

doi: 10.12029/gc20210509

刘添文, 潘越, 胡成, 王清, 陈植华, 史婷婷. 2021. 应用 D、<sup>18</sup>O 同位素示踪孝感市厚层黏性土中土壤水入渗补给及其生态环境效应[J]. 中国地质, 48(5): 1429–1440.

Liu Tianwen, Pan Yue, Hu Cheng, Wang Qing, Chen Zhihua, Shi Tingting. 2021. Tracing of infiltration and recharge of soil moisture in Xiaogan by D and <sup>18</sup>O isotopes[J]. Geology in China, 48(5): 1429–1440(in Chinese with English abstract).

## 应用 D、<sup>18</sup>O 同位素示踪孝感市厚层黏性土中土壤水入渗补给及其生态环境效应

刘添文<sup>1</sup>, 潘越<sup>1,2</sup>, 胡成<sup>1</sup>, 王清<sup>3</sup>, 陈植华<sup>1</sup>, 史婷婷<sup>4</sup>

(1. 中国地质大学(武汉)环境学院, 湖北 武汉 430074; 2. 广西壮族自治区水利科学研究院, 广西南宁 530023; 3. 中国地质调查局武汉地质调查中心(中南地质科技创新中心), 湖北 武汉 430205; 4. 教育部长江三峡库区地质灾害研究中心, 湖北 武汉 430074)

**摘要:**黏性土的渗透系数极低,水分及溶质在黏性土中运移速率慢、耗时长,本次研究通过分析大别山区—江汉平原三水转换野外科学试验场(下文简称“试验场”)ZK1、ZK2 钻孔剖面土壤水、大气降雨 D、<sup>18</sup>O 同位素测试数据与孝感站(站号 57482)多年年降雨量数据,确定了厚层黏性土土壤水入渗补给年份与深度的对应关系。结果表明:试验场区黏性土垂向岩性差异较小,无明显分层现象,土壤水分以“活塞流”的方式向下运移,夏、秋季的大气降雨为土壤水的主要补给来源;ZK1(取样间隔 0.5~2.7 m,深度 15 m)的土壤水  $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$  值随着埋深的增大出现周期性的波动,ZK2(取样间隔 0.1 m,深度 6.2 m)的土壤水  $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$  值随着埋深的增大出现分层波动现象;确定了黏性土层 0~6.2 m 深度对应的降雨入渗补给年份,并通过 <sup>18</sup>O 的峰值位移法计算得出降雨入渗补给在黏性土层的垂向运移速度为 10.8~15.0 cm/a,年均入渗补给量为 43.1~58.1 mm,占多年年均降雨量的 4.01%,推算出降雨入渗补给需要近 130 年的时间才能穿透试验场厚层黏性土补给至地下水含水层,表明该厚层黏性土的防污性能良好。本研究揭示大气—土壤界面下黏性土土壤水分入渗迁移历史演化特征及补给年际对应关系,对江汉平原区地下水环境保护、生态环境改善、旱涝灾害防治等具有重要意义。

**关键词:**D、<sup>18</sup>O 同位素;土壤水;<sup>18</sup>O 峰值位移法;补给量;水文地质调查工程;孝感市;湖北省  
中图分类号:P641.131 文献标志码:A 文章编号:1000-3657(2021)05-1429-12

## Tracing infiltration and recharge of thick silt by using D and <sup>18</sup>O isotopes of soil moisture in Xiaogan, Hubei and its ecological effects

LIU Tianwen<sup>1</sup>, PAN Yue<sup>1,2</sup>, HU Cheng<sup>1</sup>, WANG Qing<sup>3</sup>, CHEN Zhihua<sup>1</sup>, SHI Tingting<sup>4</sup>

(1. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China; 2. Guangxi Water Conservancy Science Research Institute, Nanning 530023, Guangxi, China; 3. Central South China Center for Geoscience Innovation, Wuhan Center of Geological Survey, Wuhan 430205, Hubei, China; 4. Three Gorges Research Center for Geohazards, Ministry of Education, Wuhan 430074, Hubei, China)

收稿日期:2020-06-08; 改回日期:2020-07-18

基金项目:中国地质调查局项目(121201009000172522、DD20190315、DD201900823)资助。

作者简介:刘添文,男,1992年生,博士生,研究方向为土壤与地下水污染防治;E-mail:15827467275@163.com。

通讯作者:史婷婷,女,1984年生,博士,主要从事水文地质研究工作;E-mail:stt\_0801@163.com。

**Abstract:** As well known, the permeability coefficient of cohesive soil is extremely low, and the transport rate of water and solute in the cohesive soil is slow and time-consuming. Stable isotopes  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  data of soil moisture and rainfall of two boreholes (ZK1, ZK2) in Dabie Mountain Area–Jiangnan Plain rainfall–soil moisture–groundwater transformation scientific field test site were studied to trace the characteristics of historical infiltration and recharge of cohesive soil. The results show that there's no obvious layer boundary but just a little difference among the 15 m deep cohesive soil, and soil water moves in the way of “piston flow” vertically. The closer relation of rainfalls in summer and autumn to soil moisture in  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  value indicates that the main recharge of soil moisture comes from rainfall infiltration in summer and autumn. The  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  values of soil water in ZK1 (sampling interval 0.5–2.7 m, depth 15 m) fluctuate periodically with the increase of buried depth, while the  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  values of soil water in ZK2 (sampling interval 0.1m, depth 6.2 m) fluctuate stratified with the increase of buried depth. On the basis of determining the rainfall infiltration recharge years corresponding to the 0–6.2 m depth in the cohesive soil layer, based on  $^{18}O$  isotopes peak displacement method, it is calculated that the vertical migration velocity of rainfall infiltration recharge in the cohesive soil layer is 10.8–15.0 cm/a, and the annual infiltration recharge is 43.1–58.1 mm, accounting for 4.01% of the annual average rainfall. It takes about 130 years for rainfall infiltration to penetrate the thick cohesive soil for groundwater recharge, which means the thick cohesive soil has good antifouling properties. The historical evolution characteristics of soil water infiltration and migration at the air–soil interface and the inter–annual correspondence of soil water recharge are of great significance for groundwater environmental protection, ecological environment improvement, drought and flood disaster prevention and control in Jiangnan Plain.

**Key words:** D,  $^{18}O$  isotopes; soil moisture;  $^{18}O$  isotopes peak displacement method; infiltration recharge; hydrogeological survey project; Xiaogan; Hubei Province

**About the first author:** LIU Tianwen, male, born in 1992, doctoral candidate, majoring in hydraulic engineering, engaged in groundwater and soil pollution protection and prevention; E-mail:15827467275@163.com.

**About the corresponding author:** SHI Tingting, female, born in 1984, doctor, engaged in hydrogeological research; E-mail:stt\_0801@163.com.

**Fond support:** Supported by the project of China Geological Survey (No.121201009000172522, No.DD20190315, No. DD201900823).

## 1 引 言

通常情况下,土壤水是指吸附于土壤颗粒表面和存在于土壤孔隙中的水(土壤孔隙水),包括吸湿水、薄膜水、毛管水、重力水,土壤孔隙水仅包括毛管水与重力水(雷志栋等,1988)。土壤水是地面以下至地下水位以上土壤层中的水分,是区域水循环的重要一环(张小娟等,2015)。土壤水是联系地表水–地下水、大气降雨–地下水相互转换的纽带,起着物质、能量传递的关键性作用(武倩倩等,2008;张小娟等,2015;刘君等,2016;孙芳强等,2017;徐英德等,2018;马迎宾等,2018;姬王佳等,2019)。

大气降雨是地下水十分重要的补给来源,氢氧稳定同位素作为水分子的组成部分,对水分运动具有良好的指示作用,相比其他传统方法而言具有较高的灵敏度和准确性,可以用来揭示土壤水的来源、入渗、蒸发等各种水运移过程(刘君等,2012;张小娟等,2015;戴军杰等,2019)。应用稳定同位素 D、 $^{18}O$  示踪包气带中地下水的运移规律和计算入渗

补给量,前人已经做过许多研究,但大多限于干旱地区(Zimmermann et al.,1967; Liu et al., 1995; Prudhomme et al., 2003; 马斌等,2014; 孙芳强等,2017)。一般在干旱、半干旱地区土壤水中的稳定同位素组成主要受蒸发控制,而在湿润地区,由于不同降水事件的干扰,土壤水中稳定同位素组成变得复杂(Hsieh et al.,1998; Song et al., 2009)。张翔等(2015)研究鄱阳湖湿地土壤水中稳定同位素的组成发现土壤水在旱、雨季的补给来源各异;王福刚等(2007)应用 D、 $^{18}O$  同位素峰值位移法计算了湿润、半湿润地区河南新乡市原阳县大宾乡降水入渗补给量,并表示稳定同位素峰值位移法最适合于温带湿润地区的降水入渗研究。

本文展示孝感试验场区两个不同垂向间隔及深度进行取样的钻孔(ZK1、ZK2,间距为9 m),应用稳定氢氧同位素 D、 $^{18}O$  指示土壤水入渗补给来源及时间–剖面深度位置的年际对应关系。利用孝感站(站号 57482)年均气温、年降雨量数据和  $^{18}O$  同位素垂向剖面明显特征值的位置,确定特定年份的入渗

深度,进一步结合土壤含水率,利用<sup>18</sup>O峰值位移法分析入渗补给量的变化特征。

## 2 研究区概况

研究区位于江汉平原北部孝感市肖港镇(图1),地理坐标为东经113°55'58",北纬31°03'58",属中纬度亚热带温湿季风气候区,四季分明,雨量充沛,温暖湿润,光照充足。年均气温在15.6~16.5℃,冬季气温(1月)平均2~4℃,夏季气温(7月)平均28~29℃,累年年均降水量为1152 mm,降水年际变化大。受季风气候影响,研究区降水量年内分布不均,雨季(5—8月)降水量约占全年降水量的70%,在年际尺度下全年降雨量大小变化可用于表征夏季(6—8月)与秋季(9—11月)孝感试验场土壤水补给来源量的大小变化。研究区暴雨、干旱等灾害频发,自1957—2018年,大水年份有1968、1983、1995、1996、1998、2008、2010、2016(夏萍应等,2014;余宏阳,2016)。

试验场位于区域最低排泄基准面澧河的二级

阶地(图1),距离肖港镇中心约1 km,地面标高33.40 m,场地附近地表水系发源于东部丘陵水库,水流通畅,场区不易积水。试验场所处地层为第四系上更新统(Qp<sub>3</sub><sup>al</sup>),垂向地质结构及透水性如表1所示,含水层为砂砾石层,地下水类型为第四系松散孔隙微承压水,初始稳定地下水位标高为25.72 m,承压高度为7.32 m,该层地下水与当地居民生活息息相关,水量较大,是区域主要供水含水层。试验场土壤岩性变化较小,以粉质亚黏土为主,夹粉质黏土层,下部含砂量增加,过渡为砂质亚黏土和砂质亚砂土。当包气带岩性较为均质时,降雨补给通过包气带补给地下水的过程中,通常以活塞流的方式入渗(马斌等,2014)。

张涛等(2010)研究发现孝感市(孝感站,站号57482)近50年(1957—2006年)年降水存在3年、6年、11年、20年四个尺度的周期性干湿变化,对此期间年降水、四季降水变化进行小波方差分析,发现年降水量呈微弱增加趋势(图2),变化量约为5.9 mm/(10 a),年降雨量变化具有年际尺度(3~7 a)与年

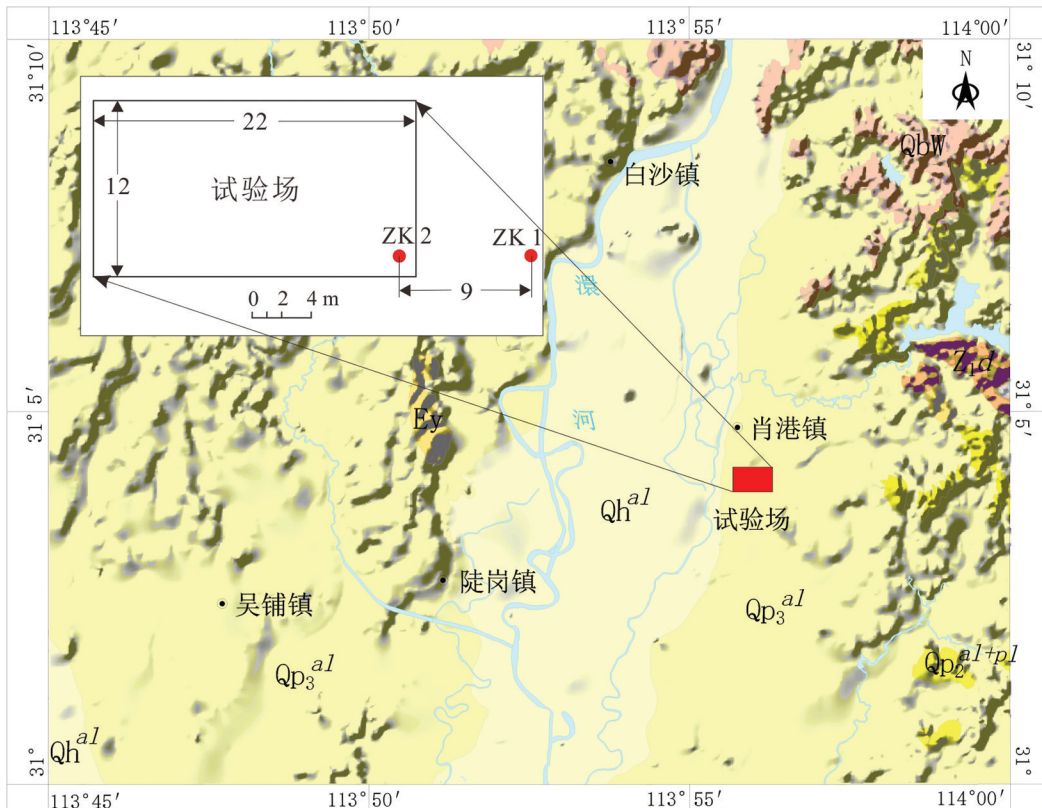


图1 研究区地质地形条件及试验场位置略图

Fig.1 Geological map of the study area and location of the test site

表1 试验场区地质结构信息表

Table 1 Geological structure information of test site

地层代号	层深/m	层底标高/m	岩性描述	渗透系数/(cm/s)	透水性
	0~0.2	33.20	耕植土		
	0.2~12.55	21.85	粉质亚黏土	$10^{-7}\sim 10^{-5}$	极微—弱
Qp <sub>3</sub> <sup>al</sup>	12.55~13.0	21.40	粉质黏土		
	13.0~15.0	18.40	灰黑色淤泥砂	\	\
	15.0~18.0	15.40	砂砾石	$1.3\times 10^{-2}$	强

代际尺度(9~13 a, 20 a左右)变化特征, 年际尺度变化周期以准6 a、准3 a为主, 年代际尺度变化周期以准11 a、准20 a为主; 夏季降水波动主要表现为准6 a、准11 a、准3 a三个尺度, 与年降雨量变化周期较为匹配。在此基础上, 笔者收集了孝感市(中国气象科学数据共享服务网, 气象站点为孝感站, 站号57482) 2006—2018年的降雨量数据, 并绘制了2006—2018年降雨量变化图(图3)。

江汉平原普遍存在第四系黏性土覆盖层, 黏性土的渗透系数极低, 极大阻碍了大气降雨对地下水的补给, 黏性土土壤水水分及溶质运移研究耗时较长, 研究难度大, 其水分与溶质运移机理尚不清晰。厚层黏性土覆盖层下大气降雨补给地下水规律及补给量对江汉平原区水资源评价与开发、地下水环境保护和干旱洪涝灾害防治等方面具有重要的理论与实践意义。

### 3 样品采集与测试

ZK1与ZK2两个钻孔皆位于试验场区附近(图1), 土壤质地相同, 两钻孔间距为9m。ZK1取样间隔不一, 遵循浅层密, 中层疏, 深层密的取样原则, 取样深度达15 m, 同时在试验场地下水监测井取地下水样1个, 共采集13个样品; ZK2取样间隔为0.1 m, 取样深度为6.2 m, 在试验场地下水监测井取地下水样1个, 共采集58个样品。

试验场土壤质地样品(表2)在中国地质大学(武汉)构造与油气资源教育部重点实验室测样, 测试仪器为美国贝克曼库尔特公司生产的全自动激光粒度分析仪(LS230), 根据粒径大小分黏粒(<0.005 mm)、粉粒(0.005~0.05 mm)和砂粒(0.05~2 mm)统计其所占百分比(100%)利用三元命名法进行水文地质岩性命名(中国地质调查局, 2012)。试验场土壤渗透系数送往武汉九方安达工程技术集团有限责任公司进行测试, 岩土透水性按照《水利水电工程地质勘察规范》(GB 50487—2008)进行分级。

对第二次(2019/7/25)所取土壤部分层位样品采用烘干法进行土壤体积含水率测定, 测得土壤体积含水率区间为36.8%~44.1%(表3), 试验场区土壤容重为1.44~1.66 g/cm<sup>3</sup>, 故正常情况下1.0 kg土壤样品可提取220~306 g供分析用土壤水。

ZK1、ZK2钻孔土壤样品中土壤水提取采取低

表2 试验场区土壤岩性命名及垂向渗透系数

Table 2 Soil texture and vertical hydraulic conductivity of the test site

深度/m	砂粒/%	粉粒/%	粘粒/%	岩性定名	垂向渗透系数/(10 <sup>-6</sup> cm/s)	透水性
0.2	10.40	67.60	22.00		3.98	微
0.4	1.17	75.07	23.76		1.64	微
0.9	12.13	71.62	16.25		0.12	极微
1.4	13.93	68.34	17.73	粉质亚黏土	40.91	弱
2.5	8.90	74.17	16.93		38.95	弱
3.0	0.58	73.90	25.52		\	\
4.0	0.93	72.44	26.63		20.46	弱
5.0	1.20	62.15	36.65	粉质黏土	\	\
6.5	3.00	79.42	17.58		\	\
9.0	11.53	71.89	16.58	粉质亚黏土	\	\
11.0	6.37	74.27	19.36		\	\
12.5	4.60	61.49	33.91	粉质黏土	\	\
13.4	45.10	41.54	13.36	砂质亚黏土	\	\
14.3	66.17	26.43	7.40	砂质亚砂土	\	\

表3 试验场区土壤体积含水率

**Table 3 Soil volumetric moisture content (VWC) of test site**

深度/m	体积含水率/%	深度/m	体积含水率/%	深度/m	体积含水率/%
0.2	38.58	2.0	39.59	4.0	42.86
0.5	37.40	2.5	37.95	4.5	41.01
0.9	40.03	3.0	36.81	5.0	40.93
1.4	39.31	3.5	44.08	6.0	37.29

温真空蒸馏的方法,利用LI-2100全自动真空冷凝抽提系统进行提取,提取的水样送往中国地质调查局武汉地质调查中心进行测试分析,测试仪器为美国LGR公司的激光水稳定同位素分析仪(LWA-45EP),该仪器D、<sup>18</sup>O的测试精度分别为±0.50‰、±0.10‰。同位素浓度采用维也纳标准平均海洋水标准(Vienna Standard Mean Oceanic Water, V-SMOW)计算(表4、表5),测得样品中的δD和δ<sup>18</sup>O用同位素千分偏差(张小娟等,2015;邓志民等,2016;董小芳等,2017;姬王佳等,2019)来表示。

表达式为:

$$\delta(\text{‰}) = (R_{\text{sample}}/R_{\text{standard}} - 1) \times 1000\text{‰}$$

式中,  $R_{\text{sample}}$  为样品的D和<sup>18</sup>O同位素比率,  $R_{\text{standard}}$  为维也纳标准平均海水D和<sup>18</sup>O的同位素比率。

## 4 D、<sup>18</sup>O同位素分布与运移规律

### 4.1 大气降雨、地下水氢氧稳定同位素特征

试验场区自2018年9月19日至2019年9月19日共收集大气降雨的同位素样品43件,根据测试结果回归拟合出试验场区的大气降雨线(Local Meteoric Water Line, LMWL)为:

$$\delta D = 7.48\delta^{18}O + 8.73 (R^2 = 0.94, n = 43)$$

研究区大气降雨线(LMWL)与全球降水线δD=

$8\delta^{18}O + 10$  (Global Meteoric Water Line, GWML) (Craig, 1967;何军等,2015;邓志民等,2016;董小芳等,2017)相比(图4),斜率与截距明显低于全球大气降雨线,研究区地下水与大气降雨的δD值和δ<sup>18</sup>O值接近。

根据气象学定义春季为3—5月,夏季为6—8月,秋季为9—11月,冬季为12月至次年1月。从图5可知,大气降雨同位素的季节变化很大,春季降雨δD与δ<sup>18</sup>O最为富集,夏季、秋季较为贫化,这是由于温度会直接影响降水过程中氢氧同位素分馏程度,春季干暖的环境有利于雨滴的同位素蒸发富集作用,夏季孝感市主要受印度洋(西南季风)与太平洋(东南季风)的双重影响(邓志民等,2016;董小芳等,2017),水汽向大陆迁移的过程中,重同位素先凝结产生降水,剩余水汽越深入产生的降水氢氧同位素越偏负,故春季大气降雨δD与δ<sup>18</sup>O最富集,夏秋季贫乏。

### 4.2 土壤水氢氧稳定同位素特征

#### 4.2.1 土壤水、地下水δD、δ<sup>18</sup>O的组成及来源

根据ZK1、ZK2剖面不同深度土壤水测试结果(表4、表5),ZK1土壤水垂向剖面上δD值的变化范围为-55.7‰~-40.7‰,平均值为-46.46‰,δ<sup>18</sup>O值的变化范围为-8.52‰~-5.50‰,平均值为-6.581‰;ZK2土壤水垂向剖面上δD值的变化范围为-53.8‰~-42.0‰,平均值为-47.89‰,δ<sup>18</sup>O值的变化范围为-7.26‰~-5.67‰,平均值为-6.36‰;地下水中的δD的平均值为-35.3‰,δ<sup>18</sup>O的平均值为-5.19‰(表6)。土壤水中的δD、δ<sup>18</sup>O平均值低于试验场含水层地下水的平均值。

根据试验场土壤垂向剖面ZK1与ZK2中不同

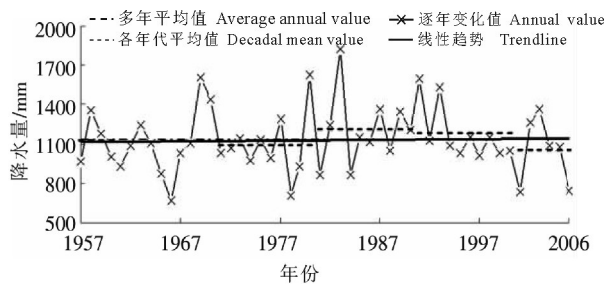


图2 1957—2006年孝感市年降水量变化图(张涛等,2010)  
Fig.2 Xiaogan's mean precipitation from 1957 to 2006 (Zhang et al., 2010)

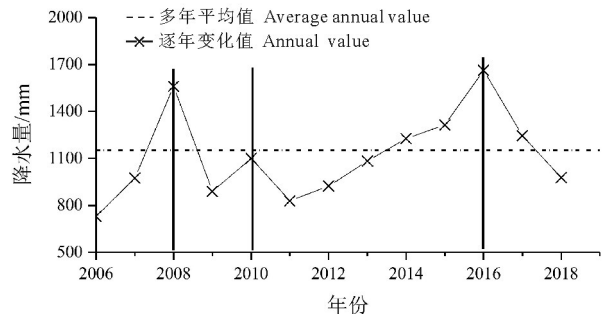


图3 2006—2018年孝感市年降水量变化图  
Fig.3 Xiaogan's yearly mean precipitation from 2006 to 2018

表4 ZK1土壤水及地下水的 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值表(2019/4/12)  
Table 4  $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$  of soil water in ZK1 and groundwater

深度/m	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}O/\text{‰}$	深度/m	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}O/\text{‰}$
0.9	-55.7	-8.52	9.3	-41.3	-5.96
1.4	-49.3	-7.15	11.3	-43.1	-6.20
2.5	-46.2	-6.44	12.8	-43.9	-6.44
3.2	-47.4	-6.51	13.8	-44.1	-5.87
4.2	-48.0	-6.72	14.6	-40.7	-5.50
5.3	-48.8	-6.68	地下水(2019/4/12)		
6.6	-49.1	-6.98	\	-34.8	-5.05

深度土壤水稳定氢氧同位素 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 的分布特征,确定了ZK1与ZK2的蒸发线:

ZK1:  $\delta D = 5.17\delta^{18}O - 12.39 (R^2 = 0.91, n = 12)$

ZK2:  $\delta D = 5.98\delta^{18}O - 9.84 (R^2 = 0.67, n = 57)$

根据大气降雨、土壤水、地下水稳定同位素 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 关系图(图6),可知土壤水、地下水的 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值分布在研究区大气降雨线(LMWL)右下方,显示土壤包气带与地下水接受大气降雨的补给,大气降雨在入渗过程经历了一定强度的蒸发作用。大气降雨夏、秋季 $\delta D$ 和 $\delta^{18}O$ 降雨量加权平均值与土壤水 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值相近,可知夏季与秋季的大气降雨为土壤水的主要补给来源(曹建文等,2019)。地下水的 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值比土壤水 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值大,更接近大气降雨线,地下水D、 $^{18}O$ 更富集,说明地下水除接受土壤水垂向补给外,更大程度上接受比土壤水 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值

更偏正的水分补给。

4.2.2 土壤水D、 $^{18}O$ 同位素剖面分布特征

ZK2剖面不同深度土壤水的 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值变化明显(图7),两者波动基本一致,整条曲线可划分为三个大区段(0~0.6 m, 0.8~2.0 m, 2.1~6.2 m)与多个小区段,第一区段深度土壤受蒸发作用影响大,表层蒸发最强烈,其中蒸发前锋深度小于0.4 m,蒸发锋面D、 $^{18}O$ 最富集(胡海英等,2008);第二区段深度内,随着深度的增大, $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值总体上呈振荡指数型增大的趋势,显示了入渗过程中降水量对 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 的影响特征;第三区段深度内,随着深度的增大, $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值总体上呈振荡指数型减小的趋势。0.4~6.2 m深度范围由上至下大致可分为9个小区段,具体如下:

(1) 0.4~0.6 m:  $\delta D$  值的变化范围为-53.3‰~-42.0‰,平均值为-48.33‰;  $\delta^{18}O$  值的变化范围为-7.08‰~-5.67‰,平均值为-6.49‰。 $\delta D$ 与 $\delta^{18}O$ 值均呈持续减小趋势。

(2) 0.8~1.5 m:  $\delta D$  值的变化范围为-53.8‰~-49.4‰,平均值为-51.34‰;  $\delta^{18}O$  值的变化范围为-7.26‰~-6.17‰,平均值为-6.72‰。 $\delta D$ 值先增大后减小再增大,出现两个波峰与一个波谷;  $\delta^{18}O$ 值先振荡减小后振荡增大,出现一个明显波谷,振幅较大。

(3) 1.6~2.0m:  $\delta D$  值的变化范围为-49.9‰~-47.9‰,平均值为-48.48‰;  $\delta^{18}O$  值的变化范围为

表5 ZK2土壤水及地下水的 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值(2019/7/25)  
Table 5  $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$  of soil water in ZK2 and groundwater

深度/m	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}O/\text{‰}$	深度/m	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}O/\text{‰}$	深度/m	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}O/\text{‰}$	深度/m	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}O/\text{‰}$
0.4	-42.0	-5.67	2.1	-46.9	-6.04	3.6	-44.9	-6.34	5.1	-48.0	-6.20
0.5	-49.7	-6.72	2.2	-48.0	-6.06	3.7	-46.3	-6.02	5.2	-48.6	-6.58
0.6	-53.3	-7.08	2.3	-46.3	-6.11	3.8	-48.5	-6.32	5.3	-47.0	-6.32
0.8	-52.0	-6.42	2.4	-46.8	-5.91	3.9	-46.7	-6.23	5.4	-48.9	-6.02
0.9	-51.3	-7.02	2.5	-46.7	-6.10	4.0	-47.0	-6.39	5.5	-48.4	-6.16
1.0	-52.3	-6.71	2.6	-46.2	-6.07	4.1	-47.8	-6.13	5.6	-48.4	-6.53
1.1	-53.8	-7.26	2.7	-47.2	-6.17	4.2	-46.9	-6.41	5.7	-50.0	-6.47
1.2	-52.6	-6.83	2.8	-47.1	-6.15	4.3	-46.6	-6.15	5.8	-47.5	-6.47
1.3	-49.8	-6.58	2.9	-43.2	-5.94	4.4	-45.7	-6.00	5.9	-48.8	-6.66
1.4	-49.5	-6.72	3.0	-44.2	-5.91	4.5	-49.3	-6.56	6.0	-47.6	-6.52
1.5	-49.4	-6.17	3.1	-45.9	-6.18	4.6	-47.7	-6.50	6.1	-49.9	-6.57
1.6	-49.9	-6.82	3.2	-46.5	-6.28	4.7	-47.1	-6.45	6.2	-47.1	-6.44
1.7	-47.9	-6.50	3.3	-45.4	-6.10	4.8	-45.9	-6.12	地下水(2019/7/16)		
1.8	-47.9	-6.51	3.4	-46.4	-6.26	4.9	-47.8	-6.29	\	-35.1	-5.21
2.0	-48.2	-6.55	3.5	-46.3	-6.20	5.0	-47.9	-6.49	\	-35.1	-5.21

表6 大气降雨、土壤水及地下水的氢氧稳定同位素组成特征表  
Table 6 Hydrogen and oxygen stable isotopes of soil moisture, precipitation and groundwater

水样类型	$\delta D/\text{‰}$				$\delta^{18}O/\text{‰}$				降水线/蒸发线
	最大值	最小值	平均值	标准差	最大值	最小值	平均值	标准差	
大气降雨	20.8	-93.8	-28.56	27.04	3.43	-13.13	-5.00	3.50	$\delta D=7.48\delta^{18}O+8.73(R^2=0.94, n=43)$
土壤水	ZK1	-40.7	-55.7	-46.46	4.00	-5.50	-8.52	0.74	$\delta D=5.17\delta^{18}O-12.39(R^2=0.91, n=12)$
	ZK2	-42.0	-53.8	-47.89	2.25	-5.67	-7.26	0.31	$\delta D=5.98\delta^{18}O-9.84(R^2=0.67, n=57)$
地下水	-34.8	-36.8	-35.3	0.73	-4.84	-5.49	-5.19	0.23	\

注:降水氢氧稳定同位素平均值为雨量加权平均值

-6.82‰~-6.50‰,平均值为-6.60‰。 $\delta D$ 值与 $\delta^{18}O$ 值均呈振荡减小趋势, $\delta^{18}O$ 值振幅较大,局部存在波谷。

(4) 2.1~3.0 m:  $\delta D$ 值的变化范围为-48.0‰~-43.2‰,平均值为-46.26‰; $\delta^{18}O$ 值的变化范围为-6.11‰~-5.91‰,平均值为-6.05‰。 $\delta D$ 值与 $\delta^{18}O$ 值均先减小后增大,存在一个波谷与一个波峰,其中后部分 $\delta^{18}O$ 值急剧增大。

(5) 3.1~3.7 m:  $\delta D$ 值的变化范围为-46.5‰~-44.9‰,平均值为-45.96‰; $\delta^{18}O$ 值的变化范围为-6.34‰~-6.02‰,平均值为-6.20‰。 $\delta D$ 值稳定在-48.5‰附近振荡变化,振幅较小; $\delta^{18}O$ 值呈振荡减小趋势。

(6) 3.8~4.4 m:  $\delta D$ 值的变化范围为-48.5‰~-45.7‰,平均值为-47.03‰; $\delta^{18}O$ 值的变化范围为-6.41‰~-6.00‰,平均值为-6.23‰。 $\delta D$ 值呈振荡增大趋势,存在两个波峰与两个波谷; $\delta^{18}O$ 值呈振荡减小趋势,振幅较大。

(7) 4.5~4.8 m:  $\delta D$ 值的变化范围为-49.3‰~-45.9‰,平均值为-47.35‰; $\delta^{18}O$ 值的变化范围为

-6.56‰~-6.12‰,平均值为-6.41‰。 $\delta D$ 值与 $\delta^{18}O$ 值均呈先减小后增大趋势,存在一个波峰与一个波谷,振幅较大。

(8) 4.9~5.4 m:  $\delta D$ 值的变化范围为-48.9‰~-47.0‰,平均值为-48.03‰; $\delta^{18}O$ 值的变化范围为-6.58‰~-6.02‰,平均值为-6.32‰。 $\delta D$ 值先减小后增大,存在一个波峰与一个波谷; $\delta^{18}O$ 值呈振荡减小趋势,存在两个波峰与两个波谷,振幅较大。

(9) 5.5~6.2 m:  $\delta D$ 值的变化范围为-50.0‰~-47.1‰,平均值为-48.46‰; $\delta^{18}O$ 值的变化范围为-6.66‰~-6.16‰,平均值为-6.48‰。 $\delta D$ 值在-48.5‰附近振荡减小变化,先急剧增加稳定在-48.5‰附近,后部分振幅较大,存在三个波峰与三个波谷; $\delta^{18}O$ 值呈振荡减小趋势,先急剧减小至-6.53‰后逐渐减小,存在两个波峰与两个波谷,振幅较小。

ZK1剖面不同深度土壤水的 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值变化虽然明显(图8),两者波动基本一致,总体呈增大—减小—增大—减小的趋势变化,但其取样间隔较大,由于黏性土渗透系数较小,土壤水分运移速率较慢,稳定D、<sup>18</sup>O同位素剖面缺失了许多具有明显指

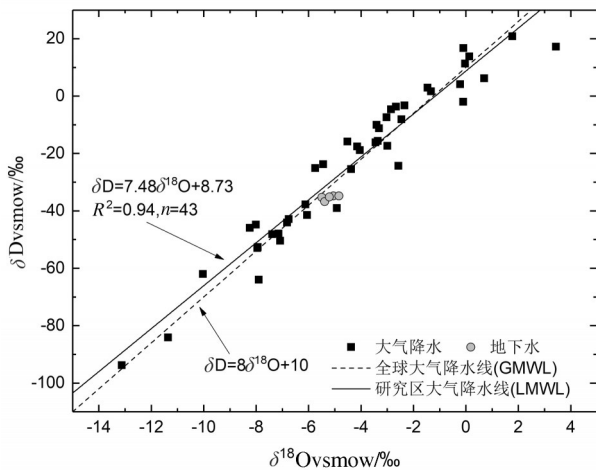


图4 试验场大气降雨线  
Fig.4 Local meteoric water line of test site

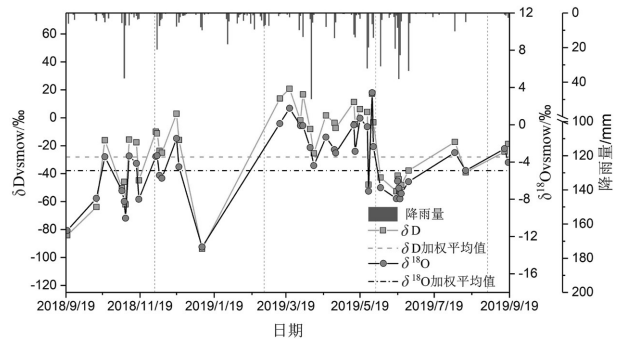


图5 试验场降水量、降水中 $\delta D$ 和 $\delta^{18}O$ 的逐日变化图  
Fig.5 Daily variations of precipitation,  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  of rainfall at test site

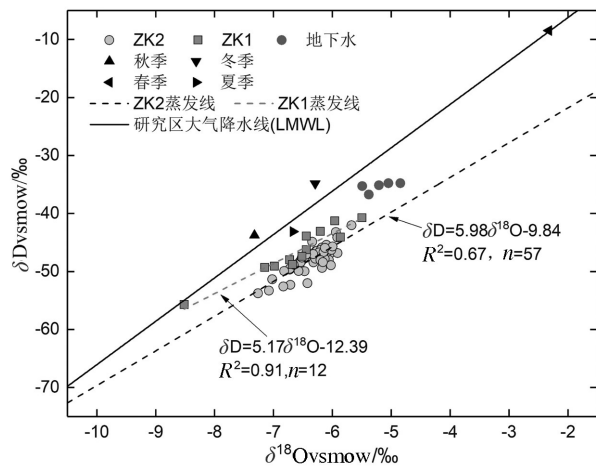


图6 试验场大气降雨、土壤水、地下水稳定同位素  $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$  关系图

Fig.6  $\delta D$  vs.  $\delta^{18}O$  Correlation of precipitation, soil water and groundwater at test site

示意义的特征值。故选用ZK2剖面进行补给时间-剖面深度位置分析。

4.2.3 入渗补给时间-剖面深度位置分析

ZK2剖面的 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值的振幅随着埋深的增大并未趋于平缓(图7),入渗补给的水分在土壤剖面上具有明显分层。试验场区土壤水以活塞流的方式向下推移入渗,剖面土壤水稳定D、 $^{18}O$ 同位素具有明显的指示意义。孝感市1960—2010年年平均气温呈缓慢上升趋势,夏秋季温度变化较为平缓,变化较小,气候倾向率约为 $0.18^{\circ}C/10a$ (孝感站,站号57482),孝感市雨季(5—8月)降水量约占全年降水量的70%,在年际尺度下全年降雨量大小变化可用于表征夏季与秋季孝感试验场土壤水补给来源量的大小变化。当降雨量大时(丰水年),降雨入渗补给进入土壤水的 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值偏小;当降雨量小时(枯水年),土壤表层蒸发作用大,降雨入渗补给进入土壤水的 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值偏大。剖面土壤水 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值变化可与年降雨量变化形成较好的对应关系,由此可对大气降雨补给时间-剖面深度位置进行分析。

自1957年以来,研究区年降雨量出现了多个降雨量较少(降雨变化周期内低值,枯水年)的年份与降雨量较多(降雨变化周期内高值,丰水年)的年份(表7),降雨最少年份为1966年,降雨最多年份为1983年,最多降雨量为最少降雨量的1.8倍。

根据1957—2018年的年降雨量变化特征(图2,

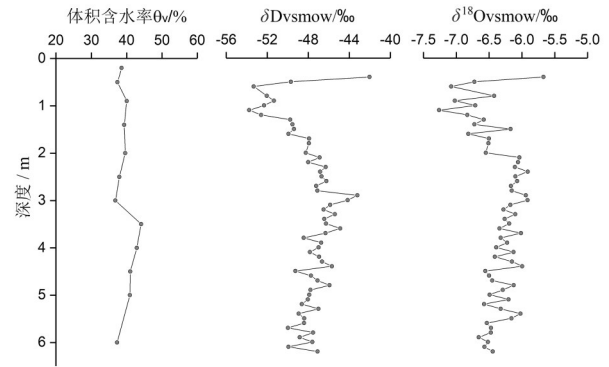


图7 ZK2土壤体积含水率和土壤水 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 剖面图  
Fig.7 ZK2 profile of the volumetric water content and  $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$  in soil water

图3)、ZK2剖面的土壤水 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 分布特征(图7),对入渗补给时间-剖面深度位置等作如下分析:

(1)0.4~0.6 m: 取样时间为2019年7月25日,当年5、6月份降雨量累计为283.3 mm,7月份降雨量仅4.7 mm,7月份温度较高,土壤受蒸发作用影响大,表层蒸发最强烈,随深度增加逐渐减小,土壤表层 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值偏正,0.6 m深度处 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值分别为 $-53.3\text{‰}$ 、 $-7.08\text{‰}$ ,为该深度范围极小值,与当年6月份降雨 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值相近,为2019年6月降雨入渗补给。

(2)0.8~1.5 m: 2011—2018年,年降雨量呈先增大后减小的趋势,其中2016年为显著丰水年,1.1 m深度处土壤水 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值出现谷值,分别为 $-53.8\text{‰}$ 、 $-7.26\text{‰}$ ,为2016年雨季时期具有较轻同位素组成的强降雨的入渗补给(马斌等,2014),受蒸发作用较小,降雨量效应明显。2011年与2018年为枯水年,0.8 m与1.5 m深度处土壤水 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值出现峰值,皆是由于降雨量相对较小,蒸发作用影响较大,导致降雨入渗过程中产生同位素分馏,使得补给土壤的水分中 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值偏正,0.8 m与1.5 m分别对应2018年夏季与2011年夏季降雨入渗补给。

(3)1.6~2.0 m: 2007—2011年,年降雨量先增大

表7 孝感市1957—2018年丰水年、枯水年一览  
Table 7 Low flow year and high flow year in Xiaogan from 1957 to 2018

分类	年份
丰水年	1958、1963、1969、1977、1980、1983、 1987、1989、1991、1993、2003、2008、2016
枯水年	1957、1957、1961、1966、1978、 1981、1984、2001、2006、2009、2011、2018



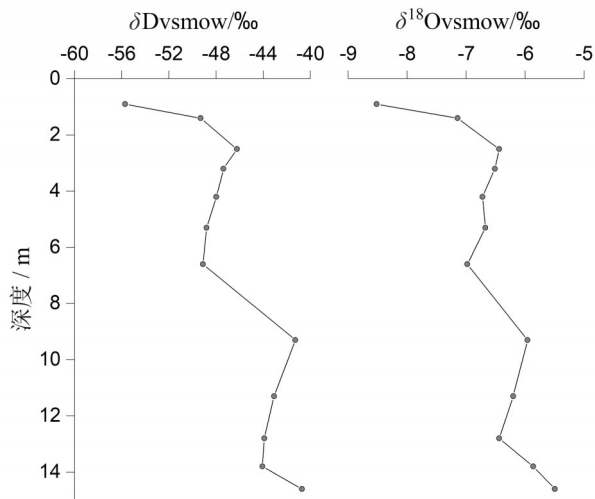


图8 ZK1土壤水δD、δ<sup>18</sup>O剖面图  
Fig.8 Soil water δD and δ<sup>18</sup>O profile of ZK1

后减小再增大,其中2008年为显著的丰水年,2010年较2009、2011年降雨量多,1.6 m与2.0 m深度土壤水δD、δ<sup>18</sup>O值出现谷值,分别为2010、2008年夏季较轻同位素组成的降雨入渗补给。

(4)2.1~3.0 m:2000—2007年,降雨量呈现减小—增大—减小—增大的变化趋势,其中两个显著枯水年为2001年、2006年,显著丰水年为2003年,由图7发现2.1~3.0m深度范围δ<sup>18</sup>O值出现两个峰值2.4 m(-5.91‰)与3.0m(-5.91‰),分别对应2006年夏季与2001年夏季的降雨入渗补给,降水在入渗过程中由于雨量小,蒸发作用影响较大,使得补给土壤的水分中δD、δ<sup>18</sup>O值偏正。2.7 m深度处δD、δ<sup>18</sup>O值出现谷值-47.2‰、-6.17‰,对应2003年夏季较轻同位素的降雨入渗补给。

(5)3.1~3.7 m:1994—2000年,年降雨量变化较小,基本稳定在1000 mm左右,振幅小于100 mm,1993年为显著的丰水年,与1992年降雨量差值在500 mm左右。由图7发现3.1~3.7 m深度范围δ<sup>18</sup>O值出现三个谷值3.2 m(-6.28‰)、3.4 m(-6.26‰)与3.6 m(-6.34‰),分别对应1998年夏季、1996年夏季与1993年夏季的降雨入渗补给,3.7 m深度处δ<sup>18</sup>O值出现峰值-6.01‰,对应1992年夏季降雨入渗补给。

(6)3.8~4.4 m:1984—1992年,年降雨量总体呈振荡增加的趋势,其中1984年为显著的枯水年,1991年为显著的丰水年,1987年、1989年、1991年降雨量为振荡增加期的降雨量周期内峰值。由图7

发现3.8~4.4 m深度范围δ<sup>18</sup>O值出现三个谷值3.8 m(-6.32‰)、4.0 m(-6.39‰)与4.2 m(-6.41‰),分别对应1991年夏季、1989年夏季与1987年夏季的降雨入渗补给,4.4 m处δ<sup>18</sup>O值出现峰值-6.00‰,对应1984年夏季降雨入渗补给。

(7)4.5~4.8 m:1981—1984年,年降雨量先增加,后减少,其中1983年为近60年降雨量最大的显著丰水年,降雨量近1900 mm,与显著枯水年1981年、1984年年降雨量差值近1100 mm。由图6发现4.5~4.8 m深度范围δ<sup>18</sup>O值出现一个极小谷值4.5 m(-6.56‰),对应1983年夏季具有较轻同位素组成的强降雨的入渗补给,4.8 m处δ<sup>18</sup>O值出现峰值-6.12‰,对应1981年夏季降雨入渗补给。

(8)4.9~5.4 m:1977—1981年,年降雨量呈振荡增加的趋势,振荡幅度较大,最大振幅近1000 mm,其中1978年为显著的枯水年,1980年为显著的丰水年。由图6发现4.9~5.4 m深度范围δ<sup>18</sup>O值出现一个明显谷值5.2 m(-6.57‰),对应1980年夏季的降雨入渗补给,5.4 m处δ<sup>18</sup>O值出现偏正峰值-6.02‰,对应1978年夏季降雨入渗补给。

(9)5.5~6.2 m:1971—1977年,年降雨量呈振荡增加的趋势,振荡幅度小于200 mm,其中1977年为较显著的丰水年,1973年、1975年、1977年为降雨量小周期峰值,1971年、1974年、1976年为降雨量小周期谷值,由图6发现5.5~6.2 m深度范围δ<sup>18</sup>O值出现三个谷值5.6 m(-6.53‰)、5.9 m(-6.66‰)和6.1 m(-6.57‰),分别对应1977年夏季、1975年夏季与1973年夏季的降雨入渗补给,δ<sup>18</sup>O值出现三个峰值5.8 m(-6.47‰)、6.0 m(-6.52‰)和6.2 m(-6.44‰),分别对应1976年夏季、1974年夏季、1971年夏季降雨入渗补给。

以上分析结果发现孝感大气降雨的年际尺度变化周期与稳定氢氧同位素δD、δ<sup>18</sup>O值的变化趋势相一致,具有较好的匹配度,ZK2以0.1 m为取样间隔,δD、δ<sup>18</sup>O值可较明显指示大气降雨入渗补给时间—剖面深度位置的年际对应关系。

## 5 入渗补给量的计算

孝感试验场处于江汉平原区,地形平缓,高程变化小,厚层黏性土土壤水分运移以垂向为主,试验场地原土地利用类型为旱田,作物根系活动层主

要分布在0~50 cm范围内,历史耕种的作物会在土壤中残留大孔隙,产生优先流,本次研究土壤取样深度大部分位于植物根部以下。由于试验场区土壤质地为黏性土,土壤密实,故本次计算以40 cm深度定为土壤水“活塞流”的起始点,排除了土壤根部大孔隙导致优先流出现对土壤水运移的影响,土壤水分以“活塞流”进行垂向运移。大气降雨入渗补给具有不同的氢氧同位素组成,且土壤垂向剖面不同深度层位土壤水的 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值具有明显分层,满足D、 $^{18}O$ 同位素峰值位移法的适用条件。

利用土壤水分稳定同位素补给时间-剖面深度的对应关系,计算不同深度土壤水分运移的流速,再

结合不同深度土壤体积含水量,便可计算出间隔时间内的入渗补给量(王福刚等,2007;马斌等,2014)。

假定在 $Z_1$ 、 $Z_2$ 深度处 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 的峰值分别对应的是 $t_1$ 、 $t_2$ 时间的入渗补给,包气带稳定同位素剖面上,存在如下关系式:

$$v = \Delta D / \Delta t \quad (1)$$

$$R = \theta \cdot \Delta D \quad (2)$$

$$\bar{R} = R / \Delta t = \theta \cdot v \quad (3)$$

式中: $v$ 为在 $t_1 \sim t_2$ ( $\Delta t$ )时段内土壤水垂向入渗的平均流速; $R$ 为入渗补给量; $\theta$ 为 $Z_1$ 、 $Z_2$ 深度之间土壤平均体积含水量; $\Delta D = Z_1 - Z_2$ ;  $\bar{R}$ 为 $t_1 \sim t_2$ ( $\Delta t$ )时段内的入渗补给强度。

根据ZK2剖面深度位置与入渗时间的对应关系,以40 cm深度土壤层为“活塞流”起点,利用公式(1)~(3)计算入渗补给量,结果如表8所示。

从多年尺度(50 a)来看,降雨入渗补给土壤水的垂向运移速度为10.8~15.0 cm/a,年均入渗补给量为43.1~58.1 mm,由于土壤密实,土壤孔隙小,渗透系数小( $10^{-6}$  cm/s),虽然处于湿润多雨的亚热带季风区,土壤体积含水率高,但是多年年均入渗补给量依旧小于马斌等(2014)在华北平原石家庄地区利用稳定氢氧同位素峰值运移法计算(粉砂)壤土、壤质砂土计算的入渗补给量。大气降雨在黏性土地层的入渗补给速率极小,大气降雨年均入渗补给量约占多年年均降雨量(1152 mm)的4.01%,对地下水补给贡献较小。

## 6 结 论

(1)研究区大气降雨同位素的季节变化很大,春季 $\delta D$ 与 $\delta^{18}O$ 最为富集,夏季、秋季较为贫化,大气降雨夏、秋季 $\delta D$ 和 $\delta^{18}O$ 降雨量加权平均值与土壤水 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值相近,可知夏、秋季的大气降雨为土壤水的主要补给来源。

(2)ZK2剖面土壤水的 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值变化明显,具有明显分层,总体可划分为三个区段:0~0.6 m土壤受蒸发作用影响大;0.8~2.0 m  $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值随深度的增大,呈振荡指数型增大的趋势;2.1~6.2 m  $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值随深度的增大,呈振荡指数型减小的趋势。试验场土壤水以活塞流的方式向下推移入渗,以0.1 m为取样间隔,土壤水 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 值可较明显指示降雨在包气带剖面上的运移。

表8 年均入渗补给量

Table 8 Yearly average annual recharge

年份	同位素 峰值运移 距离/cm	峰值 位移 时间/a	峰值 位移速度 /(cm/a)	土壤平均体积 含水率/%	年均入 渗补给量 /mm
2019	20	1	20.0	37.4	74.8
2018	30	2	15.0	37.4	56.1
2016	60	4	15.0	38.7	58.1
2011	100	9	11.1	38.9	43.2
2010	110	10	11.0	38.9	42.8
2008	150	12	12.5	39.1	48.9
2006	190	14	13.6	39.1	53.1
2003	220	17	12.9	38.9	50.3
2001	250	19	13.2	38.5	50.7
1998	270	22	12.3	38.5	47.3
1996	290	24	12.1	38.5	46.5
1993	310	27	11.5	39.3	45.1
1992	320	28	11.4	39.3	44.9
1991	330	29	11.4	39.3	44.7
1989	350	31	11.3	39.8	44.9
1987	370	33	11.2	39.8	44.6
1984	390	36	10.8	39.8	43.1
1983	400	37	10.8	39.9	43.1
1981	430	39	11.0	39.9	44.0
1980	470	40	11.8	40.0	47.0
1978	490	42	11.7	40.0	46.7
1977	510	43	11.9	40.0	47.4
1976	530	44	12.0	40.0	48.2
1975	540	45	12.0	40.0	48.0
1974	550	46	12.0	39.8	47.6
1973	560	47	11.9	39.8	47.4
1971	570	49	11.6	39.8	46.3

(3)确定了近50年包气带入渗补给时间-剖面深度位置的年际对应关系,发现近50年大气降雨入渗补给的运移深度为6.2 m,运移速度为10.8~15.0 cm/a,据此推算降水入渗补给需要近130年才能穿透15 m厚层黏性土补给至含水层,且年均入渗补给量为43.1~58.1 mm,占多年年均降水量的4.01%,大气降雨对地下水补给量的贡献较小,江汉平原试验场区厚层黏性土的防污性能良好。上述所揭示的黏性土中土壤水入渗迁移历史演化特征及补给年际对应关系,对江汉平原极其类似地区水资源评价、地下水等生态环境保护、旱涝灾害防治等具有重要意义。

## References

- Cao Jianwen, Xia Riyuan, Fang Shangwu, Zhao Liangjie, Wang Zhe, Wang Ruofan, Yi Rui. 2019. Model and mechanism of "water exploration by cross layer" for high sulfate area in slope region of Yunnan-Guizhou Plateau[J]. *Geology in China*, 46(2): 235-243(in Chinese with English abstract).
- Craig H. 1961. Isotopic Variations in Meteoric Waters [J]. *Science*, 133 (3465):1702-1703.
- Dai Junjie, Zhang Xinping, Luo Zidong, Wang Yue, Liu Fuji, He Xinguang. 2019. Characteristics of stable isotope in soil water and indication to soil water movement in a grove dominated by *Cinnamomum camphora* in Changsha [J]. *Research of Environmental Sciences*, 32(6): 974-983(in Chinese with English abstract).
- Deng Zhimin, Zhang Xiang, Pan Guoyan. 2016. Variations of hydrogen and oxygen isotopes in Meteoric precipitation in Wuhan, China [J]. *Journal of Yangtze River Scientific Research Institute*, 33 (7):12-17, 22(in Chinese with English abstract).
- Dong Xiaofang, Deng Huangyue, Zheng Xiangmin, Zhou Limin. 2017. Analysis of stable isotope characteristics and water vapor origins in atmospheric precipitation in the Yangtze River Basin [J]. *Environmental Science & Technology*, 40(4):78-84(in Chinese with English abstract).
- Ministry of Water Resources of the People's Republic of China. 2008. Code for Engineering Geological Investigation of Water Resources and Hydropower (GB 50487-2008) [S]. Beijing: China Planning Press(in Chinese).
- He Jun, Tan Ting, Qi Zhichong, Hao Yiguo, Ma Teng. 2015. Study on contamination sources of the nitrate in groundwater by nitrogen and oxygen isotopes in Ramotswa, Botswana [J]. *Geology and Mineral Resources of South China*, 31(4): 421-427(in Chinese with English abstract).
- Hsieh J C, Chadwick O A, Kelly E F, Savin S M. 1998. Oxygen isotopic composition of soil water: Quantifying evaporation and transpiration [J]. *Geoderma*, 82(1/2/3): 269-293.
- Hu Haiying, Bao Weimin, Wang Tao. 2008. Simulation and experiment on variations of hydrogen and oxygen isotopes in soil water[J]. *Water Resources and Power*, (4): 149-152(in Chinese with English abstract).
- Lei Zhidong, Yang Shixiu, Xie Senchuan. 1988. *Soil Water Dynamics*[M]. Beijing: Tsinghua University Press, 5-7(in Chinese).
- Ji Wangjia, Huang Yanan, Li Bingbing, Li Zhi. 2019. Oxygen and hydrogen stable isotope compositions of soil water in deep loess profile under different land use types of northern Shaanxi, China [J]. *Chinese Journal of Applied Ecology*, 30(12): 4143-4149 (in Chinese with English abstract).
- Liu Beilin, Phillips F, Hoines S, Andrew R, Pankaj S. 1995. Water movement in desert soil traced by hydrogen and oxygen isotopes, chloride, and chloride-36, southern Arizona [J]. *Journal of Hydrology*, 168: 91-110.
- Liu Jun, Nie Zhenlong, Duan Baoqian, Liu Fuliang, Zhang Lin. 2016. Characteristics of stable isotope ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) in soil water in Hohhot area [J]. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 30(10): 145-150(in Chinese with English abstract).
- Liu Jun, Wei Wen, Zhang Lin, Wang Ying, Duan Baoqian, Liu Fuliang. 2012. Application on isotopes D and <sup>18</sup>O of soil water in water movement of unsaturated zone [J]. *Site Investigation Science and Technology*, (5): 38-43(in Chinese with English abstract).
- Ma Bin, Liang Xing, Lin Dan, Liu Shaohua, Xu Min. 2014. Tracing infiltration and recharge of the unsaturated zone using <sup>2</sup>H, <sup>18</sup>O Isotopes in Shijiazhuang, North China Plain [J]. *Geological Science and Technology Information*, 33(3): 163-168, 174(in Chinese with English abstract).
- Ma Yingbin, Zhang Biebei, Xu Qing, Gao Deqiang, Wang Ting, Sui Mingzhen, Huang Yaru. 2018. Response of deuterium isotope in soil water to rainfall in freshwater wetland forests of Shaoxing, Zhejiang Province [J]. *Scientia Silvae Sinicae*, 54(10): 11-19(in Chinese with English abstract).
- Prudhomme Edmunds W M, Ma Jinzhu, Li Ding, Zhang Jiawu. 2003. Groundwater recharge and climatic change during the last 1000 years from unsaturated zone of SE Badain Jaran Desert [J]. *Chinese Science Bulletin*, 48(14): 1469-1474.
- Song Xianfang, Wang Shiqin, Xiao Guoqiang, Wang Zhimin, Liu Xin, Wang Peng. 2009. A study of soil water movement combining soil water potential with stable isotopes at two sites of shallow groundwater areas in the North China Plain [J]. *Hydrological Process*, 23(9): 1376-1388.
- Sun Fangqiang, Yin Lihe, Wang Xiaoyong, Ma Hongyun, Zhang Jun, Dong Jiaqiu, He Shuaijun. 2017. Determination of vertical infiltration recharge of groundwater in the thick unsaturated zone of Sangong River Basin, Xinjiang [J]. *Geology in China*, 44(5): 913-923(in Chinese with English abstract).
- Wang Fugang, Liao Zisheng. 2007. Study of the precipitation

- infiltration recharge with the D、<sup>18</sup>O isotopes peak displacement Method [J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), (2): 284–287, 334(in Chinese with English abstract).
- Wu Qianqian, Ren Jianguo, Xu Mo. 2008. Isotope features and supply sources of groundwater in the Yarkant River drainage area, Xinjiang [J]. Geology in China, (2): 331–336(in Chinese with English abstract).
- Xia Pingying, Zhang Feng. 2014. Study on flood control and disaster reduction in Xiaogan City [J]. Science and Technology Innovation Herald, 11(15): 21–22(in Chinese).
- Xu Yingde, Wang Jingkuan, Gao Xiaodan, Zhang Yulong. 2018. Application of hydrogen and oxygen stable isotope techniques on soil water research: A review [J]. Journal of Soil and Water Conservation, 32(3): 1–9, 15(in Chinese with English abstract).
- Yu Hongyang. 2016. Xiaogan 2016: Super historical flood attacks [J]. Insight China, (19): 18–23(in Chinese).
- Zhang Tao, Duan Chunfang, Fang Fang, Wang Li. 2010. Precipitation variation characteristics of Xiaogan city for last 50 years [J]. Torrential Rain and Disasters, 29(1): 81–84(in Chinese with English abstract).
- Zhang Xiang, Deng Zhimin, Pan Guoyan, Wu Shaofei, Zhu Yang, Zhu Cairong. 2015. Variation in stable composition in soil water in Poyang Lake Wetland [J]. Acta Ecologica Sinica, 35(22): 7580–7588(in Chinese with English abstract).
- Zhang Xiaojuan, Song Weifeng, Wu Jinkui, Wang Zhuojuan. 2015. Characteristics of Hydrogen and Oxygen Isotopes of Soil Water in the Water Source Area of Yuanyang Terrace [J]. Environmental Science, 36(6): 2102–2108(in Chinese with English abstract).
- Zimmermann U, Munnich K O, Roether W. 1967. Downward movement of soil moisture traced by means of hydrogen isotopes [J]. Isotope Techniques in the Hydrologic Cycle, 11: 28–36.
- 曹建文, 夏日元, 方尚武, 赵良杰, 王喆, 王若凡, 易瑞. 2019. 云贵高原斜坡地带典型地下水富硫酸盐地区“越层找水”模式及其机理研究[J]. 中国地质, 46(2): 235–243.
- 戴军杰, 章新平, 罗紫东, 王锐, 刘福基, 贺新光. 2019. 长沙地区樟树林土壤水稳定同位素特征及其对土壤水分运动的指示[J]. 环境科学研究, 32(6): 974–983.
- 邓志民, 张翔, 潘国艳. 2016. 武汉市大气降雨的氢氧同位素变化特征[J]. 长江科学院院报, 33(7): 12–17, 22.
- 董小芳, 邓黄月, 郑祥民, 周立旻. 2017. 长江流域降水中氢氧同位素特征及水汽来源[J]. 环境科学与技术, 40(4): 78–84.
- 中华人民共和国水利部. 2009. 水利水电工程地质勘察规范 (GB 50487–2008) [S]. 北京: 中国计划出版社.
- 何军, 谭婷, 祁志冲, 郝义国, 马腾. 2015. 利用<sup>15</sup>N和<sup>18</sup>O识别地下水硝酸盐污染源—以博茨瓦纳东南部拉莫茨瓦为例[J]. 华南地质与矿产, 31(4): 421–427.
- 胡海英, 包为民, 王涛, 瞿思敏. 2008. 土壤水中氢氧同位素变化模拟及实验[J]. 水电能源科学, (4): 149–152.
- 姬王佳, 黄亚楠, 李冰冰, 李志. 2019. 陕北黄土区深剖面不同土地利用方式下土壤水氢氧稳定同位素特征[J]. 应用生态学报, 30(12): 4143–4149.
- 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传. 1988. 土壤水动力学[M]. 北京: 清华大学出版社, 5–7.
- 刘君, 聂振龙, 段宝谦, 田言亮, 刘福亮, 张琳. 2016. 氢氧稳定同位素指示的呼和浩特地区土壤水的补给特征[J]. 干旱区资源与环境, 30(10): 145–150.
- 刘君, 卫文, 张琳, 王莹, 段宝谦, 刘福亮. 2012. 土壤水D和<sup>18</sup>O同位素在揭示包气带水分运移中的应用[J]. 勘察科学技术, (5): 38–43.
- 马斌, 梁杏, 林丹, 刘绍华, 徐敏. 2014. 应用<sup>2</sup>H、<sup>18</sup>O同位素示踪华北平原石家庄包气带土壤水入渗补给及年补给量确定[J]. 地质科技情报, 33(3): 163–168, 174.
- 马迎宾, 张蓓蓓, 徐庆, 高德强, 王婷, 隋明滨, 黄雅茹. 2018. 绍兴淡水湿地森林土壤水氘同位素对降水的响应[J]. 林业科学, 54(10): 11–19.
- 孙芳强, 尹立河, 王晓勇, 马洪云, 张俊, 董佳秋, 贺帅军. 2017. 新疆三工河流域厚层包气带区地下水垂向补给量的厘定[J]. 中国地质, 44(5): 913–923.
- 王福刚, 廖彦生. 2007. 应用D、<sup>18</sup>O同位素峰值位移法求解大气降雨入渗补给量[J]. 吉林大学学报(地球科学版), (2): 284–287+334.
- 武倩倩, 任加国, 许模. 2008. 新疆叶尔羌河流域地下水同位素特征及其补给来源分析[J]. 中国地质, (2): 331–336.
- 夏苹应, 张峰. 2014. 孝感城市防洪与减灾对策研究[J]. 科技创新导报, 11(15): 21–22.
- 徐英德, 汪景宽, 高晓丹, 张玉龙. 2018. 氢氧稳定同位素技术在土壤水研究上的应用进展[J]. 水土保持学报, 32(3): 1–9, 15.
- 余弘阳. 2016. 孝感2016: 超历史洪水来袭[J]. 小康, (19): 18–23.
- 张涛, 段春锋, 方芳, 王俐. 2010. 近50年孝感市降水变化特征分析[J]. 暴雨灾害, 29(1): 81–84.
- 张翔, 邓志民, 潘国艳, 吴绍飞, 肖洋, 朱才荣. 2015. 鄱阳湖湿地土壤水稳定同位素变化特征[J]. 生态学报, 35(22): 7580–7588.
- 张小娟, 宋维峰, 吴锦奎, 王卓娟. 2015. 元阳梯田水源区土壤水氢氧同位素特征[J]. 环境科学, 36(6): 2102–2108.

## 附中文参考文献