

灌溉水质和方式对土壤 水力传导特性的影响*

杨 劲 松

(中国科学院南京土壤研究所)

摘 要

通过对未扰动土芯的模拟灌溉实验,分析了灌溉过程中土壤饱和和导水率的变化及不同灌溉处理土壤近饱和和导水率的差异,研究了不同水质和灌溉方式对土壤水力传导特性的影响。

从土壤盐渍化的观点来看,地表水的入渗过程是一个非常重要的过程^[1],它受土壤水力传导特性的影响^[2]。因此,在研究土壤导水性能与土壤盐分的淋洗过程相互关系的同时,应重视灌溉对土壤导水性能的影响。这对于区域水盐运动规律的研究和建模,以及灌溉管理,都有实际意义。

本项研究应用了不同灌溉水质和灌溉方式的实验处理,对未扰动土芯进行了模拟灌溉。通过监测灌溉过程中不同处理土芯饱和和导水率的变化,以及分析灌溉后各土芯近饱和和导水率的差异,研究水质及灌溉方式对土壤的水力传导特性的影响,和不同孔径的孔隙在土壤水力传导过程中的作用。

一、方法和实验

(一)供试土芯的采集及处理

供模拟试验使用的7个未扰动土芯,采自澳大利亚新南威尔士州 Berriquin 灌区内的一块紫花苜蓿地,其大小尺寸为20cm直径×10cm高,该地块曾用地下水($EC = 1.7ms/cm$)灌溉过数年。自然土壤为红棕壤。A层厚20cm,土壤质地为国际制分类中的砂壤土(表1),其下

表1 供试土壤颗粒分析结果

粘 粒 ($<0.002mm$)	粉 砂 粒 ($0.002-0.02mm$)	砂 粒 ($0.02-2.0mm$)
140g/kg	118g/kg	728g/kg

为砂粘土B层,为避免破坏土芯的结构,采集土芯时,用静压力将不锈钢管压进潮湿的土壤,将土芯连带钢管运回室内。待土芯略风干后,移出不锈钢管。保持土芯的上、下表面裸露,其周壁用硬质橡胶皮包裹,土芯周壁与橡胶外圈之间用液状橡胶乳液填充,待其固化后,即可避免土芯周壁的水渗漏对实验造成误差。

(二)灌溉处理及土芯饱和和导水率的测定

实验共安排三种灌溉处理以及一个对照。1.持续用咸水($TC = 20mmol/L$, $SAR = 10$)灌溉; 2.持续用淡水($TC = 0.4mmol/L$)灌溉; 3.用咸水和淡水轮换灌溉。供试验用的灌

* 本工作得到了澳大利亚新南威尔士州农业部P·G·Slavich博士的帮助。

溉水质分析结果见表2。这三种灌溉方式及灌溉水质的组合在该地区均很典型。每个灌溉处理安排两个土芯试验。每个土芯共计灌水5次,每次1.6升,约相当于50mm灌溉深度。每次灌水结束后,均采用红外灯照射土芯表面,以模拟蒸发效果。

表2 灌溉水质分析结果

阳离子总量 (mmol/L)	SAR	咸 水				淡 水
		Na ⁺ (mmol/L)	Ca ²⁺ (mmol/L)	Mg ²⁺ (mmol/L)	Cl ⁻ (mmol/L)	阳离子总量 (mmol/L)
20.0	10	17.08	1.46	1.46	20.0	0.4

模拟灌溉时,将加固后的原状土芯置于支架上,用圆盘渗漏计(饱和装置)^[5]供水。该装置以98Pa(1.0cm水柱)的供水势向土芯供水,可在灌水同时测定本次灌溉时的土芯渗漏速率。在模拟灌溉使用的2.5升水灌完前,各土芯均能测得稳定渗漏速率,然后按固定水头法测定导水率,根据水压力梯度和稳定渗漏速率计算土芯饱和导水率 K_s ^[6]。

(三) 土芯近饱和导水率测定

第5次灌溉结束后,将所有土芯分别置于张力台上,用圆盘渗漏计(不饱和装置)^[5]测定灌溉处理土芯及对照土芯在-196Pa, -392Pa, -784Pa水势下土芯的导水率。观测时将张力台和圆盘渗漏计的吸力都调节到相应的水势。所有模拟灌溉及导水率测定均在恒温室中进行。

(四) 土芯特征孔径的确定

近饱和导水率 K 与供水势 ψ 的函数 $K(\psi)$ 可用于确定土壤宏观毛管长度 λ_c 和特征孔径^[7],并定义为:

$$\lambda_m = 7.4/\lambda_c$$

$$\lambda_c = [K_0 - K_n]^{-1} \int_{\psi_n}^{\psi_0} K(\psi) d\psi$$

其中: K 为导水率; ψ 为土水势; $K_0 = K(\psi_0)$; $K_n = K(\psi_n)$; ψ_0 和 ψ_n 分别为某一供水势和初始供水势。水势单位为厘米水柱。

由于函数表达式难以确定, $\int_{\psi_n}^{\psi_0} K(\psi) d\psi$ 的积分难以直接求出。我们根据观测到的土芯在0, -2, -4, -8cm水柱(相当于0, -196, -392和-784Pa)水势下相应的导水值 $K(\psi)$ 绘制 K 与 ψ 曲线图,用称重法量算积分上限 K_0 和下限 K_n 之间曲线与座标轴所夹面积,得出相应土芯 $\int_{\psi_n}^{\psi_0} K(\psi) d\psi$ 的值,据此计算 λ_c 及 λ_m 。

综合考察饱和导水率 K_s 和特征孔径 λ_m ,可以了解与水的运移相联系的土壤孔隙数量及孔隙大小。若 K_s 和 λ_m 值均较大,则说明水流主要在大量的较大孔径孔隙中传导,如 K_s 较大,而 λ_m 较小,则说明水的传导主要发生在大量的小孔隙中。

二、结果和讨论

为帮助讨论和比较,我们将供模拟灌溉使用的6个土芯,根据各自的初始饱和导水率值将其分成两组,每组各有三个土芯,各组土芯的初始导水率较接近。高初始 K 值组包括1至3号土芯,其初始 K 值在14.7—15.0mm/hr之间,对照土芯的初始 K 值也与该组相近,为15.8mm/hr;低初始 K 值组包括4至6号土芯,初始 K 值介于7.8—8.4mm/hr。根据分析,

土芯初始 K 值的差异是由其田间土壤孔隙结构及植物根系分布的差异所造成。

(一) 灌溉过程中土芯饱和导水率的变化

两组土芯的灌溉处理和主要观测结果分别列于表 3 和表 4，从中可看出，两组土芯在 5 次模拟灌溉过程中，土芯饱和导水率的连续变化情况。

表 3 高初始饱和导水率组的土芯处理及 K 观测结果

灌溉次数	灌水量 L	1号土芯		2号土芯		3号土芯	
		灌溉水质	饱和导水率 (mm/hr)	灌溉水质	饱和导水率 (mm/hr)	灌溉水质	饱和导水率 (mm/hr)
1	1.6	咸水	15.0	渠水	14.7	咸水	14.7
2	1.6	淡水	11.9	渠水	8.0	咸水	12.4
3	1.6	咸水	10.0	渠水	7.4	咸水	5.7
4	1.6	淡水	6.9	渠水	6.8	咸水	7.2
5	1.6	咸水	9.6	渠水	6.3	咸水	8.2

表 4 低初始饱和导水率组的土芯处理及 K 值观测结果

灌溉次数	灌水量 (L)	1号土芯		2号土芯		3号土芯	
		灌溉水质	饱和导水率 (mm/hr)	灌溉水质	饱和导水率 (mm/hr)	灌溉水质	饱和导水率 (mm/hr)
1	1.6	咸水	7.8	渠水	8.4	咸水	7.9
2	1.6	渠水	7.2	渠水	5.7	咸水	6.5
3	1.6	咸水	6.8	渠水	4.2	咸水	2.8
4	1.6	渠水	10.2	渠水	2.7	咸水	3.9
5	1.6	咸水	7.5	渠水	2.7	咸水	5.6

在前二至三次灌溉过程中，无论其初始 K 值的高低，所有土芯的导水率均比初始值减小，其中又以高初始 K 值组土芯导水率值的下降幅度为大。在后几次灌溉处理中，使用渠水灌溉的土芯（2 号和 5 号）导水率仍保持原持续下降的趋势；而使用咸水和淡、咸水交替处理的土芯导水率则有回升现象。两组土芯的终了导水率值表现了相同的处理间差异：淡咸交替处理土芯为最高，持续咸水处理者居中，持续淡水处理土芯导水率最低。就各土芯灌溉前后的 K 值变化情况而言，则以淡咸交替处理土芯变幅为最小，持续淡水处理土芯变幅最大。

根据 Shamberg 等的研究^{[3][8]}，土壤导水率受溶液盐分浓度和盐分组成（Na⁺:Ca²⁺比）的影响。我们的研究结果与其相一致。在使用咸水处理的土芯中，由于保持了较高水平的电解质浓度，能减弱粘粒的分散对土壤孔隙造成的阻塞，从而保持了较好的通透性。同时我们注意到，尽管淡咸交替处理土芯，其加入溶液的平均电解质浓度低于全咸水处理土芯，但其终了 K 值却仍比后者为高。这可能是由于灌溉水平均 SAR 的差异所造成。在后几次灌溉过程中，用咸水和淡咸交替处理的土芯导水率的回升，则可能说明了：这两种灌溉方式有助于已封闭或阻塞土壤孔隙的开放，而其中又以淡咸交替灌溉方式更有利于保持土壤原有的通透性能和导水率。

(二) 灌溉处理后土芯特征孔径分析

模拟灌溉处理后，土芯的近饱和导水率对应于供水势的变化曲线（图 1），用来计算宏观毛管长度 λ_w 和特征孔径 λ_m 。各个土芯的 λ_m 值（灌溉处理后）列于表 5。

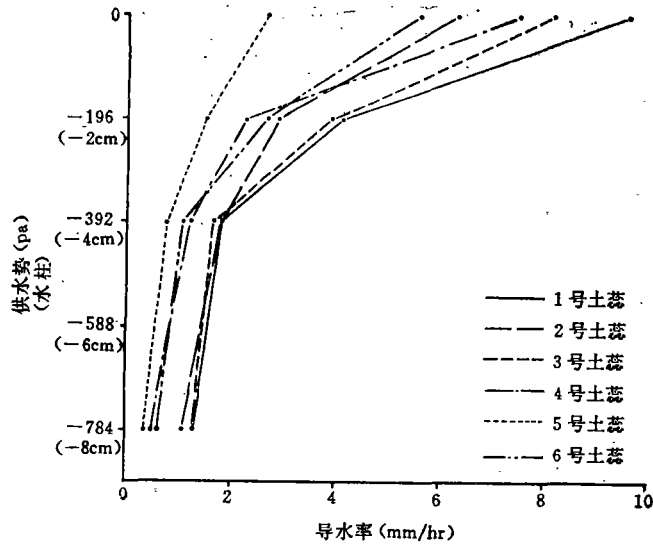


图1 模拟灌溉土芯在不同供水势下的导水率

表5 模拟灌溉后各土芯的特征孔径(λ_m)

灌溉处理	土芯号	$\lambda_m(\text{mm}^{-1})$
渠水	2	0.204
渠水	5	0.206
咸水	3	0.245
咸水	6	0.253
淡咸交替	1	0.257
淡咸交替	4	0.339

表6 高初始K值组土芯和对照土芯在不同供水势下的导水率

土芯号	导水率K(mm/hr)			
	饱和	-196Pa (-2.0cm 水柱)	-392Pa (-4.0cm 水柱)	-784Pa (-8.0cm 水柱)
1号土芯	9.6	4.1	1.8	1.3
2号土芯	6.3	2.9	1.8	1.1
3号土芯	8.2	4.0	1.7	1.3
对照	15.8	10.3	8.0	3.0

应用渠水(淡水)灌溉的两个土芯,其 λ_m 值较为接近,均显著地低于用咸水和淡咸交替灌溉处理的土芯。而应用淡咸交替灌溉方式的两个土芯,其 λ_m 值在6个土芯中,均为最高。这提示了:淡水处理土芯导水率的下降,主要是由于较大孔径孔隙的阻塞所致。而对咸水和淡咸交替处理土芯,这种阻塞现象不够明显。另外我们看到,4号土芯在5次灌溉后还基本保持原有的初始导水率,同时也具有最大的特征孔径 λ_m ,这可能说明了该土芯中水的传导主要受控于为数不多的大孔隙,而这些大孔隙在淡咸交替灌溉过程中未受到明显破坏。

(三)灌溉处理后土芯近饱和和导水率 and 不同孔径的孔隙流分析

表6列出了高初始K值组土芯(1号、2号和3号)以及对照土芯在不同供水势 ψ 条件下的导水率K(ψ)。根据这些数据,我们绘出了不同水势下对照土芯与灌溉处理土芯的导水率差值(图2)。不难看出,在我们所监测的近饱和水势范围(0至-784Pa),基本以用淡水灌溉土芯与对照土芯的K值差异为最大,而用淡咸交替处理土芯的差异为最小。在供水势为零和-196Pa情况下,各土芯K差值的差异较大,当供水势为-392和-784Pa时,各处理K差值很相近。这清楚地表明了不同灌溉处理对土壤导水率变化造成的影响主要表现在供水势 ψ 大于-392Pa的情形。

根据K. M. Watson等的研究^[9],一定供水势下通导水流的土壤孔隙半径可由下列公

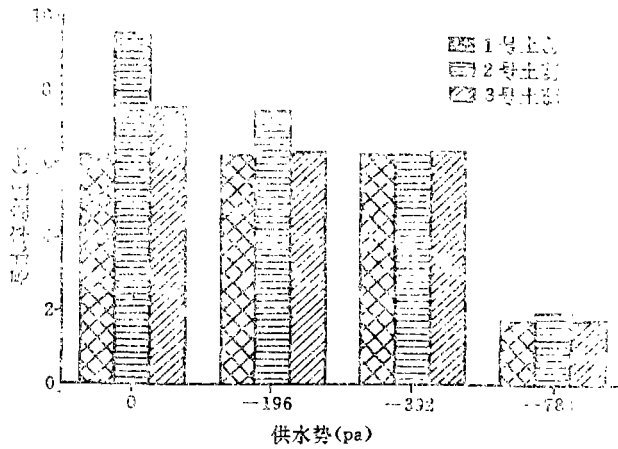


图2 不同供水势下灌溉处理土芯与对照土芯导水率差值比较

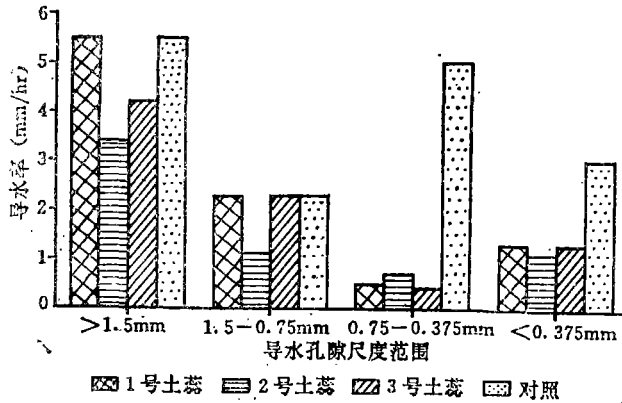


图3 土芯在不同导水孔隙尺度范围的导水率比较

式计算:

$$r = - \frac{2\sigma \cos\alpha}{\rho gh} = - \frac{0.15}{h}$$

其中 r 为水的表面张力, α 为水和孔隙壁之间的湿润角(假定为零); ρ 为水的密度; g 为重力加速度; h 为圆盘渗透计上的近饱和供水势(cm水柱)。

根据该公式, $-2.0\text{cm}(-196\text{Pa})$, $-4.0\text{cm}(-392\text{Pa})$ 和 $-8.0\text{cm}(-784\text{Pa})$ 水柱水势所对应的土壤孔隙直径分别为 1.5mm , 0.75mm 和 0.375mm 。图3绘出了高初始 K 值组各土芯和对照土芯在不同孔隙尺度范围内的导水率 $K'(\psi_s - \psi_n)$ 。

在大于 1.5mm 直径的孔隙范围, 1号土芯和对照土芯的导水率基本相同; 2号和3号土芯导水率均大大低于前两者。 1.50mm 至 0.75mm 直径孔隙范围, 1号、3号和对照土芯导水率相近; 2号土芯导水率显著偏低。在 0.75mm 至 0.375mm 和小于 0.375mm 直径孔隙范围, 灌溉处理的三个土芯导水率均与对照土芯有较大差异。以上的比较提示了, 模拟灌溉造成土芯导水率的下降, 主要是由于它使得土芯丧失了大量小于 0.75mm 直径孔隙。根据我们的实验结果统计, 小于 0.75mm 直径孔隙的损失, 使得在该孔隙尺度中的水流量下降了70%以上。而

灌溉对大于0.75mm直径段孔隙的影响相对较小,其中用淡咸交替处理土芯在该尺度孔隙的导水能力没有下降,用咸水处理土芯的导水率下降幅度也不大,唯用淡水处理土芯的下降幅度较大。从各处理间的差异情况来看,不同处理土芯灌溉后的导水率差异主要表现在大于0.75mm直径孔隙范围内。淡水处理土芯在这段孔隙范围的导水能力有显著下降,而另外两种土芯的导水能力未受到显著影响,这进一步证实了土壤特征平均孔隙尺度的计算结果。未进行灌溉处理的对照土芯,大于0.75mm孔隙和小于0.75mm孔隙通导的水流比率大致相等(表7),而灌水处理后,各土芯的水力传导主要依赖于直径大于0.75mm的土壤孔隙,其中又以淡、咸交替处理和咸水处理土芯表现得更为明显,这些孔隙通导的水流比率占总量的70%以上。

表7 灌溉前后不同尺度孔隙通导水流比率

孔隙直径(mm)	淡、咸轮流灌溉			淡水灌溉		咸水灌溉	
	未灌 对照	1号土芯	4号土芯	2号土芯	5号土芯	3号土芯	6号土芯
>0.75	48%	81%	84%	71%	70%	79%	80%
<0.75	52%	19%	16%	29%	30%	21%	20%

根据不同尺度孔隙流的分析,我们认为,淡水灌溉处理土芯由于其灌溉水的电解质浓度较低,在灌溉过程中,造成了土壤粘粒的膨胀,引起大土壤孔隙尺寸减小,而粘粒的分散和迁移又进一步造成了土壤孔隙的阻塞,表现在我们所观测的孔隙范围内,无论大、小孔隙,其导水能力均显著下降。另外两种处理土芯,其灌溉水维持了一定水平的电解质浓度,粘粒的膨胀,分散和迁移作用仅造成较小土壤孔隙的阻塞,较大孔隙仍基本维持原通透性能。其中淡咸交替处理土芯大于0.75mm孔隙的通透性能未受影响。

三、结 论

1. 灌溉导致土芯导水率下降,主要是由于土壤粘粒的膨胀、分散和迁移,造成小于0.75mm孔径的孔隙阻塞所致。
2. 灌溉淋洗作用使土芯特征孔径加大,水流主要靠大孔隙(孔隙大于0.75mm)传导。
3. 淡、咸轮灌可能有利于促使封闭孔隙的重新开放,并能较好地保持大于0.75mm孔径的土壤孔隙,以维持良好导水性能。
4. 3种灌溉方式对土芯导水率影响强弱的顺序是:淡水灌溉>咸水灌溉>淡、咸轮灌。

参 考 文 献

- [1] E. Bresler, et al., Saline and Sodic Soils, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 82-86, 1982.
- [2] S. A. Taylor (华孟等译), 物理的土壤学, 农业出版社, 149-154, 1983.
- [3] I. Shanberg, Soil Salinity under Irrigation, Shanberg, I. (ed.), Springer-verlag Berlin Herdelberg, 49-55, 1984.
- [4] Water Resources Commission, Water logging and Land Salinistaion in Irrigated Areas of NSW, ACIL Australia Pty Ltd. 13-16, 1985.
- [5] K. M. Perroux, et al., Designs for Disc Permeameters, Soil Sci. Soc. Am. J. 52: 1205-1215, 1988.
- [6] 南京土壤所土壤物理室, 土壤物理性质测定法, 科学出版社, 140-148, 1978.
- [7] I. White, et al., Use of Sorptivity to Determine Field Soil Hydraulic Properties, Soil Sci. Soc. Am. J. 51: 1093-1101, 1987.
- [8] I. Shanberg, et al., Studies on Na/Ca montmorillonite system: II. The hydraulic conductivity, Soil Sci. 111: 276-281, 1971.
- [9] K. M. Watson, et al., Estimating Macroporosity in a Forest Watershed by Use of a Tension Infiltrometer, Soil Sci. Soc. Am. J. 50:578-582, 1986.