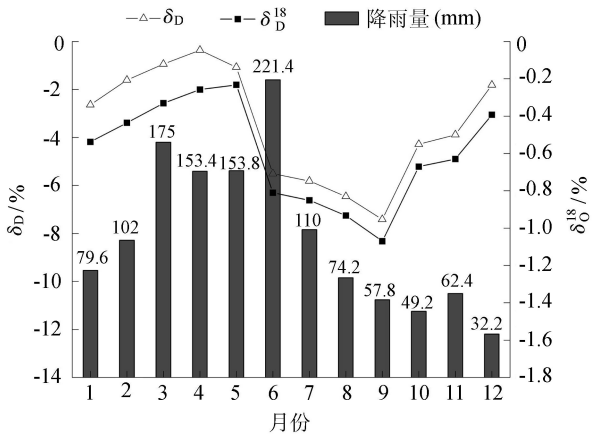


图2 长沙地区月降水量、氕氧同位素变化特征

鄱阳湖流域地区降水同位素的周期性变化为笔者提供了一种研究大气水、地下水、土壤水与地下水之间转化关系的手段。降水同位素是一种非常理想的天然示踪剂,因为不同月份的降水同位素具有明显的差异,不同水的 $\delta_{18}O \sim \delta_D$ 关系在蒸发过程中将保持线性关系,不同月份的降水受到蒸发后都沿着各自的蒸发线分布。根据瑞利分馏原理,蒸发线的斜率仅与湿度有关系^[19],同一个地区同一时期蒸发线的斜率都是相等的,所以,通过分析水样中的 $\delta_{18}O \sim \delta_D$ 关系点位置,就可对水样进行分类,确定降水发生的时间。但是,由于降水同位素的变化周期为1

年,如果地下水滞留的时间超过 1 年,水样中相同的 $\delta_{\text{O}}^{18} \sim \delta_{\text{D}}$ 关系点则可能来自不同的年份,分辨产生了困难,所以,采用降水 $\delta_{\text{O}}^{18} \sim \delta_{\text{D}}$ 关系示踪研究滞留时间的范围应该小于 1 a。降水的 $\delta_{\text{O}}^{18} \sim \delta_{\text{D}}$ 关系是一种非常理想的用来研究地下水滞留时间的天然示踪剂。要根据地下水的滞留时间进行示踪剂的选择,例如,地下水的滞留时间为 30 a,则可以考虑选用 CFC 或放射性氙进行地下水年龄的测定^[20]。

3.2 鄱阳湖流域水样同位素分析

鄱阳湖流域 4 月、7 月份样品的 $\delta_{\text{O}}^{18} \sim \delta_{\text{D}}$ 关系点参见图 3。4 月中旬湖水、河水、井水的 δ_{D} 、 δ_{O}^{18} 的均值分别为 $(-2.32\%, -0.42\%)$ 、 $(-2.86\%, -0.48\%)$ 和 $(-3.18\%, -0.55\%)$, $\delta_{\text{O}}^{18} \sim \delta_{\text{D}}$ 关系点都落在全球雨水线 GMWL 上,受到的蒸发程度较小。由图 3 及图 2 可知,河流与浅层地下水同位素特征值与 12 月至次年 2 月的降水特征值相似,可以判断其主要补给来自于 12 月至次年 2 月的降水补给;而 4 月中旬湖水同位素最为富集,主要位于降水与河水同位素值之间,且有一部分样品点与河水井水样品点重合,说明湖水除了接受河水补给外,还接受一定比例的湖区及周边降水的补给;2—3 月份的降水同位素值偏正,4 月份的湖泊水也与 2—3 月降水这种特征值变化相似,说明 4 月份的湖泊水主要来自于 2—3 月份的降水补给。7 月下旬鄱阳湖流域的河流、湖泊与浅层地下水的 $\delta_{\text{O}}^{18} \sim \delta_{\text{D}}$ 关系点都落在了蒸发线 EL1 上,由于 5 月份以前的降水同位素富集(图 2),故可以排除 5 月份以前的降水是主要的补给源这种可能,且从 7 月 3—30 日采样结束,鄱阳湖持续高温无雨,因此,7 月下旬鄱阳湖流域的河流、湖泊、地下水的主要补给源应是 6 月份的降水。由于持续的高温作用,河流、湖泊受到了强烈的蒸发,

落在蒸发线 EL1 上;同时浅层地下水也落在蒸发线 EL1 上,表明地下水与湖水、河水之间存在良好的连通性,相互之间的转化频繁,转化时间较短,这也从同位素角度证实了前人的研究成果^[12]。

4 月中旬与 7 月下旬鄱阳湖流域湖水、河水、地下水与长江水的同位素存在较大的差别,长江水的同位素比鄱阳湖流域的湖水、河水、井水贫化。4 月中旬,长江水与鄱阳湖流域各类水的 $\delta_{\text{O}}^{18} \sim \delta_{\text{D}}$ 关系点分别落在 GMWL 上的不同区域,说明长江水和鄱阳湖附近水体水分来源不同,而位于鄱阳湖出口东边的长江水 C1 的 $\delta_{\text{O}}^{18} \sim \delta_{\text{D}}$ 关系点却落在了与鄱阳湖河流、湖水靠近的区域(图 3),比 C2~C3 明显富集,这表明长江水受到了鄱阳湖水的补给。7 月下旬的长江水受到了明显蒸发影响,样品点都位于蒸发线 EL2 上,同位素值与鄱阳湖河流、湖泊、地下水相比明显偏负,旱情比之更为严重,表明在旱季,鄱阳湖水对长江水的同位素影响很小,长江水主要接受中上游地区水源补给。同时,分析 4 月份长江水及长江附近浅层地下水的同位素数据可以发现,旱季长江对鄱阳湖流域的地下水的影响范围较小,只对距离长江较近的地方的地下水有补给;而 c1、c2、c3、c4 采样点与鄱阳湖样品点位置非常相近,出现这种明显差异表明旱情扩大到了三峡以上的中上游地区。也从同位素的角度验证了不同季节长江水与鄱阳湖水之间的转化关系。

3.3 丰水期各类水体之间的转化关系

2013 年 4 月中旬,鄱阳湖流域的河水 R2~R10 中的 $\delta_{\text{O}}^{18} \sim \delta_{\text{D}}$ ($\delta_{\text{O}}^{18}(-0.53\% \sim -0.46\%)$ 、 $\delta_{\text{D}}(-3.23\% \sim -2.57\%)$) 关系点落在 GMWL 上很小的区域内,只有来自抚河的 R1 点比其他河流的值稍微富集,与降水同位素相比较发现,河水中的同位素值与 1

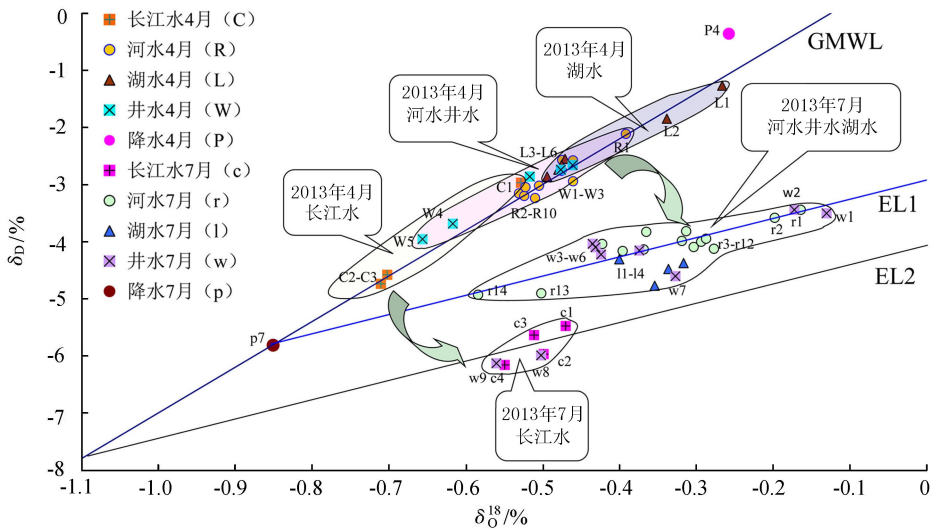


图 3 鄱阳湖流域 4 月份、7 月份样品 $\delta_{\text{O}}^{18} \sim \delta_{\text{D}}$ 关系

月份之前的降水相对应,而此时 1 月份之前的降水已经入渗到地下补给地下水,因此可以看出河水的主要补给源是地下水,降水入渗成为地下径流,地下径流成为枯水期河流的主要补给源。湖水 L3 ~ L6 的 $\delta_0^{18} \sim \delta_D$ 关系点落在与河水 R1 ~ R10 相同的区域,表明湖水主要接受河流的补给。L1、L2 的 $\delta_0^{18} \sim \delta_D$ 关系点富集,靠近 4 月份的降水点,因为 L1 与 L2 都不在河流的出口处,所以判断是受到了来自岸边地表径流的补给影响。河水(R2 ~ R10)集中在很小的区域,部分井水(W1 ~ W3)也在其中,表明鄱阳湖流域的地下潜水与河流之间转化关系密切,河水通过渗漏补给到浅层地下水中,由于井水受到人工抽水的影响,入渗速度增大,造成河水与地下水之间的补给流速增加。此外,井水(W4、W5)分别靠近赣江(R3、R4)与信江(R6、R7),但井水中的 $\delta_0^{18} \sim \delta_D$ 关系点明显比河水贫化,这是因为赣江、信江流域浅层地下水流速相对较慢,地下水中保留了更早期的降水影响了井水中氘氧同位素值,因此,可以看出,地下水的更新速度快慢与抽水量及含水层结构有一定的关系。

3.4 干旱期河流、湖泊与地下水之间的转化关系

2013 年夏,鄱阳湖出现严重干旱少雨的极端天气,1—6 月水位与历史同期水位相差不大,但是总体小于历史同期;7—12 月水位较历史平均水位下降明显;湖水面积与鄱阳湖水位正相关,也呈现同样的变化趋势。2013 年鄱阳湖持续干旱,最严重的县市崇仁县、武宁县干旱持续时间达 37 d(7 月 14 日—8 月 20 日)。干旱造成了鄱阳湖水位急剧下降,星子站的水位自 7 月 3 日的 16.96 m 到 8 月 22 日的 13.62 m,累积下降了 3.34 m。

7 月份的鄱阳湖流域主要接受修水、赣江、抚河、饶河与信江 5 条河流的补给,由于持续 20 多天的干旱影响,河水与湖水的 $\delta_0^{18} \sim \delta_D$ 关系点都落在了蒸发线 EL1 上。r1(抚河)与 r2(赣江)的 $\delta_0^{18} \sim \delta_D$ 关系点落在了蒸发线 EL1 的最右端,说明这两条河流受到了更强的蒸发作用。这是由于这两条河流的长度较长,赣江的干流达到 751km,受到蒸发的时间更长一些。位于抚河与赣江河床附近的 w1 与 w2 井水中的 $\delta_0^{18} \sim \delta_D$ 关系点也落在了蒸发线 EL1 的右端,表明井水来自于受到强烈蒸发的河水,井水与河水之间通过渗透性较强的沙层联系在一起。r13 与 r14(饶河)受到的蒸发程度最小, $\delta_0^{18} \sim \delta_D$ 关系点落在了蒸发线 EL1 的左端,说明它所受的蒸发程度相对小一些。

井水(w3 ~ w7) $\delta_0^{18} \sim \delta_D$ 关系点与主要河流的关系点落在了相同的区域,这说明河水与井水的补给

性很强,地下潜水接受河道的侧向渗漏的补给,而且通过沙层渗漏的河水的更新速度较快,而地下径流也成为枯水期河流的主要补给源。由于井水与河水的补给关系密切,枯水期间的井水水质明显变差,4 月份井水(6 个样)的 TDS 均值为 155 mg/L,7 月份井水(9 个样)的 TDS 均值为 277 mg/L,增幅达到 79%,河水中的 TDS 的均值从 4 月份的 137 mg/L,增加到了 7 月份的 325 mg/L,增幅超过了 1 倍。TDS 的增高可能是由于蒸发作用引起的。

2013 年 7 月上旬开始,华南、中南大范围地区出现了干旱少雨,鄱阳湖流域高温无雨,平均气温偏高 0.9℃,居历史第 2 高。鄱阳湖段的长江水 $\delta_0^{18} \sim \delta_D$ 关系点落在了蒸发线 EL2 上(图 3),长江边井水 w8、w9 的 $\delta_0^{18} \sim \delta_D$ 关系点与长江水落在相同的区域,表明它们同源,井水均来自长江水的补给。但长江水对鄱阳湖流域地下水的影响范围很小,仅限于湖水入江口附近的地下水。7 月下旬长江水的 $\delta_0^{18} \sim \delta_D$ 关系点基本上落在较小区域内,沿着蒸发线 EL2 分布,但是在鄱阳湖出口西边长江水上游一侧的 c4 点的 $\delta_0^{18} \sim \delta_D$ 关系点最贫化,而靠近鄱阳湖出口的 c1 点的 $\delta_0^{18} \sim \delta_D$ 关系点,落在 EL2 的有上端,长江水中混入了一些湖水,但对水同位素的影响程度并不大,表明 7 月下旬,鄱阳湖向长江的输水量已经很小了。

4 讨 论

通过对 4 月中旬与 7 月下旬相同采样点同位素数据对比发现,无论是河水、湖水还是井水,水中的 δ_0^{18} 与 δ_D 值都发生了明显的改变,尤其是井水值基本上与河水、湖水保持了同步变化特性。4 月中旬的河水与井水中的 $\delta_0^{18} \sim \delta_D$ 关系点很接近,都分布在 GMWL 上,表明它们的来源相同,受到的蒸发强度较小,它们之间的补给、径流、排泄关系表示为:降水→土壤水→潜水↔河水,较浅的地下水循环速度快,同位素值与河水更接近,较深的地下水循环周期长。通过对比湖水的同位素分布可以看出,湖水更接近 3—4 月份的降水同位素值,这就意味着,湖区以及附近的降水可以较快地补给到湖泊中,而降水直接形成地表径流补给河水的量较小。

7 月下旬井水 w1、w2 中的 $\delta_0^{18} \sim \delta_D$ 关系点落在蒸发线 EL2 的右端,显然是蒸发后才进入到潜水,而且在地下水中循环的时间不可能很长,因为蒸发程度超过了所采集到的河水样。出现这种情况的原因可能是,由于 20 多天没有降雨,当地老百姓在井中抽取的水量较大,而含水层的渗透系数较大,渗流速度很快。同位素分析表明,鄱阳湖流域地表水与地下水之间存在着良好的转化关系,从 4 月水样的

同位素值可以看出,干旱期除外,大气降水可以较快地入渗到地下水中,从 12 月至次年 3 月期间,受到的蒸发程度较小。于是推断,鄱阳湖流域的降水主要是通过丘陵边坡松散的碎石层下渗到潜水中,由于岩体裂隙的存在,降水不易形成地表径流。储存在碎石及裂隙中的潜水与河流形成互补关系,不但消除了洪水的发生,而且也确保在枯水期河流能够得到地下水的补给。

相对河流而言,鄱阳湖区的地下水与湖水之间的转化的速率低一些。由图 3 可见,地下水的 $\delta_{\text{O}}^{18} \sim \delta_{\text{D}}$ 关系点与河水的更接近。这是由于湖底是由细小的黏土颗粒与有机质腐烂物淤积而成,渗透性较小,只有在淤积层被破坏的湖底,地下水与湖水容易产生交换。而河道则不同,水力梯度相对较大流速也大,黏土颗粒不易沉积,水草等植物也不易生存,在河流的冲刷下,河水与含水层保持着畅通。

5 结 论

a. 鄱阳湖地区雨季出现在 3—6 月,降水中的氕氧同位素富集,夏季的降水同位素贫化;将降水中周期性变化的同位素关系作为天然示踪剂,是一种很好的研究短周期降水入渗的方法,成功地应用于鄱阳湖流域地表水、地下水、河水与湖水之间的转化关系的研究。

b. 地表水同位素受到前期降水累积作用的影响,4 月份的地表水同位素值与 2—3 月份降水同位素平均值较接近,而 7 月份的地表水同位素值接近 6 月份降水同位素平均值,地表水的来源均为大气降水。

c. 雨季鄱阳湖对长江的补给量大,汇入长江的水影响到水中的同位素变化;旱季长江补给鄱阳湖流域的地下水,但影响范围有限;在干旱期间,长江水受到的蒸发强度很大,鄱阳湖水对长江水的同位素影响很小,鄱阳湖向长江的输水量较小。

d. 鄱阳湖流域的降水大部分入渗到松散的含水层与岩体裂隙中,降水入渗土壤后很快下渗成为潜流,河流中的氕氧同位素与潜水中的基本上相同,表明河水与地下水之间的转化频繁;降水直接形成地表径流量较小,河流与地下水互补的特性,对于抑制洪水起到了一定的作用,而且有利于枯水期河流仍然保持一定的径流量。

e. 同位素数据表明,河水同位素与降水相比存在 1 个月左右的滞后现象,由此推断鄱阳湖流域的降水在入渗地下成为潜水后,大约要经过 1 个月的时间才能补给到河流中;但是湖泊周围的降水补给到湖泊的时间相对较短,因为周边地层的渗透性较

小,降水容易形成地表径流直接入湖。

f. 鄱阳湖流域雨季地表水受到蒸发程度较小,大部分降水都能入渗到地下成为潜流;在持续高温少雨的旱季,河水与湖水受到的蒸发程度很强,随着河流与湖泊水位的降低,地下水向河流与湖泊补给,地下水位随着湖泊水位的下降而急剧下降,地表水与地下水的水质变差。

参考文献:

- [1] 梁忠民,郭彦,胡义明,等. 基于 copula 函数的三峡水库预泄对鄱阳湖防洪影响分析[J]. 水科学进展,2012,23 (4): 485-492. (LIANG Zhongmin, GUO Yan, HU Yiming, et al. Impact of the pre-release from Three Gorges Reservoir on flood control in Poyang Lake using a copula-based approach[J]. Advances in Water Science,2012,23 (4): 485-492. (in Chinese))
- [2] 许继军,陈进. 三峡水库运行对鄱阳湖影响及对策研究[J]. 水利学报,2013,44 (7): 757-763. (XU Jijun, CHEN Jin. Study on the impact of Three Gorges Reservoir on Poyang Lake and some proposals [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2013, 44 (7): 757-763. (in Chinese))
- [3] 闵骞. 近 50 年鄱阳湖形态和水情的变化及其与围垦的关系[J]. 水科学进展,2000,11 (1): 76-81. (MIN Qian. Study on the relationship between shape, water regime and innings of Poyang Lake [J]. Advances in Water Science,2000,11(1): 76-81. (in Chinese))
- [4] 仲志余,胡维忠. 试论江湖关系[J]. 人民长江,2008,39 (1): 20-23. (ZHONG Zhiyu, HU Weizhong. On relation of river and lake[J]. Yangtze River,2008,39(1): 20-23. (in Chinese))
- [5] 赵其国,黄国勤,钱海燕. 鄱阳湖生态环境与可持续发展[J]. 土壤学报,2007,44 (2): 318-326. (ZHAO Qiguo, HUANG Guoqin, QIAN Haiyan. Ecological environment and sustainable development of Poyang Lake [J]. Acta Pedologica Sinica,2007,44(2): 318-326. (in Chinese))
- [6] HU Chunhua, FROELICH K, ZHOU P, et al. Seasonal variation of oxygen-18 in precipitation and surface water of the Poyang Lake Basin, China [J]. Isotopes in Environmental and Health Studies, 2013, 49 (2): 188-196.
- [7] SHENG Zhang, YU Weixing, ZHANG Qinglian. The distribution of deuterium and heavy oxygen in snow and ice, in the Jolmo Lungma regions of the southern Tibet [J]. Science in China: Ser B,1973,4: 430-433.
- [8] CHEN Jiansheng, LI Lin, WANG Jiyang, et al. Water resources: groundwater maintains dune landscape [J]. Nature,2004,432 (7016): 459-460.
- [9] 张应华,仵彦卿,温小虎,等. 环境同位素在水循环研究中的应用[J]. 水科学进展,2006,17 (5): 738-747.

(ZHANG Yinghua, WU Yanqing, WEN Xiaohu, et al. Application of environmental isotopes in water cycle[J]. Advances in Water Science, 2006, 17(5): 738-747. (in Chinese)).

[10] CHEN Jiansheng, WANG Chiyuen. Rising springs along the Silk Road[J]. Geology, 2009, 37(3): 243-246.

[11] 詹泸成, 陈建生, 张时音. 洞庭湖湖区降水-地表水-地下水同位素特征[J]. 水科学进展, 2014, 25(3): 327-335. (ZHAN Lucheng, CHEN Jiansheng, ZHANG Shiyin. Characteristics of stable isotopes in precipitation, surface water and groundwater in the Dongting Lake region[J]. Advances in Water Science, 2014, 25(3): 327-335. (in Chinese))

[12] 谭其骧, 张修桂. 鄱阳湖演变的历史过程[J]. 复旦学报: 社会科学版, 1982, 2: 42-51. (TAN Qixiang, ZHANG Xiugui. The historical process of Poyang Lake evolution [J]. Fudan Journal: Social Sciences Edition, 1982, 2: 42-51. (in Chinese))

[13] 闵岫, 刘健. 鄱阳湖区域极端降水异常的特征及成因[J]. 湖泊科学, 2011, 23(3): 435-444. (MIN Shen, LIU Jian. Characteristics and causes of the extreme precipitation anomaly in Lake Poyang area[J]. Journal of Lake Sciences, 2011, 23(3): 435-444. (in Chinese))

[14] 程永建, 张俊才. 鄱阳湖水文气候特征[J]. 江西水利科技, 1991, 17(4): 291-296. (CHENG Yongjian, ZHANG Juncui. Hydrology and climate characteristics of Poyang Lake[J]. Jiangxi Hydraulic Science & Technology, 1991, 17(4): 291-296. (in Chinese))

[15] 吴华武, 章新平, 孙广禄, 等. 湖南长沙地区大气降水中稳定同位素特征变化[J]. 长江流域资源与环境, 2012, 21(5): 540-546. (WU Huawu, ZHANG Xinpeng, SUN Guanglu, et al. Variations of stable isotopic characteristics of atmospheric precipitation from Changsha, Hunan [J]. Resources and Environment in the Yangtze Basin, 2012, 21(5): 540-546. (in Chinese))

[16] 闵睿. 鄱阳湖水位变化规律的研究[J]. 湖泊科学, 1995, 2(3): 281-288. (MIN Qian. On the regularities of water level fluctuations in Poyang Lake [J]. Journal of Lake Sciences, 1995, 2(3): 281-288. (in Chinese))

[17] 章新平, 姚檀栋. 我国降水中 δ_0^{18} 的分布特点[J]. 地理学报, 1998, 53(4): 356-364. (ZHANG Xinpeng, YAO Tandong. Distributional features of δ_0^{18} in precipitation in China [J]. Acta Geographica Sinica, 1998, 53(4): 356-364. (in Chinese))

[18] 柳鉴容, 宋献方, 袁国富, 等. 中国东部季风区大气降水 δ_0^{18} 的特征及水汽来源[J]. 科学通报, 2009, 22(6): 3521-3531. (LIU Jianrong, SONG Xianfang, YUAN Guofu, et al. Characteristics of δ_0^{18} in precipitation over Eastern Monsoon China and the water vapor sources [J]. Chinese Sci Bull, 2009, 22(6): 3521-3531. (in Chinese))

[19] 王永森, 马振民, 徐征和. 基于瑞利分馏模式的水体蒸发线斜率模型[J]. 水科学进展, 2011, 22(6): 795-800. (WANG Yongsan, MA Zhenmin, XU Zhenghe. Slope of evaporation lines in a model based on Rayleigh fractionation formula [J]. Advances in Water Science, 2011, 22(6): 795-800. (in Chinese))

[20] 陈茜茜, 陈建生, 王婷, 等. 我国北方地下水年龄测定问题讨论[J]. 水资源保护, 2014, 30(2): 1-5. (CHEN Xixi, CHEN Jiansheng, WANG Ting, et al. A discussion of groundwater dating in northern China [J]. Water Resources Protection, 2014, 30(2): 1-5. (in Chinese))

(收稿日期: 2015-01-07 编辑: 徐娟)

· 会议 ·

会议预告

2015 年 10 月下旬, 中国水利学会环境水利专业委员会 2015 年年会暨“水生态文明建设理论、技术及管理”学术研讨会、《水资源保护》第八届编委会会议、《水资源保护》理事会会议将在河海大学召开。

中国水利学会环境水利专业委员会 2015 年年会暨“水生态文明建设理论、技术及管理”学术研讨会的主办单位是中国水利学会环境水利专业委员会、水利部水利水电规划设计总院和河海大学, 承办单位是《水资源保护》编辑部、河海大学环境学院以及七大流域水资源保护局, 协办单位有河海大学浅水湖泊综合治理与资源开发教育部重点实验室、江苏省水利学会水环境与水生生态专业委员会。

中国水利学会环境水利专业委员会 2015 年年会暨“水生态文明建设理论、技术及管理”学术研讨会的报名处在水利部水利水电规划设计总院, 联系人: 康珍 010-63206231, 13520668825, 张建业 010-63206465, 13810223226, E-mail: kangzhen@giwp.org.cn; 《水资源保护》第八届编委会会议、《水资源保护》理事会会议的报名处在《水资源保护》编辑部, 联系人: 彭桃英, 电话: 025-83786642, 13770823281, E-mail: bh1985@vip.163.com。3 个会议回执均可在《水资源保护》网站信息公告栏下载, 网址是 <http://www.hehaiqikan.cn/szybh/ch/index.aspx>。

欢迎相关人员积极参会, 踊跃报名。

(本刊编辑部供稿)