

# 矿区生态修复过程中不同立地类型土壤水动力学特性

苏帅<sup>1</sup>, 杨永刚<sup>2</sup>, 黄磊<sup>3</sup>

(1. 山西大学 环境与资源学院, 山西 太原 030006; 2. 山西大学 黄土高原研究所, 山西 太原 030006; 3. 中国科学院 西北生态环境资源研究院, 甘肃 兰州 730000)

**摘要:** [目的] 揭示矿区不同立地土壤水动力学特性及其影响因素, 为矿区生态环境恢复治理提供科学依据。[方法] 基于矿区不同立地类型土壤水分特征曲线、非饱和导水率、孔隙度与紧实度等监测试验, 揭示不同立地类型土壤持水性、有效水含量和导水特性等变化规律。[结果] 土壤持水性和供水性在受损区<修复3 a区<修复5 a区<修复10 a区<修复15 a区<未干扰区, 但修复区20—40 cm土壤持水性、供水性较0—20 cm土壤低, 修复效果不明显; 土壤结构改善效果遵循受损区<修复区<未干扰区的变化规律, 且修复区亚表层土壤结构改善效果不明显。采用指数函数拟合吸力和非饱和导水率效果较好( $r^2 > 0.95$ ), 相同吸力下, 容重大而非饱和导水率较小; 非饱和导水率和容重呈负相关, 和孔隙度呈正相关且相关性随吸力增加降低。矿区0—20 cm易有效含水量呈现受损区<修复3 a区<修复5 a区<修复10 a区<未干扰区<修复15 a区, 但修复区20—40 cm土层易有效水含量较0—20 cm小。[结论] 土壤易有效水含量和容重、紧实度呈负相关关系, 与总孔隙度、黏粒含量呈正相关关系。修复后土壤结构有所改善, 持蓄调节水分能力有所提高。

**关键词:** 矿区; 土壤水; 水分特征曲线; 非饱和导水率; 有效水

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2018)01-0018-06

中图分类号: S152.7

**文献参数:** 苏帅, 杨永刚, 黄磊. 矿区生态修复过程中不同立地类型土壤水动力学特性[J]. 水土保持通报, 2018, 38(1): 18-23. DOI: 10.13961/j.cnki.stbctb.2018.01.004. Su Shuai, Yang Yonggang, Huang Lei. Dynamic characteristics of soil water in different sites during ecological restoration in mining area[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2018, 38(1): 18-23.

## Dynamic Characteristics of Soil Water in Different Sites During Ecological Restoration in Mining Area

SU Shuai<sup>1</sup>, YANG Yonggang<sup>2</sup>, HUANG Lei<sup>3</sup>

(1. College of Environment & Resource Sciences, Shanxi University, Taiyuan, Shanxi 030006, China;

2. Institute of Loess Plateau, Shanxi University, Taiyuan, Shanxi 030006, China;

3. Northwest Institute of Eco-environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou, Gansu 730000, China)

**Abstract:** [Objective] To investigate the hydrodynamics characteristic of soil water in different sites in the mining area in order to provide a scientific basis for ecological restoration in the mining area. [Methods] The soil water characteristic curves, unsaturated hydraulic conductivity, bulk density, porosity, particle size and compactness were measured to investigate characteristics of soil quality, water-holding capacity, readily available water content and water conductivity in different site types. [Results] The capacity of soil water-holding and water-supplying exhibited as: damaged area<restoration for 3 years area<restoration for 5 years area<restoration for 10 years area<restoration for 15 years area<undamaged area, and soil water-holding capacity and water-supplying capacity at 20—40 cm was lower than that at 0—20 cm, which indicated that remediation effect was not obvious. The improvement of soil structure showed as: damage area< remediation area< undamaged area, and the improvement of subsurface soil quality in remediation area was not obvious.

收稿日期: 2017-07-26

修回日期: 2017-09-13

资助项目: 国家自然科学基金项目“干旱沙区固沙植物生存的生态水文机理研究”(41671076); 中国科学院西部之光项目“植被防护体系活化的形成机理及治理”(29Y729801)

第一作者: 苏帅(1992—), 男(汉族), 山西省太原市人, 硕士研究生, 研究方向为生态水文。E-mail: sushuaisxu@163.com。

通讯作者: 杨永刚(1982—), 男(汉族), 山西省运城市人, 博士, 副教授, 主要从事土壤水文方面研究。E-mail: yygsxu@126.com。

The exponential function fitting between suction and unsaturated hydraulic conductivity was good ( $r^2 > 0.95$ ). Under the same suction, the unsaturated hydraulic conductivity was smaller as: soil bulk density was greater. There was a negative correlation between unsaturated hydraulic conductivity and bulk density, while a positive correlation between unsaturated hydraulic conductivity and total porosity, and this correlation decreases with the increase of suction. Readily available water content of 0—20 cm exhibited as damage area < restoration for 3 years area < restoration for 5 years area < restoration for 10 years area < undamaged < restoration for 15 years area, and readily available water content of 20—40 cm soil layer was smaller than that of 0—20 cm. [Conclusion] The readily available water content was negatively correlated with bulk density and compactness, and positively correlated with total porosity and clay content. The soil quality and water storage capacity had been improved through restoration progress.

**Keywords:** mining area; soil water; water characteristic curve; unsaturated hydraulic conductivity; available water

受损生态系统修复的基础手段是植被修复,根本前提是水,关键因子是土壤水。土壤水文过程在一定程度上控制着土壤—植被系统的演化和生态功能<sup>[1]</sup>。土壤水动力学特性对矿区生态恢复具有极其重要作用。国内外针对土壤水动力学特性开展了一系列研究,土壤水动力学特征受土壤结构与土壤质地等因子影响较大,建立了土壤水动力学基本方程、土壤水热运动模型、溶质迁移模型及表征土壤水分运动特征的物理模型、经验模型及参数估计模型等<sup>[2-5]</sup>。土壤水动力学性质决定土壤保持水分和供释水分的能力。土壤水分、水分特征曲线、导水率、水分扩散率是土壤水动力学的主要参数,反映了土壤的导水性能、土壤水的蓄集和供水能力及其运动状况<sup>[6-7]</sup>。

不同地点、不同恢复时间、不同植被恢复模式对土壤理化性质指标的影响均不同。目前研究多集中在矿区修复后植被群落特征演替特征、复垦土壤性状、不同植被修复模式、不同植被修复方式和年限影响土壤水碳氮等方面<sup>[8-9]</sup>,而对矿区生态修复过程中土壤水动力学特性的研究还较为薄弱。本研究拟以山西古交矿区未干扰区、受损区、不同修复年限区作为研究对象,在不同修复年限下设置样地,分层取样,通过测定矿区不同立地类型、土壤水分特征曲线、非饱和导水率、容重、孔隙度、粒度与紧实度等,解析不同立地类型土壤持水性、供水性、有效水含量和导水特性,研究不同恢复年限土壤理化性质及其之间相关性,揭示土壤理化性质变化规律及其响应机制,以期对矿区生态系统修复提供理论支撑与科学依据。

## 1 研究区概况

研究区位于山西省古交市,地处 112°03'30"—112°06'12"E,37°56'35"—37°59'3"N,属于温带大陆性气候,多年平均气温为 9.6℃,多年平均降雨量为 426.1 mm,多年平均蒸发量 2 093.8 mm,干旱指数

为 2.2,地形以山地为主,山地丘陵面积占全区面积的 95.8%。研究区煤炭资源丰富且分布广泛,占总面积 47.6%,以能源化工为主。采矿形成酸性矿井废水、废气、粉尘等对生态环境造成严重破坏,水土流失、植被破坏和土壤水污染等生态问题严重。

## 2 研究方法

本研究分别在矿区未干扰区、受损区、修复 3 a 区、修复 5 a 区、修复 10 a 区、修复 15 a 区 6 种不同立地类型进行样品采集和野外监测工作。采用环刀法测定土壤容重,比重瓶法测定土壤总孔隙度,采用 Mastersizer 2000 型激光粒度仪测定土壤粒径,6210 土壤紧实度仪测定土壤紧实度。由于土壤紧实度受土壤含水率影响较大,因此在同一天内将样地内土壤紧实度全部测定,每个样点土壤紧实度测定 6 次,每个样地测 6 个样点取平均值,土壤容重、总孔隙度和粒径分别测定 3 次取平均值,土壤质地按照国际制分类方法进行分类。

采用 Ku-pf 非饱和导水率测量系统测定土壤非饱和导水率和土壤水分特征曲线,测定的土壤水分特征曲线为脱湿曲线。土壤比水容量是土壤水分保持和运动的重要参数,是土壤水分特征曲线斜率的导数:

$$C(\theta) = \frac{d\theta}{d\varphi} = -\frac{d\theta}{dS} = abS^{-(b+1)} \quad (1)$$

式中: $C(\theta)$ ——比水容量; $\theta$ ——土壤含水量(%); $\varphi$ ——土壤基质势; $S$ ——土壤吸力(MPa),其中  $S = -\psi$ 。

## 3 结果与讨论

### 3.1 不同立地类型土壤质量差异性分析

土壤容重、孔隙度和紧实度是表征土壤物理性质的重要参数。土壤容重和紧实度过高可导致土壤孔隙度变小、持水性和通透性变差,致使植被受到干燥

和紧实双重胁迫<sup>[10]</sup>。矿区受损区土壤为砂质壤土,修复区和未干扰区为粉质壤土。不同立地类型土壤容重、紧实度和孔隙度差异性显著。受损区 0—20 cm 土壤容重最大且大于 1.5 g/cm<sup>3</sup>,未干扰区土壤容重最小,为 1.22 g/cm<sup>3</sup>,修复区 0—20 cm 土壤容重介于 1.29~1.52 g/cm<sup>3</sup>,随着修复年限增加,土壤容重逐渐减小,但修复区 20—40 cm 土壤容重介于 1.55~1.61 g/cm<sup>3</sup>,大于 0—20 cm 土层,且随着复垦年限增加,土壤容重呈减小趋势。研究表明土壤容重为 1.5 g/cm<sup>3</sup> 是植物根系生长的临界值,当土壤容重在 1.2~1.3 g/cm<sup>3</sup> 时将有利于植物生长<sup>[11]</sup>,由此得知受损区土壤结构最差,不利于植物根系穿透生长,未干扰区土壤结构最好,修复区 0—20 cm 土壤在经过修复后土壤结构逐渐变好,持水性与通气性得到改善,但修复区 20—40 cm 土壤容重过高,土壤结构较差。受损区和修复 3 a 区 0—20 cm 土壤紧实度最大,为 2 068.50 kPa,未干扰区最小,为 413.70 kPa,修复区介于 620.55~1 379.00 kPa 之间,修复区 20—40 cm 土壤紧实度介于 1 447.95~2 068.50 kPa,大于 0—20 cm 土壤紧实度,且随着修复年限增加,0—20 和 20—40 cm 土壤紧实度均呈现减小趋势,该规律与土壤容重变化一致。土壤紧实会导致土壤颗粒重新排列,从而降低土壤孔隙度<sup>[12]</sup>。受损区

0—20 cm 土壤总孔隙度最小,为 30.74%,未干扰区土壤总孔隙度最大,为 52.96%,修复区土壤总孔隙度介于 36.32%~49.33%,修复区 20—40 cm 土壤总孔隙度较 0—20 cm 土壤孔隙度小。土壤总孔隙度与土壤容重和紧实度变化规律相反。生态修复使矿区土壤结构变好,随着修复年限增加,土壤结构得到明显改善。

### 3.2 不同立地类型土壤水分特征曲线差异性分析

土壤水分特征曲线是基质势和含水率的函数,反映了土壤水数量和势能的关系,是土壤水保持和运动关键参数。土壤水分特征曲线变化受结构和质地等因素的影响<sup>[13]</sup>。受损区土壤为砂质壤土,修复区和未干扰区土壤类型为粉质壤土,相同吸力段受损区土壤含水量下降较为迅速。这是由于受损区土壤质地较粗,土壤中大孔隙发育,当吸力达到一定范围时,土壤中的水分容易排空,而修复区和未干扰区土壤属于粉质壤土,黏粒含量较高,表面能较大,可以保持较多水分。在低吸力段土壤水分特征曲线变化较为平缓,随着吸力增加,土壤水分特征曲线变化较为陡直,这是由于在吸力较低时,水分主要存在于大孔隙中,土壤结构影响较为显著。当吸力逐渐增大时,土壤中水分主要贮存在微小孔隙中和吸附在黏粒表面,土壤质地影响显著,水分变化范围较小(图 1)。

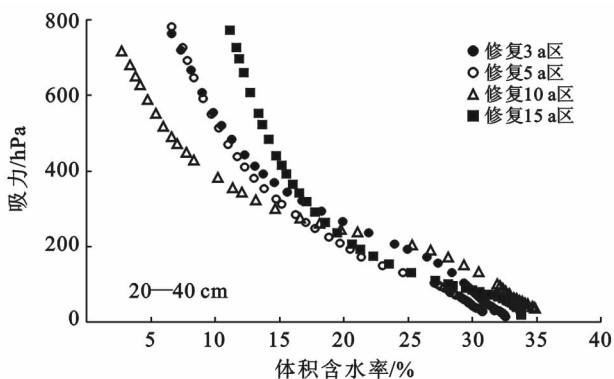
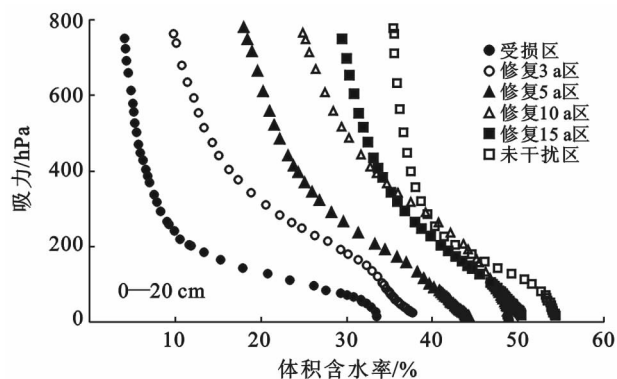


图 1 研究区土壤水分特征曲线

Gardner 模型<sup>[14]</sup>表征土壤基质势和土壤含水量之间的关系:

$$\theta = a \times S^{-b} \quad (2)$$

式中:  $a$ ,  $b$ ——拟合参数;  $\theta$ ——土壤含水量(%);  $S$ ——吸力(MPa)。参数  $a$  反映了土壤中的持水能力,  $a$  值越大持水能力越强, 反之持水能力越弱。参数  $b$  反映了土壤含水量随吸力增加递减的快慢程度<sup>[15]</sup>。从表 1 可知, 矿区 0—20 cm 土层土壤持水性呈现: 受损区(0.022) < 修复 3 a 区(0.08) < 修复 5 a 区(0.15) < 修复 10 a 区(0.222) < 修复 15 a 区

(0.225) < 未干扰区(0.265), 随着修复年限增加, 土壤持水性逐渐接近未干扰区, 但修复区 20—40 cm 土层土壤持水性明显低于 0—20 cm。修复区 0—20 cm 土壤持水性较受损区得到改善, 但 20—40 cm 土壤持水性随修复年限增加变化不显著。因为植被根系主要在分布 0—20 cm, 根系分泌的胶体使 0—20 cm 土壤团粒增加, 代谢作用产生的有机质也主要集中在 0—20 cm, 有机质含量增加促使土壤中水稳性团聚量增加, 土壤结构改善, 土壤孔隙数量变多, 因此持水性高于 20—40 cm<sup>[16]</sup>。

表 1 矿区土壤水分特征曲线拟合方程

立地类型区	深度/cm	<i>a</i>	<i>b</i>	拟合方程	<i>r</i> <sup>2</sup>
受损区	0—20	0.022	0.472	$\theta=0.022\times S^{-0.472}$	0.83
修复 3 a 区	0—20	0.08	0.281	$\theta=0.08\times S^{-0.281}$	0.84
	20—40	0.078	0.245	$\theta=0.078\times S^{-0.245}$	0.86
修复 5 a 区	0—20	0.15	0.183	$\theta=0.15\times S^{-0.183}$	0.85
	20—40	0.051	0.326	$\theta=0.051\times S^{-0.326}$	0.85
修复 10 a 区	0—20	0.222	0.141	$\theta=0.222\times S^{-0.141}$	0.84
	20—40	0.027	0.495	$\theta=0.027\times S^{-0.495}$	0.87
修复 15 a 区	0—20	0.225	0.144	$\theta=0.225\times S^{-0.144}$	0.86
	20—40	0.075	0.263	$\theta=0.075\times S^{-0.263}$	0.85
未干扰区	0—20	0.265	0.125	$\theta=0.265\times S^{-0.125}$	0.84

3.3 不同立地类型土壤比水容量差异性分析

矿区土壤水并不能全部被植被吸收,土壤水分特征曲线斜率和比水容量是研究土壤水分供水性、有效性能力的重要参数。矿区不同立地类型土壤比水容量在不同吸力段变化幅度差异较大,在 0.01~0.1 MPa 吸力段,土壤释水量达到 10<sup>-1</sup>~10<sup>-2</sup>数量级;在 0.1~1.5 MPa 土壤释水量达到 10<sup>-2</sup>~10<sup>-3</sup>数量级。Gardner 模型中参数 *a* 和 *b* 的乘积表征了土壤吸力为 0.1 MPa 时的比水容量,*ab* 值越大,土壤供水性越强<sup>[17]</sup>。矿区不同立地类型土壤供水性不同,0—20 cm 土壤供水性呈现:受损区(0.01)<修复 3 a 区(0.022)<修复 5 a 区(0.029)<修复 10 a 区(0.031)

<修复 15 a 区(0.032)<未干扰区(0.033),说明修复区 0—20 cm 土壤在经修复后,土壤供水性得到改善,随着修复年限增加,土壤供水性增加并接近未干扰区,这与土壤持水性一致,但修复区 20—40 cm 土壤供水性仍然较差。

3.4 不同立地类型土壤水有效性差异性分析

土壤水有效性指田间持水量到凋萎含水量,是衡量土壤供水能力的重要指标<sup>[18]</sup>,但土壤中有效水并不是可以等效利用。植被可以利用的土壤水分以比水容量到达 10<sup>-2</sup>数量级为界限,当比水容量小于这一界限时土壤释水量显著减小,植被用水更为困难。当吸力到达 0.1 MPa 时,矿区土壤比水容量到达 10<sup>-2</sup>数量级,由此作为判断土壤中以易有效水和难有效水的分界线。

由表 2 可知,矿区 0—20 cm 土壤易有效水含量:受损区(4.25)<修复 3 a 区(7.28)<修复 5 a 区(7.86)<修复 10 a 区(8.5)<未干扰区(8.86)<修复 15 a 区(8.83);修复区 20—40 cm 土壤易有效水含量低于 0—20 cm 土壤易有效水含量,生态修复效果不明显,但 0—20 cm 土壤易有效水含量较受损区得到提高。相关分析结果显示矿区土壤容重、紧实度和易有效含水量呈极显著负相关(*p*<0.01)<sup>[19]</sup>,土壤总孔隙度和易有效含水量呈极显著正相关(*p*<0.01),土壤黏粒含量和易有效含水量呈显著正相关(*p*=0.027)。

表 2 矿区土壤水有效性分类

立地类型	采样深度/cm	重力流出水	全有效水	易有效水	难有效水	无效水
受损区	0—20	6.41	5.81	4.25	1.56	0.60
修复 3 a	0—20	15.28	11.54	7.28	4.26	3.74
	20—40	13.68	9.67	5.90	3.77	4.00
修复 5 a	0—20	22.84	13.72	7.86	5.86	9.12
	20—40	10.88	8.76	5.74	3.01	2.13
修复 10 a	0—20	30.71	15.54	8.50	7.04	15.17
	20—40	8.27	7.58	5.62	1.96	0.69
修复 15 a	0—20	31.35	16.13	8.86	7.27	15.22
	20—40	13.73	10.04	6.23	3.82	3.68
未干扰区	0—20	35.32	16.43	8.83	7.60	18.89

3.5 不同立地类型非饱和导水率差异性分析

非饱和导水率能够反映土壤导水特性,与土壤物理性质关系密切,是研究土壤水分运动和溶质运移的重要参数<sup>[20]</sup>。矿区修复区土壤非饱和导水率实测值

见图 2,采用指数函数  $K(\psi)=a*\exp(b*\psi)$  对吸力和非饱和导水率进行拟合,其中 *a*,*b* 为拟合参数,当  $\psi=0$  时,*a* 为饱和导水率。由表 3 可知,指数函数可较好地拟合非饱和导水率和吸力之间的关系(*r*<sup>2</sup>>0.95)。

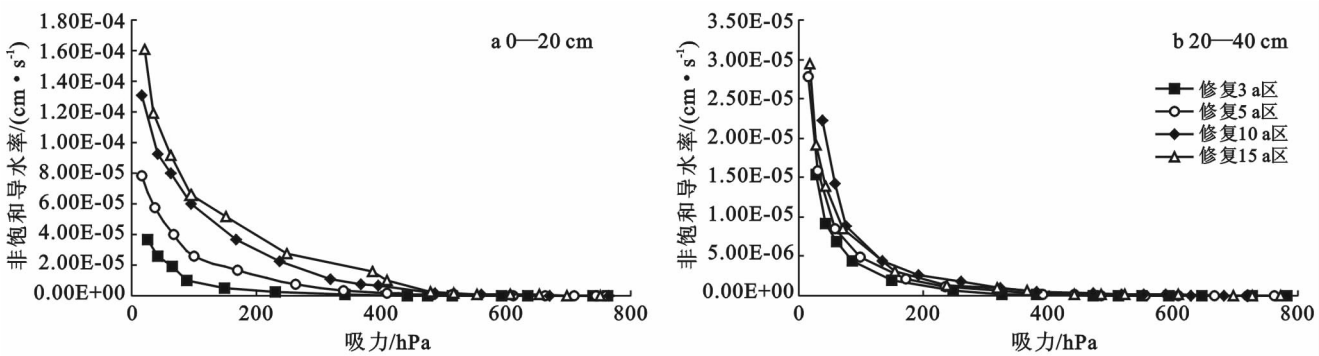


图 2 修复区土壤非饱和导水率实测值

表 3 矿区修复土壤非饱和导水率拟合结果

样 地	0—20 cm			20—40 cm		
	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>r</i> <sup>2</sup>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>r</i> <sup>2</sup>
修复 3 a 区	5.62 E-05	-0.018	0.98	2.63 E-05	-0.022	0.97
修复 5 a 区	9.13 E-05	-0.012	0.97	3.92 E-05	-0.026	0.98
修复 10 a 区	1.42 E-4	-0.009	0.96	4.28 E-05	-0.019	0.97
修复 15 a 区	1.77 E-4	-0.009	0.98	4.37 E-05	-0.025	0.96

从图 2 可看出,修复区土壤非饱和导水率随着吸力的增加,呈非线性减小且在不同吸力段变化过程不同。吸力小于 300 hPa 时,非饱和导水率变化剧烈,下降速率较快。此时土壤处于低吸力状态时,土壤含水量较高,土壤中大孔隙充满水,土壤通透性较好。随着吸力增加,土壤中大孔隙首先开始排水,孔隙中实际过水面积大,非饱和导水率变化范围较大;当吸力逐渐升高至大于 300 hPa 时,土壤中大孔隙排水完成,土壤含水量降低。水分主要存在于中小孔隙中,孔隙被气体填充,实际过水面积减小,流速降低,非饱

和导水率变化范围也减小;随着吸力增大,非饱和导水率和孔隙度相关性降低,因为土壤中微小孔隙及颗粒对水分吸附力和摩擦力起主要作用,水流在孔隙中流动阻力变大,单位吸力梯度下导水率变化范围更小。

对修复区土壤容重、总孔隙度和吸力值为 50, 100,300,500,800,1 000,1 500 hPa 时做非饱和导水率值进行相关分析,结果见表 4。对修复区 4 个样地土壤容重(*x*)和指数函数中的拟合参数 *a*,*b* 进行回归分析得到关系式(图 3)。

表 4 非饱和导水率和土壤容重、总孔隙度相关性分析

类 型	吸力/hPa						
	50	100	300	500	800	1 000	1 500
总孔隙度	0.953**	0.945**	0.902**	0.867**	0.835**	0.821*	0.795*
容 重	-0.991**	-0.985**	-0.96**	-0.937**	-0.909**	-0.898**	-0.854**

注: \*\* *p*<0.01 为极显著性相关; \* *p*<0.05 为显著性相关。

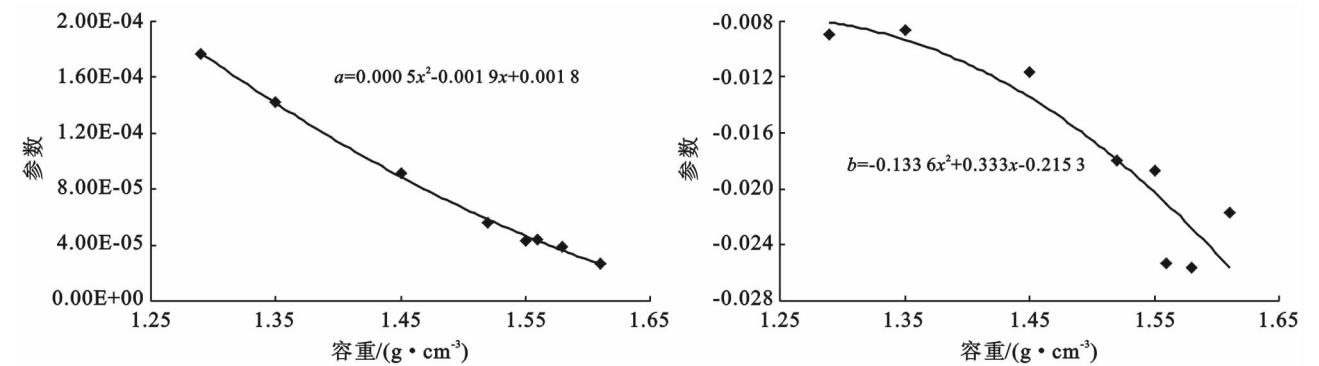


图 3 土壤容重和拟合参数关系

由图 3 可知,多项式关系式: $a = 0.005 x^2 - 0.0019 x + 0.0018$ ;  $b = 0.1336 x^2 + 0.333 x - 0.2153$ 。相同吸力下,土壤容重大的土壤非饱和导水率较小,即 0—20 cm 土壤非饱和导水率比 20—40 cm 土壤非饱和导水率大,结果显示非饱和导水率和容重呈极显著性负相关。随着修复年限增加,植被根系及代谢作用产生有机质累积,使土壤中细而小的颗粒形成较大团聚体,大孔隙数量增多,土壤结构性与通气性变好,相同吸力下容重小的土壤非饱和导水率要高于容重大的土壤。

不同修复年限均比对照地土壤容重降低、孔隙度增加,土壤渗透性和透气性得到改善,表明土壤结构得到改善。而且不同修复年限之间改良土壤结构的能力差异显著,随着恢复年限的延伸,土壤结构逐渐变好。未干扰区最好,其次是修复 15 a,3 a 区效果最差。

## 4 结论

(1) 非饱和导水率随吸力增大呈非线性减小,相同吸力下,土壤容重大的土样非饱和导水率较小。土壤容重和非饱和导水率呈现极显著负相关关系,和土壤总孔隙度呈正相关关系且相关性随吸力增加降低。

(2) 不同立地类型土壤持水性、供水性和易有效水含量遵循受损区<修复区<未干扰区的变化规律,但修复区 20—40 cm 土壤持水性、供水性和易有效水含量比 0—20 cm 低,其中易有效水含量和土壤容重、紧实度呈负相关关系,与总孔隙度、黏粒含量呈正相关关系。矿区 0—20 cm 土壤随着修复年限增加,土壤结构得到改善,持蓄调节水分的能力逐渐增强。

### [参 考 文 献]

- [1] 张华兵,刘红玉,李玉凤,等. 自然条件下盐城海滨湿地土壤水分/盐度空间分异及其与植被关系研究[J]. 环境科学,2013,34(2):540-546.
- [2] 解雪峰,濮励杰,朱明,等. 土壤水盐运移模型研究进展及展望[J]. 地理科学,2016,10:1565-1572.
- [3] Ružičić S, Mileusnić M, Posavec K, et al. Water flow and solute transport model of potentially toxic elements through unsaturated zone at regional wellfield Kosnica [J]. Hydrological Processes, 2016,30(22):4113-4124.
- [4] Yadav R R, Kumar L K. One-dimensional spatially dependent solute transport in semi-infinite porous media: an analytical solution[J]. 2017,9(4):20.
- [5] Olatuyi S O, Akinremi O O, Hao X. Solute transport in a hummocky landscape(II): Vertical and seasonal redistribution of bromide and  $^{15}\text{N}$ -labelled nitrate[J]. Canadian Journal of Soil Science, 2017,92(4):631-643.
- [6] Carrick S, Buchan G, Almond P, et al. Atypical early-time infiltration into a structured soil near field capacity: The dynamic interplay between sorptivity, hydrophobicity, and air encapsulation[J]. Geoderma, 2011,160(3/4):579-589.
- [7] Kawamoto K, Moldrup P, Ferré T P A, et al. Linking the gardner and campbell models for water retention and hydraulic conductivity in near-saturated soil[J]. Soil Science, 2015,171(171):573-584.
- [8] Akala V A, Lal R. Potential of mine land reclamation for soil organic carbon sequestration in Ohio[J]. Land Degradation & Development, 2015,11(3):289-297.
- [9] 王月玲,王思成,蔡进军,等. 半干旱黄土丘陵区退耕地林草植被恢复对土壤质量影响评价[J]. 水土保持通报,2017,37(5):22-26.
- [10] 焦彩强,王益权,刘军,等. 关中地区耕作方法与土壤紧实度时空变异及其效应分析[J]. 干旱地区农业研究,2009,27(3):7-12.
- [11] 杜天庆,苗果园,郝建平,等. 不同类型豆科植物对黄土母质生土的改土效果[J]. 水土保持学报,2011,25(6):76-80,86.
- [12] 田月亮,张金池,李海东,等. 不同林分类型土壤水分物理性质及其海拔效应:以浙江省凤阳山为例[J]. 水土保持通报,2013,33(1):53-57,61.
- [13] 邢旭光,赵文刚,马孝义,等. 土壤水分特征曲线测定过程中土壤收缩特性研究[J]. 水利学报,2015,46(10):1181-1188.
- [14] Gardner W R, Hillel D, Benyamini Y. Post irrigation movement of soil water(I): Redistribution [J]. Water Resources Research, 1970,6(3):851-861.
- [15] 刘永光,刘克锋,孙向阳,等. 基于土壤水分特征曲线的北京市废弃关停矿山修复效果研究[J]. 土壤通报,2013,44(1):64-71.
- [16] 聂小飞,郑海金,左继超,等. 枯落物敷盖对红壤坡地土壤水分特性的影响[J]. 水土保持学报,2016,30(6):85-89.
- [17] 杨永辉,武继承,赵世伟,等. 黄土丘陵沟壑区草地土壤持水、供水性能比较[J]. 土壤通报,2009,40(5):1010-1013.
- [18] Hernández M, Echarte L, Maggiora A D, et al. Maize water use efficiency and evapotranspiration response to N supply under contrasting soil water availability[J]. Field Crops Research, 2015,178:8-15.
- [19] Li Zhuo, Wu Pute, Feng Hao, et al. Simulated experiment on effects of soil bulk density on soil water holding capacity. [J]. Acta Pedologica Sinica, 2010,47(4):611-620.
- [20] 廖凯华,徐绍辉,吴吉春,等. 不同土壤转换函数预测砂土非饱和导水率的对比分析[J]. 水科学进展,2013,24(4):560-567.