# 敦煌阳关西土沟流域高含沙洪水河道入渗特征分析

程文举[1,2]，席海洋[1]，张经天[1,2]

(1.中国科学院西北生态环境资源研究院，兰州 730000；2.中国科学院大学，北京 100049)

**摘要**：为明确无控制性工程地区的洪水入渗过程，提高洪灾防治能力和洪水资源化利用程度。选取敦煌阳关西土沟流域下游高含沙洪水河道，通过野外试验和实验室样品测定，测算了该河道下游上段到下段河床断面不同压力水头下的导水率，拟合得到饱和入渗速率，并通过实验室测样得到不同深度的饱和入渗速率，分析河床断面不同位置和不同深度土层的饱和入渗速率的变化规律。结果表明：饱和入渗速率：上段(0.003 1 cm/s)＞中段(0.002 9 cm/s)＞下段(0.002 6 cm/s)；0—120 cm 不同深度的饱和入渗速率上段大于中下段，中段和下段不同深度饱和入渗速率差异较小。整体上，河床两侧饱和入渗速率随深度的增加呈增大趋势，河床中心饱和入渗速率随深度增加呈减小趋势，主要是高含沙洪水流动时泥沙沿程分选沉积造成的。粗颗粒泥沙先沉积，细颗粒泥沙后沉积导致的上下段泥沙沉积层的孔隙度差异引起饱和入渗速率在河床断面和上下段以及不同深度的变化规律。由不同压力水头下测定的地表入渗速率来表征不同洪水水位下的入渗速率，经过趋势拟合发现随洪水水位升高，地表入渗率呈线性增长。

**关键词**：高含沙洪水；入渗；Hood 入渗仪；敦煌

**中图分类号**：P331.1 **文献标识码**：A **文章编号**：1009-2242(2019)06-0072-07

**DOI**：10.13870/j.cnki.stbcxb.2019.06.010

# Analysis on Infiltration Characteristics of Hyper-concentrated Flood River Channel in Xitugou Watershed of Yangguan, Dunhuang

CHENG Wenju[1,2], XI Haiyang[1], ZHANG Jingtian[1,2]

(1.*Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou* 730000; 2.*University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049)

**Abstract**: In order to clarify the flood infiltration process in the uncontrolled engineering area, and improve the ability of flood prevention and control and the degree of flood resource utilization, the hyper-concentrated flow channel downstream of the Xitugou watershed in Yangguan, Dunhuang was selected. The field experiment and laboratory analysis were conducted to measure the different pressure heads of the river section from the upper section to the lower section of the river. Under the infiltration rate, the saturated infiltration coefficient was obtained by fitting, and the saturated infiltration coefficients at different depths were obtained by laboratory measurements. The variation of saturated infiltration coefficients of the left and right banks, centers and different depths of the riverbed was analyzed. The results showed that the saturated infiltration coefficients: upper section (0.003 1 cm/s)＞middle section (0.002 9 cm/s)＞lower section (0.002 6 cm/s); the saturated infiltration coefficient at different depths in the upper part was larger than that in the middle and lower sections, and the difference between the middle and lower sections was small. On the whole, the saturated infiltration coefficients on both sides of the riverbed increased with the increase of depth, and the saturated infiltration coefficients of the riverbed decreased with the increase of depth. The reason for the above results was that the sediments were deposited along the hyper-concentrated flood, the coarse sediments were deposited first, and then the fine sediments were deposited, resulting in the difference in porosity of the upper and lower sediments, and the variation of saturated infiltration coefficients in river sections and different depths. The infiltration rate was determined by different pressure heads to characterize the infiltration rate under different flood levels, the trend fitting showed that the surface infiltration rate increased linearly with the increase of flood water level.

**收稿日期**：2019-04-23

**资助项目**：中国科学院科技服务网络计划(STS 计划)区域重点项目“敦煌洪水资源化利用与生态治理试验示范”；国家重点研发计划项目(2016YFC0400908)

**第一作者**：程文举(1996—)，男，甘肃酒泉人，硕士研究生，主要从事干旱区水文水资源研究。E-mail：chengwen_ju@163.com

**通信作者**：席海洋(1982—)，男，黑龙江五大连池人，博士，副研究员，主要从事干旱区水文水资源研究。E-mail：xihy@lzb.ac.cn

**Keywords**: hyper-concentrated flood; infiltration; Hood infiltrometer; Dunhuang

西土沟流域包括阿克塞自治县和敦煌市部分地区,属内陆河流域疏勒河水系[1]。流域上游处于祁连山西端和阿尔金山东端,每年汛期来自肃北、阿克塞和当地的洪水沿西土沟流域北下,造成阳关每到汛期洪水泛滥成灾,加之敦煌土壤沙化严重,洪水发生时携带大量泥沙,形成高含沙洪水,对当地生产生活造成严重影响。解决由此产生的洪灾防治和洪水资源化利用是目前亟需解决的重大科学问题。

国内外对土壤入渗的研究很多,主要集中于研究不同土地利用方式下入渗速率的差异[2-6]、外部因素对入渗能力的影响[7-8]、不同的土壤入渗测定方法比较[9]、研究区域主要是农田、林地、草地[3,5,10-12]。国内外关于高含沙洪水的研究集中在高含沙洪水的发生机理[13-14]、水流特性、滩槽冲淤、泥沙输移[13,15-20]、高含沙洪水带来的危害[21]等方面。而对高含沙洪水河道的入渗特性方面的研究很少,缺乏对高含沙洪水河道入渗过程的认识。

敦煌阳关西土沟流域地处西北干旱区,流域内沟多,坡陡,流程短,夏季暴雨集中,下垫面复杂,风沙侵蚀严重,汛期易形成高含沙洪水。故本文选择该区域旨在通过对该流域河道入渗性能的研究,揭示高含沙洪水河道入渗特性和洪水入渗过程,为该流域洪水形成,转化机制提供理论基础,为防治洪涝灾害和洪水资源化利用提供新思路。

# 1　研究区概况与研究方法

## 1.1　研究区概况

西土沟流域上游区域的红柳沟、阿克塞沟、黑沟、红崖子沟、大鄂博图沟、小鄂博图沟、博罗转井沟、长草沟等 8 条沟道洪水汇集在一起,通过阿克塞盆地汇入敦煌市阳关镇西土沟,其汇水面积约 1 125 $km^2$,主沟长约 235 km,流域相对高差 4 349 m,平均纵坡降为 18.5‰。正常情况下山区洪水径流出山后全部渗入地下,通过潜流在沟口附近以泉水形式出露形成泉水河流。西土沟泉水在阳关林场上游约 5 km 处从沙漠中流出,在阳关林场下游 7 km 处又流入沙漠,消失在沙漠戈壁里,地表水流长 12 km。根据多年监测资料表明,西土沟多年平均径流量 4 300×$10^4$ $m^3$/a,多年平均悬移质输沙量 50 000 t/年。地形比较简单,由中高山地貌和堆积地貌组成,可分为:戈壁、沙漠、盐碱地、沼泽地、湿地、荒草地、绿洲地(含耕地)和水体等。本区域属典型的大陆性、温热沙漠型气候区,年平均日照时间 3 240 h,年平均气温 9.4 ℃,多年平均降水量 40.1 mm,2017 年降水量为 34.4 mm,多年平均蒸发量高达 2 417.19 mm,气候干旱少雨,蒸发量为降水量的 60 倍[1]。本文研究区域主要为西土沟下游高含沙洪水入渗区(图 1),研究区范围为 39°50′—39°54′N,94°01′—94°05′E。野外试验点 Q1 和 Q2 为西土沟流域下游上段,Q3、Q4 为中段,Q5、Q6 为下段,以下全文中均用上、中、下段表示测样点位置。

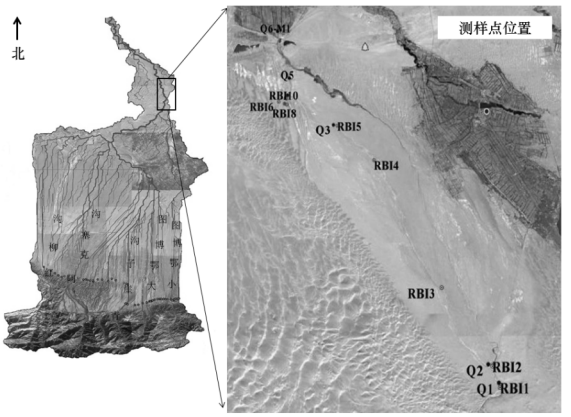


**图 1　研究区概况示意**

## 1.2　研究方法

2017 年 5 月在洪泉坝以下利用环刀取回 89 个原状土河床样品,采样深度最浅为 40 cm,最深达 270 cm,随后在实验室进行饱和入渗速率的测定,测定方法为:四点式饱和入渗仪 DIK－4012,可以通过施加不同压力水头同时测定 4 个样品的饱和入渗速率。

2017 年 8 月在西土沟流域洪泉坝以下选取包含河床两侧和中心的共 15 个试验点,采用德国 UGT 公司 Hood IL－2700 罩式入渗仪测量各试验点土壤表层不同压力水头下的饱和入渗速率。罩式入渗仪在不破坏土壤结构情况下,可实地测量上至土壤发泡点的土壤导水率。其测量方法和结果较为可靠[22]。土壤饱和入渗速率由 GARDNER 公式计算[9,22]:

$$K_u = K_f \times \mathrm{EXP}(\alpha \times h) \quad (1)$$

式中:$K_u$ 为张力 $h$ 下的实测导水率(cm/s);$K_f$ 为饱和入渗速率(cm/s);$\alpha$ 为待定指数系数($cm^{-1}$);$h$ 为张力值(cm WC)。

试验中所测得的不同压力水头下的导水率,在文中将其换算为理想状态下的洪水水位。压力水头 mm WC(毫米水柱)是压强单位,1 mm WC=9.807 Pa[23],根据压强的计算公式 $P=\rho g h$,已知水的密度 $\rho=1.0\times10^3$ kg/$m^3$,$g=9.8$ N/kg,可计算得出理论洪水水位高度 $h$。

# 2　结果与分析

## 2.1　高含沙洪水河道入渗过程

选取西土沟流域河道左右岸不同洪水水位下入渗速率随时间变化数据,绘制入渗速率变化曲线(图 2),可知在不同洪水位下,初始入渗速率较低,随时间

推移，入渗速率增大，并逐渐达到相对稳定状态。通过纵轴比较可以发现，洪水水位较低时，入渗速率较大，随着洪水水位的升高，入渗速率逐渐减小，河道左右岸的变化趋势相同。具体分析每个河道点不同洪水水位下入渗速率随时间的变化，河道左右岸在 0～30 mm 水位下 0～6 s 入渗速率显著上升，40 mm 水位下 0～12 s 入渗速率显著上升，之后入渗速率波动变化，45 s 以后逐渐达到稳定。

洪水水位与实测的导水率 $k_u$ 的关系见图 3，二者呈指数拟合关系，即洪水水位越高，实测的土壤导水率越大。拟合得到的指数关系式 $y=11.719e^{0.1061x}$ 中 $11.719\times10^{-6}$ m/s 即为该试验点的饱和入渗速率。

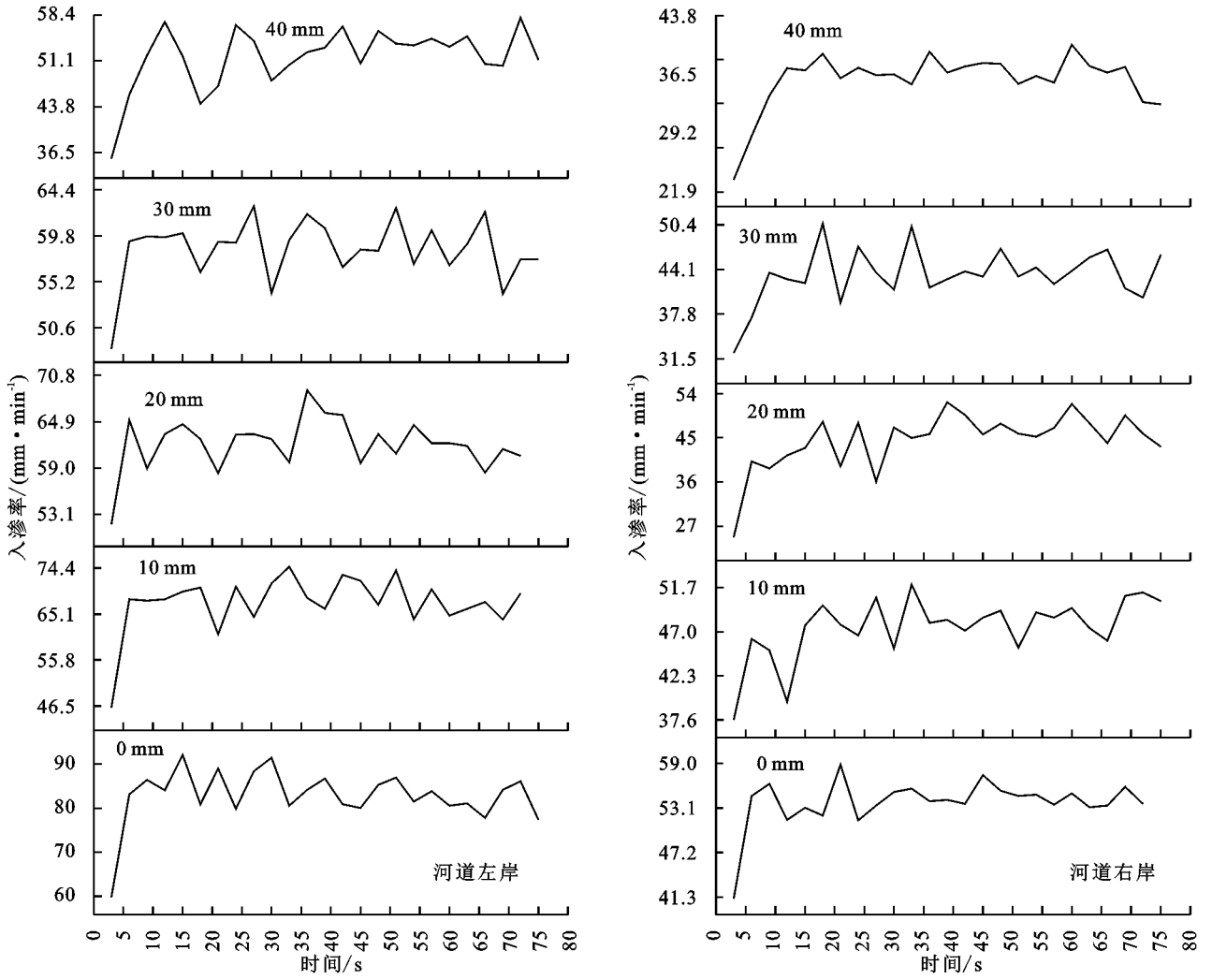


图 2 不同洪水位下的入渗过程

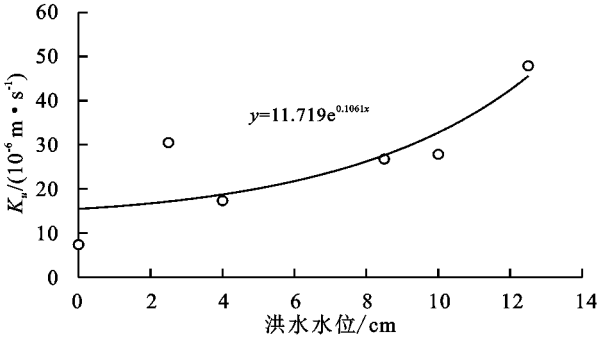


图 3 不同洪水位下饱和入渗速率的拟合曲线

## 2.2 高含沙洪水河道饱和入渗速率的空间差异

2.2.1 上段到下段洪水河道入渗速率空间差异 从图 4 可以看出，河道左岸饱和入渗速率从上段到下段逐渐减小；河道右岸饱和入渗速率上段最大，下段次之，中段最小；河道中央饱和入渗速率中段最大，下段次之，上段最小。分别将上、中、下段左、中、右岸 3 个采样点的饱和入渗速率做算术平均，计算得出上段到下段饱和入渗速率分别可达 0.003 1，0.002 9，0.002 6 cm/s，从上段到下段呈现明显的梯级递减趋势。出现这种变化规律的原因是高含沙洪水流动时泥沙沿程分选沉积，随着沿程洪水流速的减小，粗颗粒泥沙先沉积，细颗粒泥沙后沉积，并由粗细颗粒泥沙组成的沉积层的孔隙度差异而导致入渗速率的变化。

2.2.2 从河床两侧到河床中心的饱和入渗速率差异 选取 RBI1、RBI2、RBI5 采样点的河床断面饱和入渗速率绘制图 5。河床中心饱和入渗速率明显大于河床两侧，从 RBI2 和 RBI5 可以看出，河床左岸饱和入渗速率大于河床右岸。RBI1 采样点河床中心和河床右岸的饱和入渗速率明显大于 RBI2 和 RBI5 采样

点,RBI2 和 RBI5 采样点的河床中心和河床右岸的饱和入渗速率差异较小,原因在于上下段淤积的泥沙粒径有差别。观察从上段到下段的河床断面不同位置的饱和入渗速率发现,上段到下段左岸饱和入渗速率增大,右岸饱和入渗速率减小,反应出洪水在左岸冲刷严重,在右岸淤积。

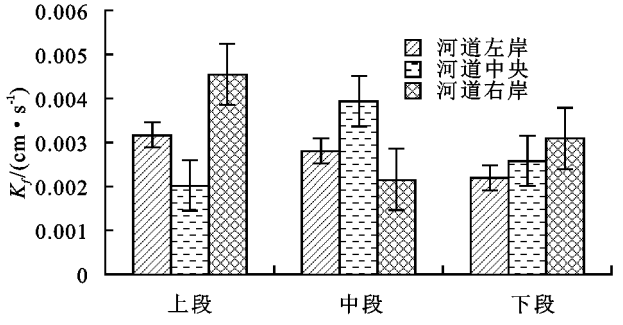


图 4　上段到下段饱和入渗速率变化

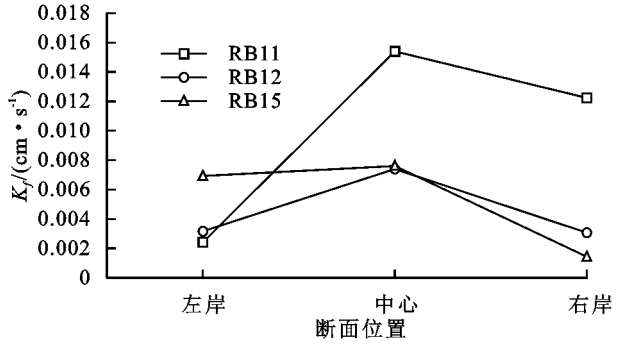


图 5　断面不同位置饱和入渗速率变化

### 2.3　高含沙洪水河道不同深度饱和入渗速率的变化

2.3.1　从上段到下段断面不同深度饱和入渗速率的变化　从图 6 可以看出,上段饱和入渗速率显著高于中段和下段,中段和下段饱和入渗速率在深度 60 cm 处差异较大。上段和中段饱和入渗速率均呈现先减小后增加再减小的变化趋势,而下段饱和入渗速率随深度增加呈增大趋势,在深度 40 cm 后显著增加。上、中、下段的平均深度饱和入渗速率分别为 0.008,0.002,0.003 cm/s,表现为上段>下段>中段。上段饱和入渗速率显著大于中下段的原因可能是洪水携带的泥沙在下游河道分选沉积,粗颗粒泥沙先沉积,细颗粒泥沙后沉积,由此导致的土壤孔隙度差异,从而造成饱和入渗速率的差别。上段和中段饱和入渗速率呈现先减小后增加再减小的变化趋势的原因可能是河道在近期发生过洪水,使上层 10—20 cm 土壤含水量较高,饱和入渗速率小,20—40 cm 土层的土壤颗粒较粗,孔隙度大,使饱和入渗速率增大,40—60 cm 土层的土壤为砂砾岩层,饱和入渗速率减小。

2.3.2　河床两侧与河床中心不同深度饱和入渗速率的差异　洪泉坝以下 5 个试验点的饱和入渗速率随沉积层深度的变化情况见图 7。从图 7 可以看出,整体上河床两侧的饱和入渗速率随深度的增加呈增大趋势。河床中心的饱和入渗速率随深度增加呈减小趋势,河床中心饱和入渗速率最大值为 0.013 cm/s,出现在 10 cm 深度处。但也存在不一致的情况,如 RBI1 河床中心的变化趋势恰好相反。对比左右岸沉积层的饱和入渗速率随深度增加的变化曲线,发现 RBI2 试验点其两岸的整体变化趋势相同,均为增大趋势,但相对应的各深度层的变化曲线相反,如 RBI2 试验点 10—20 cm 深度,左岸沉积层饱和入渗速率减小,而右岸沉积层饱和入渗速率增大,20—40 cm 深度,左岸沉积层饱和入渗速率增大,而右岸饱和入渗速率减小。河床左岸的饱和入渗速率大于河床右岸的饱和入渗速率,河床中心饱和入渗速率最大。

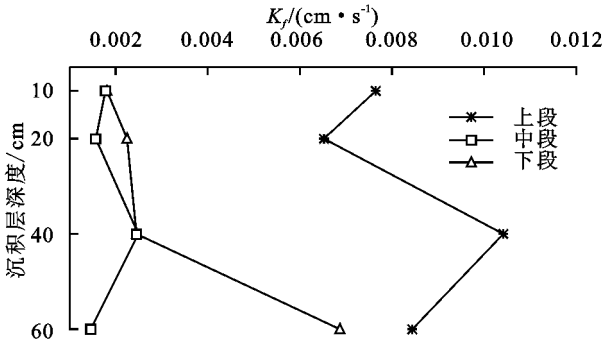


图 6　上段到下段不同沉积层深度饱和入渗速率变化

## 3　讨　论

### 3.1　高含沙洪水入渗区从上段到下段河道饱和入渗速率的差异

基于图 7 所示的河床中心和两侧饱和入渗速率随河床沉积层深度的变化以及 2.3.2 的分析,整体上,河床两侧的饱和入渗速率随河床沉积层深度的增加呈增大趋势,河床中心饱和入渗速率随河床沉积层深度的增大呈减小趋势。河床中心饱和入渗速率大于河床两侧,河床左岸饱和入渗速率大于河床右岸。

基于图 4 中所示的西土沟流域上段饱和入渗速率最大,中段次之,下段最小。原因在于当高含沙洪水发生时,上段河道冲刷严重形成窄深河槽[18],从上段到下段随着流量的减小和河道宽度的增加,洪水流速减小,携沙能力逐渐减弱,发生沿程泥沙分选,粗颗粒泥沙先淤积下来,越往下淤积的泥沙颗粒越细[24]。也有研究[15]表明,高含沙洪水泥沙沿程淤积时,泥沙粒径发生衰减,粗泥沙衰减较多,细泥沙衰减较少,也证明高含沙洪水从上段至下段粗颗粒泥沙先沉积,细颗粒泥沙后沉积。由于西土沟流域流经砂砾石区和库姆塔格沙漠,有着丰富的泥沙来源,洪水含沙量非常高,使得高含沙洪水在流动过程中由于流速和流量的变化,泥沙的分选沉积非常明显[25]。有研究[6,26-28]认为,砂粒含量高的土层,土壤颗粒间的孔隙度大或者说孔隙间的连通性较好,利于水分下渗。而结合西土沟流域从洪泉坝以下高含沙洪水的

淤积特性，上段多粗颗粒泥沙淤积，下段细颗粒泥沙淤积，上段粗颗粒沉积层孔隙度大于细颗粒沉积层，所以粗颗粒沉积层入渗速率大于细颗粒沉积层，洪水入渗速率高于下段。

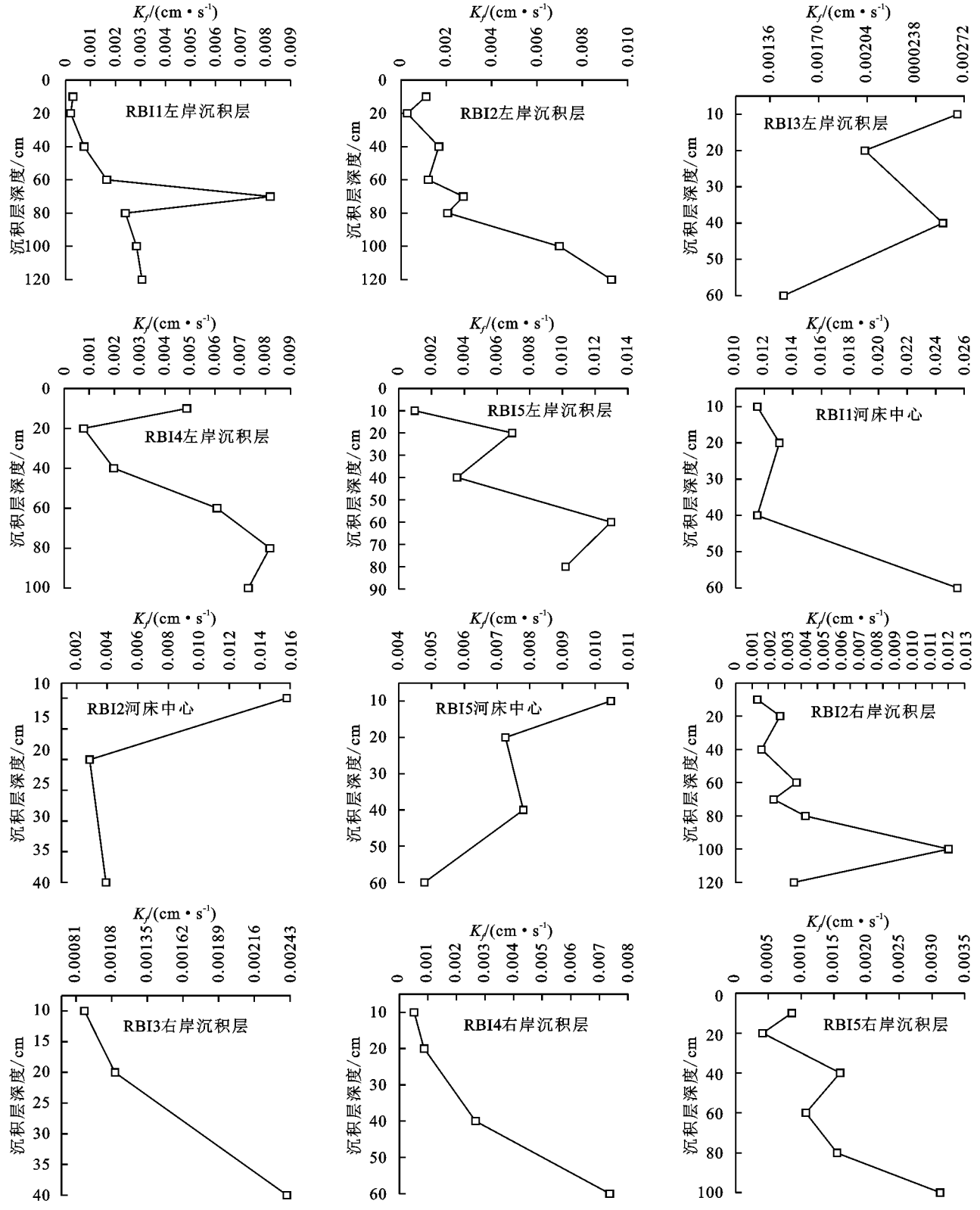


图 7 河床断面不同深度饱和入渗速率变化

### 3.2 高含沙洪水河道的沉积过程对饱和入渗速率的影响

在高含沙洪水入渗区共测定 4 个较深的河床沉积断面，测定的分辨率为 10 cm，最深断面为 270 cm。从图 8 可以看出，50 cm 以下的土壤饱和入渗速率整体上呈现增加趋势；而在 50 cm 以上 Q3 和 Q5 断面表现出先增大后减小，Q4 和 Q6 断面呈现出逐渐增加的趋势，这主要是由于 Q3 和 Q5 断面受到最近高含沙洪水入渗的影响，未达到稳定状态。不同深度饱和入渗速率的变化可以反映高含沙洪水河道的沉积过程。西土沟流域洪水

形成于上游山区的大暴雨,中游的地质结构为砂砾石层结构且流经库姆塔格沙漠,洪水的侵蚀作用强烈[29],致使该流域洪水携带大量泥沙,粗颗粒砂石先沉积,细颗粒泥沙后沉积。经过多年的河道冲刷,洪水携带的泥沙粒径逐渐变小,形成底部泥沙颗粒大,上层泥沙颗粒小的沉积特征。有研究[30-31]表明,土壤质地对入渗过程有显著性影响,土壤中含砂量越高,入渗速率越大。土壤的饱和入渗速率与土壤中的粗砂粒含量相关性最大。河道底部饱和入渗速率大于河道表层正是由于洪水冲於过程中上下层沉积的泥沙粒径大小不同。

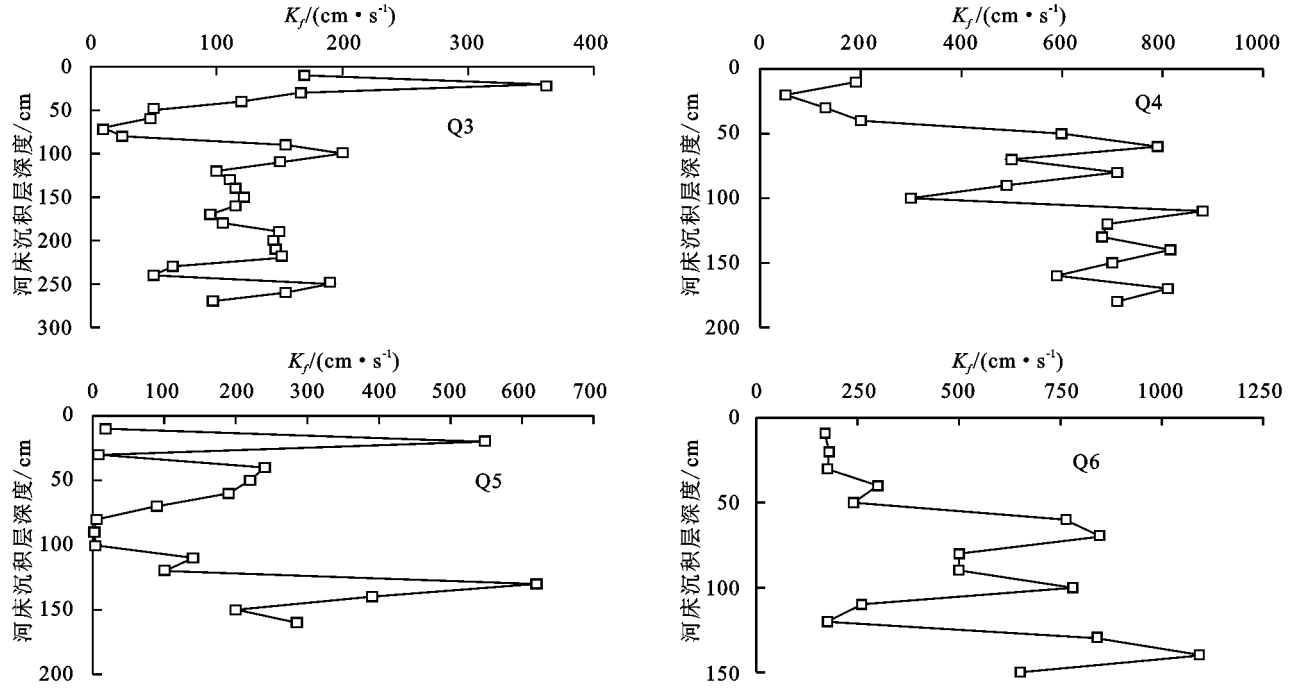


**图 8　饱和入渗速率随河床沉积层深度的变化**

### 3.3　不同水位高含沙洪水入渗速率差异模拟研究

可用不同压力水头下的地表入渗速率来模拟不同水位高含沙洪水的入渗速率变化过程。将洪水水位与地表入渗速率做一元线性拟合(图 9)。西土沟流域下游上段河道地表入渗速率显著高于中、下段,中、下段地表入渗速率相近。洪水水位与入渗速率的关系为:随洪水水位的升高,入渗速率呈线性增长。洪水水位与入渗速率的拟合关系式上段为:$y=0.102x+0.995$,$R^2=0.405\ 9$;中段拟合关系式为:$y=0.067x+1.349$,$R^2=0.362\ 1$;下段拟合关系式为:$y=0.04x+1.049$,$R^2=0.200\ 8$,均未通过 0.05 显著性检验。拟合关系式中:$x$ 表示洪水水位;$y$ 表示地表入渗速率。拟合方程的斜率为上段>中段>下段,说明随洪水水位的升高,地表入渗速率的增加速度在空间上表现为上段>中段>下段。用上、中、下段的回归方程可分别预测较高洪水水位下的地表入渗速率,当上段洪水水位分别达到 1,2 m 时,地表入渗速率分别可达 11.2,21.4 mm/min;同样,中段洪水水位分别达到 1,2 m 时,地表入渗速率分别可达 8.04,14.7 mm/min;下段洪水水位分别达到 1,2 m 时,地表入渗速率分别可达 5.1,9.0 mm/min。上段入渗速率随洪水水位变化的模拟值大于中、下段的原因在于:上段沉积的泥沙颗粒大,土壤质地疏松,土壤空隙度大,利于洪水下渗,而中、下段砂砾变细,质地紧实,土壤空隙小,导致入渗率小于上段。从整体来看,在高含沙洪水河道区,洪水水位的升高与地表入渗速率存在正向相关关系,即呈现随洪水水位越高,地表入渗率线性增长的特点。

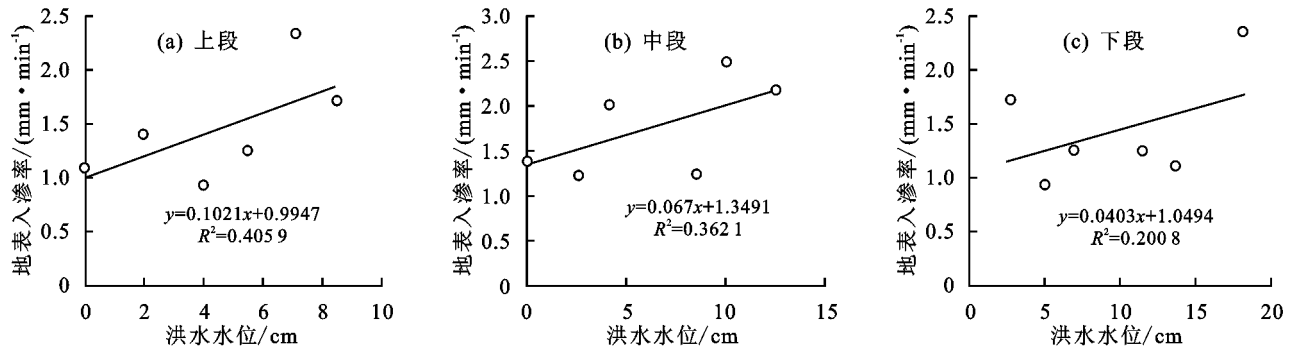


**图 9　不同洪水位下地表入渗速率变化**

## 4 结 论

(1)洪水水位与实测导水率 $k_u$ 呈指数拟合关系。西土沟流域下游饱和入渗速率的空间变化表现为上段(0.003 1 cm/s)>中段(0.002 9 cm/s)>下段(0.002 6 cm/s);上段到下段从 0—120 cm 不同深度的饱和入渗速率变化表现为上段大于中下段,中段和下段不同深度饱和入渗速率差异较小。整体上,河床两侧饱和入渗速率随深度的增加呈增大趋势,河床中心饱和入渗速率随深度的增加呈减小趋势。出现上述结果的原因在于高含沙洪水流动时随河道展宽、洪水流量减小和流速变小,所携带的泥沙沿程分选沉积,由此导致上、中、下段泥沙沉积层的孔隙度差异而引起饱和入渗速率变化。

(2)不同洪水水位下的高含沙洪水河道地表入渗速率的模拟研究表明该河道下游上段不同水位下的地表入渗速率大于中、下段。上、中、下段洪水水位达到 1 m 时,地表入渗速率分别可达 11.2,8.04,5.1 mm/min,当上、中、下段洪水水位达到 2 m 时,地表入渗速率分别可达 21.4,14.7,9.1 mm/min。洪水水位与地表入渗率呈现正向线性关系,即随洪水水位的升高,地表入渗率逐渐增大。

敦煌阳关西土沟流域是疏勒河流域的分支之一,其流域内沟多、坡陡、流程短,雨热时空变化差异大,暴雨集中,洪水来源多源,下垫面条件复杂等使得产汇流过程十分复杂。祁连山西段,阿尔金山东缘均为此类区域。因此,明确该流域高含沙洪水的入渗特性和机理,可为该区域洪灾防治和洪水资源化利用提供依据,为整个西北内陆河浅山区相同类型流域高含沙洪水入渗研究提供借鉴,为下一步洪水转化、疏流等研究工作提供理论基础。

**参考文献:**


[1] 陈学林,牛最荣,黄维东,等.敦煌西土沟沙漠洪水资源开发利用模式及成效分析[J].水文,2017,37(2):73-77.

[2] 何丹,马东豪,张锡洲,等.土壤入渗特性的空间变异规律及其变异源[J].水科学进展,2013,24(3):340-348.

[3] 刘澄静,角媛梅,高璇,等.哈尼梯田水源区不同景观类型土壤水分的入渗特性及影响因子[J].水土保持通报,2018,38(3):99-105.

[4] 刘芝芹,黄新会,王克勤.金沙江干热河谷不同土地利用类型土壤入渗特征及其影响因素[J].水土保持学报,2014,28(2):57-62.

[5] 徐勤学,李春茂,陈洪松,等.喀斯特峰丛坡地灌木林地与梯田旱地土壤水分入渗特征[J].农业工程学报,2018,34(8):124-131.

[6] 周维,张建辉.金沙江支流冲沟侵蚀区四种土地利用方式下土壤入渗特性研究[J].土壤,2006,38(3):333-337.

[7] 祝陈梦媛,付玉娟,姜国辉.不同地面处理下的降雨入渗规律研究[J].节水灌溉,2018(2):77-82.

[8] 雍晨旭,樊军,王胜.坡度对 3 种单环法测量坡地饱和导水率的影响[J].中国水土保持科学,2018,16(2):24-30.

[9] 朱良君,张光辉,任宗萍.4 种土壤入渗测定方法的比较[J].水土保持通报,2012,32(6):163-167.

[10] 何子森,肖培青,郝仕龙,等.黄丘区野外草被坡面土壤入渗参数变化规律与模拟研究[J].水土保持学报,2018,32(2):74-79.

[11] 汤英,周宏飞,徐利岗.荒漠植被影响下的沙地稳定入渗率变化特征[J].土壤通报,2009,40(2):235-239.

[12] 许丽,管瑶,孙海燕,等.极端干旱区小城镇绿地土壤水分入渗性能研究:以阿拉尔市为例[J].水资源与水工程学报,2017,28(4):240-244.

[13] Wang Y J, Jiang E H. Mechanism of amplifications of hyper-concentrated flood and criterion of its occurrence in the Lower Yellow River[C]//Mynett A. Proceedings of the 36th Iahr World Congress: Deltas of the Future and What Happens Upstream. Madrid: Iahr-Int Assoc Hydro-Environment Engineering Research, 2015:1925-1930.

[14] Zhang J L, Lian J J, Wang Y J. Discussion of mechanism of "River Bottom Stripping" of high sediment concentration floods of the Yellow River[C]//Shang H Q. Proceedings of the 1st International Yellow River Forum on River Basin Management. Zhengzhou: Yellow River Conservancy Press, 2003:447-457.

[15] 陈建国,李宜斌,赵华侠,等.黄河下游高含沙洪水不同粒径泥沙的输移特性[J].泥沙研究,1996(4):12-21.

[16] 费祥俊,吴保生.黄河下游高含沙水流基本特性与输沙能力[J].水利水电技术,2015,46(6):59-66.

[17] 江恩惠,韩其为,曹永涛,等.黄河河床物质层理淤积结构及沉积机理[J].人民黄河,2010,32(8):32-33.

[18] 张琳琳,张俊.高含沙水流特性和滩槽冲淤特征浅述[J].地下水,2015,37(4):125-130.

[19] Qin Y, Zhang X F, Wang F L, et al. Scour and silting evolution and its influencing factors in Inner Mongolian Reach of the Yellow River[J]. Journal of Geographical Sciences, 2011, 21(6):1037-1046.

[20] He L. Dramatic decrease in suspended sediment concentration carried by hyper-concentrated flood in the Lower Yellow River, China[C]//Xie L. Advanced Engineering and Technology III. Boca Raton: Crc Press-Taylor and Francis Group, 2017:145-150.

[21] Yang M D, Lin J Y, Yao C Y, et al. Landslide-induced levee failure by high concentrated sediment flow: A case of Shan-An levee at Chenyulan River, Taiwan [J]. Engineering Geology, 2011, 123(1/2):91-99.

[22] 覃淼,翟禄新,周正朝.桂北地区土地利用类型对土壤饱和导水率和持水能力的影响研究[J].水土保持研究,2015,22(3):28-32.


(下转第 85 页)

[12] 王丽园,查轩,黄少燕,等.不同雨强条件下坡度对红壤坡面侵蚀的影响[J].水土保持学报,2017,31(5):40-44.

[13] Smets T, Poesen J, Bhattacharyya R, et al. Evaluation of biological geotextiles for reducing runoff and soil loss under various environmental conditions using laboratory and field plot data[J].Land Degradation and Development,2011,22(5):480-494.

[14] 张祯尧,孙佳美,余新晓,等.栓皮栎林下枯落物减流减沙效应研究[J].水土保持学报,2016,30(3):55-58.

[15] Yan Y J, Dai Q H, Yuan Y F, et al. Effects of rainfall intensity on runoff and sediment yields on bare slopes in a karst area, SW China[J].Geoderma,2018,330:30-40.

[16] 邓龙洲,张丽萍,范晓娟,等.不同雨强和坡度下侵蚀性风化花岗岩母质坡地产流产沙特征[J].农业工程学报,2018,34(17):143-150.

[17] 冯秀,查轩,黄少燕.人工模拟降雨条件下花岗岩红壤坡面侵蚀过程与特征分析[J].中国水土保持科学,2014,12(1):19-23.

[18] 何子淼,肖培青,郝仕龙,等.黄丘区野外草被坡面土壤入渗参数变化规律与模拟研究[J].水土保持学报,2018,32(2):74-79.

[19] 吴佳,王林华,李占斌,等.黄土高原主要秋作物坡地降雨入渗特征参数研究[J].水土保持学报,2014,28(6):115-119.

[20] 姚冲,黄少燕,查轩,等.暴雨条件下典型红壤区不同恢复方式侵蚀过程与特征分析[J].水土保持学报,2018,32(5):58-63.

[21] 中华人民共和国国家质量监督检验检疫总局,国家标准化管理委员会.GB/T 15774—2008 水土保持综合治理效益计算方法[S].北京:中国标准出版社,2009.

[22] 汪有科,吴钦孝,赵鸿雁,等.林地枯落物抗冲机理研究[J].水土保持学报,1993,7(1):75-80.

[23] Wang L H, Dalabay N, Lu P, et al. Effects of tillage practices and slope on runoff and erosion of soil from the Loess Plateau, China, subjected to simulated rainfall[J].Soil and Tillage Research, 2017, 166:147-156.

[24] 李忠武,陆银梅,聂小东,等.基于坡面径流输沙模型的湘中红壤丘陵区土壤有机碳流失模拟研究[J].湖南大学学报(自然科学版),2015,42(12):115-124.

[25] 段剑,刘窑军,汤崇军,等.不同下垫面红壤坡地壤中流对自然降雨的响应[J].水利学报,2017,48(8):977-985.

[26] 王仁新,何丙辉,李天阳,等.汶川震区滑坡堆积体坡面土壤侵蚀率及水动力学参数研究[J].土壤学报,2016,53(2):375-387.

[27] 史倩华,李垚林,王文龙,等.不同植被措施对露天煤矿排土场边坡径流产沙影响[J].草地学报,2016,24(6):1263-1271.

[28] Miyata S, Kosugi K, Gomi T, et al. Effects of forest floor coverage on overland flow and soil erosion on hillslopes in Japanese cypress plantation forests[J].Water Resources Research,2009,45(6):192-200.

[29] 吴长文,王礼先.水土保持林中枯落物的作用[J].中国水土保持,1993(4):28-30.

[30] 何玉广,信忠保,余新晓,等.模拟降雨条件下侧柏林地枯落物对坡面产流产沙的影响[J].水土保持学报,2017,31(3):27-32.

[31] Seitz S, Goebes P, Zumstein P, et al. The influence of leaf litter diversity and soil fauna on initial soil erosion in subtropical forests[J].Earth Surface Processes and Landforms,2014,40(11):1439-1447.

(上接第 78 页)

[23] 张复兴.介绍法定计量单位常识和工厂常用的六个计量单位换算关系[J].建筑机械,1988(8):40-47.

[24] 钱宁.高含沙水流运动[M].北京:清华大学出版社,1989:96-101.

[25] 王平,侯素珍,张原锋,等.黄河上游孔兑高含沙洪水特点与冲淤特性[J].泥沙研究,2013(1):67-73.

[26] 陈娟,陈林,宋乃平,等.荒漠草原不同土壤类型水分入渗特征[J].水土保持学报,2018,32(4):18-23.

[27] 赵景波,陈颖,曹军骥,等.青海湖西北部土壤入渗规律研究[J].陕西师范大学学报(自然科学版),2011,39(3):90-96.

[28] Ta W Q, Wang H B, Jia X P. Aeolian process-induced hyper-concentrated flow in a desert watershed[J].Journal of Hydrology,2014,511:220-228.

[29] 席多龙,张百祖,张昌顺.敦煌西土沟流域水资源演变规律浅析[J].甘肃农业,2016(15):30-31.

[30] 郑策,卢玉东,郭建青,等.贺兰山西麓绿洲土壤水分的入渗特性[J].水土保持通报,2017,37(5):146-151.

[31] 姚淑霞,赵传成,张铜会.科尔沁不同沙地土壤饱和导水率比较研究[J].土壤学报,2013,50(3):469-477.