

DOI :10.3876/j.issn.1000-1980.2012.01.002

黄河源区土壤饱和水力传导度的实验室测定

郝振纯^{1,2}, 安贵阳^{1,2}, 王加虎¹, 李 丽¹, 孟 瑾^{1,2}

(1. 河海大学水文水资源学院, 江苏 南京 210098 ;

2. 河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室, 江苏 南京 210098)

摘要 : 为了获得黄河源区的土壤饱和水力传导度, 采用渗透筒法对黄河源区的 10 个土柱进行了土壤饱和水力传导度的实验室测定. 结果表明, 黄河源区土壤饱和水力传导度空间变异强烈, 各土柱之间饱和水力传导度差别较大, 沙性土较之黏性土更适合在实验室测定土壤饱和水力传导度. 黄河源区的土壤饱和水力传导度实验室测定值需要在累积出水量达到一定的量后才更为稳定和准确.

关键词 : 土壤饱和水力传导度, 黄河源区, 渗透筒法

中图分类号: S152.7 文献标志码: A 文章编号: 1000-1980(2012)01-0009-04

Laboratory measurement of soil saturated hydraulic conductivity in source region of Yellow River

HAO Zhen-chun^{1,2}, AN Gui-yang^{1,2}, WANG Jia-hu¹, LI Li¹, MENG Jin^{1,2}

(1. College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing 210098, China ;

2. State Key Laboratory of Hydrology-Water Resources and Hydraulic Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract : In order to obtain the soil saturated hydraulic conductivity in the source region of the Yellow River, laboratory experiments were conducted on ten undisturbed soil columns in the source region of the Yellow River using the penetration tube method. The results show that the soil saturated hydraulic conductivity in the source region of the Yellow River has significant spatial variation, there are great differences in the saturated hydraulic conductivity between soil columns, and sandy soil is more suitable for laboratory measurement of the soil saturated hydraulic conductivity than clay. The laboratory-measured values of the soil saturated hydraulic conductivity in the source region of the Yellow River in the will be stable and accurate after the accumulated outflow reaches a certain amount.

Key words : soil saturated hydraulic conductivity ; source region of Yellow River ; penetration tube method

土壤饱和水力传导度与孔隙介质的基本特征以及流体的某些物理性质(如黏度等)相关, 综合地反映了介质对流体的阻碍作用, 是土壤重要的物理性质之一^[1], 也是水利工程和农田排水系统设计等方面的重要参数之一^[2]. 不同地区的饱和水力传导度往往差异较大. 因为饱和水力传导度与土壤质地、相对密度、孔隙分布等因素的空间变化关系较大, 地区不同, 土壤质地、相对密度和孔隙分布等也不相同, 所以饱和水力传导度空间变异强烈^[3-4]. 饱和水力传导度同时也是水文模型的重要参数, 在水文建模中的应用较为广泛^[5-6], 其正确与否将影响水文模型的精度. 通常在土壤水分运动的数值运算中, 饱和水力传导度是必须确定的重要水分参数, 可以通过实验实测或数学模型获得^[7].

确定饱和水力传导度的方法主要有公式计算、实验室测定和田间直接测定 3 类. 因影响饱和水力传导度的因素多而复杂, 所以确定公式大多是经验性的, 在应用方面也无普遍意义. 田间直接测定比较成功的方法

收稿日期: 2010-09-25

基金项目: 国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2010CB951101); 国家自然科学基金(40830639, 50879016, 40801012); 水利部公益性行业科研专项经费(200801027); 河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室专项(1069-50985512)

作者简介: 郝振纯(1958—), 男, 山西翼城人, 教授, 博士, 主要从事水文水资源与气候变化影响研究. E-mail: hzchun@hhu.edu.cn

是双环法.双环法一般用于测定表土层的入渗能力,但也存在耗水量大和实际操作麻烦的缺点^[8].另一种田间直接测定的方法是利用圆盘渗透仪测定田间条件下的土壤饱和和水力传导度.该方法在测定时田间土壤饱和和水力传导度附加了一个负压,因而可控制土壤入渗空隙大小以及排除外部因素对测定的影响,操作简便且测定精度较高^[9].其他田间直接测定饱和和水力传导度的方法主要是圭尔夫渗透仪法、圭尔夫入渗仪法和渗透筒法^[10].实验室测定饱和和水力传导度的方法主要有定水头法和不定水头法2种^[11].黄河源区海拔较高,地形复杂,采样点取水较为困难,并不具备田间直接测定的条件,所以选择将采集的原状土柱放到实验室进行饱和和水力传导度的实验.同时由于实验室实验设备的限制,无法使用实验室测定的2种方法,所以最终利用渗透筒法在实验室进行饱和和水力传导度的测定.

黄河源区位于青藏高原,地势高峻,自然条件恶劣,生态系统极其脆弱.进入20世纪90年代以后,黄河源区水资源量急剧减少^[12],黄河源区水资源合理规划利用方面的研究比较迫切.研究黄河源区的饱和和水力传导度对全面认识源区的土壤水文特征和水文过程能起到很好的基础作用^[13].为了给黄河源区的农田规划和牧场排水系统设计提供依据,给下一步水文模型应用中的饱和和水力传导度参数的确定提供参考,笔者利用实验室测定方法对来自黄河源区10个采样点的原状土柱进行了饱和和水力传导度测定,并对测定结果进行了分析.

1 实验设计和取样

受本次实验条件和设备的限制,实验采用了渗透筒法.根据渗透筒法的原理,在饱和水分土壤中,土壤饱和和水力传导度

$$k_s = \frac{QL}{sth}$$

(1)

式中: Q ——累积出水量, mL; L ——饱和土层厚度, cm; s ——渗透筒横截面积, cm²; t ——达到累积出水量 Q 所需时间, h; h ——水层厚度, cm.

由式(1)可以看出,通过某一土层的水量与土层断面积、通过时间和水层厚度成正比,与渗透距离成反比.

黄河源区10个采样点的位置及土柱对应编号如图1所示.为了同时测定土壤水的其他特性,本次实验采用了分散取样和实验室集中测量的设计方法.实验所用10个原状土柱分别来自黄河源区的10个不同地区,其土壤粒径和有机质含量等都不相同.实验所用渗透筒为长1 m、直径0.25 m的钢套圆筒.取土过程中,土柱与渗漏筒壁贴合不严.为了使土柱能自然贴合筒壁,实验之前让土柱在自然降雨条件下进行雨水浸润.结果显示,1号、2号、4号和7号土柱的贴合效果较好,6号和8号土柱的贴合效果稍差,剩余土柱贴合效果较差.为此,对贴合效果不好的几个土柱进行了边缘填土处理.其中10号土柱填土处理失败,充分供水条件下没有水渗出,故不予讨论.

为了提高测量精度,每个土柱重复测量3次.具体测量方法为:充分供水条件下,土柱达到稳渗,利用500 mL量筒接收出水口的出水,累积出水量达到50 mL、100 mL、150 mL、200 mL、300 mL、500 mL时分别记下各自所累积使用的时间.

2 测定结果与分析

实验数据经处理后即得到以累积出水量为横轴、饱和和水力传导度为纵轴的散点图(图2).表1所示饱和和水力传导度为3次测量所得累积出水量达到500 mL时饱和和水力传导度的平均值.

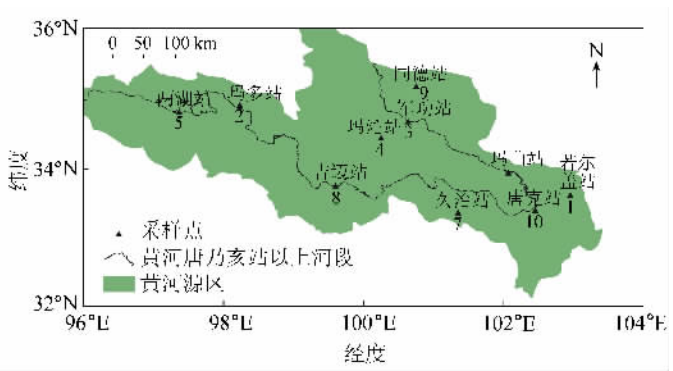


图1 黄河源区10个采样点位置
Fig. 1 Locations of ten sampling points in source region of Yellow River

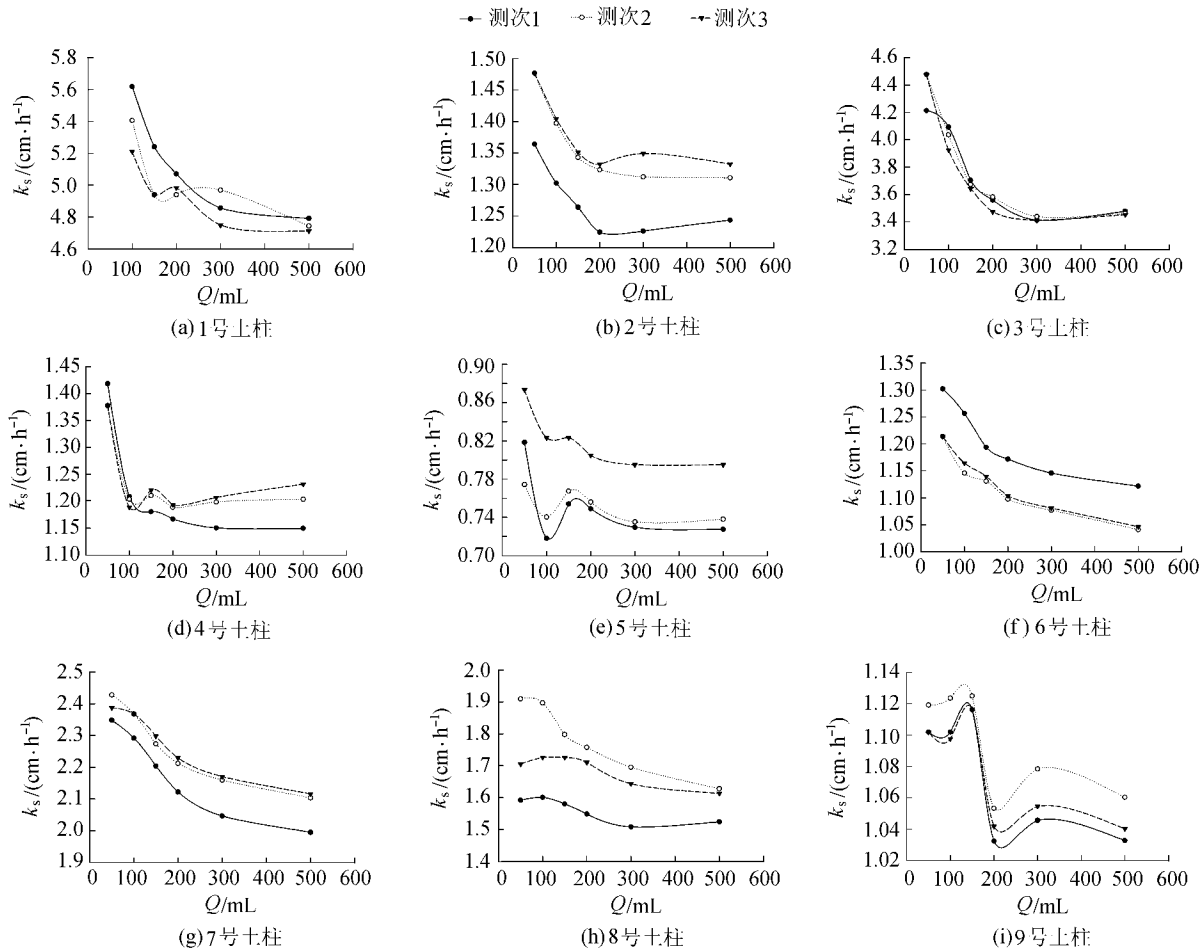


图 2 饱和水力传导度实验室测定结果

Fig. 2 Results of saturated hydraulic conductivity measured in laboratory

表 1 累积出水量达到 500 mL 时饱和水力传导度 3 次测量结果的平均值

Table 1 Average values of saturated hydraulic conductivity measured in laboratory for three times when accumulated outflow reached 500 mL

土柱编号	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$k_s/(cm \cdot h^{-1})$	4.75	1.30	3.46	1.19	0.75	1.07	2.07	1.59	1.04

由图 2 及表 1 可知,1 号和 3 号土柱的饱和水力传导度比其他土柱大,7 号土柱的饱和水力传导度也较大,在 2 cm/h 以上,以上 3 组土柱的土壤质地为沙性,曲线有较为明显的下降趋势,是一条呈前陡后平的曲线,累积出水量小于 300 mL 的曲线较陡,累积出水量大于 300 mL 的曲线趋于平缓,这说明实验过程中饱和水力传导度在累积出水量达到 300 mL 以后才趋于稳定。黏性土中饱和水力传导度相对较大的土柱也大多存在前陡后平这样一个趋势,虽然较饱和水力传导度大的几个土柱不明显,但仍说明累积出水量达到一定量以后测定结果才趋于稳定。5 号和 9 号土柱的饱和水力传导度最小,点状分布也最为杂乱,没有规律可循。上述结果说明沙性土取样后采用实验室测定方法结果比较准确且达到条件后结果趋于稳定,黏性土的测定结果较差、稳定性差。表 1 说明黄河源区土壤饱和水力传导度空间变异强烈。

综上所述,在实验室测定土壤饱和水力传导度有一定的可行性,因为沙性土的质地较粗,有良好的结构体,适合在实验室测定饱和水力传导度。而黏性土的质地细密,与渗漏筒壁贴合较差,边壁填土的不确定性也较大,不太适合在实验室测定饱和水力传导度。由实验结果散点图可以看出,实验开始阶段饱和水力传导度的值较大,之后有一个急速-缓慢减小的趋势(这可能是外部因素如量筒刻度不均匀等造成的测量误差),累积出水量达到 300 mL 以后土壤饱和水力传导度的值趋于稳定,故累积出水量达到一定量之后得到的饱和水力传导度会更为准确。

3 结 论

- a. 沙性土的土壤质地较粗,有良好的结构体,较之质地细密的黏性土,更适合在实验室测定土壤饱和水力传导度.
- b. 采用实验室测定方法测量黄河源区的土壤饱和水力传导度时,在累积出水量达到一定的量之后测量结果才更为稳定和准确.
- c. 黄河源区土壤饱和水力传导度空间变异强烈.

参考文献:

- [1] WANG C, MCKEAGUE J A, TOPP G C. Comparison of estimated and measured horizontal Ksat values[J]. Can J Soil Sci, 1985, 65: 707-715.
- [2] KAMMAR R S, RIZVI H A, AHMED M, et al. Measurement of field-saturated hydraulic conductivity by using Guelph and velocity Permeameters[J]. Transactions of the ASAE, 1989, 32(6): 1885-1890.
- [3] 陈明亮. 土壤饱和水力传导度的空间变异性[J]. 华中农业大学学报, 1986, 5(4): 365-372. (CHEN Ming-liang. Spatial variability of saturated hydraulic conductivity of soil[J]. Journal of Huazhong Agricultural University, 1986, 5(4): 365-372. (in Chinese))
- [4] 黄冠华. 土壤水力特性空间变异的试验研究进展[J]. 水科学进展, 1999, 10(4): 450-457. (HUANG Guan-hua. A review of experimental study on spatial variability of soil hydraulic properties[J]. Advances in Water Science, 1999, 10(4): 450-457. (in Chinese)).
- [5] 张丽娟, 秦富仓, 岳永杰, 等. SWAT模型灵敏性分析模块在云州水库流域的应用[J]. 水土保持通报, 2010, 30(3): 122-127. (ZHANG Li-juan, QIN Fu-cang, YUE Yong-jie, et al. Application of sensitivity analysis module of SWAT Model in Yunzhou Reservoir Basin[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2010, 30(3): 122-127. (in Chinese))
- [6] 胡和平, 杨志勇. 空间均化分层土壤入渗模型[J]. 中国科学: E辑 技术科学, 2009, 39(2): 324-332. (HU He-ping, YANG Zhi-yong. Spatial averaging layered soil water infiltration model[J]. Science in China: Series E Technological Sciences, 2009, 39(2): 324-332. (in Chinese))
- [7] 梁向锋, 赵世伟, 张扬, 等. 子午岭植被恢复对土壤饱和导水率的影响[J]. 生态学报, 2009, 29(2): 636-642. (LIANG Xiang-feng, ZHAO Shi-wei, ZHANG Yang, et al. Effects of vegetation rehabilitation on soil saturated hydraulic conductivity in Ziwoing Forest Area[J]. Acta Ecologica Sinica, 2009, 29(2): 636-642. (in Chinese))
- [8] 华孟, 王坚. 土壤物理学[M]. 北京: 北京农业大学出版社, 1993: 82-85.
- [9] 朱安宁, 张佳宝, 陈德立. 土壤饱和导水率的田间测定[J]. 土壤, 2000(4): 215-218. (ZHU An-ning, ZHANG Jia-bao, CHEN De-li. Field measurement of soil saturated hydraulic conductivity[J]. Soils, 2000(4): 215-218. (in Chinese))
- [10] GB 7838—87 森林土壤渗透性测定[S].
- [11] 霍丽娟, 李一菲, 钱天伟. 定水头法和降水头法测定黄土的饱和导水率[J]. 太原科技大学学报, 2010, 31(3): 256-259. (HUO Li-juan, LI Yi-fei, QIAN Tian-wei. Determination of saturated hydraulic conductivity of loess soil by constant-head method and falling-head method[J]. Journal of Taiyuan University of Science and Technology, 2010, 31(3): 256-259. (in Chinese))
- [12] 魏志, 蓝永超, 吴锦奎, 等. 黄河源区水资源对气候变化的响应[J]. 人民黄河, 2006, 28(3): 36-39. (WEI Zhi, LAN Yong-chao, WU Jin-kui, et al. Response of water resources to climate change at Source Region of Yellow River[J]. Yellow River, 2006, 28(3): 36-39. (in Chinese))
- [13] 王一博, 王根绪. 植被退化对高寒土壤水文特征的影响[J]. 冰川冻土, 2010, 32(5): 989-998. (WANG Yi-bo, WANG Gen-xu. The impact of vegetation degeneration on hydrology features of alpine soil[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2010, 32(5): 989-998. (in Chinese))