文章编号:0559-9350(2019)08-0936-11

半干旱草原型流域土壤入渗过程及转换函数研究

黎明扬[1]，刘廷玺[1,2]，罗艳云[1,2]，段利民[1,2]，张俊怡[1]，周亚军[1]
（1. 内蒙古农业大学 水利与土木建筑工程学院，内蒙古 呼和浩特 010018；
2. 内蒙古自治区水资源保护与利用重点实验室，内蒙古 呼和浩特 010018）

摘要：为了进一步探究半干旱草原砂质草甸地土壤入渗过程与影响因素相互作用的关系，以内蒙古锡林河流域为研究区，在厚栗黄土、草甸沼泽土、草原风沙土、石灰性草甸土、淡黑土等5种土壤类型下设置38个土壤入渗试验点以及62个土壤生态调查点，测定了各点位土壤的粒径、容重、有机质、含水率、地下生物量等理化特征。使用Green-Ampt、Philip、Kostiacov、Horton、Mezencev及USDA-NRCS等6种入渗模型模拟入渗过程，结果显示Horton和USDA-NRCS模型模拟效果最好，$Adj\text{-}R^2$分别为0.975和0.911，并利用模拟效果最好的Horton模型计算稳定入渗率，对土壤入渗特性和入渗影响要素进行了主成分和相关性分析并建立土壤转换函数，在此基础上对整个研究区的土壤稳定入渗率进行了1 km×1 km精度的面尺度拓展。研究表明，半干旱草原型流域的土壤入渗主要受到土壤物理属性与外界环境两种要素的影响，使用相关性显著的影响要素建立的土壤转换函数可以较好地模拟半干旱草原型流域的土壤入渗特征值，在小流域尺度上使用土壤转换函数的预测效果相较入渗模型的面尺度拓展更加精细。

关键词：入渗模型；土壤入渗；土壤转换函数；锡林河流域；稳定入渗率
中图分类号：S152.72　　**文献标识码：**A　　**doi：**10.13243/j.cnki.slxb.20190345

1　研究背景

土壤入渗是生态水文循环过程中水分运移的重要组成部分，是降水通过土壤向地下水转化的必然过程[1]。我国对于土壤入渗的研究开展的较早，主要集中在东部和观测设施较为完备的流域[2-3]，例如Sun等[4]收集了我国较为湿润的东部和南部42个地区不同植被和土地利用类型下的土壤入渗数据，分析了大尺度下土地利用变化对土壤入渗速率的影响，并指出建立混农业林生态系统有利于提高农田和人工林的土壤入渗能力；Wang等[5]在黄土高原退耕还林后的土壤上进行了生物土壤结皮对土壤入渗特性时间的变化研究。而位于我国北部以锡林河、巴拉噶尔河等为首的草原型内陆河流域开展的研究不多且不深刻，尤其是近些年在气候变化与过度放牧二者的双重影响下，原本生态脆弱的草原更是面临严峻挑战[6-7]，因此探索和揭示干旱半干旱地区草原型流域特殊的生态水文过程和水分转化运移机制及其影响因素，对进一步开展生态环境的保护和退化草场的治理工作具有重要意义。

传统的大规模试验费时费力且破坏性大[8-9]，而土壤传递函数(Pedo-Transfer Functions，简称PTFs)则可利用有机质含量、容重、粒径组成等土壤基本特性指标，间接计算出常用的土壤水分特征参数和曲线[10]，在较大尺度的土壤入渗特性研究中是十分必要的，该方法可以在提高试验效

收稿日期：2019-05-19；网络首发时间：2019-08-26
网络出版地址：http://kns.cnki.net/kcms/detail/11.1882.TV.20190826.1648.004.html
基金项目：国家重点研发计划项目(2018YFC0406400)；国家自然科学基金项目(51620105003，51139002，51479086，51509131)；教育部创新团队发展计划滚动支持(IRT_17R60)；科技部重点领域创新团队(2015RA4013)
作者简介：黎明扬(1993-)，博士生，主要从事生态水文研究。E-mail：myli1993@qq.com
通讯作者：刘廷玺(1966-)，教授，博士生导师，主要从事干旱区生态水文研究。E-mail：txliu1966@163.com

率的同时减少取样对环境的破坏。为此，本文采用野外原位土壤入渗试验与原状土采样获取试验数据，通过参数拟合选择最能精确反映地区入渗过程的模型并利用其模拟稳定入渗率，利用主成分和相关性分析研究影响水分下渗的因素，建立了土壤入渗特性与入渗环境要素之间的土壤转换函数，并在此基础上联合同期土壤生态调查数据在小流域尺度上进行了稳定入渗率的大面积预测。

2　材料与方法

2.1　研究区域概况　本研究选择内蒙古高原半干旱的锡林河流域为研究区，其位于内蒙古自治区中部锡林郭勒盟，发源于赤峰市克什克腾旗宝尔图山，流经锡林郭勒盟阿巴嘎旗，在贝力克牧场转向西北流经锡林浩特市，最终注入查干诺尔沼泽地自然消失[11]。开展野外试验的区域位于锡林河支流浩勒图郭勒与干流锡林高勒河交汇处以上流域(43°24′—44°4′N，116°2′—117°15′E)，面积为1852 km^2，区域地势三面环山，超过90%的植被为天然牧草，以茅针和羊草最为常见。研究区属中温带半干旱大陆性季风气候，多年平均降水量为266.8 mm，其中，6—8月降水量占年总降水量的50%以上[12]。

2.2　试验设计　首先利用中国1∶100万土壤类型图划分出试验区包含厚栗黄土、草甸沼泽土、草原风沙土、石灰性草甸土、淡黑土共五种土壤类型分区，按照每种土壤类型占试验区面积比例，设置数个具有地区代表性的试验点，包括土壤入渗试验点38个，土壤生态调查点62个。土壤入渗试验点和生态调查点分为7组，其中6组布设成垂直于河流与等高线的断面，另设1组覆盖前6组未包含的土壤、植被及土地使用情况；所有点位包含了该区域9种土地利用类型、4种植被类型、90%以上的海拔、坡度坡向及生物生长状况(图1与表1)。

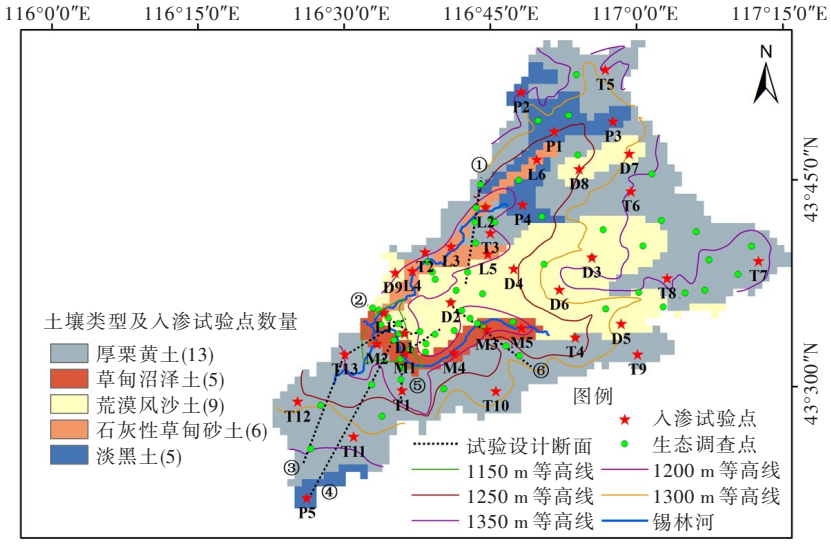


图1　研究区位置及采样点分布

表1　研究区土壤特性及所含采样点个数

土壤类型名称	面积及占比	土壤入渗/个	生态调查/个	一般特性
厚栗黄土	1047 km^2(56.5%)	13	24	土体深厚，质地砂黏适中，养分含量较低
草甸沼泽土	80 km^2(4.3%)	5	6	上部含大量有机质，下部为潜育层，还原作用强烈
草原风沙土	494 km^2(26.7%)	9	20	通体壤质砂土，无石灰反应，无明显腐殖质和淋溶淀积层
石灰性草甸砂土	77 km^2(4.2%)	6	7	有机质及根系主要集中于表层，随深度锐减
淡黑土	154 km^2(8.3%)	5	5	有机质的积累量大于分解量，土层上部有肥沃的腐殖质层

为避免晨露和降水对土壤初始含水率(Initial Moisture Content，简称IMC)的影响，所有试验于天气连续晴朗的2018年7月26至30日的10至16时进行，使用手持GPS记录实际采样点经纬度坐标，在去除地表浮土及植被后进行，试验期间未发生降水。入渗试验使用双环入渗仪，入渗前，在入渗环四周利用土钻取土，每10 cm一层共取5层，用于测定IMC；入渗过程中，记录内环及两个马氏瓶水位变化，前20 min每1 min读数一次，20 min后每3 min读数一次；试验结束后，在距入渗环30 cm处挖深于入渗深度的剖面(对于入渗深度不足50 cm的点位则按照50 cm开挖剖面)，从表层向下取样，每10 cm一层共取5层，每层采用100 cm^3的环刀和自封袋各重复取样3个，分别用于测定土壤容重(Bulk Density，简称ρ)、粒径组成、有机质(Soil Organic Matters，简称SOM)、地下生物量(Underground Biomass，简称UB)及其他土壤理化特性。各土壤生态调查点按照入渗试验中的标准开挖50 cm深的剖面取土，用于测定IMC及各土壤理化属性。土壤粒径利用HELOS & RODOS激光粒度分析仪进行干法测定，分级标准采用美国制：砂粒(2～0.05 mm，Sand Content，简称SA)，粉粒(0.05～0.002 mm，Silt Content，简称SI)，黏粒(< 0.002 mm，Clay Content，简称CL)；平均粒径大小(Average Particle Size，简称APS)通过SA、SI、CL三种颗粒所含百分比乘以每种颗粒的平均粒径计算获得；ρ采用环刀法测定；SOM采用浓硫酸-重铬酸钾外加热法测定；IMC采用恒温箱烘干法测定；UB采用烘干称重法测定。

2.3 入渗模型及评价方法 土壤入渗模型可以模拟时间与入渗量之间的关系，研究选择Green-Ampt、Philip、Kostiacov、Horton、Mezencev及USDA-NRCS六种入渗模型对双环入渗过程进行模拟[13-18]，见表2，使用Matlab的Curve Fitting tool进行参数拟合，最佳模型参数是通过计算比较不同参数的最小平方误差决定的，将模拟参数带入选择的6个入渗模型中，分别计算与实测数据相同记录时间的累计入渗量。为了更好地识别多元非线性拟合中自变量个数对模型R^2的影响[19]，本文使用$Adj\text{-}R^2$和$RMSE$对入渗模型的模拟精度及误差进行评价。

表2 土壤入渗模型

模型类型	模型名称	模型形式	模型参数
理论模型	Green-Ampt	$I(t)=K\frac{H_a+S_m+z}{z}$	K为饱和导水率，cm/min；H_a为积水层厚度，cm；s_m为平均湿润锋潜在吸力，cm；z为湿润锋前进距离，cm
	Philip	$I(t)=\frac{1}{2}St^{-0.5}+A$	S为吸水性，cm/$min^{0.5}$；A为渗透系数，cm/min
经验模型	Kostiakov	$I(t)=at^{\beta}$	α>0和0<β<1为无量纲经验常数
	Horton	$I(t)=f_c t+\frac{1}{k}(f_c-f_0)(1-e^{-kt})$	f_0和f_c分别为初始和稳定入渗率，cm/min；k为与土壤特性有关的无量纲经验常数
	Mezencev	$I(t)=K't+\alpha' t^{\beta'}$	K'>0，α'>0与0<β'<1为无量纲经验常数
	USDA-NRCS	$I(t)=at^{-b}+0.6985$	a与b为无量纲经验常数

注：表中$I(t)$为累计入渗量，cm/m^2；t为入渗时间，min。

3 结果与讨论

3.1 试验数据的统计特征 对于整个研究区而言，土壤水分的入渗速率很快，单位面积平均稳定入渗率达0.2 cm/(min·m^2)；入渗初期速度的衰弱比例较高，前5 min和20 min分别达到76.60%与92.55%；整个入渗过程稳定较快，20～60 min内即可达到稳定，这也侧面说明了研究区这种砂质草甸地土壤垂向的成分和结构比较稳定。由于入渗中后期的入渗速度衰减明显，研究使用入渗总量的对数形式表示其随时间变化的关系(图2)，由图可知荒漠风沙土的入渗总量和速率最大，草甸沼泽土最小，仅有荒漠风沙土的三分之一，而其余三种类型土壤有较为接近的入渗过程。

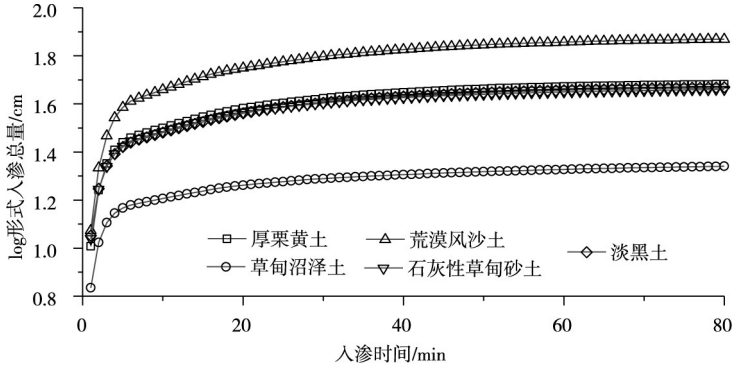


图2　入渗时间与log形式入渗总量的关系

研究区表层土壤基本理化特征如图3所示，根据粒径组成，研究区主要属砂质土壤，*APS*均在75 μm以上，较高的*SA*使得整体ρ偏高，荒漠风沙土在五种土壤类型中各层位的*APS*最大为93.77 μm。土壤*IMC*与采样点位到河流的距离关系密切，分布在河流两侧的草甸沼泽土和石灰性草甸砂土的*IMC*明显高于其他三种离河较远的土壤，尤其是分布在干流的草甸沼泽土，其各层土壤的平均含水率最高达到26.6%。在随深度变化方面，各类型土壤的*APS*、*IMC*和ρ变化不大，该结果与Zhang等[20]和Yu等[21]对半干旱区植被与土壤理化性质关系的研究结果近似。降雨次数和降水量稀少使得土壤长期处于干旱状态，主要分布在平坦地区的草甸沼泽土、石灰性草甸土以及淡黑土三种土壤的*SOM*随深度增加呈下降趋势，而主要分布在山地的厚栗黄土，其*SOM*在20 cm土层有明显增高，这是因为植物

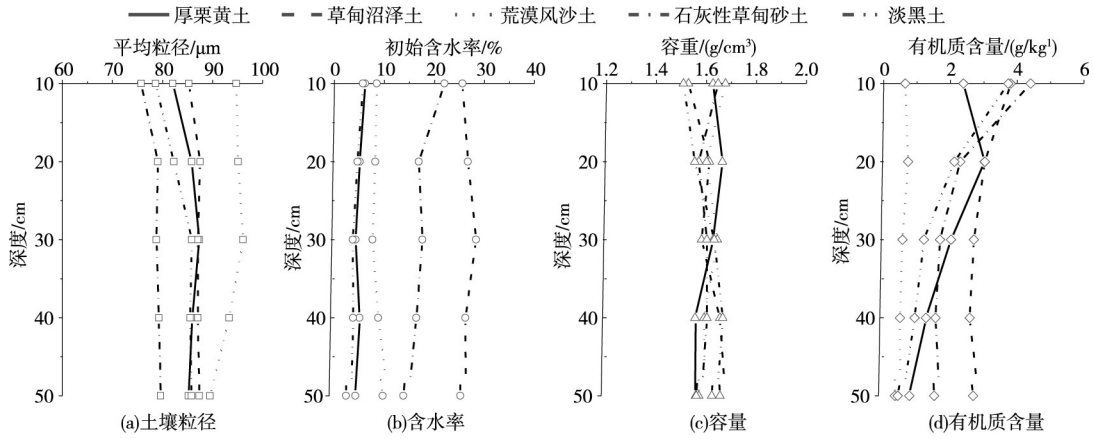


图3　5种土壤粒径、含水率、容重及有机质含量随深度变化规律

表3　五种土壤类型下6个入渗模型模拟参数值

入渗模型	Green-Ampt		Philip		Kostiakov		Horton			Mezencev			USDA-NRCS	
模型参数	K	s_m	S	A	α	β	f_0	f_c	k	K'	α'	β'	a	b
厚栗黄土	1.85	285	77.5	40.3	15.7	0.21	8.09	0.17	0.29	0.01	15.9	0.21	14.0	0.24
草甸沼泽土	0.60	206	28.5	18.2	9.16	0.15	5.45	0.06	0.38	0.01	9.41	0.14	7.84	0.18
荒漠风沙土	2.02	643	130	61.8	21.2	0.24	9.42	0.27	0.22	0.01	21.4	0.24	18.9	0.27
石灰性草甸砂土	1.62	399	71.4	38.3	15.5	0.20	8.71	0.16	0.31	0.01	15.7	0.20	13.8	0.23
淡黑土	1.50	412	73.1	38.6	14.8	0.22	8.96	0.18	0.31	0.01	15.0	0.21	13.4	0.24

表4　入渗模型模拟精度及误差

评价指标	Green-Ampt	Philip	Kostiakov	Horton	Mezencev	USDA-NRCS
$Adj\text{-}R^2$	0.913*	0.840*	0.913**	0.975**	0.907**	0.911**
RMSE	0.706	0.194	0.108	0.059	0.111	0.096

注：*与**分别表示在显著性水平0.05与0.01下，增大或减小趋势是显著的。

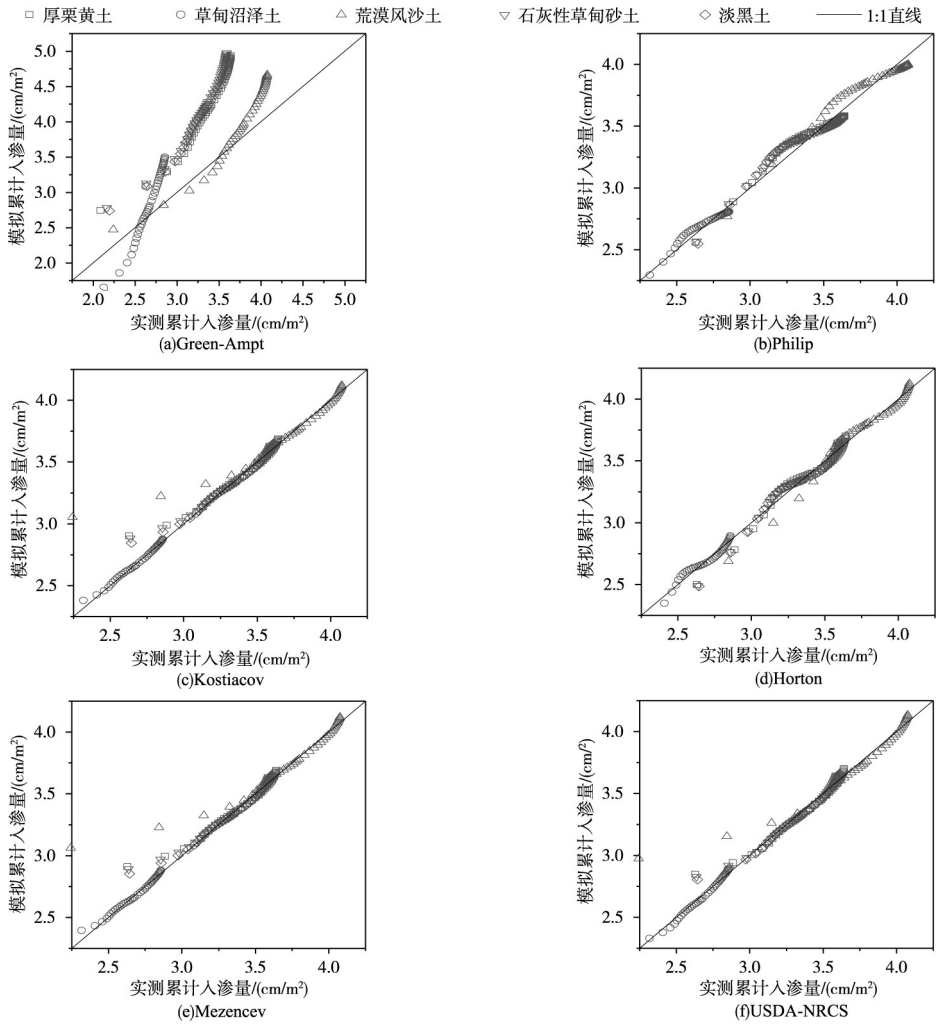


图4　五种土壤类型下6个入渗模型模拟累计入渗量与实测值对比

为了生长在畜水困难的坡地上，深层表土根系更加发达，拥有大量毛细根的20 cm土层经过常年的积累*SOM*有明显提高[22]。

3.2　入渗过程模拟　各入渗模型的模拟值与实测值对比、模型参数及模拟结果的精度和误差评价如图4、表3与表4所示。

结合图表可知，经验模型的拟合效果要明显优于理论模型，这是由于理论模型对于实际状况进行了概化和一定程度的简化[23-24]，在模拟情况相对简单的入渗过程时误差较小，例如荒漠风沙土在研究区的5种土壤类型中植被稀疏，*SOM*、*IMC*和*UB*都处于较低水平，Green-Ampt模型对其入渗过程的模拟误差是该模型模拟5种土壤中最小的，而其他4种类型的土壤情况则相对复杂，模拟误差也随之增大(图4(a))，此外Green-Ampt模型在研究区整体模拟效果较差，研究判断导致该结果的原因可能有以下两个：(1)湿润锋面在砂粒含量较高、入渗速率较快的砂质草甸地并不是垂直推进的，这与Clemmens的看法相似[25]；(2)研究用于模拟推导出的入渗时间t与入渗总量$I(t)$间的隐函数不适合使用MATLAB的Curve Fitting tool进行参数模拟。相比于理论模型，经验模型更注重时间与入渗量之间的数学关系，尤其是在入渗过程的中后期模拟效果都比较优秀[19]。

Horton和USDA-NRCS模型的综合表现最佳，二者拟合结果$Adj\text{-}R^2$均高于0.9且*RMSE*均小于0.1，说明以上两种模型在不同土壤类型的模拟中均具有较好的普适性，该结论同国内外部分学者的研究结果一致[19,26-27]；Kostiakov和Mezencev模型在入渗前期的模拟有一定出入，尤其是在含砂量较高的地区表现较差，这是由于以上两个模型缺少用来描述初始入渗速率的常数项，而Mezencev模型作为Kostiakov模型的改良，其模拟精度与误差却均略低于Kostiakov模型，说明砂质土壤入渗前期的高

渗透性和较快的入渗速率下降比例会影响Mezencev模型对于K'参数的估计，这与Furman等[28]在改良Kostiakov模型渗透性能的研究结果近似。

Horton模型的f_c参数虽然是经验模拟值，但是比较接近真实的稳定入渗率[29]，同时由于Horton模型考虑了初始入渗速率，对于刻画干旱半干旱型草原土壤前期入渗速度快、稳定入渗时间短的特殊入渗过程最为贴切，因此研究选用Horton模型推求各点位的稳定入渗率以供下文入渗特征值的变异性分析及土壤转换函数的建立使用。

3.3 影响因素分析 土壤入渗过程受粒径、ρ、*SOM*、*IMC*、*UB*等因素的影响[30-31]。研究对38个入渗点位的土壤理化性质及入渗环境条件进行了主成分分析，并统计了观测尺度上入渗特征值与影响因素的变异系数和相关性，由于瞬时入渗速率较小，难以精确测量，尤其是50 min之后的入渗速率，其也是通过一次测量多分钟的累计入渗量后取平均获得的，因此研究选用30、50、80 min三个时刻的累计入渗量和稳定入渗率作为入渗特征值从而代表入渗过程，主成分分析结果如图5所示。

主成分分析可以获得两个包含77.2%原始信息的主成分，研究将其分别命名为与土壤密实程度和孔隙分布相关的土壤自身物理属性及与入渗液体动能势相关的外界环境成分(图5)。结果表明，主要分布在排列图左侧的入渗点位水分运移迅速，较大的*APS*和较高的*SA*增加了土壤的ρ，同时由于试验点地理位置的原因，分布在序列图第四象限点位的试验时间也基本在中午，较高的水温也会降低水的黏滞性[32]，土壤与温度二者共同提高了入渗速率。分布在河道附近的点位主要分布在序列图的第一象限及距其较近的二四象限，这些点位的*IMC*均超过26%，这不仅会降低土壤的入渗速率，还会促进植物的生长，导致*SOM*和*UB*达到研究区其他干旱区域的2倍以上。有机质可以促进土壤中的小颗粒形成水稳性土壤团聚体，其中一部分直接填充在土壤毛管与孔隙中，阻碍了水分的渗透，这与Liu等[32]和Wang等[5]对有机质影响入渗的研究结果一致；另外干旱半干旱地区的植物根系发达，具有固水固土的作用，可以减缓土壤水分的运移，这与Wu等[33]在干旱草原上植被对土壤水文过程的影响研究结果相同。

变异系数描述了变量组间变异性的大小，$C_V \leqslant 0.1$时为弱变异性，$0.1 < C_V < 1$时为中等变异性，$C_V \geqslant 1$时为强变异性。由表5可以看出，研究区土壤理化性质的整体变异性中等偏弱，不同试验点的累计入渗量具有中等变异性，且该差异性有随着时间推进逐渐增大的趋势；除了由于含量较低所引起变异剧烈的*CL*外，土壤自身物理属性的变异性不大，而与入渗液体动能势相关的外界环境成分，如*IMC*、*UB*以及*SOM*三者的变异系数相对较大，说明研究区的累计入渗量和稳定入渗率可能主要是

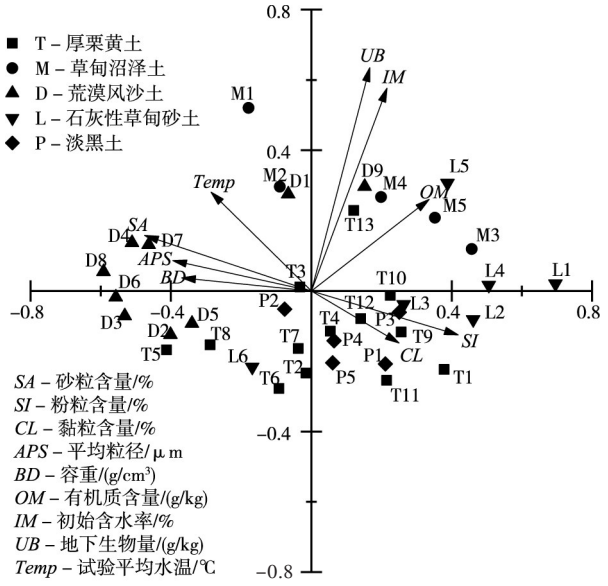


图5 土壤理化性质及试验条件的主成分序列图

表5　入渗特征值与影响要素的统计特征

	I_{30}	I_{50}	I_{80}	f_c	*SA*	*SI*	*CL*	ρ	*APS*	*SOM*	*IMC*	*UB*	*Temp*
C_V	0.456	0.473	0.479	0.55	0.083	0.472	0.878	0.009	0.083	0.629	0.951	0.658	0.267
RI_{30}					0.421**	−0.405**	−0.312**	−0.339*	0.424**	−0.587**	−0.519**	−0.435**	0.423**
RI_{50}					0.433**	−0.416**	−0.321**	−0.347**	0.435**	−0.593**	−0.525**	−0.436**	0.427**
RI_{80}					0.436**	−0.418**	−0.324**	−0.35**	0.437**	−0.591**	−0.521**	−0.434**	0.427**
Rf_c					0.67**	−0.643**	−0.643**	−0.543**	0.669**	−0.525**	−0.252*	−0.280*	0.791**

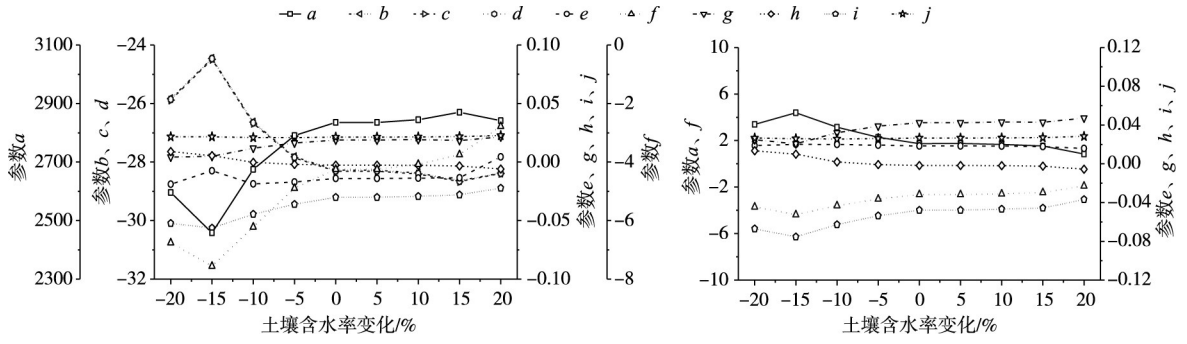
注：表中I_{30}、I_{50}、I_{80}与f_c分别表示30、50、80 min三个时刻的累计入渗量(cm/m²)与稳定入渗率(cm/(min/m²))；RI_{30}、RI_{50}、RI_{80}与Rf_c分别表示I_{30}、I_{50}、I_{80}、f_c与影响因子的相关系数；*SA*、*SI*、*CL*、ρ、*APS*、*SOM*、*IMC*、*UB*和*Temp*分别表示砂粒含量(%)、粉粒含量(%)、黏粒含量(%)、容重(g/cm³)、平均粒径(μm)、有机质含量(g/kg)、初始含水率(%)、地下生物量(g/kg)和试验平均水温(℃)；*与**分别表示在0.05和0.01水平显著相关。

由土壤非自身物理属性的空间变异造成的。

入渗特征值与影响要素的相关性分析结果显示，累计入渗量和稳定入渗率与*SA*、*APS*及*Temp*成显著正相关，与*SI*、*CL*、ρ、*SOM*、*IMC*和*UB*成负相关关系，该结果与刘继龙等[34]在观测尺度上土壤入渗特性与影响因素的相关性分析结果趋势一致。由于研究区*SI*和*CL*均处于较低水平，*SA*和*APS*与所选入渗特征的相关性接近，研究认为在研究区*APS*对于土壤的粒径组成有较好的代表性；*SOM*和*IMC*与累计入渗量的相关性较高，与稳定入渗率的相关性相对较低；而*Temp*的相关性趋势则相反，其与稳定入渗率的相关性最高。

3.4　土壤转换函数　基于大量有关入渗特征值与影响要素建立PTFs的研究可知，入渗特征值与影响要素之间有较好的对数关系[35-36]。文章首先使用观测尺度上所有的影响要素与累计入渗量和稳定入渗率建立对数关系的多元非线性PTFs(式(1))，结果显示稳定入渗率的转换函数模拟效果优秀，而累计入渗量的模拟误差略大。为了进一步简化PTFs，研究基于表5中相关性分析得出的结果，筛选出ρ、*APS*、*SOM*、*IMC*、*UB*及*Temp*等6个与入渗特征值显著相关的影响要素重新建立简化的PTF(式(2))。两种不同形式PTFs的具体形式及评价结果如表6所示。

草原型流域土壤颗粒总体较粗，表层风化层较薄土质相对均一，有机质含量低且土颗粒不易形成团粒结构，经过简化的PTF精度虽略有下降，但稳定入渗率的模拟结果依然良好，说明在入渗环境相对简单的干旱半干旱型草原，通过土壤理化性质及环境变量建立来模拟土壤入渗特征值所建立的PTFs形式简单，可以简化且适应性较好。然而由于试验中缺乏对相同点位不同土壤初始含水率的采样，而土壤含水率相比于土壤理化属性，其在短时间内的变化更明显，讨论其对PTFs参数的影响程度在实际应用中尤为重要；初始入渗速率和累积入渗量会直接因其改变了入渗水流湿润区的平均梯度而发生改变，而稳定入渗率则更稳定，在参数的敏感性分析中更有意义，因此研究分别选择初始含水率增加或减少5、10、15、20%以及无变化9种情况下，两种PTFs计算f_c的参数进行分析，结果如图6所示，分析中当土壤含水率低于残余含水率时取残余含水率，高于饱和含水率时取饱和含水



(a)土壤含水率变化对未简化的PTF计算f_c的影响　　(b)土壤含水率变化对简化PTF计算f_c的影响

图6　不同初始含水率对简化PTF参数的影响

表6　不同影响因子土壤转换函数参数与评价

PTF	常数	*SA*	*SI*	*CL*	*ρ*	*APS*	*SOM*	*IMC*	*UB*	*Temp*	评价指标	
	a	*b*	*c*	*d*	*e*	*f*	*g*	*h*	*i*	*j*	R^2	*RMSE*
使用全部影响因子(式7)												
I_{30}	−1377.88	13.880	13.930	14.011	−9.607	0.069	−0.016	−0.007	−0.048	0.019	0.511*	0.166
I_{50}	−1492.61	15.024	15.075	15.154	−9.427	0.069	−0.015	−0.008	−0.048	0.020	0.524*	0.168
I_{80}	−1623.02	16.319	16.369	16.441	−8.704	0.067	−0.012	−0.008	−0.049	0.020	0.525*	0.169
f_c	2835.43	−28.277	−28.314	−28.298	−4.247	−0.014	0.019	−0.003	−0.030	0.021	0.771**	0.122
使用筛选影响因子(式8)												
I_{30}	2.270				−0.295	−0.003	−0.028	−0.008	−0.036	0.014	0.495*	0.160
I_{50}	2.408				−0.381	−0.003	−0.027	−0.008	−0.036	0.014	0.508*	0.163
I_{80}	2.445				−0.409	−0.002	−0.026	−0.008	−0.036	0.014	0.509*	0.163
f_c	1.733				−2.645	0.018	0.042	−0.002	−0.048	0.027	0.734**	0.125

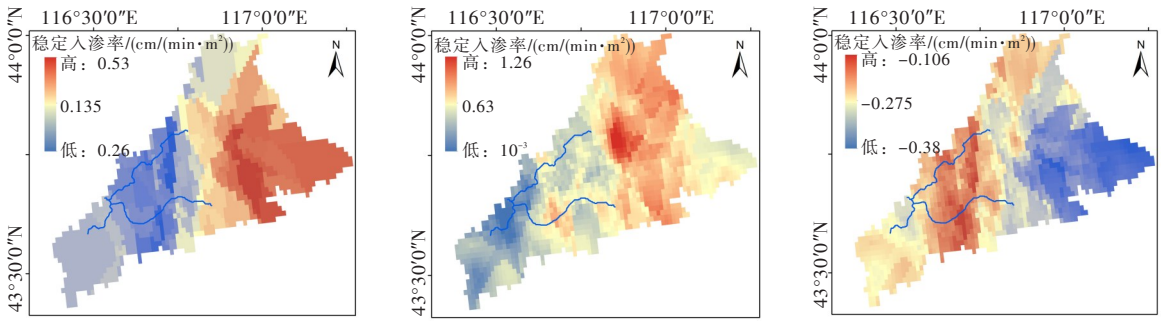
注：$\log(x)=a+b\cdot SA+C\cdot SI+d\cdot CL+e\cdot\rho+f\cdot APS+g\cdot SOM+h\cdot IMC+iU\cdot B+j\cdot Temp$(1)；$\log(x)=a+e\cdot\rho+f\cdot APS+g\cdot SOM+h\cdot IMC+i\cdot UB+j\cdot Temp$(2)；以上两式中$x$分别代入三个时刻的累计入渗量$I_{30}$、$I_{50}$、$I_{80}$和稳定入渗率$f_c$，表中各变量含义及单位同表5；*与**分别表示在显著性水平0.05与0.01下，增大或减小趋势是显著的。

率，残余含水率与饱和含水率分别取研究区平均值3.5与38.9%。

结果显示，当含水率有较大幅度降低时，PTFs参数大都随之改变，其中常数项a与土壤颗粒组成及粒径相关的参数b、c、d、f有明显变化，表明土壤初始含水率对PTFs参数影响剧烈，当在较低含水率的情况下使用PTFs应当适量增加试验，以减小模型误差。整体来看，土壤初始含水率的变化对未简化的PTF计算f_c的影响较大，对简化的PTF影响较小，说明简化的PTF可以在一定范围内更好地适应土壤初始含水率的变化。

研究使用在入渗试验同期对62个土壤生态调查点的采样数据(图1)，联合38个土壤入渗试验点数据，绘制了研究区小流域尺度上较为精细的PTFs输入参量的面尺度插值拓展，并分别使用相同1 km×1 km大小的栅格绘制了使用Horton模型和PTFs预测的研究区土壤稳定入渗率分布图(图7(a)和图7(b))，并对二者的预测结果进行了比较(图7(c))，其中图7(b)假设试验水温恒定为20 ℃。

结果显示，PTFs预测的研究区土壤稳定入渗率分布图更贴合实际，该分布趋势与黎明扬等[22]在使用合成孔径雷达和PTFs联合反演锡林河上游表层土壤饱和导水率的研究结果一致。由于Horton模型只能模拟试验点位的稳定入渗率(图7(a))，因此相较PTFs预测的结果(图7(b))其不仅损失了大量细节，在区域模拟的极值表现上也存在较大差异。在两河交汇的湿地地区，PTFs预测的稳定入渗率低至不足0.001cm/(min·m^2)，而Horton模型在此处的预测值过高；两河中部虽属荒漠风沙土，但该地区仅生长着少量贫瘠的牧草，其实际入渗率要高于Horton模型的预测值(图7(c))，尤其是在研究区



(a)Horton模型预测稳定入渗率　(b)土壤转换函数预测稳定入渗率　(c)两种模型预测稳定入渗率的差别

图7　两种模型预测稳定入渗率分布及对比图

中部入渗率极高的裸露沙地，Horton模型有较大程度的低估；整体来看，Horton模型表现过于片面，少量的点位不足以把控整个研究区的入渗特征。

使用PTFs大面积预测土壤入渗特征值也存在一些不足，例如对下垫面环境等影响要素考虑不全面、简化PTFs带来的精度缺失以及原位采样带来的空间限制等。前文提到，影响入渗过程的要素多且相互联系，气压、空气温湿度等气候条件，土壤孔隙度与相同类型土壤下不同的压实程度都会对入渗过程产生影响[37]；粒径组成、植物根系的量与分布状态都与ρ息息相关，由此角度分析，单纯通过相关性等要素分析筛选PTFs的输入参数略显片面，通过构建一个或多个综合性的影响要素指标或许可以从机理上描述入渗条件与入渗特征值之间的转换关系；结合遥感技术可以在一定程度上弥补原位采样的空间限制并精细刻画土壤物理要素的分布，但其对于深层土壤参数的获取仍表现出较大的局限性[22]，尤其是在土壤属性纵向变化较大的地区具有一定的不确定性。

4 结论

（1）半干旱型草原土壤砂粒含量高，水分入渗迅速，单位面积平均稳定入渗率达0.2 cm/(min·m^2)。使用6种入渗模型对5种土壤类型下38个点位的入渗过程进行模拟，结果表明，Horton和USDA-NRCS模型在研究区的综合表现最佳。

（2）天然草原入渗过程受外界干扰相对较小且影响要素的空间变异性呈中低等水平；主成分分析可以将9个影响要素压缩成2个包含77.2%原始信息的主成分，研究分别命名将其为与土壤密实程度和孔隙分布相关的土壤自身物理属性及与入渗液体动能势相关的外界环境成分；相关性分析结果显示ρ、*APS*、*SOM*、*IMC*、*UB*及*Temp*等6个影响要素与入渗特征值显著相关。

（3）研究分别通过使用全部影响要素和6个显著相关的影响要素与入渗特征值建立PTFs，结果显示入渗特征值与影响要素间有较好的对数关系，使用显著相关影响要素建立的PTFs精度虽略有下降，但稳定入渗率的模拟结果依然良好；使用Horton模型和简化的PTF分别对研究区土壤的稳定入渗率进行模拟，结果表明，Horton模型的预测结果不仅损失了大量细节，在极值的表现方面也存在较大的局限性；使用PTFs预测小流域尺度土壤入渗特征值有助于提高试验效率，减少环境破坏，该方法在复杂入渗环境下的鲁棒性尚不明晰，有待于进一步研究。

参 考 文 献：

[1] CHENG D B, DONG L Y, QIAN F, et al. Observation and modeling on irregular purple soil water infiltration process[J]. Journal of Mountain Science, 2017, 14(6): 1076-1085.

[2] 杨大文，丛振涛，尚松浩，等. 从土壤水动力学到生态水文学的发展与展望[J]. 水利学报，2016，47(3)：390-397.

[3] 黄永超. 紫色土区不同土地利用类型土壤入渗研究[D]. 重庆：西南大学，2018.

[4] SUN D, YANG H, GUAN D, et al. The effects of land use change on soil infiltration capacity in China: A meta-analysis[J]. Science of the Total Environment, 2018, 626: 1394-1401.

[5] WANG H, ZHANG G H, LIU F, et al. Temporal variations in infiltration properties of biological crusts covered soils on the Loess Plateau of China[J]. Catena, 2017, 159: 115-125.

[6] 李晋波，姚楠，赵英，等. 不同放牧条件下锡林郭勒典型草原土壤水分分布特征及降水入渗估算[J]. 植物生态学报，2018，42(10)：1033-1042.

[7] FISCHER C, TISCHER J, ROSCHER C, et al. Plant species diversity affects infiltration capacity in an experimental grassland through changes in soil properties[J]. Plant and Soil, 2015, 397(1/2): 1-16.

[8] ZHANG J, LEI T, YIN Z, et al. Effects of time step length and positioning location on ring-measured infiltration rate[J]. Catena, 2017, 157: 344-356.

[9] 林鸿州，彭建兵，杨华，等. 求取现场黄土饱和渗透系数的双环入渗法[J]. 水科学进展，2017，28(4)：

523-533 .
[10] BOUMA J . Using soil survey data for quantitative land evaluation[J] . Advances in Soil Science, 1989, 9: 177-233 .
[11] 李杨, 贾德彬, 朱仲元, 等 . 融雪的水量平衡模型在内蒙古锡林河流域水文模拟中的应用[J] . 水资源与水工程学报, 2012, 23(5): 138-141 .
[12] 段利民, 李玮, 刘廷玺, 等 . 半干旱草原型流域径流变化特征及其影响因子定量分析[J] . 干旱区资源与环境, 2017, 31(10): 125-130 .
[13] GREEN W H, AMPT G . Studies in soil physics: I . The flow of air and water through soils[J] . The Journal of Agricultural Science, 1911, 4: 1-24 .
[14] PHILIP J R . The theory of infiltration: 1 . The infiltration equation and its solution[J] . Soil Science, 1957, 83(5): 345-358 .
[15] KOSTIAKOV A N . On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and on the necessity of studying it from a dynamic point of view for purpose of amelioration[C]//Transactions of 6th Congress of International Soil Science Society . Moscow: Society of Soil Science, 1932: 17-21 .
[16] HORTON R E . The role of infiltration in the hydrologic cycle[C]//Trans Am Geophys Union, 14th Annu Meet, 1933, 1: 446-460 .
[17] MEZENCEV V J . Theory of formation of the surface runoff[J] . Meteorologia Gidrologia, 1948, 3: 33-46 .
[18] US Department of Agriculture, Natural Resources and Conservation Service . National Engineering Handbook [S] . Section 15 . Border Irrigation . Washington, DC: National Technical Information Service . 1974 .
[19] WANG T T, STEWART C E, MA J B, et al . Applicability of five models to simulate water infiltration into soil with added biochar[J] . Journal of Arid Land, 2017, 9(5): 701-711 .
[20] ZHANG J, ZUO X A, ZHOU X, et al . Long-term grazing effects on vegetation characteristics and soil properties in a semiarid grassland, northern China[J] . Environmental Monitoring & Assessment, 2017, 189(5): 1-13 .
[21] YU Y, WEI W, CHEN L D, et al . Land preparation and vegetation type jointly determine soil conditions after long-term land stabilization measures in a typical hilly catchment, Loess Plateau of China[J] . Journal of Soils and Sediments, 2017, 17(1): 144-156 .
[22] 黎明扬, 刘廷玺, 罗艳云, 等 . 半干旱草原型流域表层土壤饱和导水率传递函数及遥感反演研究[J] . 土壤学报, 2019, 56(1): 90-100 .
[23] 刘姗姗, 白美健, 许迪, 等 . Green-Ampt模型参数简化及与土壤物理参数的关系[J] . 农业工程学报, 2012, 28(1): 106-110 .
[24] 王文焰, 汪志荣, 王全九, 等 . 黄土中Green-Ampt入渗模型的改进与验证[J] . 水利学报, 2003(5): 30-34 .
[25] CLEMMENS A J, BAUTISTA E . Toward physically based estimation of surface irrigation infiltration[J] . Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 2009, 135(5): 588-596 .
[26] BABAEI F, ZOLFAGHARI A A, YAZDANI M R, et al . Spatial analysis of infiltration in agricultural lands in arid areas of Iran[J] . Catena, 2018, 170: 25-35 .
[27] SAYAH B . Development of one-dimensional solutions for water infiltration . Analysis and parameters estimation [J] . Journal of Hydrology, 2016, 535: 226-234 .
[28] FURMAN A, WARRICK A W, ZERIHUN D, et al . Modified Kostiakov infiltration function: Accounting for initial and boundary conditions[J] . Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 2006, 132(6): 587-596 .
[29] DASHTAKI S G, HOMAEE M, MAHDIAN M H, et al . Site-dependence performance of infiltration models[J] . Water Resources Management, 2009, 23(13): 2777-2790 .
[30] 何丹, 马东豪, 张锡洲, 等 . 土壤入渗特性的空间变异规律及其变异源[J] . 水科学进展, 2013, 24(3): 340-348 .
[31] 佘冬立, 高雪梅, 房凯 . 利用圆盘入渗仪测定不同土地利用类型土壤吸渗率[J] . 农业工程学报, 2014, 30(18): 151-158 .
[32] LIU Z P, MA D H, HU W, et al . Land use dependent variation of soil water infiltration characteristics and their

scale-specific controls[J]. Soil and Tillage Research, 2018, 178: 139-149.
[33] WU G L, LIU Y, YANG Z, et al. Root channels to indicate the increase in soil matrix water infiltration capacity of arid reclaimed mine soils[J]. Journal of Hydrology, 2017, 546: 133-139.
[34] 刘继龙, 马孝义, 张振华. 土壤入渗特性的空间变异性及土壤转换函数[J]. 水科学进展, 2010, 21(2): 214-221.
[35] WANG G, FANG Q, WU B, et al. Relationship between soil erodibility and modeled infiltration rate in different soils[J]. Journal of Hydrology, 2015, 528: 408-418.
[36] SUUSTER E, RITZ C, ROOSTALU H, et al. Soil bulk density pedotransfer functions of the humus horizon in arable soils[J]. Geoderma, 2011, 163(1/2): 1-82.
[37] DIJCK S J E V, ASCH T W J V. Compaction of loamy soils due to tractor traffic in vineyards and orchards and its effect on infiltration in southern France[J]. Soil and Tillage Research, 2002, 63(3/4): 141-153.

Study on soil infiltration process and pedo-transfer functions in semi-arid grasslands

LI Mingyang[1], LIU Tingxi[1, 2], LUO Yanyun[1, 2],
DUAN Limin[1, 2], ZHANG Junyi[1], ZHOU Yajun[1]

(1. *College of Water Conservancy and Civil Engineering, Inner Mongolia Agricultural University, Hohhot* 010018, *China*;
2. *Water Resources Protection and Utilization Key Laboratory, Inner Mongolia Agricultural University, Hohhot* 010018, *China*)

Abstract: In order to further explore the relationship between the soil infiltration process and the influencing factors in the semi-arid grassland meadow, the Xilin River Basin, Inner Mongolia was set as subject for the study. The study area has 5 major types of soils, i.e. thick chestnut soil, meadow swamp soil, desert aeolian soil, limy meadow sandy soil, and pale black soil. From the surface layers of the soils, soil samples were collected for analysis of particle size composition, bulk density, organic matter content, soil moisture content, underground biomass and some other physical and chemical properties. Six infiltration models were used to simulate the infiltration process, and the Horton model, best performed in simulation, was used to calculate the stable infiltration rate of each testing site. The principal component and correlation analysis of soil infiltration characteristics and the influence factors were analyzed and the pedo-transfer function (PTFs) were established. On this basis, the soil stable infiltration rate of the whole research area was expanded with a grid size of 1km×1km. The results showed that the best simulation effects were obtained by Horton and USDA-NRCS, with Adj-R^2 of 0.975 and 0.911, respectively. Soil infiltration in semi-arid steppe is mainly affected by soil physical properties and external environment. PTFs established by significantly correlated influencing factors can well simulate the characteristic values of soil infiltration, and the prediction effect of PTFs on the small watershed scale is more refined than the surface expansion of the infiltration model.

Keywords: infiltration model; soil infiltration; pedo-transfer function; Xilin River basin; stable infiltration rate

(责任编辑: 祁 伟)