

喀斯特高原石漠化区露石岩—土界面与非岩—土界面土壤入渗特性差异

许胜兵^{1,2}, 彭旭东^{1,2}, 戴全厚^{1,2}, 刘婷婷^{1,2}, 岑龙沛^{1,2}

(1.贵州大学林学院, 贵阳 550025; 2.贵州大学土壤侵蚀与生态修复研究中心, 贵阳 550025)

摘要: 为揭示喀斯特石漠化区露石岩—土界面与非岩—土界面土壤渗透特性差异, 通过环刀法探究岩—土界面与非岩—土界面土壤入渗特征及入渗模型适应性。结果表明: (1) 岩—土界面 0—10 cm 土层和 10—20 cm 土层土壤容重大于非岩—土界面, 土壤总孔隙度小于非岩—土界面。岩—土界面含水率和毛管孔隙度总体上大于非岩—土界面, 非毛管孔隙度、黏粒和排水能力总体上小于非岩—土界面。(2) 岩—土界面土壤的入渗能力总体上小于非岩—土界面, 其初始入渗速率、平均入渗率、稳定入渗率小于非岩—土界面(平直形除外)。(3) 3 种形状岩—土界面 0—10 cm 土层和 10—20 cm 土层土壤的初始入渗速率、平均入渗率和稳定入渗率均表现为平直形 > 外凸形 > 内凹形。非岩—土界面土壤入渗与岩—土界面具有相似性, 主要由土壤容重和总孔隙度共同决定。(4) Horton 模型对岩—土界面与非岩—土界面土壤入渗的拟合效果优于 Kostiakov 模型和 Philip 模型, 能更好地模拟喀斯特地区复杂情况下土壤的入渗特征。研究以为深入认识喀斯特地区水分入渗及水土流失提供新的研究思路与科学理论支撑。

关键词: 喀斯特; 石漠化; 入渗特征; 岩—土界面; 入渗模型

中图分类号: S715.3

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242(2022)05-0136-08

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcxb.2022.05.019

Differences of Soil Infiltration Characteristics Between Exposed Rock-soil Interface and Non-rock-soil Interface in Rocky Desertification Area of Karst Plateau

XU Shengbing^{1,2}, PENG Xudong^{1,2}, DAI Quanhong^{1,2}, LIU Tingting^{1,2}, CEN Longpei^{1,2}

(1.College of Forestry, Guizhou University, Guiyang 550025; 2.Soil Erosion and Ecological Restoration Research Center, Guizhou University, Guiyang 550025)

Abstract: In order to reveal the difference of soil infiltration characteristics between exposed rock-soil interface and non-rock-soil interface in karst rocky desertification area, the ring knife method was used to explore the soil infiltration characteristics of rock-soil interface and non-rock-soil interface, as well as the adaptability of infiltration model. The results showed that: (1) The bulk density of 0—10 cm soil layer and 10—20 cm soil layer soil at rock-soil interface was higher than that at non-rock-soil interface, while the total soil porosity was lower than that at non-rock-soil interface. The water content and capillary porosity of rock-soil interface was generally greater than that of non-rock-soil interface, while non-capillary porosity, clay particles and drainage capacity was generally less than that of non-rock-soil interface. (2) The infiltration capacity of rock-soil interface was generally less than that of non-rock-soil interface, and the initial infiltration rate, average infiltration rate and stable infiltration rate at rock-soil interface was lower than that at non-rock-soil interface (except flat). (3) The initial infiltration rate, average infiltration rate and stable infiltration rate of the 0—10 cm soil layer and 10—20 cm soil layer of the three shapes at rock-soil interface followed the order of flat > convex > concave. The infiltration at non-rock-soil interface was similar to that at rock-soil interface, which was mainly determined by soil bulk density and total porosity. (4) The fitting effects of Horton model on soil

收稿日期: 2022-02-25

资助项目: 贵州省科技计划项目(黔科合基础[2020]1Y176); 国家自然科学基金项目(42007067); 贵州省普通高等学校青年科技人才成长项目(黔教合 KY 字[2021]082); 贵州省高层次创新型千层次人才项目; 贵州省一流学科建设项目(GNYL[2017]007); 贵州大学培育项目(贵大培育[2019]36 号)

第一作者: 许胜兵(1996—), 男, 硕士研究生, 主要从事喀斯特土壤侵蚀与水土保持研究。E-mail: xsbgzuwx@126.com

通信作者: 彭旭东(1989—), 男, 博士, 副教授, 硕士生导师, 主要从事喀斯特土壤侵蚀与水土保持研究。E-mail: bjpxd@126.com

infiltration at rock-soil interface and non-rock-soil interface were better than Kostiakov model and Philip model, and it could better simulate soil infiltration characteristics under complex conditions in karst areas. This study was expected to provide new research ideas and scientific theoretical support for the in-depth understanding of water infiltration and soil erosion in karst areas.

Keywords: karst; rocky desertification; infiltration characteristics; rock-soil interface; infiltration model

中国西南地区的喀斯特地貌以分布面积最大、发育最强烈、发育最典型、发育类型最齐全、景观最秀丽、生态环境最脆弱而著称^[1]。中国喀斯特地貌面积超过 124 万 km²^[2],其中以贵州省的分布面积最大,为 13 万 km²^[2-3]。石漠化是中国南方亚热带喀斯特地区严峻的生态问题^[4],西南喀斯特石漠化地区通常具有土层厚度分布不均,基岩大面积裸露,水土流失严重等特点^[3,5]。土壤渗透能力是影响水土流失的重要因素之一^[6],是反映土壤涵养水源和抗侵蚀能力的重要指标^[7]。已有研究^[8]发现,喀斯特地区的土壤入渗率大于非喀斯特地区,其中重要的原因是喀斯特地区石灰土土壤肥力水平较高,有机质结构稳定、土壤肥力持久,团粒结构良好;土壤水稳性团聚体团粒结构稳定,使得土壤具有更好透水、通气性的特点从而提高了土壤入渗能力^[9]。

土壤渗透性受多因素的影响^[10],其中岩石或块石对土壤渗透特性的影响受到广泛的关注。已有研究^[11]发现,岩石的存在也会影响水分的入渗。朱彤等^[12]为探明喀斯特地区不同块石出露坡面土壤入渗对降雨的响应特征,设置块石出露程度不同的径流小区研究发现,在较大雨强下,块石裸露率为 5.4% 对入渗影响较小,块石裸露率为 13.1% 抑制入渗,块石裸露率为 42.9% 促进入渗,在降雨前期,块石的存在对入渗均有促进作用。党宏宇等^[13]为了分析喀斯特地区土石隔层对土壤水分入渗过程的影响,通过室内模拟土柱试验发现,土石隔层位置和隔层碎石粒径均会影响入渗过程。

综上所述,岩石对土壤入渗的影响已进行大量研究,而出露基岩对土壤入渗的影响研究较少。我国西南喀斯特石漠化区不仅存在落石、滚石、人为堆砌石等岩石,还存在大面积裸露的基岩^[14]。石漠化区大面出露的基岩与土壤交错分布,在土壤与岩石间形成了突变接触的岩—土界面。由于岩石的不透水性等因素,在降雨时往往会在岩—土界面产生优先流^[15]。岩—土界面优先流通道利于雨水的入渗,便于雨水到达地下更深处^[16]。Zhao 等^[17]在喀斯特地区的岩—土界面通过染色示踪法发现,染色剂能在岩—土界面处顺着岩石达到地下更深层次。朱列坤等^[18]对喀斯特地区裂隙土壤渗透特性的研究发现,与非喀斯特地区相比,喀斯特裂隙土壤的入渗速率更快;并且在试

验过程中发现,水分入渗一段时间后,土壤里的水汇集到两侧岩—土界面,快速下渗。这些研究结果都表明,在岩—土界面的影响下,岩—土界面处的入渗能力得到了加强,但是岩—土界面处与非岩—土界面处土壤入渗特性差异目前尚不清楚。岩石的出露对雨水具有再分配的作用^[17],岩石形状的不同会导致其对雨水的再分配也有所不同,其形成的岩面流对岩—土界面土壤的冲刷或淋溶等作用程度不同。因此本研究在喀斯特石漠化区长顺县,选取了不同岩石形状的岩—土界面与非岩—土界面的土壤。通过室内试验研究岩—土界面与非岩—土界面土壤入渗过程与入渗特征,分析岩—土界面与非岩—土界面土壤入渗差异,通过评价 3 种常见的入渗模型的拟合程度,筛选出适合喀斯特地区岩—土界面土壤的最优入渗模型,以期为深入研究喀斯特地区水分入渗及水土流失提供新的研究思路与科学理论支撑。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

为研究喀斯特石漠化地区岩—土界面与非岩—土界面土壤入渗特征及其差异,研究区选择在具有典型喀斯特石漠化特征、石漠化程度严重的长顺县^[19]。长顺县地处贵州省中南部、黔南州西部,位于 25°38′48″—26°17′30″N,106°13′06″—106°38′48″E。全县总面积为 1 543 km²,根据长顺县人民政府 2021 年公布的数据可知全县喀斯特面积为 1 361.84 km²,是西南地区典型的喀斯特石漠化大县。长顺县具有典型的喀斯特地貌,可分为岩溶中山、岩溶中低山、峰丛陆地、峰丛谷地、孤峰波地、中山峡谷、溶丘洼地、中低山河谷、丘陵宽谷、丘陵谷地类型。属中亚热带季风湿润气候区,雨热同季,年均气温 13.5~18.5℃,年极端最低气温—15.5℃,极端最高气温 40.7℃,平均相对湿度 81%,无霜期 275 天,年降水量 1 250~1 400 mm。长顺县的土壤类型主要有黄壤、石灰土、水稻土、紫色土等。植被主要以常绿阔叶林、落叶阔叶林、针阔混交林、灌丛、草丛等为主。

1.2 研究方法

1.2.1 试验设计 在露石区设置 10 m×10 m 的样地,并在样地内随机选取平直型、内凹型和外凸型等不同形状岩面的露石进行采样,采样前对露石的汇水面积、倾角和岩—土界面轨迹长度等特征进行测量并

记录。在水平方向距离岩—土界面 25 cm 处进行土壤剖面的开挖,开挖深度为 20 cm,同时在每个剖面对 0—10,10—20 cm 采取原状土和扰动土样。原状土采集用容积 100 cm³,高 5 cm 的环刀,每层采集 4 份。采样时尽可能使环刀靠近岩石,但不能与岩石接触。采样过程中如果与岩石接触则需重新取样,直到取样成功为止。为了提高原状土采集的成功率,可以用细铁丝等探测土层厚度,首先从距岩—土界面 2 cm 处开始依次向外探测,当土层厚度满足条件时开始采样(使用铁丝等探测过的位置不可作为原状土的采集区域)。用四分法在原状土采样周围采集土壤装入铝盒,每层采集 4 份。扰动土用密封袋采集整层土壤,每层采集 2 份。采距离岩—土界面水平方向上 0—2 cm 的土壤为受岩石影响的岩—土界面土壤,距离岩—土界面水平方向上 20 cm 之外的土壤为不受岩石影响的非岩—土界面土壤。图 1 为外凸型露石土壤样品采样方法。

1.2.2 土壤样品采集及测试 本试验于 2021 年 5—6 月进行,首先在露石区设置 10 m×10 m 的样地,本试验采样选取的露石(岩—土界面)形状为平直形、外

凸形和内凹形。在进行取样前要对岩—土界面及非岩—土界面的杂草、枯落物等进行清理后再进行土壤剖面开挖。露石的基本信息见表 1。环刀样和铝盒样分别采集了 24 份,扰动土壤样品用密封袋采集了 12 份。用环刀和铝盒取样后都要及时称重并记录。将环刀、铝盒和密封袋采集的土样带回实验室分析土壤容重、孔隙度、自然含水率、机械组成等基本土壤理化性质。土壤容重、孔隙度、自然含水量参照中华人民共和国林业行业标准《森林土壤水分—物理性质的测定》(LY/T 1215—1999)^[20]进行测定。机械组成采用比重计法并使用国际制土壤颗粒分级标准。

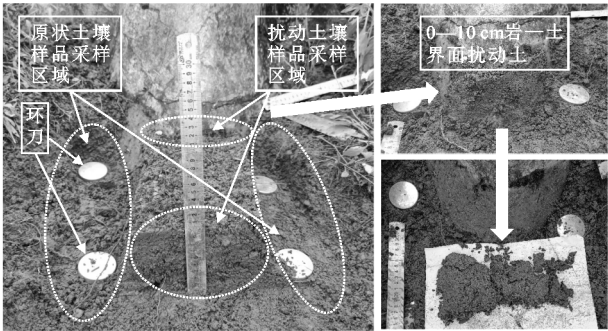


图 1 露石土壤样品采样

表 1 各露石基本信息

露石形态	地理位置	坡位	坡度/°	岩石汇水面积/cm ²	露头岩石高度/cm	岩石倾向/°	岩—土界面轨迹长度/cm	海拔/m	植被
平直形	N26°01′30″, E106°29′59″	中坡	4	325.5	41	77	51	1003	小蓬草(<i>Coryza canadensis</i> (L.) Cronq.)、鬼针草(<i>Bidens pilosa</i> L.)、无瓣蔊菜
外凸形	N26°01′30″, E106°30′00″	中坡	2	1524.45	50	46	63	1003	(<i>Rorippa dubia</i> (pers.) Hara)、苣荬菜(<i>Sonchus arvensis</i> L.)、马兰(<i>Kalimeris</i>
内凹形	N26°01′31″, E106°29′59″	中坡	2	4289.25	70	42	60	1003	<i>indica</i> (L.) Sch. - Bip.)、花椒(<i>Zanthoxylum bungeanum</i> Maxim.)

1.2.3 土壤水分入渗速率测定 采用环刀法^[21-23]测定岩—土界面与非岩—土界面土壤渗透特性。将环刀采集的原状土样带回实验室,在环刀锋利面(有刃面)垫 1 层纱布(防止环刀内土壤颗粒流出),取 1 个相同规格的环刀对接在装有原状土样的环刀上方(厚钝面),从外侧密封两个环刀间的缝隙;将准备好的双环刀固定在铁架台的玻璃漏斗上(漏斗需进行固定,以防在加水过程中倾斜导致上部环刀内水头不一致),保持环刀口水平,在漏斗下方放置烧杯,收集穿透土样的水分。试验时,用马氏瓶定水头测量,水头保持在 5 cm,待漏斗中滴下第 1 滴水开始计时,入渗测定过程中前 30 min 内每 1 min 记录 1 次渗水量,30 min 以后每 2 min 记录 1 次渗水量;直至入渗趋于稳定为止。初始入渗率采用前 3 min 的速率表示;稳定入渗率采用后 6 min 的速率表示;平均入渗率为整个入渗过程中各个时刻入渗率的平均值。入渗速率计算公式为:

$$V=\frac{10Q_n}{ST_n}$$

式中:V 为入渗速率(mm/min);Q_n 为第 n 次测定时间的透水量(mL);S 为内环横截面积(cm²);T_n 为第

n 次测定时间间隔(min)。

1.3 数据处理及分析

采用 Excel 2016 软件进行数据统计,Origin 2018 软件用于入渗模型拟合,SPSS 20 软件对数据进行相关性分析。常见 3 种土壤水分入渗模型为:

(1)Kostiakov 模型:

$$f(t)=\beta t^{-\alpha}$$

式中:f(t) 为入渗速率(mm/min);t 为入渗时间(min);β 和 α 为经验参数。

(2)Philip 模型:

$$f(t)=0.5St^{-0.5}+A$$

式中:f(t) 为入渗速率(mm/min);S 为吸渗率(mm/min);A 为稳定入渗率(mm/min)。

(3)Horton 模型:

$$f(t)=f_c+(f_0-f_c)e^{-kt}$$

式中:f(t) 为入渗速率(mm/min);f₀ 为初始入渗率(mm/min);f_c 为稳定入渗率(mm/min);k 为经验参数。

2 结果与分析

2.1 土壤理化性质

表 2 为不同岩—土界面的土壤及其与之相对应

的非岩—土界面的土壤理化性质。由表 2 可知,岩—土界面与非岩—土界面之间、不同岩石形状之间、0—10 cm 土层与 10—20 cm 土层之间的土壤理化性质存在差异。岩—土界面的土壤容重为 1.08~1.34 g/cm³,非岩—土界面的土壤容重为 0.97~1.22 g/cm³,平直形和内凹形(10—20 cm)岩—土界面与外凸形(0—10 cm)非岩—土界面差异显著。岩—土界面土壤的含水率为 21.88%~25.29%,非岩—土界面土壤的含水率为 18.15%~24.98%,岩—土界面间土壤含水率差异不显著,非岩—土界面间土壤含水率差异也不显著,但岩—土界面中的外凸形(10—20 cm)与非岩—土界面中的外凸形(0—10 cm)和内凹形(0—10 cm)差异显著。岩—土界面土壤的非毛管孔隙度为 6.40%~19.63%,非岩—土界面土壤的非毛管孔隙度为 11.26%~23.94%;岩—土界面土壤的毛管孔隙度为 34.90%~39.50%,非岩—

土界面土壤的毛管孔隙度为 35.32%~38.54%;岩—土界面土壤的总孔隙度为 44.60%~54.52%,非岩—土界面土壤的总孔隙度为 47.60%~59.26%。非毛管孔隙度中岩—土界面的平直形(10—20 cm)和内凹形(10—20 cm)与非岩—土界面的外凸形(0—10 cm)差异显著;岩—土界面和非岩—土界面中的毛管孔隙度差异不显著,在二者间的差异也不显著;总孔隙度中岩—土界面的平直形(10—20 cm)和内凹形(10—20 cm)与非岩—土界面的外凸形(0—10 cm)差异显著。此外岩—土界面与非岩—土界面在黏粒、粉粒、砂粒和排水能力均存在显著差异。岩—土界面上层和下层土壤容重均大于非岩—土界面,土壤总孔隙度均小于非岩—土界面。岩—土界面含水率和毛管孔隙总体上大于非岩—土界面,非毛管孔隙度、黏粒和排水能力总体上小于非岩—土界面。

表 2 研究区土壤性质

土壤位置	岩石形状	土层深度/cm	土壤容重/(g·cm ⁻³)	含水率/%	非毛管孔隙度/%	毛管孔隙度/%	总孔隙度/%	黏粒/%	粉粒/%	砂粒/%	排水能力/mL
岩—土界面	平直	0—10	1.09±0.02cd	21.88±2.23abc	19.63±1.34abc	34.90±1.32b	54.52±0.01ab	11.51±1.53cde	72.41±0.68abc	16.09±2.21bc	24.38±1.00ab
		10—20	1.29±0.04a	24.77±0.97ab	7.95±0.52ef	38.31±0.45ab	46.26±0.97de	11.53±0.61cde	75.38±0.21ab	13.09±0.82c	12.50±1.09de
	外凸	0—10	1.08±0.10cd	23.82±2.29ab	16.81±3.13abcd	35.84±0.18ab	52.65±3.32bc	11.71±2.09cde	71.62±0.10abc	16.67±1.99bc	21.82±4.06abc
		10—20	1.24±0.04ab	25.29±1.35a	12.25±5.00cdef	39.50±2.69a	51.75±2.31bc	15.62±1.66abc	70.80±3.67d	13.59±2.01c	16.64±5.92cde
	内凹	0—10	1.13±0.05bc	22.20±3.66abc	14.13±0.84bcde	37.28±1.83ab	51.41±2.67bcd	8.82±0.91e	70.19±1.00d	21.00±0.09ab	18.25±1.60bcd
		10—20	1.34±0.04a	21.93±0.27abc	6.40±0.57f	38.20±0.98ab	44.60±0.42e	12.34±0.31bcde	72.46±0.06abc	15.21±0.25bc	9.62±0.66e
非岩—土界面	平直	0—10	1.08±0.08cd	21.04±1.17bc	18.68±5.35abcd	36.44±3.68ab	55.12±1.66ab	10.59±1.53de	65.19±3.25e	23.08±3.39a	24.28±5.44ab
		10—20	1.08±0.01cd	24.98±0.35ab	18.59±1.50abcd	38.54±1.06ab	57.12±0.44ab	17.11±1.99a	75.83±3.22a	7.07±5.20d	24.81±1.69ab
	外凸	0—10	0.97±0.04d	18.56±1.69c	23.94±3.46a	35.32±0.41b	59.26±3.05a	13.17±3.13abcd	71.36±0.16bc	15.48±2.96bc	27.93±2.72a
		10—20	1.05±0.07cd	24.45±0.88ab	20.19±6.26ab	35.79±1.12ab	55.98±5.13ab	16.26±1.70ab	71.50±0.69bc	12.25±2.38cd	24.70±4.91ab
	内凹	0—10	1.09±0.04cd	18.15±1.306c	16.12±0.03bcd	36.28±0.30ab	52.40±0.35bc	11.88±0.34cde	73.07±0.81abc	15.05±0.47bc	21.09±0.88abc
		10—20	1.22±0.06ab	21.35±0.60abc	11.26±0.07def	36.34±1.52ab	47.60±1.60cde	12.57±2.04bcde	72.08±0.66abc	15.36±2.70bc	15.34±0.09cde

注:表中数据为平均值±标准差;同列不同字母表示各土壤间差异显著($p<0.05$)。

2.2 岩—土界面与非岩—土界面土壤水分入渗特征

图 2 为不同形状露石岩—土界面与非岩—土界面土壤入渗过程;图 3 为不同形状露石岩—土界面与非岩—土界面土壤入渗特征。由图 2 可知,土壤的入渗过程均是逐渐下降然后趋于稳定的,各个入渗过程的降幅有所不同。结合图 3 可知,平直形岩—土界面 0—10 cm 土层土壤初始入渗速率、平均入渗率均大于非岩—土界面,其入渗率是逐渐递减的,降幅为 36.97%;而非岩—土界面的入渗率降幅仅为 6.29%,但是岩—土界面稳定入渗率小于非岩—土界面;10—20 cm 土层岩—土界面 3 种入渗率(初始入渗速率、平均入渗率和稳定入渗率)均大于非岩—土界面,且 0—10 cm 土层岩—土界面与非岩—土界面的 3 种入渗率均大于 10—20 cm 土层。外凸形和内凹形岩—土界面与非岩—土界面、0—10 cm 土层与 10—20 cm 土层之间土壤 3 种入渗率的比较则是完全相反的,即外凸形和内凹形岩—土界面 0—10 cm 土层和

10—20 cm 土层土壤的 3 种入渗率均小于非岩—土界面。特别地内凹形 0—10 cm 土层与 10—20 cm 土层岩—土界面土壤的 3 种入渗率均远小于平直形与外凸形,即:内凹形<外凸形<平直形。内凹形与平直形 0—10 cm 土层的 3 种入渗率均表现为 0—10 cm 土层大于 10—20 cm 土层,而外凸形却并非如此。外凸形岩—土界面 0—10 cm 土层小于 10—20 cm 土层;非岩—土界面 0—10 cm 土层具有较好的降幅为 28.01%,10—20 cm 土层为 3.71%;0—10 cm 土层的初始入渗速率、平均入渗率大于 10—20 cm 土层,而 0—10 cm 土层的稳定入渗率小于 10—20 cm 土层。

2.3 岩—土界面土壤水分入渗影响因素

已有研究^[7,18,22-25]表明,土壤的入渗与土壤的性质具有相关性。由表 3 可知,初始入渗速率、平均入渗率、稳定入渗率和入渗总量与土壤的容重呈极显著负相关关系($p<0.01$);与非毛管孔隙度呈极显著正相关关系($p<0.01$);与毛管孔隙度的相关关系显著($p<0.05$,

平均入渗率 $p<0.01$);与总孔隙度呈极显著正相关关系 ($p<0.01$,稳定入渗率 $p<0.05$);与排水能力呈显著正相

关系($p<0.01$);与黏粒、粉粒、砂粒和含水率的相关关系不显著($p>0.05$)。

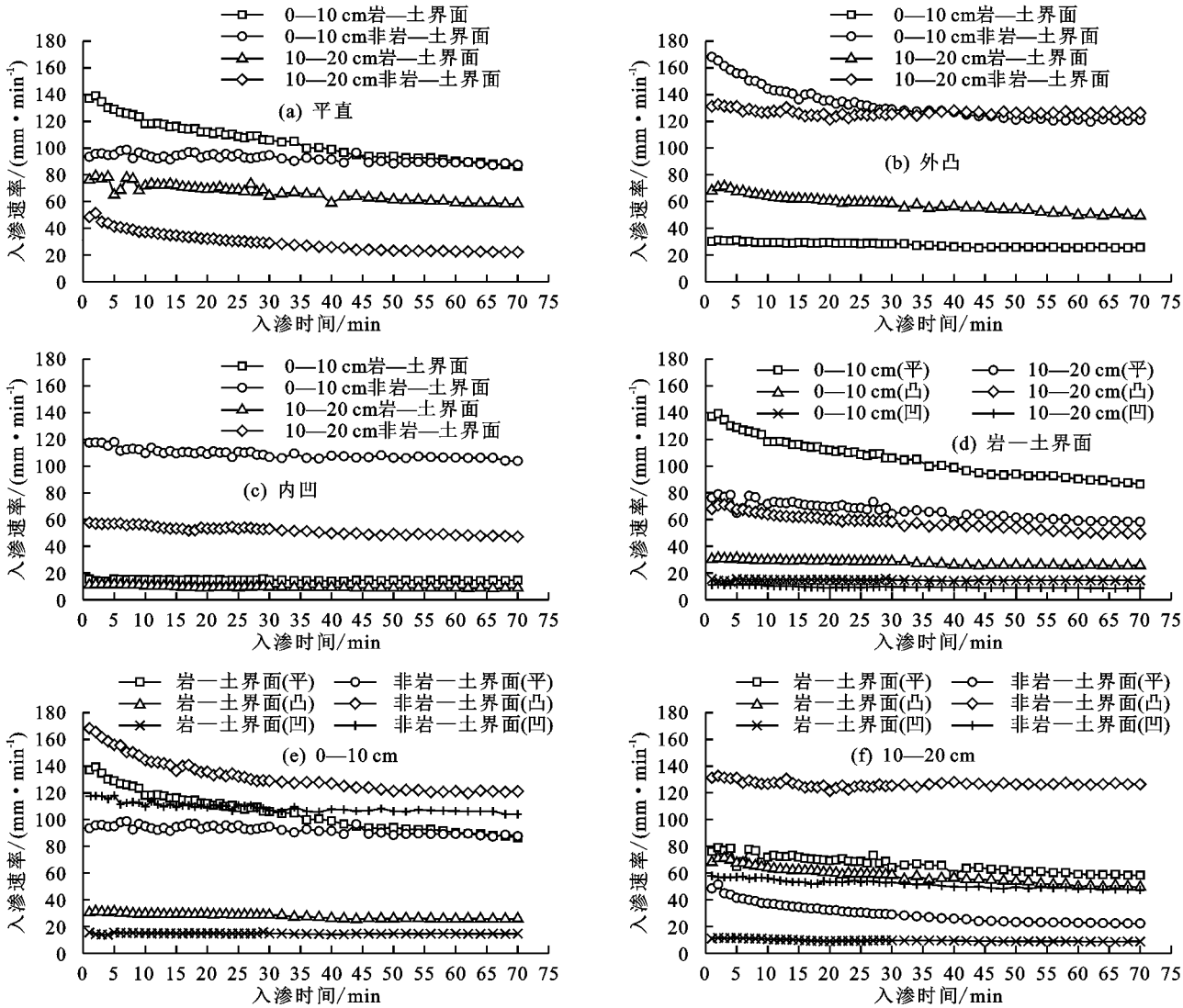


图 2 土壤入渗过程

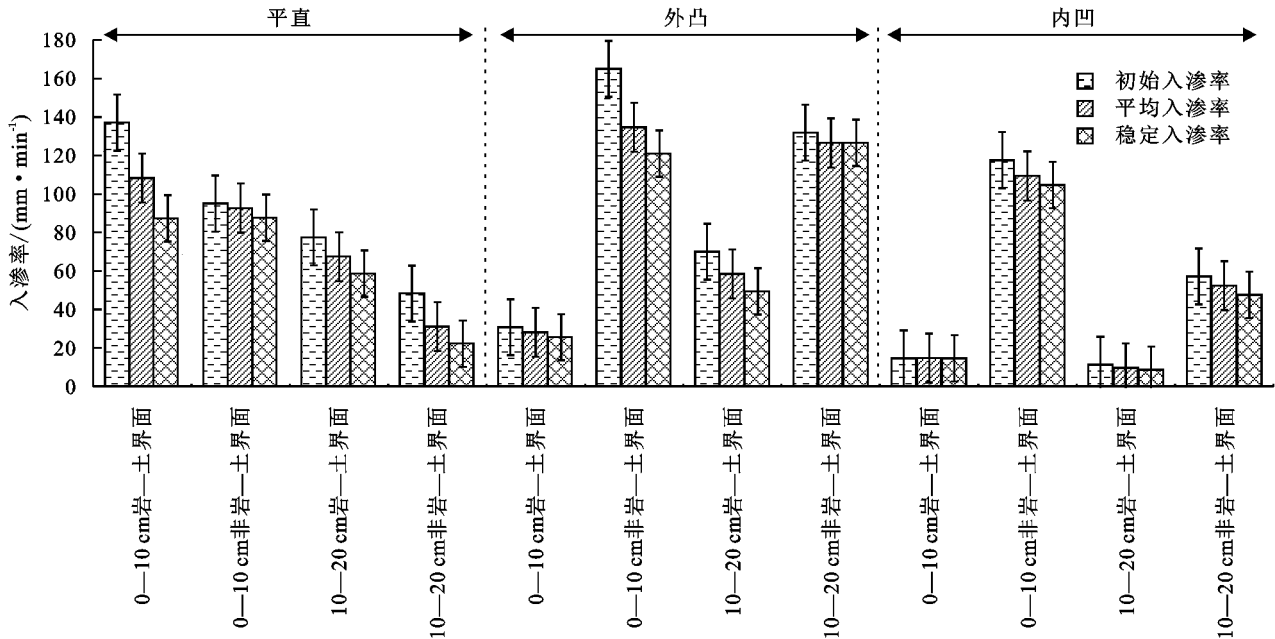


图 3 土壤入渗特征

表 3 土壤入渗特征与各土壤属性 Spearman 相关性分析

入渗特征	容重	非毛管孔隙	毛管孔隙	总孔隙	黏粒	粉粒	砂粒	含水率	排水能力
初始入渗率	−0.615**	0.621**	−0.466*	0.519**	0.357	−0.018	−0.254	−0.213	0.567**
稳定入渗率	−0.631**	0.604**	−0.525**	0.478*	0.322	−0.180	−0.163	−0.218	0.555**
平均入渗率	−0.656**	0.643**	−0.503*	0.537**	0.357	−1.121	−0.203	−0.183	0.586**
入渗总量	−0.649**	0.637**	−0.509*	0.523**	0.351	−0.128	−0.201	−0.192	0.583**

注: ** 表示 $p<0.01$; * 表示 $p<0.05$; 观测数 $n=24$ 。

由表 4 可知,岩—土界面入渗特征与容重、毛管孔隙度和砂粒呈负相关关系($p>0.05$),与含水率、排水能力、非毛管孔隙度、总孔隙度、黏粒和粉粒呈正相关关系($p>0.05$),而与岩石的汇水面积呈极显著负相关关系($p<0.01$, $r=-1.000^{**}$)。非岩—土界面容重与初始入渗速率呈极显著负相关关系($p<0.01$),与平均入渗率、稳定入渗率和入渗总量呈显著负相关关系($p<0.05$)。非岩—土界面入渗特征与毛管孔隙度呈显著负相关关系($p<0.05$),与其余指标的相关性不显著($p>0.05$)。

表 4 岩—土界面与非岩—土界面土壤入渗特征与各土壤属性 Spearman 相关性分析

项目	入渗特征	容重	非毛管孔隙	毛管孔隙	总孔隙	黏粒	粉粒	砂粒	含水率	排水能力	岩面汇水面积
岩—土界面	初始入渗率	−0.273	0.420	−0.196	0.399	0.469	0.343	−0.531	0.294	0.350	−1.000**
	稳定入渗率	−0.448	0.510	−0.182	0.490	0.329	0.105	−0.301	0.329	0.392	−1.000**
	平均入渗率	−0.420	0.483	−0.175	0.462	0.364	0.147	−0.329	0.315	0.364	−1.000**
	入渗总量	−0.350	0.448	0	0.497	0.399	0.112	−0.399	0.364	0.329	−0.500
非岩—土界面	初始入渗率	−0.734**	0.545	−0.608*	0.343	0.098	−0.273	0.056	−0.476	0.455	—
	稳定入渗率	−0.580*	0.510	−0.699*	0.140	0.007	−0.427	0.203	−0.413	0.329	—
	平均入渗率	−0.699*	0.483	−0.657*	0.287	0.133	−0.322	0.084	−0.399	0.441	—
	入渗总量	−0.685*	0.517	−0.699*	0.252	0.077	−0.329	0.126	−0.462	0.434	—

注: ** 表示 $p<0.01$; * 表示 $p<0.05$; 岩—土界面观测数 $n=12$, 岩面汇水面积观测数 $n=3$; 非岩—土界面观测数 $n=12$ 。

2.4 岩—土界面土壤水分入渗模型拟合

本研究采用了比较常见的 3 种水分入渗模型(Kostiakov 模型、Philip 模型、Horton 模型)对岩—土界面与非岩—土界面土壤的入渗过程进行优化模拟。3 种入渗模型对不同岩石形状的岩—土界面与非岩—土界面及不同土层的回归分析结果见表 5。 R^2 (拟合决定系数)的数值越大,说明模型的拟合效果越好。在岩—土界面处Kostiakov 模型的 R^2 为 0.071~0.901,平均值为 0.685;Philip 模型的 R^2 为 0.043~0.713,平均值为 0.513;Horton 模型的 R^2 为 0.116~0.985,平均值为 0.785。在岩—土界面处 3 个模型的 R^2 无论是最

大值、平均值还是最小值都表现为: Horton 模型>Kostiakov 模型>Philip 模型。这表明 Horton 模型能更好地模拟岩—土界面土壤的入渗能力和入渗过程,Kostiakov 模型次之,Philip 模型最差。相似地,在非岩—土界面处 3 个模型 R^2 的最大值、平均值和最小值都表现为: Horton 模型>Kostiakov 模型>Philip 模型。研究结果与徐勤学等^[7]、曾江敏等^[24]、朱列坤等^[18] 研究结果一致。根据本研究结果可知,在喀斯特地区不管是在岩—土界面处还是在非岩—土界面处,Horton 模型对土壤入渗的拟合效果最好,Kostiakov 模型次之,Philip 模型最差。

表 5 岩—土界面与非岩—土界面土壤入渗模型拟合结果

项目	土层深度/cm	岩石形状	Kostiakov 模型			Philip 模型			Horton 模型			
			β	α	R^2	S	A	R^2	f_c	f_0-f_c	k	R^2
岩—土界面	0—10	平直	154.054	0.117	0.901	146.053	90.199	0.713	79.987	56.926	0.028	0.985
		外凸	33.128	0.055	0.759	15.691	26.124	0.517	20.992	10.031	0.013	0.925
		内凹	15.033	0.007	0.071	0.946	14.601	0.043	12.763	2.150	0.003	0.116
	10—20	平直	83.601	0.071	0.691	50.834	61.161	0.496	33.851	42.406	0.008	0.834
		外凸	77.208	0.089	0.867	57.827	51.791	0.648	45.227	24.948	0.023	0.971
		内凹	12.257	0.079	0.822	8.574	8.583	0.663	8.814	3.088	0.066	0.877
非岩—土界面	0—10	平直	99.060	0.022	0.443	17.721	90.573	0.238	103.572	−7.651	−0.011	0.684
		外凸	177.870	0.939	0.972	144.577	116.736	0.836	120.436	48.719	0.060	0.989
		内凹	119.949	0.030	0.857	36.599	104.929	0.730	105.797	12.207	0.058	0.852
	10—20	平直	56.856	0.204	0.931	80.942	21.009	0.807	21.442	27.386	0.048	0.980
		外凸	77.208	0.089	0.867	57.827	51.791	0.648	45.227	24.948	0.023	0.971
		内凹	61.366	0.052	0.807	28.592	48.836	0.580	42.361	15.289	0.016	0.928

3 讨论

本研究发现,相对于非喀斯特地区而言,研究区土壤的容重较小,土壤孔隙度大,具有较好的通气性。研究区土壤的入渗能力较大,这与朱列坤等^[18]在喀斯特裂隙中对土壤入渗的研究结果相似。本研究也发现,岩—土界面处土壤的含水率、土壤容重、毛管孔隙度、砂粒和粉粒总体上大于非岩—土界面处,但是岩—土界面处的非毛管孔隙度、总孔隙度、排水能力和黏粒总体上均小于非岩—土界面处。究其原因,是露头岩石对雨水等具有一定的汇集作用^[17],使岩—土界面处的土壤在长期的冲刷和湿润环境中,其土壤容重相对于非岩—土界面较大,土壤孔隙度小。除了粉粒和砂粒外其余指标间差异最明显的均在岩—土界面与非岩—土界面之间。

前人^[17,26]在喀斯特地区通过测量土壤渗透系数(K)和染色剂示踪的方法对岩—土界面及非岩—土界面土壤的入渗能力进行了研究,结果发现,相比于非岩—土界面,岩—土界面处 K 值显著增加;染色剂往往能通过岩—土界面到达地下深处;岩石露头通过改善土壤性质,建立连通良好的优先流网络,可以极大地改变岩溶土壤的渗透性和水流特性。其结果与王发等^[27]、王甲荣等^[28]在喀斯特地区的研究结果相似。朱列坤等^[18]在喀斯特裂隙中的研究也发现,在入渗过程中土壤里的水会汇集到两侧岩—土界面,快速下渗。然而在本研究中发现,岩—土界面处土壤的入渗能力总体上小于非岩—土界面处,其初始入渗速率、平均入渗率、稳定入渗率小于非岩—土界面处。本研究的结果与前人^[18,26-28]的研究结果差异很大,究其原因,本研究主要揭示了岩—土界面处与非岩—土界面处土壤本身的入渗特征,研究结果是土壤本身的入渗性能,而未结合岩—土界面这一特殊条件。Sohrt 等^[16]通过小规模灌溉试验(入渗试验)结合染料示踪剂应用,以及土壤水分测量发现,半干旱喀斯特地区露石岩—土界面平均入渗速率(2.8 cm/min)大于非岩—土界面平均入渗速率(0.08 cm/min),岩—土界面流具有更大的地下水补给潜力。Li 等^[29]在中国西南喀斯特石漠化地区的研究发现,雨季降水引起的岩石露头径流通过岩—土界面渗入深层。由此结合前人^[15-17,26-29]的研究结果可知,岩—土界面处土壤本身的入渗能力较弱,但是岩—土界面的存在会形成优先流并能建立连通良好的优先流网络,使岩—土界面处的入渗能力大于非岩—土界面处。但是不同形状岩—土界面实际的入渗特性还未可知,在今后还需设计野外试验对其进行研究。

岩石的出露对雨水具有再分配的作用^[17],岩石形状的不同会导致其对雨水的再分配也有所不同。在本研究中内凹形岩石的汇水面积最大,外凸形次之,平直形最小。3 种形状岩—土界面 0—10 cm 土层和 10—20 cm 土层土壤的初始入渗速率、平均入渗率和稳定入渗率均表现为平直形>外凸形>内凹形。0—10 cm 土层土壤容重表现为内凹形>平直形>外凸形;总孔隙度为平直形>外凸形>内凹形。10—20 cm 土层情况与 0—10 cm 土层相似,可见岩—土界面处土壤的入渗能力是由土壤的容重和总孔隙度共同决定的,土层深度越深,土壤容重越大^[30],总孔隙度越小,入渗能力越弱。在岩—土界面土壤水分入渗相关性分析中发现,岩—土界面的初始入渗速率、平均入渗率、稳定入渗率与岩石的汇水面积呈极显著负相关($p<0.01$, $r=-1.000^{**}$)。岩石形状对土壤水分入渗的影响,实则是岩石通过对雨水的再分配作用,使雨水汇集并冲刷其下部土壤。岩石的汇水面积越大,其能到达底部岩—土界面的雨水量越多,在长期的作用下土壤容重相对增大,孔隙度变小,入渗能力弱。本研究发现,土壤入渗特征与土壤容重和孔隙度的相关性强,非岩—土界面处的入渗与岩—土界面处的入渗具有相似性,即由土壤的容重和总孔隙度共同决定,研究结果与刘建伟等^[25]、李叶鑫等^[23]、徐勤学等^[7]、曾江敏等^[24]、朱列坤等^[18]的研究结果一致。用 Kostiakov 模型、Philip 模型和 Horton 模型对入渗过程进行优化模拟发现,喀斯特地区不管是在岩—土界面处还是在非岩—土界面处,Horton 模型对土壤入渗的拟合效果最好,Kostiakov 次之,Philip 模型效果最差,研究结果与徐勤学等^[7]、曾江敏等^[24]、朱列坤等^[18]研究结果一致。究其原因是 Horton 模型的参数因子较多,3 个参数因子有实测数据^[18],能更好地模拟喀斯特地区复杂情况下土壤的入渗特征。

4 结论

(1)岩—土界面 0—10 cm 土层和 10—20 cm 土层土壤容重大于非岩—土界面,土壤总孔隙度小于非岩—土界面。岩—土界面含水率和毛管孔隙度总体上大于非岩—土界面,非毛管孔隙度、黏粒和排水能力总体上小于非岩—土界面。

(2)岩—土界面土壤的入渗能力总体上小于非岩—土界面,其初始入渗速率、平均入渗率、稳定入渗率小于非岩—土界面(平直形除外)。

(3)3 种形状岩—土界面 0—10 cm 土层和 10—20 cm 土层土壤的初始入渗速率、平均入渗率和稳定入渗率均表现为平直形>外凸形>内凹形。非岩—

土界面土壤入渗与岩—土界面具有相似性,主要由土壤容重和总孔隙度共同决定。

(4)Horton 模型对岩—土界面与非岩—土界面土壤入渗的拟合效果优于 Kostiakov 模型和 Philip 模型,能更好地模拟喀斯特地区复杂情况下土壤的入渗特征。

参考文献:

[1] 王世杰.喀斯特石漠化:中国西南最严重的生态地质环境问题[J].矿物岩石地球化学通报,2003,22(2):120-126.

[2] 孙凡,徐胜旺,马生丽,等.典型喀斯特地区季节性石漠化与生态环境建设[J].西南农业大学学报(社会科学版),2011,9(5):1-6.

[3] 王世杰.喀斯特石漠化概念演绎及其科学内涵的探讨[J].中国岩溶,2002,21(2):31-35.

[4] Yuan D X. Rock desertification in the subtropical karst of south China [J]. Zeitschrift fur Geomorphologie, 1997,108:81-90.

[5] 吴清林,梁虹,熊康宁,等.石漠化环境水土综合整治与山地混农林业前沿理论与对策[J].水土保持学报,2018,32(2):11-18,33.

[6] 魏强,凌雷,张广忠,等.甘肃兴隆山主要森林类型土壤渗透性[J].东北林业大学学报,2013,41(3):57-62.

[7] 徐勤学,李春茂,陈洪松,等.喀斯特峰丛坡地灌木林地与梯田旱地土壤水分入渗特征[J].农业工程学报,2018,34(8):124-131.

[8] 曹建华,袁道先,潘根兴.岩溶生态系统中的土壤[J].地球科学进展,2003,18(1):37-44.

[9] 杨永辉,赵世伟,雷廷武,等.宁南黄土丘陵区不同植被下土壤入渗性能[J].应用生态学报,2008,19(5):1040-1045.

[10] 赵洋毅,王玉杰,王云琦,等.渝北水源区水源涵养林构建模式对土壤渗透性的影响[J].生态学报,2010,30(15):4162-4172.

[11] Gong T X, Zhu Y J, Shao M A. Effect of embedded-rock fragments on slope soil erosion during rainfall events under simulated laboratory conditions [J].Journal of Hydrology,2018,563:811-817.

[12] 朱彤,张科利,马芊红,等.喀斯特地区块石出露坡面入渗特征[J].水土保持学报,2020,34(4):118-123.

[13] 党宏宇,陈洪松,邵明安.喀斯特地区不同层次土石混合介质对土壤水分入渗过程的影响[J].农业工程学报,2012,28(8):38-43.

[14] 王济,蔡雄飞,雷丽,等.不同裸岩率下我国西南喀斯特山区土壤侵蚀的室内模拟[J].中国岩溶,2010,29(1):1-5.

[15] Wilcox B P, Taucer P I, Munster C L, et al. Subsurface

storm flow is important in semiarid karst shrublands [J]. Geophysical Research Letters,2008,35:e10403.

[16] Sohr J, Ries F, Sauter M, et al. Significance of preferential flow at the rock soil interface in a semi-arid karst environment [J].Catena,2014,123:1-10.

[17] Zhao Z M, Shen Y X, Shan Z J, et al. Infiltration patterns and ecological function of outcrop runoff in epikarst areas of southern China [J].Vadose Zone Journal,2018,17(1):1-10.

[18] 朱列坤,戴全厚,李焱秋,等.喀斯特浅层裂隙土壤入渗特征及其影响因素[J].水土保持学报,2021,35(2):47-54.

[19] Xu E Q, Zhang H Q, Li M X. Mining spatial information to investigate the evolution of karst rocky desertification and its human driving forces in Changshun, China [J]. Science of the Total Environment, 2013, 458/460:419-426.

[20] 国家林业局. LY/T 1215—1999 森林土壤水分—物理性质的测定[S].北京:中国标准出版社,1999.

[21] 刘目兴,聂艳,于婧.不同初始含水率下黏质土壤的入渗过程[J].生态学报,2012,32(3):871-878.

[22] 蒋芳市,黄炎和,林金石,等.崩岗崩积体土壤渗透特性分析[J].水土保持学报,2013,27(3):49-54.

[23] 李叶鑫,郭宏忠,史东梅,等.紫色丘陵区不同弃土弃渣下垫面入渗特征及影响因素[J].环境科学学报,2014,34(5):1292-1297.

[24] 曾江敏,何丙辉,李天阳,等.喀斯特槽谷区不同林草恢复模式下土壤入渗特征[J].水土保持学报,2019,33(4):58-64.

[25] 刘建伟,陈洪松,张伟,等.盘式入渗仪法测定喀斯特洼地土壤透水性研究[J].水土保持学报,2008,22(6):202-206.

[26] Zhao Z M, Shen Y X, Jiang R H, et al. Rock outcrops change infiltrability and water flow behavior in a karst soil [J].Vadose Zone Journal,2020,19(1): e20002.

[27] 王发,付智勇,陈洪松,等.喀斯特洼地退耕和耕作土壤优先流特征[J].水土保持学报,2016,30(1):111-116.

[28] 王甲荣,陈喜,张志才,等.喀斯特溶槽岩—土界面优势流及其对土壤水分动态的影响[J].中国岩溶,2019,38(1):109-116.

[29] Li S, Birk S, Xue L, et al. Seasonal changes in the soil moisture distribution around bare rock outcrops within a karst rocky desertification area (Fuyuan County, Yunnan Province, China) [J]. Environmental Earth Sciences,2016,75(23):e1842.

[30] 付同刚,陈洪松,王克林.喀斯特小流域土壤饱和导水率垂直分布特征[J].土壤学报,2015,52(3):538-546.