

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2020.0076

WANG Dong, WU Xiaodong, WEI Xianhua, et al. Modelling soil organic carbon distribution in the seasonally frozen ground area on the Qinghai-Tibet Plateau using the geographically weighted regression[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2020, 42(3):1036-1045. [王栋, 吴晓东, 魏献花, 等. 基于地理加权回归的青藏高原季节冻土区土壤有机碳空间分布研究[J]. 冰川冻土, 2020, 42(3):1036-1045.]

基于地理加权回归的青藏高原季节冻土区土壤有机碳空间分布研究

王 栋^{1,2}, 吴晓东¹, 魏献花³, 吴通华¹, 赵 林⁴, 李 韧¹,
胡国杰¹, 邹德富¹, 李旺平⁵

(1. 中国科学院西北生态环境资源研究院 冰冻圈科学国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000; 2. 中国科学院大学, 北京 100049;
3. 西北师范大学 地理与环境科学学院, 甘肃 兰州 730070; 4. 南京信息工程大学 地理科学学院, 江苏 南京 210000;
5. 兰州理工大学 土木工程学院, 甘肃 兰州 730050)

摘 要: 青藏高原土壤有机碳储量(soil organic carbon stocks, SOCS)对于区域生态环境演替具有重要作用, 但是其空间分布数据还比较缺乏, 特别是季节冻土区的数据较少。基于378个土壤剖面数据, 结合与土壤有机碳(soil organic carbon, SOC)相关的地形、气候以及植被等环境因子, 使用地理加权回归(geographically weighted regression, GWR)模型模拟了青藏高原季节冻土区0~30 cm、0~50 cm、0~100 cm和0~200 cm深度的SOC总量和空间分布。结果表明: 青藏高原季节冻土区SOCS自东南向西北递减, 表层0~200 cm的SOC总量约15.37 Pg; 季节冻土区不同植被类型SOC从大到小依次为森林、灌丛、高寒草甸、高寒草原和高寒荒漠; 各土壤类型中棕壤、黑钙土和泥炭土的SOC最大, 而棕钙土、棕漠土、灰棕漠土、风沙土、石质土、盐土、冷钙土、寒漠土以及冷漠土的SOC最小。研究结果给出了青藏高原季节冻土区SOC的总量、空间分布及规律, 可为相关地球模式的发展提供基础数据。

关键词: 土壤有机碳; 季节冻土区; 青藏高原; 地理加权回归

中图分类号: P642.14; X171 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2020)03-1036-10

0 引言

冻土是指在0℃或0℃以下, 并含有冰的各种岩石或土壤, 按土的冻结状态持续时间的长短, 一般可分为短时冻土(数小时至半月)、季节冻土(半月至数月)以及多年冻土(2年以上)^[1]。作为冰冻圈的重要组成部分, 冻土广泛分布于北半球高纬度和高海拔地区, 其中多年冻土约占北半球陆地面积的24%, 季节冻土约占50.5%^[2]。

青藏高原作为世界“第三极”, 是北半球中、低纬度平均海拔最高的冻土分布区, 也是全球气候变化最敏感地区之一, 其升温速率约为全球同期平均

升温速率的2倍^[3]。在过去的几十年里, 青藏高原多年冻土已经出现了明显的退化, 导致多年冻土分布范围逐渐减小, 季节冻土面积逐渐增加^[4-5]。冻土退化不仅会造成严重的地质灾害, 影响寒区工程建设^[6-7], 也促使储存在冻土中的巨大土壤有机碳(SOC)库加速分解, 形成CO₂和CH₄等温室气体, 释放进入大气, 并加速全球变暖^[8]。因此, 准确的青藏高原冻土区SOC总量及空间分布已成为地球系统模型的重要基础数据, 被广泛应用在全球变化和生态系统碳循环的研究之中^[9-11]。但迄今为止, 学者们对青藏高原SOC的研究多集中于多年冻土区^[12-15], 而在季节冻土区的报道较少。青藏高原季

收稿日期: 2019-09-06; 修订日期: 2020-05-28

基金项目: 国家自然科学基金项目(41871060; 41690142; 41771076; 41601066; 41601078)资助

作者简介: 王栋(1994-), 男, 甘肃天水人, 2017年在西北师范大学获学士学位, 现为中国科学院西北生态环境资源研究院在读硕士研究生, 从事多年冻土区土壤有机碳研究。E-mail: wangdong@lzb.ac.cn

通信作者: 吴晓东, 研究员, 从事多年冻土区土壤碳循环研究。E-mail: wuxd@lzb.ac.cn.

节冻土区的平均海拔超过 3 800 m, 与同纬度其它地区的季节冻土相比, 其地表温度更低, 年内冻结时间更长^[16], 有机质的分解速率更为缓慢, 其 SOC 的总量也不可忽视。

由于样点数据的稀少和研究方法的限制, SOC 总量的估算结果存在着较大的误差^[17], 特别是在地形复杂的青藏高原地区。研究青藏高原区域 SOC 总量和空间分布的方法众多, 学者们主要通过面积加权平均^[13,15,18]、空间插值^[19]以及遥感反演^[14]等不同方法对整个高原或不同区域 SOC 总量和空间分布进行模拟。如: 田玉强等^[18]基于第二次全国土壤普查数据, 估算青藏高原有机质层的 SOC 总量为 7.01 Pg, 但对于多年冻土区和季节冻土区却并未加以区分; Mu 等^[13]基于 11 个深层土壤钻孔资料和文献数据, 估算青藏高原多年冻土区表层 2 m 的 SOC 总量约为 27.9 Pg, 2 ~ 25 m 的 SOC 总量约 132.3 Pg; Zhao 等^[15]基于 200 个土壤剖面资料, 估算青藏高原多年冻土区表层 2 m 储存了 SOC 约 17.07 Pg。尽管这些研究加深了我们对青藏高原 SOC 总量研究的认识, 但结果并未对地形、气候以及土壤属性进行深入分析, 不同结果之间差异也很大^[20]。另一方面, 大尺度的植被/土壤类型制图也存在着很大的不确定性, 大部分学者估算 SOC 总量时采用的植被/土壤类型图的成图时间相对较早, 且空间分辨率较低, 也可能会使估算的 SOC 总量出现较大的误差。

近年来, 在经济地理学中被广泛使用的 GWR 模型逐渐被应用到土壤数字制图的研究之中^[21-22]。GWR 模型可以看作是传统多元线性回归向局部回归的延伸, 模型考虑了变量间相互关系的空间非平稳性, 能够直观的探测不同空间位置上各环境因子对 SOC 的影响程度, 可以更加准确地表达 SOC 与各环境因子之间的内在联系^[23-24], 反映出更加真实的 SOC 空间变异情况。由于这些优点, 在研究 SOC 空间分布的模型中, GWR 模型比传统线性回归模型具有更高的精度^[25], 也是环北极区域尺度上评估多年冻土区 SOC 总量和空间分布的理想工具^[26]。

为精确模拟青藏高原季节冻土区 SOC 的总量和空间分布, 我们从 2000 年以后公开发表在 ISI 数据库的文献中收集了 178 个有关青藏高原土壤碳密度的样点数据^[14,27]。此外, 为进一步提高模拟结果的准确性, 我们根据青藏高原的植被类型和气候梯

度对靠近季节冻土区的多年冻土区进行了大规模的野外土壤采样, 包括自然条件恶劣的无人区, 总共得到了 208 个土壤样点, 其中 200 个样点的采样深度均超过了 200 cm。结合高分辨率的遥感数据和空间插值数据, 使用 GWR 模型模拟了青藏高原季节冻土区 0 ~ 30 cm、0 ~ 50 cm、0 ~ 100 cm 和 0 ~ 200 cm 深度的 SOC 总量和空间分布特征, 补充了该地区 SOC 总量研究的空白, 以期能为地球系统模式研究提供数据资料, 也为复杂地形条件下的土壤要素空间分布研究提供借鉴方法。

1 数据来源与研究方法

1.1 研究区概况

研究区主要位于青藏高原东部和南部(图 1), 介于 26°00' ~ 39°47' N 和 73°19' ~ 104°47' E 之间, 面积 1.46×10⁶ km², 约占青藏高原总面积的 56%^[28]。研究区地形以山地和高原为主, 平均海拔超过 3 800 m。气候属于高原山地气候, 年平均气温在 -9.5 ~ 23.4 °C 之间, 年平均降水量 8 ~ 1 672 mm。植被类型主要包括针阔叶及混交林、灌丛、高寒草甸、高寒草原、高寒荒漠及零散分布的高山垫状植被。

1.2 SOC 数据

本研究所使用的 SOC 数据由两部分组成: (1) 文献数据, 主要选取自 2000 年以后发表在 ISI 数据库 (<http://apps.webofknowledge.com>) 上的期刊论文中有于关青藏高原地区不同深度的 SOCS 数据。其中, 0 ~ 30 cm 和 0 ~ 50 cm 的 SOCS 样点数据共 135 个, 来源于 Yang 等^[14]; 0 ~ 100 cm 样点 178 个, 来源于 Xu 等^[27]。(2) 野外实测数据, 2009 - 2013 年在青藏高原开展的多年冻土本底调查工作中获得了 208 个土壤剖面数据, 除了少量挖到基岩的土壤探坑外, 有 200 个土壤探坑的深度都超过了 200 cm。对于每个土壤探坑, 从表层 0 cm 开始, 自上而下使用环刀按照 0 ~ 10 cm、10 ~ 20 cm、20 ~ 30 cm、30 ~ 50 cm、50 ~ 100 cm 和 100 ~ 200 cm 采集土壤样品。

在土壤调查中, 采用环刀法测量土壤干容重, 使用筛选法从烘干样品中计算每个土壤样品的砾石含量(>2 mm)。土壤样品经筛选后, 用 K₂Cr₂O₇-H₂SO₄法测定土壤中 SOC 含量, 取 3 个重复样品的平均值作为最终结果, SOCS 采用公式(1)计算:

$$SOCS = \sum_{i=1}^n T_i \times BD_i \times SOC_i \times \frac{(1 - C_i)}{10} \quad (1)$$

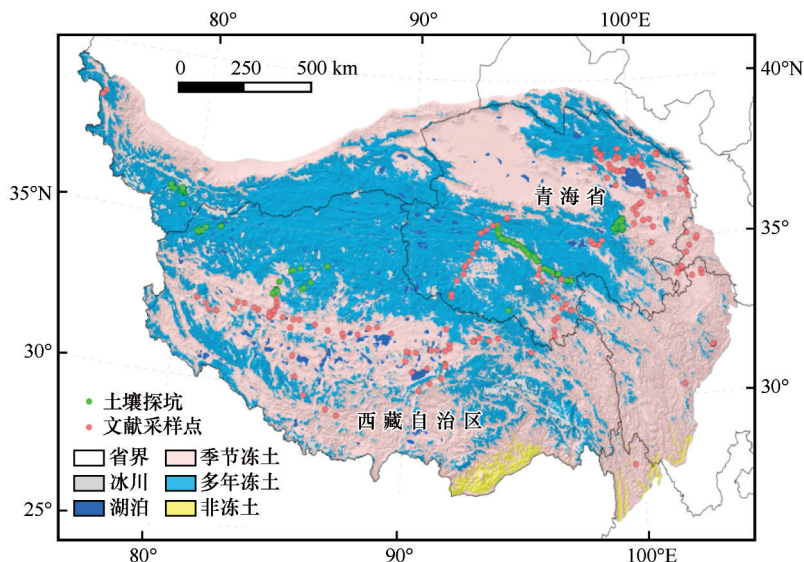


图1 青藏高原冻土和土壤采样点空间分布(冻土空间分布数据来源于Zou等^[28])

Fig. 1 Distribution of soil pits and frozen ground on the Qinghai-Tibet Plateau (The spatial distribution of frozen ground was cited from the literature of Zou et al^[28])

式中: T_i 、 BD_i 、 SOC_i 和 C_i 分别为第 i 层的土壤深度(cm)、干容重($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)、SOC含量(%)和 $>2\text{ mm}$ 的砾石率(%)。

1.3 环境数据

为了精确模拟SOC的空间分布,本研究还需要与SOC相关的地形、气候、植被等环境因子。

地形因子由来源于国际科学数据共享平台(<http://datamirror.csdb.cn>),空间分辨率为1 km的DEM数据提取。基于DEM数据,使用ArcGIS 10.2软件共提取了9种地形指标,包括海拔、坡度、坡向、曲率、平面曲率、剖面曲率、地表粗糙度、汇流动力指数以及沉积物运移指数。

年平均气温和降水量的栅格数据来源于中科院资源环境科学数据中心(<http://www.resdc.cn>),该数据集是基于全国2 400多个气象站点的逐日观测数据,通过整理、计算,并采用ANUSPLIN插值软件进行插值生成,空间分辨率为1 km,时间尺度为1980–2015年。

植被数据选用来源于比利时佛莱芒技术研究所VEGETATION影像处理中心(<http://www.spot-vegetation.com>)的SPOT-VEGETATION逐旬NDVI数据,时间尺度为1998–2015年,空间分辨率为1 km \times 1 km,采用最大值合成法生成法(Maximum Value Composites, MVC)合成年最大NDVI。

植被和土壤类型图(1:1 000 000)均来源于中科院资源环境科学数据中心(<http://www.resdc.cn>),由于目前土壤系统分类的资料还比较少,故本

研究仍采用土壤发生分类。

1.4 GWR模型

本文使用GWR模型来模拟SOCS的空间分布:

$$Y_{GWR}(u_i, v_i) = \beta_0(u_i, v_i) + \sum_{i=1}^k \beta_i(u_i, v_i) X_i(u_i, v_i) + \varepsilon(u_i, v_i) \quad (2)$$

式中: $Y_{GWR}(u_i, v_i)$ 为因变量在点 i 处的模拟值; (u_i, v_i) 为点 i 处的地理坐标; k 为环境变量的个数; $\beta_i(u_i, v_i)$ 为点 i 处的回归系数; $X_i(u_i, v_i)$ 为环境变量在点 i 处的值; $\varepsilon(u_i, v_i)$ 为GWR模型在点 i 处拟合后所得的残差。

该模型的回归系数在每个位置都要被估算,估算公式为矩阵形式:

$$\hat{\beta}(u_i, v_i) = [X^T W(u_i, v_i)]^{-1} X^T W(u_i, v_i) Y \quad (3)$$

式中: $W(u_i, v_i)$ 为一个 $(m \times m)$ 的空间矢量矩阵; X 为一个 $[m \times (n+1)]$ 的自变量矩阵; n 为自变量的个数; Y 为一个 $(m \times 1)$ 的因变量矢量矩阵。权重由权重函数决定,权重函数既可以是固定的,也可以是自适应的。对于自适应的权重函数,可以使用高斯函数计算每个点的权重值:

$$W(u_i, v_i) = e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{d(u_i, v_i)}{r} \right)^2} \quad (4)$$

式中: $d(u_i, v_i)$ 为预测点 i 与采样点 j 之间的欧氏距离; r 为带宽参数。

对SOCS与环境因子进行相关分析(表1),结果发现SOCS与海拔、NDVI、年平均降水量和年平均温度极显著相关($P < 0.01$),与坡度显著相关($P <$

表1 SOCS 与各环境因子的相关系数
Table 1 Correlation coefficient of each environmental factor and SOCS

环境因子	海拔	平均降水量	平均气温	NDVI	坡度	坡向	曲率	平面曲率	剖面曲率	地表粗糙度	汇流动力指数	沉积物运移指数
相关系数	-0.35**	0.61**	0.20**	0.79**	0.12*	-0.07	-0.01	0.08	0.01	0.04	-0.01	0.02

注: **表示 $P<0.01$; *表示 $P<0.05$ 。

0.05), 其它环境因子与 SOCS 不相关。将与 SOCS 有相关性的 5 个环境因子进行组合, 共得到 30 种组合结果。将 lnSOCS 与不同环境变量组合使用 GWR 模型进行拟合, 用 R^2 、调整 R^2 和校正的 Akaike 信息准则(Corrected Akaike information criterion, AICc)

作为不同变量组合的评价指标, 同时符合 R^2 和调整 R^2 最大、AICc 值最小的组合作为 GWR 模型的最终回归因子(表 2)。受多重共线性影响($VIF\geq 7.5$), 海拔因子被剔除, 故 GWR 模型的最终回归因子为 NDVI、坡度、年平均降水量和年平均温度。

表2 不同环境变量组合下 GWR 模型的精度评价
Table 2 Accuracy evaluation of GWR model under different combinations of environmental variables

环境因子组合	R^2	调整 R^2	AICc	环境因子组合	R^2	调整 R^2	AICc
MAP	0.751	0.741	459.334	MAP+Elevation		Failed	
MAT	0.801	0.766	455.070	MAT+Elevation		Failed	
NDVI	0.812	0.794	396.729	NDVI+Elevation		Failed	
Slope	0.788	0.476	481.608	Slope+Elevation		Failed	
MAP+MAT	0.739	0.728	476.239	MAP+MAT+Elevation		Failed	
MAP+NDVI	0.799	0.791	392.665	MAT+NDVI+Elevation		Failed	
MAP+Slope	0.748	0.735	470.639	NDVI+Slope+Elevation		Failed	
MAT+NDVI	0.832	0.824	368.744	MAT+Slope+Elevation		Failed	
MAT+Slope	0.815	0.766	478.439	MAP+Slope+Elevation		Failed	
NDVI+Slope	0.816	0.797	395.967	MAP+NDVI+Elevation		Failed	
MAP+MAT+NDVI	0.815	0.807	381.938	MAP+MAT+NDVI+Elevation		Failed	
MAP+MAT+Slope	0.732	0.718	489.698	MAP+MAT+Slope+Elevation		Failed	
MAT+NDVI+Slope	0.810	0.807	376.649	MAP+NDVI+Slope+Elevation		Failed	
MAP+MAT+NDVI+Slope	0.818	0.808	371.194	MAT+NDVI+Slope+Elevation		Failed	
Elevation		Failed		MAP+MAT+NDVI+Slope+Elevation		Failed	

注: Failed 表示 GWR 模型建模失败。

使用 GWR 模型来模拟青藏高原冻土区 0 ~ 30 cm、0 ~ 50 cm 和 0 ~ 100 cm 的 SOCS 空间分布。对于 0 ~ 200 cm 深度的 SOCS, 本研究利用 200 个土壤探坑 0 ~ 100 cm 与 0 ~ 200 cm SOCS 的线性关系来建立外推模型来估算[图 2(d)]。

$$\ln\text{SOCS}_{0\sim 200\text{cm}} = 0.8707 \times \ln\text{SOCS}_{0\sim 100\text{cm}} + 0.6542 \quad (5)$$
式中: $\ln\text{SOCS}_{0\sim 100\text{cm}}$ 和 $\ln\text{SOCS}_{0\sim 200\text{cm}}$ 分别为 0 ~ 100 cm 和 0 ~ 200 cm 深度 SOCS($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$)的自然对数。

本研究使用 K -折交叉验证法检验 GWR 模型的精度。将总样本数据随机分割成 10 个子样本, 选择其中 1 个单独的子样本作为验证集, 剩余的 9 个样本用来训练。交叉验证重复 10 次, 每个子样本验证一次, 结合 10 个验证子集的实测值和预测值,

使用平均绝对误差 MAE 和均方根误差 RMSE 来评估 GWR 模型的验证精度。

$$\text{MAE} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |D(x_i) - D^*(x_i)| \quad (6)$$

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [D(x_i) - D^*(x_i)]^2} \quad (7)$$

式中: MAE 为平均绝对误差; RMSE 为均方根误差; $D(x_i)$ 为 SOCS 的实测值; $D^*(x_i)$ 为预测值; n 为验证点的个数。

2 结果与分析

2.1 精度验证

本研究用 10-折交叉验证法检验了研究区 0 ~ 30 cm、0 ~ 50 cm 和 0 ~ 100 cm 的 SOCS 的精度(图 2)。

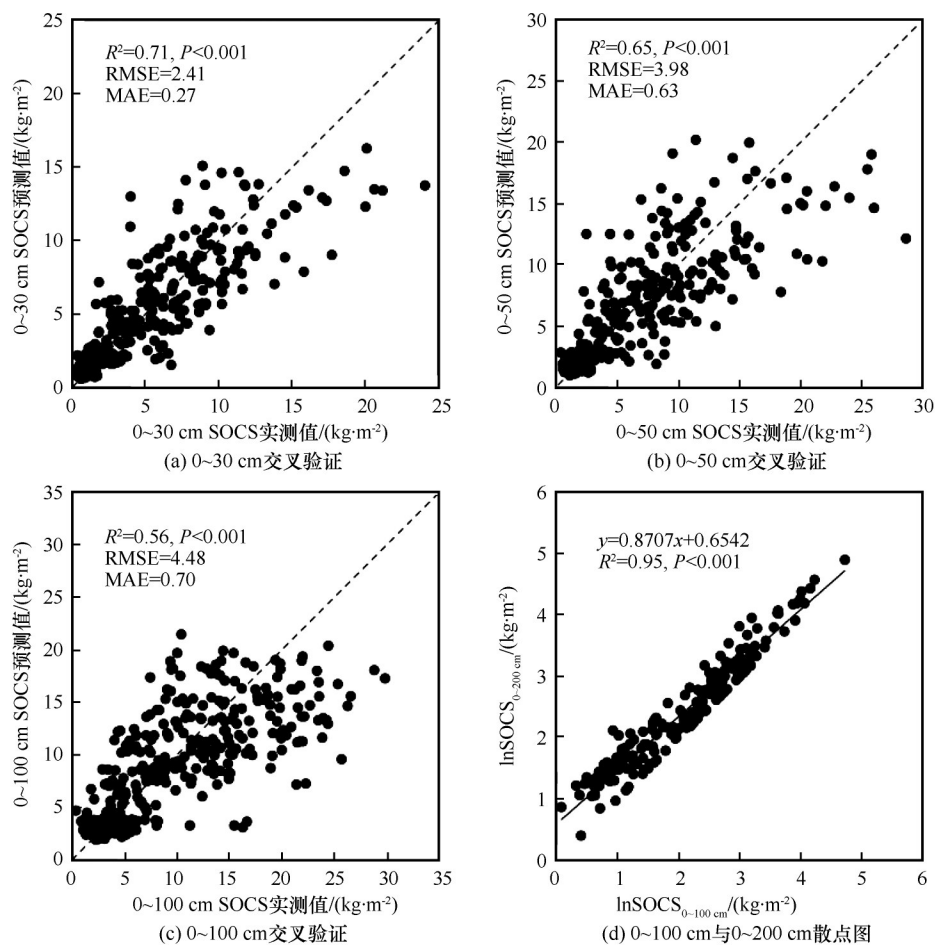


图2 基于GWR模型的SOCS预测结果与实测数据的10-折交叉验证

Fig. 2 "10-fold" cross-validation for predicted value of the GWR model and observed SOCS

结果发现,随着深度的增加,GWR模型的模拟精度逐渐降低。其中,表层0~30cm精度最高, $R^2=0.71$,RMSE和MAE分别为 $2.41 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 和 $0.27 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$;0~50 cm次之, $R^2=0.65$,RMSE和MAE分别为 $3.98 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 和 $0.63 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$;而0~100 cm精度最低, $R^2=0.56$,RMSE和MAE分别为 $4.48 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 和 $0.70 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 。因此,GWR模型能够较高精度的模拟青藏高原冻土区SOCS的空间分布,是复杂地形条件下SOCS空间分布模拟的理想工具。

2.2 土壤有机碳的储量和空间分布

总体而言,青藏高原季节冻土区的SOCS自东南向西北递减(图3),呈现出显著的空间变异特征。其中,研究区东部的SOCS最高,0~200 cm的平均SOCS大于 $16 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$;而柴达木盆地的SOCS最低,0~200 cm的平均SOCS低于 $2 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 。季节冻土区0~30 cm、0~50 cm、0~100 cm和0~200 cm深度的平均SOCS分别为 5.65 、 6.71 、 8.25 、 $10.63 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$,相应各深度的SOC库分别为 8.17 、 9.70 、

11.93 、 15.37 Pg (表3)。在垂直分布上,SOCS随深度的增加而逐渐减小,其中表层0~30 cm的SOC库约占季节冻土区2 m有机碳总量的50%以上,而100~200 cm的SOC库仅占2 m有机碳总量的22.39%。

不同植被类型平均SOCS存在着显著的差异(表4),其中,占地面积最小的森林和灌丛平均SOCS最大,0~200 cm平均SOCS分别为 17.81 、 $17.95 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$,约为高寒草原($4.39 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$)的3倍。占地面积最大的高寒草甸0~200 cm平均SOCS为 $14.19 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$,高寒荒漠的SOCS最小,0~200 cm平均SOCS仅为 $2.85 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 。在0~200 cm深度范围内,森林、灌丛、高寒草甸、高寒草原和高寒荒漠的SOC总量分别为 2.74 、 3.95 、 5.95 、 2.14 、 0.76 Pg ,分别占季节冻土区SOC库的17.63%、25.42%、38.29%、13.77%和4.89%。

各土壤类型的SOCS也存在着显著的差异(表5),其中棕壤、黑钙土和泥炭土的SOCS最高,

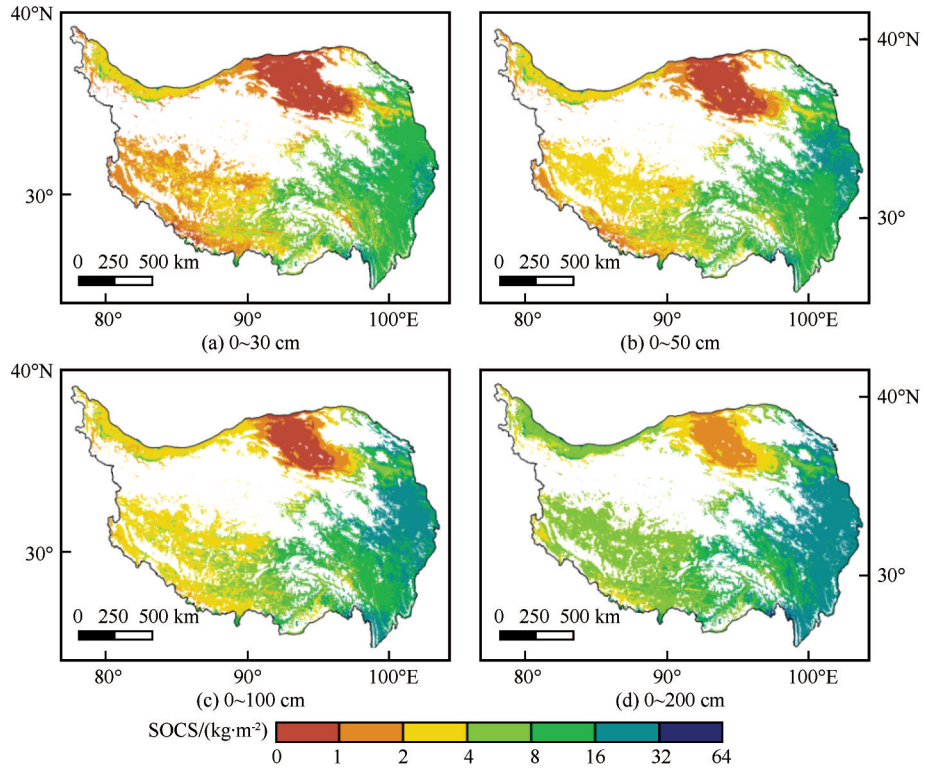


图3 青藏高原季节冻土区SOCS空间分布

Fig. 3 Spatial distribution of SOCS for different depths across the seasonally frozen ground region on the Qinghai-Tibet Plateau

表3 青藏高原季节冻土区平均SOC储量和总量
Table 3 Summary of estimated mean SOC stocks and stor-
ages in seasonally frozen ground on the Qinghai-Tibet Plateau

深度/cm	SOCS/(kg·m ⁻²)	SOC总量/Pg	百分比/%
0~30	5.65	8.17	53.16
0~50	6.71	9.70	63.12
0~100	8.25	11.93	77.61
0~200	10.63	15.37	100.00

0~200 cm平均SOCS均大于20 kg·m⁻²；黄棕壤、灰褐土、沼泽土、草毡土、黑毡土以及红壤的SOCS也较高，0~200 cm平均SOCS在15~20 kg·m⁻²之间；而棕钙土、棕漠土、灰棕漠土、风沙土、石质土、盐土、冷钙土、寒漠土以及冷漠土的SOCS最低，0~200 cm的平均SOCS均小于5 kg·m⁻²。

表4 青藏高原季节冻土区不同植被类型SOC储量和总量
Table 4 Summary of estimated SOC stocks and storages of different vegetation types in seasonally
frozen ground region on the Qinghai-Tibet Plateau

植被类型	面积/(10 ³ km ²)	SOCS/(kg·m ⁻²)				SOC总量/Pg			
		0~30 cm	0~50 cm	0~100 cm	0~200 cm	0~30 cm	0~50 cm	0~100 cm	0~200 cm
森林	153.81	9.90	11.18	13.44	17.81	1.52	1.72	2.07	2.74
灌丛	220.30	9.59	11.03	13.55	17.95	2.11	2.43	2.98	3.95
高寒草甸	419.45	7.25	8.61	10.63	14.19	3.04	3.61	4.46	5.95
高寒草原	347.36	2.53	3.36	4.39	6.15	0.87	1.17	1.53	2.14
高寒荒漠	266.27	1.25	1.64	1.83	2.85	0.33	0.44	0.49	0.76

3 讨论

总体而言，植被类型和降水量的差异是导致青藏高原东西部SOC含量差异的主要原因^[29-31]。高原东部降水量大，植被类型以针叶林、灌丛和高寒

草甸为主，地上生物量和地下死根数量较为丰富^[32]，土壤发育程度高，有机质层和淋溶层较厚^[33]，有利于SOC的积累；而高原西部降水量少，植被类型以高寒草原、高寒荒漠和裸地为主^[34]，土壤发育程度偏低，有机质层和淋溶层厚度浅，SOC

表5 青藏高原季节冻土区不同土壤类型SOC储量和总量

Table 5 Summary of estimated SOC stocks and storages of different soil types in seasonally frozen ground region on the Qinghai-Tibet Plateau

土壤类型	面积/(10 ³ km ²)	SOCS/(kg·m ⁻²)				SOC 总量/Pg			
		0 ~ 30 cm	0 ~ 50 cm	0 ~ 100 cm	0 ~ 200 cm	0 ~ 30 cm	0 ~ 50 cm	0 ~ 100 cm	0 ~ 200 cm
棕色针叶林土	16.05	5.65	6.71	8.25	11.12	0.09	0.11	0.13	0.18
黄棕壤	14.81	8.27	9.10	11.55	15.37	0.12	0.13	0.17	0.23
棕壤	39.91	10.82	11.84	15.14	20.01	0.43	0.47	0.60	0.80
暗棕壤	70.48	10.86	12.07	14.56	19.25	0.77	0.85	1.03	1.36
褐土	22.21	7.28	8.53	11.21	14.93	0.16	0.19	0.25	0.33
灰褐土	23.59	8.25	10.28	12.60	16.72	0.19	0.24	0.30	0.39
黑钙土	7.22	9.04	12.68	15.67	20.68	0.07	0.09	0.11	0.15
栗钙土	27.10	4.87	6.96	9.37	12.56	0.13	0.19	0.25	0.34
棕钙土	49.46	2.20	2.70	2.80	4.10	0.11	0.13	0.14	0.20
灰棕漠土	41.39	0.47	0.74	1.33	2.20	0.02	0.03	0.06	0.09
棕漠土	39.46	2.19	2.37	2.74	4.02	0.09	0.09	0.11	0.16
新积土	2.87	2.46	3.18	3.91	5.53	0.01	0.01	0.01	0.02
风沙土	42.13	0.76	1.09	1.35	2.23	0.03	0.05	0.06	0.09
石质土	21.66	2.03	2.56	2.82	4.12	0.04	0.06	0.06	0.09
粗骨土	7.80	4.29	4.99	6.13	8.39	0.03	0.04	0.05	0.07
草甸土	34.22	5.12	6.33	7.86	10.62	0.18	0.22	0.27	0.36
沼泽土	17.83	8.44	10.19	12.67	16.82	0.15	0.18	0.23	0.30
泥炭土	2.12	12.55	14.94	18.23	23.98	0.03	0.03	0.04	0.05
盐土	32.58	0.75	1.11	1.51	2.44	0.02	0.04	0.05	0.08
灌淤土	1.75	5.63	9.45	10.08	13.48	0.01	0.02	0.02	0.02
草毡土	260.67	8.29	9.73	11.97	15.91	2.16	2.54	3.12	4.15
黑毡土	195.42	10.53	12.36	14.88	19.66	2.06	2.42	2.91	3.84
寒钙土	277.16	2.02	2.71	3.68	5.23	0.56	0.75	1.02	1.45
冷钙土	94.51	1.97	2.61	3.24	4.66	0.19	0.25	0.31	0.44
棕冷钙土	8.29	2.99	3.78	3.98	5.62	0.02	0.03	0.03	0.05
寒漠土	2.02	0.94	1.37	2.23	3.36	<0.01	<0.01	<0.01	0.01
冷漠土	2.79	1.26	1.70	2.30	3.45	<0.01	<0.01	0.01	0.01
寒冻土	36.55	4.86	5.49	7.04	9.56	0.18	0.2	0.26	0.35
砖红壤	2.73	3.67	3.95	4.22	5.93	0.01	0.01	0.01	0.02
赤红壤	3.70	3.62	3.91	4.42	6.18	0.01	0.01	0.02	0.02
红壤	2.17	6.76	7.01	13.56	17.96	0.01	0.02	0.03	0.04
黄壤	6.81	5.03	5.72	6.08	8.32	0.03	0.04	0.04	0.06

注：面积小于1×10³ km²的土壤类型未统计。

含量也普遍偏低；此外高原东部的土壤碳氮比高于西部地区^[15]，微生物的分解速率也较为缓慢，更有利于SOC的积累，从而导致高原东部的SOC含量比西部更高。

由于青藏高原地形复杂，深层土壤探坑数据获取的难度较大，故大部分SOC的研究都集中在表层100 cm以内^[34-35]，而深层SOCS的研究相对较少，且都集中于多年冻土区^[12-15]。根据与最新的青藏高原多年冻土区SOCS的研究结果^[15]相比较发现，在植被类型相同的条件下，多年冻土和季节

冻土表层0 ~ 30 cm的平均SOCS大致相等，并无显著差异；但随着深度的增加，多年冻土的平均SOCS大于季节冻土(表6)。这一结果表明多年冻土的存在与否对表层SOC并无显著影响，但显著影响深层SOC的储存。虽然多年冻土会通过低温影响土壤含水量进而影响植被生长来影响SOC含量^[38]，但青藏高原平均活动层厚度约为2.3 m^[39]，远比环北极多年冻土活动层厚，导致活动层的冻融作用无法直接影响到土壤上层的生物过程，故对表层SOC的影响并不明显^[30]。但另一方面，多

年冻土区海拔高, 地表温度低, 有机质的分解速率较为缓慢, 更有利于深层 SOC 的积累。多年冻土活动层的冻融扰动作用也会使表层土壤有机质向

下迁移, 在一定程度上增加了深层的 SOC 含量^[39-40], 导致多年冻土区深层 SOCS 比季节冻土区更高。

表6 青藏高原相同植被类型条件下多年冻土区和季节冻土区的 SOCS 对比

Table 6 Comparison of SOCS in permafrost and seasonally frozen ground regions under the same vegetation types in the Qinghai-Tibet Plateau

冻土类型	高寒草甸/(kg·m ⁻²)		高寒草原/(kg·m ⁻²)		高寒荒漠/(kg·m ⁻²)		文献来源
	0 ~ 30 cm	0 ~ 200 cm	0 ~ 30 cm	0 ~ 200 cm	0 ~ 30 cm	0 ~ 200 cm	
多年冻土	7. 25	17. 49	2. 85	7. 66	1. 27	7. 40	Zhao 等 ^[15]
季节冻土	7. 25	14. 19	2. 53	6. 15	1. 25	2. 85	本研究

为了比较以往不同研究方法模拟的精确度, 我们收集了使用遥感反演和面积加权平均法估算青藏高原地区 SOC 总量的相关文献^[13-14], 并统计了文献中 0 ~ 100 cm 深度 SOC 总量估算结果的 RMSE 和 R^2 值; 此外我们使用克里金插值法对研究区 0 ~ 100 cm 的 SOCS 进行空间插值, 并计算了插值结果的 RMSE 和 R^2 值(表 7)。通过比较本研究 GWR 模型模拟结果[图 2(c)]和其它估算模型的 RMSE 和 R^2 值, 可以看出基于 GWR 模拟的 SOC 空间分布比面积加权平均、遥感反演以及空间插值等不同方法模拟得到的结果精度更高(更高的 R^2 和更低的 RMSE, 表 7)。这一结果既证明了本研究 SOC 总量估算的准确性, 也表明 GWR 模型是青藏高原 SOC 空间分布模拟的理想方法, 可以为复杂地形条件下土壤属性的空间分布研究提供参考。

表7 不同研究方法下表层 0 ~ 1 m SOC 总量的 RMSE 和 R^2
Table 7 RMSE and R^2 of SOC storages at 0 ~ 1 m under different models

方法	样点数量/个	RMSE/(kg·m ⁻²)	R^2	文献来源
遥感反演	135	—	0. 50	Yang 等 ^[14]
面积加权平均	190	5. 30	—	Mu 等 ^[13]
克里金插值	378	5. 15	0. 45	本研究
GWR	378	4. 48	0. 56	本研究

青藏高原季节冻土区 0 ~ 100 cm 的 SOC 总量(约 11. 93 Pg)相当于中国陆地生态系统 0 ~ 100 cm SOC 总量的 18% 左右^[41], 是我国极为重要的 SOC 库, 也是全球 SOC 库的重要组成部分。青藏高原作为世界“第三极”, 对全球气候变化起到触发器和放大器的作用^[42], 其 SOC 库的微小变化就能引起大气 CO₂ 浓度的显著变化, 因此精确的 SOC 总量和空间分布对于认识青藏高原碳循环过程具有重要意义, 也是很多地球系统模式的重要参数。本研究基于

最新的青藏高原冻土空间分布图^[28], 首次精确估算和模拟了青藏高原季节冻土区的 SOC 总量和空间分布, 补充了以往研究的空白, 为青藏高原和相关地球系统模式的研究提供了数据资料。

4 结论

本文基于 378 个深层土壤剖面数据, 结合高分辨率空间插值数据和遥感影像资料, 使用 GWR 模型模拟了青藏高原季节冻土 0 ~ 30 cm、0 ~ 50 cm、0 ~ 100 cm 和 0 ~ 200 cm 的 SOC 总量和空间分布, 得到主要结论如下:

(1) 青藏高原季节冻土区 SOCS 自东南向西北递减, 表层 200 cm 共储存 SOC 约 15. 37 Pg; 在垂直分布上, SOCS 随深度的增加而逐渐减小。

(2) 不同植被类型 SOCS 从大到小依次为森林、灌丛、高寒草甸、高寒草原和高寒荒漠; 各土壤类型中棕壤、黑钙土和泥炭土的 SOCS 最大, 而棕钙土、棕漠土、灰棕漠土、风沙土、石质土、盐土、冷钙土、寒漠土以及冷漠土的 SOCS 最小。

研究结果证明了 GWR 模型是复杂地形条件下 SOC 空间分布模拟的理想工具, 可以为地球系统模式提供精确的基础数据。

参考文献(References):

[1] Zhou Youwu, Guo Dongxin, Qiu Guoqing, et al. Geocryology in China[M]. Beijing: Science Press, 2000. [周幼吾, 郭东信, 邱国庆, 等. 中国冻土[M]. 北京: 科学出版社, 2000.]

[2] Zhang Tingjun, Barry R G, Knowles K, et al. Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere[J]. Polar Geography, 1999, 23(2): 132 - 154.

[3] IPCC. Climate change 2013: the physical science basis[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2013.

[4] Guo Donglin, Wang Huijun, Li Duo. A projection of permafrost degradation on the Tibetan Plateau during the 21st century [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2012, 117: D05106.

- [5] Jiao Shihui, Wang Lingyue, Liu Gengnian. Prediction of Tibetan Plateau permafrost distribution in global warming[J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, 2016, 52(2): 249–256. [焦世晖, 王凌越, 刘耕年. 全球变暖背景下青藏高原多年冻土分布变化预测[J]. *北京大学学报(自然科学版)*, 2016, 52(2): 249–256.]
- [6] Cheng Guodong. Interaction between Qinghai-Tibet Railway engineering and permafrost and environmental effects[J]. *Bulletin of the Chinese Academy of Sciences*, 2002, 17(1): 21–25. [程国栋. 青藏铁路工程与多年冻土相互作用及环境效应[J]. *中国科学院院刊*, 2002, 17(1): 21–25.]
- [7] Chang Dunhu, Ning Miao, Gulixian·Anniwaer, et al. A Review on research into ecological environment impacts of engineering construction in permafrost areas[J]. *Progress in Geography*, 2005, 24(4): 65–74. [昌敦虎, 宁淼, 古丽鲜·安尼瓦尔, 等. 多年冻土地地区工程建设生态环境影响研究评述[J]. *地理科学进展*, 2005, 24(4): 65–74.]
- [8] Schuur E A G, Mcguire A D, Schädel C, et al. Climate change and the permafrost carbon feedback[J]. *Nature*, 2015, 520(7546): 171–179.
- [9] Koven C D, Bruno R, Pierre F, et al. Permafrost carbon-climate feedbacks accelerate global warming[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2011, 108(36): 14769–14774.
- [10] Lombardozzi D L, Bonan G B, Smith N G, et al. Temperature acclimation of photosynthesis and respiration: A key uncertainty in the carbon cycle-climate feedback[J]. *Geophysical Research Letters*, 2016, 42(20): 8624–8631.
- [11] Raddatz T J, Reick C H, Knorr W, et al. Will the tropical land biosphere dominate the climate-carbon cycle feedback during the twenty-first century?[J]. *Climate Dynamics*, 2007, 29(6): 565–574.
- [12] Ding Jinzhi, Li Fei, Yang Guibiao, et al. The permafrost carbon inventory on the Tibetan Plateau: a new evaluation using deep sediment cores[J]. *Global Change Biology*, 2016, 22(8): 2688–2701.
- [13] Mu Cuicui, Zhang Tingjun, Wu Qingbai, et al. Organic carbon pools in permafrost regions on the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau[J]. *The Cryosphere*, 2015, 9(2): 479–486.
- [14] Yang Yuanhe, Fang Jingyun, Tang Yanhong, et al. Storage, patterns and controls of soil organic carbon in the Tibetan grasslands[J]. *Global Change Biology*, 2008, 14(7): 1592–1599.
- [15] Zhao Lin, Wu Xiaodong, Wang Zhiwei, et al. Soil organic carbon and total nitrogen pools in permafrost zones of the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Scientific reports*, 2018, 8:3656.
- [16] Chen Bo, Li Jian-Ping. Characteristics of spatial and temporal variation of seasonal and short-term frozen soil in China in recent 50 years[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2008, 32(3): 432–443. [陈博, 李建平. 近50年来中国季节性冻土与短时冻土的时空变化特征[J]. *大气科学*, 2008, 32(3): 432–443.]
- [17] Eldeiry A A, Garcia L A. Comparison of Ordinary Kriging, Regression Kriging, and Cokriging techniques to estimate soil salinity using Landsat images[J]. *Journal of Irrigation & Drainage Engineering*, 2010, 136(6): 355–364.
- [18] Tian Yuqiang, Ouyang Hua, Xu Xinglian, et al. Distribution characteristics of soil organic carbon storage and density on the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2008, 45(5): 933–942. [田玉强, 欧阳华, 徐兴良, 等. 青藏高原土壤有机碳储量与密度分布[J]. *土壤学报*, 2008, 45(5): 933–942.]
- [19] Jiang Lin, Chen Hua, Zhu Quan, et al. Assessment of frozen ground organic carbon pool on the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Journal of Soils & Sediments*, 2019, 19(1): 128–139.
- [20] Sanchez P A, Ahamed S, Carré F, et al. Digital soil map of the world[J]. *Science*, 2009, 325(5941): 680–681.
- [21] Mishra U, Lal R, Liu D S, et al. Predicting the spatial variation of the soil organic carbon pool at a regional scale[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 2010, 74(3): 906–914.
- [22] Zhang Xiumin, Sheng Yu, Nan Zhuotong, et al. Vegetation classification of alpine grassland based on decision tree approach in the Wenquan area of the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Pratacultural Science*, 2011, 28(12): 2074–2083.
- [23] Qu Mingkai, Li Weidong, Zhang Chuanrong, et al. Geographically weighted regression and its application prospect in soil and environmental sciences[J]. *Soils*, 2014, (1): 15–22. [瞿明凯, 李卫东, 张传荣, 等. 地理加权回归及其在土壤和环境科学上的应用前景[J]. *土壤*, 2014, (1): 15–22.]
- [24] Qin Wenzhong. The basic theoretic and application research on geographically weighted regression[D]. Shanghai: Tongji University, 2007. [覃文忠. 地理加权回归基本理论与应用研究[D]. 上海: 同济大学, 2007.]
- [25] Song Xiaodong, Brus D J, Liu Feng, et al. Mapping soil organic carbon content by geographically weighted regression: a case study in the Heihe River basin, China[J]. *Geoderma*, 2016, 261: 11–22.
- [26] Mishra U, Riley W J. Alaskan soil carbon stocks: spatial variability and dependence on environmental factors[J]. *Biogeosciences*, 2012, 9(9): 3637–3645.
- [27] Xu Li, Yu Guirui, He Nianpeng, et al. Carbon storage in China's terrestrial ecosystems: a synthesis[J]. *Scientific Reports*, 2018, 8: 2806.
- [28] Zou Defu, Zhao Lin, Sheng Yu, et al. A new map of permafrost distribution on the Tibetan Plateau[J]. *The Cryosphere*, 2017, 11(6): 2527–2542.
- [29] Wu Xiaodong, Fang Hongbin, Zhao Yonghua, et al. A conceptual model of the controlling factors of soil organic carbon and nitrogen densities in a permafrost-affected region on the eastern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2017, 122(7): 1705–1717.
- [30] Wu Xiaodong, Zhao Lin, Fang Hongbin, et al. Environmental controls on soil organic carbon and nitrogen stocks in the high-altitude arid western Qinghai-Tibetan Plateau permafrost region[J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2016, 121(1): 176–187.
- [31] Wu Xiaodong, Zhao Lin, Hu Guojie, et al. Permafrost and land cover as controlling factors for light fraction organic matter on the southern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Science of the Total Environment*, 2018, 613: 1165–1174.
- [32] Yang Yuanhe, Fang Jingyun, Pan Y D, et al. Aboveground biomass in Tibetan grasslands[J]. *Journal of Arid Environments*, 2009, 73(1): 91–95.
- [33] Wang Shaoqiang, Zhu Songli, Zhou Chenghu, et al. Characteristics of spatial variability of soil thickness in China[J]. *Geographical Research*, 2001, 20(2): 161–169. [王绍强, 朱松丽, 周成虎. 中国土壤土层厚度的空间变异性特征[J]. *地理研究*, 2001, 20(2): 161–169.]
- [34] Wang Zhiwei, Wang Qian, Zhao Lin, et al. Mapping the vegetation distribution of the permafrost zone on the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Journal of Mountain Science*, 2016, 13(6): 1035–1046.
- [35] Bai Junhong, Ouyang Hua, Xiao Rong, et al. Spatial variability

- ty of soil carbon, nitrogen, and phosphorus content and storage in an alpine wetland in the Qinghai-Tibet Plateau, China [J]. *Soil Research*, 2010, 48(8): 730 – 736.
- [36] Fang J Y, Liu G H, Xu S L. Soil carbon pool in China and its global significance [J]. *Journal of Environmental Sciences*, 1996, 8(2): 249 – 254.
- [37] Sugimoto A, Yanagisawa N, Naito D, et al. Importance of permafrost as a source of water for plants in east Siberian taiga [J]. *Ecological Research*, 2002, 17(4): 493 – 503.
- [38] Qin Yanhui, Wu Tonghua, Zhao Lin, et al. Numerical modeling of the active layer thickness and permafrost thermal state across Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2017, 122(21): 11604 – 11620.
- [39] Beer C. Impact of soil freezing and thawing dynamics on soil organic carbon stocks in permafrost regions [C]//IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. IOP Publishing, 2009, 6(5): 052013.
- [40] Wang Jiaoyue, Song Changchun, Wang Xianwei, et al. Progress in the study of effect of freeze-thaw processes on the organic carbon pool and microorganisms in soils [J]. *Journal Of Glaciology and Geocryology*, 2011, 33(2): 442 – 452. [王娇月, 宋长春, 王宪伟, 等. 冻融作用对土壤有机碳库及微生物的影响研究进展 [J]. *冰川冻土*, 2011, 33(2): 442 – 452.]
- [41] Tang X, Zhao X, Bai Y, et al. Carbon pools in China's terrestrial ecosystems: New estimates based on an intensive field survey [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2018, 115(16): 4021 – 4026.
- [42] Pan Baotian, Li Jijun, Chen Fahu. Qinghai-Tibetan Plateau: a driver and amplifier of global climatic changes- I basic characteristics of climatic changes in Cenozoic Era [J]. *Journal of Lanzhou University (Natural Science Edition)*, 1995, 31(3): 120 – 128. [李吉均. 青藏高原: 全球气候变化的驱动力与放大器: I 新生代气候 [J]. *兰州大学学报 (自然科学版)*, 1995, 31(3): 120 – 128.]

Modelling soil organic carbon distribution in the seasonally frozen ground area on the Qinghai-Tibet Plateau using the geographically weighted regression

WANG Dong^{1,2}, WU Xiaodong¹, WEI Xianhua³, WU Tonghua¹, ZHAO Lin⁴, LI Ren¹,
HU Guojie¹, ZOU Defu¹, LI Wangping⁵

(1. State Key Laboratory of Cryospheric Science, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; 2. University of Chinese Academy Sciences, Beijing 100049, China; 3. College of Geography and Environmental Science, Northwest Normal University, Lanzhou 730070, China; 4. School of Geographical Sciences, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210000, China; 5. School of Civil Engineering, Lanzhou University of Technology, Lanzhou 730050, China)

Abstract: Soil organic carbon stocks (SOCS) in the Qinghai-Tibet Plateau have important implications for ecology succession, while the spatial distribution of SOC data are scarce, especially in seasonally frozen ground regions. Here, based on the multiple environmental variables and soil profile data ($n=378$), we evaluated the soil organic carbon (SOC) pool and spatial distribution of seasonally frozen ground which down to 2 m depth on the Qinghai-Tibet Plateau using the geographically weighted regression (GWR) approach. Our results showed that SOCS exhibited a decreasing trend from south-eastern to the north-western, and the SOC pools were estimated to be 15.37 Pg in the top 2 m. The average SOC under different vegetation types showed a decreasing trend as follows: forest>shrub> alpine meadow> alpine grassland> alpine desert. Among all soil types, brown earths, chernozems, and peat soils had the largest SOC, while brown pedocals, brown desert soils, grey-brown desert soils, Aeolian soils, chisley soils, saline, frigid desert soils, cold desert soil, and cold desert soils had the smallest SOC. Our results provided the storage, pattern, and spatial distribution of SOC in the seasonally frozen ground area, providing a scientific basis for future studies pertain to the Earth System Models.

Key words: soil organic carbon; seasonally frozen ground; Qinghai-Tibet Plateau; geographically weighted regression

(责任编辑: 牟翠翠; 编辑: 庞瑜, 周成林)