

doi:10.3799/dqkx.2013.086

# 地下水流动对砷迁移的影响： 大同盆地试验场的观测与模拟

余倩<sup>1,2</sup>, 谢先军<sup>1,2</sup>, 马瑞<sup>1,2</sup>, 吴亚<sup>1,2</sup>, 李俊霞<sup>1,2</sup>, 王焰新<sup>1,2\*</sup>

1. 中国地质大学环境学院, 湖北武汉 430074

2. 中国地质大学生物地质与环境地质国家重点实验室, 湖北武汉 430074

**摘要:** 地下水流动特征对水文地球化学特征具有重要控制作用, 研究分析了大同盆地地下水流动特征对高砷水迁移的影响。以山阴县桑干河南岸地下水试验场(SYFS)的监测数据为基础, 建立了河岸带三维非稳定地下水流模型。结果表明, 灌溉在很大程度上影响着地下水位动态变化。灌溉活动减慢了地下水埋深和水平地下水流速, 加速了不同岩性地层之间的垂向水量交换。粉土(L1、L2、L3和L4)、粘土1(L5)和砂1(L6)之间始终存在由上至下的垂向水量交换, 粘土2(L7)、砂2(L8)、粘土3(L9)和砂3(L10)以水平水量交换为主。灌溉水和大气降水从地表向下垂直入渗至含水层的过程中, 推动了地表和包气带沉积物中的砷逐渐向下迁移; 到达含水层后, 水平交换量占主导, 地下水在水平方向上频繁的水量交换促使As在含水层中发生水平迁移。

**关键词:** 地下水流场; 砷; 山阴试验场; 大同盆地。

**中图分类号:** X141

**文章编号:** 1000-2383(2013)04-0877-10

**收稿日期:** 2012-11-02

## Impact of Groundwater Flow on Arsenic Transport: A Field Observation and Simulation in Datong Basin

YU Qian<sup>1,2</sup>, XIE Xian-jun<sup>1,2</sup>, MA Rui<sup>1,2</sup>, WU Ya<sup>1,2</sup>, LI Jun-xia<sup>1,2</sup>, WANG Yan-xin<sup>1,2\*</sup>

1. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. State Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

**Abstract:** Groundwater flow patterns often play an important role in controlling groundwater hydrogeochemical characteristics. To better understanding of hydrological influences on arsenic transport in groundwater of Datong basin, a transient three dimensional groundwater flow model of riparian zone was conducted based on the monitoring data of Shanyin field site. The model indicates that irrigation diminishes the groundwater depth and horizontal groundwater flow velocities and further accelerates the groundwater flux among different formations. Vertical water exchanges occur frequently among silt layers (L1, L2, L3, L4), clay1 layer (L5) and sand1 layer (L6), while among clay2 layer (L7), sand2 layer (L8), clay3 layer (L9) and sand3 layer (L10), the horizontal groundwater exchanges dominates. The model also presents a possible phenomenon that the vertical infiltration of irrigation water and precipitation from ground surface toward aquifer induces a downward movement of arsenic of vadoze zone sediments, and frequent groundwater exchange greatly promotes the horizontal migration of arsenic in aquifers.

**Key words:** groundwater flow; arsenic; Shanyin field site; Datong basin.

居民长期饮用高砷地下水导致的砷中毒, 已经给世界很多地区的人体健康带来了严重危害, 包括孟加拉、印度、中国、墨西哥、智利、美国和阿根廷

(Nickson *et al.*, 1998, 2000; Smith *et al.*, 2000; Smedley and Kinniburgh, 2002; Smedley *et al.*, 2003; Ven Geen *et al.*, 2003; Islam *et al.*, 2004;

**基金项目:** 国家自然科学基金重点项目(No. 40830748).

**作者简介:** 余倩(1986-), 女, 博士研究生, 地下水科学与工程专业. E-mail: yuqian308@126.com

\* **通讯作者:** 王焰新, E-mail: yx.wang@cug.edu.cn

McArthur *et al.*, 2004; Charlet and Palya, 2006; Berg *et al.*, 2007). 位于山西省的大同盆地, 地下水中砷含量异常, 长期饮用高砷地下水已造成该区近万居民地方性砷中毒 (Guo *et al.*, 2003; 李军等, 2005).

地下水经常参与自然界的水循环, 并在流动中不断与周围介质(大气、地表水、岩石)相互作用. 地下水中元素迁移、聚集与分散不能脱离地下水的流动, 水动力特征不同, 水化学特征也不相同. 因此, 在研究元素在地下水系统中的迁移转化时, 必须将水文地球化学与地下水运动结合起来研究. 目前, 已有很多学者将地下水流动系统和砷在地下水中的迁移释放耦合起来研究 (Harvey *et al.*, 2006; Klump *et al.*, 2006; Postma *et al.*, 2007; Stute *et al.*, 2007). Benner *et al.* (2008) 在分析柬埔寨湄公河三角洲区域复杂的水文地质条件基础上, 建立了该区理想二维垂向剖面地下水流动模型, 研究了地下水流动对含水层中砷浓度的影响, 提出含水层中的砷主要来源于浅层含水层 (2~10 m). Nakaya *et al.* (2011) 利用三维地下水流动模型评价近 30 年孟加拉 Sonargaon 地区高砷含水层地下水的流动路径, 分析了砷的来源和迁移机理, 推测出该区高砷地下水的形成主要受地下水垂向运移控制, 地下水水平流动的影响可以忽略. Klump *et al.* (2006) 利用环境同位素分析技术 ( $^3\text{H}$  和  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) 分析了孟加拉地下水位的时空变化, 并建立了地下水流概念模型, 得到地表水补给和地下水水力梯度的变化与砷在地下水中的迁移有重要关系, 而灌溉水再入渗的影响可以忽略. 在大同盆地, 前期研究都只是采用水化学手段来探讨浅层含水层砷的空间分布 (Guo *et al.*, 2003; Guo and Wang, 2005), 以及通过沉积物的矿物和地球化学特征来分析大同盆地砷的来源和形成机制 (Xie *et al.*, 2008). 到目前为止还没有系统开展过大同盆地水文地质过程对砷在含水层中释放迁移的影响.

因此, 本文通过建立大同盆地山阴试验场河岸带非稳定三维地下水流模型, 利用校正后的模型, 分析地下水流时刻变化特征, 并将其变化与地下水中 As 浓度的变化进行耦合分析, 研究地下水流的变化是如何影响砷在地下水中的释放和迁移的.

## 1 试验场描述

大同盆地位于山西省东北部, 山西地堑系的北

端, 呈北东—南西向展布, 是一个新生代断陷盆地 (王焰新和葛·马·斯贝译尔, 2000). 盆地东西长 250 km, 南北宽 330 km. 区内主干河流有桑干河和南洋河, 桑干河是本区主要河流, 发源于盆地西南宁武县的管涔山, 由西南向东北贯穿整个盆地流入河北阳原盆地, 其主要支流有黄水河、御河、浑河等. 属东亚季风区, 冬季寒冷干燥, 夏季温暖湿润, 蒸发强烈. 年平均降水量 225~400 mm, 且集中在七、八月份; 年平均蒸发量大于 2 000 mm, 属温带半干旱地区干草原栗钙土地带. 年平均气温约 6.5 °C (Wang *et al.*, 2009).

山阴试验场位于大同盆地山阴县桑干河南岸, 南北长 80 m, 东西宽 30 m. 共有 20 个监测井群, 呈长方形矩阵排列 (图 1a). 垂直与河岸方向上, 井群离河岸的距离分别为 5 m、10 m、20 m、45 m、80 m, 平行于河岸方向上, 每两个井群之间的距离为 10 m. 每个井群以“巢式”形式用冲击钻来成井, 每个钻孔 (直径 500 mm) 内分别安装 3 个不同深度的 PVC 监测井管 (外径 90 mm, 壁厚 4.3 mm), 滤管深度分别为地面以下 11 m、15 m、20 m 深度处 (图 1b), 3 个井管呈三角形分布, 每个井管距离孔壁 75 mm, 每两个井管之间距离 120 mm. 井管安装以后, 用石英砂回填滤水管位置, 然后用粘土球回填至地表.

山阴试验场地层主要为第四系沉积物, 中下部多为湖积的淤泥质粘土、粉质粘土和亚砂土, 含丰富的有机质; 上部和河流两岸主要为冲积的亚砂土, 河床两侧分布粉砂. 第四系冲积—湖积沉积的松散沉积物是其含水岩组, 主要包括 3 个含水层 (图 1b, 图 1c), 从上到下依次为砂 1、砂 2、砂 3, 厚度分别为 1.5 m、3 m、4 m; 粘土 1、粘土 2 和粘土 3 将这 3 个含水层分隔开, 厚度分别为 1 m、3 m 和 2 m; 粉土层覆盖于粘土 1 之上, 厚度约 10 m, 其中夹杂着一些不均匀的粘土透镜体. 值得注意的是, 砂 3 的实际厚度要大于 4 m, 但由于本次研究钻孔深度只有 25 m, 因此砂 3 的底板不能精确定位. 地势总体较平坦, 地下水流动缓慢. 整体上含水介质比较均匀, 可概化成均质各向同性.

试验场建成后, 静置 4 个月, 然后开始同时监测地下水埋深和地下水砷含量. 所有监测井都用来监测地下水位和砷含量的时空分布, 每月监测一次 (2011 年 2 月—2011 年 11 月). 地下水位用地下水简易监测装置 (水位计) 来测试, 并采用地下水埋深 (以地表面零基准面) 来表示. 试验场内地下水埋深

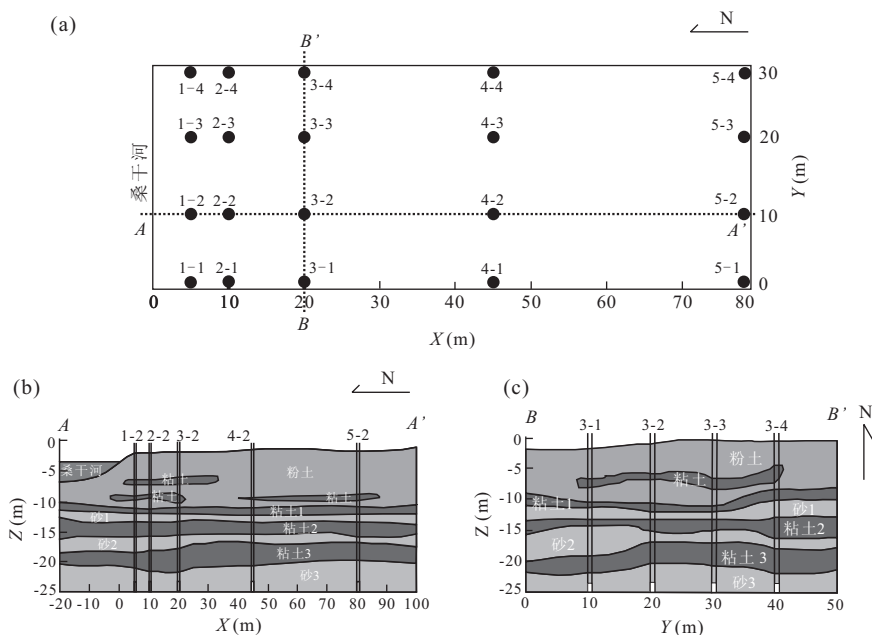


图 1 (a)山阴试验场平面图和监测井;(b)穿过桑干河的地层剖面;(c)平行桑干河的地层剖面

Fig. 1 (a) Plan view of the SY field site and the experimental wells; (b) Hydrogeologic cross section across Sanggan river; (c) Hydrogeologic cross section parallel Sanggan river

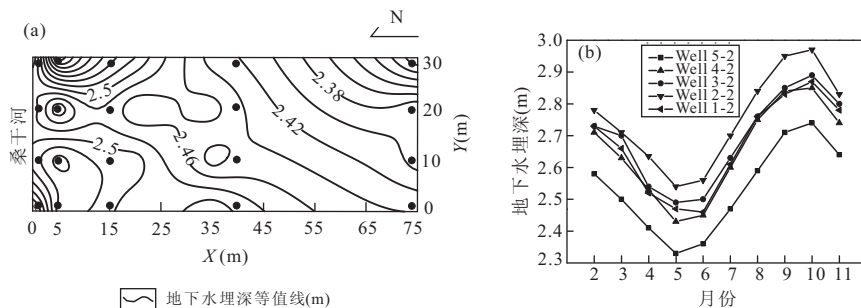


图 2 (a)2011年5月份试验场地地下水水位等值线图;(b)地下水位随时间的波动,well1-2, well 2-2, well 3-2, well 4-2, well5-2  
Fig. 2 (a) Contour map of water level observed in May 2011; (b) Temporal change of water level at well 1-2, well 2-2, well 3-2, well 4-2 and well 5-2, respectively

的时空变化规律见图 2a 和 2b,地下水埋深季节响应明显,5 月份最小,9、10 月份最大,一年内地下水埋深波动范围在 0.5~0.6 m 之间.空间上,地下水埋深随离河岸距离的增加而减小,且无论是风水期还是枯水期,宏观上均为地下水补给地表水.

地下水样品用蠕动泵抽取,速率控制为 800 mL/min,现场测定水温、pH、电导率(*Ec*)等水质参数,水样经 0.45 μm 微孔滤膜过滤后装入酸洗的 50 mL 聚氯乙烯瓶中,加入 2 mL 高纯硝酸,使样品的 pH<2,并立即送回实验室,用电感耦合等离子色谱(ICP-MS,PerkinElmer,USA)检测地下水中的砷含量.用克里格插值得到砷的二维垂向剖面和二维水平剖面的空间分布.

## 2 数值模型

研究应用 MODFLOW 软件 (McDonald and Harbaugh, 1988) 建立山阴试验场河岸带三维饱和非稳定地下水流模型.由于缺乏桑干河早期的地下水水位资料,而且桑干河是一个季节性河流,除灌溉季(5月~6月)和雨季(7月~8月)外,桑干河一般呈干涸状态,故本次建模暂时不考虑桑干河的影响,仅选取岸边带作为研究对象;另外,由于研究区非常小,可以看做整个大同盆地内的一个点,而且试验场周围没有灌溉井,因此暂时也不考虑人工抽取地下水活动的影响.本次研究使用的数据来源于 2011 年 2 月—2011 年 11 月期间的人工监测,包括地下埋深

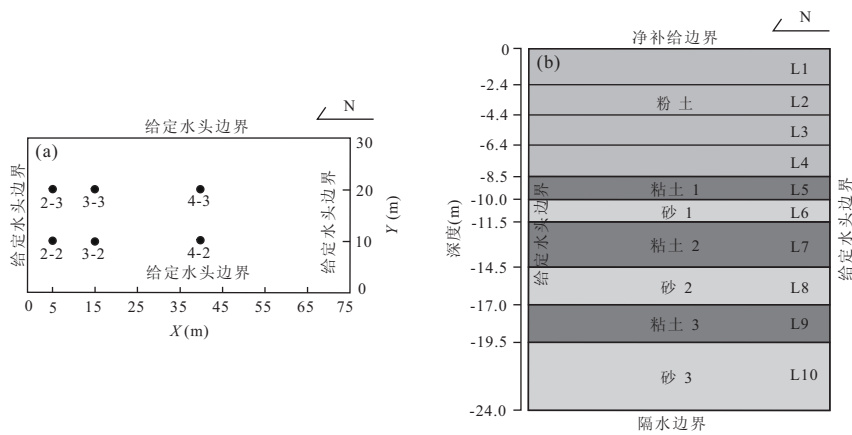


图 3 模拟区概化

Fig. 3 Model domain

a 为平面示意; b 为剖面示意

表 1 地下水流模型中的水力学参数

Table 1 Hydraulic properties of aquifers used in model simulations

	水力传导系数 $K(\text{m/d})^a$	单位储水系数 $S_s^b$	单位给水度 $S_y^a$	有效孔隙度 <sup>a</sup>	总孔隙度 <sup>a</sup>
粉土	0.5	1E-4	0.16	0.22	0.35
粘土	8.64E-4	5E-4	0.01	0.2	0.45
砂	15	1E-4	0.22	0.25	0.25

a. 据 Fetter, 1994; b. 据 Thangarajan *et al.*, 1999.

的时间变化和砷的垂向分布。

模型的建立基于地貌、地质结构、井孔信息(数目、位置、滤网深度)、水力传导系数、同一位置不同深度监测井的地下水位记录、灌溉、降雨、蒸散发资料等。因此,在以上地层概化的基础上,笔者将模拟区范围选定为 75 m( $x$  方向)长、30 m( $y$  方向)宽、24 m( $z$  方向)厚(图 3a),并剖分为 75 列( $x$  方向)、30 行( $y$  方向)、10 层( $z$  方向)(图 4b),共 900 个单元格。模型的 4 个侧边边界定义为给定水头边界,用随时间变化的 CHD 数据包来描述(图 3a,3b);底部边界定义为隔水边界;由于研究区灌溉强度大,且蒸发强烈,故将顶部边界处理为净补给边界,净补给量为 80 mm/a(董少刚等,2008);另外,由于实际水头观测的时间间隔(一个月)太长,不能准确刻画这 4 个侧边边界,因此对相应边界上观测井的水头值进行线性插值,并将 2 月份的地下水位数据作为初始水头,赋值到模型中。模型简单概化为 10 层系统(图 3b,L1~L10):最上部的弱透水粉土层和下伏的 3 个砂层含水层以及 4 个相邻含水层之间的粘土隔水层。

研究区的含水介质为典型的中粗砂,隔水介质为典型的粘土,且宏观上地层岩性空间分布相对较

为均匀,因此孔隙介质的三维水力传导系数和孔隙度的初始值可以参考经验值(Fetter, 1994; Thangarajan *et al.*, 1999)(表 1),垂向上的水力传导系数为水平方向上的 0.1 倍,并作为拟合参数,其中水力传导系数  $K$  作为非稳定模型校正过程中最主要的参数。反复调节粉土、粘土和砂的水力传导系数,直到计算的地下水头与实际观测的地下水头拟合效果最佳为止。

### 3 结果与讨论

#### 3.1 模型的校正

通过地下水埋深的观测值和计算值的拟合对模型进行校正,并做敏感性分析。经模型敏感性分析得到,模型对含水介质的水力传导系数最敏感。图 4 给出了 12 个观测井(井孔 4-2、4-3、3-2 和 3-3,每个井孔安置 3 个不同深度的滤管,分别为地面以下 11 m、15 m、20 m,用 S、M、D 表示)的拟合结果,每个井孔每个深度观测点的计算值都与观测值都相近,拟合效果非常好;仅 well 4-3D 的拟合效果略差,计算值比模拟值略低,这可能是由于过于理想化的地层结构和概念模型,未能完全准确地展现含

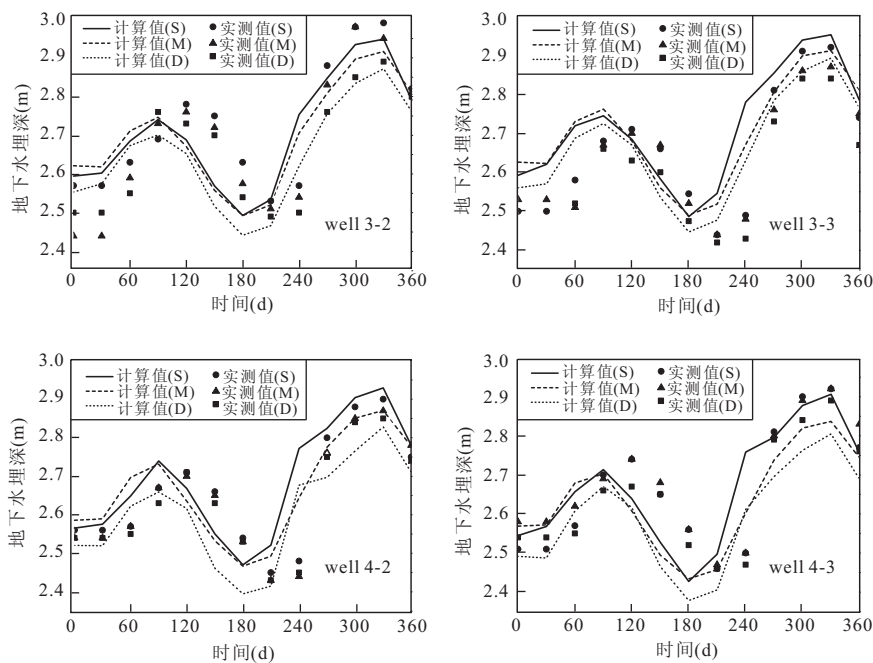


图4 模型校正结果(S、M、D分别代表浅层、中层和深层监测井)  
Fig. 4 Model calibrations results to the tube wells

水层介质的局部非均质性,而导致地下埋深的拟合误差.

根据 Fetter(1994)文献,笔者得到粘土、粉土和砂的水力传导系数分别为  $8.64E-4$  m/d、 $0.5$  m/d、 $15$  m/d(表1). 经过模拟校正后,得到当粘土、粉土和砂的水力传导系数分别为  $0.01$  m/d、 $1$  m/d、 $10$  m/d时,地下水位的观测值与计算值拟合效果最佳(图4).

### 3.2 水平地下水流速

图5展示了地面以下13m深度处,2011年2月—2011年11月水平地下水流速的月变化. 水平地下水流速随季节响应明显,非灌溉期(7月~4月),水平地下水流速较大(最大水平地下水流速  $V_{max}=0.49$  m/d);灌溉期间(5月~6月),水平地下水流速变小(最大水平地下水流速  $V_{max}=0.38$  m/d),这表明灌溉导致水平地下水流速减小. 距离河岸20m以内,水平地下水流速较大,且方向变化多样;距离河岸20~60m范围内,水平地下水流速变小且相对均匀. 出现这种现象(河岸20m范围内水平地下水流速不均匀)的原因可能是桑干河的影响,河流虽然大多处于干涸状态,但仍然可能对水平地下水流速产生一定程度的影响. 同时也可说明河流对水平地下水流速的影响在距离河岸约20m范围内,对20m以外的区域影响不显著. 另外,在模型的东南边界,水平地下水流速较大,尤其是3月和7月,表

现非常明显,这可能是受模型边界的影响. 一般来说,建立模型过程中,要考虑边界的影响,因此理论上应扩大模拟区,使模拟区大于研究区(Nakaya *et al.*, 2011),但本次研究由于试验场过于小,且试验场周围缺乏观测井资料,故建模过程中暂不考虑边界影响. 另外,仔细分析试验场内地下水埋深随时间的变化(图2a),很容易发现地下水埋深随时间的变化规律与当地降水规律相悖,这是因为该区降水稀少,蒸发强烈,加上人工抽取地下水的活动剧烈,导致桑干河已接近干涸,只有在灌溉季5月到6月,桑干河内才有少许地表积水,因此受灌溉的影响,5月份和6月份地下水埋深减小,而7月份和8月份地下水埋深增大.

水平地下水流速和地下水埋深随时间的变化表明灌溉对地下水水流场存在显著影响. 灌溉作用使地下水位抬升(图2b),水平地下水流速减小(图5). 研究区灌溉期为5月~6月,灌溉水源一部分来自于人工抽取的地下水,一部分来自于桑干河上游的东榆林水库. 每到灌溉季高峰期(5月),人工大量抽取地下水进行灌溉,灌溉水在地表积聚后,主要存在两个可能排泄途径:一种是以蒸散发的方式散发到大气中;一种是在向下垂直入渗,穿过包气带运移至含水层. 桑干河上游的东榆林水库,每到灌溉季便开闸放水,于是在桑干河内聚集了地表水,但积水持续时间较短(约15d). 虽然地表水灌溉时间短暂,但对岸边

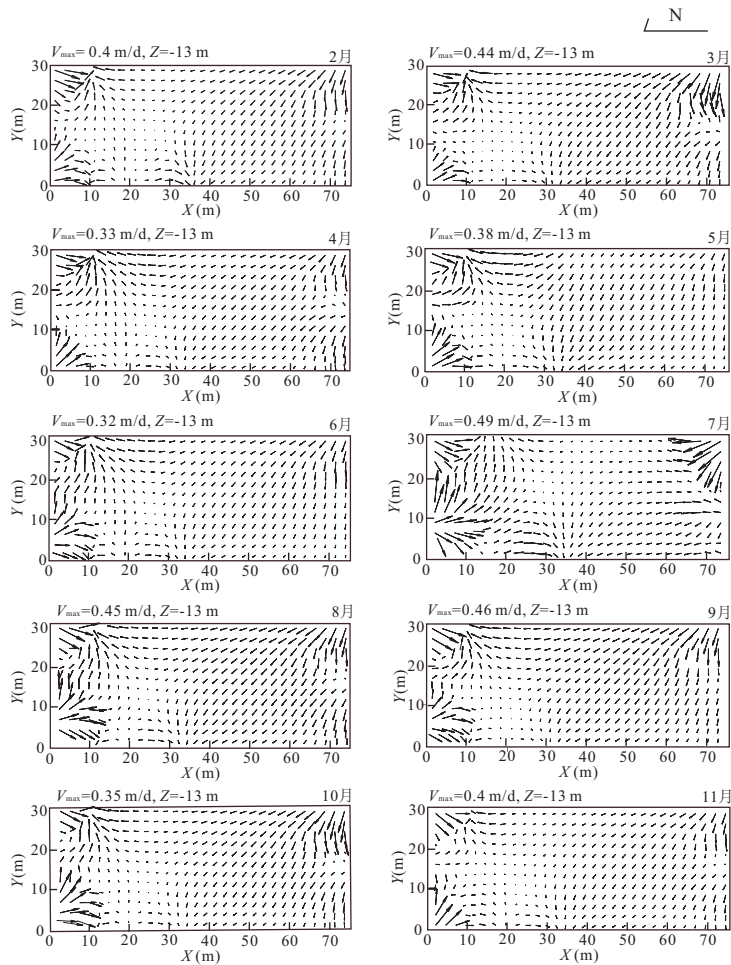


图 5 2011 年 2 月—2011 年 11 月间地面以下 13 m 深度处的水平地下水流速特征

Fig. 5 Horizontal groundwater flow velocities simulated at  $z = -13$  m from February to November, 2011

带仍然有一定程度的潜在影响(影响距离桑干河岸约 20 m 范围内). 值得注意的是, 虽然试验场周围不存在灌溉井, 但大同盆地大面积的抽取地下水进行灌溉, 仍然对试验场内的地下水流场造成了潜在影响. 灌溉作用不仅影响了地下水埋深和地下水水平流速, 还影响着不同岩性地层之间的地下水流交换量.

### 3.3 不同岩性地层中地下水流交换量变化特征

图 6 给出了地下水流净交换量计算值随时间的变化. 图 6a 为 L1、L2、L3、L4、L5 和 L6(L1、L2、L3 和 L4 为粉土层, L5 为粘土层, L6 为砂层)各层之间的垂向地下水流净交换量的计算结果, L1~L6 各层之间均存在垂向净交换量, 并随时间呈现较大的波动, 波动范围为  $0 \sim 0.2 \text{ m}^3/\text{d}$ . 地下水流净交换量从 3 月到 7 月逐渐增大, 7 月到 11 月逐渐减小, 在 7 月份达到最大值. 这可能是因为研究区降雨多集中在 7、8 月份, 大气降雨的垂向补给, 加速了地下水的交换速率. 地下水流交换量均为正值, 表明从 L1~

L6 各层之间的垂向净交换量方向均垂直向下(模型中地下水流交换量的正值表示水流交换方向垂直向下, 负值表示垂直向上). 比较每两层之间的地下水流垂向净交换值, 不难发现, 随深度增加, 地下水流垂向净交换量逐渐减小. 这是由于随深度增加, 含水层的垂向补给减小, 尤其是接近饱水带(L4~L5 和 L5~L6)深度处, 垂向净交换量几乎为零. 这个现象揭示了研究区地下水在包气带垂直向下运移, 到达含水层后, 以水平运移为主, 垂向运移力度减小.

图 6b 给出了  $X = 17.5 \text{ m}$  和  $X = 57.5 \text{ m}$  处, AA' 垂向剖面的水平地下水流净交换量的计算结果. 除了 7 月份  $X = 17.5 \text{ m}$  处水平地下水流净交换量为负值, 其余均为正值(模型中地下水流交换量的正值表示水流交换方向由 A' 到 A, 负值表示由 A 到 A'), 波动范围为  $-8 \sim 12 \text{ m}^3/\text{d}$ , 这说明在 AA' 剖面上, 水平地下水流净交换量始终与地下水流向一致(由 A' 到 A), 除了  $X = 17.5 \text{ m}$  的 7 月份.  $X = 17.5 \text{ m}$  处, 水平地下水流交换量随时间增加先减小

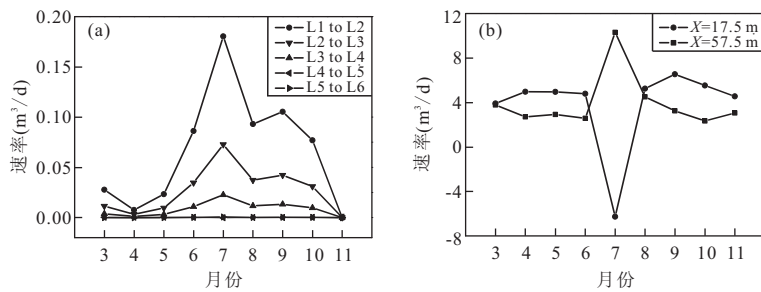


图 6 (a)L1~L6 各层之间垂向地下水净交换量(正值表示方向垂直向下);(b)X=17.5 m 和 X=57.5 m 位置处, L6~L10 各层之间水平地下水净交换量(正值表示交换量方向由 A' 到 A, 负值表示由 A 到 A')

Fig. 6 (a) Net vertical groundwater flux between L1-L6 (the positive values indicate movement downwards through the model layers); (b) Net horizontal groundwater flux at AA' profile from L6 to L10 with X=17.5 m and X=57.7 m, respectively

后增大,在 7 月份最小;X=57.5 m 处,水平地下水交换量随时间增加先增大后减小,在 7 月份最大.

地下水流净交换量的计算一方面指示 L1~L6 各层之间在模拟期内(270 d)始终存在垂向水量交换,且方向始终由上至下,也就是说补给水(大气降水和灌溉水)从地表垂直入渗穿过包气带(L1)和粉土层(L2、L3 和 L4),进入粘土层(L5),到达含水层(L6, 饱水带)后,变成以水平方向为主,流向排泄区. 这个规律在大部分水文地质结构中均成立. 另一方面还指示在 AA' 垂向剖面上,地下水流净交换量一般与地下水流向吻合. 需要注意的是,虽然始终存在垂向水量交换,但与水平方向相比,垂向交换量非常小,因此,宏观上仍然以水平方向水量交换为主导.

### 3.4 地下水流交换量与 As 迁移的联系

图 7 为 AA' 剖面砷的空间分布,垂向上砷含量在 0~190 μg/L 之间,并随深度增加,砷含量逐渐增大. 高砷区集中在地面以下 20~25 m 范围内,与裴捍华等(2005)的研究结果一致(山阴地区高砷段位于地面以下 20~40 m),且在该深度范围内,越靠近河岸,地下水砷含量越高. 高砷地下水一般形成于富含有机质的还原环境中(Smedley, 2002),地面以下 20~25 m 范围内沉积物中富含有机质,含水层处于强还原环境中,因此地下水中砷含量异常高. 砷的剖面分布特征清晰的表明,尽管是理想模型,但地下水流场与砷空间分布的耦合仍然表明了地下水流场与砷空间分布的紧密相关性.

垂向剖面上,地下水中的砷呈现图 7 的分布规律,原因可能是受灌溉作用和垂直入渗的结果. 研究区的补给来源主要为大气降水和灌溉作用. 灌溉水源主要来源于人工抽取地下水,少部分来源于桑干河上游东榆林水库. 灌溉季(5 月),大量抽取地下

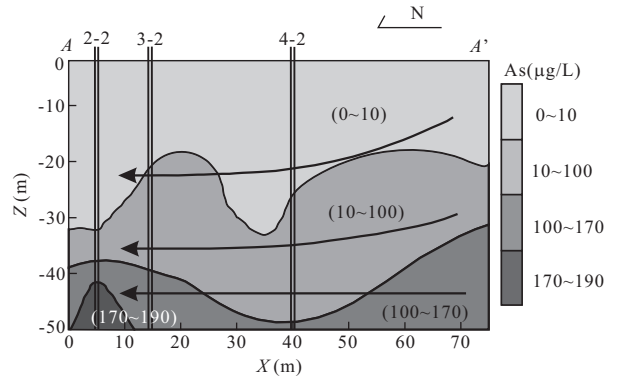


图 7 AA' 剖面地下水砷含量的分布特征(实线箭头示意地下水流向,垂向坐标轴放大两倍)

Fig. 7 Simulated flow field overlain with As concentration. As concentrations are shown as shaded counters, and values in parentheses indicate range of intervals

水,同时东榆林水库释放地表水,再加上灌溉持续时间较长(约 1 个月),导致灌溉水不能及时渗入地下,而在地表面积聚,这些积聚的灌溉水,一部分以蒸发的形式损失掉,一部分则向下垂直入渗,穿过包气带(L1)、粉土层(L2、L3、L4)和粘土 1(L5),进入含水层(L6, 饱水带)后,方向逐渐变水平. 这一过程可从层与层之间的垂向水量交换得到证实(图 6a).

地下水的运动状态揭示了砷在地下水中迁移的可能机制:(1)灌溉水和大气降水中携带了大量的氧,在从地表向下垂直入渗穿过包气带的过程中,一方面氧化包气带中处于还原态的砷;另一方面促进吸附态的砷发生解吸进入地下水中. 因此,地下水流的垂向运动推动了地表和包气带沉积物中的砷逐渐向下迁移,导致地下水砷含量随深度增加逐渐富集.(2)到达含水层后(即进入饱水带),与水平交换量相比,垂向交换量可忽略不计,地下水在水平方向上频繁的水量交换加速了砷在含水层中的水平迁移,这

可能导致吸附态的砷发生解吸或使原来沉淀态的砷发生溶解或使溶解态砷迁移到强还原的环境中,因此地面以下 17~24 m 范围内,越靠近排泄区,地下水砷含量越高(图 7). 根据地下水流垂向净交换量(图 6a),可大致估算 L1~L2、L2~L3、L3~L4、L4~L5、L5~L6 各层之间砷的垂向交换量. 已知 L1~L2、L2~L3、L3~L4、L4~L5、L5~L6 的最大垂向净交换量分别为 0.18 m<sup>3</sup>/d、0.072 7 m<sup>3</sup>/d、0.022 69 m<sup>3</sup>/d、0.000 34 m<sup>3</sup>/d、0.000 565 m<sup>3</sup>/d, L1~L6 各层交界处,地下水砷浓度分别为 2 μg/L、4 μg/L、5 μg/L、6 μg/L、10 μg/L,由此可估算出 L1~L2、L2~L3、L3~L4、L4~L5、L5~L6 砷的最大垂向净交换量分别为 0.360 0 mg/d、0.290 8 mg/d、0.113 5 mg/d、0.002 0 mg/d、0.005 6 mg/d. 同理可估算 L6~L10 各层之间砷的水平交换量. 已知 X=17.5 m 处,地下水水平净交换量最大为 6.54 m<sup>3</sup>/d(方向指向桑干河),L6、L7、L8、L9、L10 砷的浓度分别为 17 μg/L、20 μg/L、50 μg/L、120 μg/L、135 μg/L,由此估算出 L6、L7、L8、L9、L10 砷的水平交换量分别为 111.2 mg/d、130.8 mg/d、327 mg/d、784.9 mg/d、883 mg/d; X=57.5 m 处,地下水水平净交换量最大为 10.3 m<sup>3</sup>/d(方向指向桑干河),L6、L7、L8、L9、L10 砷的浓度分别为 25 μg/L、30 μg/L、70 μg/L、105 μg/L、120 μg/L,由此估算出 L6、L7、L8、L9、L10 砷的水平交换量分别为 257.5 mg/d、309 mg/d、721 mg/d、1 081.6 mg/d、1 390.6 mg/d. 另外,根据靠近河流区域砷的浓度可近似的估计砷在潜流带的富集量. 已知靠近河流区域地下水流水平交换量最大值为 8.98 m<sup>3</sup>/d,砷的最大浓度为 190 μg/L,由此估算出潜流带中砷富集量的最大值为 1 706.2 mg/d. 砷垂向交换量和水平向交换量的近似计算结果与以上总结的砷在地下水中的可能迁移机制相吻合.

## 4 结论

研究通过建立山阴试验场河岸带未扰动情况下的三维非稳定地下水流模型,刻画了地下水流场对砷在地下水中迁移富集的影响. 水平地下水流速的月变化揭示了灌溉作用在研究区的重要地位. 灌溉不仅使地下水埋深(图 2a, 2b)和水平地下水流速减小(图 5),而且还加速了不同岩性地层之间的垂向水量交换. 地下水流净交换量计算结果表明 L1~

L2、L2~L3、L3~L4、L4~L5、L5~L6 之间始终存在由上至下的垂向水量交换,而 L6~L10 之间以水平交换为主,垂向交换可以忽略. 虽然与水平交换量相比,垂向交换量较小,但该现象仍然反应了一个普遍规律,即大气降水和灌溉水从地表垂直入渗穿过包气带(L1)、粉土层(L2、L3、L4)和粘土 1(L5),进入含水层(L6, 饱水带)后,逐渐变成水平方向流向排泄区. 这个过程也正好诠释了砷在地下水中迁移的一个可能机制:灌溉水和大气降水从地表向下垂直入渗至含水层的过程中,推动了地表和包气带沉积物中的砷逐渐向下迁移,因此地下水砷随深度增加逐渐富集;到达含水层后(即进入饱水带),水平交换量占主导地位,地下水在水平方向上频繁的水量交换加速了砷在含水层中的水平迁移,因此地面以下 17~24 m 范围内,越靠近排泄区,地下水砷含量越高.

本文揭示了除生物地球化学过程外,地下水的流动特征对砷在地下水中的迁移富集也起着重要作用. 值得提出的是,含水层的非均质性在本次研究没有考虑,非均质性可能产生地下水优势流,从而改变砷的迁移路径,影响砷的分布. 粘土厚度对地下水滞留时间和垂向流也具有较大影响,尚需后续研究重点关注.

## References

- Benner, S. G., Polizzotto, M. L., Kocar, B. D., et al., 2008. Groundwater Flow in an Arsenic-Contaminated Aquifer, Mekong Delta, Cambodia. *Applied Geochemistry*, 23(11): 3072–3087. doi:10.1016/j.apgeoche.2008.06.013
- Berg, M., Stengel, C., Trang, P. T. K., et al., 2007. Magnitude of Arsenic Pollution in the Mekong and Red River Deltas—Cambodia and Vietnam. *Science of the Total Environment*, 372(2–3): 413–425. doi:10.1016/j.scitotenv.2006.09.010
- Charlet, L., Polya, D. A., 2006. Arsenic in Shallow, Reducing Groundwaters in Southern Asia: An Environmental Health Disaster. *Elements*, 2(2): 91–96. doi:10.2113/gselements.2.2.91
- Dong, S. G., Tang, Z. H., Liu, B. W., 2008. Numerical Simulation for the Groundwater in Datong Basin and Evaluation of the Optimization of Water Resources. *Geotechnical Investigation & Surveying*, 3: 30–35 (in Chinese with English abstract).
- Guo, H. M., Wang, Y. X., Shpeizer, G. M., et al., 2003. Natural Occurrence of Arsenic in Shallow Groundwater, Shanyin, Datong Basin, China. *Journal of Environmen-*



- tal Science and Health Part A-Toxic/Hazardous Substances & Environmental Engineering*, 38 (11): 2565—2580. doi: 10.1081/ESE—120024447
- Guo, H. M., Wang, Y. X., 2005. Geochemical Characteristics of Shallow Groundwater in Datong Basin, Northwestern China. *Journal of Geochemical Exploration*, 87 (3): 109—120. doi: 10.1016/j.gexplo.2005.08.002
- Fetter, C. W., 1994. *Applied Hydrogeology* (Third Edition). Merrill Publishing Company, University of Wisconsin, Oshkosh, 75—85.
- Harvey, C. F., Ashfaq, K. N., Yu, W., et al., 2006. Groundwater Dynamics and Arsenic Contamination in Bangladesh. *Chemical Geology*, 228 (1—3): 112—136. doi: 10.1016/j.chemgeo.2005.11.025
- Islam, F. S., Gault, A. G., Boothman, C., et al., 2004. Role of Metal-Reducing Bacteria in Arsenic Release from Bengal Delta Sediments. *Nature*, 430 (6995): 68—71. doi: 10.1038/nature02638
- Klump, S., Kipfer, R., Cirpka, O. A., et al., 2006. Groundwater Dynamics and Arsenic Mobilization in Bangladesh Assessed Using Noble Gases and Tritium. *Environmental Science Technology*, 40(1): 243—250. doi: 10.1021/es051284w
- Li, J., Wang, Z. H., Cheng, X. T., et al., 2005. Investigation of the Epidemiology of Endemic Arsenism in Ying County of Shanxi Province and the Content Relationship between Water Fluoride and Water Arsenic in Aquatic Environment. *Chinese Journal of Endemiology*, 24 (2): 183—185 (in Chinese with English abstract).
- McArthur, J. M., Banerjee, D. M., Hudson-Edwards, K. A., et al., 2004. Natural Organic Matter in Sedimentary Basins and Its Relation to Arsenic in Anoxic Groundwater: The Example of West Bengal and Its Worldwide Implications. *Applied Geochemistry*, 19 (8): 1253—1293. doi: 10.1016/j.apgeochem.2004.02.001
- McDonald, M. G., Harbaugh, A. W., 1988. A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Groundwater Flow Model. US Geological Survey Technology Water-Resources Investigation.
- Nakaya, S., Natsume, H., Masuda, H., et al. 2011. Effect of Groundwater Flow on Forming Arsenic Contaminated Groundwater in Sonargon, Bangladesh. *Journal of Hydrology*, 409 (3—4): 724—736. doi: 10.1016/j.jhydrol.2011.09.006
- Nickson, R. T., McArthur, J. M., Burgess, W. G., et al., 1998. Arsenic Poisoning of Bangladesh Groundwater. *Nature*, 395(6700): 338. doi: 10.1038/26387
- Nickson, R. T., McArthur, J. M., Ravenscroft, P., et al., 2000. Mechanism of Arsenic Release to Groundwater, Bangladesh and West Bengal. *Applied Geochemistry*, 15 (4): 403—413. doi: 10.1016/S0833—2927(99)00086—4
- Pei, Y. H., Liang, S. X., Ning, L. Y., 2005. A Discussion of the Enrichment and Formation of Arsenic in Groundwater in Datong Basin. *Hydrogeology and Engineering Geology*, 4: 65—69 (in Chinese with English abstract).
- Postma, D., Larsen, F., Hue, N. T. M., et al., 2007. Arsenic in Groundwater of the Red River Flood Plain, Vietnam: Controlling Geochemical Processes and Reactive Transport Modeling. *Geochemical et Cosmochimica Acta*, 71 (21): 5054—5071. doi: 10.1016/j.gca.2007.08.020
- Smedley, P. L., Kinniburgh, D. G., 2002. A Review of the Source, Behavior and Distribution of Arsenic in Natural Waters. *Applied Geochemistry*, 17(5): 517—568. doi: 10.1016/S0083—2927(02)00018—5
- Smedley, P. L., Zhang, M., Zhang, G., et al., 2003. Mobilization of Arsenic and Other Trace Elements in Fluvio-lacustrine Aquifers of The Huhhot Basin, Inner Mongolia. *Applied Geochemistry*, 18(9): 1453—77. doi: 10.1016/S0883—2927(03)00062—3
- Smith, A. H., Lingas, E. Q., Rahamn, M., 2000. Contamination of Drinking-Water by Arsenic in Bangladesh: A Public Health Emergency. *Bull of the World Health Organization*, 78(9): 1093—1103. doi: 10.1590/S0042—96862000000900005
- Stute, M., Zheng, Y., Schlosser, P., et al., 2007. Hydrological Control of As Concentrations in Bangladesh Groundwater. *Water Resources Research*, 43(9). doi: 10.1029/2005WR004499
- Thangarajan, M., Linn, F., Bakaya, U. V., et al., 1999. Modeling an Inland Delta Aquifer System to Evolve Pre-Development Management Schemes: A Case Study Upper Thamalakane River Valley, Botswana, Southern Africa. *Environ. Geol.*, 38(4), 285—295. doi: 10.1007/s002540050426
- Ven Geen, A., Zheng, Y., Stute, M., et al., 2003. Comments on “Arsenic mobility and Groundwater Extraction in Bangladesh” (II). *Science*, 300(5619): 584—584c. doi: 10.1126/science.1081057
- Wang, Y. X., Ge, M. S., 2000. Hydrogeochemistry of Medical Mineral Water in the East Asian Continental Rift, Take Shanxi and the Begall Valley as an Example. China Environmental Science Press, Beijing (in Chinese).
- Wang, Y. X., Shvartsev, S. L., Su, C. L., 2009. Genesis of Arsenic/Fluoride-Enriched Soda Water: A Case Study at Datong, Northern China. *Applied Geochemistry*, 24 (4): 641—649. doi: 10.1016/j.apgeochem.2008.12.015

Xie, X. J., Wang, Y. X., Su, C. L., et al., 2008. Arsenic Mobilization in Shallow Aquifers of Datong Basin: Hydrochemical and Mineralogical Evidences. *Journal of Geochemical Exploration*, 98 (3): 107 – 115. doi: 10.1016/j.gexplo. 2008. 01. 002

**附中文参考文献**

董少刚,唐仲华,刘白薇,等,2008.大同盆地地下水数值模拟

及水资源优化配置评价. *工程勘察*, 3: 30–35.  
 李军,王正辉,程晓天,等,2005.山西省应县地方性砷中毒流行病学调查报告. *中国地方病学杂志*, 24 (2): 183–185.  
 裴捍华,梁树雄,宁联元,2005.大同盆地地下水中砷的富集规律及成因探讨. *水文地质工程地质*, 4: 65–69.  
 王焰新,葛·马·斯贝泽尔,2000.东亚大陆裂谷医疗矿水文地球化学研究——以山西和贝加尔裂谷系为例.北京:中国环境科学出版社.

\*\*\*\*\*

(上接 858)

Yang, Y. F., Yao, J., Van Dijke, M. I. J., 2010a. Effect of Reservoir Rock Wettability on Microcosmic Distribution of Residual Oil after Gas Displacement. *Acta Petrolei Sinica*, 31(3): 467–470 (in Chinese with English abstract).  
 Yang, Y. F., Yao, J., Wang, C. C., 2010b. Oil-Gas-Water Three-Phase Flow Simulation in Water-Wet Reservoir. *Journal of China University of Petroleum (Edition of Natural Science)*, 34(1): 79–83 (in Chinese with English abstract).

**附中文参考文献**

李华昌,曾焱,罗宏涛,2000,等.凝析气藏水气交替注入数值模拟研究. *天然气工业*, 20(3): 62–66.  
 杨永飞,姚军, Van Dijke, M. I. J., 2010a. 油藏岩石润湿性对气驱剩余油微观分布的影响机制. *石油学报*, 31(3): 467–470.  
 杨永飞,姚军,王晨晨,2010b.水湿油藏油气水三相渗流模拟. *中国石油大学学报(自然科学版)*, 34(1): 79–83.