

DOI:10.3880/j.issn.1004-6933.2017.02.005

洪水过程对河岸带地下水水位波动的影响

张泽宇,余夏杨,辛 沛

(河海大学水利水电学院,江苏 南京 210098)

摘要:为揭示洪水作用下河岸带地下水的响应过程,利用室内物理模型试验和数值模拟,研究了不同洪峰及洪峰持续时间对地下水水位波动的影响。结果表明:河岸带地下水水位的波动具有不对称性,水位上升快下降慢,沿程地下水水位的波动呈指数形式衰减,并表现出明显的滞后性;随着洪水洪峰增大,地下水水位波动增大,河水和地下水的交换量增大,而地下水水位的滞后变化不明显;洪峰持续时间变长,地下水水位的滞后性显著,内陆地下水水位波动的幅度增大,恢复至初始状态的时间变长。

关键词:河岸带;洪水;地下水水位;沙槽试验;数值模拟

中图分类号:TV122 文献标志码:A 文章编号:1004-6933(2017)02-0022-09

Impact of flood process on groundwater level fluctuation in a riparian zone

ZHANG Zeyu, YU Xiayang, XIN Pei

(College of Water Conservancy and Hydropower Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract: In order to study the impact of the flood process on groundwater in a riparian zone, laboratory experiments and numerical simulations were conducted to investigate the groundwater level fluctuation subjected to floods with different amplitudes and durations. The results show that the groundwater level fluctuation was asymmetric, that groundwater rose quickly and declined slowly. The amplitude of the groundwater level fluctuation attenuated with an exponential trend and a significant time lag as the distance from the bank increased. As the flood amplitude increased, the groundwater level fluctuation was enhanced, resulting in an increased amount of exchange between the river water and groundwater. However, the time lag with respect to the groundwater level changed slightly. As the duration of flood peaks increased, the time lag was significantly enhanced, the groundwater level fluctuated more significantly, and it took more time for the groundwater level to return to the pre-flood status.

Key words: riparian zone; flood; groundwater level; flume experiments; numerical simulation

河岸带指河水-陆地交界处至河水影响消失为止的地带(riparian zone)^[1]。河岸带是受河水水位影响显著的陆地生境,具有独特的空间结构和生态功能,是陆地水文循环的重要组成部分^[2]。在河岸带,河流与地下水之间的相互作用密切,两者通过河道岸坡进行水分和物质交换,从而影响河岸地区生物地球化学过程。

当前对河岸带地表水和地下水交互作用的研究大多数针对稳态条件。大量的野外观测在不同的流

域内展开^[3-6],通过在特定地区建立观测站点,测量流域的地形及水力参数,对地表水与地下水作用的驱动因素及潜流交换的规律及影响范围进行了研究,如 Harvey 等^[3]通过示踪实验,对比了在不同地形作用下河流与地下水的相互作用规律。Silliman 等^[7]用温度数据来分析河水对地下水的影响范围,并得出河水向地下水补给的速度。基于野外试验,学者们在不同空间尺度上建立河岸带地下水流模型^[3, 8-10],并提出了在河流流动过程中地下水交换

基金项目:国家自然科学基金(51579077)
作者简介:张泽宇(1992—),男,硕士研究生,研究方向为水力学及河流动力学。E-mail:zeyuzhang_hhu@163.com
通信作者:辛沛,教授。E-mail:pei.xin@outlook.com

通量和滞留时间的计算方法^[11-12]。这些研究基于稳态条件,假定河岸带的地下水水位和河道水位不变。但实际上,受洪水、降雨、蒸发等因素影响,地下水水位和河水水位时刻都在发生着变化。然而动态的地下水和河水的相互作用受到的关注较少^[13]。

近年来研究从不同时间尺度上展开,对非稳态的河岸带水力交换过程进行了探索。野外观测发现,当河道水位较高时,河岸带潜流交换的范围增大^[14-16]。一些学者提出了不同季节^[17-19]蒸发^[20]、融雪^[21]等因素作用下河岸带地下水和地表水的动态交换规律。Wroblecky 等^[18]通过野外实验观测和基于 MODFLOW 的数值模拟,讨论了不同季节影响下的浅层地下水系统中的水力交换过程。Mathieu 等^[22]通过观测河水与地下水中的同位素数据,分析了不同含水层与河水的水力联系及其补给量随地点和季节变化的迁移转化规律。另一些研究的时间尺度较小,如在暴雨^[23-25]、洪水^[26-27]及大坝泄水^[28-29]影响下的河岸带地下水与河水的过程分析。这些情况下的水位变化较快,对两者之间的水力交换过程有着强烈的影响。Marina 等^[24]在研究连续暴雨对垂向潜流交换的影响时,提出暴雨导致的洪水会引发大量的河水补给到河岸带,从而增大横向的交换水量。Wondzell 等^[30]发现洪水过程对河岸地下水的影响持久。Gerecht 等^[31]在 Colorado River 的河床和河岸设置温度和压力传感器,量化在大坝调蓄河水水位涨落时距离河岸不同位置的地下水水位波动,指出河岸水头的滞后性与距岸距离之间存在相关性。Lauren 等^[32]对不同时间尺度上的地表水-地下水交换的驱动因素进行了总结,并对比了洪水和蒸发在不同时间尺度上对潜流交换通量和滞留时间的影响。

野外观测中,由于各研究的实验环境不同,观测结果具有较强的区域性,很难将结果应用于其他流域。河岸带地表水与地下水的作用过程受到流量、河床形态、沉积物渗透性、岸坡坡度等诸多因素的影响^[3],很难对影响因子进行人为的调控,从而得到在单一因子影响下的河岸地下水与河水的交换规律。Boano 等^[33]提出,研究动态条件下的潜流过程要简化模型突出动态因子对于地表水地下水交换过程的影响。

目前,研究非稳态河水与地下水交换影响的物理试验和数值模拟尚不多见。Nowinski 等^[34]开展物理实验研究了不同水位作用下弯曲河道河岸的水位和温度的变化情况,分别对比了在河道低水位、高水位及洪水作用下的地下水动态响应过程。吕辉等^[35]用 COMSOL 模拟研究了洪水过程对垂向潜流

交换作用的影响,对比了单峰洪水作用下,洪峰大小和涨洪历时对潜流交换量和交换深度的影响,并通过粒子追踪,发现河床中粒子的滞留时间与洪峰及涨洪历时之间呈正相关。Boano 等^[36]对 Elliott 等^[11]提出的稳态滞留时间模型进行了改进,模拟了河水变化下河岸带地下水的水位波动和恢复时间,指出在洪水信号过后相当长的时间内地下水仍受到明显影响,且地下水的出流过程十分缓慢,其出流速度远小于涨洪时的河水入流速度。

目前尚未见针对河岸带动态地下水动力过程的室内试验研究。笔者建立实验室水槽系统,在可控条件下模拟洪水过程影响下的潜流交换,结合数值模拟分析不同峰值及持续时间的洪水过程对河岸地下水水位波动、流程和交换水量的影响。

1 试验设置与参数选取

1.1 试验水槽

为模拟河流地表水和河岸带地下水的相互作用,试验在如图 1 所示的循环水槽装置中进行。循环系统由蓄水箱、水位控制室和沙槽组成。蓄水箱中的水通过水泵进入水位控制室,水位控制室中间设有溢流平台,当周围的水位高于溢流平台的上平面时,多出的水会由溢流槽回流到蓄水箱中。溢流平台通过步进电机与控制端相连,通过调整溢流平台的高度来控制水位。试验中由于水分蒸发量很小,忽略不计,沙槽除连接控制室的一侧外均为无流边界。

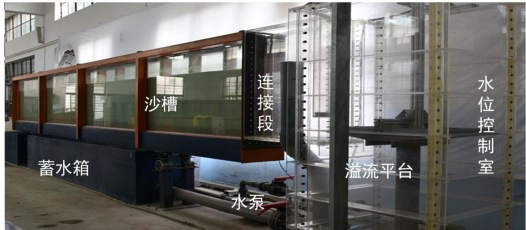
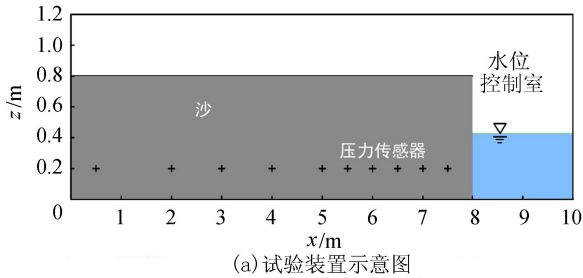


图 1 试验循环水槽装置

试验主要考虑了河道水位变动对河岸带横断面的影响。沙槽长度为 8 m,高 1.2 m,宽 0.16 m。沙槽装填高度 0.8 m 的人工石英砂,颗粒大小较均匀,中值粒径为 0.7 mm,饱和渗透系数为 3.88×10^{-3} m/s,孔

隙度为 0.4。根据 van Genuchten^[37] 公式,非饱和土壤的形状参数 α 和 n 分别取 11 m^{-1} 和 6。水位控制室和沙槽之间设有 0.9 m 的连接段,使水流在进入沙槽时更加平稳。沙体岸坡为竖直边坡,为防止水流掺杂沙粒流失并稳定沙坡,在沙槽与连接段之间安装了透水隔板。沙槽内部设置有 10 个压力传感器,实时记录试验过程中沙槽内的压力数据,压力传感器每隔 5 s 自动记录测点压力,测量精度为 $\pm 1 \text{ mm}$,埋设位置见图 1(a)。

1.2 水位信号

输入水位信号为分别控制峰值和持续时间的单峰脉冲信号^[38],用于模拟河道水位的变化情况,如图 2 所示。水位过程可表示为

$$H(t) = H_0 + A \exp \left[- \left(\frac{t - T_{\max}}{F} \right)^2 \right] \quad (1)$$

式中: $H(t)$ 为河道水位; H_0 为初始水位; A 为脉冲信号的峰值; t 为时间; $T_{\max}$ 为脉冲峰值发生的时刻; F 为脉冲持续时间的控制参数。

为了研究不同峰值和持续时间的洪水信号对于沙槽中水位的影响,分别对比了 3 组不同峰值的脉冲信号(图 2,信号 1~3)和 3 组不同持续时间的脉冲信号(图 2,信号 3~5),各组实验的主要参数见图 2。

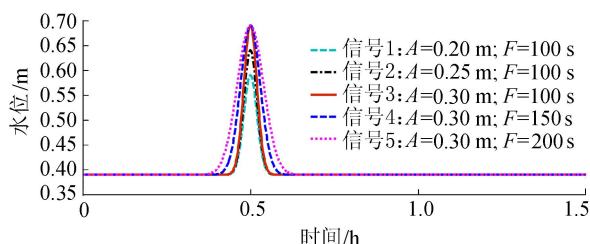


图 2 试验用洪峰脉冲信号

试验中所有的初始输入水位与沙槽初始水位保持一致,河道与沙槽内的初始水位均为 0.39 m。各信号的输入水位信号在试验开始后 0.5 h 达到峰值,见图 2。每组试验运行的时间为 3 h,以确保沙槽内水位基本恢复到脉冲过程前的状态。

1.3 试验步骤

试验开始前在蓄水箱中加满水,打开进水阀门及水泵,使水位控制室与蓄水箱保持连通,并通过控制步进电机使溢流平台位置升高至河道初始水位。为更好地观察由洪水过程影响下的地下水水位波动情况,通过在沙槽中加水,使初始的地下水水位与河流水位相同,并通过压力传感器数据判断是否到达稳定初始状态。在沙槽内的水位稳定并与控制室中水位相等时,读入脉冲信号,控制系统会根据脉冲信号的水位值自动调整溢流平台的高度,使控制室的水位高度与输入信号一致,以模拟河道水位的变化情况。

同时,沙槽中压力传感器自动记录各点的压力值,并储存在数据库中,压力的输出间隔为时间 5 s。

每组试验结束后,控制溢流平台使其下降至最低位置,关闭水泵并打开回水阀门,使沙槽中的水缓慢排出,确保沙槽中水位下降到较低的位置,不影响下组试验的进行。所有工况的试验过程中,均无泥沙启动情况。

2 数学模型

本文基于 Voss 等^[39] 的研究成果建立河水和河岸带地下水相互作用的非饱和二维模型,控制方程为

$$\frac{\partial(\varphi S_w)}{\partial t} = - \nabla \vec{q} + Q \quad (2)$$

$$\text{其中} \quad \vec{q} = -K(\psi) \nabla \left(\frac{P}{\rho g} + z \right)$$

式中: ρ 为水的密度; φ 为孔隙度; S_w 为饱和度; $\vec{q}$ 为达西流速; Q 为源项; $K(\psi)$ 为渗透系数; P 为孔隙水压力; g 为重力加速度; z 为水位高度; ψ 为土壤负压水头。

根据 van Genuchten^[37] 提出的经验公式,非饱和土壤的水力参数由式(3)~(4)确定:

$$S_w(\psi) = S_{wres} + \left\{ \frac{1 - S_{wres}}{[1 + (\alpha |\psi|)^n]^{\frac{n-1}{n}}} \right\} \quad (3)$$

$$K(\psi) = K_s S_w^{* \frac{1}{2}} \left[1 - \left(1 - S_w^{* \frac{n}{n-1}} \right)^{\frac{n-1}{n}} \right]^2 \quad (4)$$

$$\text{其中} \quad S_w^* = \frac{S_w - S_{wres}}{1 - S_{wres}}$$

式中: α 和 n 分别为形状参数; K_s 为饱和渗透系数; S_{wres} 为残余饱和度。

数学模型的物理边界参照室内试验,初始状态和边界条件均与物理模型相同,模拟了不同峰值和持续时间的洪水对河岸带地下水的影响过程。

3 结果与分析

3.1 洪水作用下的河岸带地下水的波动规律

为分析洪水对河岸带地下水的具体作用过程,模拟了在脉冲信号 1 作用下沙槽中的水位和流速分布情况,见图 3。图 3 中标识了脉冲信号传入的不同时刻,边界上的红线表示该时刻的河道水位,沙槽中的黑线表示数值模拟下各时刻的地下水水位线,圆点表示在试验中各时刻对应的测点水位高度。由图 3 可见,测点的水位值与数值模拟结果有着较高的一致性。图 3(a) 为初始时刻,河道水位与地下水水位齐平,河岸边界无明显的水流流动。当洪水信号传入后,河道水位逐步上升,由于水头差的存在,

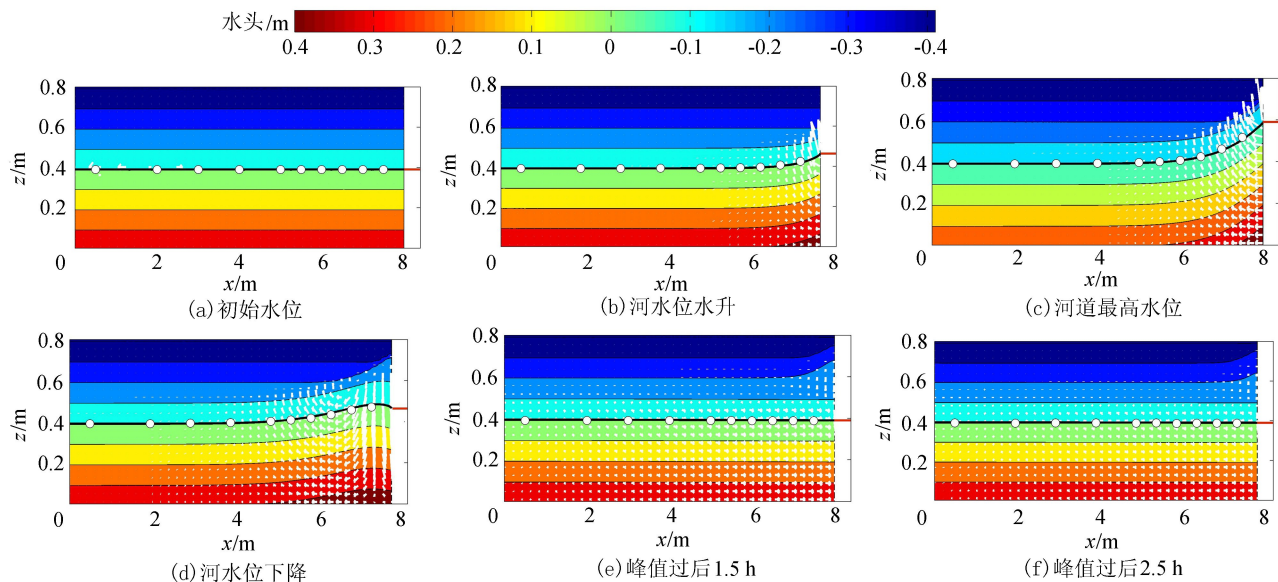


图3 洪峰前后瞬时水头及流速分布数值模拟结果

水从边界由河道进入河岸带,使近岸地区的地下水水位迅速上升(图3(b))。随着河道水位持续升高至峰值,水加速从边界流入并传入河岸内部,同时脉冲信号不断向河岸内部传播(图3(c))。峰值过后,随着河道水位的快速下降,一方面,靠近岸坡的来不及传入河岸内部的水沿边界流出,使近岸地区的地下水水位不断下降;另一方面,一部分水在水头差的作用下流入河岸内部,抬升地下水水位,使脉冲信号不断向内陆方向传播(图3(d))。河道水位恢复初始水位后,脉冲信号继续向陆地地方传播,同时,地下水水位在脉冲信号经过后逐步恢复至初始稳定状态,其恢复时间远大于受脉冲信号影响下水位上升的时间。这里恢复时间用水位恢复至偏离初始状态的10%的指标来判定(图3(e)~(f))。值得注意的是,在水位信号传入地下水时,在靠近岸坡上部的负压区,由于地下水水位上升使毛细水带随水位的增高而上移。在河岸地下水水位下降过程中,该区域的水分滞留时间较长,恢复初始状态的时间远大于饱和区(图3(d)~(e))。

在洪水作用下,距河岸不同距离的地下水水位过程见图4(信号1)。选取同一高程距河岸不同距离的4个测点记录河道水位变化的响应情况。图4中黑色实线表示河道水位脉冲信号,黑色虚线表示河道水位到达峰值的时间。各测点位置的地下水水位过程如图4所示,虚线表示数值模拟中相应位置的水位过程线。在洪水的影响下,河岸带的地下水水位表现出以下特征:脉冲在进入河岸后峰值沿程呈指数形式衰减,这说明河道水位的变化对河岸带地下水的作用强弱受到土壤的阻尼,近岸区与河水的水力交互作用强烈,受河道水位变化的影响较大。

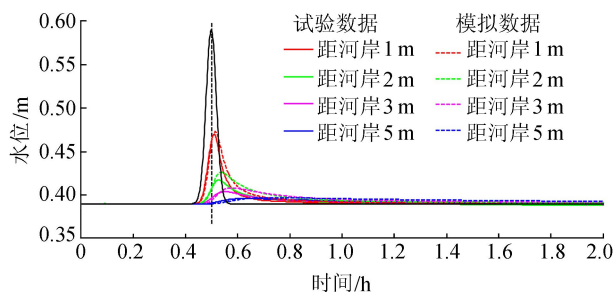


图4 距河岸不同距离的地下水水位过程试验和数值模拟结果对比

脉冲信号在传入河岸地下水过程中,各测点的水位波动表现出明显的滞后性,距离河岸越远的区域对河道水位变化的响应越慢。河道水位的上升和下降过程是对称的,而河岸带地下水水位的变化过程具有明显的不对称性,且随距河岸距离的增大而更明显。这是由于近岸地区出流条件较好,在河道水位恢复后,地下水能快速从边坡流出,从而使水位较快下降,而距河岸较远的地区地下水的流动过程缓慢,从而表现出更显著的不对称性。由于地下水的流速较慢,水位的上升和下降速度明显慢于河道水位,且下降历时较长,形成明显的拖尾现象。这表明河道水位的变化对于河岸带地下水的影响并不仅仅持续在河水水位变化期间,而在之后的相当长的时间内持续对河岸带地下水产生作用,在洪水过后,河岸带地下水水位需要较长时间恢复到之前的状态。

图5展示了在河道脉冲水位作用下的河岸带地下水在 x 和 z 方向的流速变化过程。图5(a)和图5(c)为距河岸4 m处不同深度的地下水流速;图5(b)和图5(d)为 $z=0.35$ m距河岸不同距离的地下水流速。从图5可以看出,在距河岸同一距离处的地下水水平流速基本一致,不随垂向深度发生

改变(图 5(a))。随着河道水位的变化,水向内陆方向加速流动,达到最大流速之后逐渐减小并向河道方向流动。同时,水平流速随距河岸距离的增加而不断衰减,且由于脉冲信号传入河岸需要一定时间,流速分布表现出明显的滞后性(图 5(b))。河岸地下水的垂向流速相对水平流速较小,如图 5(c)和图 5(d)所示,在地下水水位较高的区域垂向流速较大,这是因为河岸中的浅层地下水更容易受到河道水位变化的影响。由于河水脉冲信号的沿程衰减,河岸各点的垂向流速随离岸距离的增加而减小,与水平流速相似,也表现出较强的滞后性。

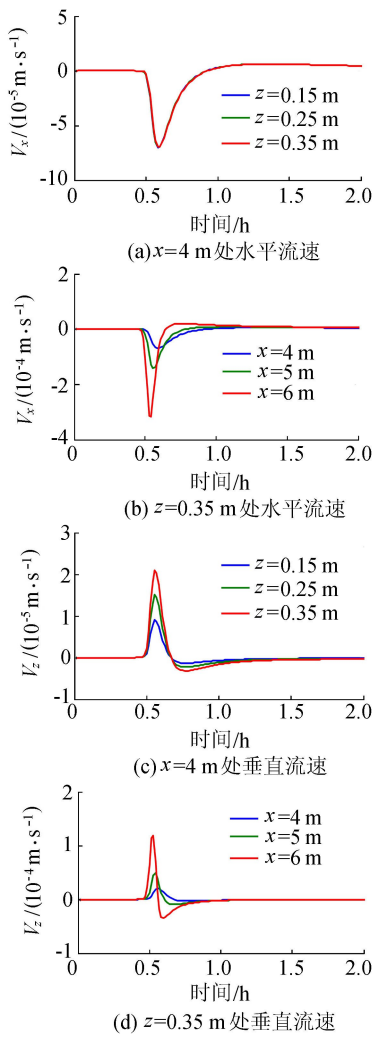


图 5 河岸地下水的水平和垂直流速变化数值模拟结果

为分析在洪水作用下河岸带中地下水的具体流动过程,笔者按计算出的各网格中心的流速模拟了河岸边界及距离河岸分别为 1 m 和 2 m 处地下水的流动轨迹,距河岸等距的各质点之间垂向间隔为 5 cm。以信号 1 为例,图 6(a) ~ (c) 分别为在 $t=0 \text{ h}$, $t=0.5 \text{ h}$ 和 $t=1 \text{ h}$ 释放的质点运动过程。图 6(a) 中,在河水水位变化前,河岸带各质点位置不发生改变,当洪水传入时,质点向河岸内部迅速移动,同时向上运动,使河岸地下水水位增高。洪水过后,质点先向下

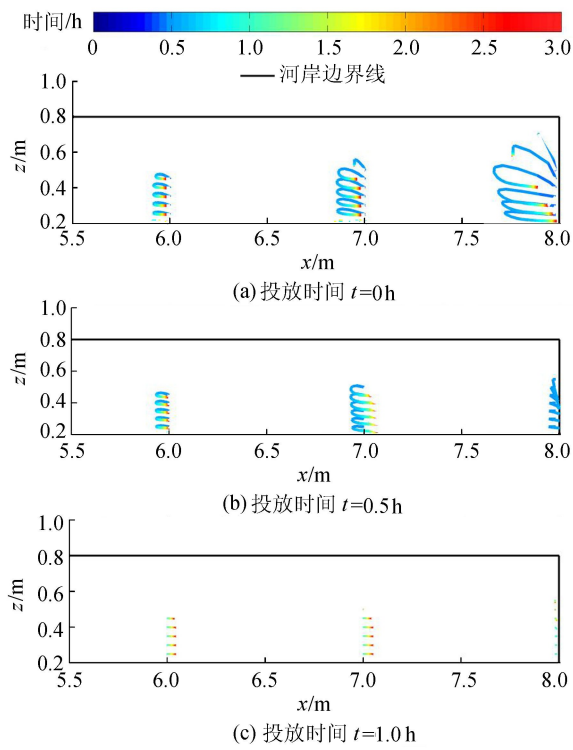


图 6 质点运动轨迹数值模拟结果

移动,随后向河道运动,且各质点的运动速度随时间的增加越来越慢并最终趋于静止,运动轨迹呈未闭合的套索形状。以投放在 $x=7 \text{ m}$, $z=0.25 \text{ m}$ 的质点为例,从投放位置向河岸内部移动至 $x=6.86 \text{ m}$ 处耗时约 6 min,而在质点向河道方向运动的过程中,从 $x=6.93 \text{ m}$ 移动至 $x=6.98 \text{ m}$ 消耗了近 2 h 的时间,充分说明了地下水运动的不对称性。由于河岸带的内陆边界为无流边界,初始状态投放的质点稳定后并不能回到初始状态,与投放位置相比,静止后的质点距离河岸更远。同时,近岸地区的质点运动范围大于距离河岸较远地区的地下水水质点运动范围。图 6(b) 展示了在洪峰时投放的质点运动轨迹,岸坡上的质点迅速流出河岸,距河岸 1 m 处的质点在向河岸运动一段时间后反向运动,稳定时质点位置较初始状态更偏向河道,而距离河岸 2 m 处的质点在稳定状态时距河岸的距离与投放位置基本相同。这说明洪水在河岸中的传播随距离的增加具有很大的滞后性,在河道水位下降并恢复初始状态后,各质点会受到之前作用于河岸水位信号的滞后影响,质点的运动轨迹由之前的水位信号和当前的河道水位过程共同影响。同时,距离河岸越远的质点对河道水位变化的响应越迟钝。洪水信号作用 1 h 后,各位置质点均向河道方向运动,且移动速度基本一致。值得注意的是,位置较高的粒子受洪水影响向上流入毛细区并滞留成为毛细水,运动速度极为缓慢,当河道水位恢复后,这部分水基本不向河道方向移动。

3.2 不同峰值洪水对河岸带地下水的影响

为了研究不同峰值的洪水过程对河岸带地下水水位的影响,选取了峰值分别为 0.2 m,0.25 m 和 0.3 m 的一组水位脉冲信号(图 2,信号 1~3)进行对比分析。图 7(a)为距离河岸 2 m 处的地下水水位波动情况,黑色虚线代表河道水位到达峰值的时间。可明显看出,在河道水位增幅较大的情况下,河岸地区的地下水受到更大的扰动。在不同峰值的洪水作用下,测点的地下水水位均在河道水位峰值后 1 min 后达到最大值,其滞后时间与河道洪水的峰值大小无关。图 7(b)展示了距离河岸不同距离处各点的最大水位增幅,为突出洪水过程对河岸带地下水水位波动的影响,减去测点的初始水位值。随着河道脉冲峰值的增大,在水头差的作用下,更多的水通过边坡进入河岸,使各测点的最高水位相应提升。距河岸距离不同的各点最大水位的滞后时间见图 7(c),在距离河岸较近的区域,不同洪峰的信号作用下的各点滞后时间基本一致,不受河道脉冲水位峰

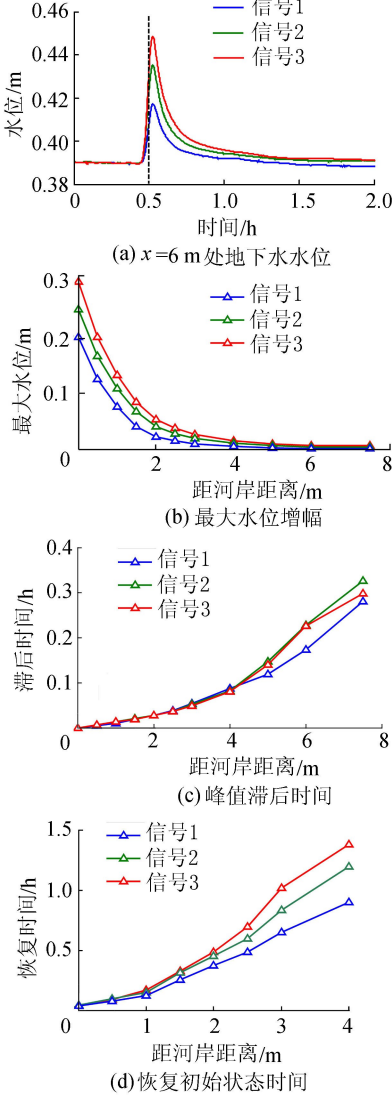


图 7 不同峰值洪水作用下的地下水水位过程试验结果

值的变化作用。而距河岸较远的区域,由于水位的升降过程十分缓慢,拖尾现象明显,未表现出明显的规律性。图 7(d)展示了垂直于河道各测点的水位恢复至偏离初始状态 10% 以内的时间。考虑到距河岸较远处的水位变化较小且恢复时间很长,笔者选取了距离河岸 0~4 m 内各测点的恢复时间进行了比较。可以看出,水位的恢复时间随与河岸距离的增加而增大,且呈现出较好的线性关系。当河道脉冲峰值增大时,河岸各点地下水水位的增幅也随之增大,从而水位恢复至初始状态时间也更慢,水在河岸带的滞留时间也相应增长。

河道水位的变化过程对河岸产生了更多的侧向补给。笔者通过数学模型模拟了不同峰值的洪水作用下河岸边界的流量过程,计算了各时刻河岸边界的流量及河水补给地下水的总量,见图 8。图 8 中黑色虚线表示河道水位到达峰值的时间。当洪水峰值增加时,在更大的水头差作用下,边界上水的流入量明显增高。在洪水过后,河岸中地下水通过岸坡回流进入河道,流出量也随河道水位峰值的增大而增大。在 3 种不同脉冲信号的作用下,最大流入量均发生在河道水位峰值前约 0.5 min,在脉冲信号经过后,流入量迅速下降,同时地下水的流出量增大,并在河道水位峰值过后 2 min 同时达到最大流出量,然后逐渐减小。这说明边界水流量在时间上的响应过程受河道水位峰值影响不明显。通过对边界上水流量在时间上的积分,推求河水补给河岸地下水的总量,见图 8(c)。同样的,补给量随洪峰的增大而显著增大,且不对补给的时间过程产生影响。

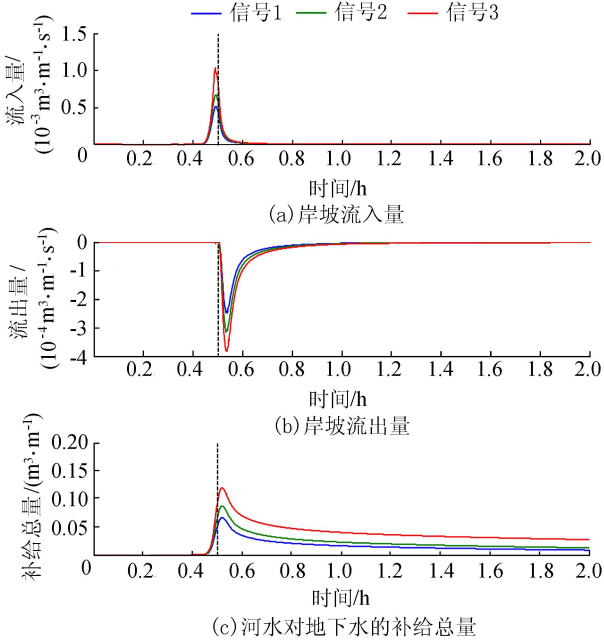


图 8 不同峰值洪水作用下的岸坡流量过程数值模拟结果

3.3 不同历时洪水对河岸带地下水的影响

信号3~5用来模拟河道不同持续时间的洪水过程(表1),各信号作用下的地下水水位波动情况见图9。在相同的峰值下,河水在岸坡能够达到的最高点相同,较大的持续时间意味着在长时间水头差的作用下,有更多的水从河道进入河岸,使河岸带各点地下水水位增大,同时,水位的滞后性也随之增强。图9(a)为距离河岸2 m处的地下水水位波动情况,随着河道脉冲持续时间的增长,该点的水位波动幅度增大且到达峰值的时间延后。脉冲持续时间增长后,各测点的水位增幅也有了明显的提高(图9(b))。与不同洪峰影响下的地下水水位变化不同的是,随着洪水持续时间的增加,近岸地区的地下水水位峰值的增量相对较小,而距河岸较远的地区增量较大。这说明河岸带的近岸地区的地下水水位波动幅度主要受洪水峰值大小影响,地下水和河道之间的水头差是影响近岸地区地下水水位的最主要因

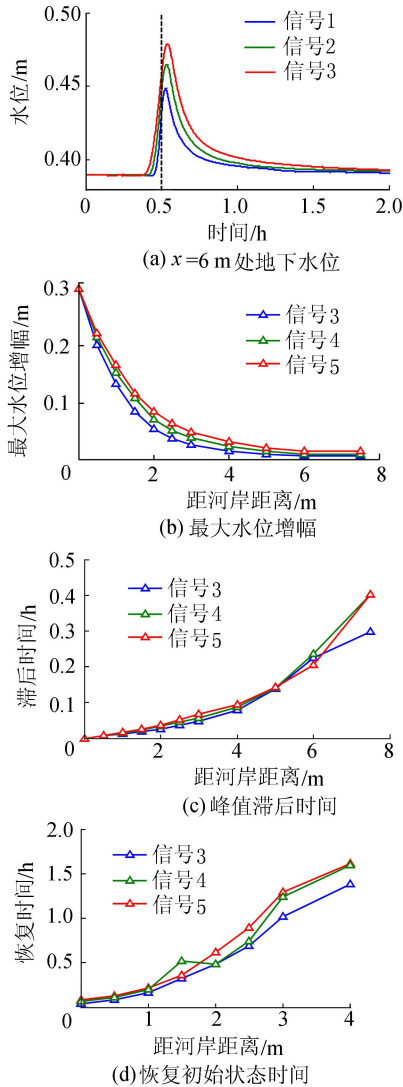


图9 不同持续时间洪水作用下的地下水位过程试验结果

素。而距离河岸较远的河岸带地区水位波动幅度主要受脉冲过程的洪水过程持续时间影响,河道与河岸水头差的持续时间在更大程度上决定了距离河岸较远地区的最高水位。图9(c)展示了距河岸距离不同的各点最大水位的滞后时间。近岸地区各点的滞后性随洪水持续时间的增长而增强,距河岸较远的地区由于水位增幅很小,且升降过程十分缓慢,其峰值滞后时间未表现出明显的规律性。各测点恢复至初始状态的时间见图9(d)。随着洪水持续时间的增加,各点的恢复时间也随之增大。

在不同持续时间的洪水作用下,河岸边界上的流入量和流出量也相应受到影响,见图10,图中河道水位到达峰值的时间用黑色虚线表示。由图10(a)可以看出,洪水历时较短时通过河岸边界的最大进水量反而更大。这是因为在较长时间洪水的作用下,近岸地区的地下水水位随河水位的上涨逐步升高,两者之间有充分的交换时间使水力梯度降低,从而不会形成较大的水头差。而在时间较短的洪水作用下,河水迅速上涨使两者之间形成较大的水头差,因此在边界上有较大的进水量。此外,3组信号作用下的流入量在时间上表现出了显著的差异性,洪水历时较长的边界上流入量更早到达峰值。边界上的出流量也表现出了相似的规律(图10(b)),洪水持续时间越长,边界的出流过程越平缓,且随着洪水持续时间的增加,岸坡出流量峰值延后。图10(c)展示了河水对地下水的补给量随时间的变化过程,最大补给量随洪水持续时间的增加而延后。不同于洪水峰值的影响,在洪水过程较短时,河水对地

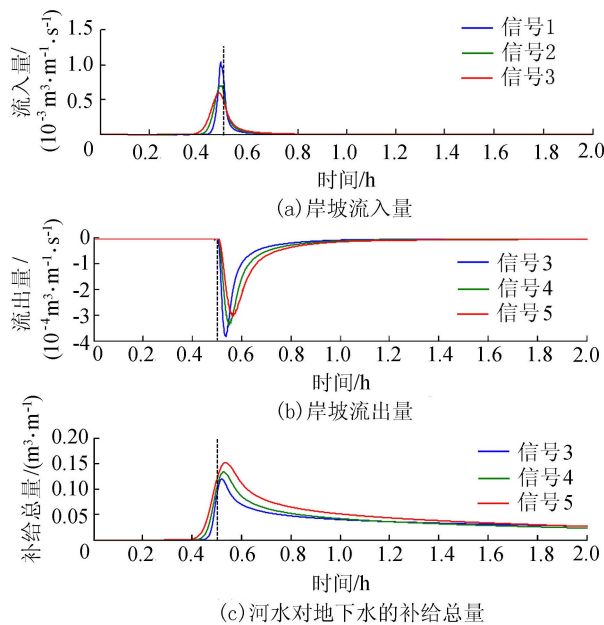


图10 不同持续时间洪水作用下的岸坡流量过程数值模拟结果

下水的补给量随持续时间的增加而增大,达到最大补给量的时间更长。而河道水位恢复后,随着地下水不断流出,不同持续时间的洪水作用下的河水补给量趋于相同。

4 结 语

洪水作用下的地下水动力过程对河岸带的地球物理化学过程起重要影响。河岸带地下水对洪水过程的响应和恢复规律,是河岸带生态环境保护的重要科学依据。本文通过物理模型试验和数值模拟,研究了不同峰值和持续时间的洪水过程对河岸带地下水动力过程的影响。

a. 洪水作用下,河岸带地下水水位的波动沿程呈指数形式衰减。水位上升和下降过程表现出显著的不对称性,水位上升较快而下降较慢,对洪水过程的响应具有滞后性,且随距河岸距离的增加而更明显。

b. 河岸带各点地下水水位的波动随洪峰的增大而增强,同时岸坡上的流通量增加,河水和地下水的交换量增大,峰值的变化对于地下水水位滞后性的影响并不明显。

c. 河岸带各点水位的增幅随洪水历时时间的增长而增大。洪水的持续时间对河岸带地下水的滞后性及恢复过程产生显著影响。洪水过程持续时间越长,地下水水位的响应越慢,恢复到初始状态的时间越长。

本文研究了单峰脉冲洪水信号对河岸带地下水动力过程的影响,但受水力调控、蒸发、降雨等影响,实际潜流带的交换过程动态性更强,非规则信号作用下的地下水波动规律尚需明确。另外,本文基于垂直岸坡,而天然河道中大部分河岸具有一定的坡度,因此不同河岸形态影响下的地下水动力过程还有待进一步研究。

参考文献:

[1] 陈吉泉. 河岸植被特征及其在生态系统和景观中的作用[J]. 应用生态学报, 1996, 7 (4): 439-448. (CHEN Jiquan. Riparian vegetation characteristics and their functions in ecosystems and landscapes [J]. Chinese Journal of Applied Ecology, 1996, 7 (4): 439-448. (in Chinese))

[2] 夏继红, 严忠民. 生态河岸带研究进展与发展趋势[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2004, 32 (3): 252-255. (XIA Jihong, YAN Zhongmin. Advances in research of ecological riparian zones and its trend of development [J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences), 2004, 32 (3): 252-255. (in Chinese))

[3] HARVEY J W, BENCALA K E. The effect of streambed

topography on surface-subsurface water exchange in mountain catchments [J]. Water Resources Research, 1993, 29 (1): 89-98.

[4] KASAHARA T, WONDZELL S M. Geomorphic controls on hyporheic exchange flow in mountain streams [J]. Water Resources Research, 2003, 39 (1): 1-14.

[5] SAVANT S A, REIBLE D D, THIBODEAUX L J. Convective transport within stable river sediments [J]. Water Resources Research, 1987, 23 (9): 1763-1768.

[6] HESTER E T, DOYLE M W. In-stream geomorphic structures as drivers of hyporheic exchange [J]. Water Resources Research, 2008, 44 (3): 1-17.

[7] SILLIMAN S E, BOOTH D F. Analysis of time-series measurements of sediment temperature for identification of gaining vs. losing portions of Juday Creek, Indiana [J]. Journal of Hydrology, 1993, 146: 131-148.

[8] BOANO F, REVELLI R, RIDOLFI L. Quantifying the impact of groundwater discharge on the surface-subsurface exchange [J]. Hydrological Processes, 2009, 23 (15): 2108-2116.

[9] CARDENAS M B, WILSON J, ZLOTNIK V A. Impact of heterogeneity, bed forms, and stream curvature on subchannel hyporheic exchange [J]. Water Resources Research, 2004, 40 (8): 1-14.

[10] PACKMAN A I, BROOKS N H. Hyporheic exchange of solutes and colloids with moving bed forms [J]. Water Resources Research, 2001, 37 (10): 2591-2605.

[11] ELLIOTT A H, BROOKS N H. Transfer of nonsorbing solutes to a streambed with bed forms: theory [J]. Water Resources Research, 1997, 33 (1): 123-136.

[12] CARDENAS M B. Potential contribution of topography-driven regional groundwater flow to fractal stream chemistry: residence time distribution analysis of Tóth flow [J]. Geophysical Research Letters, 2007, 34 (5): 1-5.

[13] KRAUSE S, BOANO F, CUTHBERT M O, et al. Understanding process dynamics at aquifer-surface water interfaces: an introduction to the special section on new modeling approaches and novel experimental technologies [J]. Water Resources Research, 2014, 50 (2): 1847-1855.

[14] GU C, HORNBERGER G M, HERMAN J S, et al. Effect of freshets on the flux of groundwater nitrate through streambed sediments [J]. Water Resources Research, 2008, 44 (5): 1-12.

[15] WESTHOFF M, GOOSEFF M, BOGAARD T, et al. Quantifying hyporheic exchange at high spatial resolution using natural temperature variations along a first-order stream [J]. Water Resources Research, 2011, 47 (10): DOI 10. 1029/2010WR009767.

[16] ARNTZEN E V, GEIST D R, DRESEL P E. Effects of fluctuating river flow on groundwater/surface water mixing in the hyporheic zone of a regulated, large cobble bed river

- [J]. *River Research and Applications*, 2006, 22(8): 937-946.
- [17] STOREY R G, HOWARD K W, WILLIAMS D D. Factors controlling riffle-scale hyporheic exchange flows and their seasonal changes in a gaining stream: a three-dimensional groundwater flow model[J]. *Water Resources Research*, 2003, 39(2): 1-17.
- [18] WROBLICKY G J, CAMPANA M E, VALETT H M, et al. Seasonal variation in surface-subsurface water exchange and lateral hyporheic area of two stream-aquifer systems [J]. *Water Resources Research*, 1998, 34(3): 317-328.
- [19] WONDZELL S M, SWANSON F J. Seasonal and storm dynamics of the hyporheic zone of a 4th-order mountain stream. I: hydrologic processes [J]. *Journal of the North American Benthological Society*, 1996(1): 3-19.
- [20] CZIKOWSKY M J, FITZJARRALD D R. Evidence of seasonal changes in evapotranspiration in eastern US hydrological records [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2004, 5(5): 974-988.
- [21] LOHEIDE S P, LUNDQUIST J D. Snowmelt-induced diel fluxes through the hyporheic zone [J]. *Water Resources Research*, 2009, 45(7): DOI: 10. 1029/2008WR007329.
- [22] MATHIEU R, BARIAC T. An isotopic study (^2H and ^{18}O) of water movements in clayey soils under a semiarid climate [J]. *Water Resources Research*, 1996, 32(4): 779-789.
- [23] 张光辉, 费宇红, 田言亮, 等. 暴雨洪水对地下水超采缓解特征与资源增量 [J]. *水利学报*, 2015, 46(5): 594-601. (ZHANG Guanghui, FEI Yuhong, TIAN Yanliang, et al. Characteristics of alleviating the over-exploitation and its recharge on the rainstorm flood to the shallow groundwater in the southern plain of Haihe River Basin [J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2015, 46(5): 594-601. (in Chinese))
- [24] DUDLEY-SOUTHERN M, BINLEY A. Temporal responses of groundwater-surface water exchange to successive storm events [J]. *Water Resources Research*, 2015, 51(2): 1112-1126.
- [25] SHIBATA H, SUGAWARA O, TOYOSHIMA H, et al. Nitrogen dynamics in the hyporheic zone of a forested stream during a small storm, Hokkaido, Japan [J]. *Biogeochemistry*, 2004, 69(1): 83-104.
- [26] MOUW J E, STANFORD J A, ALABACK P B. Influences of flooding and hyporheic exchange on floodplain plant richness and productivity [J]. *River Research and Applications*, 2009, 25(8): 929-945.
- [27] 徐华山, 赵同谦, 孟红旗, 等. 滨河湿地地下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 Huashan, ZHAO Tongqian, MENG Hongqi, et al. Relationship between groundwater level in riparian wetlands and water level in the river [J]. *Environmental Science*, 2011, 32(2): 362-367. (in Chinese))
- [28] FRANCIS B A, FRANCIS L K, CARDENAS M B. Water table dynamics and groundwater & surface water interaction during filling and draining of a large fluvial island due to dam-induced river stage fluctuations [J]. *Water Resources Research*, 2010, 46(7): W07513.
- [29] HUCKS SAWYER A, BAYANI CARDENAS M, BOMAR A, et al. Impact of dam operations on hyporheic exchange in the riparian zone of a regulated river [J]. *Hydrological Processes*, 2009, 23(15): 2129-2137.
- [30] WONDZELL S M, SWANSON F J. Floods, channel change, and the hyporheic zone [J]. *Water Resources Research*, 1999, 35(2): 555-567.
- [31] GERECHT K E, CARDENAS M B, GUSWA A J, et al. Dynamics of hyporheic flow and heat transport across a bed-to-bank continuum in a large regulated river [J]. *Water Resources Research*, 2011, 47(3): DOI: 10. 1029/2010WR009794.
- [32] LARSEN L G, HARVEY J W, MAGLIO M M. Dynamic hyporheic exchange at intermediate timescales: testing the relative importance of evapotranspiration and flood pulses [J]. *Water Resources Research*, 2014, 50(1): 318-335.
- [33] BOANO F, REVELLI R, RIDOLFI L. Modeling hyporheic exchange with unsteady stream discharge and bedform dynamics [J]. *Water Resources Research*, 2013, 49(7): 4089-4099.
- [34] NOWINSKI J D, CARDENAS M B, LIGHTBODY A F, et al. Hydraulic and thermal response of groundwater-surface water exchange to flooding in an experimental aquifer [J]. *Journal of Hydrology*, 2012, 472: 184-192.
- [35] 吕辉, 赵坚, 陈孝兵, 等. 洪水过程对垂向潜流交换作用的影响 [J]. *水电能源科学*, 2015(3): 4. (LYU Hui, ZHAO Jian, CHEN Xiaobing, et al. The impact of flood process on vertical aquifer exchange [J]. *Water Resources and Power*, 2015(3): 4. (in Chinese))
- [36] BOANO F, REVELLI R, RIDOLFI L. Bedform-induced hyporheic exchange with unsteady flows [J]. *Advances in Water Resources*, 2007, 30(1): 148-156.
- [37] van GENUCHTEN M T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1980, 44(5): 892-898.
- [38] CARTWRIGHT N, LI L, NIELSEN P. Response of the salt-freshwater interface in a coastal aquifer to a wave-induced groundwater pulse: field observations and modelling [J]. *Advances in Water Resources*, 2004, 27(3): 297-303.
- [39] VOSS C I, PROVOST A M. SUTRA: A model for 2D or 3D saturated-unsaturated, variable-density ground-water flow with solute or energy transport [C]//*Water-Resources Investigations Report (2002-4231)*. Vancouver W A; U S Department of the Interior, U S Geological Survey, 2002.

(收稿日期: 2016-08-25 编辑: 彭桃英)