

DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdtqk.2021.0106

陈文婧,王永波,张敬滨. 滦泸河河道入渗能力试验[J]. 南水北调与水利科技(中英文), 2021, 19(5): 1014-1023. CHEN W J, WANG Y B, ZHANG J B. Experiment on the infiltration capacity of Suoluhe River[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2021, 19(5): 1014-1023. (in Chinese)

## 滦泸河河道入渗能力试验

陈文婧,王永波,张敬滨

(河北省水文工程地质勘察院, 石家庄 050021)

**摘要:**“引黄入冀”工程冬四月引水存在与当地灌溉时间严重不匹配的问题,如何科学储存和利用宝贵的引黄河水资源,是急需研究和解决的问题,而地下水库则是科学合理储存水资源的有效途径之一。选择南宫市滦泸河河道,进行河道入渗能力大型试验研究,利用水均衡法计算滦泸河河道入渗能力,分析入渗能力的大小对地下水位变化幅度的影响,计算滦泸河北段河道入渗场适宜的引水流量。结果表明:动水条件稳定的入渗能力为 0.13 m/d,静水条件稳定的入渗能力为 0.11 m/d;滦泸河北段的合理引水流量为 0.48 m<sup>3</sup>/s;入渗初期地下水位响应滞后时间较长,随着入渗时间的延长,地下水位响应滞后时间缩短,且地下水位增速变缓。通过试验研究,获取了南宫市规划地下水水库建设论证需要的重要水文地质参数,为南宫市规划地下水水库的科学建设提供技术理论支撑,为古河道带区地下水河道入渗方式的研究提供理论基础。

**关键词:**入渗试验;入渗能力;滞留水量;引水流量;响应机理

中图分类号:TV62 文献标志码:A 开放科学(资源服务)标志码(OSID):



外流域调水是缓解缺水地区水资源紧缺的重要手段,如何科学合理地储存和利用宝贵的外调水资源是水资源可持续利用研究及水行政主管部门面临解决的重大课题。外调水传统的调蓄方式有地表、地下 2 种,相对于地表调蓄工程,地下水库在水资源储存与保护方面拥有诸多优势<sup>[1-3]</sup>。建设地下水库时,入渗场的选择正确与否关系到地下水水库建设的成败<sup>[4-10]</sup>,入渗场的入渗能力是选择入渗场的决定性指标。一般,根据引水及入渗条件,选择将河道作为入渗场,通过河道入渗将水资源储存于地下<sup>[11-12]</sup>。因此,河道的入渗能力直接关系到地下水水库建设的成功与否,其入渗能力的研究具有十分重要的意义。

近些年,诸多学者在河道渗漏量计算方法的研究上做了大量工作。吉文平<sup>[13]</sup>通过对河渠渗漏影响参数进行分析,建立平均地下水埋深与河渠渗漏补给系数的相关关系,从而总结出推算河渠渗漏量

的计算方法。梁永平等<sup>[14]</sup>根据河水与地下水之间的水动力关系,通过含水层参数和当地水井布置实际情况,计算了河流渗漏量。胡兴林等<sup>[15]</sup>进行了河道渗漏量比测试验,结果表明河床岩性构成、河流平面几何形态变化及人类活动等对河道渗漏量有显著影响。杨文斌等<sup>[16]</sup>采用土壤深度水量渗漏测试记录仪对库姆塔格沙漠地区多坝沟季节性河道 1.5 m 深处的水分渗漏过程进行了监测与人工模拟试验,初步实现了河道渗漏速率的动态监测,基本摸清了该河道的渗漏速率及特征。综上,国内前期河道渗漏量的研究仍是计算方法的研究,针对地下水库前期建设的大型河道入渗试验仍不多,冯创业等<sup>[10]</sup>2009 年进行了滦沱河河道入渗试验,采用水量平衡原理计算了河道的入渗能力,认为动水条件下河道入渗能力明显大于静水条件,取得了山前冲洪积扇区地下水水库建设的重要水文地质参数。但国内针对古河道带区地下水库前期建设

收稿日期:2020-04-06 修回日期:2020-07-25 网络出版时间:2020-10-26

网络出版地址:https://kns.cnki.net/kcms/detail/13.1430.tv.20201026.1503.008.html

基金项目:国家重点研发计划项目(2016YFC0401404)

作者简介:陈文婧(1980—),女,黑龙江讷河人,高级工程师,主要从事区域水文地质环境地质调查研究。E-mail:40174144@qq.com

的河道大型入渗试验工作仍比较缺乏,古河道入渗能力的计算,目前还比较欠缺。

针对以上问题,借助滦泸河大型河道入渗试验契机,应用水均衡方法,对滦泸河河道入渗能力进行计算,对地下水位响应入渗能力的机理进行研究,以期为古河道带区地下水库的建设提供一定的科学依据和参考。

## 1 研究区概况

### 1.1 交通位置

南宫市规划地下水库位于河北省南宫市区东南部,距南宫市区约 30 km,在清凉江以北的古黄河、大清河、漳河古河道上,库区长约 20 km,宽约 10 km,面积约 253 km<sup>2</sup>。库区涉及河北省南宫市的段芦头、紫冢、董家庙、垂杨、明化等 5 个乡镇 101 个行政村,见图 1。



图 1 南宫市规划地下水库位置

Fig. 1 The location of the Nangong underground reservoir

### 1.2 气象水文

南宫市属温带半湿润、半干旱大陆性季风气候

区,年内温差大,四季分明,春季干旱少雨,夏季潮湿闷热。多年平均气温 13 ℃ 左右,年内气温波动较大;多年平均降水量为 495.5 mm,降水量主要集中在 6—10 月,约占全年总降水量的 60% 以上,降水量的年际变化很大,最大降水量为 1 104 mm(1973 年),最小降水量为 230.6 mm(1972 年);多年平均蒸发量达 1 000~1 800 mm,最高可达 2 000 mm。研究区主要河渠有滦泸河、清西干渠、乔村渠、试验站渠、清凉江。大气降水是河流的主要补给来源,流量大小随季节变化。

### 1.3 区域地质及水文地质条件

#### 1.3.1 地层岩性

研究区位于第四纪以来的全新世时期黄河、小清河、漳河古河道带上,地貌单元属冲积平原古河道高地小区,地层主要由中上更新统地层和全新统松散沉积层组成,全新统地层是南宫市规划地下水库的主要含水层。第四系厚度 400~500 m,全新统厚度 30 m 左右。勘探孔揭露的地层岩性有中上更新统湖积粉质黏土、黏土、粉土,全新统冲积、湖积粉细砂、素填土、粉土、粉质黏土、黏土。

#### 1.3.2 区域水文地质条件

含水岩组分布与特征。研究区主要含水层呈北东-南西向的条带状分布,垂向上大致由 2 层组成,岩性以细砂、粉砂为主,局部有中砂。具体分布如下:

自地面以下至 10 m,主要岩性为粉砂。该层砂体厚度小,砂体厚度由中间的 1~4 m 向两侧变薄尖灭,砂体宽度变窄。自地面下 10 m 至 34 m,主要岩性为中细砂、细砂、粉细砂、粉砂。砂体结构厚度由中间的 12~20 m 向两侧变薄尖灭,砂体宽度 8.5~12.8 km,见图 2。

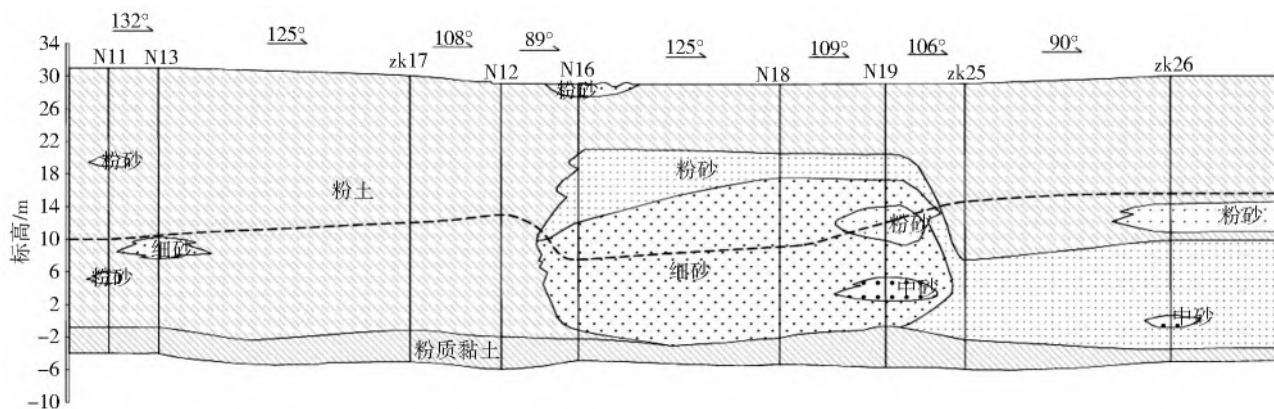


图 2 水文地质剖面

Fig. 2 Hydrogeological section

库区内砂层比较发育,河床相砂层厚度较大,包气带岩性以砂夹黏性土为主,降水入渗系数 0.20~0.35。孔隙率高,透水性好,富水性由南向北变差,

清西干渠南侧富水性较好,富水性大于 500 m<sup>3</sup>/d,地下水埋深一般在 15~30 m。地下水化学类型复杂,以重碳酸盐、氯化物-钠镁型水为主,矿化度一

一般在 1.0~3.0 g/L。

地下水的补、径、排条件。研究区内地下水的主要补给来源有大气降水入渗补给、侧向径流补给、井灌回归补给、地表水的入渗补给等。降水入渗量占总补给量的 75% 左右, 补给量受降水特征、包气带岩性和结构特征以及地下水水位埋深等因素影响。

在天然状态下, 浅层地下水径流受地形地貌以及水文地质条件影响, 其流向大致为北东向。人类生产对地下水的开采以及地表引水工程的实施改变了原有地下水流场, 在前滦河-孝张家庄一带形成降落漏斗, 地下水径流总的方向指向漏斗中心。由于河渠引水及废污水向河渠的排放, 局部流场发生了改变, 地下水由河渠流向两侧。由于研究区内地下水水位埋深比较大, 地下水蒸发量很小, 区内地下水的排泄方式主要是人工开采。

## 2 研究方法和数据

### 2.1 研究方法

研究采用的基本原理为水均衡原理<sup>[17-19]</sup>, 即在  $\Delta t$  时段内, 研究区蓄水变化量等于总补给水量减去总排泄量(图 3)<sup>[20-22]</sup>。

$$\Delta Q = Q_{\text{补给}} - Q_{\text{排泄}} \quad (1)$$

其中:

$$Q_{\text{补给}} = Q_{\text{降水}} + Q_{\text{引水}} \quad (2)$$

$$Q_{\text{排泄}} = Q_{\text{蒸发}} + Q_{\text{入渗}} \quad (3)$$

将式(2)、(3)代入式(1), 即得:

$$Q_{\text{入渗}} = Q_{\text{降水}} + Q_{\text{引水}} - \Delta Q - Q_{\text{蒸发}} \quad (4)$$

式中:  $Q_{\text{引水}}$  为地表水引水量, 万  $\text{m}^3$ ;  $Q_{\text{降水}}$  为降水补给量, 万  $\text{m}^3$ ;  $Q_{\text{蒸发}}$  为蒸发排泄量, 万  $\text{m}^3$ ;  $\Delta Q$  为河渠蓄水量变化量, 万  $\text{m}^3$ ;  $Q_{\text{入渗}}$  为河道入渗水量, 万  $\text{m}^3$ 。

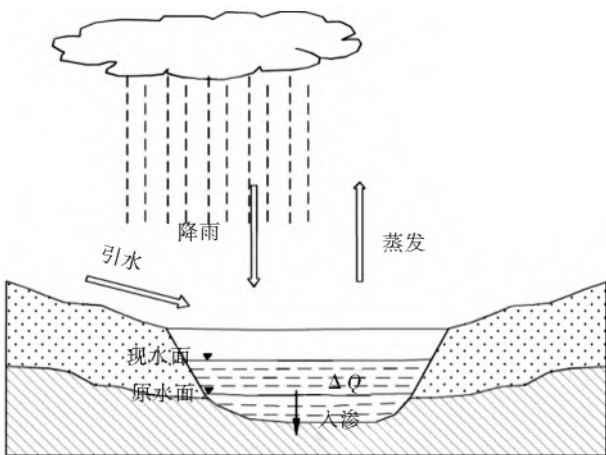


图 3 水均衡示意

Fig. 3 Water balance indication

### 2.2 监测数据

#### 2.2.1 均衡区域

选择滦泸河北段及乔村渠北段进行河道入渗试验, 滦泸河是地下水库范围内最大的排沥河道, 试验段长 8 km, 底宽 20 m 左右。乔村渠北段与滦泸河相通, 长 5 km, 渠底宽 4 m, 均衡区为滦泸河北段及乔村渠北段河道范围。

#### 2.2.2 监测技术方法

河道引水水源来自邯郸市岳城水库, 由邯郸自流进入试验区, 在南王庄枢纽布设地表来水量监测点 1 个, 采用转子式流速仪测量地表水流量<sup>[23]</sup>。在滦泸河河道上布置 4 条水尺监测断面, 在乔村渠布置 5 条水尺监测断面, 监测滦泸河及乔村渠内水深变化; 布设 1 个翻斗式雨量计、1 个 E601 型蒸发皿, 测量试验期间降水量及蒸发量; 为了研究地表水入渗对地下水的补给效果, 在滦泸河布置 2 条地下水位监测断面, 在乔村渠布置 1 条地下水位监测断面。每条断面在河道两侧 200 m 范围布置 10 眼地下水位观测井(每侧各 5 眼), 3 条断面共布置 30 眼地下水位监测井。由于地下水位埋深较大, 为了准确测量地下水位响应时间, 每条断面靠近河岸两侧的两眼井安装自计水位仪进行自动监测, 其他观测井采用人工监测, 共布置自计水位仪自动监测井 6 眼、人工监测井 24 眼, 见图 4。

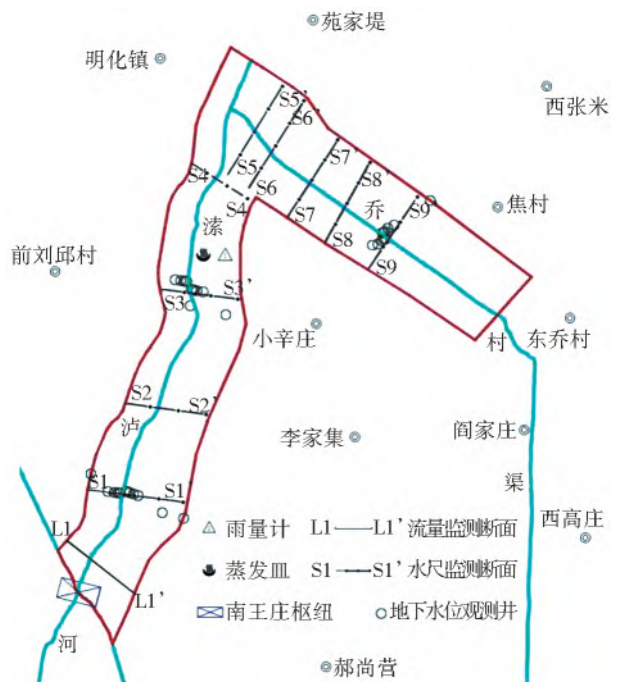


图 4 监测井布设

Fig. 4 Monitoring well layout

### 2.2.3 试验时间

放水时间:2017年12月26日—2018年1月30日,共36 d;监测时间:2017年12月26日—2018年2月25日,共62 d。

## 3 结果与讨论

### 3.1 地表引水量

地表引水量为南王庄枢纽实际监测数据,试验期,河道引水量累计为234.68万 $\text{m}^3$ ,每日引水量见图5。

依据南王庄枢纽引水过程,可将整个引水过程划分为以下几个阶段。

(1)初期不稳定动水条件入渗阶段。2017年12月26日—2018年1月6日,该阶段为放水初期,整个河道并没有完全充满,还未充分形成有效的入渗水面,河道入渗也不稳定,属于初期入渗不稳定阶段。

(2)静水条件入渗阶段 I。2018年1月7日—1月12日,无引水,处于静水入渗阶段。

(3)稳定动水条件入渗阶段。2018年1月13日—1月30日(1月19日、1月23日、1月26日除外,在研究中忽略该时段),河道持续放水,处于动水入渗阶段。

(4)静水条件入渗阶段 II。2018年1月31日—2月25日,停止引水,处于静水入渗阶段。

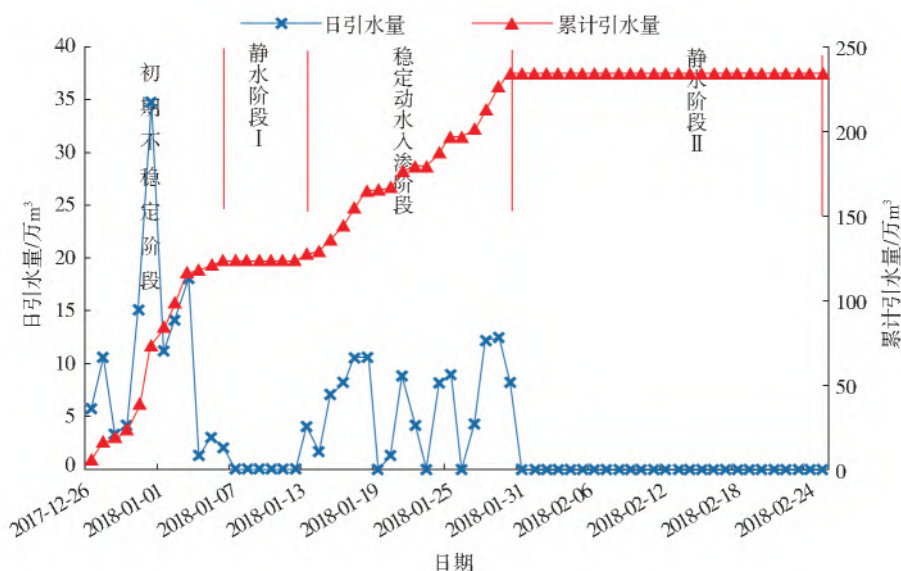


图5 引水量变化曲线

Fig. 5 Diversion curve

### 3.2 降水补给量

根据雨量计监测数据,降水分别发生在2018年1月22日、1月27日、1月28日,降水量分别为0.4、1.9、0.5 mm。其他时间,无降水发生。

$$Q_{\text{降水}} = P_{\text{降水}} \times A_{\text{均衡区}} \quad (5)$$

式中: $Q_{\text{降水}}$ 为降水补给量,万 $\text{m}^3$ ;  $P_{\text{降水}}$ 为降水量,m;  $A_{\text{均衡区}}$ 为均衡区面积, $\text{m}^2$ 。

经计算,降水入渗补给总量为0.07万 $\text{m}^3$ ,其中,1月22日降水入渗补给量为0.01万 $\text{m}^3$ ,1月27日降水入渗补给量为0.05万 $\text{m}^3$ ,1月28日降水入渗补给量为0.01万 $\text{m}^3$ ,见图6。

### 3.3 蒸发排泄量

根据蒸发皿监测数据,利用公式(6)逐日计算蒸发排泄量,经计算,试验期间蒸发排泄量累计为3.54万 $\text{m}^3$ 。

$$Q_{\text{蒸发}} = Q_{\text{蒸}} \times A_{\text{蓄水水面}} \quad (6)$$

式中: $Q_{\text{蒸发}}$ 为蒸发排泄量,万 $\text{m}^3$ ;  $Q_{\text{蒸}}$ 为蒸发量,m;

$A_{\text{蓄水水面}}$ 为地表蓄水水面面积, $\text{m}^2$ 。蓄水水面面积计算见第4.4节。

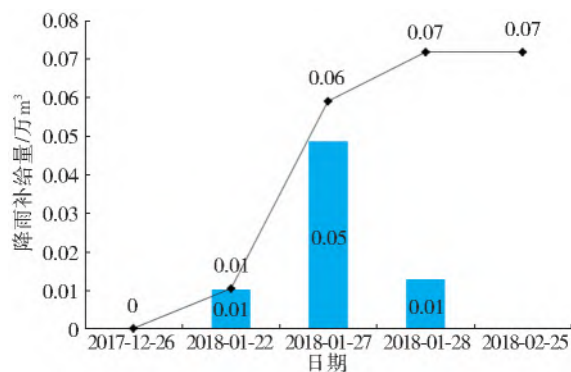


图6 降水补给量变化曲线

Fig. 6 Rainfall-recharge curve

### 3.4 蓄水量变化量

试验前,均衡区河道及渠道内无水,地表滞留水量即为河渠蓄水量变化量。每日观测水流动态,勾画水流形态示意图,计算蓄水水面面积及其变化量;

利用河道内布置的水尺断面,观测蓄水水深,河道及渠道地势较为平坦,计算时蓄水深度取平均值。利用式(7)计算蓄水量变化量。经计算,2017 年 12 月 26 日—2018 年 2 月 25 日,滌泸河北段及乔村渠北段蓄水量变化量为 41.93 万 m<sup>3</sup>,每日蓄水量变化量

及累计蓄水量变化见图 7。

$$\Delta Q = \Delta A_{\text{蓄水水面}} \times H \quad (7)$$

式中: $\Delta A_{\text{蓄水水面}}$ 为蓄水水面面积变化,m<sup>2</sup>;H为河渠平均蓄水深度,m。

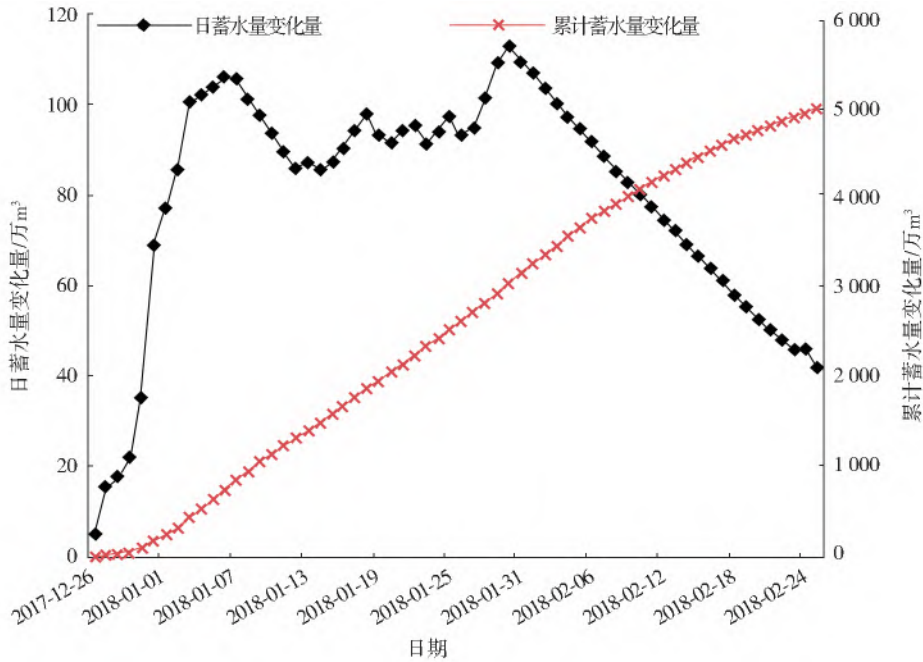


图 7 蓄水量变化量曲线

Fig. 7 Water storage volume change curve

### 3.5 河道入渗水量计算

根据公式(4),计算河道入渗量,试验期间,累计入渗水量为 189.28 万 m<sup>3</sup>,入渗比例 80.65%,见表 1。绘制每日入渗水量见图 8。

表 1 河道入渗量计算

Tab. 1 Infiltration calculation 单位:万 m<sup>3</sup>

$Q_{\text{引水}}$	$Q_{\text{滞留}}$	$Q_{\text{降水}}$	$Q_{\text{蒸发}}$	$Q_{\text{入渗}}$
234.68	41.93	0.07	3.54	189.28

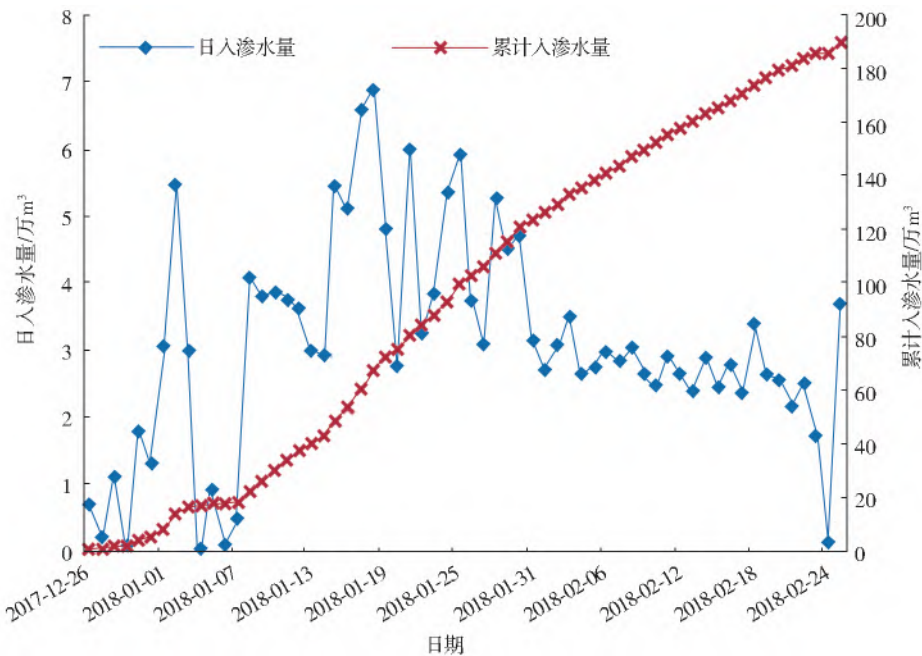


图 8 每日入渗量变化曲线

Fig. 8 Daily infiltration curve

### 3.6 河道入渗能力评价

河道入渗能力即为河道单位面积入渗量<sup>[24-25]</sup>：

$$V = \frac{Q_{\text{入渗}}}{A_{\text{蓄水水面}}} \quad (8)$$

式中： $V$  为单位面积入渗能力， $\text{m}/\text{d}$ 。

逐日入渗能力随时间变化曲线见图 9。根据引水过程中的不同阶段，分别计算各阶段河道入渗能力，见表 2。

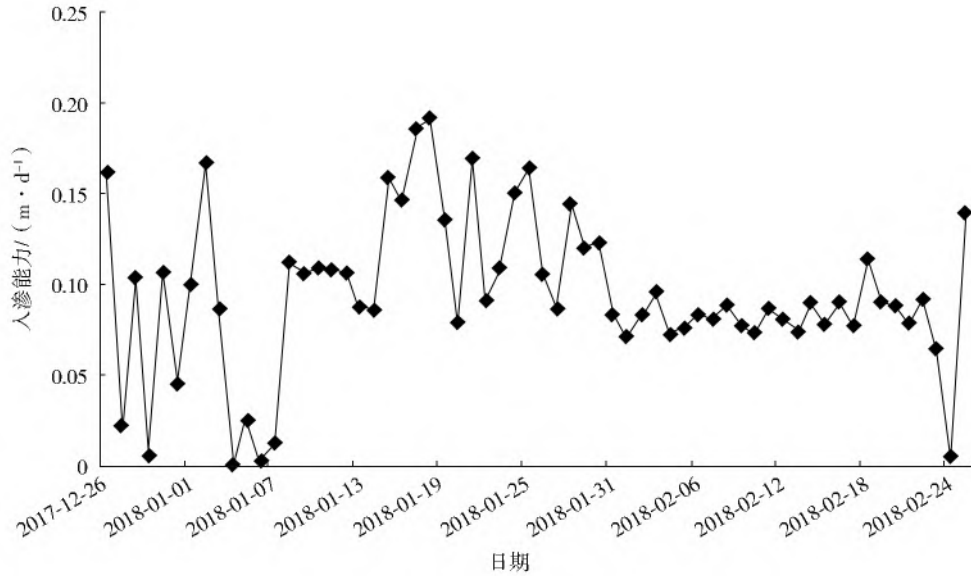


图 9 河道入渗能力变化曲线  
Fig. 9 Infiltration capacity curve

表 2 河道入渗能力计算  
Tab. 2 Calculation of infiltration capacity

入渗阶段	$Q_{\text{引水}} /$ 万 $\text{m}^3$	$Q_{\text{滞留}} /$ 万 $\text{m}^3$	$Q_{\text{降水}} /$ 万 $\text{m}^3$	$Q_{\text{蒸发}} /$ 万 $\text{m}^3$	$\Delta Q_{\text{累计}} /$ 万 $\text{m}^3$	$\Delta Q_{\text{日}} /$ (万 $\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ )	$A_{\text{蓄水水面}} /$ $\text{km}^2$	$V /$ ( $\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$ )
初期不稳定动水条件入渗阶段	70.52	61.60	0	0.14	8.77	1.48	0.24	0.06
静水条件入渗阶段 I	124.06	101.35	0	0.47	22.25	4.08	0.36	0.11
稳定动水条件入渗阶段	166.13	92.97	0	1.07	72.08	4.81	0.36	0.13
静水条件入渗阶段 II	234.68	88.58	0.07	2.14	144.03	2.84	0.35	0.08

初期不稳定动水条件入渗阶段(2017 年 12 月 26 日—2018 年 1 月 6 日)稳定入渗能力为  $0.06 \text{ m}/\text{d}$ ；静水条件入渗阶段 I(2018 年 1 月 7 日—1 月 12 日)稳定入渗能力为  $0.11 \text{ m}/\text{d}$ ；稳定动水条件入渗阶段(2018 年 1 月 13 日—1 月 30 日)稳定入渗能力为  $0.13 \text{ m}/\text{d}$ ；静水条件入渗阶段 II(2018 年 1 月 31 日—2 月 25 日)稳定入渗能力为  $0.08 \text{ m}/\text{d}$ 。

在静水条件下入渗阶段 I 发生在停水前，入渗阶段 II 发生在停水后，入渗阶段 I 的入渗能力大于入渗阶段 II，即停水前的入渗能力大于停水后的。这是由于随着入渗时间的延长，地表水携带的泥沙淤积于河道地表，降低了入渗场的入渗能力。地下水水库运行时应注意及时清淤，保障入渗场的入渗能力。

在动水条件下，初期不稳定阶段未形成充分的入渗水面，入渗能力不具有代表性，稳定阶段稳定入渗能力为  $0.13 \text{ m}/\text{d}$ ，大于静水条件入渗能力。

水流的流动冲刷了泥沙的淤积，导致动水条件下的入渗能力大于静水条件的入渗能力。因此地下水水库运行时，应控制引水流量，尽量保障动水条件入渗。

### 3.7 地下水位响应机理

#### 3.7.1 响应滞后机理

选择离濠泸河最近且水位响应明显的观测井，绘制每日地下水位变差与每日入渗水量的关系曲线，见图 10。观测井试验前的地下水位埋深为  $15.425 \text{ m}$ ，回灌地表水需在包气带中运移一定的时间才能到达地下水面，这就导致地下水位响应时间较地表水入渗存在一定的滞后。分别计算各入渗阶段日入渗水量与当日地下水位变差、与滞后 1 d 日地下水位变差、与滞后 2 d 日地下水位变差相关系数，见表 3。

(1)初期不稳定动水条件入渗阶段(2017 年 12 月 26 日—2018 年 1 月 6 日)与滞后 2 d 日地下水位

变差相关系数最大,地下水位响应滞后 2 d。

(2)静水条件入渗阶段 I (2018 年 1 月 7 日—1

月 12 日)与滞后 1 d 日地下水位变差相关系数最大,地下水位响应滞后 1 d。

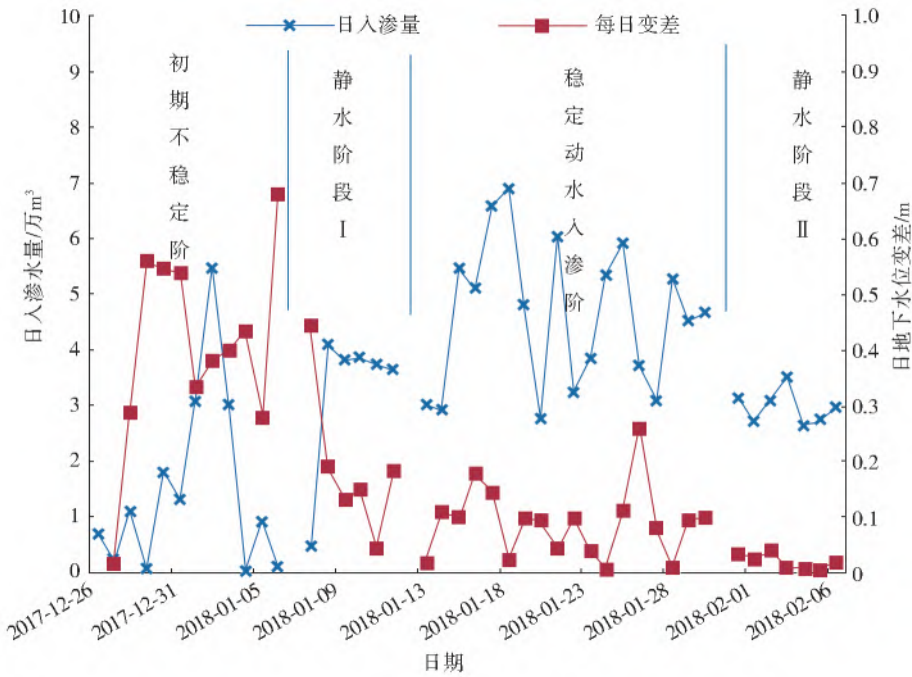


图 10 日地下水位变差与日入渗水量关系曲线

Fig. 10 Relationship between the variation of daily groundwater level and daily infiltration

表 3 日地下水位变差与日入渗水量相关系数计算

Tab. 3 Calculation of correlation coefficient between the variation of daily groundwater level and daily infiltration

入渗阶段	与当日变差	与滞后 1 d 日变差	与滞后 2 d 日变差
初期不稳定动水条件入渗阶段	-0.076	0.090	-0.446
静水条件入渗阶段 I	0.326	-0.507	-0.013
稳定动水条件入渗阶段	-0.126	0.396	0.031
静水条件入渗阶段 II	0.193	-0.284	-0.124

(3)稳定动水条件入渗阶段(2018 年 1 月 13 日—1 月 30 日)与滞后 1 d 日地下水位变差相关系数最大,地下水位响应滞后 1 d。

(4)静水条件入渗阶段 II (2018 年 1 月 31 日—2 月 25 日)与滞后 1 d 日地下水位变差相关系数最大,地下水位响应滞后 1 d。

入渗初期,包气带含水率低,由于包气带浸润及入渗初期的排气作用,地下水位响应滞后时间较长。所以,地下水位响应滞后时间,出现了第一个入渗阶段长于后 3 个入渗阶段的现象。

### 3.7.2 水位响应机理

根据不同引水阶段,分别计算入渗量与平均日地下水位变差,计算结果见表 4,其中:初期不稳定动水条件入渗阶段(2017 年 12 月 26 日—2018 年 1

月 6 日)入渗能力为 0.06 m/d,平均日地下水位变差为 0.41 m;静水条件入渗阶段 I (2018 年 1 月 7 日—1 月 12 日)入渗能力为 0.11 m/d,平均日地下水位变差为 0.19 m;稳定动水条件入渗阶段(2018 年 1 月 13 日—1 月 30 日)入渗能力为 0.13 m/d,平均日地下水位变差为 0.09 m;静水条件入渗阶段 II (2018 年 1 月 31 日—2 月 25 日)入渗能力为 0.08 m/d,平均日地下水位变差为 0.02 m。

表 4 各入渗阶段入渗能力与地下水位变差

Tab. 4 Calculation of infiltration capacity and variation of groundwater level at different infiltration stages

入渗阶段	稳定入渗能力/ (m · d <sup>-1</sup> )	平均日地下水位变差/m
初期不稳定动水条件入渗阶段	0.06	0.41
静水条件入渗阶段 I	0.11	0.19
稳定动水条件入渗阶段	0.13	0.09
静水条件入渗阶段 II	0.08	0.02

日地下水位变差,初期不稳定阶段最大,静水条件入渗阶段 II 最小,随着入渗时间延长日地下水位变差逐渐变小,与入渗能力的大小并不匹配。地下水位初期接受河道入渗补给,垂向入渗补给速度大于水平扩散速度,地下水位上升快,地下水位变差大。随着水丘的形成,地下水位与周围水位差变大,水力坡度增加,水丘向水平扩散速度增大,导致入渗

补给的水向周围扩散,水位上升幅度降低,地下水位增速变缓。

### 3.8 合理引水流量建议

滦泸河稳定的入渗能力为 0.13 m/d,滦泸河北段河道长 8 km,平均入渗河宽 40 m,每日的入渗水量为 4.16 万 m<sup>3</sup>,对应的引水流量为 0.48 m<sup>3</sup>/s。在地下水水库运行时,为了保障地下水水库的高效入渗,建议控制引水流量为 0.48 m<sup>3</sup>/s 左右。

## 4 结 论

借助滦泸河河道大型入渗试验契机,利用水均衡方法,获取了地下水水库前期建设的一系列重要水文地质参数,为南宫市规划地下水水库的规划设计、建设和管理提供了科学依据,丰富了地下水水库研究理论,对古河道带区地下水水库的建设具有一定的推动作用,对其他类似古河道地区调蓄利用外调水具有重要的借鉴意义。不足之处是对地下水丘的消散扩散研究不够,地下水丘的及时消散对入渗能力的保障具有重要的意义,所以仍有待进一步加强研究。

获取的主要水文地质参数如下:

(1)在动水条件下,稳定的入渗能力为 0.13 m/d;在静水条件下,稳定的入渗能力为 0.11 m/d。

(2)入渗初期地下水位响应滞后时间为 2 d,随着入渗时间的延长,地下水位响应滞后时间缩短为 1 d。

(3)为了保障河道的高效入渗,建议滦泸河北段控制引水流量为 0.48 m<sup>3</sup>/s 左右。

### 参考文献(References):

[1] 聂琴,赵坚,刘强. 地下水水库与地表水库的对比分析研究[J]. 水电能源科学, 2008(1): 81-83, 96. (NIE Q, ZHAO J, LIU Q. Comparative analysis of underground reservoir and surface reservoir[J]. Hydroelectric Energy Science, 2008(1): 81-83, 96. (in Chinese))

[2] 李砚阁. 地下水水库建设研究[M]. 北京: 中国环境科学出版社, 2007: 54-55. (LI Y G. Study on construction of underground reservoir[M]. Beijing: China Environmental Science Press, 2007: 54-55. (in Chinese))

[3] 杜新强,李砚阁,冶雪艳. 地下水水库的概念、分类和分级问题研究[J]. 地下空间与工程学报, 2008(2): 209-214. (DU X Q, LI Y G, YE X Y. Concept and design theory of groundwater reservoir[J]. Journal of Underground Space and Engineering, 2008(2): 209-214. (in Chinese))

[4] 高生,高燕彬,王兰云. 均衡法计算地下水资源再认识[J]. 内蒙古水利, 2010(6): 20-21. (GAO S, GAO Y B, WANG L Y. Reconsideration on the calculation of ground-

water resources by equilibrium method[J]. Water Conservancy in Inner Mongolia, 2010(6): 20-21. (in Chinese))

[5] 徐宝同,刘立华. 南宫地下水水库引渗回灌方式研究[J]. 水利规划与设计, 2014(12): 61-63. (XU B T, LIU L H. Study on infiltration and reinjection method of Nangong underground reservoir[J]. Water Conservancy Planning and Design, 2014(12): 61-63. (in Chinese))

[6] 王从荣,尤爱菊,束龙仓. 地下水水库研究的现状及展望[J]. 浙江水利科技, 2018(5): 68-71. (WANG C R, YOU A J, SHU L C. Current situation and prospect of underground reservoir research [J]. Zhejiang Water Conservancy Technology, 2018(5): 68-71. (in Chinese))

[7] 孙桂平,赵宗涛. 石家庄市滹沱河地下水水库调蓄功能研究初探[J]. 河北师范大学学报(自然科学版), 2000(3): 398-400. (SUN G P, ZHAO Z T. Preliminary study on the regulation and storage function of Hutuohe underground reservoir in Shijiazhuang[J]. Journal of Hebei Normal University (Natural Science Edition), 2000(3): 398-400. (in Chinese)) DOI: 10.13763/j.cnki.jhebnu.nse.2000.03.037.

[8] 林学钰. 论地下水水库开发利用中的几个问题[J]. 长春地质学院学报, 1984(2): 113-121. (LIN X Y. Several problems in the development and utilization of underground reservoir[J]. Journal of Changchun Institute of Geology, 1984(2): 113-121. (in Chinese))

[9] 中国地质调查局. 水文地质手册[M]. 北京: 地质出版社, 2012. (China Geological Survey. Hydrogeological Manual [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2012. (in Chinese))

[10] 陈望河. 河北地下水[M]. 北京: 地震出版社, 1999: 170-179. (CHEN W H. Hebei Groundwater [M]. Beijing: Seismological Press, 1999: 170-179. (in Chinese))

[11] 吴忱,王子惠. 南宫地下水水库的古河流沉积与古河型特征[J]. 地理学报, 1982(3): 317-324. (WU C, WANG Z H. Paleocurrent deposition and paleotype characteristics of Nangong underground reservoir[J]. Journal of Geography, 1982(3): 317-324. (in Chinese))

[12] 王兴超. 地下水水库在海绵城市建设中的应用[J]. 水利水电科技进展, 2018, 38(1): 83-87. (WANG X C. Application of underground reservoir in sponge city construction[J]. Progress in Science and Technology of Water Conservancy and Hydropower, 2018, 38(1): 83-87. (in Chinese))

[13] 吉文平. 河渠渗漏补给规律和计算方法的探讨[J]. 地下水, 2007, 128(5): 131-132, 137. (JI W P. Discussion on the law and calculation method of seepage recharge in river channels[J]. Ground Water, 2007, 128(5): 131-132, 137. (in Chinese)) DOI: 10.16310/j.cnki.



- jssl. 2007. 12. 005.
- [14] 梁永平,高洪波,张江华,等. 建立在水动力关系基础上桃河阳泉段河道渗漏补给量的计算[J]. 山西水利科技, 2005(3): 58-60. (LIANG Y P, GAO H B, ZHANG J H, et al. Calculation of seepage recharge in Yangquan reach of Taohe River based on hydrodynamic relationship [J]. Shanxi Water Science and Technology, 2005(3): 58-60. (in Chinese))
- [15] 胡兴林,肖洪浪,蓝永超,等. 黑河中上游段河道渗漏量计算方法的试验研究[J]. 冰川冻土, 2012, 34(2): 460-468. (HU X L, XIAO H L, LAN Y C, et al. Experimental study on calculation method of river leakage in upper and middle reaches of Heihe River[J]. Glacial Permafrost, 2012, 34(2): 460-468. (in Chinese))
- [16] 杨文斌,李永华,吴鹏,等. 干旱区季节性河道深层渗漏速率及变化特征初探:以库姆塔格沙漠多坝沟为例[J]. 干旱区资源与环境, 2014, 28(10): 48-53. (YANG W B, LI Y H, WU P, et al. Preliminary study on deep seepage rate and variation characteristics of seasonal river course in arid area; Take Kumtag Desert for example[J]. Resources and Environment in Arid Area, 2014, 28(10): 48-53. (in Chinese)) DOI: 10. 13448/j. cnki. jalre. 2014. 10. 009.
- [17] 冯创业,张增勤,赵志超,等. 滹沱河大型入渗试验及其入渗能力计算[J]. 水文地质工程地质, 2013, 40(3): 19-23. (FENG C Y, ZHANG Z Q, ZHAO Z C, et al. Large-scale infiltration test and infiltration capacity calculation in Hutuo River[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2013, 40(3): 19-23. (in Chinese)) DOI: 10. 16030/j. cnki. issn. 1000-3665. 2013. 03. 004.
- [18] 徐华山,赵同谦,孟红旗,等. 滨河湿地地下水水位变化及其与河水响应关系研究[J]. 环境科学, 2011, 32(2): 362-367. (XU H S, ZHAO T Q, MENG H Q, et al. Study on variation of groundwater level and its response to river water in riparian wetland[J]. Environmental Science, 2011, 32(2): 362-367. (in Chinese)) DOI: 10. 13227/j. hjkx. 2011. 02. 025.
- [19] 王琮璞,谢大勇,姜嘉礼. 河道渗漏补给量的计算与分
- 析[J]. 东北水利水电, 2003(1): 6-7, 63. (WANG C P, XIE D Y, JIANG J L. Calculation and analysis of seepage recharge in river course[J]. Northeast Water Conservancy and Hydropower, 2003(1): 6-7, 63. (in Chinese)) DOI: 10. 14124/j. cnki. dbksld22-1097. 2003. 01. 003.
- [20] 刘家祥,蔡巧生. 北京西郊地下水研究[M]. 北京:地质出版社, 1988. (LIU J X, CAI Q S. Study on the underground reservoir in the western suburb of Beijing[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1988. (in Chinese))
- [21] 李世君,李宇,周训. 利用地下水库强调蓄功能建设应急备用地下水源地[J]. 地下水, 2006(5): 41-43. (LI S J, LI Y, ZHOU X. Construction of emergency standby ground water source by emphasizing storage function of underground reservoir [J]. Ground Water, 2006(5): 41-43. (in Chinese))
- [22] 郭金敏,田长勋,刘书芳. 地下水回灌与再利用[J]. 资源节约和综合利用, 2000(2): 38-39. (GUO J M, TIAN C X, LIU S F. Groundwater recharge and reuse [J]. Resource Conservation and Comprehensive Utilization, 2000(2): 38-39. (in Chinese))
- [23] 田园,张原秀,孙雪峰. 黄淮海平原地下水人工补给[M]. 北京:水利电力出版社, 1990. (TIAN Y, ZHANG Y X, SUN X F. Artificial recharge of groundwater in Huanghuaihai plain [M]. Beijing: Water Conservancy and Power Press, 1990. (in Chinese))
- [24] 赵天石. 关于地下水库几个问题的探讨[J]. 水文地质工程地质, 2002(5): 65-67. (ZHAO T S. Discussion on several problems of underground reservoir [J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 2002(5): 65-67. (in Chinese)) DOI: 10. 16030/j. cnki. issn. 1000-3665. 2002. 05. 021
- [25] 李文果,郭维东,方明. 利用地下蓄水层缓解水资源短缺的探讨[J]. 排灌机械, 2002(6): 29-31. (LI W G, GUO W D, FANG M. Discussion on using aquifer to alleviate water resources shortage [J]. Drainage and Irrigation Machinery, 2002(6): 29-31. (in Chinese))

### Experiment on the infiltration capacity of Suoluhe River

CHEN Wenjing, WANG Yongbo, ZHANG Jingbin

(Exploration Institute of Hydrogeological and Engineering Geology  
in Hebei Province, Shijiazhuang 050021, China)

**Abstract:** In recent years, many scholars worked on river leakage calculation methods. However, the large-scale infiltration test for the pre-construction of underground reservoirs in the ancient river area of China is still lacking. The Suoluhe River is taken as an example for large-scale river infiltration test, and the water balance method is applied to calculate the infiltration capacity to study the mechanism of the response of groundwater level to infiltration capacity to provide a certain scientific basis and reference for the construction of underground reservoirs in ancient river areas.

The water balance method was adopted for calculating the river water storage by taking the total recharge water minus the

total discharge.

Evaluation of river infiltration capacity: Initial stage of infiltration under unstable moving water conditions, the stable infiltration capacity is 0.06 m/d; Infiltration stage under still water condition I, the stable infiltration capacity is 0.11 m/d; Infiltration stage under stable moving water conditions, the stable infiltration capacity is 0.13 m/d; Infiltration stage under still water condition II, the stable infiltration capacity is 0.08 m/d. Lag mechanism of groundwater level's response time: Initial stage of infiltration under unstable moving water conditions, the response time of the water level is two days behind; Infiltration stage under still water condition I, the response time of the water level is one day behind; Infiltration stage under stable moving water condition, the response time of the water level is one day behind; Infiltration stage under still water condition II, the response time of the water level is one day behind; Response mechanism of groundwater level: Initial stage of infiltration under unstable moving water conditions, the stable infiltration capacity is 0.06 m/d, the average daily variation of groundwater level is 0.41 m; Infiltration stage under still water condition I, the stable infiltration capacity is 0.11 m/d; the average daily variation of groundwater level is 0.19 m; Infiltration stage under stable moving water conditions, the stable infiltration capacity is 0.13 m/d, the average daily variation of groundwater level is 0.09 m; Infiltration stage under still water condition II, the stable infiltration capacity is 0.08 m/d, the average daily variation of groundwater level is 0.02 m. With the extension of infiltration time, the response lag time of groundwater level is shortened, and the increased speed of groundwater level is slowed down.

A series of important hydrogeological parameters for the preliminary construction of underground water reservoir are obtained in Suoluhe River. Enriching the research theory of underground reservoirs, and promoting the construction of underground reservoirs in ancient river areas, it has important reference significance for other similar ancient river areas to regulate, store and utilize external water transfer. The deficiency of this study is that the study on the dispersion and diffusion of the groundwater mound is not enough.

**Key words:** infiltration test; infiltration capacity; water retention; diversion flow; response mechanism

.....

(上接第 1013 页)

expansion stilling pool can significantly reduce the fluctuating pressure level of the bottom plate. The maximum value of the sudden expansion ratio of 1.3 is reduced by 63%, and the maximum value of the sudden expansion ratio of 1.6 is reduced by 42%. The probability density of the fluctuating pressure of the sudden expansion stilling pool conforms to the normal distribution. In the impact area, the spatial integral scale of the sudden expansion type stilling pool was significantly lower than that of the non-sudden expansion type. Its vortex retention was low, accompanied by the continuous generation and fragmentation of the vortex. The predominant frequency of the fluctuating pressure of the sudden expansion stilling pool shifted to high frequency, from 4 Hz to 8 Hz, the possibility of pressure pulsation causing the bottom plate to resonate was very small. However, there was the possibility of resonance in the drop and sudden expansion parts, which should be paid attention. In the engineering design, the relationship between the strength of the fluctuating pressure and the dominant frequency should be comprehensively considered. Under the premise of no resonance, it was beneficial to the project to appropriately reduce the fluctuating pressure.

**Key words:** stilling basin with drop sill and sudden expansion; fluctuating pressure; probability density; integral scale; dominant frequency