

文章编号:1003-7578(2008)02-152-05

三江平原典型草甸小叶章湿地土壤水分扩散率研究*

孙志高^{1,2}, 刘景双²

(1. 中国科学院 烟台海岸带可持续发展研究所 烟台 264003; 2. 中国科学院 东北地理与农业生态研究所 长春 130012)

提 要: 运用水平土柱入渗法模拟研究了三江平原典型草甸小叶章湿地土壤的水分扩散过程以及水分扩散率与土壤含水量之间的关系。结果表明:草甸沼泽土各土层的含水量与 Boltzmann 常数分别符合不同的关系曲线,且差异主要与粘粒含量和基质势有关;各土层的 Boltzmann 常数自表层向下依次降低,且差异达到极显著水平($p < 0.01$);草甸沼泽土各土层的水分扩散率存在较大差异,0-20cm 土层最高,30-40cm 土层最低;草甸沼泽土与盐碱化沼泽土、人工湿地水稻土的水分扩散率存在显著差异,原因与不同类型土壤各土层的理化性质及理化过程有关;草甸沼泽土各土层的水分扩散率随土壤含水量的增加均呈指数增长曲线变化,且表层土壤的增长曲线相对较陡。

关键词: 小叶章湿地; 草甸沼泽土; 水分扩散率; 三江平原**中图分类号:** S152.7**文献标识码:** A

非饱和土壤水分扩散率实际上反映了土壤水分在水平方向上的运动轨迹,即溶质沿着水流主要流动方向(流线)的扩散(弥散)状况^[1]。水在非饱和土壤中运动的驱动力是土壤基质势和重力势,并随这两种势梯度的增加而运动加快。土壤中的非饱和流是时刻存在着,发生在土壤中的田间水分循环的液流过程如渗流、水平和垂直的水分再分配、扩散和毛吸现象等都是典型的非饱和流现象^[2]。三江平原是我国湿地面积最大、类型最齐全的地区之一,典型草甸小叶章湿地是本区主要的湿地类型,约占湿地面积的 34.45%^[3]。典型草甸小叶章湿地大多分布于该区沼泽发育最为普遍的碟形洼地边缘,地表无积水但常年保持湿润,发育着草甸沼泽土^[4]。本研究选择典型草甸小叶章湿地作为研究对象,原因在于该类型湿地处于碟形洼地水分交错带上,其对于水分变化的指示极为敏感。同时,该类型湿地土壤常年保持湿润的水分状况又使得非饱和流现象对于土壤中的溶质运移过程存在显著影响。本文研究了草甸沼泽土的基本性质、非饱和土壤水分扩散率等主要物理参数并探讨了非饱和土壤水分扩散率与含水量的关系,该结果不但可为草甸沼泽土中溶质的水平运移规律研究提供基础数据,而且还为湿地土壤质量演变和湿地保护等研究提供科学依据。

1 材料与方 法

1.1 供试土壤的基本性质

2004年9月在中国科学院三江平原沼泽湿地生态试验站以东12km的野外试验场典型样地内按照多小区、多点混合的方法分层采集土壤样品。土壤样品分0-20cm, 20-30cm, 30-40cm 和40-80cm 四层采集,并另用环刀法同步测定土壤容重。各层土壤样品自然风干后分为3份,一份用球磨机磨碎后过100目筛,装袋以备测定土壤的理化性质;一份磨碎过20目筛用于模拟试验;另一份直接装袋用于测定土壤粒度。

* 收稿日期:2006-12-11。

基金项目:中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX3-SW-332)和国家自然科学基金项目(90211003)资助。

作者简介:孙志高(1979-),男,汉族,山东烟台人,博士,助理研究员,主要从事湿地环境生态与生物地球化学过程研究。zhi-gaosun@yahoo.com.cn

土壤理化性质测定方法^[5],1)有机质:重铬酸钾容量法;2)土壤pH:电位法,土水比为1:5;3)土壤粒度:吸管法,质地采用国际制分类;4)土壤孔隙度:土壤比重(比重瓶法)与土壤容重计算得出(表1)。

表1 供试土壤的基本性质

Tab.1 The basic properties of soil

土层 (cm)	粘粒(g/kg) <0.002mm	粉粒(g/kg) 0.02~0.002mm	砂粒(g/kg) >0.02mm	pH	有机质 (g/kg)	容重 (g/cm ³)	孔隙度 (%)
0-20	393.2	543.2	63.6	5.37	5.93	0.91	63.01
20-30	468.1	507.7	24.1	6.37	5.83	1.33	46.37
30-40	537.7	440.3	22.0	6.12	3.23	1.49	38.93
40-80	718.9	239.3	41.8	5.36	1.79	1.39	42.56

1.2 水平土柱模拟试验

1.2.1 试验装置

试验采用总长度100cm、直径4.5cm的圆柱型有机玻璃扩散率仪,以入渗土体悬殊的厚长比来消除重力势和压力势对水分入渗的影响,使入渗水分在土壤基质吸力作用下作水平入渗,以模拟田间水平入渗。槽体分3段:(1)水室段,长10cm,连接马氏瓶,以马氏瓶控制恒定水头;(2)滤层段,长10cm,内装细石英砂和滤网,使入渗水流保持层流状态;(3)试样段,长80cm,填充供试土样,装置(图1)^[6]。

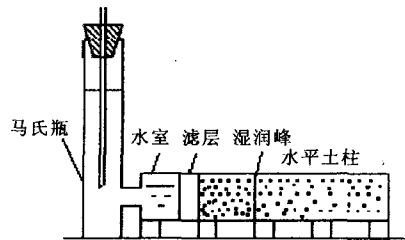


图1 水分扩散率模拟试验装置示意图

Fig.1 Sketch of tester for simulating water diffusivity

1.2.2 土壤水分扩散率模拟试验

将采回的土样分层风干研磨并通过0.84mm筛,然后按实测容重称取土样分别填充扩散率仪。注意压实土柱边缘土壤,确保无贴壁水流入渗即边缘效应的产生。每层土壤均做两个重复试验。试验采用去离子水来模拟,并以马氏瓶控制水头来模拟水分的水平运移。当湿润峰到达42cm时,停止供去离子水,立即用取样器自湿润峰端开始分段取样,每段3个样品,用于测定土壤水分含量。在运移试验中,当湿润峰到达3cm时记录时间,以后每水平运移3cm记录时间1次,直至42cm为止。土壤含水量的测定采用烘干法,在105℃的烘箱内烘24h至恒重^[5]。

1.2.3 统计分析与计算

运用Origin7.5对数据进行作图、计算和数学模拟。由实测土壤重量含水量和土壤容重换算为土壤体积含水量(θ)。根据式(1)计算玻尔兹曼常数,绘制 $\theta \sim \lambda$ 关系曲线,依据(2)所表达的差分原理可计算出土壤水分扩散率 $D(\theta)$ ^[6]。

$$\lambda = xt^{-1/2} \quad (1)$$

$$D(\theta) = -\frac{1}{2} \frac{\Delta \lambda}{\Delta \theta} \sum_{\theta_n} \lambda \Delta \theta \quad (2)$$

式中: λ 为玻尔兹曼常数; θ 为土壤体积含水量(cm^3/cm^3); x 为土柱长度(cm); t 为时间(min); $D(\theta)$ 为水分扩散率(cm^2/min)。

2 结果与讨论

2.1 土壤含水量与玻尔兹曼常数的关系

图2为草甸沼泽土各土层体积含水量(θ)与玻尔兹曼常数(λ)的关系曲线。据图可知,各土层的 $\theta \sim \lambda$ 关系分别符合不同的关系曲线,其中0-20,20-30,30-40cm土层的 $\theta \sim \lambda$ 关系均符合 Boltzmann 曲线($R^2 > 0.759$),40-80cm土层则符合二次抛物曲线($R^2 = 0.832$)。由于 λ 值表征了水分在土壤中的水平渗透速率,所以可通过比较不同土层的 λ 值来探讨各土层水分渗透速率的差异程度。由图2可知,草甸沼泽土各土层的 λ 值自表层向下依次降低,其差异达到极显著水平($F = 188.44p = 0.00$),这表明上层土壤的水分渗透速率较其它土层快的多。具体来说,当0-20,20-30cm土层的含水量小于 $0.55\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 时,其 λ 值随土壤含水量的变化明显(随含水量的增加而增大),而当含水量大于 $0.55\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 时,其 λ 值的增加受含水量的影响并不显著。产生这种差异的原因主要与两层土壤较高的基质势(粘粒含量明显低于其它土层)(表1)和不同阶段水分运移的驱动力有关。当含水量高于 $0.55\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 时(湿润峰到达9cm之

前),土壤水分运动的驱动力主要为水势梯度,此间的水势梯度由于接近水室一直较高并因土壤基质势较高而变化不大,由此导致其 λ 值随水分含量的变化并不明显。随着水分含量的减少(低于 $0.55\text{cm}^3/\text{cm}^3$ 时),水势梯度逐渐降低并因土壤基质势较高而变化不大,又因此间的水分渗透主要受水势梯度和基质势的共同影响(但以基质势为主),所以较高的土壤基质势是导致 λ 值随含水量变化明显的重要因素。与之相比,30-40,40-80cm土层的 λ 值在各阶段基本上均随土壤含水量的降低而增加,其原因主要与两层土壤粘粒含量较高(表1),土壤基质势较低有关。两层土壤较低的基质势使得接近水室(湿润峰到达9cm之前)土壤的水势梯度的变化较为明显,进而可相对增加水分的渗透速率。之后,尽管水分含量开始逐渐降低,但由于较低的土壤基质势使得水势梯度在此间的变化仍然较大,其对于水分渗透的积极影响仍然非常明显。可见,不同土层 $\theta\sim\lambda$ 关系曲线的差异主要与其粘粒含量和基质势有关。

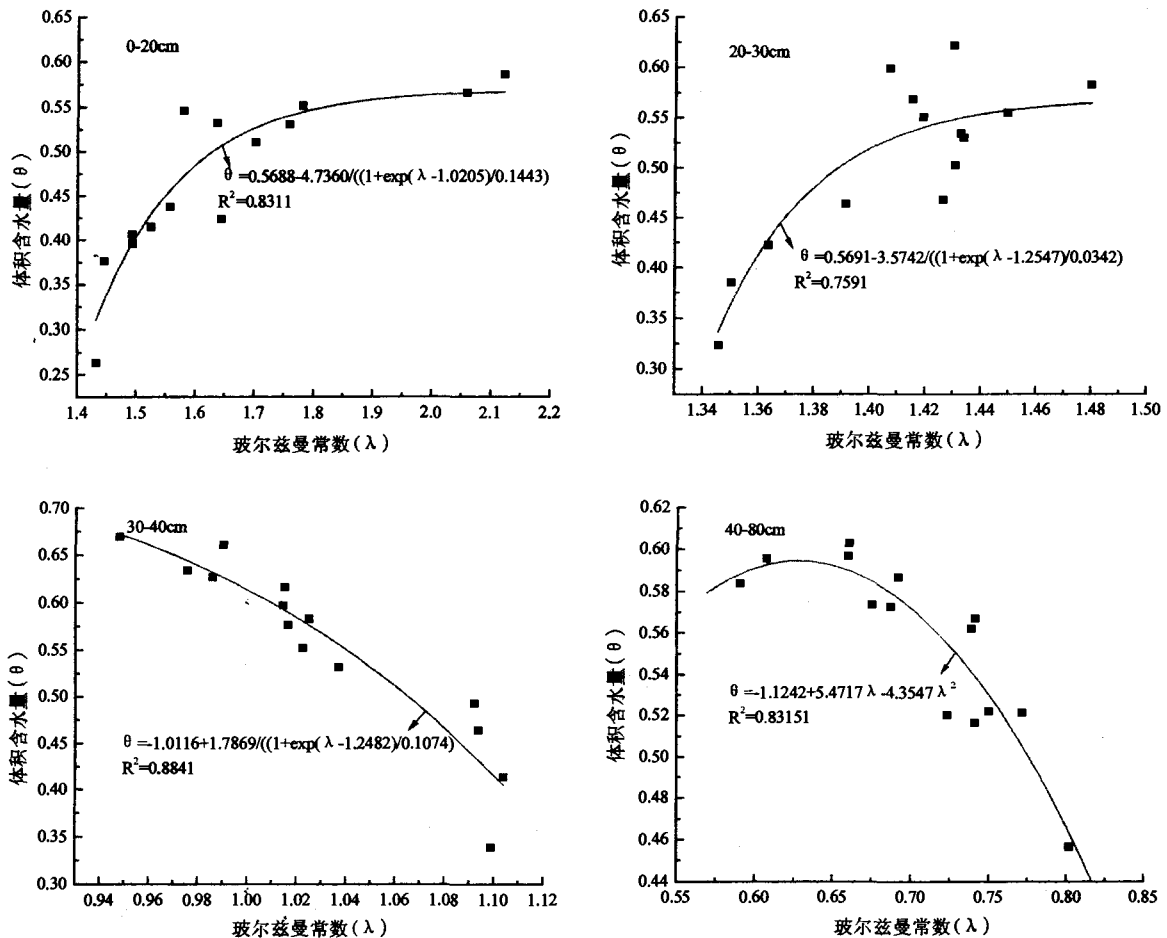


图 2 土壤含水量与玻尔兹曼常数的关系

Fig. 2 Relationship between soil water content and Boltzmann constant

2.2 土壤水分扩散率与土壤含水量的关系

根据 $\theta\sim\lambda$ 关系曲线可得知不同 θ 值所对应的 λ 值,并根据式(2)可计算出各层土壤的水分扩散率。由于水分扩散率是水分含量的单值经验函数^[7,8],因此对 $\theta\sim D(\theta)$ 关系进行拟合,以寻求二者之间的关系函数。通过对 $\theta\sim D(\theta)$ 关系的拟合研究表明,二者之间的关系均符合型如 $D(\theta) = ae^{0/b} + c$ (a, b, c 均为常数)的指数增长曲线,且拟合优度(R^2)均在0.68以上(图3)。相关分析表明,草甸沼泽土各土层的水分扩散率与土壤含水量均呈显著正相关($p < 0.05$),相关系数分别为0.605、0.766、0.989和0.711。可见,较高的土壤含水量将有利于水分扩散作用的进行。当含水量较高时,土壤中充水毛管数量增加和孔隙加大,扩散的曲折率变小^[1],水分扩散加快(图3)。而当水分含量非常低时,水分以水汽形式运动^[1],由此导致土壤水分扩散率与含水量的关系不呈现出随含水量升高而明显增加的现象(图3)。从草甸沼泽土的剖面层次来看,土壤水分扩散率在剖面中的分布存在较大差异,表现为0-20cm土层最高,20-30,40-

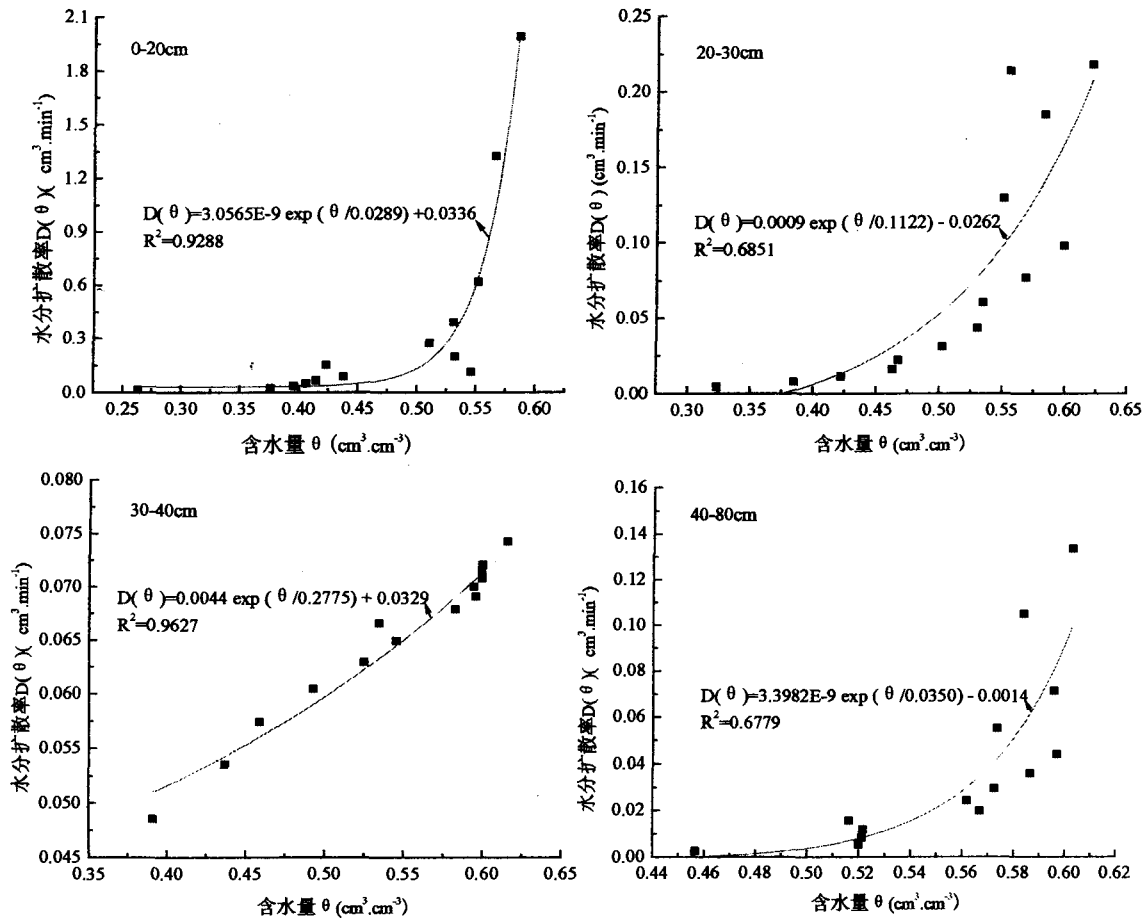


图3 土壤含水量与水分扩散率的关系

Fig. 3 Relationship between soil water content and water diffusivity

80cm 土层次之,30-40cm 土层最低。具体而言,0-20cm 土层的水分扩散率在土壤水分含量为 $0.50 \text{cm}^3 / \text{cm}^3$ 以上时随含水量的增加而迅速升高(曲线型较陡),这主要是由于上层土壤质地较轻,孔隙度较大的缘故。与之相比,20-30,40-80cm 土层的水分扩散率在土壤水分含量为 $0.55 \text{cm}^3 / \text{cm}^3$ 以上时随含水量的增加而趋于平缓,原因与两层土壤质地粘重、容重增加和孔隙度减少有关。由于30-40cm 土层的粘粒和粉粒含量均相对较高、土壤容重最大以及土壤孔隙度最低(表1),而水分在土壤中的渗透速率又主要取决于土壤孔隙和土壤中充水毛管数量,所以该土层较低的土壤孔隙度可能是导致其水分扩散率较低的主要原因。本项研究结果与陈效民^[1]报道的大湖流域乌栅土剖面中各土层水分扩散率表现为上高下低的趋势不完全吻合,同时也与白军红等^[9]对向海盐碱化湿地土壤剖面中各土层水分扩散率所表现出的下层(20-60cm)土壤最高,表层(0-10cm)次之,中间层(10-20cm)最低的结论差别较大。产生这种差异的原因主要与不同类型土壤各土层的理化性质及理化过程有关,乌栅土各土层的容重和粘粒含量自表层上向下依次升高,孔隙度则依次降低,由此导致其水分扩散率呈现出上高下低的趋势^[1]。而盐碱化湿地土壤各土层的容重、粘粒含量和孔隙度虽然也表现出与乌栅土相似的变化,但不同土层间水分扩散率所表现出的差异又主要与相应土层的盐碱化程度有关。上层土壤(0-10,10-20cm)特别是10-20cm 土层的盐碱化程度最为严重,其在水分不饱和状态下易造成土壤板结,进而使土壤更加紧实,不利于水分的运移。比较而言,20-60cm 土层的容重较大,但粘粒含量较低,由此导致其传导水分的大孔隙和毛管孔隙的数量相对于上层土壤多,进而有利于水分的运移^[9]。可见,本项研究的草甸沼泽土与盐碱化沼泽土、人工湿地水稻土的水分扩散率存在显著差异。

3 结论

(1) 草甸沼泽土各土层的 $\theta \sim \lambda$ 关系分别符合不同的关系曲线, 其差异主要与粘粒含量和基质势有关。各土层的 λ 值自表层向下依次降低, 其差异达到极显著水平 ($p < 0.01$)。

(2) 草甸沼泽土各土层的水分扩散率存在较大差异, 0-20cm 土层最高, 20-30, 40-80cm 土层次之, 30-40cm 土层最低。

(3) 草甸沼泽土与盐碱化沼泽土、人工湿地水稻土的水分扩散率存在显著差异, 原因与不同类型土壤各土层的理化性质及理化过程有关。

(4) 草甸沼泽土各土层的水分扩散率与土壤含水量密切相关, 其随土壤含水量的增加均呈指数增长曲线变化, 且 0-20cm 土层的生长曲线相对较陡。

参考文献

- [1] 陈效民. 土壤环境中硝态氮运移的特点、模型描述及其在太湖地区乌栅土上的应用研究[D]. 南京: 南京农业大学, 2000.
- [2] 李韵珠, 李保国. 土壤溶质运移[M]. 北京: 科学出版社, 1998.
- [3] 何珺. 中国三江平原[M]. 哈尔滨: 黑龙江科学技术出版社, 2000: 20-100.
- [4] 张养贞. 三江平原沼泽土壤的发生、性质与分类[A]. 见: 黄锡畴 主编. 中国沼泽研究[C]. 北京: 科学出版社, 1988: 135-144.
- [5] 鲁如坤. 土壤农业化学分析方法[M]. 北京: 中国农业科技出版社, 1999.
- [6] 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传. 土壤水动力学[M]. 北京: 清华大学出版社, 1988, 231-236.
- [7] 邵明安, 王全九, Robert Horton. 推求土壤水分运动参数的简单入渗法 I: 理论分析[J]. 土壤学报, 2000, 37(1): 1-7.
- [8] 朱首军, 丁艳芳. 渭北旱塬农林符合生态系统土壤水扩散率研究[J]. 水土保持通报, 1999, 19(3): 229.
- [9] 白军红, 王庆改. 天然盐碱化湿地土壤水分扩散率的分析[J]. 吉首大学学报(自然科学版), 2004, 25(3): 40-43.

Soil Water Diffusivity in the Typical Meadow of *Calamagrostis Angustifolia* Wetland in Sanjiang Plain

SUN Zhi-gao^{1,2}, LIU Jing-shuang¹

(1. Yantai Institute of Coastal Zone Research for Sustainable Development, CAS, Yantai 264003;

2. Northeast Institute of Geography and Agricultural Ecology, CAS, Changchun 130012, China)

Abstract

The water diffusion processes and the relationships between water diffusivities and soil water contents in typical meadow *Calamagrostis angustifolia* wetland soil in Sanjiang Plain were simulated by horizontal soil column infiltration method. The results showed that the relationships between water contents and Boltzmann constants in different solums varied in different curves, and the differences were mainly correlated with clay content and soil matric potential. The Boltzmann constant was higher in topsoil and decreased as soil depth increasing, and the values among different solums were significantly different ($p < 0.01$). The water diffusivities of solums were different, and the value of 0-20cm solum was higher than that of other solums. Further analysis indicated that the water diffusivity of meadow marsh soil were significantly different with that of saline-alkaline soil and paddy soil, and the reasons were mainly correlated with the physical and chemical properties and processes of different types of soils. Moreover, the water diffusivities of different solums increased by exponential growth curves with the increase of water contents, and the increase curve of topsoil was steeper.

Key words: *Calamagrostis angustifolia* wetland; meadow marsh soil; water diffusivity; Sanjiang Plain