

DOI :10.3876/j.issn.1000-1980.2009.06.008

五道沟试验场降雨径流中的氢氧稳定同位素特征分析

谭忠成^{1,2},陆宝宏^{1,2},汪集^{2,3},孙营营^{1,2}

(1.河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室,江苏 南京 210098;
2.河海大学水文水资源学院,江苏 南京 210098;3.中国科学院地质与地球物理研究所,北京 100029)

摘要:在淮北平原区五道沟水文水资源试验场,对降雨径流中的氢氧稳定同位素组成变化的特点及控制平原区河道径流组分划分的一些流域水文因素进行了同位素示踪实验研究.结果表明,实验期间降雨中的 $\delta(^{18}\text{O})$ ($-0.918\% \sim -0.518\%$) 及 $\delta(^2\text{H})$ ($-5.064\% \sim -2.310\%$) 的变幅较大,并随雨强的降低而增大;1,3,6 号测井地下水的 $\delta(^{18}\text{O})$ (或 $\delta(^2\text{H})$) 主要与补给区水源及降雨的 $\delta(^{18}\text{O})$ (或 $\delta(^2\text{H})$) 有关,其对降雨入渗补给的响应较慢,有明显的滞后效应;R 自记井及 S4 抽水井由于受抽水灌溉等人类活动的持续影响, $\delta(^{18}\text{O})$ (或 $\delta(^2\text{H})$) 明显偏负,表明有来自深部潜水的补给.此外,流域出口断面河水的 $\delta(^{18}\text{O})$ (或 $\delta(^2\text{H})$) 受平原型流域较强均化作用的影响,其变幅远远小于降雨的 $\delta(^{18}\text{O})$ (或 $\delta(^2\text{H})$) 变幅,在使用同位素方法划分河道径流组分时,需要考虑降雨到形成河道径流的传输时间.

关键词:氢氧稳定同位素 降雨 径流 钙离子 电导率 五道沟试验场

中图分类号: P343 P641.3 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-1980(2009)06-0650-05

在过去的三四十年,国内外学者进行了大量旨在确定水文过程及控制水文过程的物理因素方面的实验研究.同位素示踪方法由于在流域水文研究中所固有的优越性使其在诸多研究方法中脱颖而出,为国际水文学界高度关注.流域水文同位素示踪试验的研究成果可能是最能引起水文学者兴趣的,因为它不仅对基于物理测量技术的传统水文学研究方法提出了质疑,还提供了有关水文系统的额外信息,并允许在流域尺度下研究水文过程.由于该方法在流域水文研究中的独到之处为越来越多的水文学家所共识,研究者开始利用环境同位素并结合部分水化学离子等方法来研究流域内的水体来源、产流模式、降雨径流关系及湖泊水量平衡等水文问题^[1-9],以补充传统水文学方法研究上的不足.我国从 20 世纪 80 年代末开始运用环境同位素进行集水区降雨径流响应及产流方式等方面的实验研究并取得了一些有意义的成果^[3,10-11].

本文利用氢氧稳定同位素并结合电导率及钙离子等参数,在淮北平原区五道沟水文水资源试验流域集水面积为 800 m²,10 hm²,1.36 km² 相互嵌套的 3 个大、中、小径流场,对降雨径流中的氢氧稳定同位素组成变化的特点及控制平原区河道径流组分划分的一些流域水文因素进行了试验性的研究.

1 研究区概况

五道沟水文水资源试验流域位于安徽省蚌埠市北 25 km 处的安徽省新马桥原种场境内,地处北纬 33°09',东经 117°21',最大汇流面积 1.36 km².区域地势由西北向东南倾斜,坡度较缓.气候属暖温带半湿润季风气候,据多年观测资料分析,流域降水年际变化大,年内分配不均,多年平均降雨量为 840 mm,最大为 1 212.2 mm.汛期(6~9 月)降水占年总量的 63%,多年平均蒸发量为 1 181.3 mm,多年平均气温为 14.6℃.地表植被主要以小麦、玉米及棉花等作物为主.土壤类型主要为潮土和砂礓黑土,其中潮土的渗透性较好.地下水埋深较浅,以降雨入渗补给为主,地下水资源丰富,地下水动态类型主要以入渗-蒸发型和入渗-蒸发-开采型为主.该试验流域水文过程在淮北地区具有代表意义.

2 样品采集与分析方法

2.1 取样方法

2007 年 10 月 12 ~ 17 日对研究区一次降雨事件中的降雨、地表径流、壤中流及地下径流的水样进行了采集,各采样点的分布如图 1 所示.本次降雨从 12 日 10 时开始,第一次收集降雨样品的时间为 20 时,12 日降雨量(12 日 8 时至 13 日 8 时的降雨量)为 29 mm,13 日降雨量为 8 mm.总降雨量 37 mm,降雨随时间的变化过程即降雨量过程线如图 2 所示(以 12 日 10 时为起点).

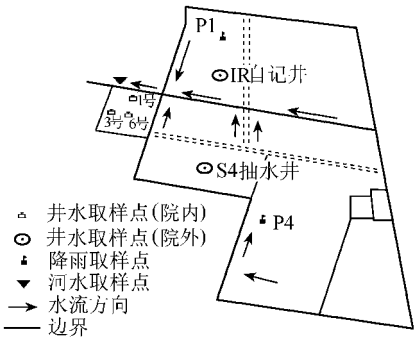


图 1 五道沟降雨径流同位素采样点分布

Fig. 1 Sampling sites of precipitation and runoff in Wudaogou Hydrological Experimental Catchment

采集地下水水样共 9 组,其中 7 组取自试验站院内的 3 个测井(包括 1 号、3 号及 6 号,有井盖),另外 2 组取自试验站院外的 2 个测井,其中一个 IR 自记井为常规观测井,另一个 S4 抽水井为农业灌溉抽水井(无井盖).各采样测井的相关信息如表 1 所示.1 号、3 号、6 号、S4 及 IR 井的井深分别为 50 m,20 m,100 m,24 m,24 m.取样深度为水面下 200 cm 左右.地下水的 pH 值经现场测定在 7.6 ~ 8.0 之间.河水的采样地点选在试验站测流房旁边,接近出口断面,实验期间采集河水样共 4 次,并同时进行了流速流量测量.所有的水样在现场采集后立即存贮在高密度聚乙烯取样瓶内,水样满瓶,瓶内不留空气,瓶口用胶带拉封.

2.2 样品测试方法

a. 氢氧稳定同位素.所有水样的 $\delta(^2\text{H})$ 和 $\delta(^{18}\text{O})$ 的测定工作均在河海大学水文水资源及水利工程科学国家重点实验室同位素分析平台完成.水中氧同位素的制备采用二氧化碳-水平衡法及毫克级微量水平衡法完成.通过测定与水相平衡的二氧化碳中 ^{18}O 与 ^{16}O 的比值来确定水中的氧同位素组成,该方法分析误差在 0.01% 以内.水中氢同位素的采用金属锌还原制备,分析误差在 0.2% 以内.

b. 电导率 γ .使用 DDS-11A 数字式电导率仪测量,测量工作均在水样采集现场完成.

c. 钙离子.水样经过滤(0.45 μm 滤膜)后,使用 EDTA 滴定法测定钙离子含量,并且在采样后 24 h 内完成.测试结果见表 2.

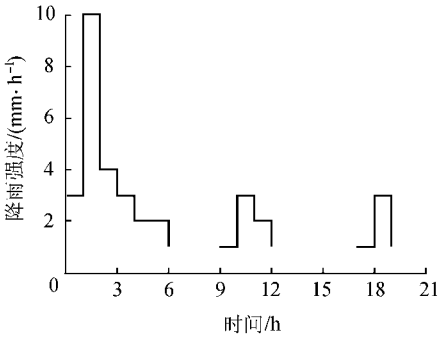


图 2 降雨量过程线

Fig. 2 Hydrograph of precipitation

表 1 各取样测井在实验期间的埋深变化

Table 1 Variation of groundwater depth in sampling wells during experimental period

时 间	埋深/m				
	1 号	3 号	6 号	S4	IR
2007-10-11T08 00	1.35	1.15	6.13	0.49	0.89
2007-10-13T08 00	1.20	1.03	6.12	0.40	0.84
2007-10-15T08 00	1.13	0.90	6.12	0.38	0.82
2007-10-16T17 00	1.14	0.91	6.12	0.40	0.83

表 2 降水、河水及地下水中的 $\delta(^2\text{H})$, $\delta(^{18}\text{O})$ 、钙离子质量浓度及电导率值

Table 2 Values of $\delta(^2\text{H})$, $\delta(^{18}\text{O})$, calcium concentration and electric conductivity for precipitation, river water and groundwater from Wudaogou Hydrological Experimental Catchment

编号	采样时间	$\delta(^{18}\text{O})/\%$	$\delta(^2\text{H})/\%$	$\rho(\text{Ca}^{2+})/(\text{mg}\cdot\text{L}^{-1})$	$\gamma/(\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1})$
GW1-1	2007-10-12T18 00	-0.803	-5.909	23.25	624.00
GW1-2	2007-10-13T14 00	-0.803	-5.820	25.65	633.00
GW1-3	2007-10-17T13 30	-0.805	-5.694	27.86	644.00
GW3-1	2007-10-12T18 00	-0.794	-5.632	3.21	501.00
GW3-2	2007-10-13T14 00	-0.801	-5.718	12.83	502.00
GW6-1	2007-10-12T18 00	-0.800	-5.616	3.21	645.00
GW-S4-1	2007-10-13T14 00	-1.177	-8.886	44.89	296.00
GW-IR-1	2007-10-13T14 00	-1.031	-7.426	40.08	367.00
P1-1	2007-10-12T20 00	-0.918	-5.012	3.21	35.00
P1-2	2007-10-13T6 30	-0.809	-4.277	2.00	21.00
P1-3	2007-10-13T11 00	-0.518	-2.310		
P4-1	2007-10-12T20 00	-0.912	-5.064	1.60	25.00
P4-2	2007-10-13T6 30	-0.807	-4.572	1.28	32.00
R-1	2007-10-13T6 30	-0.673	-4.957	54.51	513.00
R-2	2007-10-13T11 00	-0.675	-5.039	59.32	512.00
R-3	2007-10-13T20 00	-0.677	-4.941	56.11	515.00
R-4	2007-10-16T14 30	-0.677	-4.588	56.91	540.00

注 GW 代表地下水, P 代表降水, R 代表河水. GW1-1 中的第一个 1 表示 1 号井,分隔符后面的 1 表示第 1 次取样,其余类推.

3 结果与讨论

该试验流域缺乏多年降水氢氧稳定同位素的资料,而与其邻近的南京地区(北纬 32°18',东经 118°18')有连续多年(1987 ~ 1992 年)的降水氢氧稳定同位素资料^[12],由于这 2 个地方所处的经纬度很接近,地形气候特征相似,故而可移用南京的地方降水线($\delta(^2\text{H}) = 8.4\delta(^{18}\text{O}) + 17.71$).降水、河水及地下水的 $\delta(^2\text{H}) \sim \delta(^{18}\text{O})$ 关系如图 3 所示.从图 3 可以看出,相对于全球大气降水线,地方大气降水线在斜率和截距上均有不同程度的偏移,反映了当地大气降水形成时水汽来源及运移过程中受气象条件变化影响所导致的气、液两相同位素分馏不平衡程度的差异.另外,河水、井水的 $\delta(^2\text{H}) \sim \delta(^{18}\text{O})$ 值基本都落在大气降水线附近,说明其水源基本上都来自大气降水补给.

3.1 降水

降水中的氢氧稳定同位素除了受降水成因有关的因素(如水汽团来源、运移路径等)影响外,还明显受当地的气象因素(如温度)及地形特征的影响.这些地方气象因素均会对大气降水线的斜率和氕盈余值产生影响^[13].对五道沟试验流域而言,其属于平原地区,地形起伏很小,该地区大气降水氢氧稳定同位素的组成基本不受地形特征(高程效应)的影响.从表 2 可以看出,随着降水强度的减弱,时段降水中的氢氧稳定同位素逐渐富集,从降水初期($\delta(^{18}\text{O}) = -0.918\%$, $\delta(^2\text{H}) = -5.012\%$)到降水末期($\delta(^{18}\text{O}) = -0.518\%$, $\delta(^2\text{H}) = -2.310\%$), $\delta(^2\text{H})$ 和 $\delta(^{18}\text{O})$ 变幅均较大,这反映了观测期间存在着多种类型的降雨成因和当地气象因子的组合.

3.2 地下水

研究区域内地下水主要受大气降水及地下径流的补给,以土壤蒸发、农作物散发及地下水径流的形式排泄.由于位于该径流试验站院内的 3 口测井为铁质井壁且其上带有井盖,所以降雨不能直接通过井口对其进行补给,当然测井也无法接受浅表层快速壤中流的侧渗补给,主要接受井底周围慢速壤中流的补给,受潜水位的影响较大.在本次降雨过程中,3 口测井的水位变化较小(表 1),1 号测井深度为 50 m,井内不分层,为浅层水和深层水的混合,其水体的 $\delta(^{18}\text{O})$ 在降雨期间基本不变,大致维持在 -0.803% ,在降雨结束后的第 4 天再次对 1 号测井取水样测试,结果显示其氢氧稳定同位素比率比降雨期间的偏负,基本反映了受降雨入渗的影响,不过显示了显著的滞后效应,对降雨中的氢氧稳定同位素的信号响应较慢,这主要是由于降雨入渗补给的速率及补给量均较小.而 3 号测井是一个深度为 20 m 的浅层井,由于深度较浅,所以其内水体对降雨补给的响应要比 1 号测井来得快,其 $\delta(^{18}\text{O})$ (或 $\delta(^2\text{H})$)在降雨初期为 -0.794% (或 -5.632%),到降雨结束后的第一次采样,结果显示为 -0.801% (或 -5.718%).

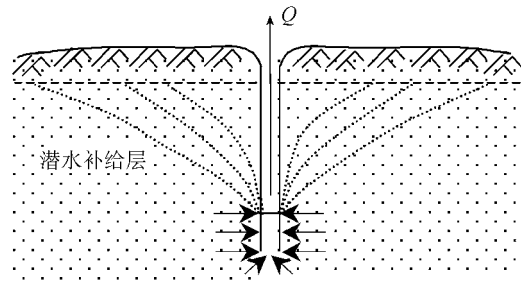


图 4 抽水井降深增加及降落漏斗扩大示意图

Fig. 4 Increase of groundwater drawdown and enlargement of groundwater cone of depression for a single well in an unconfined aquifer

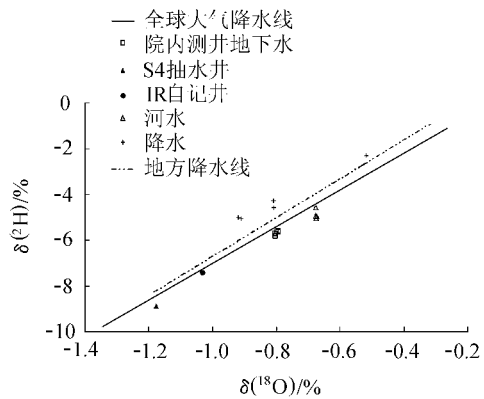


图 3 降水、河水和地下水的 $\delta(^2\text{H}) \sim \delta(^{18}\text{O})$ 关系

Fig. 3 Relationship between $\delta(^2\text{H})$ and $\delta(^{18}\text{O})$ for precipitation, river water and groundwater

IR 自记井和 S4 抽水井位于试验站院外的农田(四季均种植有不同类型的农作物)里,受农田灌溉抽水的影响很大,尤其是 S4 抽水井本身就是灌溉专用井,其氢氧稳定同位素比率($\delta(^{18}\text{O}) = -1.177\%$, $\delta(^2\text{H}) = -8.886\%$)比研究区内其他钻井的要明显偏负,表明该井内的水体除了受降雨及浅表层的潜水补给外,还有来自于深部潜水的补给,这是由于长期的连续性灌溉抽水所致(图 4).随着抽水时间的延续,降深逐渐加大,降落漏斗向外不断扩展,使得钻井周围的砂质土壤形成了许多通往钻井底部的快速水流路径,而来自深部的潜水由于受蒸发作用的影响很小,其氢氧稳定同位素比率要比浅表层的偏负. IR 自记井虽然不是灌溉用井,但它位于农田内,紧邻着其他的抽水井,受其他抽水井灌溉期抽水的影响,其水体中的氢氧稳定同位素比率($\delta(^{18}\text{O}) = -1.031\%$, $\delta(^2\text{H}) = -7.426\%$)也明显偏负.由于 IR 自记井本身是观测井,不用于抽水灌溉,虽也接受深部潜水的补给,但没有 S4 抽水井显著,表现在其水体中的氢氧

稳定同位素要比 S4 井相对富集.

3.3 出口断面河水

出口断面流量过程如图 5 所示(以 12 日 10 时为起点,每 4 h 为一个时段).在本次降水过程中,流域出口断面河水的氢氧稳定同位素比率、电导率、钙离子质量浓度的变幅远远小于同期降水中的变幅,无法反映出降水中的电导率、钙离子质量浓度的变化,特别是降水的氢氧稳定同位素组成的显著差异.这一方面是因为本次降雨量(37 mm)不够大,对河道流量的直接贡献不够显著,另一方面主要是受平原型流域较强的均化作用所影响.当氢氧稳定同位素组成差异较大的降水在不同的时间先后到达地面,在流域包气带缺水量较大和降雨强度不大的条件下,只有很小一部分从地表直接汇入到河道,其余绝大部分入渗到土壤里,这部分水与流域内原有的土壤水相混合,替换并驱动旧有的土壤水与之一同沿着土壤内的各种水文路径向流域出口断面汇集,以至于在地表下经过了长时间反复的‘新水’与‘旧水’混合、驱替过程并最终到达流域出口断面的这部分水的氢氧稳定同位素组成已无法反映当时入渗雨水的氢氧稳定同位素组成的显著差异.对于像五道沟水文试验场这样的平原型流域,由于流域坡度较小,汇流时间较长,流域的均化作用尤为显著.这从另一个侧面说明了河水的同位素数据提供的是一个流域范围内的与水文路径相联系的信号.比如河道流量及河水的同位素组成、电导率、钙离子质量浓度是一个综合的信号,该信号是对河川径流产生过程的响应.在用同位素方法进行河道径流组分划分时应考虑到流域的这种均化作用,具体而言就是要将与降雨到形成出口断面河道径流相联系的水文路径考虑在内,即要考虑从降雨到形成河道径流的传输时间.

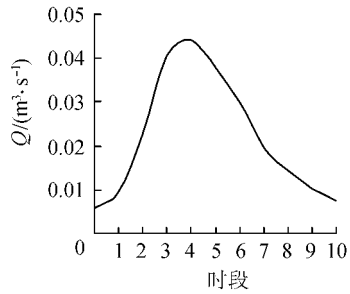


图 5 出口断面流量过程线
Fig. 5 Hydrograph of runoff at outlet

4 结 论

- a. 次降雨过程中氢氧稳定同位素组成存在着显著的时程变化.在五道沟试验流域范围内,同一场次降水过程中,不同采样点的降水中氢氧稳定同位素比率差异很小.
- b. 试验站院内的几个钻井,其氢氧稳定同位素比率在实验期间变化不大,基本上属于当地大气降水入渗和浅表层潜水的补给.试验站院外的 S4 抽水井和 IR 自记井由于受灌溉抽水等人类活动的持续影响,其氢氧稳定同位素数据表明来自深部潜水的补给对其贡献很大.
- c. 受平原型流域较强的均化作用的影响,从流域各处通过各种水文路径汇集到出口断面的水流的氢氧稳定同位素组成、电导率、钙离子质量浓度的变幅较小,无法反映出降水中的电导率、钙离子浓度的变化,特别是降水的氢氧稳定同位素组成的显著差异.
- d. 由于流域均化作用的存在,在用同位素方法对平原区河道径流组分进行划分时需要将与降雨到形成出口断面河道径流相联系的水文路径考虑在内,也即考虑从降雨到形成河道径流的传输时间.

参考文献:

[1] RODHE A. Groundwater contribution to stream flow in Swedish forested till soil as estimated by oxygen-18 [M]//Isotope Hydrology. Vienna IAEA,1984 55-66.

[2] TURNER J V,BRADD J M,WAITE T D. Conjunctive use of isotopic techniques to elucidate solute concentration and flow processes in dryland salinized catchments[M]//Application of Isotope Techniques in Water Resources Development. Vienna IAEA,1991 33-59.

[3] 顾慰祖. 集水区降雨径流响应的环境同位素实验研究[J]. 水科学进展,1992,3(4):246-254. (GU Wei-zu. Experimental research on catchment runoff responses traced by environmental isotopes[J]. Advances in Water Science,1992,3(4):246-254. (in Chinese))

[4] 郭范,上官志冠,夏进. 稳定同位素和元素组成判定潜水河雨后地表径流水的构成[J]. 地球化学,1994,23(1):42-49. (GUO Fan,SHANGGUAN Zhi-guan,XIA Jin. Determination of components of stormflow using stable isotopes and chemical compositions in Qianshui River of Anhui province,China[J]. Geochimica,1994,23(1):42-49. (in Chinese))

[5] CHO S H,MOON S H,LEE K S, et al. Hydrograph separation using ¹⁸O tracer in a small catchment, Cheongdo [J]. Journal of the Geological Society of Korea,2003,4(39):509-518.

[6] FRITZ P,CHERRY J,WEYER K U, et al. Storm runoff analyses using environmental isotopes and major ions [M]//Interpretation of environmental isotope and hydrochemical data in groundwater hydrology. Vienna IAEA,1976 111-130.

[7] 包为民,胡海英,瞿思敏,等. 稳定同位素方法在湖泊水量平衡研究中的应用[J]. 人民黄河,2007(8):29-30. (BAO Wei-min,

- HU Hai-ying, QU Si-min, et al. Application of stable isotope method to the water balance of lakes[J]. Yellow River, 2007(8): 29-30. (in Chinese))
- [8] 陆宝宏, 孙婷婷, 许宝华, 等. 长江干流径流同位素同步监测[J]. 河海大学学报: 自然科学版, 2009, 37(4): 378-381. (LU Bao-hong, SUN Ting-ting, XU Bao-hua, et al. Isotopic synchronous monitoring of runoff of main stem of Yangtze River[J]. Journal of Hohai University: Natural Sciences, 2009, 37(4): 378-381. (in Chinese))
- [9] 谭忠成, 陆宝宏, 汪集, 等. 同位素水文学研究综述[J]. 河海大学学报: 自然科学版, 2009, 37(1): 16-22. (TAN Zhong-cheng, LU Bao-hong, WANG Ji-yang, et al. Isotope hydrology: progress and prospects[J]. Journal of Hohai University: Natural Sciences, 2009, 37(1): 16-22. (in Chinese))
- [10] 顾慰祖. 利用环境同位素及水文实验研究集水区产流方式[J]. 水利学报, 1995(5): 9-17. (GU Wei-zu. Various patterns of basin runoff generation identified by hydrological experiment and water tracing using environmental isotopes[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 1995(5): 9-17. (in Chinese))
- [11] 顾慰祖, 陆家驹, 唐海行, 等. 水文实验求是传统水文概念——纪念中国水文流域研究 50 年、滁州水文实验 20 年[J]. 水科学进展, 2003, 14(3): 368-377. (GU Wei-zu, LU Jia-ju, TANG Hai-xing, et al. Challenges of basin study to traditional hydrological conceptions: the 50 years anniversary of hydrological basin study of PRC and the 20 years anniversary of Chuzhou Hydrological Laboratory[J]. Advances in Water Science, 2003, 14(3): 368-377. (in Chinese))
- [12] 国际原子能机构. 全球降水同位素值[DB/OL]. [2006-11-20]. <http://isohis.iaea.org/userupdate/GNIP2001monthly.xls>.
- [13] CLARK I D, FRITZ P. Environmental isotopes in hydrogeology[M]. New York: Lewis Publishers, 1997: 15-26.

Characteristics of stable hydrogen and oxygen isotopes of precipitation and runoff in Wudaogou Hydrological Experimental Catchment

TAN Zhong-cheng^{1,2}, LU Bao-hong^{1,2}, WANG Ji-yang^{2,3}, SUN Ying-ying^{1,2}

(1. State Key Laboratory of Hydrology-Water Resources and Hydraulic Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China;

2. College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing 210098, China;

3. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

Abstract: The characteristics of stable hydrogen and oxygen isotopes of precipitation-runoff components and some factors controlling the partitioning of different water sources of streamflows were investigated for a precipitation event in the Wudaogou Hydrological Experimental Catchment on the Huaibei Plain of China. The analytic results show that the values of the isotopic composition $\delta(^{18}\text{O})$ ($-0.918\% \sim -0.518\%$) and $\delta(^2\text{H})$ ($-5.064\% \sim -2.310\%$) of precipitation have large ranges of variation, and increase with the decrease of the precipitation intensity. The values of $\delta(^{18}\text{O})$ (or $\delta(^2\text{H})$) for groundwater from holes 1, 3 and 6 mainly relate to those of $\delta(^{18}\text{O})$ (or $\delta(^2\text{H})$) for the groundwater recharge sources and precipitation in the area. They show a slow response to the precipitation infiltration and there exists a time lag effect. Well IR and pumping well S4 have been continuously influenced by human activities such as pumping and irrigation. The values of $\delta(^{18}\text{O})$ (or $\delta(^2\text{H})$) are relatively negative, indicating the recharge of deep groundwater. In addition, the values of $\delta(^{18}\text{O})$ ($\delta(^2\text{H})$) of river water at the outlet have a smaller range of variation than those of the precipitation owing to the homogenization of the plain-type catchment. It is suggested that the transfer time for the precipitation to form the streamflow should be considered in the application of isotopic methods to divide components of streamflow.

Key words: stable hydrogen and oxygen isotopes; precipitation; runoff; calcium ion; electric conductivity; Wudaogou Hydrological Experimental Catchment