

覆土质地及容重对裸岩石砾地土壤水分入渗的影响

张盼盼^{1,2,3,4,5}, 黎雅楠^{1,2,3,4,5}, 夏利恒^{1,2,3,4,5}

¹陕西地建 - 西安交大土地工程与人居环境技术创新中心, 陕西 西安

²陕西地建土地工程技术研究院有限责任公司, 陕西 西安

³陕西省土地工程建设集团有限责任公司, 陕西 西安

⁴自然资源部退化及未利用土地整治工程重点实验室, 陕西 西安

⁵陕西省土地整治工程技术研究中心, 陕西 西安

收稿日期: 2023年9月3日; 录用日期: 2023年10月4日; 发布日期: 2023年10月13日

摘要

为探明石砾地区覆土整治后不同容重对土壤水分入渗过程的影响, 本研究选取了壤土、黄棕壤土两种不同质地类型的土壤, 通过室内土柱入渗试验, 比较分析了这两种土壤不同容重条件下石砾地覆土土壤的水分入渗过程, 为此类地区的覆土整治提供理论依据。结果表明, 容重对2种质地的试验土壤入渗过程有较大影响, 试验土壤入渗能力随土壤容重的增加而减小; 两种土壤的稳定入渗率与容重均呈对数负相关关系($R^2 > 95\%$), 壤土容重对稳定入渗率的影响程度要大于黄棕壤土; 同一时刻, 容重越大累积入渗量越小, 2种土壤在100 min内累积入渗量与容重之间呈显著线性负相关关系; 与Philip方程相比, Kostiakov入渗模型可以更好地反映壤土的整个入渗过程及黄棕壤土前40 min的入渗, 黄棕壤土40 min后的入渗过程可用线性方程很好地描述; 在土壤水分再分布过程中, 同一土层高度中土壤容重越大其含水量越小, 且土壤含水量随土层深度的增加而增加, 土壤水分再分布的结果是容重越大0~30 cm土壤的储水量越大。

关键词

石砾地, 容重, 土壤水分, 入渗, 模型

Effects of Soil Texture and Bulk Density on Soil Water Infiltration in Bare Rock Gravel Land

Panpan Zhang^{1,2,3,4,5}, Yanan Li^{1,2,3,4,5}, Liheng Xia^{1,2,3,4,5}

¹Technology Innovation Center for Land Engineering and Human Settlements, Shaanxi Land Engineering Construction Group Co., Ltd. and Xi'an Jiaotong University, Xi'an Shaanxi

²Institute of Land Engineering & Technology, Shaanxi Provincial Land Engineering Construction Group Co., Ltd., Xi'an Shaanxi

³Shaanxi Provincial Land Engineering Construction Group Co., Ltd, Xi'an Shaanxi

⁴Key Laboratory of Degraded and Unused Land Consolidation Engineering, The Ministry of Natural Resources, Xi'an Shaanxi

⁵Shaanxi Provincial Land Consolidation Engineering Technology Research Center, Xi'an Shaanxi

Received: Sep. 3rd, 2023; accepted: Oct. 4th, 2023; published: Oct. 13th, 2023

Abstract

In order to explore the influence of different bulk density on soil water infiltration process after soil cover treatment in gravel area, this study selected two different texture types of soil, Lou soil and yellow-brown soil, through indoor soil column infiltration test, compared and analyzed the water infiltration process of gravel soil under different bulk density conditions of these two soils, and provided theoretical basis for soil cover treatment in such areas. The results showed that bulk density had a great influence on the infiltration process of the experimental soil in the two germplasm plots, and the infiltration capacity of the experimental soil decreased with the increase of soil bulk density. The stable infiltration rate of the two soils was negatively correlated with the bulk density ($R^2 > 95\%$), and the effect of bulk density on the stable infiltration rate of Lou soil was greater than that of yellow-brown soil. At the same time, the larger the bulk density, the smaller the cumulative infiltration. There was a significant linear negative correlation between the cumulative infiltration and the bulk density of the two soils within 100 min. Compared with the Philip equation, the Kostiakov infiltration model can better reflect the whole infiltration process of Lou soil and the infiltration of yellow-brown soil in the first 40 min. The infiltration process of yellow-brown soil after 40 min can be well described by linear equation. In the process of soil water redistribution, the greater the soil bulk density in the same soil layer height, the smaller the water content, and the soil water content increases with the increase of soil depth. The result of soil water redistribution is that the greater the bulk density, the greater the water storage of 0~30 cm soil.

Keywords

Gravel Land, Bulk Density, Soil Moisture, Infiltration, Model

Copyright © 2023 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

土地是人类生存与发展的根本要素。我国人口众多,耕地资源不足已成为制约社会发展的重要因素。为解决人地矛盾问题,急需开发耕地后备资源,而未利用土地中,裸岩石砾地在我国分布广泛,约 $1.04 \times 10^8 \text{ hm}^2$, 该类土地光热条件好,具备巨大的开发潜力[1]。此类石砾地的开发主要是通过覆土构建新的耕作层,进而恢复该地区的农业生产,但覆土过程相对粗放,对于土源质地、覆土容重结构等缺

乏相应的理论研究,覆土后常出现土壤耕作性差,水分利用率低的问题[2] [3]。

土壤水分是研究和模拟地表径流、土壤侵蚀、溶质运移等过程的基础[4],而土壤入渗能力主要决定于土壤自身特性,如土壤容重、土壤质地和土壤结构等[5] [6]。已有的关于容重对土壤水分入渗影响的研究多集中在相对单一或不同质地的土体结构上[7] [8] [9] [10],作为土壤的一个基本物理性质,容重的变化会对土粒密度及土壤孔隙状况造成影响,从而引起土壤入渗性能的改变,曾健等研究了容重对于红壤水分入渗的影响,表明累积入渗量、入渗率均随土壤容重的增大而减小[9],李卓等研究了不同质地土壤水分入渗与容重之间的关系,得出同样的结论[11],其主要原因是土壤容重增大,土壤团粒结构破坏、孔隙度减小,土壤变得紧密坚实,从而使得入渗能力降低[12] [13]。对于含石砾等大孔隙介质中水分运动的研究也多偏向于石砾覆盖、土石混合等对于土壤水分运动的影响。如 Mandal 和 Cerda 等分别对印度热带半干旱地区、瑞典东南部地区砾石覆盖土壤的水分入渗进行了研究,发现随着砾石覆盖厚度的增加,入渗速率和湿润峰运移速度增大[14] [15]; Zavala 等研究了砾石覆盖度与径流产生和土壤侵蚀之间的关系[16]; Novák 等利用模型分析了不同深度砾石含量对土壤含水量和水分运移的影响,表明砾石含量与水流运动的复杂性[17]; Zhou 等证明砾石含量 < 40%时,入渗率和导水率随砾石含量的增加会降低,砾石含量 > 40%时,入渗率和导水率随砾石含量的增加而增加[18];纵观现有针对砾石对土壤入渗影响的研究,大部分仅注重山区砂石覆盖对水分入渗的影响,或土石混合后水分的入渗特性。

而当土体下部存在砾石等大孔隙介质层时,土体与砾石之间形成明显的分层界面,当上覆土体质地及容重结构不同时,大孔隙砾石层中有可能产生气阻作用或形成水流通道从而影响水分运动,影响了砾石地覆土整治后土壤的宜耕性。因此,研究砾石地覆土土壤质地、容重对土壤水分入渗的影响规律,可进一步明晰含砾石等大孔隙介质的上层土体水分运动特征,探明存在砾石等大面积的大孔隙介质层时土壤容重对其内部水分运动的影响规律,为该类地区的开发整治提供理论依据和技术参数,对于提升整治效果、提高土壤水分利用效率具有重要意义。

2. 材料与方 法

2.1. 供试土壤

试验所用自然土壤分别采自陕西省关中地区富平县的塿土及陕南汉中市的黄棕壤土,土壤样品采自地表以下 30 cm,以减小耕层高有机质含量的影响。将所采集土壤自然风干、研磨,过 2 mm 筛,采用沉降法测定各级颗粒组成,分析结果见表 1。

Table 1. Particle composition of tested soil

表 1. 供试土壤颗粒组成

供试土样	砂粒 2~0.05	粉粒 0.05~0.002	粘粒 < 0.002	土壤质地
塿土	13.37	77.10	9.53	粉砂壤土
黄棕壤土	7.09	65.19	27.72	粉砂质粘壤土

2.2. 试验方法

试验采用积水入渗法测定,试验装置分为土柱和供水系统两部分,试验土柱是直径为 10 cm、高 50 cm 的透明有机玻璃柱,玻璃柱下部为钢丝滤网,便于透水。供水马氏瓶与土柱装置规格相同,直径 10 cm、高 50 cm,供水水头控制在 4~5 cm。每种试验土样设置 4 个容重水平,分别为 1.3 g/cm³、1.4 g/cm³、1.5 g/cm³、

1.6 g/cm³, 每组试验土样下部填装数量相同、5 cm 厚的直径为 1 cm 的玻璃珠, 模拟石砾地中的石砾层。填装前, 管内壁涂凡士林, 填装时, 按照设计容重, 称取风干土样, 分层填装(5 cm 一层), 各层之间进行打毛处理, 装土高度为 30 cm。土柱表面放置一层滤纸, 防止土壤表层受到侵蚀。试验前 10 min 每隔 1~3 min 记录一次入渗数据, 10 min 后每隔 5 min 记录一次, 100 min 以后, 每隔 10~30 min 记录一次, 试验共进行 300 min。入渗试验结束后, 分别于结束的初始时刻、结束后 1 d、3 d、10 d 在各处理的土柱内按照 5 cm 深度间隔取样, 并测定各层含水率。为了消除温度的影响, 室内温控制在 22~24℃。每组试验重复 3 次。

2.3. 入渗模型

参考相关研究结果, 选用 Kostiakov 及 Philip 模型对石砾地覆土后的土壤水分入渗过程进行模拟[19], 并对其适用性进行评价。Kostiakov 模型公式为:

$$I_t = K \cdot t^{1-\alpha} \quad (1)$$

式中, I_t 为 t 时刻的累积入渗量, cm; t 为入渗时间, min; K 为经验入渗系数, 其物理意义是入渗开始后第一个单位时段末的累积入渗量, 在数值上也等于第一个单位时段内的土壤平均入渗速率, cm/min; α 为经验入渗指数, 反映土壤入渗能力的衰减速度。入渗初始阶段, 参数 K 起主导作用, 随着入渗过程的持续进行, 参数 α 则成了影响入渗大小的主要因素。

Philip 模型公式为:

$$I_t = S \cdot t^{0.5} + A \cdot t \quad (2)$$

式中: S 为吸渗率, cm/min^{0.5}; A 为稳渗率(通常小于饱和导水率), cm/min。

3. 结果与分析

3.1. 入渗率随时间的变化

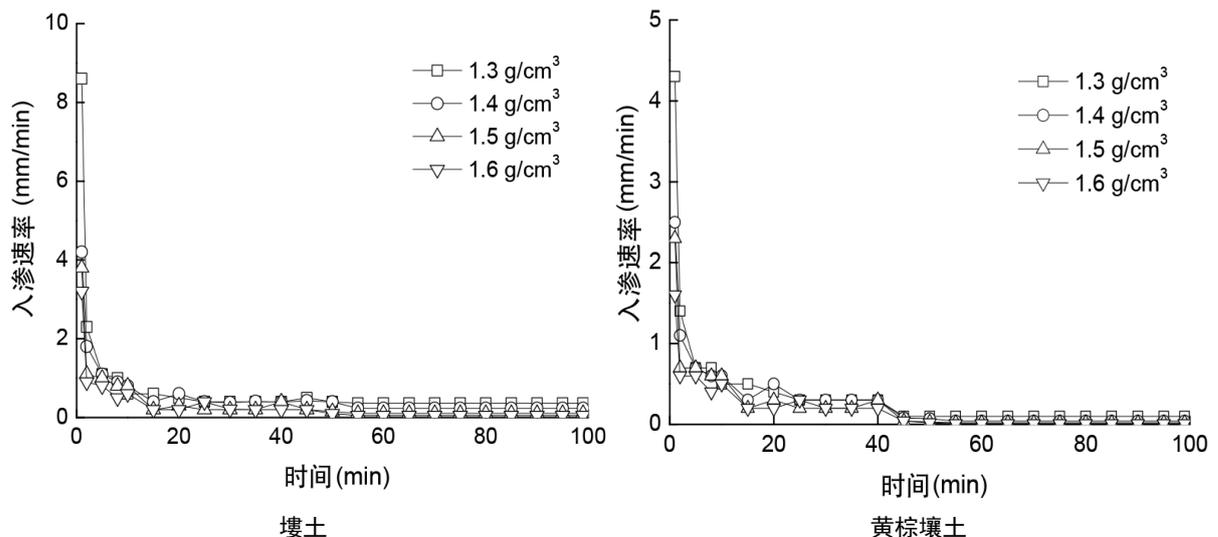


Figure 1. Variation of infiltration rate with time

图 1. 入渗速率随时间的变化

入渗率是单位时间通过地表单位面积渗入到土壤中的水量, 入渗率的大小反映了土壤入渗性能的

好坏,在石砾地覆土时,必须考虑后期土壤的入渗性能,其显著影响着土壤的蓄水能力和排水能力,入渗能力差的容重结构难以快速排出积水,导致作物受淹;入渗能力太强则又难以起到保水作用。图 1 反映了石砾地区不同质地不同容重土壤的入渗率随时间的变化过程,不同质地、覆土容重下土壤入渗率随时间的变化均表现出先迅速减小后趋于稳定的趋势。入渗开始的初始阶段主要受到土壤基质势的影响,由于土壤初始含水量较低,土壤负压大,积水与土柱接触面处基质势梯度较大,初始入渗速率较高;对于两种质地的土壤来说,在入渗开始的 5 min 内其入渗速率均表现出快速降低的特征,主要由于随着上层土壤吸水,其基质势绝对值减小,土壤负压迅速降低,水分入渗过程受到重力势的影响逐渐增大,入渗率快速减小;入渗 10 min 后,随入渗时间的增加,土壤基质势梯度开始缓慢减小,并最终接近于 0,此时,土壤入渗率为稳定入渗率,但不同质地土壤达到稳定入渗的时间不同,壤土在 20 min 以后即达到稳定入渗状态,而黄棕壤土在 40 min 以后才逐渐达到稳定入渗状态,其存在一个相对平缓的下降过程,而壤土的这一平缓下降过程较短,相对不明显,说明土壤质地偏粘时,其达到稳定入渗状态所需的时间要长。在整个入渗过程当中,同一时刻,容重越大入渗速率越小,两种质地土壤的入渗均符合这一规律。入渗后期曲线接近于水平直线,说明在入渗后期长历时内土壤容重对入渗率的影响程度逐渐减小。

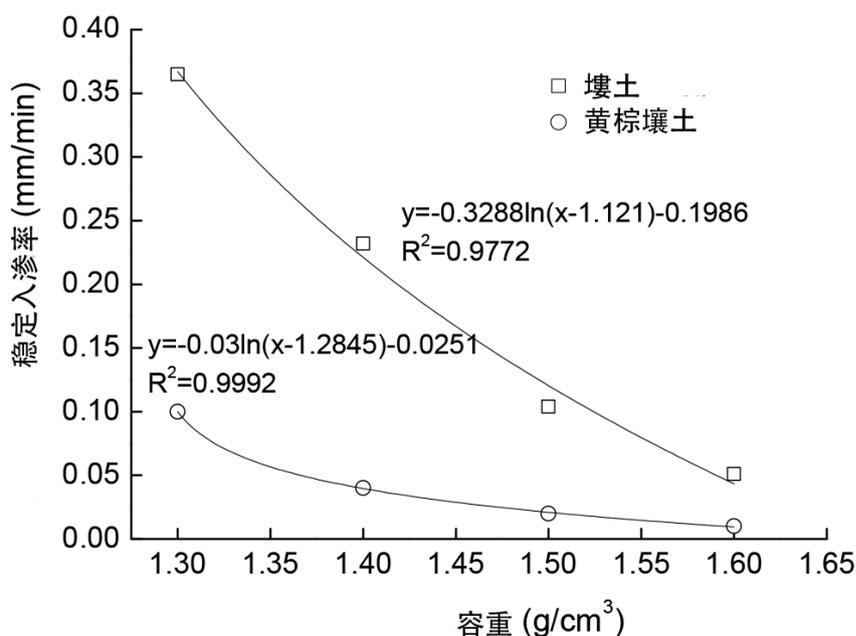


Figure 2. Relationship between stable infiltration rate and soil bulk density
图 2. 稳定入渗率与土壤容重的关系

通过对石砾地 2 种覆土土壤入渗试验数据的分析,发现土壤容重对于表征土壤入渗能力的稳定入渗速率有显著影响。稳定入渗速率表征土壤入渗后期的入渗能力。图 2 所示为 2 种不同质地土壤容重与稳定入渗速率的关系。从中可以看出,壤土容重从 1.3 g/cm^3 增大到 1.6 g/cm^3 ,稳定入渗速率从 0.365 mm/min 递减到 0.051 mm/min ;黄棕壤土容重从 1.3 g/cm^3 增大到 1.6 g/cm^3 ,稳定入渗速率从 0.065 mm/min 减小到 0.012 mm/min 。同一容重下,黄棕壤土的稳定入渗速率要小于壤土,且壤土中容重增大引起的土壤稳定入渗率减小程度明显大于黄棕壤。试验中,土壤稳定入渗速率与容重均呈极显著对数负相关关系,相关方程见图 2。由上述结果可以看出,石砾地覆土土壤稳定入渗速率受容重影响较大,2 种质地类型的试

验土壤稳定入渗速率均随容重增大而递减，稳定入渗速率与容重的关系曲线皆为近线性的对数关系，且壤土的线型比较陡直，黄棕壤土的线型相对平缓。

3.2. 覆土容重对累积入渗量的影响

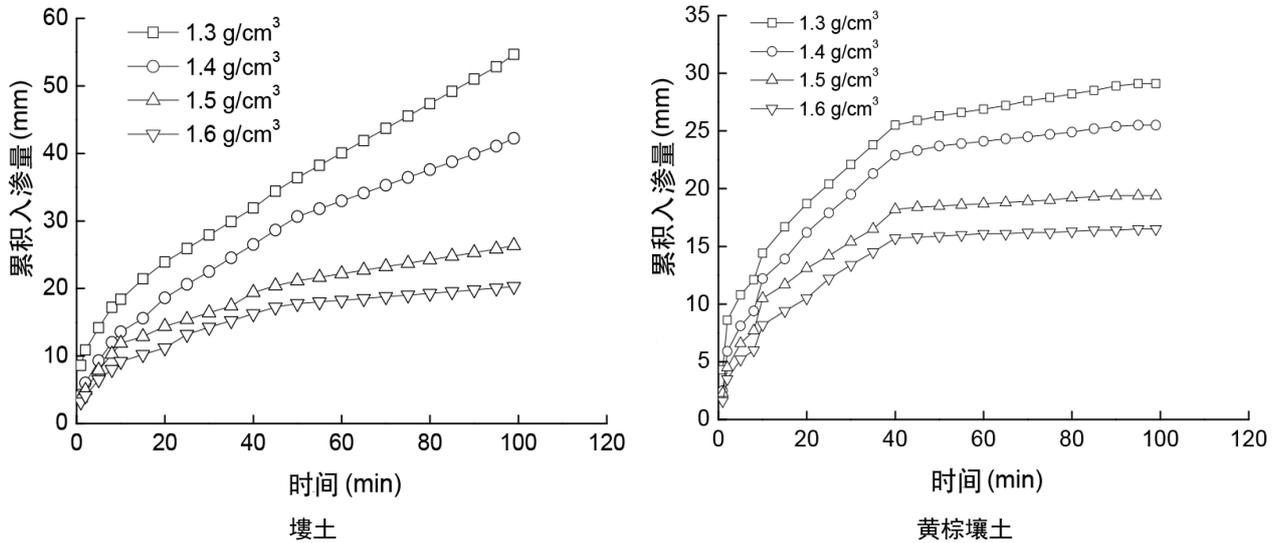


Figure 3. Variation of cumulative infiltration with time
图 3. 累积入渗量随时间的变化

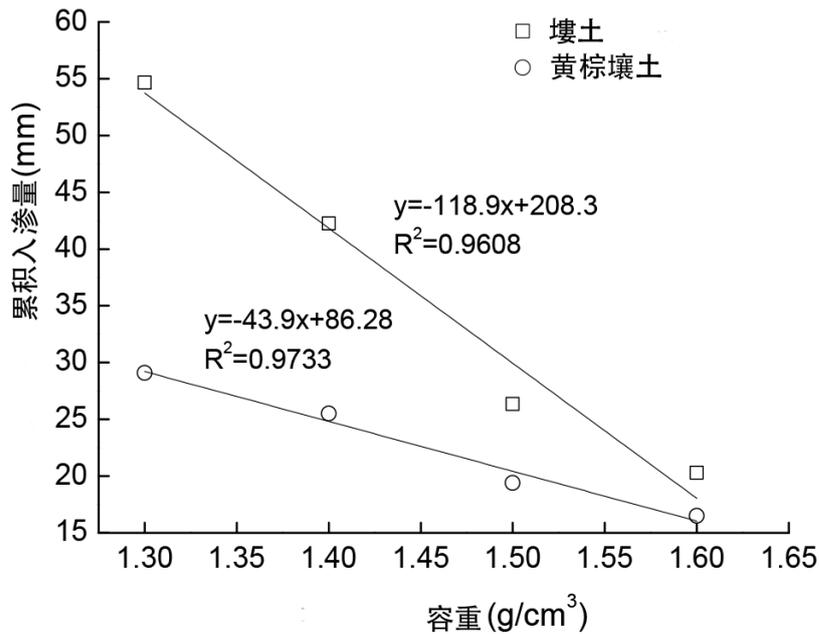


Figure 4. Relationship between cumulative infiltration and bulk density of experimental soil
图 4. 试验土壤累积入渗量与容重关系

累积入渗量是入渗开始后一定时间内，通过地表单位面积入渗到土壤中的总水量，了解石砾地覆土后累积入渗量及其随时间的变化关系，对分析覆土整治后的石砾地受降雨和灌溉入渗的影响十分重要。入渗过程中土壤容重对累积入渗量的影响较大，累积入渗量与土壤容重呈负相关。土壤中水流的运移通

道主要靠的是传导孔隙与大孔隙, 入渗过程中其入渗能力主要受土壤中大孔隙含量与分布程度影响[20]。而土壤容重则是通过对土壤中孔隙的影响来实现的, 其可以反映出土壤中孔隙大小程度与数量以及土壤的密实程度, 土壤容重越小, 孔隙含量越高, 入渗能力越强, 水分通量越大[21]。2 种质地类型的土壤不同覆土容重下 100 min 内累积入渗量的变化过程如图 3 所示。从图中可以看出, 不同容重土壤在各时间段内的累积入渗量均随时间的增加而增加, 在同一时刻, 容重越大累积入渗量越小, 2 种土壤在 100 min 累积入渗量与容重均呈显著线性负相关($R^2 > 0.95$), 容重与累积渗入量之间的关系如图 4 所示。由图 4 可知, 当壤土容重从 1.3 g/cm^3 增加到 1.6 g/cm^3 , 累积入渗量则从 71.36 cm 减少到 21.99 cm ; 当黄棕壤容重从 1.3 g/cm^3 增加到 1.6 g/cm^3 , 累积入渗量则从 28.25 cm 减少到 16.45 cm 。由此可以看出, 土壤累积入渗量受覆土容重的影响巨大, 容重增大, 入渗能力下降十分明显。

3.3. 不同质地、容重土壤的入渗模型

Table 2. Fitting results of infiltration model of Lou soil

表 2. 壤土入渗模型拟合结果

容重(g/cm^3)	Kostiakov 入渗模型				Philip 入渗模型		
	K	α	K/α	R^2	S	A	R^2
1.3	5.776	0.521	11.086	0.988	5.294	6.64E-4	0.987
1.4	4.116	0.494	8.332	0.999	4.157	0.0078	0.999
1.5	4.505	0.613	7.349	0.995	3.591	3.21E-7	0.329
1.6	3.953	0.634	6.235	0.981	3.274	1.02E-9	0.754

Table 3. Yellow-brown soil infiltration model fitting results

表 3. 黄棕壤土入渗模型拟合结果

容重(g/cm^3)	Kostiakov 入渗模型				Philip 入渗模型		
	K	α	K/α	R^2	S	A	R^2
1.3	5.387	0.583	9.249	0.990	4.893	0	0.711
1.4	3.566	0.497	7.174	0.992	3.590	0.00195	0.992
1.5	3.122	0.526	5.942	0.987	3.081	0	0.954
1.6	2.168	0.464	4.670	0.992	2.224	0.0405	0.992

为进一步研究砾石覆盖厚度对土壤水分入渗过程的影响, 选用 Kostiakov 及 Philip 模型对石砾地覆土的土壤水分入渗过程进行模拟, 壤土的模拟结果见表 2, 在对黄棕壤土进行模型拟合的过程发现(如表 3), 其入渗过程在 40 min 后出现一明显的转折, 两个模型单独模拟 100 min 内的整个过程均较差, 因此对其做分段处理, 前 40 min 分别采用 Kostiakov、Philip 公式拟合, 转折后采用线性公式拟合, 拟合结果见表 4。由表 2 和表 3 可以看出, 壤土的整个入渗过程及黄棕壤土前 40 min 的入渗过程 Kostiakov 模型模拟结果均较好, R^2 均大于 0.98, 而 Philip 模型的整体模拟结果较差, 这说明 Philip 模型虽然有一定的物理基础, 但在石砾地覆土的土壤水分入渗过程中适用性较差。黄棕壤土 40 min 以后的入渗过程利用线性方程能较好地描述($R^2 > 0.95$)。因此可利用 Kostiakov 模型对 2 种土壤的入渗过程进行进一步分析。

K 值表示土壤入渗开始后第一个单位时段末的累积入渗量即初始入渗速率, 其主要受到土壤结构的

影响。对于同一土壤质地类型, 初始含水率基本接近时, 影响 K 值的主要因素为土壤的孔隙分布特征, 土壤孔隙特征的变化表现为土壤容重的不同, 容重越大, 孔隙度越小, 土壤越密实。从表 2、表 3 可看出, 随着容重的增大, K 值逐渐减小, 壤土容重由 1.3 g/cm^3 增大到 1.6 g/cm^3 时, K 值由 5.776 减小到 3.953, 黄棕壤土则由 5.387 减小到 2.168, 且整体上黄棕壤土的 K 值要小于壤土。在水分入渗初期, 表层土壤中的大孔隙在土壤基质势作用下最先充满水, 这些水分受到重力势和基质势共同的作用, 向深层土壤运移, 容重小的土壤, 大孔隙多, 提供了水分的运输通道, 同时可蓄存大量水分, 则其初始入渗能力较强。而随容重的增大, 土壤大孔隙减少, 初始入渗能力降低。因此, K 值呈现出随容重的增大而减小的趋势。

经验入渗指数 α 可反映土壤入渗能力的衰减速度, α 值越大, 入渗能力衰减速度越快, 反之则越慢。由表 2、表 3 可以看出, 壤土和黄棕壤土容重对 α 值的影响规律不同, 壤土随容重的增加呈现出逐渐增大趋势, 当覆土容重由 1.3 g/cm^3 增大到 1.6 g/cm^3 时, α 值由 0.521 增加到 0.634; 黄棕壤土则随容重的增大, α 值减小, 当覆土容重由 1.3 g/cm^3 增大到 1.6 g/cm^3 时, α 值由 0.583 减小到 0.464。对于壤土来说, 覆土容重越大, 其土壤水分入渗能力随时间的衰减速度越快, 覆土容重越小, 土壤水分入渗能力随时间的衰减速度越慢, 表现在水分累积渗漏曲线上, 即容重越大, 曲线越接近水平; 而黄棕壤土的 α 值则随容重增大而呈现微弱的减小趋势, 这主要是由于土壤中粘粒含量相对较多, 本身大孔隙含量少, 无论容重大小均存在气阻作用, 加上其初始入渗速率小, 容重越大其入渗速度的衰减空间小, 故容重与 α 值之间呈现出与壤土不同的关系。相同质地的土壤, 容重改变会引起 α 值的较大变化, 土壤容重越小, 大孔隙越多, 土壤内部的连通状况也越好, 土壤水分可顺利地渗入孔隙当中, 并将原来孔隙中的空气排出, 从而减小了气阻对于入渗过程的影响, 因此, 其入渗能力的衰减速度较慢。而容重较大的土壤结构, 其大孔隙含量相对较少, 孔隙之间被土壤颗粒填充的更加密实, 内部的连通性大大降低, 土壤水分进入孔隙时, 由于水表面张力的作用, 往往会形成较小的气泡, 导致气体排出困难, 增大了土壤水分入渗的阻力, 由于气阻作用的影响, 入渗能力衰减速度较快, 因此, α 值呈现出随容重增大而增大的趋势; K/α 则反映了整个入渗过程, 整体来说, 其值越大入渗能力越强, 反之则越弱, 无论壤土还是黄棕壤土, K/α 均随容重的增大而减小, 即两者的容重越大, 整体入渗能力越小。同时, 黄棕壤土的累积入渗过程存在明显的转折, 转折后累积入渗量随时间的变化可用线性较好地描述, 且线性斜率随容重的增大而减小。

Table 4. Linear fitting results of yellow-brown soil after turning

表 4. 黄棕壤土转折后线性拟合结果

容重(g/cm^3)	$I_t = a \cdot t + b$		
	a	b	R^2
1.3	0.06454	22.13329	0.99504
1.4	0.04429	20.98801	0.98907
1.5	0.02237	16.98222	0.98767
1.6	0.01384	15.17097	0.96204

3.4. 对土壤剖面含水率及储水量的影响

土壤中水分再分布过程则影响各层土壤中水分含量的分布, 进而直接影响土壤水分的有效性以及植物的水分吸收[21] [22]。图 5、图 6 分别为壤土、黄棕壤土不同土壤容重影响下入渗试验结束时刻与再分

布天数为 1, 3, 10 d 时各土层质量含水量分布曲线图。在入渗结束时刻, 无论是壤土还是黄棕壤土, 在同一土层高度时, 土壤容重越大其含水率越小, 主要由于土壤容重越大其空隙含量越少, 土壤中持水能力减弱, 而在土层底部, 由于存在持水能力差、渗透性强的石砾, 使得与之接触的土层水分向下流失较多, 含水量在各层中最低。在水分再分布过程中, 在基质势和重力势的共同作用下, 土壤中水分进而向竖直深层较干土壤运移, 再分布 1 d、3 d、10 d 过程中土壤容重越小, 其再分布过程中水分向下运移越多, 从曲线变化情况来看, 在 10 d 内重力势对土壤水分再分布的影响较大, 土壤水分含量随深度的增加而增大, 且容重越小增大越明显。黄棕壤土在入渗刚结束时刻, 各容重下仍是下部土壤水分含量较小, 而其再分布过程则要滞后于壤土, 壤土在 1 d 时, 1.3、1.4 g/cm^3 容重下层土壤水分已经得到补给, 大于上层土壤水分含量, 而黄棕壤土直到 10 d 时才呈现出类似的分布规律。

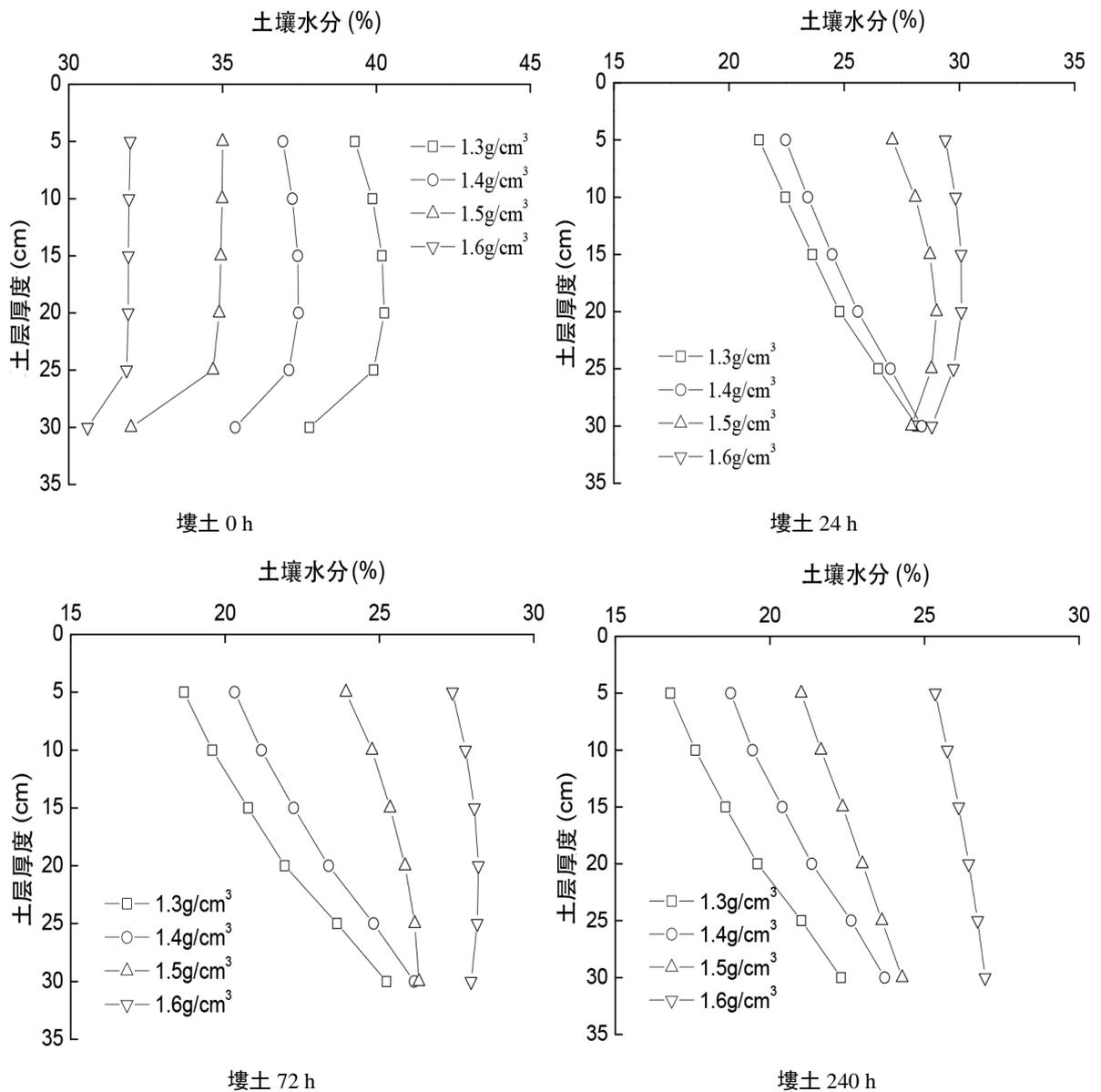


Figure 5. Distribution of water content in each soil layer under different soil bulk density of Lou soil

图 5. 壤土不同土壤容重下各土层含水量分布

根据入渗结束后各层土壤水分含量的再分布过程计算土柱储水量的变化过程, 如图 7 所示。石砾地覆土容重对土壤 0~30 cm 储水量影响显著, 在土壤水分再分布初期, 容重越小土壤储水量越大, 随着时间的推移, 容重小的土壤失水较快、容重大的土壤由于其较好的持水性失水较慢。壤土容重为 1.3 g/cm^3 时, 从初始时刻至 10 d 后, 储水量由 12.2 cm 减小至 5.8 cm, 减小了 52.5%; 容重为 1.6 g/cm^3 时, 储水量由初始的 9.6 cm 减小至 7.9 cm, 仅减少了 17.7%。黄棕壤土容重为 1.3 g/cm^3 时, 从初始时刻至 10 d 后, 储水量由 11.8 cm 减小至 6.4 cm, 减小了 45.8%, 容重为 1.6 g/cm^3 时, 土壤储水量从 11.0 cm 减少到 9.7 cm, 仅减少了 11.8%。

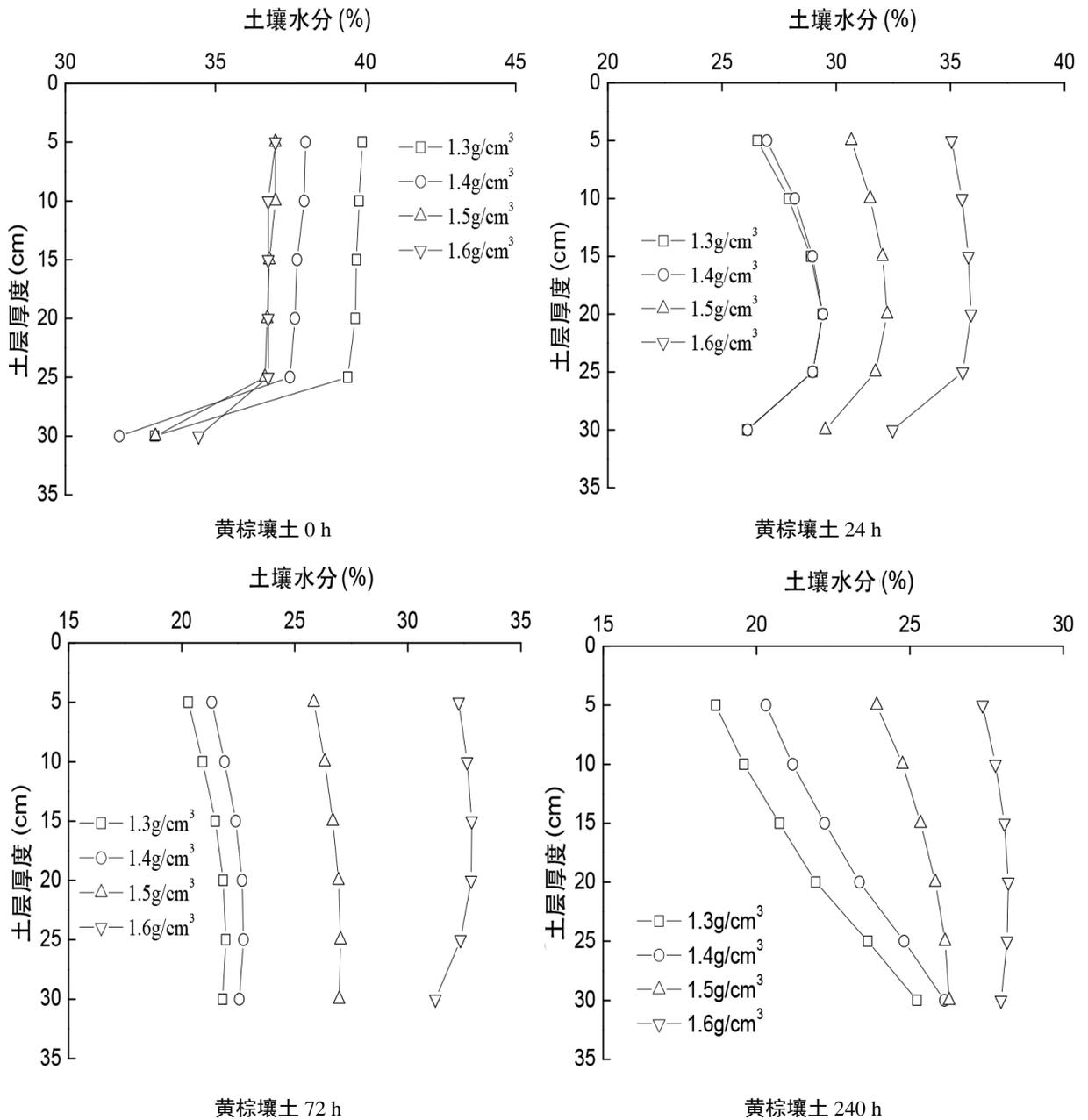


Figure 6. Water content distribution of each soil layer under different soil bulk density in yellow-brown soil
 图 6 黄棕壤不同土壤容重下各土层含水量分布

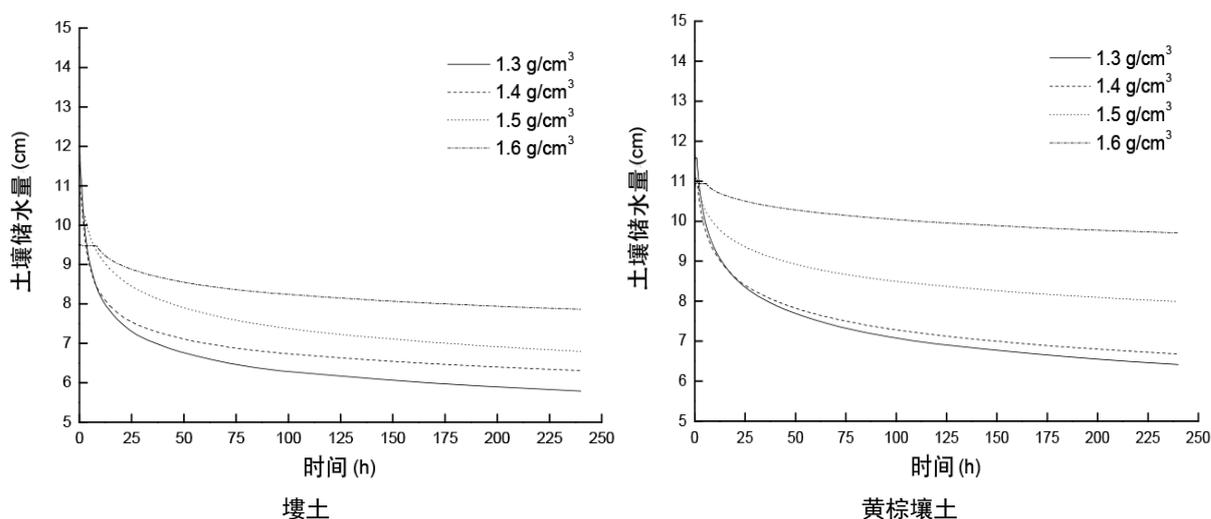


Figure 7. Effect of bulk density on soil water storage

图 7. 容重对土壤储水量的影响

4. 讨论

土壤入渗率反映了土壤的入渗性能。在石砾地覆土时，考虑后期土壤的入渗性能非常重要，当裸岩石砾地上覆土体时，对整个结构的土壤入渗性能的研究尤为重要。容重结构显著影响土壤的蓄水能力和排水能力，入渗能力差，不能快速排出积水时，会导致作物受淹。但如果入渗能力太强，又难以起到保水作用。容重对水分入渗能力的影响由大孔隙的数量决定。根据非饱和土的达西渗流定律，土壤水分的入渗由土壤导水率和土壤水势梯度决定，而土壤导水率主要由土壤质地、容重、结构、含水率和基质势决定[13]。入渗初始阶段主要受土壤基质势的影响。由于土壤初始含水率较低，土壤负压较大，积水与土柱交界面处的基质势梯度也较大，导致初始入渗率较高。入渗过程逐渐受到重力势的影响，入渗速率迅速减小。土壤质地和容重通过影响土壤孔隙，特别是大孔隙和导电孔隙的大小和分布，进而影响土壤的导水率。

本研究探讨了石砾地区覆土整治后不同容重对土壤水分入渗过程的影响，入渗速率和累积入渗量均随土壤容重的增加而降低，这与前人的研究一致[3] [8] [12]，累积入渗量及其随时间的变化关系对于分析石砾覆土区降雨和覆土后灌溉的影响具有重要意义。入渗过程中土壤容重对累积入渗量影响较大，累积入渗量与土壤容重呈负相关关系。入渗能力取决于土壤中大孔隙的分布，因为土壤中水分运移通道主要取决于导电孔隙和大孔隙[23]的存在。土壤容重由土壤中孔隙的大小和数量以及土壤的紧实度决定，土壤容重越小，孔隙度越高，入渗能力和水分通量[20]越强。同时，我们还发现稳定入渗率与土壤容重的对数呈线性负相关关系。这一发现与李卓等[11]研究结果一致。广泛使用的 Kostiakov 模型很好地描述了砾石基层上水分向土层的入渗。但我们也发现黄棕壤的黏性土壤质地入渗过程中出现转折的时间较晚，这与宋红阳等[24]对斥水性土壤持水特性的研究结果一致。最后我们发现随着入渗过程的发展，入渗率先缓慢变化后趋于稳定，入渗后土壤水分再分布过程与曾健[9]描述的相似，该研究结果与我们的结果的主要区别在于我们中、下层土壤由砾石组成，再分布过程结束时土壤水分的损失相对较小。

5. 结论

本研究采用室内模拟土柱试验得出，石砾地覆土容重及质地对该地类土壤水分的入渗性能具有较大的影响。

1) 在石砾地覆土过程中, 对于不同质地的土壤, 覆土容重越大, 土壤孔隙度越小, 土壤孔隙间连通性越差, 入渗速率越小, 且稳定入渗率与容重均呈对数负相关关系。同一容重下, 黄棕壤土的稳定入渗速率要小于壤土, 且壤土中容重增大引起的土壤稳定入渗率减小程度明显大于黄棕壤。

2) 不同质地不同容重土壤在各时间段内的累积入渗量均随时间的增加而增加, 在同一时刻, 容重越大累积入渗量越小, 2 种土壤在 100 min 累积入渗量与容重之间均呈显著线性负相关($R^2 > 0.95$)。壤土入渗在 100 min 内及黄棕壤土在前 40 min 的水分累积入渗过程均可由 Kostiakov 模型进行较好地描述, 黄棕壤土在入渗 40 min 后出现明显的转折, 转折后的入渗过程可用线性方程描述。

3) 入渗结束的初始时刻, 底部 30 cm 处土壤含水量较小, 其他各深度土壤含水量接近饱和, 在入渗结束再分布 10 d 内, 同一土层高度中土壤容重越大其含水量越小, 再分布导致土壤含水量随土层深度的增加而增加, 且黄棕壤土的再分布过程要滞后于壤土。在土壤水分再分布初期, 容重越小 0~30 cm 土壤储水量越大, 随着时间的推移, 容重小的土壤失水较快、容重大的土壤失水较慢, 并呈现出容重越大储水量越大的结果。

基金项目

陕西地建 - 西安交大土地工程与人居环境技术创新中心开放基金项目 (2021WHZ0092、2021WHZ0089)。

参考文献

- [1] 易玲, 张增祥, 汪潇, 等. 近 30 年中国主要耕地后备资源的时空变化[J]. 农业工程学报, 2013, 29(6): 1-12.
- [2] 张扬, 李占斌, 董起广, 袁水龙. 覆土厚度对裸岩石砾地土壤颗粒迁移过程的影响[J]. 水土保持学报, 2018, 32(2): 87-91+103.
- [3] 张扬, 李占斌, 董起广. 裸岩石砾地覆土厚度对土壤水分的影响[J]. 人民长江, 2017, 48(24): 52-55.
- [4] Chen, L., Huang, Z., Gong, J., *et al.* (2007) The Effect of Land Cover/Vegetation on Soil Water Dynamic in the Hilly Area of the Loess Plateau, China. *Catena*, **70**, 200-208. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2006.08.007>
- [5] Hillel, D. (1998) *Environmental Soil Physics*. Academic Press, New York.
- [6] Neris, J., Tejedor, M., *et al.* (2013) Soil Properties Controlling Infiltration in Volcanic Soils. *The EGU General Assembly*, **15**, 202-212. <https://doi.org/10.2136/sssaj2012.0132>
- [7] 余冬立, 刘营营, 刘冬冬, 徐翠兰, 曲欣, 陈友林, 邓凌云, 俞双恩. 土壤容重对海涂垦区粉砂土水分垂直入渗特征的影响研究[J]. 农业现代化研究, 2012, 33(6): 749-752+761.
- [8] 李志明, 周清, 王辉, 卢霞. 土壤容重对红壤水分溶质运移特征影响的试验研究[J]. 水土保持学报, 2009, 23(5): 101-103.
- [9] 曾健, 费良军, 裴青宝. 土壤容重对红壤水分垂直入渗特性的影响[J]. 排灌机械工程学报, 2017, 35(12): 1081-1087.
- [10] 孙增慧, 张扬, 王欢元. 基于 HYDRUS-1D 模型的土壤容重对水分入渗影响的研究[J]. 西部大开发(土地开发工程研究), 2017, 2(7): 20-27.
- [11] 李卓, 吴普特, 冯浩, 赵西宁, 黄俊, 庄文化. 容重对土壤水分入渗能力影响模拟试验[J]. 农业工程学报, 2009, 25(6): 40-45.
- [12] 康金林, 杨洁, 刘窑军, 等. 初始含水率及容重影响下红壤水分入渗规律[J]. 水土保持学报, 2016, 30(1): 122-126.
- [13] 王小燕, 蔡崇法, 李鸿, 等. 三峡库区碎石含量对紫色土容重和孔隙特征的影响[J]. 土壤学报, 2017, 54(2): 379-386.
- [14] Mandal, U.K., Rao, K.V., Mishra, P.K., *et al.* (2005) Soil Infiltration, Runoff and Sediment Yield from a Shallow Soil with Varied Stone Cover and Intensity of Rain. *European Journal of Soil Science*, **56**, 435-443. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2004.00687.x>
- [15] Cerdà, A. (2001) Effects of Rock Fragment Cover on Soil Infiltration, Interrill Runoff and Erosion. *European Journal*

- of Soil Science*, **52**, 59-68. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.2001.00354.x>
- [16] Zavala, L.M., Jordán, A., Bellinfante, N. and Gil, J. (2010) Relationships between Rock Fragment Cover and Soil Hydrological Response in a Mediterranean Environment. *Soil Science and Plant Nutrition*, **56**, 95-104. <https://doi.org/10.1111/j.1747-0765.2009.00429.x>
- [17] Novák, V. and Kňava, K. (2012) The Influence of Stoniness and Canopy Properties on Soil Water Content Distribution: Simulation of Water Movement in Forest Stony Soil. *European Journal of Forest Research*, **131**, 1727-1735. <https://doi.org/10.1007/s10342-011-0589-y>
- [18] Zhou, B.B., Shao, M.A. and Shao, H.B. (2009) Effects of Rock Fragments on Water Movement and Solute Transport in a Loess Plateau Soil. *Comptes Rendus Geoscience*, **341**, 462-472. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2009.03.009>
- [19] Mehuys, G.R., Stolzy, L.H. and Letey, J. (1975) Effect of Stones on the Hydraulic Conductivity of Relatively Dry Desert Soil. *Soil Science Society of America Journal*, **39**, 37-42. <https://doi.org/10.2136/sssaj1975.03615995003900010013x>
- [20] 赵勇钢, 赵世伟, 曹丽花, 等. 半干旱典型草原区退耕地土壤结构特征及其对入渗的影响[J]. 农业工程学报, 2008, 24(6): 14-20.
- [21] Liang, W., Kosugi, K. and Mizuyama, T. (2015) Soil Water Redistribution Processes around a Tree on a Hillslope: The Effect of Stemflow on the Drying Process. *Ecohydrology*, **8**, 1381-1395. <https://doi.org/10.1002/eco.1589>
- [22] Guhr, A., Borken, W., Spohn, M., *et al.* (2015) Redistribution of Soil Water by a Saprotrophic Fungus Enhances Carbon Mineralization. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **112**, 14647-14651. <https://doi.org/10.1073/pnas.1514435112>
- [23] 傅斌, 王玉宽, 朱波, 等. 紫色土坡耕地降雨入渗试验研究[J]. 农业工程学报, 2008, 24(7): 39-43.
- [24] 宋红阳, 李毅, 贺缠生. 不同质地斥水土壤的入渗模型[J]. 排灌机械工程学报, 2013, 31(7): 629-635.