

doi: 10.12029/gc20170506

孙芳强, 尹立河, 王晓勇, 马洪云, 张俊, 董佳秋, 贺帅军. 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.  
Sun Fangqiang, Yin Lihe, Wang Xiaoyong, Ma Hongyun, Zhang Jun, Dong Jiaqiu, He Shuaijun. 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).

## 新疆三工河流域厚层包气带区 地下水垂向补给量的厘定

孙芳强 尹立河 王晓勇 马洪云 张俊 董佳秋 贺帅军

(中国地质调查局干旱-半干旱区地下水与生态重点实验室, 陕西 西安 710054; 中国地质调查局西安地质调查中心, 陕西 西安 710054)

**摘要:**通过对荒漠区荒地、绿洲区耕地及撂荒地厚层包气带剖面土壤水的含水率、易溶盐离子及稳定同位素( $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ )的测定和分析,对厚层包气带区土壤水的补给来源及地下水的垂向补给量进行了厘定。结果表明:荒漠区荒地、绿洲区耕地与撂荒地土壤含水率、易溶盐中氯离子与土壤水氢氧同位素在垂向上均呈现旋回变化,每个旋回经历了一次新水入渗补给的过程。绿洲区土壤水与荒漠区土壤补给水中的 $\delta D$ 值为 $-124.10\text{‰}$ ~ $-94.44\text{‰}$ ,土壤补给水来源于冬季大气降水或降雪的入渗补给。绿洲内耕地区、撂荒地区及荒漠区地下水垂向入渗补给量分别为 $1.29\sim 5.53\text{ mm/a}$ 、 $0.52\sim 1.85\text{ mm/a}$ 及 $0.03\sim 0.08\text{ mm/a}$ 。

**关键词:**干旱区;厚层包气带;垂向入渗补给量; $\delta D$ 峰值

中图分类号:P641 文献标志码:A 文章编号:1000-3657(2017)05-0913-11

## Determination of vertical infiltration recharge of groundwater in the thick unsaturated zone of Sangong River Basin, Xinjiang

SUN Fangqiang, YIN Lihe, WANG Xiaoyong, MA Hongyun,  
ZHANG Jun, DONG Jiaqiu, HE Shuaijun

(Arid and Semi-arid Region Ground Water and Ecology Key Laboratory, Xi'an 710054, Shaanxi, China;  
Xi'an Center, China Geological Survey, Xi'an 710054, Shaanxi, China)

**Abstract:** The authors investigated the origin of soil water and vertical infiltration recharge of groundwater in thick unsaturated zone of arid area based on the characteristics of water content, stable isotopes ( $\delta D$  and  $\delta^{18}O$ ) of soil water and soluble salt ions in soil. The results indicate that the vertical profiles of stable isotopes of soil water depict a cyclic variation as well as water content and chloride of soluble salt ions for the uncultivated regions in desert and cultivated and uncultivated regions in oasis. Each cyclic variation indicates one infiltration event that has involved mixture of newly infiltrated water and existing soil water. The lower value

收稿日期:2017-09-19;改回日期:2017-10-09

基金项目:国土资源部公益性行业科研专项(201511047)资助。

作者简介:孙芳强,男,1975,博士,高级工程师,主要从事水文地质与环境地质方面研究;E-mail: sunfq2003@126.com。

通讯作者:王晓勇,男,1977,硕士,高级工程师,主要从事水文水资源研究;E-mail: Wxiaoyong@cgs.cn。

of  $\text{Cl}^-$  content is consistent with the depleted values of  $\delta\text{D}$  in each cycle;  $\delta\text{D}$  of soil water varies from  $-124.10\%$  to  $-94.44\%$ , which suggests that soil water originates from precipitation or snow in winter in desert and in oasis. The vertical infiltration recharge varies in the ranges of 1.29~5.53mm/a, 0.52~1.85mm/a and 0.03~0.08mm/a respectively for the cultivated and uncultivated regions in oasis and the uncultivated regions in desert.

**Key words:** arid area; thick unsaturated zone; vertical infiltration recharge;  $\delta\text{D}$  isotopes peak

**About the first author:** SUN Fangqiang, male, born in 1975, doctor, senior engineer, majors in hydrogeology and environmental geology; E-mail: sunfq2003@126.com.

**Fund support:** Supported by Ministry of Land and Resources Nonprofit Industry Research (No. 201511047).

## 1 引 言

土壤水是联系地表水、地下水和地表生态植被的纽带,是一切陆生植物赖以生存的基础,特别是在干旱区,土壤水是植物整个生长周期内的重要维持水源。天山北坡经济带位于山地和荒漠之间的平原绿洲区域,由于发展经济导致地下水被过度开发利用;而自实施以膜下滴灌为代表的高效节水技术后,使得依靠灌溉回归水补充的地下水急剧减少。据新疆建设兵团222团地下水环境监测试验站资料,新疆三工河流域50%的绿洲区地下水埋深大于10 m,厚层包气带分布范围有逐渐扩大的趋势。由此引起绿洲区水文循环规律发生改变,不仅会使土壤水的补给及入渗机理发生改变,而且对依赖地下水而生存的植被形成直接威胁。因此,研究厚层包气带条件下土壤水入渗补给过程,计算降水补给量,对提高地下水资源评价精度和水资源可持续利用都具有重要现实意义。

前人对浅层土壤水运移规律进行了大量研究,认为土壤水的运移与潜水埋深密切相关,并受土壤质地、植被类型、微地形及气候环境等因素的影响(靳孟贵等,1998;王志明等,2000;Jordan et al.,2004;吕金岭等,2013;周海等,2014);运用稳定同位素技术分析土壤水分运移,土壤水与地下水转化关系,土壤水入渗补给等(田立德等,2002;马金珠等,2007;刘立才等,2008;宋献方等,2007;Gates et al.,2008;王卫星等,2013;马斌等,2014;Stone et al.,2016);并用土壤中天然氯离子( $\text{Cl}^-$ )结合同位素示踪等方法研究包气带土壤水的垂向入渗补给量(Stone,1992;Allison et al.,1994;陈植华等,1996;马金珠等,2004;汪丙国等,2006;Radford et al.,2009;吴珍汉等,2009;刘晓艳等,2010;袁瑞强等,

2015)。对于厚层包气带土壤水的运移规律基本上都是室内试验研究(张光辉等,2007;徐学选等,2010;林丹等,2014),对厚层包气带土壤水垂直深度上含水率、含盐量以及土壤水分同位素等参数很少有报道。在干旱区,大气降水能否通过厚层包气带补给地下水存在争论(吉喜斌等,2005;陈建生等,2013),急需厘定厚层包气带(大于5 m)土壤水的补给来源及垂向补给量。本文对荒漠区荒地、绿洲区耕地及撂荒地内厚层非饱和带土壤含水率、易溶盐及土壤水氢氧稳定同位素剖面变化特征进行分析,对厚层包气带区土壤水的补给来源及地下水垂向补给量进行厘定。

## 2 研究剖面背景及位置

研究区位于新疆天山北坡东部,准噶尔盆地南缘。区内地形南部高,海拔为800~4000 m,北部低,海拔为500~600 m。南部为天山北坡山区,中部为绿洲平原,北部为沙漠区。

研究区气候为典型的温带荒漠大陆性气候,夏季炎热干燥,冬季严寒,降水稀少,蒸发量大。降水分带性明显,南部海拔3000 m以上的高山区是地下水及地表水的总发源地和补给区;北部冲洪积平原及沙漠区降水稀少,年降水量在200 mm以下。据荒漠边缘的新疆建设兵团直属222团气象站资料(2006—2015年),年降水量114.80~245.80 mm/a,多年平均降水量为173.11 mm/a,潜在蒸发量1813.20~2166.10 mm/a,多年平均蒸发量为1955.28 mm/a,年降水量少且蒸散发剧烈。

山区地层主要为元古宇、古生界和中生界的变质岩系,岩石裸露,裂隙发育,彼此沟通,大气降水和冰雪融化水渗入基岩裂隙形成裂隙水。绿洲平原及沙漠区沉积了巨厚的第四纪松散沉积物,为冲

洪积二元结构的含水岩组,赋存了较丰富的松散层孔隙水。山前绿洲区岩性主要为砾石、含砾中粗砂、中细砂夹粉砂及粉土;沙漠区岩性主要细砂、粉土及粉砂土。地下水主要赋存于第四系松散孔隙含水层中;补给以河流和灌溉入渗为主,排泄以蒸发和人工开采为主。

区内河流从东到西依次为四工河、三工河和水磨河,均发源于天山北坡,至出山口处除渠道引水外其余进入山前砾石带入渗补给地下水。三工河是境内最大的河流和水源,年均径流量为0.616亿 $m^3$ 。

区内土壤类型主要为砂土、砂壤土及黏壤土。各剖面岩性特征分述分如下,TP2剖面岩性:0~0.4 m为耕植土,0.4~0.7m为粉砂质黏土,0.7~1.9 m为黏土,1.9~2.6 m为粉砂质黏土,2.6~3.7 m为黏土,3.7~4.0 m为粉土,4.0~4.5 m为黏土,4.5~5.1 m为粉砂质黏土,5.1~6.0 m为黏土,6.0~6.4 m为粉砂质黏土;TP7剖面岩性:0~0.5 m为耕植土,0.5~1.9 m为黏土,1.9~2.4 m为细砂,2.4~2.8 m为粉土,2.8~4.1 m为黏土,4.1~5.0 m为粉砂质黏土,5.0~5.3 m为黏土,

5.3~5.6 m为粉土;TP8剖面岩性:0~0.9 m为粉砂质黏土,0.9~1.3 m为黏土,1.3~2.7 m为粉砂质黏土,2.7~4.1 m为粉土,4.1~7.3 m为细砂,7.3~7.4 m为粉砂质黏土,7.4~8.8 m为粉土。

### 3 样品采集与分析

天山北坡三工河流域绿洲区农业耕地均采用沟灌、畦灌等常规灌溉方式,2010年后采用滴灌、喷灌等节水灌溉方式。为对比分析受节水改造技术影响后土壤水的运移特征,根据当地的气候条件及浇灌时间特点,2015年10月在三工河流域荒漠区荒地、绿洲区耕地及撂荒地(原浇灌方式为沟灌,年灌溉量为4950  $m^3/hm^2$ ,2010年后弃耕),三个不同土地利用类型的厚层包气带剖面采集土壤样品(图1)。每个剖面长3 m,宽2 m,为缩短剖面暴露于空气的时间,减少误差,采用挖掘机开挖;直至或尽可能揭露至潜水位为止,在土壤剖面上获得一个完整的非饱和带剖面。在剖面上以20 cm为间隔,刻槽采集土壤样,每个采样点均采集土壤含水量、易溶盐及土壤水同位

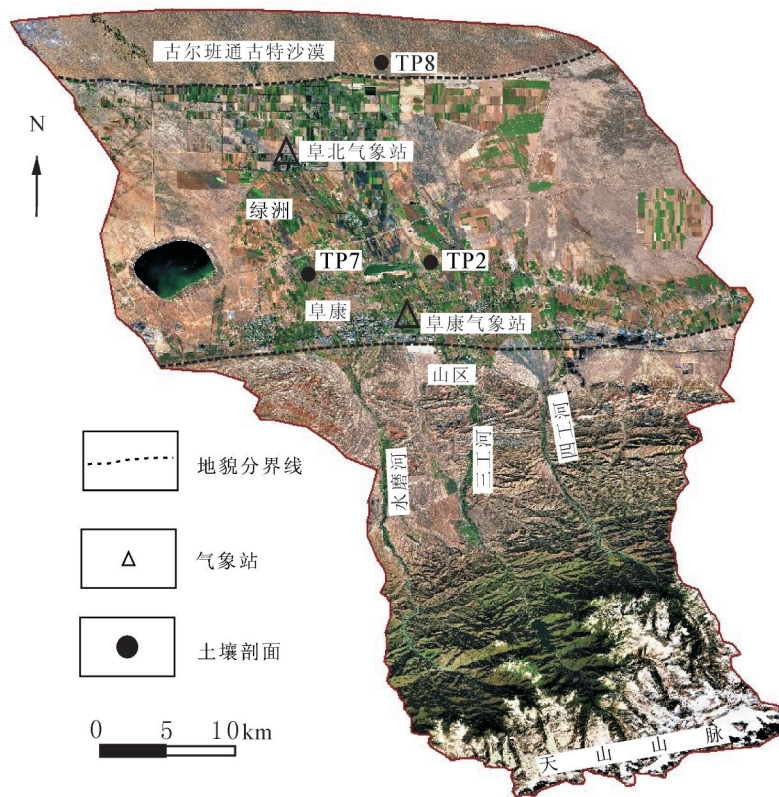


图1 各采样剖面分布图

Fig.1 Distribution of sampling profiles in the study area

素样品,并在每类岩性土层中采集一组密度样(表1)。每个剖面采样结束后将原土回填,恢复原地貌。

### 3.1 土壤含水率测试

采用铝盒采集大于100 g的土样,现场用0.1 g精度的电子天平称出湿土重量后送实验室,在110℃的条件下烘48 h,再次称干土重量,含水率通过下式来计算:

$$w = \frac{\text{湿土加盒重} - \text{干土加盒重}}{\text{干土加盒重} - \text{盒重}} \times 100\% \quad (1)$$

### 3.2 土壤水抽提

现场将土样用保鲜袋包装,再用保鲜膜包裹放入密封袋带回实验室,采用L1-2100全自动真空冷凝抽提系统提取土壤水分。首先对样品水收集装置进行预冷30~40 min,将装有土样的样品瓶放入中层加热块(土样量视土样含水率而定;样品瓶空余部分用棉花堵塞),设置真空抽取时间,一般为200 min;启动实验后,系统自动循环抽真空,真空度合格后加热至100℃,冷凝时间结束后取出样品收集瓶在常温下解冻,用一次性针管加滤芯抽提到专用样品瓶中。

### 3.3 土壤水及地下水氢氧同位素测试

土壤水及地下水样品的 $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$ 由中国地质调查局西安地质调查中心实验室用美国LGR公司的液态水同位素激光测试仪(LWIA)测定, $\delta D$ 和 $\delta^{18}O$ 的仪器分析精度分别为0.5‰和0.10‰。所有水样中的D和 $^{18}O$ 的含量用“标准平均大洋水(VSMOW)”的千分差 $\delta$ 表示。

### 3.4 土壤易溶盐测试

用布袋装取土壤易溶盐样,送至中国地质调查局西安地质调查中心实验室测试。测试时称取20 g土壤样品放在装有100 mL去离子水的聚乙烯塑料瓶中,剧烈震荡20 min后静置2 h以上。移取20 mL上层溶液,直接测定pH值;将剩余上层溶液用10000 r/min离心机离心30 min,得到澄清液,随后进

行阴阳离子测定。采用滴定法(VOL)测定 $CO_3^{2-}$ 、 $HCO_3^-$ 含量;采用离子色谱法(ICS)测定 $Cl^-$ 、 $SO_4^{2-}$ ;采用电感耦合等离子体光谱法(ICP-AES)测定 $K^+$ 、 $Na^+$ 、 $Ca^{2+}$ 和 $Mg^{2+}$ 含量。

### 3.5 氯离子质量平衡分析

由于氯离子具有较强的亲水性,且不与土壤颗粒骨架中的矿物质和有机物反应,化学性质保守,因而在干旱、半干旱地区,氯离子质量平衡法是定量研究大气降水入渗补给的最为经济、最为有效的方法之一(Scanlon et al., 2002; Russo et al., 2003; Edmunds et al., 2006),利用该方法计算地下水垂向入渗补给量的计算精度为0.1~94 mm/a(尹立河, 2015)。应用氯离子质量平衡方法要满足以下条件:①除蒸发外大气降水全部入渗地下,无地表径流;②入渗水在包气带以非饱和流入渗为主;③氯化物仅来源于大气降水;④入渗水流以垂向活塞式一维流入渗为主;⑤氯化物输入通量在所计算的时间尺度内保持恒定。

根据质量守恒定律,降水量大小和降水输入的氯离子浓度及入渗补给量与土壤水中氯离子浓度存在下列关系:

$$P \cdot Cl_p + F_d = R \cdot Cl_m \quad (2)$$

式中: $P$ 为当地多年平均降水量mm/a; $Cl_p$ 为降水输入的多年平均氯离子浓度,mg/L; $F_d$ 为干沉降通量, $g/m^2 \cdot a$ ;  $R$ 为多年平均的入渗补给量,mm/a; $Cl_m$ 为土壤剖面某深度处土壤水的氯离子质量浓度,mg/L。

由于研究区内无大气降水的氯离子浓度监测值,前人在张掖获得的降水雨量加权 $Cl_p$ 为9.0 mg/L,农田区干沉降通量为0.66  $g/(m^2 \cdot a)$ ,沙漠区干沉降通量为1.16  $g/(m^2 \cdot a)$ (张宁等,1999),研究区与张掖盆地同属大陆腹地干旱地区,大陆季风气候,气象条件类似,因此,降水雨量加权 $Cl_p$ 及 $F_d$ 干沉降通量值采用张掖地区的监测值。土壤剖面氯离子浓度选取蒸发影响带以下各旋回带氯离子浓度平均值。

## 4 结果分析

### 4.1 剖面土壤含水量变化分析

剖面土壤含水量沿剖面垂向变化(图2)显示:3个剖面的浅表层土壤含水量随深度均呈减小趋势,表明浅层土壤水均受蒸发作用的影响,TP2耕地剖

表1 各采样点土地利用及剖面采样特征

Table 1 Land use practices and distribution of samples in different profiles

剖面编号	土地利用类型	地貌	浇灌方式	采样数量	水位埋深/m
TP2	瓜地	绿洲区	抽地下水滴灌	32	6.4
TP7	弃耕地	绿洲区	-	28	5.6
TP8	荒地	荒漠区	-	44	>10.0

面土壤含水量影响深度为1.0 m, TP7 撂荒地与 TP8 荒地剖面土壤含水量影响深度分别为1.4 m、1.6 m, 可见荒地土壤水受蒸发影响更强烈, 蒸发影响深度更深。

绿洲区耕地与撂荒地土壤剖面含水量随深度递增趋势明显。TP2 从蒸发影响带处体积含水量为10.12%增加到59.02%; TP7 从蒸发影响带处体积含水量为14.31%增加到47.98%, 其中含水率在1.4~1.8 m段由14.31%增加到40.69%, 在1.8~2.2 m段由40.69%减小到12.29%, 分析认为0.5~1.9 m段为黏土, 1.9~2.4 m段为细砂, 由于岩性变化引起含水率发生明显变化。荒漠区荒地土壤剖面含水量随深度递增趋势不明显, 在近潜水位附近增加较快, TP8 从蒸发影响带处体积含水量从3.19%增加到27.46%。

3个剖面土壤含水量均呈现出波动旋回变化, TP2、TP7、TP8剖面蒸发影响深度以下分别呈现5、4、8个旋回段; 与撂荒地相比, 耕地与荒漠区荒地剖面土壤含水量垂向上的旋回变化明显。

#### 4.2 剖面Cl<sup>-</sup>变化分析

剖面易溶盐中的Cl<sup>-</sup>沿剖面垂向变化如图3所示, TP2耕地剖面Cl<sup>-</sup>含量最大值为135 mg/kg, 埋深为1.2 m; TP7撂荒地的剖面Cl<sup>-</sup>含量最大值为142 mg/kg, 埋深分别为1.8 m, 2.4~2.8 m; TP8荒地的剖面

Cl<sup>-</sup>含量最大值为6231 mg/kg, 位于地表0.2 m(图3)。

绿洲区耕区与撂荒地Cl<sup>-</sup>含量均较小, 荒漠区荒地剖面的Cl<sup>-</sup>含量最大值为绿洲区剖面的Cl<sup>-</sup>含量最大值约44倍, 说明绿洲区内2010年以前耕地采用常规灌溉方式, 非饱和带的经过淋洗, Cl<sup>-</sup>含量较低, 而荒漠区由于无地表径流, 且降雨量稀少, 受强烈的蒸发作用影响, 非饱和带中聚集了大量的Cl<sup>-</sup>含量。

绿洲区 TP2、TP7 及荒漠区 TP8 土壤剖面浅地表0.2 m处的Cl<sup>-</sup>含量分别为53 mg/kg、114 mg/kg及6231 mg/kg; 而其剖面蒸发影响深度以下Cl<sup>-</sup>含量平均含量分别为35 mg/kg、99 mg/kg(TP7剖面除个别峰值外)及2312 mg/kg。说明绿洲区耕地及弃耕地浅地表处与剖面蒸发影响深度以下Cl<sup>-</sup>含量相近, 含量总体较低; 而荒漠区荒地浅地表处与剖面蒸发影响深度以下Cl<sup>-</sup>含量相差较大, 且浅地表Cl<sup>-</sup>含量远大于蒸发影响深度以下Cl<sup>-</sup>含量。

同剖面的含水量分布特征相似, 荒漠区与绿洲区土壤剖面的Cl<sup>-</sup>含量在垂向上均呈现波动旋回变化。TP2、TP7、TP8剖面蒸发影响深度以下剖面的Cl<sup>-</sup>含量分别呈现5、5、9个旋回段。

#### 4.3 剖面土壤水中的 $\delta D$ 变化分析

剖面土壤水中的 $\delta D$ 沿剖面垂向变化如图4所示, TP2土壤水 $\delta D$ 值为-108.40‰~-46.50‰, TP7土壤水 $\delta D$ 值为-111.07‰~-69.89‰, TP8土壤水 $\delta D$ 值

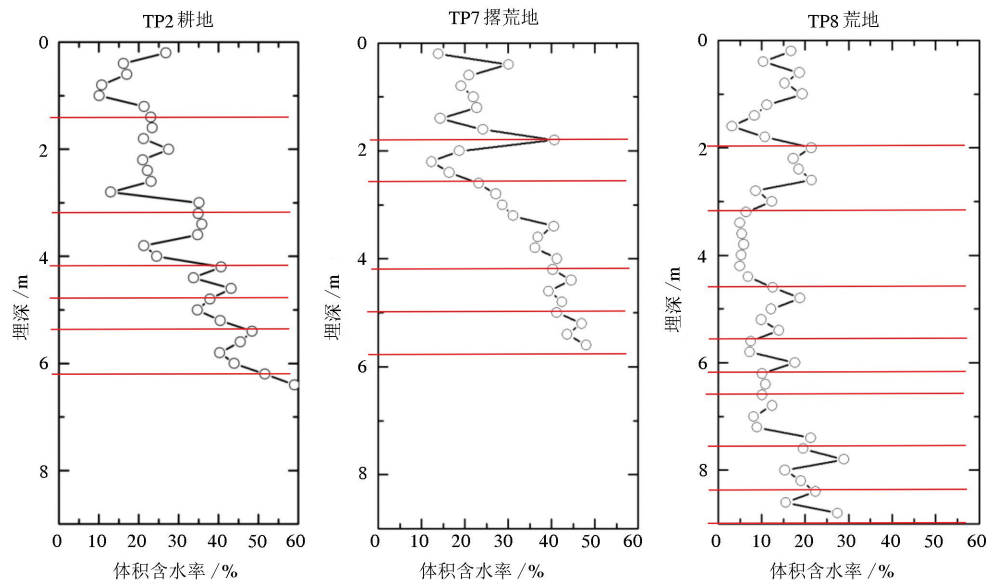
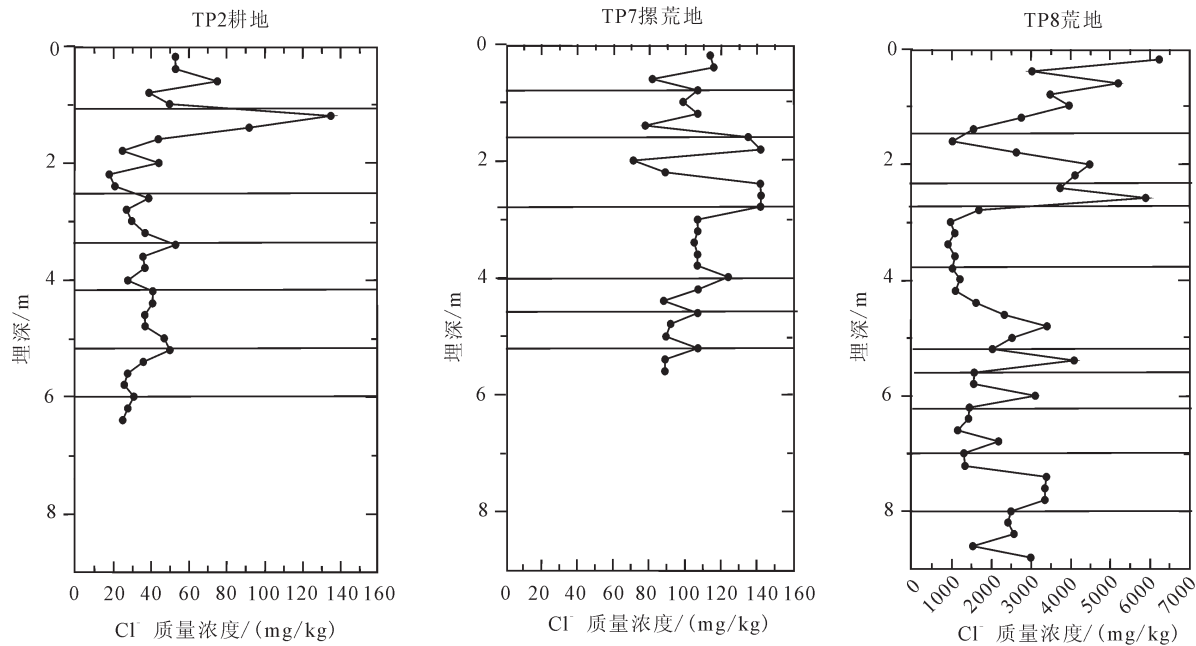


图2 剖面含水量随深度的变化

Fig.2 The vertical variation of soil water content at the depth profile

图3 剖面Cl<sup>-</sup>随深度的变化Fig.3 The vertical variation of Cl<sup>-</sup> along depth profile

为-124.10‰~-68.34‰。

各个剖面浅层土壤水中 $\delta D$ 受蒸发作用影响,均在浅表层发生同位素富集,蒸发影响深度以下土壤水中 $\delta D$ 在垂向上均呈现旋回变化。TP2、TP7、TP8剖面蒸发影响深度以下剖面的土壤水中的 $\delta D$ 分别呈现5、5、10个旋回段。TP2各旋回段中的土壤水中的 $\delta D$ 贫化峰值为-108.4‰~-102.58‰,TP7各旋回段中的土壤水中的 $\delta D$ 贫化峰值为-111.07‰~-94.44‰,TP8各旋回段中的土壤水中的 $\delta D$ 贫化峰值为-124.10‰~-93.75‰。

## 5 讨论

由于氯离子具有较强的亲水性,且不与土壤颗粒骨架中的矿物质和有机物反应,化学性质保守;氯化物在水中的溶解度很大,假设土壤中无氯化物晶体存在,所以氯离子都是存在于壤水中的,这也是应用氯离子质量守恒的基本条件。因此,说土壤中的氯离子就是指土壤水中的氯离子,只不过直接提取土壤水中氯离子相当难,一般都是测易溶盐的方法来获得土壤水的氯离子

### 5.1 剖面土壤水中的 $\delta D$ 与Cl<sup>-</sup>相关关系特征

绿洲及荒漠区各剖面土壤水中同位素、易溶盐中Cl<sup>-</sup>含量在垂向上均呈现多个旋回变化。在绿洲耕地

及弃耕地土壤剖面的每个旋回中, $\delta D$ 贫化极值均对应一个Cl<sup>-</sup>含量极低值,在荒漠区土壤剖面的每个旋回中, $\delta D$ 贫化极值均对应一个Cl<sup>-</sup>含量极高值,(表2,图5)。TP2、TP7及TP8各旋回段中的土壤水中的 $\delta D$ 贫化峰值分别为-108.4‰~-102.58‰、-111.07‰~-94.44‰及-124.10‰~-93.75‰,与TP2、TP7及TP8各旋回段中对应的Cl<sup>-</sup>含量低峰值分别为18~37 mg/kg、71~105 mg/kg及2187~5893 mg/kg。

在受蒸发影响强烈的干旱半干旱地区,土壤中Cl<sup>-</sup>含量在有新水补给的情况下才会发生降低。由于绿洲区前期采用常规灌溉,土壤浅地表Cl<sup>-</sup>含量及下部土壤中Cl<sup>-</sup>含量本底值相近,总体含量较小;入渗新水补给后,补给新水中的Cl<sup>-</sup>含量比土壤剖面中的Cl<sup>-</sup>含量本底值低。即新水入渗与土壤老水混合-土壤水氢氧同位素逐渐变小直到贫化极值,同时土壤中的Cl<sup>-</sup>含量被补给水淋洗-后变为极低值,地表入渗补给结束-土壤水向下运移并逐渐与土壤老水混合同时受蒸发作用-同位素逐渐富集,因而 $\delta D$ 贫化极值均对应一个Cl<sup>-</sup>含量极低值。

在荒漠区浅地表Cl<sup>-</sup>含量远大于蒸发影响深度以下Cl<sup>-</sup>含量,入渗新水补给后,补给新水中的Cl<sup>-</sup>含量仍然比土壤剖面中的Cl<sup>-</sup>含量本底值高。即新水入渗后,与土壤老水混合-土壤水氢氧同位素逐渐

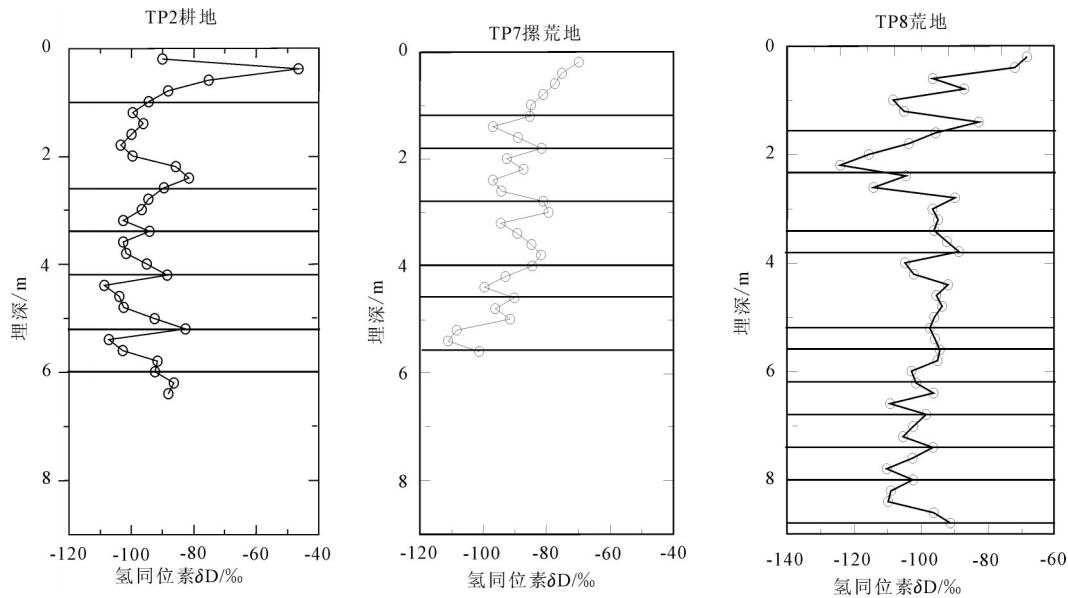


图4 土壤中δD、δ<sup>18</sup>O在垂向剖面上的分布  
Fig.4 The vertical variation of δD and δ<sup>18</sup>O in soil water at the depth profile

表2 各剖面旋回段中补给水δD值及Cl<sup>-</sup>含量统计  
Table 2 Statistic characteristics of δD and Cl<sup>-</sup> for recharge water in different profiles

剖面 编号	土地 利用类型	旋回段 深度/m	δ <sup>18</sup> O 峰 值(值)/‰	δ 值峰 值(值)/‰	Cl <sup>-</sup> /(mg/kg)
TP2	耕地	1.0-2.6	-13.06	-103.33	18
		2.6-3.4	-13.94	-102.61	27
		3.4-4.2	-13.29	-102.58	28
		4.2-5.2	-14.73	-108.40	37
		5.2-6.0	-13.90	-107.26	26
TP7	撂荒地	1.2-1.8	-14.03	-96.96	78
		1.8-2.8	-11.65	-96.98	71
		2.8-4.0	-10.98	-94.44	105
		4.0-4.6	-15.58	-99.52	88
		4.6-5.6	-16.19	-111.07	89
TP8	荒地	1.6-2.4	-13.07	-124.10	4118
		2.4-2.8	-12.53	-114.06	5893
		3.8-5.2	-10.15	-93.75	3408
		5.2-5.6	-10.86	-95.88	4083
		5.6-6.2	-12.04	-102.84	3103
		6.2-7.0	-11.04	-109.1	2187
		7.4-8.0	-14.19	-110.15	3355
		8.0-8.8	-15.23	-109.79	2574

变小直到贫化极值,同时土壤中的相对较低Cl<sup>-</sup>含量的土壤水与高Cl<sup>-</sup>含量的补给水混合后变为极高值,地表入渗补给结束-土壤水向下运移并逐渐与土壤

老水混合同时受蒸发作用-同位素逐渐富集,Cl<sup>-</sup>含量逐渐降低,直到土壤老水本底值。因而荒漠区土壤中δD贫化极值均对应一个Cl<sup>-</sup>含量极高值。

综合绿洲区耕地及弃耕地、荒漠区荒地土壤剖面,每个旋回均经历了一次新水入渗补给的过程。每个旋回中的δD贫化极值均代表了补给新水的δD值。

### 5.2 土壤水的补给来源

既然绿洲与荒漠区剖面各旋回中δD值贫化极值可以表征土壤的补给水δD值,从表2中可以看出,绿洲区耕地土壤剖面补给水δD值为-108.40‰~-102.61‰,撂荒地土壤剖面补给水δD值为-111.07‰~-94.44‰,荒漠区荒地土壤剖面补给水δD值为-124.10‰~-93.75‰。绿洲区土壤水的补给来源可能为大气降水或灌溉回归水,而灌溉水量一部分取至地表水,一部分取至地下水;荒漠区降雨稀少,没有地表径流,土壤水可能的来源只有大气降雨和地下水。区内地下水δD值为-92.48‰~-66.02‰,地表水δD值为-73.76‰~-65.31‰,绿洲与荒漠区壤水补给水δD值均不在地下水与地表水δD值范围内,土壤水补给水δD值比地表水与地下水中δD值更贫化;从图6可以看出,耕地与荒地土壤补给水δD与δ<sup>18</sup>O关系点聚集在当地大气降水线的两侧,且略偏左下方。可见绿洲区土壤水与荒漠区土壤水中的补给水均来源于大气降水的补给;在

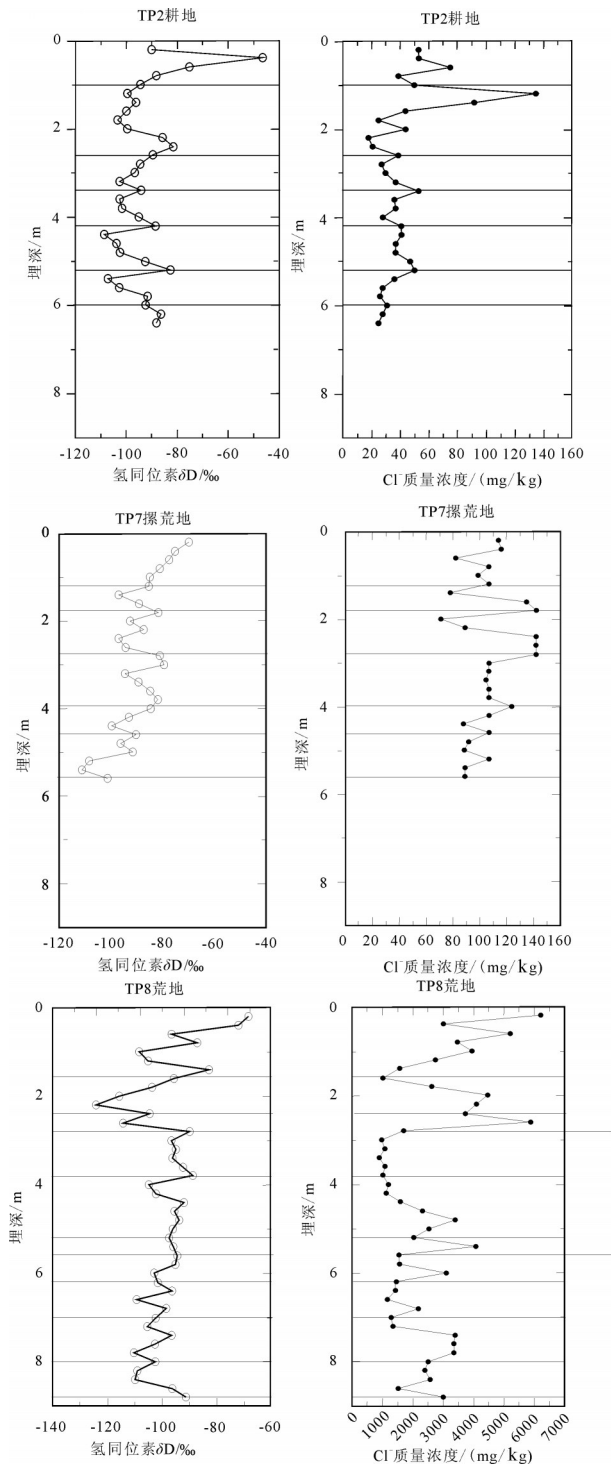


图5 各剖面δD值及Cl<sup>-</sup>含量循环特征  
 Fig.5 Cyclic variation characteristics of δD and Cl<sup>-</sup> in different profiles

现行的节水灌溉方式下,取自地下水或地表水的灌溉回归水对土壤水补给微弱,灌溉水入渗地表后,

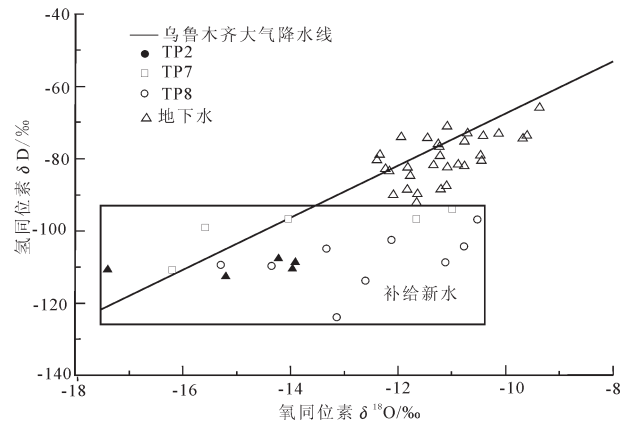


图6 各剖面补给水中δD与δ<sup>18</sup>O同位素关系  
 Fig.6 Relationship between δD and δ<sup>18</sup>O of recharge water in different profiles

在强烈的蒸发作用下,很难向非饱和带深部运移对地下水补给,缺乏深层渗漏。灌溉方式的改变导致土壤水入渗机制发生改变,同时改变了地下水的补给来源。

根据1986—2001年的降水水样分析结果(降水氢氧同位素成果来源于中国科学院地质与地球物理研究所),乌鲁木齐地区大气降水中雨量加权δD和δ<sup>18</sup>O值呈季度变化,冬季12月至翌年3月同位素较贫化,夏秋季同位素相对富集,δD值分布于-100‰以下的月份为冬季10月至翌年3月(图7)。可见,荒漠区土壤水主要来源于冬季大气降水或降雪的人渗补给。冬季气温低,蒸发作用弱,降水或降雪入渗地表,形成浅地表冻结水,在3月中下旬气温回升,冻结水或雪水消融后入渗补给土壤水,是干旱区土壤水的主要补给来源。

### 5.3 厚层包气带区地下水的垂向补给量

据氯离子质量平衡分析计算的各剖面旋回段垂向入渗补给量见表3。由表3可以看出,绿洲内耕地区、撂荒地区及荒漠区地下水垂向入渗补给量分别为1.29~5.53 mm/a、0.52~1.85 mm/a及0.03~0.08 mm/a;而其平均年垂向入渗补给量分别为3.16 mm/a、1.24 mm/a及0.05 mm/a。绿洲区地下水入渗补给量远大于荒漠区地下水入渗补给量;而绿洲内耕地区地下水入渗补给量比撂荒地区地下水入渗补给量大。

区内绿洲区及荒漠区厚层包气带土壤水垂向补给量均较小,同其他干旱区厚层包气带土壤水垂向补



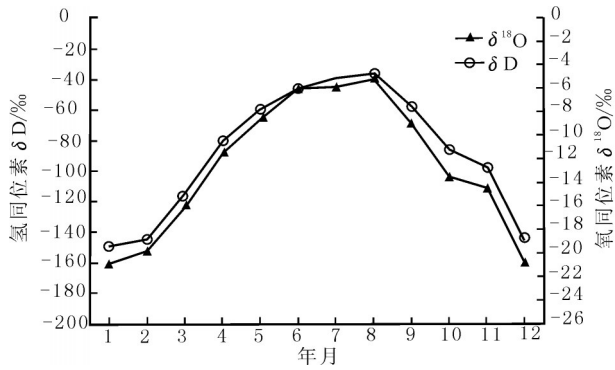


图7 新疆乌鲁木齐地区氢氧同位素年内变化  
Fig.7 Annual variation of δD and δ<sup>18</sup>O in Urumqi region, Xinjiang

给量有一定的相似性。如华北平原耕地地区包气带土壤水垂向补给量为 31.3~65.0 mm/a (汪丙国等, 2006); 澳大利亚南部耕地土壤水垂向补给量约为 10 mm/a (Cook P. G. et al. 1992); 巴丹吉林沙漠区荒地土壤水垂向补给量为 0.81~1.64 mm/a (马金珠等,

2004; Edmunds et al., 2006)。可见, 干旱区厚层包气带对地下水的补给量微弱。土壤水垂向补给规律跟降雨量的大小, 表层土壤质地、土地利用类型有关, 特别是浅表层土壤黏土含量对土壤水垂向补给量影响较大。三工河流域绿洲区及荒漠区地表土壤以粉土、粉质黏土为主。这种粉土、粉质黏土的土壤质地结构特征也降低了土壤水垂向补给量。

## 6 结 论

荒漠区荒地、绿洲区耕地与撂荒地土壤含水率、易溶盐与土壤水氢氧同位素在垂向上均呈现轮回变化。每个轮回经历了一次新水入渗补给的过程, 每个轮回中的δD 贫化极值均代表了补给新水的δD 值。绿洲区每个轮回中土壤水δD 贫化极值均对应一个Cl<sup>-</sup>含量极低值; 荒漠区每个轮回中土壤水δD 贫化极值均对应一个Cl<sup>-</sup>含量极高值。

绿洲区土壤水与荒漠区土壤补给水中的δD 值为-124.10‰~-94.44‰, 土壤补给水来源于冬季大

表3 各剖面轮回段的垂向入渗补给量  
Table 3 Vertical infiltration recharge in different profiles

剖面号	土地利用类型	轮回段深度 /m	各轮回段 Cl <sup>-</sup> 均值/(mg/kg)	含水率 /%	各轮回段 Cl <sup>-</sup> 均值 /(mg/L)	Fd/(g/m <sup>2</sup> .a)	P/mm	Clp/(mg/L)	R/mm
TP2	耕地	1.0~2.6	52.0	12.00	485.33	0.66	215	9.42	5.53
		2.6~3.4	37.2	7.87	509.88				1.29
		3.4~4.2	39.0	14.85	301.63				2.19
		4.2~5.2	42.2	24.66	213.33				3.09
		5.2~6.0	34.2	23.72	178.38				3.70
TP7	撂荒地	1.2~1.8	115.5	8.67	1447.68	0.66	215	9.42	1.85
		1.8~2.8	117.2	10.12	1275.30				0.52
		2.8~4.0	112.5	24.56	570.56				1.16
		4.0~4.6	106.5	25.49	524.31				1.26
		4.6~5.6	95.5	25.66	467.67				1.41
TP8	荒地	1.6~2.4	3203.0	9.89	35589.25	1.16	173	9.42	0.08
		2.4~2.8	3780.1	12.29	34537.63				0.03
		3.8~5.2	1903.8	11.08	19086.11				0.06
		5.2~5.6	2559.7	8.23	33661.77				0.03
		5.6~6.2	1920.8	10.38	20425.62				0.06
		6.2~7.0	1512.0	5.93	27009.47				0.04
		7.4~8.0	3150.8	17.00	21684.92				0.05
		8.0~8.8	2407.8	13.06	20844.25				0.06

气降水或降雪的入渗补给。在现行的节水灌溉方式下,灌溉回归水在强烈的蒸发作用下,很难向非饱和带深部运移对地下水进行补给。

绿洲内耕地区、擦荒地区及荒漠区地下水垂向入渗补给量分别为1.29~5.53 mm/a、0.52~1.85 mm/a及0.03~0.08 mm/a;而其平均年垂向入渗补给量分别为3.16 mm/a、1.24 mm/a及0.05 mm/a。绿洲内地下水入渗补给量远大于荒漠区地下水入渗补给量;而绿洲内耕地区地下水入渗补给量比擦荒地区地下水入渗补给量大。

## References

- Allison G B, Gee G W, Tyler S W. 1994. Vadose-zone Techniques for estimating groundwater recharge in arid and semiarid regions[J]. Soil Science Society of America Journal, 58(1):6-14.
- Barnes C J, Allison G B. 1988. Tracing of Water Movement in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen[J]. Journal of Hydrology, 100: 143-176.
- Chen Zhihua, Xu Heng li. 1996. Chloride tracer method for estimation natural groundwater recharge in arid and semiarid regions[J]. Geological Science and Technology Information, 15(3): 87-92(in Chinese with English abstract).
- Cai Yuemei, Wang Wenxiang, Zhang Mingjiang, Yin Xiulan, Cai Wutian, Wang Ruijiu, Li Wenpeng. 2016. An analysis of the groundwater flow system based on environmental isotopes in Turpan basin[J]. Geology in China, 43(4): 1439-1445(in Chinese with English abstract).
- Chen Jiangsheng, Wang Ting, Chen Xixi, Liu Xiaoyan. 2013. Discussion on the origin of groundwater in the Oroids Basin[J]. Geological Review, 59(5): 900-908(in Chinese with English abstract).
- Edmunds W M., Ma J Z, Aeschbach-Hertig W. 2006. Groundwater recharge history and hydrogeochemical evolution in the Minqin Basin, North West China[J]. Applied Geochemistry, 21, 2148-2170.
- Gates J B, Edmunds W M, Darling W G. 2008. Conceptual model of recharge to southeastern Badain Jaran Desert groundwater and lakes from environmental tracers[J]. Applied Geochemistry, 23, 3519-3534.
- Jordan M M, Navarro-Pedreno J, Garcia-Sanchez E. 2004. Spatial dynamics of soil salinity under arid and semi-Arid conditions geological and environmental implications[J]. Environmental Geology, 45(4): 448-456.
- Jin Menggui, Zhang Renquan, Gao Yunfu, Sun Lianfa. 1998. Primary Study on Soil Moisture Movement System Application[J]. Rural Water Conservancy and Hydropower in China, (5):7-10(in Chinese with English abstract).
- Ji Xibin, Kang Ersi, Chen Rensheng, Zhao Wenzhi, Zhang Zhihui, Jin Bowen. 2005. Estimation of ground water budget at the representative irrigated area in the middle stream of Heihe River[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, (6):25-29(in Chinese with English abstract).
- Lu Jingling, Zhang XiMing, Lu Chaoyan, Liu Guojun. A preliminary study on the water sources of Haloxylon ammodendron at the southern edge desert of Junggar Basin, China [J]. Journal of Desert Research, 33: 110-117(in Chinese with English abstract).
- Liu Licai, Chen Honghan, Yang Yi, Wang Jinsheng. 2008. Characteristics and genesis of rNa/rCl in shallow groundwater in the Suzhou-Wuxi-Changzhou region [J]. Geology in China, 35(1): 117-122(in Chinese with English abstract).
- Liu Xiaoyan, Chen Jiansheng, Sun Xiaoxu. 2010. Application of chloride tracer method to study replenishment ratio of precipitation in desert[J]. Transactions of the CSAE, 26(s):146-149(in Chinese with English abstract).
- Lin Dan, Jin Menggui, Ma Bin, Wang Bingguo. 2014. Characteristics of infiltration recharge at thickening vadose zone using soil hydraulic parameters[J]. Earth Science-Journal of China University of Geosciences, 39(6):760-768 (in Chinese with English abstract).
- Ma Jinzhu, Huang Tianming, Ding Zhenyu, Edmunds W.M. 2007. Environmental isotopes as the indicators of the groundwater recharge in the South Badain Jaran desert[J]. Advances in Earth Science, 22(9): 922-930. (in Chinese with English abstract).
- Ma Jinzhu, Li Ding, Li Xianghu, Edmunds W.M. 2004. Chloride as a tracer and climatic change record from unsaturated zone of Badain Jaran desert [J]. Journal of Desert Research, 24(6): 674-679. (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  $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$  isotopes in Shijiazhuang, North China Plain[J]. Geological Science and Technology Information, 33(3):163-174(in Chinese with English abstract).
- Radford B J, Silburn D M, Forster B A. 2009. Soil chloride and deep drainage responses to land clearing for cropping at seven sites in central Queensland, northern Australia[J]. Journal of Hydrology, 379: 20-29.
- Song Xianfang, Li Fadong, Liu Changming, Tang Changyuan, Zhang Qiuying, Zhang Wangjun. 2007. Water cycle in Taihang Mt. and its recharge to groundwater in North China Plain[J]. Journal of Natural Resources, 22(3):398-408(in Chinese with English abstract).
- Stone A E C, Edmunds M. 2016. Unsaturated zone hydrostratigraphies: A novel archive of past climates in dry land continental regions[J]. Journal of Hydrology, 03(007):1-81.
- Stone W J. 1992. Paleohydrologic implications of some deep soil water chloride profiles, Murray Basin, South Australia[J]. Journal of Hydrology, 132, 201-223.
- Scanlon B R, Healy R, Cook P G. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge[J]. Hydrogeology Journal, 10(1):18-39.

- Tian Lide, Yao Tandong, Tsujimura M, Sun Weizhen. 2002. Stable Isotope in Soil Water in the Middle of Tibetan Plateau[J]. Acta Pedologica Sinica, 39(3): 289–295 (in Chinese with English abstract).
- Wang Bingguo, Jin Menggui, Wang Wenfeng, Yang Lei. 2006. Application of Chloride Ion Tracer Method in estimation of vertical infiltration recharge of groundwater in Hebei Plain[J]. Water Saving Irrigation, (3): 16–20 (in Chinese with English abstract).
- Wang Zhiming, Guo Zede, Li Mingxiang. 2000. Moisture Movement Characteristics in Shallow Unsaturated Loess in Semi-arid Area[J]. Arid Area Research, 17(2): 1–7 (in Chinese with English abstract).
- Wang Weixing, Li Gongke, Li Hong, Hou Jiayu, Fang Wanling, Yang Fengtian. 2013. Hydrogeochemical characteristics and origin of the geothermal fluid in Tangquan area, Hebei Province[J]. Geology in China, 40(6): 1935–1941 (in Chinese with English abstract).
- Wu Zhenhan, Wu Zhonghai, Hu Daogong, Peng Hua, Zhang Yaoling. 2009. Carbon and oxygen isotope changes and palaeoclimate cycles recorded by lacustrine deposits of Miocene Wudaoliang Group in northern Tibetan Plateau[J]. Geology in China, 36(5): 966–975 (in Chinese with English abstract).
- Xu Xuexuan, Zhang Beiyong, Tian Junliang. 2010. Experimental study on the precipitation–soil water–groundwater transformation in loess hilly region[J]. Advance in Water Science, 21(1): 16–22 (in Chinese with English abstract).
- Yuan Ruiqiang, Long Xiting, Wang Peng, Song Xianfang. 2015. Discussion on application of chloride mass balance method[J]. Journal of China Hydrology, 35(4): 7–13 (in Chinese with English abstract).
- Yin Lihe. 2015. Study on Groundwater Recharge in Ordos Basin[M]. Sunshine Press.
- Zhang Guanghui, Fei Yuhong, Shen Jianmei, Yang Lizhil. 2007. Influence of unsaturated zone thickness on precipitation infiltration for recharge of groundwater [J]. 38(5): 611–617 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Ning, Kang Yingqi, Liu Xiaowen, Bai Liang. 1999. Investigation and study on background value of natural dustfall in Gansu[J]. Environmental Research and Monitoring in Gansu. 12(2): 69–73 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Hai, Zheng Xinjun, Tang Lisong, Li Yan. 2014. Analysis on seasonal dynamics of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  in soil water at a saline desert site in the Southeastern Junggar Basin [J]. Journal of Desert Research, 34(1): 162–169 (in Chinese with English abstract).
- 法——氯离子示踪法[J]. 地质科技情报, 15(3): 87–92.
- 吉喜斌, 康尔泗, 陈仁升, 赵文智, 张智慧, 金博文. 2005. 黑河中游绿洲典型灌区地下水资源总均衡估算[J]. 水文地质工程地质, (6): 25–29.
- 靳孟贵, 张人权, 高云福, 孙连发. 1998. 土壤水流动系统及其应用初探[J]. 中国农村水利水电(农田水利与小水电), (5): 7–10.
- 吕金岭, 张希明, 吕朝燕, 刘国军. 2013. 准噶尔盆地南缘荒漠区梭梭维持水源初步研究[J]. 中国沙漠, 33(1): 110–117.
- 马金珠, 黄天明, 丁贞玉, Edmunds W M. 2007. 同位素指示的巴丹吉林沙漠南缘地下水补给来源[J]. 地球科学进展, 22(9): 922–930.
- 马斌, 梁杏, 林丹, 刘绍华, 徐敏. 2014. 应用  $^3\text{H}$ 、 $^{18}\text{O}$  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): 163–174.
- 马金珠, 李丁, 李相虎, Edmunds W M. 2004. 巴丹吉林沙漠包气带  $\text{Cl}$  示踪与气候记录研究[J]. 中国沙漠, 24(6): 674–679.
- 刘晓艳, 陈建生, 孙晓旭. 2010. 采用氯离子示踪法计算沙漠降雨入渗量[J]. 农业工程学报, 26(s): 146–149.
- 林丹, 靳孟贵, 马斌, 汪丙国. 2014. 包气带增厚区土壤水力参数及其对入渗补给的影响[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 39(6): 760–768.
- 刘立才, 陈鸿汉, 杨仪, 王金生. 2008. 苏锡常地区浅层地下水  $r\text{Na}/r\text{Cl}$  特征及其成因初探[J]. 中国地质, 35(1): 117–122.
- 宋献方, 李发东, 刘昌明, 唐常源, 张秋英, 张万军. 2007. 太行山区水循环及其对华北平原地下水的补给[J]. 自然资源学报, 22(3): 398–408.
- 田立德, 姚檀栋, Tsujimura M, 孙维贞. 2002. 青藏高原中部土壤中稳定同位素变化[J]. 土壤学报, 39(3): 289–295.
- 王卫星, 李攻科, 李宏, 侯佳渝, 房万嶺, 杨峰田. 2013. 河北汤泉地热水体水文地球化学特征及其成因[J]. 中国地质, 40(6): 1935–1941.
- 王志明, 郭择德, 李明香. 2000. 半干旱地区包气带浅部黄土中水分运移特征[J]. 干旱区研究, 17(2): 1–7.
- 汪丙国, 靳孟贵, 王文峰, 杨磊. 2006. 氯离子示踪法在河北平原地下水垂向入渗补给量评价中的应用[J]. 节水灌溉, (3): 16–20.
- 吴珍汉, 吴中海, 胡道功, 彭华, 张耀玲. 2009. 青藏高原北部中新统五道梁群湖相沉积碳氧同位素变化及古气候旋回[J]. 中国地质, 36(5): 966–975.
- 徐学选, 张北赢, 田均良. 2010. 黄土丘陵区降水–土壤水–地下水转化实验研究[J]. 水科学进展, 21(1): 16–22.
- 尹立河. 2015. 鄂尔多斯盆地地下水补给研究[M]. 阳光出版社.
- 袁瑞强, 龙西亭, 王鹏, 宋献方. 2015. 氯离子质量平衡法应用问题当议[J]. 水文, 35(4): 7–13.
- 张光辉, 费宇红, 申建梅, 杨丽芝. 2007. 降水补给地下水过程中包气带变化对入渗的影响[J]. 水利学报, 2007, 38(5): 611–617.
- 张宁, 康颖琦, 刘晓文, 白亮. 1999. 甘肃省大气自然降尘背景值的调查和研究[J]. 甘肃环境研究与监测, 12(2): 69–73.
- 周海, 郑新军, 唐立松, 李彦. 2014. 盐生荒漠土壤水稳定氢、氧同位素组成季节动态[J]. 中国沙漠, 34(1): 162–169.

#### 附中文参考文献:

- 蔡月梅, 王文祥, 张明江, 殷秀兰, 蔡五田, 王瑞久, 李文鹏. 2016. 基于环境同位素分析吐鲁番盆地地下水水流系统[J]. 中国地质, 43(4): 1439–1445.
- 陈建生, 王婷, 陈茜茜, 刘晓艳. 2013. 鄂尔多斯自流盆地地下水来源争议问题讨论[J]. 地质论评, 59(5): 900–908.
- 陈植华, 徐恒力. 1996. 确定干旱–半干旱地区降水入渗补给量的新方