有机质对青藏高原多年冻土活动层土壤持水性能的影响

孙 岩[1]，王一博[1,2]，孙 哲[1]，刘国华[1]，高泽永[2]

(1. 兰州大学 资源环境学院，甘肃 兰州 730000；2. 中国科学院西北生态环境资源研究院 冻土工程国家重点实验室，甘肃 兰州 730000)

摘要：土壤水分特征曲线描述土壤基质势 ψ 和含水量 θ 之间的函数关系，表征土壤的持水性能，是研究土壤水分入渗、蒸发、土壤侵蚀及溶质运移的关键。高寒气候特征使有机质在青藏高原地区大量积累，为确定多年冻土活动层土壤持水性能的影响因素，尤其是有机质的影响，在长江源北麓河地区采样分析。结果表明：相比于土壤粒度分布，容重和有机质是影响土壤持水性能的主要因素，其中高基质势下(0～－30 kPa)以容重影响为主，低基质势下(－100～－1 500 kPa)以有机质影响为主；有机质通过改变土壤结构和增强土壤的吸附性而影响土壤持水性能，同时影响程度取决于有机质的多少，土壤持水性与有机质含量呈正相关关系。本次研究有助于认识高寒地区土壤水文特征，对展开土壤水文过程的研究提供理论基础。

关键词：青藏高原；土壤水分特征曲线；土壤转换函数；有机质

文章编号：1000-694X(2017)02-0288-08 **DOI**：10.7522/j.issn.1000-694X.2016.00083

中图分类号：S152.7 **文献标志码**：A

0 引言

土壤水分特征曲线能反映土壤水和土壤固体之间的相互作用关系，即土壤水吸力值 ψ(基质势)和土壤含水量 θ 之间的函数关系，间接反映土壤孔隙大小，表征土壤的持水性能，是模拟研究包气带水分和溶质运移重要的水力参数[1－4]。土壤粒度分布、有机质、容重通常被认为是影响土壤持水性的主要因素[5－6]。土壤结构类型、阳离子交换能力、碳酸盐含量、比表面积属性对其也有一定的影响[7－9]。Haghverdi 等[10]研究表明，土壤粒度分布可很好地拟合不同基质势下土壤含水量，其中黏粒较砂粒和粉粒具有更大的吸附性，利于水分的存储，在低基质势下增强效果更明显[9]；土壤容重表征孔隙度大小，与土壤含水量呈负相关关系[11－13]；有机质通过改变土壤构造和容重及其对水的吸附作用而影响土壤含水率，且影响程度取决于土壤质地和有机质含量[14－16]。Yang 等[17]研究表明粉砂质土壤有机质会增强土壤持水性。而 Khlosi 等[9]发现有机质不是影响土壤水分含量的主要因素，甚至在黏质土壤中有机质增加反而降低了土壤含水量[18]。不同基质势下土壤含水量可直接测定，主要方法有张力计法、离心机法、压力膜法、砂芯漏斗法、平衡水汽压法等，但由于费时、费力且成本较高，在大尺度范围内直接测定是不切实际的[19－20]。通过容易获得的土壤基本性质(粒度分布、容重、有机质等)与土壤水分特征曲线之间构建的土壤转换函数(PTFs)由于操作简单、精度较高而得到广泛运用[5]。不同学者利用多元线性分析法、人工神经网络分析法，将土壤粒度分布、容重、有机质、土层(上层和下层)、某一基质势下土壤含水率做为输入参数，拟合不同土壤类型在不同基质势下土壤含水量的单变量和多变量 PTFs，且拟合效果较好[21－23]。但 PTFs 是一种经验公式，没有对影响土壤含水率的因素做深入的物理机制研究，也没有适用于不同土壤类型的 PTFs 模型[17]，因此建立 PTFs 时需要考虑地区因素[5,24]。

青藏高原分布着地球上面积最大的高原冻土，是世界上生态系统最为脆弱和敏感的地区之一。近年来，随着全球气候变暖，青藏高原冻土上限埋深下降、活动层厚度增加[25－26]，冻融作用下的高寒草甸严重退化，水土流失加剧，生态环境日益恶化，植被生产能力下降，从而导致了土壤的物理特性和水文

收稿日期：2016－04－28；**改回日期**：2016－06－07

资助项目：冻土工程国家重点实验室开放基金项目(SKLFSE201501)；国家自然科学基金项目(41271092)

作者简介：孙岩(1992—)，男，安徽宿州人，硕士研究生，主要从事寒旱区水文过程研究。E-mail：sunyan2015@lzu.edu.cn

通信作者：王一博(E-mail：wangyib@lzu.edu.cn)

特征的剧烈变化[27]。长江源北麓河地区植被类型以高寒草甸和草原为主，其水文过程受土壤质地、温度、冻土分层、降水等多方面影响。同时高海拔使年内土壤冻结期长达 7～8 个月，长期的冷冻和低生物活性环境，降低了有机质分解速度，使其在土壤中大量积累。已有研究表明有机质影响土壤水力特征，近年来青藏高原地区关于有机质的研究主要集中在有机质的分布[28]、影响有机质积累的因素（土壤水分[29]、永久冻土融化[30]）、有机质的短期变化[31]，有机质的预测[32]及有机质对活动层[33]和水热传输[34]的影响，而有机质对土壤持水性的影响研究尚未展开。本文旨在通过分析土壤基本性质与不同基质势下土壤含水率的相关关系及不同土壤类型的土壤水分特征曲线，确定青藏高原活动层土壤持水性能的影响因素，尤其是有机质的影响及其影响方式，对认识高寒地区土壤水文特征和开展水文过程研究提供理论基础。

1　研究区概况及方法

1.1　研究区概况

研究区位于青藏高原北麓河盆地公路沿线典型退化高寒草地和草甸区（图 1），海拔 4 442～4 819 m，年平均降雨量 290.9 mm，集中在 5—9 月，年平均蒸发量 1 316.9 mm，年均气温 −5.0～−3.8 ℃，年均风速 4.1 m·s^{-1}，具有典型的高原大陆性气候特点，无明显四季之分，只存在冷暖两季，年内土壤冻结期长达 7～8 个月，冻结期为 9 月至翌年 4 月。地形属于冲积和风积高平原地貌，区域内广泛发育热融湖塘和冲沟，低丘与洼地相间。沉积层是第三系湖相沉积及第四系全新统冲-洪积层，岩性以泥岩、砂岩粉砂为主。植被生态类型分布有高寒草甸、高寒草原，有斑块状退化，草丛低矮 0～10 cm，层次化分层不明显，生态结构简单。高寒草甸

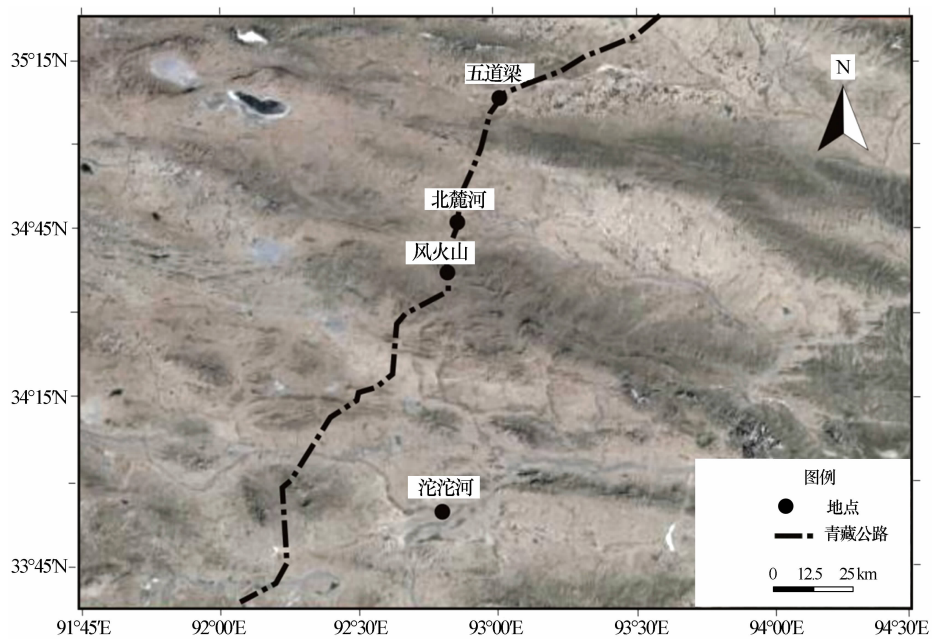

图 1　研究区位置及样点布设

Fig. 1　Location of the studied area and distribution of soil profiles

植物以莎草科嵩草属占优势，如西藏嵩草（*Kobresia tibetica*）、矮嵩草（*Kobresia humilis*）和高山嵩草（*Kobresia pygmaea*）等，高寒草原植物以禾本科和菊科为主，如紫花针茅（*Stipa purpurea*）、羽柱针茅（*Stipa subsessiliflora*）等。

1.2　样点布设及土壤性质的测定

从五道梁到沱沱河青藏公路沿线，每 4～5 km 布设一个采样点，采样点位置距公路 2 km，共 47 个采样点（图 1）。在每个采样点剖面 10～20 cm 处，用 100 cm^3 的环刀沿不同方向取 3 个土样，同时取 50 g 的土样，实验室测土壤粒径分布和有机质含量。

土壤粒径用英国马尔文公司生产的 Mastersizer2000 测定；土壤容重用环刀法测定，每个采样点将两个 100 cm^3 的环刀土样放置在（105±2）℃的烘箱中至恒质量，计算土壤平均容重；有机质用 Walkey-Black 法测定，称取适量土样放入马弗炉

中，分别在 475 ℃和 800 ℃下加热 12 h，计算有机碳含量后，转换成有机质含量；土壤水分特征曲线的获取用 HITACHI 公司生产的 CR21GIII 型土壤离心机进行脱湿试验获取，对 100 cm^3 的环刀原状土样浸泡至饱和后，施加不同的转速测得土样在不同转速条件下的重量，经转换得到在不同基质势下(0、−1、−10、−30、−50、−80、−100、−300、−500、−700 kPa)的土壤含水量。

2 结果分析与讨论

2.1 土壤质地及成因分析

按美国农业部粒径分级标准，将土壤粒径划分为黏粒(0～2 μm)、粉粒(2～50 μm)、砂粒(50～2000 μm)，土壤质地根据砂粒、粉粒、黏粒含量比例划分。研究区土壤质地划分结果见图 2，分别是砂土(12)、壤质砂土(14)、砂质壤土(21)等 3 种类型，其中砂粒和粉粒含量之和在 90%以上，表明以砂质土壤为主。表 1 列出了研究区土壤基本性质，砂粒平均含量为 77.88%，粉粒和黏粒含量较低，平均含量为 15.94%和 6.18%。

研究区沉积层为第三系湖相沉积和第四系全新统冲—洪积层，成土过程以物理风化为主，土壤发育缓慢，成土时间较短，是以砂质土壤为主的根本原因；另外，研究区广泛发育位热融湖塘，高泽永等[35]研究结果表明热融湖塘的形成通过改变土壤水文过程，会加快土壤沙质化进程，沙质化速度随热融湖塘影响程度的加深而增加；同时，冻融作用带来的草甸、草原退化对土壤质地产生严重影响，导致表层土壤(0～20 cm)的砂粒含量大于深层[36]。综上所述研究区土壤的成土过程、热融湖塘的影响和植被退化是导致以砂质土壤为主的原因。

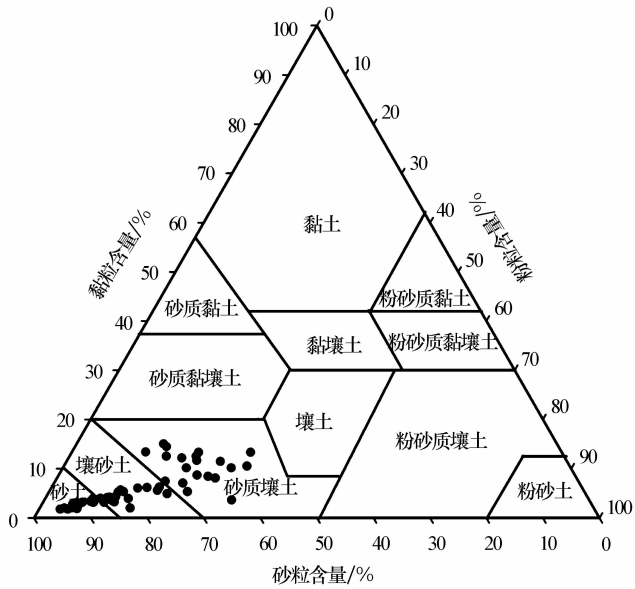

图 2 研究区土壤质地

Fig. 2 The soil texture triangle in the studied area

2.2 土壤容重和有机质含量相关分析

土壤容重是单位体积内包括土壤矿物、有机质、孔隙的总质量，因此土壤构造、有机质和孔隙是影响容重的主要因素。由于土壤构造难以量化，常用土壤质地和有机质拟合容重。

实测有机质含量 3.79%～17.40%，变化较大(表 1)。为探讨其对土壤持水性的影响，根据有机质含量从高到低将土壤划为 A、B、C 三种类型土壤，分别代表高、较高和低有机质土壤，平均有机质含量分别为 14.09%、10.21%、6.74%，逐渐降低，相应的平均容重逐渐增加，分别是 1.26、1.42、1.45 g·cm^{-3}。考虑到容重和有机质相反的对应趋势，推断容重的变化由有机质变化引起的，容重和有机质呈显著负相关($P<0.01$，表 2)，而与粒度分布不相关。

表 1 不同类型土壤基本性质统计

Table 1 Descriptive statistics of basic soil properties in different soil horizons

土类	数量	砂粒 /%	粉粒 /%	黏粒 /%	容重/(g·cm^{-3})			有机质含量/%		
					平均值±标准差	最小值	最大值	平均值±标准差	最小值	最大值
A	15	78.46±10.87	15.91±8.03	5.62±2.97	1.26±0.13	1.02	1.52	14.09±1.58	11.94	17.40
B	18	76.69±9.98	15.78±7.02	7.53±4.71	1.42±0.12	1.11	1.64	10.21±0.88	8.66	11.61
C	15	81.80±10.50	14.12±8.55	4.09±2.78	1.45±0.22	1.07	1.88	6.74±1.54	3.79	8.19
总计	47	77.88±11.01	15.94±8.02	6.18±3.98	1.38±0.18	1.02	1.88	10.41±3.19	3.79	17.4

土壤容重有明显的随有机质含量增加而降低的趋势($r=0.621$，$P<0.001$；图 3)，与 Ruelhmann 等[37]、Han 等[38]研究结果一致。这是因为动植物死亡后其残体和根系留在土壤中，脱水变干后体积减小，疏松土壤内部结构，经微生物作用转化为密度更低的有机质，降低土壤容重。

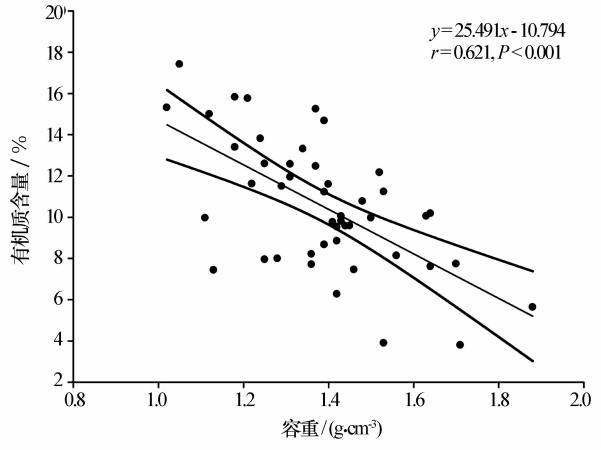

图 3　土壤有机质含量和容重的关系

Fig. 3　Relationships between soil bulk density and soil organic matter

2.3　不同基质势下土壤含水率与土壤基本性质的相关分析

表 2 是土壤分别在 0、−10、−30、−100、−500、−1 500 kPa 下土壤含水率与土壤粒度分布、容重、有机质含量及取自然对数时的相关性分析结果，其中 $\theta_{-1500\ kPa}$ 通过非线性拟合得到，相关系数 R^2 均大于 0.992($P<0.001$)。土壤粒径与土壤持水性无明显相关关系，而容重与不同基质势下土壤水分含量显著负相关($P<0.01$)，有机质含量与之呈显著正相关关系($P<0.001$)，表明容重和有机质是影响土壤持水性的主要因素。随基质势逐渐降低，容重与土壤含水率的相关性呈递减趋势，而有机质含量与土壤含水率的相关性增加后减少，其中在−10 kPa 下相关性最大。在 0～−30 kPa，容重与土壤含水率的相关系数 r 较有机质大，表明高基质势下容重是影响土壤持水性的主要因素，而在 −100～−1 500 kPa，有机质含量与土壤含水率的相关系数 r 较大，表明低基质势下有机质是影响土壤持水性的主要因素。土壤水力性质与土壤基本性质有时是呈非线性关系，因此对粒度分布、容重、有机质含量分别取自然对数后，做非线性相关分析，其结果与线性分析结果相一致，验证了线性分析结果的合理性。

表 2　土壤不同基质下含水量和土壤基本性质的相关性

Table 2　Pearson correlations between soil water retention properties and basic soil properties

	砂粒	粉粒	黏粒	容重	有机质	ln 砂粒	ln 粉粒	ln 黏粒	ln 容重	ln 有机质
砂粒	1.000									
粉粒	−0.953**	1.000								
黏粒	−0.795**	0.573**	1.000							
容重	0.084	−0.088	−0.051	1.000						
有机质	−0.179	0.138	0.207	−0.621**	1.000					
ln 砂粒	0.997**	−0.952**	−0.789**	0.096	−0.173	1.000				
ln 粉粒	−0.933**	0.960**	0.599**	−0.051	0.119	−0.915**	1.000			
ln 黏粒	−0.862**	0.689**	0.949**	−0.041	0.216	−0.846**	0.749**	1.000		
ln 容重	0.083	−0.089	−0.048	0.996**	−0.603**	0.094	−0.054	−0.045	1.000	
ln 有机质	−0.189	0.141	0.227	−0.570**	0.974**	−0.182	0.132	0.229	−0.452**	1.000
$\theta_{0\ kPa}$	0.155	−0.154	−0.111	−0.674**	0.466**	0.139	−0.203	−0.157	−0.668**	0.472**
$\theta_{-10\ kPa}$	−0.165	0.175	0.096	−0.654**	0.570**	−0.182	0.111	0.114	−0.665**	0.530**
$\theta_{-30\ kPa}$	−0.081	0.086	0.046	−0.593**	0.563**	−0.096	0.023	0.047	−0.606**	0.521**
$\theta_{-100\ kPa}$	−0.040	0.014	0.079	−0.531**	0.566**	−0.055	−0.037	0.066	−0.537**	0.536**
$\theta_{-500\ kPa}$	0.110	−0.148	−0.001	−0.385**	0.505**	0.096	−0.187	−0.035	−0.377**	0.508**
$\theta_{-1500\ kPa}$	0.119	−0.158	−0.007	−0.341**	0.464**	0.106	−0.193	−0.042	−0.331*	0.475**

*，$P<0.05$；**，$P<0.01$；ln，以 e 为底的对数。

有研究表明黏粒是影响土壤持水性的主要因素[39−40]，其具有较大比表面积和较强吸附性，利于水的储存[41]。而本文中黏粒与土壤的持水性无明显的相关关系，原因是研究区土壤粒径多以砂粒、粉粒组成，黏粒含量较小，虽然黏粒的特性利于水的储存，但较少含量填充在比表面积较大、吸附性较小的砂粒中使影响效果不明显。Yang 等[17]指出，粉砂质土壤(黏粒较少)中黏粒与土壤持水性无明显相关性；Nguyen 等[12]认为，黏质土壤和粉砂质土壤(黏

粒较高)中黏粒利于水分的储存。黏粒是否影响土壤持水性取决于土壤质地和黏粒含量。容重影响土壤持水性已经得到广泛的共识,容重愈小,表明土壤结构性疏松,孔隙多,利于水分的存储。反之,土壤容重愈大,表明结构性差,孔隙少,土壤板结,土壤含水量较低。有机质通过改变土壤结构及其对水的吸附性而影响土壤含水率有不同的结论。Ebel 等[42]研究结果表明有机质是影响土壤持水性的主要因素,Yang 等[29]发现高基质势以容重影响为主,低基质势以有机质影响为主,而 Khlosi 等[9]研究发现有机质不是主要影响因素,Rawls 等[18]甚至发现有机质增加反而减少了土壤含水量。后两种研究结果与本次研究相反,是因为土壤中有机质含量较低或土壤质地复杂,减弱了有机质对土壤持水性的影响。本次研究土壤质地以砂质土壤为主,低温环境使有机质大量积累,同时受植被退化、土壤侵蚀和冻融作用的的影响而分布不均且变化范围较大[43],反而增强了有机质对土壤持水性的影响。

2.4 不同土壤类型的土壤水分特征曲线

上述分析得出土壤容重和有机质是影响土壤持水性的主要因素,同时容重的变化受有机质含量的影响,因此厘清不同有机质含量土壤的持水性利于认识土壤对水文的调节过程[44]。分别做 A、B、C 三种不同有机质含量土壤在各基质势下(0、−1、−10、−30、−50、−80、−100、−300、−500、−700、−1 500 kPa)土壤含水率的箱式分布图(图 4),图中箱体、误差线分别表示土壤含水率主要分布区间(30%～70%)和整体分布区间(5%～95%),箱体内粗线、细线分别表示土壤含水率均值及中值。随着有机质含量的降低,相同基质势下的土壤含水率均值逐渐减小,表明有机质利于水分的存储,其中 A 型土壤(高有机质土壤)具有最高的土壤含水率,而 C 型土壤(低有机质土壤)具有最低的土壤含水率。比较 B 和 A 型土壤,当有机质增加 3.88%时,土壤含水率在 0、−30、−1 500 kPa 下分别增加 14.8%、29.5%、29.7%;比较 C 和 B 型土壤,当有机质含量增加 3.47%时,土壤含水率分别增加 2%、6%、14.9%。有机质增加相近而土壤含水率增加强度不同,A、B、C 三种类型土壤粒度分布和容重均相似,区别于有机质含量不同,分别为 14.9%、10.21%、6.74%,表明有机质对土壤持水性的影响程度取决于有机质的多少,当有机质含量大于 10%左右时,增强效果明显,较小的有机质增量也能产生较大的影响;当有机质含量小于 10%时,增强效果不明显。此结果与 Yang 等[17]研究结果一致,表明有机质利于土壤水分的储存,但受有机质含量的影响。原因是有机质主要以较小的团粒体形式填充于土壤中,改变了土壤孔隙度,增强对水的吸附性,而有机质含量较小时,影响效果不明显,当有机质含量达到一定程度后(10%左右)影响效果才更明现。

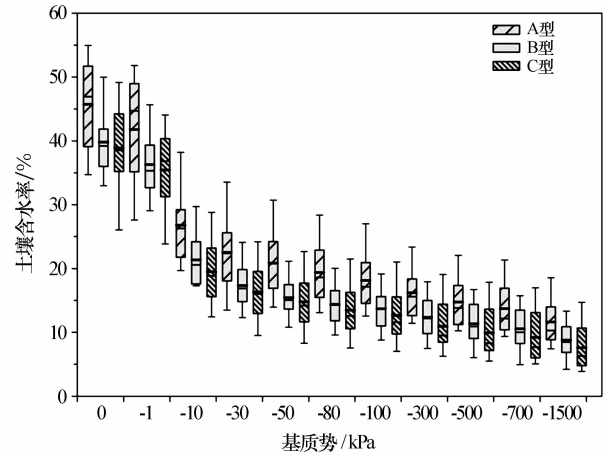

图 4 不同土壤类型土壤水分特征曲线

Fig. 4 Soil water contents at various potentials among different soil horizons

2.5 不同基质势下土壤含水率的土壤转换函数

为进一步了解各影响因素对土壤含水率的贡献程度,利用土壤基本性质(容重、有机质含量、粒径分布)构建土壤转换函数(PTFs)拟合不同基质势下的土壤含水率,分别生成单变量模型 PTF1s 和多变量模型 PTF2s(表 3)。单变量模型 PTF1s 在 0～−30 kPa,自变量是容重或容重的自然对数,在−100～−1 500 kPa,自变量是有机质或有机质的自然对数,与上述分析在高基质势下容重影响为主导因素和低基质势下有机质影响为主导因素相一致。多变量模型 PTF2s 除在 0 kPa 下有 3 个自变量外,其他基质势下均是 2 个自变量,其输入参数除容重、有机质或其对数形式外,其中在 0、−500、−1 500 kPa 下粉粒的自然对数也作为自变量之一,且在−500 kPa 和−1 500 kPa 下,粉粒的自然对数代替容重的自然对数作为输入参数。原因是粉粒间的比表面积及粒径介于砂粒和黏粒之间,研究区土壤中以砂粒为主,粉粒和黏粒作为填充物,而较少的黏粒含量,使以粉粒填充为主,减小了砂粒间空隙大小,在低基质势下表现出增强土壤持水性的影响。

比较各基质势下模型 PTF2s 和 PTF1s 的拟合效果,在 0、−10、−30、−100、−300、−500、−1 500

表 3　不同基质势下土壤含水量的变量模型 PTFs

Table 3　PTFs for soil water retention and P value of functioning factors in PTFs

基质势/kPa	模型	PTFs	*BD*	*OM*	ln*SI*	ln*BD*	ln*OM*	*R*
0	1	0.777−0.263*BD*	*P*<0.001					0.674
	2	0.701−0.225*BD*−0.034ln*SI*+0.049ln*OM*	*P*<0.001		*P*<0.05		*P*<0.05	0.744
−10	1	0.317−0.293ln*BD*				*P*<0.001		0.665
	2	0.235−0.223ln*BD*+0.006*OM*		*P*<0.05		*P*<0.001		0.718
−30	1	0.264−0.248ln*BD*				*P*<0.001		0.606
	2	0.181−0.177ln*BD*+0.006*OM*		*P*<0.01		*P*<0.01		0.676
−100	1	0.060+0.008*OM*		*P*<0.001				0.566
	2	0.124+0.006*OM*−0.120ln*BD*		*P*<0.01		*P*<0.05		0.637
−500	1	0.029+0.065ln*OM*					*P*<0.001	0.508
	2	0.015+0.069ln*OM*−0.021ln*SI*			*P*<0.05		*P*<0.001	0.569
−1500	1	0.031+0.054ln*OM*					*P*<0.001	0.475
	2	0.008+0.058ln*OM*−0.018ln*SI*			*P*<0.05		*P*<0.001	0.541

BD，土壤容重(g·cm^{-3})；*SI*：粉粒含量(%)；*OM*：有机质含量(%)；ln：以 e 为底的对数。

kPa，相关系数 *R* 分别增加 10.4%、8.0%、11.6%、12.5%、12.0%、13.9%，表明多变量模型 PTF2s 改善了单变量模型 PTF1s 的拟合效果，但增强效果不明显，考虑模型的简单性，可优先选择单变量模型 PTF1s。

3　结论

相比于土壤粒度分布，容重和有机质含量是影响土壤持水性的主要因素。受限于土壤质地较单一和黏粒含量较低，土壤粒径与变异较大的土壤水分含量无明显相关关系。高寒气候特征使有机质在土壤表层大量积累，受植被退化、土壤侵蚀、降水和融雪入渗等影响，有机质分布不均且变化范围较大，与土壤含水量的分布有较好的对应关系。有机质通过改变土壤结构而与容重呈显著负相关关系，两者共同影响土壤持水性，其中高基质势(0～−30 kPa)下容重影响为主，低基质势(−100～−1 500 kPa)下有机质影响为主。

有机质以两种作用方式分别影响土壤持水性。高基质势下通过改变土壤结构、降低容重、增大孔隙度而增加土壤含水率，低基质势下通过增加土壤对水的吸附性对土壤持水性产生影响，同时影响程度取决于有机质含量的大小，当有机质含量大于 10% 左右时，较小的有机质增量也能产生较大的影响。

拟合不同基质势下土壤含水率的土壤转换函数(PTFs)，虽然多变量 PTF2s 较单变量 PTF1s 提高了公式的拟合效果，但增强效果不明显，说明影响不同基质势下土壤含水率的主导因素可以较好地拟合土壤含水率，其中高基质势下输入参数为容重，低基质势下输入参数为有机质。

参考文献：

[1] Schneider M, Goss K U. Prediction of water retention curves for dry soils from an established pedotransfer function: evaluation of the Webb model[J]. Water Resources Research, 2012, 48(6): 6603.

[2] Ghanbarian B, Taslimitehrani V, Dong G, et al. Sample dimensions effect on prediction of soil water retention curve and saturated hydraulic conductivity[J]. Journal of Hydrology, 2015, 528: 127−137.

[3] 姚姣转，刘廷玺，王天帅，等. 科尔沁沙地土壤水分特征曲线传递函数的构建与评估[J]. 农业工程学报，2014，20：98−108.

[4] 王一博，王根绪，吴青柏，等. 植被退化对高寒土壤水文特征的影响[J]. 冰川冻土，2010(5)：989−998.

[5] Wösten J H M, Pachepsky Y A, Rawls W J. Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics[J]. Journal of Hydrology, 2001, 251(3): 123−150.

[6] Nguyen P M, Van Le K, Botula Y D, et al. Evaluation of soil water retention pedotransfer functions for Vietnamese Mekong Delta soils[J]. Agricultural Water Management, 2015, 158: 126−138.

[7] Minasny B, Hartemink A E. Predicting soil properties in the tropics[J]. Earth-Science Reviews, 2011, 106(增刊 1/2): 52−62.

[8] Hong S Y, Minasny B, Han K H, et al. Predicting and mapping soil available water capacity in Korea[J]. PeerJ, 2013, 1: e71−e71.

[9] Khlosi M, Cornelis W M, Douaik A, et al. Exploration of the interaction between hydraulic and physicochemical properties of Syrian soils[J]. Vadose Zone Journal, 2013, 12(4): 1023－1029.

[10] Haghverdi A, Cornelis W M, Ghahraman B. A pseudo-continuous neural network approach for developing water retention pedotransfer functions with limited data[J]. Journal of Hydrology, 2012, 442: 46－54.

[11] Ruehlmann J, K rschens M. Calculating the effect of soil organic matter concentration on soil bulk density[J]. Soil Science Society of America Journal, 2009, 73(3): 876－885.

[12] Nguyen P M, De Pue J, Van Le K, et al. Impact of regression methods on improved effects of soil structure on soil water retention estimates[J]. Journal of Hydrology, 2015, 525: 598－606.

[13] 卢立娜，赵雨兴，胡莉芳，等. 沙棘(*Hippophae rhamnoides*)种植对鄂尔多斯砒砂岩地区土壤容重、孔隙度与贮水能力的影响[J]. 中国沙漠，2015，35(5)：1171－1176.

[14] 尤全刚，薛娴，彭飞，等. 高寒草甸草地退化对土壤水热性质的影响及其环境效应[J]. 中国沙漠，2015，35(5)：1183－1192.

[15] Saxton K E, Rawls W J. Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions[J]. Soil Science Society of America Journal, 2006, 70(5): 1569－1578.

[16] Liu W, Chen S, Qin X, et al. Storage, patterns, and control of soil organic carbon and nitrogen in the northeastern margin of the Qinghai Tibetan Plateau[J]. Environmental Research Letters, 2012, 7(3): 35401－35412.

[17] Yang F, Zhang G L, Yang J L, et al. Organic matter controls of soil water retention in an alpine grassland and its significance for hydrological processes[J]. Journal of Hydrology, 2014, 519: 3086－3093.

[18] Rawls W J, Pachepsky Y A, Ritchie J C, et al. Effect of soil organic carbon on soil water retention[J]. Geoderma, 2003, 116(1): 61－76.

[19] Abbasi Y, Ghanbarian-Alavijeh B, Liaghat A M, et al. Evaluation of pedotransfer functions for estimating soil water retention curve of saline and saline-alkali soils of Iran[J]. Pedosphere, 2011, 21(2): 230－237.

[20] Rawls W J, Brakensiek D L. Estimating soil water retention from soil properties [Rainfall-runoff modeling][J]. Journal of the Irrigation and Drainage Engineering, 1982, 108(2): 166－171.

[21] Minasny B, Mcbratney A B, Bristow K L. Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water-retention curves[J]. Geoderma, 1999, 93(3): 225－253.

[22] Børgesen C D, Schaap M G. Point and parameter pedotransfer functions for water retention predictions for Danish soils[J]. Geoderma, 2005, 127(1): 154－167.

[23] Merdun H, Özer Çınar, Meral R, et al. Comparison of artificial neural network and regression pedotransfer functions for prediction of soil water retention and saturated hydraulic conductivity[J]. Soil & Tillage Research, 2006, 90(1/2): 108－116.

[24] Pachepsky Y A, Rawls W J, Lin H S. Hydropedology and pedotransfer functions[J]. Geoderma, 2006, 131(3): 308－316.

[25] 张中琼，吴青柏. 气候变化情景下青藏高原多年冻土活动层厚度变化预测[J]. 冰川冻土，2012，34(3)：505－511.

[26] 罗栋梁，金会军，林琳. 青海高原中，东部多年冻土及寒区环境退化[J]. 冰川冻土，2012，34(3)：538－546.

[27] 李元寿，王根绪，赵林，等. 青藏高原多年冻土活动层土壤水分对高寒草甸覆盖变化的响应[J]. 冰川冻土，2010，32(1)：157－165.

[28] Wu X, Zhao L, Chen M, et al. Soil organic carbon and its relationship to vegetation communities and soil properties in permafrost areas of the central western Qinghai-Tibet plateau, China[J]. Permafrost and Periglacial Processes, 2012, 23(2): 162－169.

[29] Yang Y, Fang J, Tang Y, et al. Storage, patterns and controls of soil organic carbon in the Tibetan grasslands[J]. Global Change Biology, 2008, 14(7): 1592－1599.

[30] Wang G X, Li Y S, Wang Y B, et al. Effects of permafrost thawing on vegetation and soil carbon pool losses on the Qinghai Tibet Plateau, China[J]. Geoderma, 2008, 143(1): 143－152.

[31] Dai F, Su Z, Liu S, et al. Temporal variation of soil organic matter content and potential determinants in Tibet, China[J]. Catena, 2011, 85(3): 288－294.

[32] Dai F, Zhou Q, Lv Z, et al. Spatial prediction of soil organic matter content integrating artificial neural network and ordinary kriging in Tibetan Plateau[J]. Ecological Indicators, 2014, 45: 184－194.

[33] 张伟，周剑，王根绪，等. 积雪和有机质土对青藏高原冻土活动层的影响[J]. 冰川冻土，2013，35(3)：528－540.

[34] 马琴，刘新，李伟平，等. 青藏高原夏季土壤有机质及砾石影响水热传输特性的数值模拟[J]. 大气科学，2014，38(2)：337－351.

[35] 高泽永，王一博，文晶，等. 长江源多年冻土区热融湖塘的形成对土壤沙化过程的影响[J]. 中国沙漠，2014，34(3)：758－764.

[36] 文晶，王一博，高泽永，等. 北麓河流域多年冻土区退化草甸的土壤水文特征分析[J]. 冰川冻土，2013，35(4)：929－937.

[37] Ruehlmann J, Körschens M. Calculating the effect of soil organic matter concentration on soil bulk density[J]. Soil Science Society of America Journal, 2009, 73(3): 876－885.

[38] Han G Z, Zhang G L, Gong Z T, et al. Pedotransfer functions for estimating soil bulk density in China[J]. Soil Science, 2012, 177(3): 158－164.

[39] Li Y, Chen D, White R E, et al. Estimating soil hydraulic properties of Fengqiu County soils in the North China Plain using pedo-transfer functions[J]. Geoderma, 2007, 138(3): 261－271.

[40] Holland J E, Biswas A. Predicting the mobile water content of vineyard soils in New South Wales, Australia[J]. Agricultural Water Management, 2015, 148: 34－42.

[41] McBride R A, Mackintosh E E. Soil survey interpretations

from water retention data: I. Development and validation of a water retention model[J]. Soil Science Society of America Journal, 1984, 48(6): 1338－1343.

[42] Ebel B A, Widfire impacts on soil-water retrntion in the Colorado Front Range, United States[J]. Water Resources Research, 2012, 48(12): 12515.

[43] 王一博，吴青柏，牛富俊. 长江源北麓河流域多年冻土区热融湖塘形成对高寒草甸土壤环境的影响[J]. 冰川冻土，2011，33(3)：659－667.

[44] Lin H, Bouma J, Pachepsky Y, et al. Hydropedology: Synergistic integration of pedology and hydrology[J]. Water Resources Research, 2006, 42(5): 454－466.

Impact of Soil Organic Matter on Water Hold Capacity in Permafrost Active Layer in the Tibetan Plateau

Sun Yan[1], Wang Yibo[1,2], Sun Zhe[1], Liu Guohu[1], Gao Zeyong[2]

(1.College of Earth and Environment Science, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China; 2.State Key laboratory of Frozen Soil Engineering, Northwest Institute of Eco-enviroment and Resources, Chinese Academy of Science, Lanzhou 730000, China)

Abstract: Soil water characteristic curve as a characterization of water holding capacity and the description of the function relationship between matric potential ψ and water content θ is the key to study the soil water infiltration, evaporation, soil erosion and solute transport. Affected by alpine climate characteristics, organic matter was extensively accumulated on the Tibetan Plateau. In order to determine the factors influencing soil water retention of active layer in permafrost regions, especially the influences of organic matter, samples was collected and analyzed from the Beiluhe Basin of the Tibetan Plateau. The results indicated that compare with soil particle-size distribution, bulk density and organic matter were the major factors that influenced the water holding capacity. High matric potential (0 to －30 kPa) was given priority to with bulk density while low matric potential (－100 to －1 500 kPa)was given priority to with organic matter; organic matter can affect soil water retention by altering soil structural and enhancing soil sorption, meanwhile, the influence extent depended on organic matter content with a positive correlation. This study were useful for understanding soil hydrological characteristics and provided theoretical basic for hydrological process in alpine region.

Key words: Tibetan Plateau; soil water characteristic curve; Pedo-Transfer Functions(PTFs); organic matter.