



# 高寒山区河水与地下水相互作用的温度示踪： 以黑河上游葫芦沟流域为例

葛孟琰<sup>1</sup>, 马 瑞<sup>1,2\*</sup>, 孙自永<sup>1,2</sup>, 龙 翔<sup>1</sup>, 邢文乐<sup>1</sup>, 王 烁<sup>1</sup>, 尹茂生<sup>1</sup>

1. 中国地质大学环境学院, 湖北武汉 430074

2. 中国地质大学盆地水文过程与湿地生态恢复学术创新基地, 湖北武汉 430074

**摘要:** 高寒山区的地表水与地下水相互作用的定量研究对水资源的评价及管理具有重要意义, 而目前在高寒山区开展的地表水与地下水相互作用的定量研究相对较少. 以黑河上游葫芦沟流域为研究区域, 采用温度示踪方法对高寒山区河水与地下水的相互作用进行了研究, 并对温度示踪方法在高寒山区的适用性进行了讨论. 监测了研究区两个时段的地温、河水水位、地下水水位以及河床沉积物底部不同深度处的温度, 并对温度系列数据进行定量分析, 计算了不同位置处河水入渗流速. 结果表明: 研究区河水水位普遍高于地下水水位; 河床底部温度在9月份整体低于7月; 流速计算结果表明监测时段内主要为河水入渗补给地下水, 入渗速率整体介于  $2 \times 10^{-6} \sim 5 \times 10^{-5}$  m/s. 温度示踪法在高寒山区的适用性分析表明: 在地下水受多途径补给时, 温度示踪法仅指示河水对地下水的补给, 而其他水源对地下水的补给还要通过同位素方法和数值模拟等其他手段进行计算. 影响高寒山区河水对地下水补给的因素主要有: 河水与地下水水位、河床沉积物的水力传导系数与热容.

**关键词:** 高寒山区; 温度示踪; 垂向流速; 黑河上游; 地下水.

中图分类号: P641

文章编号: 1000-2383(2018)11-4246-10

收稿日期: 2017-12-11

## Using Heat Tracer to Estimate River Water and Groundwater Interactions in Alpine and Cold Regions: A Case Study of Hulugou Watershed in Upper Reach of Heihe River

Ge Mengyan<sup>1</sup>, Ma Rui<sup>1,2\*</sup>, Sun Ziyong<sup>1,2</sup>, Long Xiang<sup>1</sup>, Xing Wenle<sup>1</sup>, Wang Shuo<sup>1</sup>, Yin Maosheng<sup>1</sup>

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

2. Laboratory of Basin Hydrology and Wetland Eco-restoration, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

**Abstract:** The quantitative research on the interaction between surface water and groundwater in alpine and cold regions is of essential significance for the evaluation and management of the water resources. However, there are relatively few quantitative researches carried out on the interaction between surface water and groundwater in alpine and cold region. Taking Hulugou watershed in upper reach of the Heihe River with permafrost distributed as the study site, monitored temperature time series were used to identify the interactions between river and groundwater, and the utility of heat tracers is also evaluated in this paper. Temperatures of groundwater riverbed sediments at different depths, river stage and groundwater level were monitored at the site. Then, the vertical flow velocities of river water infiltration to groundwater at 3 points along river channel were calculated through the Hatch analytical solutions with the monitored data. The results indicate that river stage was higher than groundwater level, suggesting the recharge of the river water to the groundwater. Temperatures of riverbed sediments were higher in July in comparison with those in September. The river infiltration velocity was between  $2 \times 10^{-6} - 5 \times 10^{-5}$  m/s in the monitoring

**基金项目:** 国家重点研发课题“重要湿地地下水调控及水生态功能保护关键技术与示范”(No.2017YFC0406105); 国家自然科学基金项目“黑河上游冻土区地下水流程及其与地表水转化研究”(No.91325101).

**作者简介:** 葛孟琰(1994-), 男, 硕士研究生, 主要从事水文地质和温度示踪研究. ORCID: 0000-0002-7221-5997. E-mail: Gostn@outlook.com

\* **通讯作者:** 马瑞, E-mail: rma@cug.edu.cn

**引用格式:** 葛孟琰, 马瑞, 孙自永, 等, 2018. 高寒山区河水与地下水相互作用的温度示踪: 以黑河上游葫芦沟流域为例. 地球科学, 43(11): 4246-4255.

period. The analyses show that exchange between river and groundwater can be estimated by heat tracers in alpine and cold regions. However, the other recharge sources to groundwater should be investigated by other methods such as isotopic method and numerical modeling. Exchange between river and groundwater is mainly controlled by the relationship between river stage and groundwater level, hydraulic conductivity and heat capacity of riverbed sediments.

**Key words:** alpine and cold region; heat tracer; vertical velocity of water flow; upper reach of Heihe River; ground water.

## 0 引言

地表水与地下水的相互作用在地下水流动系统、河流生态结构和功能中均具有重要作用(Brunke and Gonser, 1997; Winter, 1999; Hayashi and Rosenberry, 2002).地表水与地下水的相互作用的研究,是当前水文学、地球化学等领域的热点(杜尧等, 2017; 闫雅妮等, 2017),对理解水循环和水资源形成过程以及水资源管理具有重要意义(Sophocleous, 2002).近些年来,全球气温趋于升高,高寒山区的水文过程发生重要变化(Jasper *et al.*, 2004; Horton *et al.*, 2006),高寒山区的河水与地下水相互作用的研究引起了更多关注.

由于高寒山区野外工作的开展较为困难,目前对高寒山区的地表水与地下水相互作用的研究多采用同位素和水化学示踪方法(Welch *et al.*, 2000; Laudon *et al.*, 2004; Zheng *et al.*, 2016).以上方法只能对地表水与地下水交换进行定性及半定量分析.随着研究的深入,对地下水与地表水交换的定量研究不可或缺.温度作为地下水能量的表征,可对地下水流动过程及与其他水体的交换进行指示.温度对水流的反应灵敏、强烈、迅速;热信号数据获取稳定而且可广泛应用;温度数据监测成本低,可实现大范围、高密度的连续监测(马瑞等, 2013).近年来随着以温度作载体对地表水与地下水相互作用的研究逐渐深入,地下水与地表水交换的定量计算方法得到持续发展.如 Stallman(1963)推导了热运移方程的解析解,以计算相应的交换流速; Hatch *et al.*(2006)、Keery *et al.*(2007)在 Stallman 的解析解基础上,分别求得通过振幅以及相位对交换流速进行计算的解析解; McCallum *et al.*(2012)、Luce *et al.*(2013)提出了将振幅与相位方法结合的流速计算方法.但是目前温度示踪法的应用多集中在平原地区(Vogt *et al.*, 2010; Gordon *et al.*, 2012),在高寒山区的研究则很少见.上述温度示踪方法在高寒山区的适用性也有待于进一步验证和讨论.

黑河是中国的第二大内陆河,横跨青海省、甘肃省和内蒙古自治区.黑河上游山区是整个黑河的源

区,也是该流域水资源的重要形成区(肖生春等, 2011),该区域多分布冰川、冻土等,对气候变化响应敏感.所以,黑河流域地表水与地下水相互作用的研究对当地水资源量的计算及管理具有重要意义,而目前黑河上游地区的地表水与地下水相互作用研究仍较少.本研究选取黑河上游葫芦沟流域为研究区域,通过监测研究区域内不同位置的地下水温度、地下水位和河水位随时间的变化以及河床底部不同深度处的温度变化,定量计算河水与地下水的交换量,揭示地表水与地下水的相互作用.

## 1 研究区概况

葫芦沟流域位于黑河上游青海省祁连县境内,是黑河上游的一级支流流域.葫芦沟流域海拔在 2 900~4 800 m 之间,平均海拔在 3 500 m 左右,流域年平均气温为  $-1.4^{\circ}\text{C}$ ,流域年平均降雨量为 680 mm.葫芦沟流域整体南高北低,由南到北分布有多年冻土和季节冻土.根据本次野外调查成果,高程大于 3 500 m 以上的地区为多年冻土分布区,该高程以下为季节冻土的分布范围.流域中北部地势较平缓的区域为洪积扇.流域内河网发育,其中两条主要支流近似对称分布在洪积扇东西两侧,自南向北于洪积扇北侧扇缘处交汇为干流,在流域最北侧出口汇入黑河.

本次研究选取季节冻土区中洪积扇东侧河段作为研究对象.该河段所处地区分布第四系冲洪积砂砾层,颗粒较大,透水性较好.第四系松散沉积物下伏白垩系紫红色砂岩,透水性较差.

## 2 研究方法

### 2.1 数据监测

**2.1.1 地下水温度、水位和河水水位监测** 在洪积扇靠近东侧支流河道处选择典型位置布设镶嵌井群 a 和 b(位置如图 1 所示,下文用井群 a 和井群 b 表示)以获取地下水水位和温度数据.井群 a 位于洪积扇扇缘,海拔为 3 144 m,井群 b 位于洪积扇扇顶,海

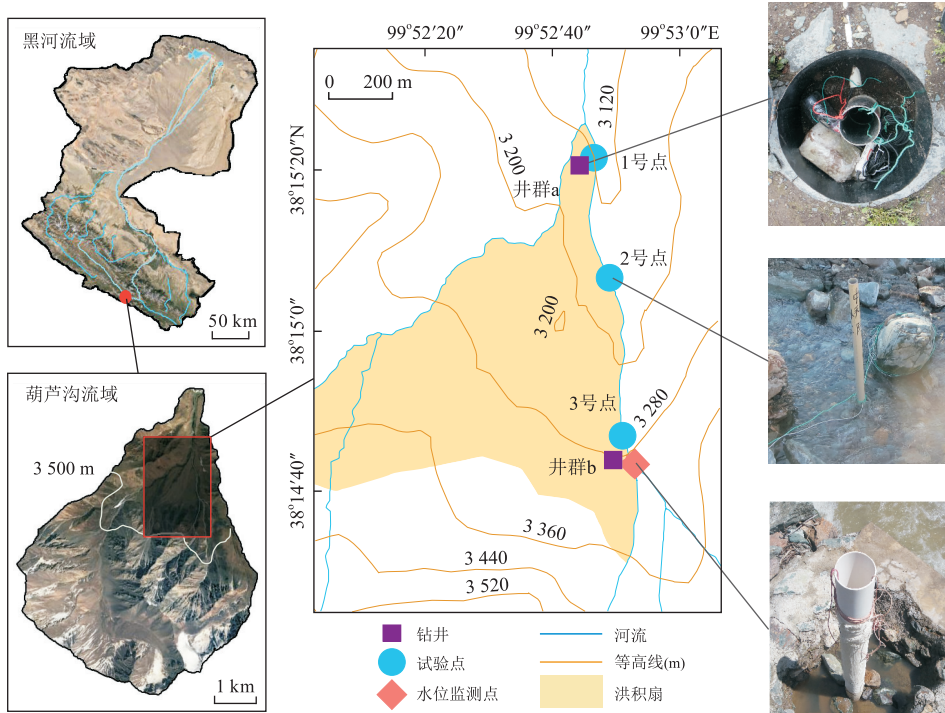


图 1 研究区位置、监测点位置以及现场仪器布设

Fig.1 Locations of study area and monitoring point, and photos of facilities setting

拔为 3 296 m, 两个井群水平距离在 1 100 m 左右. 井群 a 处处理 10 个深度的温度探头, 监测深度分别为 0.2 m、0.5 m、1.0 m、1.5 m、2.0 m、3.0 m、5.0 m、10.0 m、18.5 m 和 24.0 m, 并在井群 a 中的 25 m 井内布设了水位探头; 井群 b 中布设 6 个深度的温度探头, 监测深度分别为 2 m、3 m、5 m、10 m、18.5 m 和 29 m, 并在该井群中 30 m 井内布设了水位探头. 在井群 b 附近河道处布设河水水位探头. 温度探头为 Hobo-S-TMB 系列, 分辨率为 0.03 °C, 水位探头为 Hobo-U20-001-02, 分辨率 0.41 cm. 温度和水位的监测频率均为 2 次/h, 自 2016 年 7 月 4 日至 2016 年 9 月 18 日进行了连续监测.

### 2.1.2 河水及河床底部不同深度处的温度监测

在东侧支流设置 3 个代表点位以获取河床温度数据, 并用于计算河水与地下水交换速率. 1 号点在井群 a 附近, 3 号点位于井群 b 旁, 2 号点位于 1 号点和 3 号点中间(图 1). 分别对每个点位河床底部不同深处的温度进行了两个时段的监测. 各点位布设 4 个分辨率为 ±0.1 °C 的 Hobo-UA-001-64 型温度探头, 分别对距河底 5 cm 处河水水温、河床下 10 cm、25 cm、40 cm 深度的温度进行监测. 监测频率为 2 次/h. 本次试验中, 自 2016 年 7 月 24 日至 7 月 30 日在 1 号点和 3 号点位进行两个点位的第一阶段的监测, 自 2016 年 7 月 29 日至 2016 年 8 月 3 日在 2

号点位进行该点位第一阶段的监测. 为了进行对比分析, 自 2016 年 9 月 4 日至 2016 年 9 月 18 日在 3 个点位同时进行了第二阶段的连续监测.

### 2.2 垂向水流流速计算方法

在垂向一维饱和情况下, 一维热传导运移扩散方程 (Stallman, 1963; Hatch *et al.*, 2006; Keery *et al.*, 2007) 为:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_e \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - q \frac{C_w}{C} \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (1)$$

式中:  $T$  为温度 (°C),  $t$  为时间 (s),  $q$  为流体的流速 (m/s),  $C_w$  为水的体积热容 ( $\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{°C}^{-1}$ ),  $C$  是饱和沉积物体积热容 ( $\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{°C}^{-1}$ ),  $z$  是深度 (m),  $k_e$  为饱和介质有效热扩散系数 ( $\text{m}^2/\text{s}$ ).

Hatch *et al.* (2006) 提出了基于方程 (1) 的流速解. Hatch 通过振幅或相位差计算的流速解析解分别为:

$$q = \frac{C}{C_w} \left( \frac{2k_e}{\Delta z} \ln A_r + \sqrt{\frac{\alpha + v^2}{2}} \right), \quad (2)$$

$$|q| = \frac{C}{C_w} \alpha - 2 \left( \frac{4\pi \Delta t k_e}{P \Delta z} \right), \quad (3)$$

式中:  $q$  为垂向向下流速 (m/s),  $A_r$  为下侧传感器数据振幅与上侧之比,  $\Delta z$  为传感器间距离 (m),  $v$  为温度锋速度 (m/s),  $\Delta t$  为信号传播的时间差 (s),  $P$  为温度信号波动周期 (s),  $\alpha$  定义为  $\alpha =$

表 1 计算垂向流速时所使用参数

Table 1 Settings of Parameters used to calculate vertical velocity of water flow

参数	导热系数( $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ )	热弥散度(m)	水体积比热容( $J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$ )	固体体积比热容( $J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$ )	孔隙度
值	1.88	0.001	$4.18 \times 10^6$	$2.09 \times 10^6$	0.3

$$\sqrt{v^4 + \left(\frac{8\pi k_e}{P}\right)^2}, k_e \text{ 定义为 } k_e = \left(\frac{\lambda_0}{C}\right) + \beta |V_f|, \lambda_0$$

为水流的热传导系数,  $H$  定义为  $H = C/\lambda_0$ . 以上解析解中通过振幅计算的解析解包含流速的大小和方向, 通过相位计算得到的解析解只有流速大小. 本研究利用振幅和相位两种方法对温度时间序列进行分析并计算各点垂向水流流速. 热传导系数、热弥散度、水和固体的体积比热容及孔隙度(表 1) 依据野外实际沉积物特征及相关资料(Lide, 2001; Wagner *et al.*, 2008; Gordon *et al.*, 2012; Irvine *et al.*, 2015) 确定.

### 2.3 敏感性分析

为了计算参数值的变化对计算结果的影响程度, 本文采用 Barth and Hill(2005)的参数敏感度公式计算了河流与地下水交换量对不同参数的敏感度.

$$CSS_j = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (DSS_{ij})^2}{n}\right)^{1/2}, \quad (4)$$

$$DSS_{ij} = \frac{\Delta y_{ij}}{\left(\frac{\Delta b_j}{b_j}\right)} \omega^{1/2}, \quad (5)$$

式中:  $b_j$  为第  $j$  个参数的实际取值,  $\Delta b_j$  为第  $j$  个参数相对于计算值的微小变化,  $\Delta y_{ij}$  为第  $i$  个数据由于  $\Delta b_j$  导致的变量的变化,  $n$  为数据点数量,  $DSS_{ij}$  为第  $i$  个数据对第  $j$  个参数变化的敏感度,  $CSS_j$  为第  $j$  个参数的敏感度.

## 3 结果

### 3.1 河水深度与地下水位埋深变化特征

由于研究河段长度相对较短, 整个河段的河水位变化基本一致, 且河段河水位波动均在 0.5 m 以内, 所以采用 3 号点附近的河水水深监测数据代表整个河段的水深变化. 监测期间的河水位以及井群 a、b 中 10 m 监测井中地下水位埋深变化曲线如图 2 所示. 河水位波动范围为 0~0.5 m, 井群 a 处的地下水位埋深波动范围为 7~12 m, 井群 b 处地下水位埋深波动范围为 12~18 m. 其中, 井群 a 处地下水位埋深在 2016 年 7~9 月呈减小趋势; 井群 b 处地下

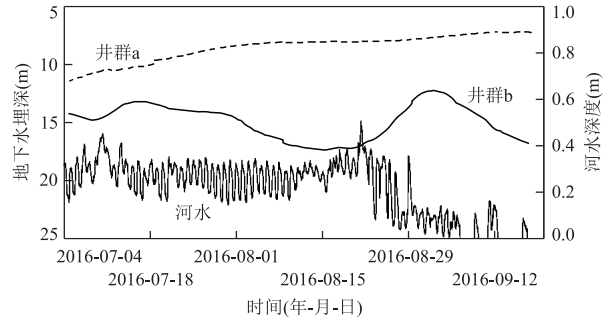


图 2 河水水深及地下水位埋深随时间的变化曲线  
Fig.2 Time series of depth of river and groundwater depth below ground surface

水位埋深在 2016 年 7~8 月呈减小趋势, 然后在 8 月底呈增大趋势, 9 月初后再次减小; 河水水位在 2016 年 7 月至 8 月中旬变化平缓, 在 8 月下旬增大, 然后在 8 月底急剧下降.

### 3.2 地下水温度和河床底部不同深度处监测温度变化特征

图 3 为两个井群处不同深度的地温随时间变化曲线, 不同深度的地温随时间表现出不同的变化特征. 深层地温动态变化滞后于浅层地温变化, 而且波动幅度也更平缓. 具体来讲, 在 0.2~0.5 m 深度区间, 地温波动性较强, 有明显的昼夜变化, 在 2016 年 7~8 月间整体呈上升趋势, 8~9 月间整体呈下降趋势; 在 1~3 m 深度, 地温变化相对平稳, 没有昼夜波动, 在 8 月下旬呈平缓的上升趋势, 上升时间滞后于浅层地温, 在这之后, 温度开始缓慢下降, 下降程度随着埋深增大而减弱; 在 5~20 m 深度, 地温整体变化趋势与浅层地温具有明显差异, 该深度为地下水水面活动范围, 表明该深度温度受到地下水位波动的影响; 在 20~30 m 深度处, 地温基本不随时间发生变化, 稳定在 3℃ 左右.

图 4 为 3 个河道监测点处气温、水温以及河床底部不同深度处温度随时间的变化. 图 4a~4c 为 2016 年 7 月底(第一阶段)3 个点位的温度监测结果, 图 4d~4f 为 2016 年 9 月份(第二阶段)3 个点位的温度监测结果(其中气温数据由于探头受阳光直射而在白天时偏高). 河床底部各深度处温度以及河水温度在监测期间均表现为周期性波动, 是受气温昼夜变化影响的结果. 气温波动幅度最大, 其次为水温,



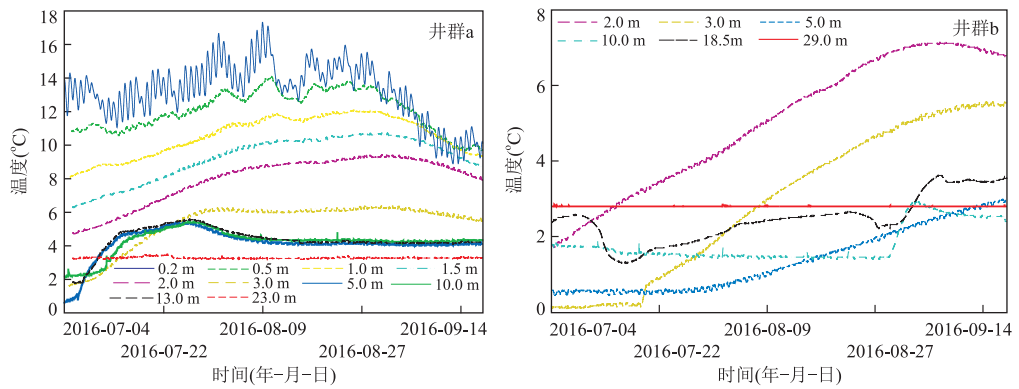


图 3 井群 a 和 b 处地下水温度随时间的变化

Fig.3 Time series of groundwater temperatures at sites well group a and b

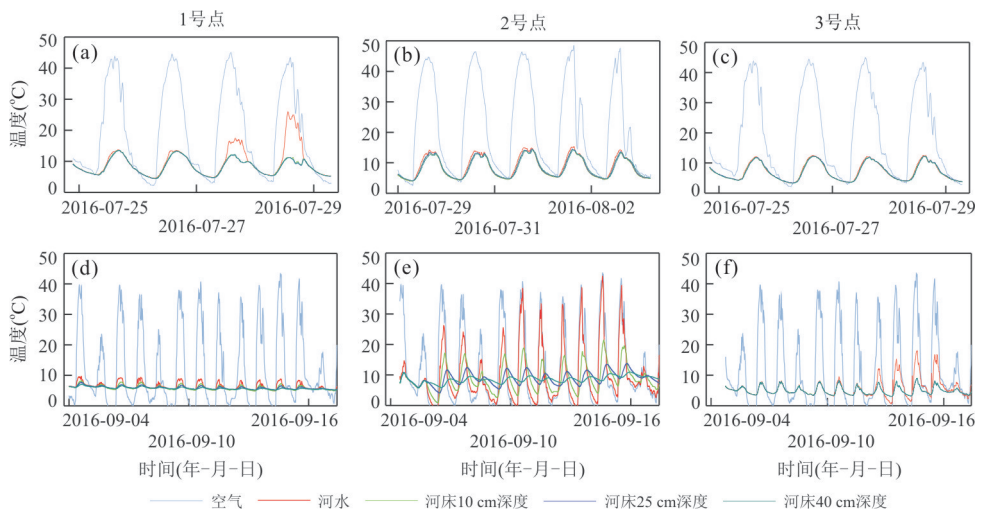


图 4 1~3 号点处气温、河水温度和河床温度随时间的变化

Fig.4 Time series of air temperature, river water temperature, and riverbed temperature at the site Nos.1, 2 and 3

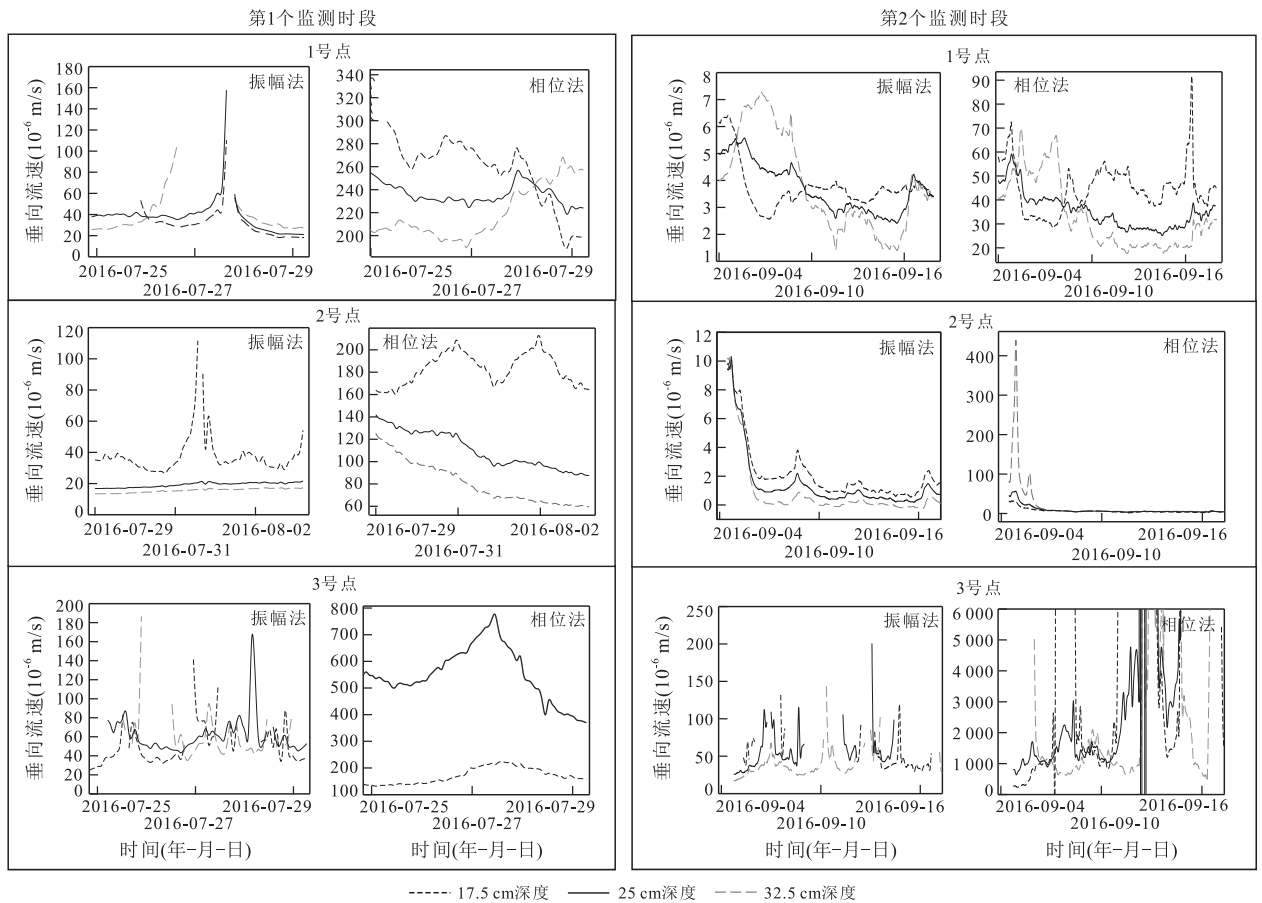
河床底部温度波动幅度随深度增大而相应减小,9月份河床底部部分深度的温度变化幅度比7月份的监测值要大,表明两个监测时段河水与地下水之间的交换量可能有所不同。

### 3.3 河水与地下水交换量计算

基于温度时间序列数据,采用 Hatch 振幅以及相位法计算了 3 个点处河床下不同深度处(17.5 cm、25 cm 和 32.5 cm)的水流速,分别得到每个深度的 2 个流速计算结果: Hatch 相位法流速和 Hatch 振幅法流速.根据计算结果绘制得到流速随时间变化曲线(图 5).振幅法计算结果均为正值,表明河床的渗透流速均为垂向向下,即河水补给地下水.1 号点、2 号点的计算结果整体连续性较好,3 号点计算结果整体连续性较差.部分计算结果变化幅度较大,而且有个别数据计算失败,是计算时刻的河水入渗流速过大、不同深度处温度数据过于接近所致,但整体流速结果仍分布在一定区间内,计算结果

仍具有一定的指示意义.振幅法结果与相位法结果具有明显差别,相位法计算的流速普遍大于振幅法结果,两者的变化趋势在部分时段相近,部分时段差别明显.振幅法流速整体在  $6 \times 10^{-5}$  m/s 以内,相位法流速整体在  $10^{-3}$  m/s 以内.已有研究表明,在该流速范围内振幅法结果更敏感(Hatch *et al.*, 2006),又因在流速不稳定情况下振幅法结果的准确度更高(Irvine *et al.*, 2015),所以本研究主要考虑振幅法计算结果。

根据振幅法计算结果,在 2016 年 7 月份,1 号点 3 个深度处的河水入渗流速多介于  $2 \times 10^{-5} \sim 6 \times 10^{-5}$  m/s,2 号点的流速值介于  $1.5 \times 10^{-5} \sim 6 \times 10^{-5}$  m/s,3 号点介于  $3 \times 10^{-5} \sim 8 \times 10^{-5}$  m/s.1 号点和 2 号点流速大小相近,3 号点流速较大.2 号点较深处的流速值较大,而 1 号点和 3 号点不同深度处的流速值则较接近.在 2016 年 9 月份,1 号点 3 个深度处的河水入渗流速多介于  $10^{-6} \sim 8 \times 10^{-6}$  m/s,2



----- 17.5 cm深度 —— 25 cm深度 -.-.- 32.5 cm深度

图 5 基于 Hatch 振幅和相位法计算的河床水流垂向流速

Fig.5 Calculated results of vertical water flow's velocity in riverbed based on Hatch amplitude and phase methods

号点的流速值介于  $10^{-7} \sim 10^{-5}$  m/s, 3 号点介于  $10^{-5} \sim 10^{-4}$  m/s. 1 号点和 2 号点流速较小, 3 号点流速较大. 整体来说, 2 号点较深处的流速值较大; 而 1 号点前 5 d 在 32.5 cm 深度处的流速大于浅部, 在后 7 d 中变为最小. 计算流速在前后两个监测时段的相对大小具有一定差别: 1 号点和 2 号点在 9 月期间的计算所得流速均明显低于 7 月, 而 3 号点 9 月期间计算所得流速与 7 月接近.

### 3.4 入渗速率的参数敏感性

基于 IAPWS-IF97 (Wagner *et al.*, 2008) 计算结果, 水的体积比热容实际变化范围较小, 研究区内河水在 2016 年 7 月和 9 月的温度变化小于  $4^{\circ}\text{C}$ , 得到对应的水体积比热容变化小于 1%, 对流速计算结果的影响可忽略. 已有研究也表明热迁移过程对热弥散度值也很不敏感 (Ma *et al.*, 2012). 所以, 本文对孔隙度、热传导系数和固体体积比热容进行了参数敏感性分析. 本文通过局部分析法分析了上述 3 个单因子变化对流速计算结果的影响程度. 由于 1 号点第 2 阶段的流速计算成功率较高, 而且计算结

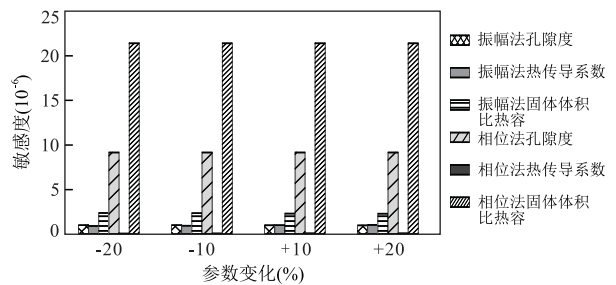


图 6 基于 Hatch 振幅和相位法计算的河水入渗流速对不同参数的敏感度

Fig.6 Calculated sensitivities of velocity results based on Hatch amplitude and phase methods to different parameters

果较为连续稳定, 因此选取该组数据进行敏感性分析. 参数敏感性分析表明 (图 6), 河水入渗速率对固体体积比热容的变化值最敏感, 其次是孔隙度, 而对热传导系数的变化最不敏感. 振幅法计算的流速结果对参数敏感度整体较低, 相位法计算结果对参数敏感度整体较高.

## 4 讨论

### 4.1 河水入渗与地下水水位的联系及温度示踪法的适用性

对于具有水力联系的河流与含水层,水量交换是河水与地下水水位的函数(Sophocleous, 2002).对河水与地下水流量交换的简单评估可以通过达西定律进行.河水—地下水水位差较大时,对应的流速相对较大.部分研究认为在河水—地下水水位差较大时,实际流速小于计算流速,即渗透能力降低,但流速与水位差仍为正相关(Rushton and Tomlinson, 1979).由于河水水深变化幅度远小于地下水的变化幅度,河水—地下水水位差主要受地下水水位变化的影响.根据图 2,井群 a 处 2016 年 7 月份的河水—地下水水位差明显大于 2016 年 9 月份,井群 b 处 2016 年 9 月份与 2016 年 7 月份的河水—地下水水位差整体相近.两个时段间水位差的相对大小与河道流速计算结果的相对大小一致,表明河水—地下水水位差对该区域河水入渗速率的变化可能具有一定的控制作用.

由于 1 号点流速计算结果相对完整,对 1 号点河床 0.25 m 深度处的流速与井群 a 河水—地下水水位差进行了相关性分析.根据表 2,在两个监测时段中,计算流速和河水—地下水水位差均有较强的相关性,表明在山前洪积扇扇缘处,河水—地下水水位差与河水入渗速率联系密切.由于两个监测时段内的河水—地下水水位差主要受地下水水位变化的影响,因此在研究河段,河水入渗一定程度上受地下水水位变化的控制.

高寒山区地下水有多种补给来源,其水位并不完全受河水入渗补给的影响.Ma *et al.* (2017) 通过氢氧同位素和水化学数据的研究发现,在井群 b 所处的洪积扇顶部,地下水大部分来自于多年冻土区冻土层上水和冻土层下水的侧向补给,还有相当一部分的补给来自多年冻土区及洪积扇顶部的地表产流在坡脚处的直接入渗,河水入渗补给地下水也占一定的比重;在井群 a 所处的洪积扇扇缘,地下水同样有多种补给来源.在此情况下,通过温度示踪计算的河水入渗仅为地下水所受总补给的一部分.

在其他山区,当地下水位埋深较大时,河水补给地下水的水流可能不连续(Sophocleous, 2002),此时河水—地下水水位差可能不是河水入渗流速的主要驱动因素,且河道入渗流速不能完全代表整个渗透途径的流速,因此无法利用水位差对河水与地下

水的交换量进行评估.在此情况下,利用温度示踪方法仍可对河水入渗速率进行计算,但计算流速与河水—地下水水位差并没有较强联系.以上讨论说明,通过温度示踪计算出来的河水入渗仅为地下水所受总补给的一部分,而且不一定与河水和地下水水位相关,而地下水所受其余补给量的确定可能还要通过同位素混合模型、数值模拟等其他方法进行.但温度示踪计算的河水入渗速率可以作为研究区数值模型的计算或校正依据,有利于研究区水流模型的精度提高.

### 4.2 高寒山区地下水与地表水交换量的影响因素

较大范围的地下水与地表水的交换受到水力传导系数、河水与地下水相对水位、地形等的影响,河水入渗的量级受水力学参数、渗流区有效存储容量及河水温度等的影响(Sophocleous, 2002).本研究区域的水位变化以及温度变化幅度较大,可能会对河水与地下水的交换产生影响.

研究区内河水入渗流速和河水—地下水水位差有较强相关性,河水—地下水水位差一定程度上可解释河水与地下水交换量的变化.在 1 号点和 3 号点处,水位差在两个时段的相对大小结果与流速计算结果表现基本一致.在高寒山区,除河水与地下水水位变化影响外,气温昼夜及月际变化较大,河床以及浅表地温同样表现出月际差别(图 4).随着温度变化,河床底部及地下浅层含水介质的参数等也发生相应变化,如水力传导系数对温度变化高度敏感(Muskat and Meres, 1936).这些参数的变化也是导致河水与地下水交换量变化的重要因素.

在温度发生变化的情况下,河道渗透能力会发生相应变化.根据 IAPWS-IF97 计算结果(Wagner *et al.*, 2008),水的密度和粘度的比值随着温度升高而升高,在渗透率不随温度及时间发生变化的情况下,水力传导系数与温度近似成正比.在以 8 °C 时水力传导系数为基准的情况下,通过 IAPWS-IF97 计算,1 °C 的温度变化会导致水力传导系数发生约 3% 的变化,7 °C 的温度变化会导致水力传导系数近 21% 的变化.然而流速计算结果并没有发现较为明显的昼夜变化趋势.根据河水水位数据,河水水位与温度的昼夜变化相反,水位昼夜变化可在一定程度上减小温度昼夜变化对河水入渗的影响.此外,水流的人渗路径中,受温度昼夜变化影响的区域相对较浅,其下部不受温度昼夜变化影响的区域可能对河水的入渗速率产生影响.河水入渗途径的日平均温度自 2016 年 7 月至 9 月发生一定变化:1 号点河道

表 2 河水—地下水水位差与计算流速间的泊松相关系数

Table 2 Pearson correlation coefficient between river-groundwater water level difference and calculated velocity

	第 1 个监测时段	第 2 个监测时段
井群 a 河水—地下水水位差和 1 号点计算流速的显著性(双侧)	0.000	0.000
井群 a 河水—地下水水位差和 1 号点计算流速的 Pearson 相关系数	0.653	0.766

入渗区的温度降低约  $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 3 号点位降低约  $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。温度降低导致河床水力传导系数降低, 从另一方面导致河流入渗速率减小。其他一些新近研究也有类似发现, 如河道温度分布的变化可引起河床水力传导系数的变化 (Genereux *et al.*, 2008) 和重新调整 (Hatch *et al.*, 2010), 且河床表层对温度变化更为敏感 (Bastola and Peterson, 2016)。

温度变化导致的含水介质热参数的变化, 可能会对河水的入渗速率计算产生影响。根据敏感性分析结果, 河床入渗速率对热传导系数以及固体体积比热容的敏感度为  $10^{-6}\text{ m/s}$  左右。由于热传导系数和固体体积比热容会受温度变化的影响, 所以用 2016 年 7 月份的介质热参数来计算 2016 年 9 月份的河水入渗速率时, 对 9 月份的入渗速率的估计会有偏差。但在实际情况下, 很少会对温度变化引起的介质参数变化进行时间序列测量, 所以在本次研究中没有考虑该偏差的影响。该因素的影响可在后续研究中加以考虑。

## 5 结论

(1) 山前洪积扇上 3 个点河床中水流的方向均为向下, 即河水在两个监测时段内入渗补给地下水。其中, 1 号点的河水入渗速率在 2016 年 7 月为  $2 \times 10^{-5} \sim 6 \times 10^{-5}\text{ m/s}$  之间, 在 2016 年 9 月在  $10^{-6} \sim 8 \times 10^{-6}\text{ m/s}$  范围内; 2 号点的河水入渗速率在 2016 年 7 月为  $1.5 \times 10^{-5} \sim 6 \times 10^{-5}\text{ m/s}$  之间, 在 2016 年 9 月大部分时间河流处于断流状态; 3 号点的河水入渗速率在 2016 年 7 月为  $3 \times 10^{-5} \sim 8 \times 10^{-5}\text{ m/s}$  之间, 在 2016 年 9 月介于  $1 \times 10^{-5} \sim 1 \times 10^{-4}\text{ m/s}$ 。

(2) 高寒山区地下水与地表水的交换量受到河水与地下水水位、水力传导系数和含水介质热参数等的影响。河水入渗速率和河水—地下水水位差有较强相关性, 水位差较大时, 河水入渗速率同样相对较大。温度降低导致水力传导系数减小, 多个含水介质热参数由于温度降低发生的变化导致流速计算结果产生一定偏差。

(3) 可通过温度示踪计算速率的河水入渗仅为该研究区地下水所受总补给量的一部分, 地下水所受其余补给量需要借助同位素混合模型、数值模拟等其他方法来进行计算。

## References

- Barth, G., Hill, M. C., 2005. Numerical Methods for Improving Sensitivity Analysis and Parameter Estimation of Virus Transport Simulated Using Sorptive-Reactive Processes. *Journal of Contaminant Hydrology*, 76 (3–4): 251–277. <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2004.10.001>
- Bastola, H., Peterson, E. W., 2016. Heat Tracing to Examine Seasonal Groundwater Flow beneath a Low-Gradient Stream in Rural Central Illinois, USA. *Hydrogeology Journal*, 24 (1): 181–194. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1320-8>
- Brunke, M., Gonser, T., 1997. The Ecological Significance of Exchange Processes between Rivers and Groundwater. *Freshwater Biology*, 37(1): 1–33. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2427.1997.00143.x>
- Du, Y., Ma, T., Deng, Y. M., et al., 2017. Hydro-Biogeochemistry of Hyporheic Zone: Principles, Methods and Ecological Significance. *Earth Science*, 42 (5): 661–673 (in Chinese with English abstract).
- Genereux, D. P., Leahy, S., Mitasova, H., et al., 2008. Spatial and Temporal Variability of Streambed Hydraulic Conductivity in West Bear Creek, North Carolina, USA. *Journal of Hydrology*, 358(3–4): 332–353. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.06.017>
- Gordon, R. P., Lautz, L. K., Briggs, M. A., et al., 2012. Automated Calculation of Vertical Pore-Water Flux from Field Temperature Time Series Using the VFLUX Method and Computer Program. *Journal of Hydrology*, 420–421: 142–158. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.053>
- Hatch, C. E., Fisher, A. T., Revenaugh, J. S., et al., 2006. Quantifying Surface Water-Groundwater Interactions Using Time Series Analysis of Streambed Thermal Records: Method Development. *Water Resources Research*, 42 (10): W10410. <https://doi.org/10.1029/2005wr004787>
- Hatch, C. E., Fisher, A. T., Ruehl, C. R., et al., 2010. Spatial



- and Temporal Variations in Streambed Hydraulic Conductivity Quantified with Time-Series Thermal Methods. *Journal of Hydrology*, 389 (3–4): 276–288. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.05.046>
- Hayashi, M., Rosenberry, D. O., 2002. Effects of Ground Water Exchange on the Hydrology and Ecology of Surface Water. *Ground Water*, 40 (3): 309–316. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2002.tb02659.x>
- Horton, P., Schaeffli, B., Mezghani, A., et al., 2006. Assessment of Climate-Change Impacts on Alpine Discharge Regimes with Climate Model Uncertainty. *Hydrological Processes*, 20 (10): 2091–2109. <https://doi.org/10.1002/hyp.6197>
- Irvine, D. J., Lautz, L. K., Briggs, M. A., et al., 2015. Experimental Evaluation of the Applicability of Phase, Amplitude, and Combined Methods to Determine Water Flux and Thermal Diffusivity from Temperature Time Series Using VFLUX 2. *Journal of Hydrology*, 531: 728–737. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.10.054>
- Jasper, K., Calanca, P., Gyalistras, D., et al., 2004. Differential Impacts of Climate Change on the Hydrology of Two Alpine River Basins. *Climate Research*, 26 (2): 113–129. <https://doi.org/10.3354/cr026113>
- Keery, J., Binley, A., Crook, N., et al., 2007. Temporal and Spatial Variability of Groundwater-Surface Water Fluxes: Development and Application of an Analytical Method Using Temperature Time Series. *Journal of Hydrology*, 336 (1–2): 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.12.003>
- Laudon, H., Seibert, J., Köhler, S., et al., 2004. Hydrological Flow Paths during Snowmelt: Congruence between Hydrometric Measurements and Oxygen 18 in Meltwater, Soil Water, and Runoff. *Water Resources Research*, 40 (3): W03102. <https://doi.org/10.1029/2003wr002455>
- Lide, D. R., 2001. CRC Handbook of Chemistry and Physics, 82nd Edition. CRC Press, Boca Raton, FL.
- Luce, C. H., Tonina, D., Gariglio, F., et al., 2013. Solutions for the Diurnally Forced Advection-Diffusion Equation to Estimate Bulk Fluid Velocity and Diffusivity in Streambeds from Temperature Time Series. *Water Resources Research*, 49 (1): 488–506. <https://doi.org/10.1029/2012wr012380>
- Ma, R., Sun, Z. Y., Hu, Y. L., et al., 2017. Hydrological Connectivity from Glaciers to Rivers in the Qinghai-Tibet Plateau: Roles of Suprapermafrost and Subpermafrost Groundwater. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 21 (9): 1–39. <https://doi.org/10.5194/hess-2017-7>
- Ma, R., Dong, Q. M., Sun, Z. Y., et al., 2013. Using Heat to Trace and Model the Surface Water-Groundwater Interactions: A Review. *Geological Science and Technology Information*, 32 (2): 131–137 (in Chinese with English abstract).
- Ma, R., Zheng, C. M., Zachara, J. M., et al., 2012. Utility of Bromide and Heat Tracers for Aquifer Characterization Affected by Highly Transient Flow Conditions. *Water Resources Research*, 48 (8): W08523. <https://doi.org/10.1029/2011wr011281>
- McCallum, A. M., Andersen, M. S., Rau, G. C., et al., 2012. A 1-D Analytical Method for Estimating Surface Water-Groundwater Interactions and Effective Thermal Diffusivity Using Temperature Time Series. *Water Resources Research*, 48 (11): W11532. <https://doi.org/10.1029/2012wr012007>
- Muskat, M., Meres, M. W., 1936. The Flow of Heterogeneous Fluids through Porous Media. *Physics*, 7 (9): 346–363.
- Rushton, K. R., Tomlinson, L. M., 1979. Possible Mechanisms for Leakage between Aquifers and Rivers. *Journal of Hydrology*, 40 (1–2): 49–65. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(79\)90087-8](https://doi.org/10.1016/0022-1694(79)90087-8)
- Sophocleous, M., 2002. Interactions between Groundwater and Surface Water: The State of the Science. *Hydrogeology Journal*, 10 (1): 52–67. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0170-8>
- Stallman, R. W., 1963. Computation of Ground-Water Velocity from Temperature Data. *USGS Water Supply Paper*, 1544(H): 36–46.
- Vogt, T., Schneider, P., Hahn-Woernle, L., et al., 2010. Estimation of Seepage Rates in a Losing Stream by Means of Fiber-Optic High-Resolution Vertical Temperature Profiling. *Journal of Hydrology*, 380 (1–2): 154–164. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.10.033>
- Wagner, W., Cooper, J. R., Dittmann, A., et al., 2008. Iapws Industrial Formulation 1997 for the Thermodynamic Properties of Water and Steam. Springer, Berlin, Heidelberg, 7–150.
- Welch, A. H., Westjohn, D. B., Helsel, D. R., et al., 2000. Arsenic in Ground Water of the United States: Occurrence and Geochemistry. *Ground Water*, 38 (4): 589–604. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2000.tb00251.x>
- Winter, T. C., 1999. Relation of Streams, Lakes, and Wetlands to Groundwater Flow Systems. *Hydrogeology Journal*, 7 (1): 28–45. <https://doi.org/10.1007/s100400050178>
- Xiao, S. C., Xiao, H. L., Lan, Y. C., et al., 2011. Water Issues and Integrated Water Resource Management in Heihe River Basin in Recent 50 Years. *Journal of Desert Research*, 31 (2): 529–535 (in Chinese with English ab-

stract).

Yan, Y. N., Ma, T., Zhang, J. W., et al., 2017. Experiment on Migration and Transformation of Nitrate under Interaction of Groundwater and Surface Water. *Earth Science*, 42(5): 783–792 (in Chinese with English abstract).

Zheng, M. J., Wan, C. W., Du, M. D., et al., 2016. Application of Rn-222 Isotope for the Interaction between Surface Water and Groundwater in the Source Area of the Yellow River. *Hydrology Research*, 47(6): 1253–1262. <https://doi.org/10.2166/nh.2016.070>

### 附中文参考文献

杜尧, 马腾, 邓娅敏, 等, 2017. 潜流带水文—生物地球化学: 原理、方法及其生态意义. *地球科学*, 42(5): 661–673.

马瑞, 董启明, 孙自永, 等, 2013. 地表水与地下水相互作用的温度示踪与模拟研究进展. *地质科技情报*, 32(2): 131–137.

肖生春, 肖洪浪, 蓝永超, 等, 2011. 近 50a 来黑河流域水资源问题与流域集成管理. *中国沙漠*, 31(2): 529–535.

闫雅妮, 马腾, 张俊文, 等, 2017. 地下水与地表水相互作用下硝态氮的迁移转化实验. *地球科学*, 42(5): 783–792.