

测定时间对定水头法土壤饱和导水率的影响

姚毓菲^{1,2}, 邵明安^{2,3}

(1. 西北农林科技大学 资源环境学院 陕西 杨凌 712100 2. 西北农林科技大学 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 陕西 杨凌 712100 3. 中国科学院 地理科学与资源研究所 北京 100101)

摘要 为了探究测定时间对定水头法土壤饱和导水率(Saturated soil hydraulic conductivity K_s)测定结果的影响,采用室内模拟试验,以关中壤土为研究对象,测定原状土(1.5 g cm^{-3})及不同容重($1.2, 1.3, 1.4, 1.5, 1.6 \text{ g cm}^{-3}$)扰动土长时间序列下(45 d)的饱和导水率及出流液电导率,并在实验结束后将土样分层用吸管法测定颗粒组成。结果表明,饱和导水率测定值随时间先迅速降低,达到一个拐点(近稳定点)后缓慢降低至最终稳定。对于原状壤土,近稳定点(1.33 d) K_s 测定值 0.0762 cm h^{-1} 与终稳定点(4.42 d) K_s 值 0.0640 cm h^{-1} 差异不显著($P > 0.05$)。初步建议测定时间为1.5 d。原状土比同容重的扰动土先达到稳定且稳定时的 K_s 值更大。随着土壤容重增加, K_s 越快稳定(分别4.92、4.42、2.92、2.5、1.5 d),且稳定时 K_s 值越小。不同时刻出流液的电导率与饱和导水率极显著相关($P < 0.01$)。试验后粉粒含量随土样深度有所上升,说明土粒的膨胀与迁移对 K_s 测定的稳定时间均有影响。

关键词 饱和导水率;定水头法;壤土;稳定时间;电导率;颗粒分析

中图分类号 S152.7 文献标识码:A 文章编号 0564-3945(2015)02-0327-07

姚毓菲, 邵明安. 测定时间对定水头法土壤饱和导水率的影响[J]. 土壤通报, 2015, 46(2): 327-333

YAO Yu-fei, SHAO Ming-an. Effect of Measure Time on Soil Saturated Hydraulic Conductivity by Constant Head Method [J]. Chinese Journal of Soil Science, 2015, 46(2): 327-333

土壤饱和导水率是重要的土壤物理性质之一,反映了土壤入渗和渗漏性质,是计算土壤剖面水通量和排水工程设计的一个重要土壤水力参数^[1]。土壤饱和导水率决定了饱和土壤运移水分的最大能力,在土壤侵蚀、洪灾、土壤养分的再分配、动植物活动等过程中起关键作用^[2-5]。因此,准确获得饱和导水率是提高土壤水分运动模拟精度的关键^[6],具有重要的理论和实践意义。

目前测定饱和导水率的方法很多^[7],最常用的方法有圭夫仪法^[8,9]、定水头法^[10,11]、降水头法^[12]等。定水头法由于操作简便、花费少、适于大量样品的分析而被广泛采用^[13]。研究表明^[10,14],定水头法测定饱和导水率具有可重复性和准确性。 K_s 测定结果受到测定时间的影响,研究者们取测定时稳定的 K_s 值为准确的测定值,然而关于用定水头法获得稳定 K_s 的测定时间的结论并不一致。Pedescoll A为了获得准确的 K_s ,在供试土样中插入压力计,当压力计读数几乎不变时的测定值为准确的 K_s 值^[14]。Lewis C的阐述比较模糊, K_s 在经历几小时至几天的变化后达到稳定状态^[15]。有研究者将连续几次测定的数据中不变或变化很小的测定值作为最终结果^[16,17],或者在24 h或48 h后出流液流速

达到稳定状态时测定 K_s ^[18,19],然而这种定性描述并未提供具体的测量标准。霍丽娟研究黄土的饱和导水率时发现在测定的12 h内 K_s 略微上下波动^[20]。尹勤瑞研究盐碱土的饱和导水能力时发现 K_s 在试验进行7 h趋于稳定,16 h开始波动,46 h开始发生明显变化^[21]。以往研究以 K_s 测定时的稳定值为试验土样的 K_s 测定值,但是对于定水头法测定 K_s 时的稳定时间尚缺乏系统的研究。本研究以杨凌壤土为研究对象,采用定水头法测定了原状土及5个容重水平($1.2, 1.3, 1.4, 1.5, 1.6 \text{ g cm}^{-3}$)扰动土长时间序列下(45 d)的饱和导水率,研究饱和导水率与测定时间的定量关系,测定不同时刻出流液电导率值及实验结束后不同深度土壤的颗粒组成,进一步分析了可能影响测定饱和导水率的稳定时间的因素。以期为壤土饱和导水率的准确测定时间提供参考。

1 材料与方法

1.1 土壤采样与分析

供试土壤为黄土地区典型土壤壤土,土壤样品于2013年8月底采自陕西省杨陵区西北农林科技大学试验站,土地利用类型为农地。采样时除去耕层0~20 cm

收稿日期 2014-04-08;修订日期 2014-06-13

基金项目 国家自然科学基金项目“黄土高原小流域土壤水分植被承载力模拟研究”(E090103)资助

作者简介 姚毓菲(1991-),女,陕西省西安市人,硕士研究生,主要从事土壤物理方面的研究。E-mail: yufyao@gmail.com

土壤,用 100 cm³ 环刀取原状土,采完原状土后在周围取适量土样带回实验室,自然风干后测定机械组成,研磨过 1 mm 筛备用。质地判断采用美国农业部颗粒成分分级标准,供试土壤的颗粒百分比为砂粒占 25.863%,粉粒占 50.919%,黏粒占 23.218%,属于粉壤土。

1.2 测定方法

土样在蒸馏水中充分饱和后,用定水头法测得原状土(1.5 g cm⁻³)及不同容重(1.2、1.3、1.4、1.5、1.6 g cm⁻³)扰动土的土壤饱和导水率,每个处理设置 3 个重复。用马氏瓶供蒸馏水($EC = 0$),维持水头在 4 cm。实验开始后每间隔 30 min 测定出流水量并记录水温,用 DDS-309 型数字电导率仪测定出流液电导率。随着时间的延长,可相应将测定间隔时间增大,试验进行 45 d。试验结束后将土样分层(每 1 cm 一层,共五层),采用吸管法测定其颗粒组成。

1.3 数据处理

用回归分析法分析饱和导水率和测定时间的定量关系,用相关分析法分析各时刻出流液电导率与饱和导水率的关系。所有数据处理和分析均是在 EXCEL 2007 和 SPSS 16.0 软件下完成,图像绘制在 SigmaPlot

10 软件下完成。

2 结果与分析

2.1 原状土与扰动土饱和导水率的时间过程曲线

图 1a、图 1b 描述了原状土及同容重扰动土(1.5 g cm⁻³)饱和导水率随时间的变化过程。可以看出,无论是原状土还是扰动土, K_s 随测定时间均呈现出先迅速降低,达到一个明显的拐点,然后缓慢降低并趋于稳定的变化规律。实验开始后,原状土的饱和导水率从 0.4818 cm h⁻¹ 大幅度降低到 0.0762 cm h⁻¹,相同容重的扰动土降低幅度相对较小,从 0.0721 cm h⁻¹ 降到 0.0369 cm h⁻¹;原状土比扰动土达到稳定状态时间要短,达到近稳定原状土和扰动土分别需要 1.33 和 2.5 d,达到终稳定时分别需要 4.42 和 20.92 d。由于原状土和扰动土在容重上保持一致,总孔隙度相同,而主要的差别是两者在孔隙的大小分布上不同,影响饱和导水率的主要因素是大孔隙的数量^[22],原状土壤未经破坏,存在较多大孔隙,而对于扰动土来说,过筛破坏了土壤孔隙和团粒结构,只剩下均匀一致的土壤颗粒,其导水率明显降低。

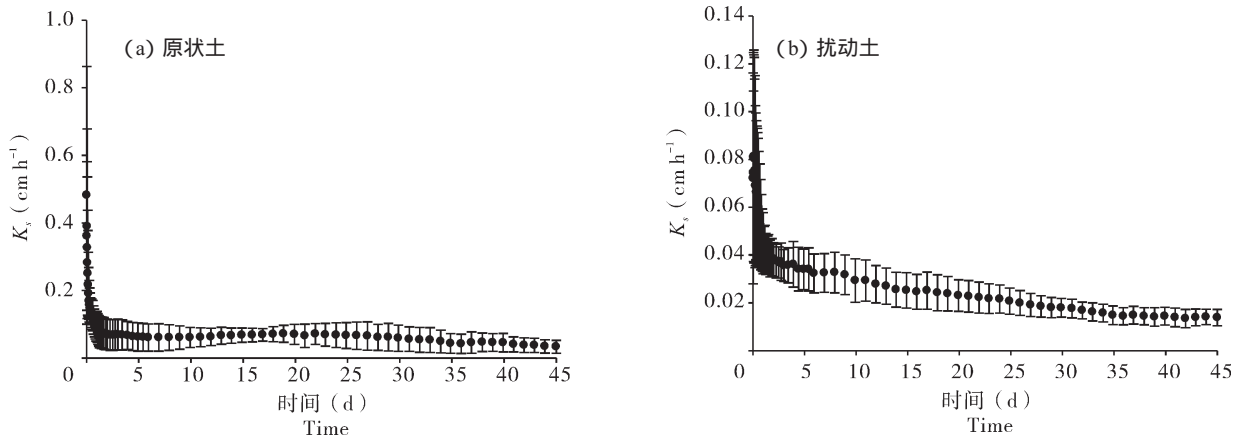


图 1 原状土及同容重扰动土 K_s 随时间变化过程

Fig. 1 Temporal variation of K_s in undisturbed soil and disturbed soil with identical bulk density

本研究表明测定时间对饱和导水率测定值有重要影响。 K_s 随测定时间先迅速降低,达到一个拐点后缓慢降低至终稳定。值得我们思考的是,测定的最终稳定值与试验末 K_s 差异不显著,在数值上来说更为稳定,符合研究者们所期待的稳定的饱和导水率^[14-19],但是水流在相当长的时间内对土壤样品的淋洗不断交换出土壤溶液的离子,土壤颗粒随水流的迁移会对土壤结构有影响,在土壤质地和结构不变的情况下, K_s 是一个定值^[7]。终稳定的 K_s 能否代表原土壤样品值得商榷。此外,由近稳定到终稳定需要相当长的时间,测定至终稳定耗费大量的人力物力,并且重复之间的误差大于

或接近由近稳定至终稳定的 K_s 变化值。原状壤土 1.33 d 达到近稳定的 K_s (0.0762 cm h⁻¹)与经过 4.42 d 后达到终稳定 K_s (0.064 cm h⁻¹),两者差异不显著($P < 0.05$)(表 1),初步建议壤土测定 1.5 d 以获得比较可靠的土壤饱和导水率。此外,以往有研究者每隔 30 min 或 10 min 测定出流水量,直到出流量保持稳定^[13,17],但是在本研究中发现,间隔较短的时间测定的 K_s 值变化很小,有时甚至不变,但是随时间进行 K_s 仍在变化,因此建议在出流量保持稳定后继续测定一段时间,获得较为准确的 K_s 。

表 1 饱和导水率测定过程的关键时间点及 K_s 值Table 1 The key time points and their K_s values during the measurement of saturated hydraulic conductivity

土壤类型 Soil types	容重(g cm^{-3}) Bulk density	初始值 Initial values		近稳定值 Nearly stable values		终稳定值 Stable values		试验末值 Final values	
		$T(\text{d})$	$K_s(\text{cm h}^{-1})$	$T(\text{d})$	$K_s(\text{cm h}^{-1})$	$T(\text{d})$	$K_s(\text{cm h}^{-1})$	$T(\text{d})$	$K_s(\text{cm h}^{-1})$
原状土	1.5	0	0.4818	1.33	0.0762	4.42	0.064	45	0.0333
扰动土	1.2	0	1.4984	4.92	0.1648	24.88	0.066	45	0.0303
	1.3	0	0.3181	4.42	0.1300	22.88	0.068	45	0.0414
	1.4	0	0.0798	2.92	0.0397	21.92	0.033	45	0.0280
	1.5	0	0.0721	2.50	0.0369	20.92	0.022	45	0.0138
	1.6	0	0.0559	1.50	0.0316	15.88	0.021	45	0.0175

2.2 不同容重水平扰动土饱和导水率的时间过程曲线

容重对土壤水分运动及动力学参数有显著影响,其影响程度在土壤饱和状态时更为明显。对于所有的扰动土来说,土壤孔隙往往由土壤容重决定,因而导致土壤饱和导水率的不同。图 2 描述了不同容重(1.2、1.3、1.4、1.5、1.6 g cm^{-3})扰动土的 $\text{Log}_{10} K_s$ 随时间的变化过程。结果表明,不同容重条件下,容重越小, K_s 越大,这与以往研究结果一致^[23],时间过程曲线与原状土相似,所有水平扰动土的饱和导水率呈现出随时间先迅速降低达到明显拐点后缓慢降低至稳定的变化趋势,容重越小,饱和导水率降低幅度越大, K_s 初始测定值和稳定测定值越大,达到稳定状态所需时间越长,分别需要 4.92、4.42、2.92、2.5 和 1.5 d 达到近稳定(表 1)。土粒的吸水膨胀和迁移堵塞孔隙,容重越小,单位过水断面的孔隙越多,土粒越少,颗粒迁移堵塞孔隙至稳定状态需要更长时间, K_s 越晚达到稳定状态。

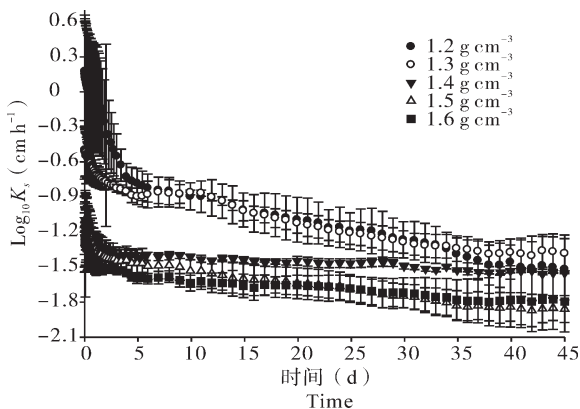
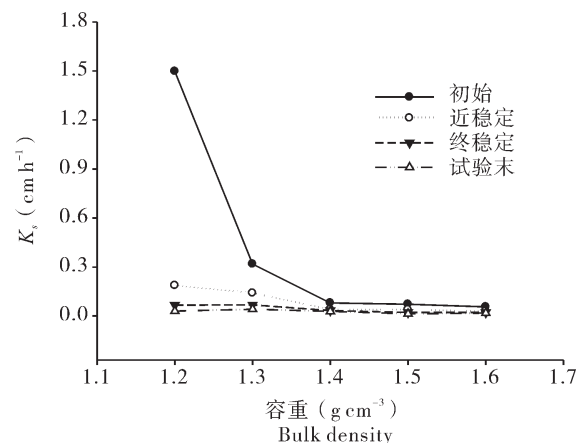
图 2 不同容重水平扰动土 $\text{Log}_{10} K_s$ 随时间变化过程Fig. 2 The temporal variation of $\text{Log}_{10} K_s$ in disturbed soil with different bulk density

图 3 描述了四个特定测定时间(初始、近稳定、终稳定、试验末)饱和导水率与容重的关系。容重越小,饱和导水率四个特定时间点的测定值差别越大,说明测定时间对容重小的扰动土影响更大,容重越小土壤结构改变越大。从特定时间点 K_s 测定值来说,在终稳定点

容重 1.2、1.3、1.4 g cm^{-3} 扰动土,容重 1.4、1.5、1.6 g cm^{-3} 扰动土差异不显著,在试验末所有容重水平扰动土差异不显著;从每个容重水平土样不同测定时间的 K_s 来说,所有容重土样在终稳定和试验末的 K_s 差异不显著。说明定水头法测定饱和导水率时,水流逐渐改变土壤内部的结构,削弱因容重不同造成的土壤结构的差异对饱和导水率测定结果的影响。

图 3 特定测定时间 K_s 与容重的关系Fig. 3 The relationship between K_s and soil bulk density at particular monitoring time points

2.3 饱和导水率与测定时间的定量关系

通过以上实验结果可知, K_s 测定值与测定时间有着密切的联系。采用指数函数拟合 K_s 与测定时间的关系,其方程表达式为:

$$K_s = a \times \exp(bt) + c \quad (1)$$

式中: K_s —饱和导水率(cm h^{-1}); t —测定时间(h); a 、 b 、 c —均为拟合系数。

所有拟合方程决定系数都在 0.9 以上,说明指数函数能够较好地描述 K_s 与测定时间的关系,具体参数见表 3。将方程表达式一阶求导,方程表达式如下:

$$K_s' = ab \times \exp(bt) \quad (2)$$

系数 a 与 b 的乘积是反映测定时间对 K_s 影响程度的指标,系数 c 为测定时间趋于无限大时的 K_s 值,在此我们视为最终稳定值。由表 2 看出,原状土的 $|ab|$

值最大,大于相同容重的扰动土,表明测定时间对原状土的影响更大;总体来说,扰动土中容重越小 $|ab|$ 值越大,测定时间对 K_s 测定结果的影响越大,这与图3一致。

表 2 饱和导水率与时间的回归分析

Table 2 Regression analysis of K_s and time

土壤类型 Soil types	容重 Bulk density (g cm^{-3})	a	b	c	R^2	P	$ ab $
原状土	1.5	0.396	-4.757	0.064	0.958	< 0.01	1.884
扰动土	1.2	1.295	-0.514	0.066	0.988	< 0.01	0.666
	1.3	0.215	-0.303	0.068	0.923	< 0.01	0.065
	1.4	0.030	-0.443	0.030	0.906	< 0.01	0.013
	1.5	0.057	-0.675	0.022	0.923	< 0.01	0.038
	1.6	0.035	-0.986	0.021	0.909	< 0.01	0.035

2.4 出流液电导率 EC 与 K_s 的关系

图 4 描述了出流液的电导率值随时间的变化过程。可以看出,在实验开始后的较短时间出流液电导率上升,而后与 K_s 随时间的变化规律相似,也呈现出短时间内迅速降低达到拐点后基本不变的变化趋势,将达到拐点后至试验末 EC 的平均值作为其稳定值。不同容重水平扰动土出流液 EC 初始值接近,而原状土要大近三倍。这说明原状土孔隙状况良好,土壤离子更易被淋洗。扰动土结构被破坏,容重越小,孔隙度越大,

更易淋洗,因此越早达到最大值和稳定值(表 3)。与 K_s 随时间的变化规律相比较我们可以发现(1)各时刻 K_s 与 EC 在 $P < 0.01$ 极显著相关,说明出流液的电导率能较好的表征饱和导水率测定值的变化(2)无论是 K_s 还是 EC,原状土比同扰动土更早达到拐点(3)容重越小 EC 越早达到拐点,而 K_s 却越晚达到拐点,两者规律相反,并且 K_s 达到拐点后仍缓慢降低,而 EC 达到拐点后基本不变并随测定时间的延长略微上升,说明土壤离子的淋洗只是 K_s 稳定的原因之一。

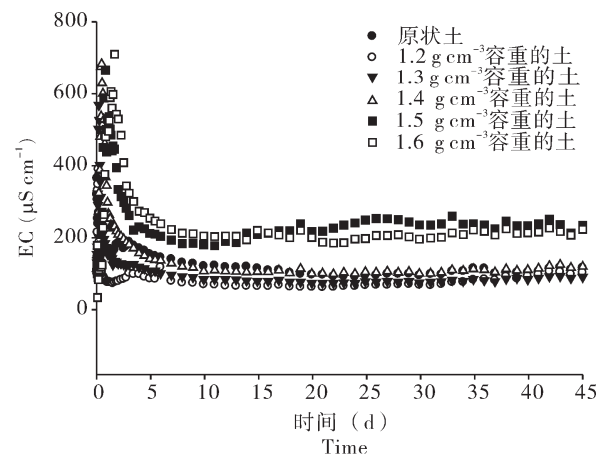


图 4 出流液 EC 的时间过程曲线

Fig. 4 The time course curve of outflow EC

表 3 饱和导水率测定过程的关键时间点及 EC 值

Table 3 The key time points and their EC values during the measurement of saturated hydraulic conductivity

土壤类型 Soil types	容重 (g cm^{-3}) Bulk density	初始值 Initial values		最大值 Maximum values		稳定值 Stable values		试验末值 Final values	
		T (d)	EC ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	T (d)	EC ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	T (d)	EC ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	T (d)	EC ($\mu\text{S cm}^{-1}$)
原状土	1.5	0	320.0	0.04	365.0	1.50	123.5	45	116.4
扰动土	1.2	0	109.8	0.17	390.5	1.25	79.0	45	103.1
	1.3	0	154.2	0.21	568.3	2.00	89.4	45	90.4
	1.4	0	114.0	0.46	682.7	4.42	110.9	45	119.3
	1.5	0	110.3	0.83	665.7	5.92	225.3	45	234.0
	1.6	0	123.1	1.67	709.5	6.92	207.3	45	223.5

随饱和导水率的增加,出流液电导率不断降低,这与前人研究结果一致^[18,21]。一般来说,每种黏土矿物都会吸水膨胀,黏土矿物的水化膨胀受三种作用力的制约,这三种力是表面水化力、渗透水化力和毛管作用力。由于晶层之间的阳离子浓度大于溶液内的阳离子浓度,因此发生浓度差扩散,进入层间,从而形成扩散双电层。渗透膨胀引起的体积增加比晶格膨胀大得多,根据 Gouy-Chapman 扩散双电层理论,渗透膨胀的晶面间距变化与离子浓度平方根的倒数线性相关^[24]。李成保研究表明^[25],电导率可以表征离子与表面反应过程,是揭示土壤胶体颗粒表面与离子之间相互作用的

一种有效工具。因此用出流液的电导率可以反映土壤中电解质的变化。最初蒸馏水对土壤中电解质的迅速的稀释,土壤溶液浓度迅速降低,可交换阳离子迁出,渗透膨胀引起晶面间距迅速变大,增大扩散双电层,颗粒膨胀。也有研究者用电导率的量级反映膨胀土的膨胀等级,当土壤含水量一定时电导率是一个相对稳定的值,自由膨胀率和电导率均与土壤的阳离子交换量、比表面积等电化学特性密切相关,土样的电导率与自由膨胀率呈较好的线性关系,电导率增大,自由膨胀率增大^[26]。土壤溶液中离子的淋洗影响土壤结构,进一步影响了 K_s 的测定值,在 EC 基本稳定后 K_s 仍在缓慢

降低,可能说明土粒膨胀的作用削弱,细颗粒随水流迁移影响 K_s 。

2.5 试验后土样不同深度的颗粒组成的变化

试验结束后解剖供试土壤样品(每 1 cm 一层),并采用吸管法测定其颗粒组成,定量研究颗粒的运移对饱和和导水率测定结果的影响。表 4 列出了不同层次土壤样品的颗粒组成。与实验前土壤的颗粒组成(砂粒 25.863%,粉粒 50.919%,黏粒 23.218%)相比,总体来说各容重的扰动土每层的粉粒含量略有上升,砂粒含量略有下降,黏粒含量基本不变,并且容重越小粉粒上升及砂粒降低的幅度就越大;原状土每层的砂粒和粉粒含量也存在同样的变化规律,但变化幅度较大(粉粒平均增大 1.21 倍,砂粒平均减小 2.36 倍),不同的是原状土每层的黏粒含量略有上升(平均增大 1.17 倍)。原状土颗粒变化幅度大于扰动土,容重越小,颗粒变化的程度越大,这与原状土 K_s 测定值降幅大于扰动土,扰动土容重越小 K_s 降幅越大的规律一致。在稀释的电解

质浓度控制下,土壤将产生较强的电场,由此而产生颗粒之间较强的静电斥力和水合斥力克服了团聚体组成的颗粒之间的长程范德华引力而使土壤团聚体被分散^[27]。产生的小颗粒随着水流向下迁移,迅速的堵塞了土壤孔隙,使饱和和导水率迅速降低。从实验结束后各土样不同深度的颗粒组成上看,黏粒含量基本不变,粉粒含量随土层深度的增大而增大,在 2~4 cm 深度值最大,砂粒含量在相应深度减小,第 4~5 cm 深度的黏粉粒含量略有下降,说明实验中细颗粒的迁移影响了饱和和导水率的测定结果。以往的研究着重提出了黏粒吸水膨胀并迁移堵塞孔隙的作用^[28],但是本实验发现在迁移中粉粒也随水流运移,而黏粒没有明显的变化规律。这可能因为在土粒在水流作用下的物理及化学分散作用破碎,各粒级颗粒含量与原土样不同,并且不同粒级土粒在多孔介质中的截留迁移特征不同^[29]导致研究结果的差异。

表 4 试验结束后不同深度土壤的颗粒组成

Table 4 The particle sizes of soil at different depths at the end of the experiment

土壤类型 Soil types	容重 (g cm^{-3}) Bulk density	粒径 Particle sizes	土层深度 Soil depths				
			0~1 cm	1~2 cm	2~3 cm	3~4 cm	4~5 cm
原状土	1.5	砂粒 (%)	13.5	9.9	8.3	5.6	7.0
		粉粒 (%)	59.2	63.2	64.8	71.8	66.2
		黏粒 (%)	27.3	26.9	26.9	22.6	26.8
扰动土	1.2	砂粒 (%)	19.6	17.8	15.4	16.8	20.4
		粉粒 (%)	56.1	57.2	59.7	58.4	59.0
		黏粒 (%)	24.3	25.0	24.9	24.8	20.6
	1.3	砂粒 (%)	20.5	22.2	17.9	19.6	23.3
		粉粒 (%)	56.8	54.4	58.7	57.3	53.4
		黏粒 (%)	22.7	23.4	23.4	23.1	23.3
	1.4	砂粒 (%)	21.2	19.4	14.4	22.3	22.6
		粉粒 (%)	55.9	61.8	63.5	58.0	55.9
		黏粒 (%)	22.9	18.8	22.1	19.7	21.5
	1.5	砂粒 (%)	22.2	21.1	18.2	24.8	25.2
		粉粒 (%)	54.2	56.0	59.8	53.0	53.0
		黏粒 (%)	23.6	22.9	22.0	22.2	21.8
1.6	砂粒 (%)	25.8	22.9	20.0	23.9	25.4	
	粉粒 (%)	51.6	55.0	58.4	53.5	52.7	
	黏粒 (%)	22.6	22.1	21.6	22.6	21.9	

3 结论

理论上讲,每个土壤样品应该有一个唯一 K_s 。 K_s 的测定结果受到样品尺度、测定方法(包括测定时间)等因素的影响。定水头法测定饱和和导水率时,土壤中可交换离子不断被交换迁出,土粒膨胀迁移,影响土样结构。实验开始后,土粒的膨胀与迁移作用强烈, K_s 剧烈变化,随测定时间的延长,其作用减弱,获得的稳定的

K_s 值为实验测定值。

饱和和导水率呈现出随测定时间先迅速降低,达到一个明显的拐点,然后缓慢降低并趋于稳定的规律,饱和和导水率与时间的关系可用指数函数描述,且出流液电导率与饱和和导水率极显著相关。原状土比相同容重的扰动土的 K_s 值随时间下降剧烈并且先达到近稳定,并且趋于稳定时 K_s 值更大。对于不同容重水平的扰动土,容重越大, K_s 越先达到近稳定,并且趋于稳定时的

K_s 越小。土粒的吸水膨胀与运移影响 K_s 测定的稳定时间及结果, 初步建议关中壤土饱和导水率的测定时间为 1.5 d。

参考文献:

- [1] FARES A, ALVA A, NKEDI-KIZZA P, et al. Estimation of soil hydraulic properties of a sandy soil using capacitance probes and guelph permeameter[J]. Soil Science, 2000, 165(10): 768 - 777.
- [2] EHIGIATOR O, ANYATA B. Effects of land clearing techniques and tillage systems on runoff and soil erosion in a tropical rain forest in nigeria. Journal of environmental management[J].2011, 92(11): 2875 - 2880.
- [3] YANG J L, ZHANG G L. Water infiltration in urban soils and its effects on the quantity and quality of runoff [J]. Journal of Soils and Sediments, 2011, 11(5): 751 - 761.
- [4] ARMSTRONG A, QUINTON J, FRANCIS B, et al. Controls over nutrient dynamics in overland flows on slopes representative of agricultural land in northwest Europe[J]. Geoderma, 2011, 164(1): 2 - 10.
- [5] LIMA M P, SOARES A M, LOUREIRO S. Combined effects of soil moisture and carbaryl to earthworms and plants: Simulation of flood and drought scenarios [J]. Environmental Pollution, 2011, 159(7): 1844 - 1851.
- [6] ARTHUR E, RAZZAGHI F, MOLDRUP P, et al. Simple predictive models for saturated hydraulic conductivity of technosands [J]. Soil Science, 2012, 177(3): 153 - 157.
- [7] 樊军, 邵明安, 王全九. 田间测定土壤导水率的方法研究进展[J]. 中国水土保持科学, 2006, 4(2): 114 - 119.
- [8] KODEŠOVÁ R, ŠIMŮNEK J, NIKODEM A, et al. Estimation of the dual-permeability model parameters using tension disk infiltrometer and guelph permeameter[J]. Vadose Zone Journal, 2010, 9(2): 213 - 225.
- [9] 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.
- [10] KNOWLES P, DAVIES P A. A method for the in-situ determination of the hydraulic conductivity of gravels as used in constructed wetlands for wastewater treatment [J]. Desalination and water treatment. 2009, 5(1-3): 257 - 266.
- [11] KNOWLES P, GRIFFIN P, DAVIES P A. Complementary methods to investigate the development of clogging within a horizontal sub-surface flow tertiary treatment wetland [J]. Water research. 2010, 44(1): 320 - 330.
- [12] PEDESCOLL A, UGGETTI E, LLORENS E, et al. Practical method based on saturated hydraulic conductivity used to assess clogging in subsurface flow constructed wetlands [J]. Ecological Engineering, 2009, 35(8): 1216 - 1224.
- [13] 胡伟, 邵明安, 王全九. 取样尺寸对土壤饱和导水率测定结果的影响[J]. 土壤学报, 2005, 42(6): 1040 - 1043.
- [14] PEDESCOLL A, KNOWLES P R, DAVIES P, et al. A comparison of in situ constant and falling head permeameter tests to assess the distribution of clogging within horizontal subsurface flow constructed wetlands[J]. Water, Air, & Soil Pollution, 2011, 223(5): 2263 - 2275.
- [15] LEWIS C, ALBERTSON J, XU X, et al. Spatial variability of hydraulic conductivity and bulk density along a blanket peatland hillslope[J]. Hydrological Processes, 2012, 26(10): 1527 - 1537.
- [16] FODOR N, S?NDOR R, ORFANUS T, et al. Evaluation method dependency of measured saturated hydraulic conductivity [J]. Geoderma, 2011, 165(1): 60 - 68.
- [17] 谭帅, 周蓓蓓, 王全九. 纳米碳对扰动黄绵土水分入渗过程的影响[J]. 土壤学报, 2014, 51(2): 68 - 74.
- [18] 迟春明, 王志春. 苏打碱土盐分淋洗与饱和导水率的关系[J]. 土壤学报, 2010, 47(2): 374 - 377.
- [19] GWENZI W, HINZ C, HOLMES K, et al. Field-scale spatial variability of saturated hydraulic conductivity on a recently constructed artificial ecosystem[J]. Geoderma, 2011, 166(1): 43 - 56.
- [20] 霍丽娟, 李一菲, 钱天伟. 定水头法和降水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): 257 - 259.
- [21] 尹勤瑞, 张兴昌, 王丹丹. 初始含水量对盐碱土饱和导水能力和盐分淋洗的影响[J]. 水土保持通报, 2011, 31(3): 71 - 74.
- [22] 许秀云. 粘质红壤的导水率[J]. 土壤, 1994, 26(1): 22 - 25.
- [23] 吕殿青, 邵明安, 刘春平. 容重对土壤饱和和水分运动参数的影响[J]. 水土保持学报, 2006, 20(3): 154 - 157.
- [24] 赵杏媛, 张有瑜. 粘土矿物与粘土矿物分析 [M]. 北京: 海洋出版社, 1990.
- [25] 李成保. 土壤电导研究及应用[J]. 土壤学进展[J]. 1989, 17(1): 1 - 8.
- [26] 龚壁卫, 鞠佳伟, 叶艳雀. 用电导率测定自由膨胀率的方法研究[J]. 岩土工程学报, 2011, 33(8): 1280 - 1283.
- [27] 李嵩. 土壤电场对团聚体破裂及土壤侵蚀的影响 [D]. 重庆: 西南大学, 2012.
- [28] 李孝良, 陈孝民, 周炼川, 等. 西南卡斯特地区土壤饱和导水率及其影响因素研究[J]. 排水灌溉学报, 2008, 27(5): 74 - 76.
- [29] 杜丽娜, 邵明安, 魏孝荣, 等. 砂质多孔介质中土壤颗粒的迁移[J]. 土壤学报, 2014, 51(1): 49 - 57.

Effect of Measure Time on Soil Saturated Hydraulic Conductivity by Constant Head Method

YAO Yu-fei^{1,2}, SHAO Ming-an^{2,3}

(1.College of Resource and Environment, Northwest A & F University, Yangling 712100, China 2.State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Agriculture on the Losses Plateau, Northwest A & F University, Yangling 712100, China ; 3.Institute of Geographical Sciences and Natural Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101,China)

Abstract: The effect of measuring time on soil hydraulic conductivity was analyzed by indoor simulation tests on a long time-dependent (45 d). The soil hydraulic conductivity of undisturbed soil and disturbed soil (artificially controlling the bulk density with 1.2, 1.3, 1.4, 1.5, 1.6 g cm⁻³) was measured by constant head method, the electrical conductivity of leaching solution at different time points was measured by conductivity meter, and the composition of soil particles was measured along the depth by the method of pipette analysis at the end of the experiment. The results showed that soil hydraulic conductivity dramatically reduced in the beginning till reaching an infection point (the near stable point) and slowly reduced subsequently till reaching a stable state. There was not a significant difference ($P > 0.05$) of the K_s values between the near stable point (1.33 d, $K_s = 0.0762$ cm h⁻¹) and the final stable point (4.42 d, $K_s = 0.064$ cm h⁻¹) of undisturbed soil. In order to obtain accurate and reliable K_s value, 1.5 d was initially recommended as measuring time for Lou soil. The K_s of undisturbed soil achieved a sense of stability easier than disturbed soil while and the infection point showed earlier for larger bulk density of disturbed soil, with 4.92, 4.42, 2.92, 2.5, 1.5 d respectively. As for the K_s values at the stable point (both the near and final), undisturbed soil showed a larger value than disturbed soil under the same bulk density, and there was a negative correlation between the K_s value and the bulk density for disturbed soil. The highly significant correlation ($P < 0.01$) was also observed between the electrical conductivity of leaching solution and the saturated hydraulic conductivity value. At the end of the experiment, the content of silt increased by depth for both of undisturbed and disturbed soil. The expansion and migration of soil particles affect the stable measuring time of K_s .

Key words: Saturated hydraulic conductivity; Constant head method; Lou soil; Stable time; Electrical conductivity; Particle size analysis

[责任编辑 韩春兰]