

DOI: 10.5846/stxb202007231937

董星丰, 赵光影, 李苗, 刘超, 王迪, 杨盛东, 臧淑英. 大兴安岭北部多年冻土区土壤碳氮含量及有机碳矿化特征. 生态学报, 2021, 41(17): 6728-6737.

Dong X F, Zhao G Y, Li M, Liu C, Wang D, Yang S D, Zang S Y. Carbon and nitrogen properties and the characteristics of soil organic carbon mineralization in permafrost regions in the northern Great Hing'an Mountains. Acta Ecologica Sinica, 2021, 41(17): 6728-6737.

大兴安岭北部多年冻土区土壤碳氮含量及有机碳矿化特征

董星丰, 赵光影, 李苗, 刘超, 王迪, 杨盛东, 臧淑英*

哈尔滨师范大学, 寒区地理环境监测与空间信息服务黑龙江省重点实验室, 哈尔滨 150025

摘要: 多年冻土区土壤碳库对水热变化的响应是气候预测中的主要不确定性因素。国内外关于浅层土壤(0—30 cm)有机碳储量及潜在排放量的研究已取得一系列突破成果, 然而深层土壤对气候变暖作何响应仍需进一步探讨。利用钻孔技术采集大兴安岭北部多年冻土区 0—6 m (含活动层和多年冻土层) 土壤样品, 探究土壤碳、氮、磷等理化指标的剖面分布特征, 设置三种温度(5、10 和 15℃) 及水分(30%、45% 和 60%) 梯度的室内培养实验, 明确多年冻土区不同深度土壤有机碳矿化对气候变化的响应特征。结果表明, 土壤 pH、总有机碳、溶解性有机碳、总氮、硝态氮、铵态氮含量均与土壤深度呈显著正相关, 多年冻土层中的平均储量高于活动层。培养 60 天后, 各深度土壤有机碳累积矿化量的变化范围为 0.20—4.86 mg C。整体来看, 土壤有机碳累积矿化量随温度的升高而增加, 但其对水分变化的响应较为复杂, 表现出先减小(幅度较大)后增大(幅度较小)的趋势。分析不同深度土壤有机碳累积矿化量, 发现多年冻土层平均值显著高于活动层。三因素方差分析结果表明, 温度、水分和深度及交互作用对累积矿化量影响显著($P < 0.001$)。活动层 Q_{10} 平均值为 2.46, 多年冻土层顶部出现极低值, 多年冻土层 Q_{10} 平均值为 1.91, 两者的差值随着水分增大而减小。土壤性状及有机质的垂直分异是多年冻土区土壤有机碳累积矿化量及其温度敏感性在深度上显现差异的主要原因。

关键词: 气候变化; 大兴安岭; 多年冻土; 有机碳矿化; 温度敏感性

Carbon and nitrogen properties and the characteristics of soil organic carbon mineralization in permafrost regions in the northern Great Hing'an Mountains

DONG Xingfeng, ZHAO Guangying, LI Miao, LIU Chao, WANG Di, YANG Shengdong, ZANG Shuying*

Heilongjiang Province Key Laboratory of Geographical Environment Monitoring and Spatial Information Service in Cold Regions, Harbin Normal University, Harbin 150025, China

Abstract: The response of soil carbon to hydrothermal dynamic in permafrost regions is a major uncertainty factor in projections of climate. A series of breakthroughs have been made on organic carbon storage and potential emission in shallow soil (0—30 cm) in China and abroad, however, the response of deep soil to climate warming in future merit more consideration. This study used soil cores from 0—6 m (including active layer and permafrost layer), which were drilled in the northern slope of the Great Hing'an Mountains, to explore the profile characteristics of soil carbon, nitrogen and phosphorus contents. Three temperature (T, 5℃, 10℃ and 15℃) and moisture (W, 30%, 45% and 60%) treatment were set to clarify the feedback of soil organic carbon mineralization at different depths in permafrost regions to climate change. The results showed that the values of pH, soil organic carbon, dissolved organic carbon, total nitrogen, nitrate

基金项目: 国家自然科学基金项目(41571199, 41971151, 41901072); 哈尔滨师范大学博士创新基金(HSDBSCX2020-02)

收稿日期: 2020-07-23; 网络出版日期: 2021-06-11

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: zsy6311@163.com

nitrogen, and ammonium nitrogen were positively correlated with soil depth, and the average reserves in permafrost layer were higher than that in active layer. After 60 days of incubation experiment, the total carbon mineralization ranged from 0.20 to 4.86 mg C under the treatments for all samples. On the whole, the increase in temperature promoted the accumulative mineralization of soil organic carbon. The influence mechanism of soil moisture on soil organic carbon was complex, and the mineralization showed a trend of decreasing first and then increasing with the increase of soil moisture. By analyzing the mineralization of soil organic carbon at different depths, we found that the average value in the deep permafrost layer was significantly higher than that in active layer. Three-way ANOVA showed that depth, temperature, moisture and interaction had significant effects on the mineralization of soil organic carbon ($P < 0.001$). The average value of Q_{10} of active layer and permafrost layer were 2.46 and 1.91 respectively, which showed the lowest values at the top layer of the permafrost soil. The difference between active layer and permafrost layer was smaller with the increase of moisture. Due to the vertical differentiation of soil properties and organic matter, the total carbon mineralization and Q_{10} values varied with depth in permafrost regions.

Key Words: climate change; Great Hing'an Mountains; permafrost; organic carbon mineralization; temperature sensitivity

长期冷湿的环境使得北方多年冻土区积累了大量的碳,其储量约为当前大气中碳含量的二倍^[1]。全球气候日益暖化情形下,多年冻土区生态环境稳定性和生物地球化学循环过程必将发生显著变化^[2-3]。众多学者认为,冻土退化将改变土壤水热状态,进而影响土壤碳氮的周转,导致储存在多年冻土中的有机碳(SOC)以温室气体的形式进入大气中,并对气候变化起到正向反馈作用^[4-6]。因此气候变暖情形下,多年冻土区土壤碳动态变化强度及其受控因素仍需进一步明确。

随着温度升高和冻土融化深度的增加,深层土壤碳输出贡献是评价土壤碳动态的关键^[7]。Song 等^[8]研究指出长期冻结的深层泥炭在温度升高后生成的含碳温室气体释放量显著增加。Chen 等^[9]发现活动层中土壤碳的释放主要取决于可用基质,而多年冻土层中土壤碳的释放主要受控于微生物作用。Mu 等^[6]对青藏高原北缘黑河流域上流多年冻土有机碳分解的研究表明,深层土壤对水热变化的响应强度并不次于浅层土壤。可见多年冻土深层土壤有机碳已然暴露于微生物的分解。然而目前关于土壤有机碳储量及潜在排放量的研究主要集中在浅层土壤,对较深土层知之甚少,尤其是我国高纬度多年冻土区深层土壤碳库动态变化缺乏突破性研究进展。众所周知,不同深度土壤的物理化学性质不同,可能具有不同的微生物群落、丰度和活性^[10-11]。森林生态系统碳储量巨大,其细微变化可能会显著影响地球系统温室效应,是碳循环相关研究的重点关注对象之一。因此,了解林区土壤中的碳储量、分布规律及其潜在排放量对于预测土壤碳库与全球变暖间的反馈关系意义重大。

大兴安岭作为我国第二大冻土区,现存多年冻土面积约 $3.9 \times 10^5 \text{ km}^2$,冻土空间破碎化严重,活动层厚度逐年加深,热稳定性较差^[13],是当前研究土壤生物地球化学过程的理想地区。然而该地区深层土壤的碳氮分布及其对水热变化的响应特征尚不清楚。本研究采集 0—6 m 土壤,分析了土壤碳氮随土壤深度的分布情况及其与土壤深度间的相互关系,通过室内模拟实验明确了多年冻土区土壤有机碳矿化对温度和水分变化的响应特征。该研究可为全面认识多年冻土退化背景下区域碳循环及预测气候变化提供基础支持。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

大兴安岭属欧亚多年冻土带的南缘,主要分布有大面积的森林和湿地。本研究于大兴安岭漠河林场的黑龙江省漠河森林生态系统野外观测站试验区内选择落叶松-灌丛湿地($53^\circ 28' \text{ N}$, $122^\circ 20' \text{ E}$)为研究对象。平均海拔约 298 m,优势植被为兴安落叶松(*Larix gmelini*),20 m×20 m 样方内平均树高约 13.59 m,胸径为 14.54 cm,郁闭度为 0.6。灌木分布较少,主要由狭叶杜香(*Ledum palustre*)、笃斯越橘(*Vaccinium uliginosum*)和杜鹃

(*Rhododendron dauricum*) 组成, 草本以白毛羊胡子草 (*Eriophorum vaginatum*) 构成的直径不一的“塔头”为主。土壤以褐色针叶林土为主, 同时存在泥炭及沼泽土。活动层土壤从 4 月中旬开始融化, 至 9 月中旬融化深度达到最大 (约为 130 cm), 活动层之下土壤富含冰晶, 温度常年保持在 0 度以下。研究区受控于寒温带大陆性气候, 监测数据显示 2016—2017 年均温为 -3.3°C , 年均降水量为 442.95 mm, 其中约 66.47% 的降水量以降雨形式集中在 6—8 月^[14]。

1.2 样品采集

2017 年 3 月于试验区内利用地质钻机采集一根长 50 m, 直径 16 cm 的土柱 (其中 6.65 m 以下为岩石层, 土壤发育较差)。将土柱切割成 30—40 cm 长后按照常规取样方法装袋贴签, 运送至实验室后放置于 -80°C 冷冻冰箱保存以备后续试验。因该土柱 6 m 以下砾石较多, 选择 0—6 m 土壤样品进行试验, 样品分层设置为: 活动层土壤样品 (0—20、20—40、40—60、60—80、80—100、100—120 和 120—150 cm), 多年冻土层土壤样品 (150—180、180—210、210—240、240—270、270—300、300—330、330—360、360—390、390—420、420—450、450—480、480—510、510—540、540—570 和 570—600 cm)^[15]。各层样品手动去除植物根茎及碎石后用测定土壤理化性质和培养实验。

1.3 样品测定

土壤含水量 (SWC) 在 105°C 条件下烘干后根据水分损失计算而得。土壤 pH 按照水土比 1:10 基于玻璃电极法测定。使用 N/C 3100 分析仪 (analytik jena, GER) 测定土壤有机碳 (SOC) 和溶解性有机碳 (DOC) 含量。土壤加酸消解后, 取适当上清液通过 SAN++ 连续流动分析仪 (Skalar Analytical, NL) 分析土壤总氮 (TN)、总磷 (TP) 含量。使用 SAN++ 连续流动分析仪 (Skalar Analytical, NL) 基于 KCl 浸提-分光光度原理测定铵态氮 ($\text{NH}_4^+\text{-N}$) 和硝态氮 ($\text{NO}_3^-\text{-N}$) 含量。

室内模拟实验的设计参考文献^[16]。即采用温度与水分两种变量的交互实验 (温度: $T_1, 5^{\circ}\text{C}$ 、 $T_2, 10^{\circ}\text{C}$ 、 $T_3, 15^{\circ}\text{C}$; 质量含水量: $W_1, 30\%$ 、 $W_2, 45\%$ 、 $W_3, 60\%$)。单个样品用量为 20 g, 培养瓶为 250 mL 规格的玻璃瓶, 称取样品后放入设定好温度的培养箱进行为期 60 d 的实验, 期间用连接有三通阀的橡胶塞密封玻璃瓶防止气体漏出, 共 603 个试验样品 (22 层 $\times$ 3 温度 $\times$ 3 水分 $\times$ 3 重复 + 9 空白)。培养过程中每 3 d 称重, 以补偿水分损失。气体样品采集时间为实验的第 1、3、6、9、15、21、28、36、45 和 60 d。采集之前打开封闭的培养瓶 15 min 并辅以注射器抽取以使培养瓶内外气体浓度相同。开始培养时关闭三通阀, 将培养瓶放回恒温培养箱中, 1 h 后接通三通阀并使用注射器采集 20 mL 气体进行浓度分析 (GC, Agilent 7890B, USA)。

1.4 数据分析

本研究中土壤有机碳矿化速率以 CO_2 产生速率表示, 具体计算过程见公式 (1)^[17]。土壤有机碳累积矿化量由公式 (2) 得到^[18]:

$$F = \rho \times \Delta C \times V \times 273 / (273 + T) \times W \quad (1)$$

$$C = \sum_{i=1}^n (F_i + F_{i+1}) / 2 \times (t_{i+1} - t_i) \times 24 \quad (2)$$

式中, F 为土壤 CO_2 产生速率 ($\text{mg kg}^{-1} \text{h}^{-1}$); ρ 为标准状态下 CO_2 的浓度 (g/L); ΔC 为测试样品与对照样品间的浓度差值 (mg/m^3); V 为实验所用密闭玻璃瓶的容量 (mL); T 为培养箱固定温度 ($^{\circ}\text{C}$); W 为实验用土质量 (kg)。

土壤有机碳矿化对温度的响应程度用 Q_{10} 表示^[19-20]:

$$R = \alpha e^{\beta T} \quad (3)$$

$$Q_{10} = e^{10\beta} \quad (4)$$

式中, R 为 CO_2 释放速率 ($\text{mg kg}^{-1} \text{h}^{-1}$); T 为培养温度 ($^{\circ}\text{C}$); α 和 β 为参数。

使用三因素方差分析法, 明确温度、水分、土壤深度及三者的交互作用对有土壤有机碳累积矿化量的影响。利用 Pearson 相关分析法研究土壤有机碳累积矿化量和土壤理化性质之间的关系。所有统计均在 SPSS 16.0 中操作。图形处理采用 Origin 8 完成。

2 结果

2.1 土壤理化性质

如图 1 所示,较高的含水量出现在 0—20 cm 和 150—210 cm。活动层中土壤含水量随着深度的增加而逐渐降低,多年冻土层中含水量从多年冻土层顶部(约 150 cm 处)开始减小,深处泥炭(约 360 cm 处)土壤含水量随深度增加逐渐增大。土壤 pH 整体呈现随深度增加而增加的趋势,变化范围在 4.83—7.08 之间,其中活动层平均值为 5.56,多年冻土层平均值为 6.75。土壤 SOC 含量的变化范围为 25.46—86.22 g/kg,其在活动层、多年冻土层及整个土柱的平均值分别为 56.90、57.51 和 57.34 g/kg。DOC 含量平均值为 3.63 g/kg,其中活动层平均值为 3.15 g/kg,多年冻土层平均值为 3.80 g/kg。总体来看,活动层中土壤 SOC 和 DOC 含量的分布特征比较复杂,而多年冻土层中二者随深度的变化规律较为相似。TN、 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 和 $\text{NO}_3^-\text{-N}$ 的含量分别在 0.79—5.50 g/kg、19.25—78.50 mg/kg 和 3.50—11.00 mg/kg 之间。总体来看,活动层中土壤 TN、 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 和 $\text{NO}_3^-\text{-N}$ 含量随深度增加均呈逐渐减少的趋势,在多年冻土层中土壤 TN 和 $\text{NO}_3^-\text{-N}$ 含量呈先增后减的特征,而土壤 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 含量随土壤深度增加呈缓慢增加趋势。土壤 TP 含量在活动层的剖面分布规律与 SOC 类似,表现为由 0—20 cm 的 2.03 g/kg 急剧增大到 40—60 cm 的 5.41 g/kg,之后逐渐减小至 120 cm 的 3.49 g/kg,多年冻土层中土壤 TP 含量在剖面上波动较大。

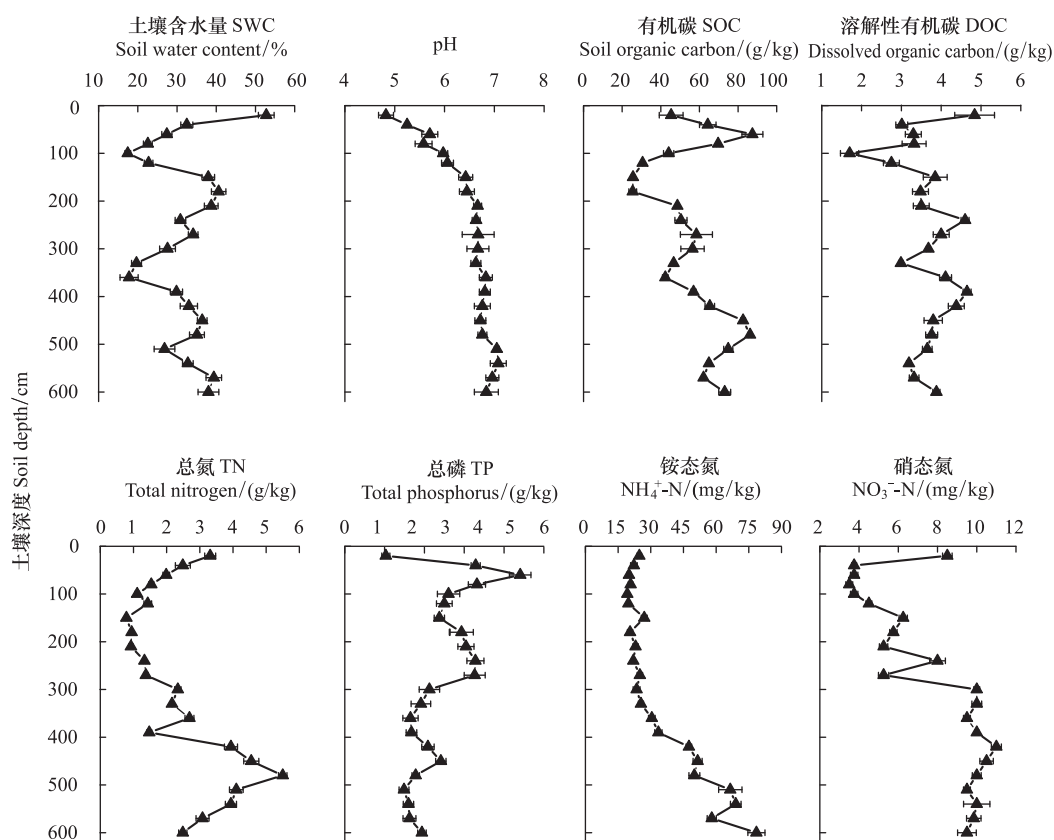


图 1 土壤理化因子的剖面分布特征

Fig.1 Profile distribution characteristics of soil physicochemical factors

SWC: Soil water content, SOC: Soil organic carbon, DOC: Dissolved organic carbon, TN: Total nitrogen, TP: Total phosphorus

相关分析表明,土壤理化因子间存在显著相关关系,其中土壤 SWC、pH、SOC、DOC 均与土壤 TN、 $\text{NO}_3^-\text{-N}$ 、 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 呈显著正相关,而土壤 SWC、pH、DOC、TN 与土壤 TP 及 C/N 呈显著负相关关系。此外,土壤深度是土

壤理化因子的重要影响因素,与土壤 pH、SOC、DOC、TN、NO₃⁻-N、NH₄⁺-N 呈显著正相关,与土壤 TP 和 C/N 呈显著负相关(表 1)。

表 1 土壤有机碳累积矿化量与理化因子间的 Person 相关性分析

Table 1 Person correlation analysis of accumulated SOC mineralization and soil physicochemical factors

	含水量	pH	有机碳	溶解性有机碳	总氮	总磷	硝态氮	铵态氮	碳氮比	深度	累积碳矿化量
含水量 SWC	1										
酸碱度 pH	-0.132	1									
有机碳 SOC	0.010	0.117	1								
溶解性有机碳 DOC	0.506 **	0.137	0.083	1							
总氮 TN	0.184 **	0.231 **	0.655 **	0.198 **	1						
总磷 TP	-0.189 **	-0.328 **	0.084	-0.274 **	-0.520 **	1					
硝态氮 NO ₃ ⁻ -N	0.175 *	0.625 **	0.247 **	0.504 **	0.654 **	-0.761 **	1				
铵态氮 NH ₄ ⁺ -N	0.227 **	0.580 **	0.518 **	0.144 *	0.671 **	-0.547 **	0.650 **	1			
碳氮比 C/N	-0.140 *	-0.157 **	-0.050	-0.149 *	-0.736 **	0.720 **	-0.656 **	-0.469 **	1		
深度 Depth	0.061	0.847 **	0.415 **	0.209 **	0.588 **	-0.566 **	0.804 **	0.882 **	-0.431 **	1	
累积碳矿化量 Accumulated mineralization	0.030	0.444 **	0.373 **	0.284 **	0.522 **	-0.472 **	0.615 **	0.599 **	-0.387 **	0.643 **	1

* $P < 0.05$, ** $P < 0.01$; SWC: Soil water content, SOC: Soil organic carbon, DOC: Dissolved organic carbon, TN: Total nitrogen, TP: Total phosphorus

2.2 土壤有机碳矿化特征

由图 2 可以看出,为期 60 d 的周期内,30%水分培养下,活动层土壤有机碳累积矿化量平均值在 0.31 (5℃)至 0.77(15℃) mg C 之间。多年冻土层土壤有机碳累积矿化量平均值在 1.10(5℃)至 1.99(15℃) mg C 之间。45%水分培养下,活动层土壤有机碳累积矿化量平均值在 0.30(5℃)至 0.89(15℃) mg C 之间。多年冻土层土壤有机碳累积矿化量平均值在 0.75(5℃)至 1.44(15℃) mg C 之间。60%水分培养下,活动层土壤有机碳累积矿化量平均值在 0.42(5℃)至 0.92(15℃) mg C 之间。多年冻土层土壤有机碳累积矿化量平均值在 0.86(5℃)至 1.58(15℃) mg C 之间。

整体来看,培养环境下温度增加有利于土壤有机碳的矿化。其对水分变化的响应比较复杂,呈现先减小(幅度较大)后增大(幅度较小)的特征。对比分析活动层和多年冻土层土壤有机碳累积矿化量,可见土壤有机碳累积矿化量在不同土壤深度上差异明显。各种处理下,有机碳矿化量的高值均出现于 360—390 cm 之间,此深度土壤为深层泥炭,低值出现在 150—180 cm 之间,此深度为多年冻土层的上界。方差分析表明温度、水分和深度及交互作用对累积矿化量影响显著($P < 0.001$)(表 2)。

表 2 土壤深度、温度、水分、及三者的交互作用对土壤有机碳累积矿化量的影响

Table 2 The effects of soil depth, temperature, moisture, and their interactions on cumulative SOC mineralization

影响因素 Influencing factors	深度 Depth	温度 Temperature	水分 Moisture	深度×温度 Depth× Temperature	深度×水分 Depth× Moisture	土壤温度× 水分 Temperature× Moisture	深度×温 度×水分 Depth× Temperature× Moisture
累积碳矿化量 Cumulative mineralization	$P < 0.001$	$P < 0.001$	$P < 0.001$	$P < 0.001$	$P < 0.001$	$P < 0.001$	$P < 0.001$

2.3 土壤有机碳矿化的温度敏感性

Q_{10} 即温度升高 10℃,土壤有机碳矿化程度随之变化的倍数。由图 3 可知,表层土壤和多年冻土层 270 cm 处的土壤具有较大的 Q_{10} 值,分别在 2.44—3.44 和 3.68—4.39 之间。而在多年冻土层的顶部,土壤有机碳

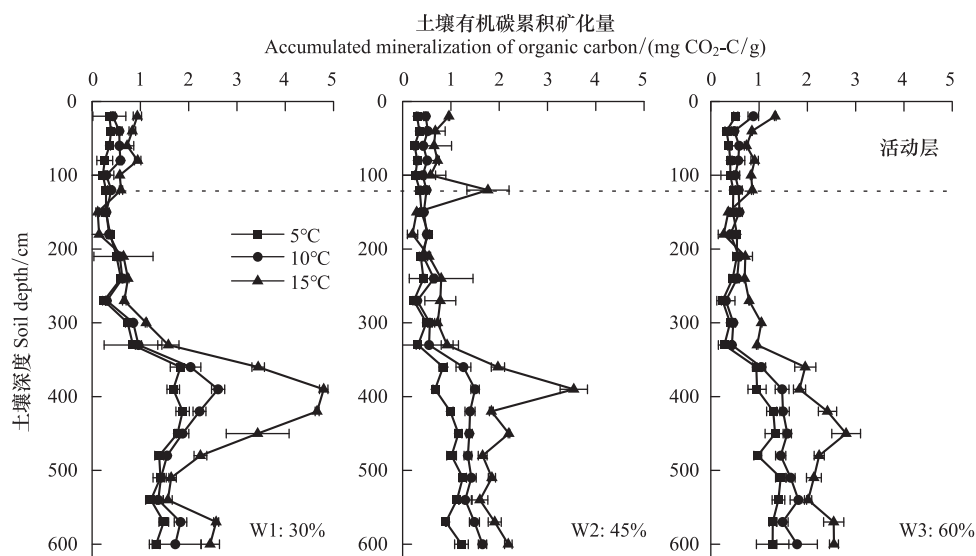


图2 60 d 培养后的土壤有机碳累积矿化量

Fig.2 Accumulated SOC mineralization after 60-days laboratory incubation experiment

矿化对增温的响应并不符合指数形式,这使得计算得到的 Q_{10} 值极低,在 0.45—0.62 之间波动。尽管土壤水分状况梯度分明,但 Q_{10} 值在各水分处理之间没有显著差异 ($P>0.05$)。具体来看,不同水分处理下,土壤 Q_{10} 值在 0.45—4.39 之间波动,多年冻土层平均值低于活动层土壤,但随着水分的增加,两者的差值由 0.85 逐渐缩小至 0.22。

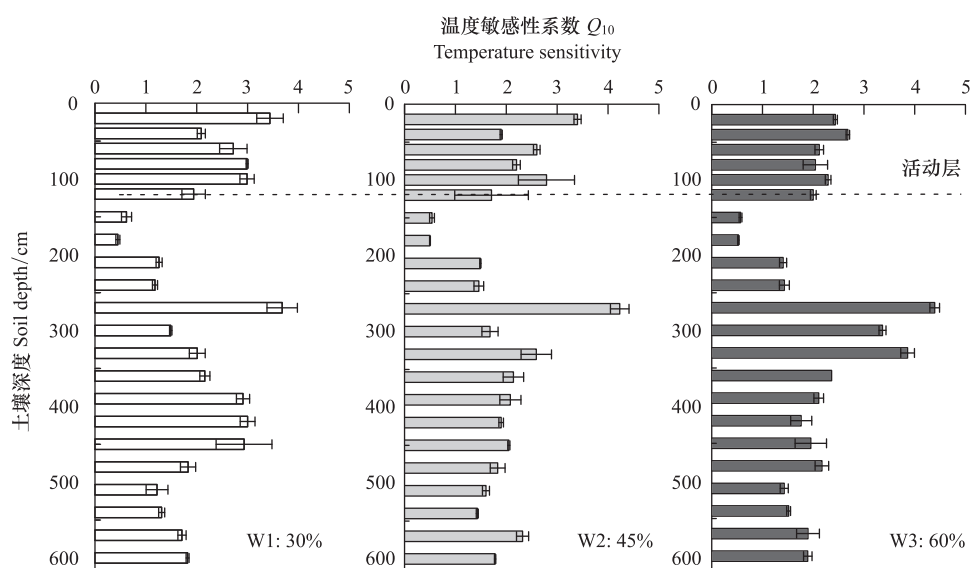


图3 不同深度土壤有机碳矿化的温度敏感性

Fig.3 Temperature sensitivity of the mineralization of SOC (Q_{10}) at different depths

3 讨论

3.1 土壤碳氮分布特征

针对浅层土壤碳循环的相关研究已经取得了坚实的基础,但多年冻土层土壤碳储量及对气候变化的响应

研究相对缺乏,将深层土壤碳周转机制与表层土壤混为一谈可能会忽略土壤性状和有机碳随土壤剖面分布的异质性^[21-22],未来气候变化背景下深层土壤碳动态的潜在响应仍需进一步探讨。多年冻土层土壤碳库对水热变化的响应是冻土退化背景下区域碳循环及碳平衡预测的较大不确定性因素^[23]。为明确土壤碳氮含量的剖面分布规律,本研究于大兴安岭连续多年冻土区钻取土柱进行测定,发现土壤碳氮含量的分布与其赋存机制有关。地表覆盖植被根茎的生长代谢、反复的冻融过程及伴生的复杂微生物活动使得活动层中 SOC 和 TN 含量随深度波动较大,而多年冻土层低温厌氧的条件使得 SOC 和 TN 较难分解,因此呈现出随深度的增加而增加的规律^[24]。

由图 1 得知,含水量随深度变化的曲线出现了三次明显的拐点。分别在 120 cm、180 cm、390 cm 深度处,这正好对应在活动层底部、多年冻土层顶部和深层泥炭层。Mu 等^[21]对祁连山东部多年冻土区土柱的研究同样发现含水量在活动层逐渐减小,到过渡层则显著增大。不同的是我们的研究中含水量变化存在第三个拐点,这是因为大兴安岭多年冻土区深层普遍存在较厚的泥炭。综上,多年冻土区土壤含水量随深度的变化与土壤性状和有机质的垂直分异有关。土壤水分状况与氧供应能力密切相关,高的含水量不利于微生物分解基质^[25-26],因此 SWC 与 DOC、 NO_3^- -N 和 NH_4^+ -N 均具显著正相关关系。

3.2 土壤理化性质对有机碳矿化的影响

土壤碳氮作为土壤有机碳矿化的底物,其含量与土壤有机碳矿化作用密切相关。但土壤水热状况与碳循环相关微生物间复杂的相互关系使得土壤各理化因子与有机碳矿化作用之间的关系仍然存在较大的不确定性。如表 2 所示,大兴安岭多年冻土区土壤有机碳累积矿化量与 SOC、DOC、TN、 NO_3^- -N 和 NH_4^+ -N 含量显著正相关,但与 C:N 显著负相关。这表明更多的基质供应有利于 CO_2 的产生,但高的 C:N 限制了有机碳的分解。由于低温抑制北方多年冻土区土壤有机质的分解,氮主要以有机形态存在或被微生物固定在冻土中,导致植物生长受氮素限制^[27]。相关研究指出外源氮输入可促进有机碳矿化^[28-29]。因此大气氮沉降以及冻土融化导致的有机质分解释放的内源氮可能会加速冻土碳氮循环。土壤 pH 与微生物群落关系密切,决定了微生物生物量的大小和活性。因研究区环境状况差异,不同学者对于土壤 pH 这一因素如何作用于土壤碳矿化持有不同的观点。与 Xiao 等^[30]对红壤的研究结果一致,本研究显示土壤 pH 与有机碳累积矿化量呈显著正相关。原因可能是土壤 pH 的升高增加了土壤有机质的可溶性,为微生物生长提供了大量基质。这有异于李顺姬等^[31]在黄土高原的研究结果,他们认为土壤矿化速率与颗粒组成之间的关系更为显著。因此,无法绝对地定量土壤 pH 与有机碳累积矿化量之间的关系。土壤中磷循环及其有效性对森林土壤碳稳定性具有重要意义^[32]。相关性分析表明大兴安岭多年冻土区土壤 TP 与 DOC 和 CO_2 呈现显著的负相关关系。张秀兰等^[33]的原位实验证实磷的存在可导致土壤活性碳的分解,增加碳库的稳定性。此外氮磷养分之间存在协同效应^[34],而且磷元素不直接参与碳的分解,因此其对土壤碳周转的影响有待进一步研究。

3.3 土壤温度、水分和深度对有机碳矿化的影响

一般认为,当土壤湿度适宜且其他因素不受限制时,土壤呼吸作用随温度的升高呈指数模式增长。本研究中,15℃ 条件下的土壤有机碳矿化量显著高于 5℃ 培养条件(图 2),与主流研究结果相符^[35-39]。土壤含水量与微生物的氧利用率及土壤气体排放途径密切相关,而碳矿化又受到诸如微生物群落等生物因素影响^[40],因此土壤水分状况对碳矿化的影响尚不明确。另外不同深度土壤持水能力的差异或是碳矿化作用与土壤水分关系复杂的原因之一。我们之前的研究表明土壤性状导致的持水差异使得两种林型土壤有机碳矿化随水分变化呈相反的趋势^[16]。与前人研究结果一致,我们发现土壤温度、水分及二者交互作用对土壤有机碳累积矿化量影响显著^[41-42]。此外,土壤深度是碳矿化的重要影响因素,大兴安岭泥炭地^[43]及青藏高原高山草甸^[23]的研究支持了这一结果。表 2 显示土壤有机碳累积矿化量、碳氮含量及深度彼此间都存在显著的相关关系,而有机质被认为是微生物活动的底物,因此可推测土壤碳氮含量随剖面的差异分布特征可能是土壤有机碳矿化量随深度变化的原因。另外土壤碳氮循环相关微生物的数量在不同土层中存在差异,这也是导致土壤有机碳矿化量随深度变化的主要原因^[44]。

3.4 土壤有机碳矿化的温度敏感性

受生态系统类型和试验方案等因素综合影响,土壤有机碳矿化的温度敏感性存在较大的时空差异,但仍被视为理解土壤碳分解响应气候变暖的有效指标。试验表明 0—6 m 土柱各土层的 Q_{10} 值变化范围为 0.45—4.93 之间。 Q_{10} 值在各水分处理间没有显著性差异 ($P>0.05$), 指示了土壤水分对碳矿化作用的影响可能通过其他因素体现^[40]。活动层中 Q_{10} 值随深度增加而逐渐减小, 平均值约为 2.46, 与同地区湿地土壤相似^[43,45]。多年冻土层中 Q_{10} 值随深度增加表现出先增后减的规律, 与黑河流域上游多年冻土区土壤有机碳矿化温度敏感性的剖面规律类似^[6]。增温对活动层底部 (120—150 cm) 和多年冻土层顶部 (150—180 cm) 土壤有机碳矿化的影响不同于其他土层, 基于指数模型的拟合系数并不理想。这可能是因为多年冻土退化背景下, 冻融作用使得活动层底部及多年冻土层顶部土壤水热条件和微生物多样性复杂。其次对应深度处土壤 SOC、DOC 含量较低 (图 1), 而土壤活性碳是微生物作用的基质, 模拟实验的高温环境促使微生物在较短时间内消耗土壤可利用性碳组分, 减少了培养后期底物的供给^[46], 因此观测到的累积矿化量较低。此外, 我们的实验观测到了较高的甲烷排放, 多年冻土区过渡层 CO_2 通量的降低或与此深度较高的 CH_4 排放有关。Jiang 等^[47] 关于大兴安岭泥炭地土壤碳排放的研究证实了这一观点。孙晓新等^[48] 指出活动层深度增加必将影响 CH_4 通量。这是由于水热的变化导致冻结在深层土壤中相对稳定的有机碳转变为易被微生物利用的有机碳, 使得产甲烷菌可利用底物增加^[49-50]。因此多年冻土区过渡层土壤有机碳矿化过程对温度增加的响应异于其他土层, 呈现随温度升高反而减弱的现象。虽然整体来看深层多年冻土中 Q_{10} 值小于活动层, 但是随着水分的增加, 两者的差值在逐渐缩小。而冻土层上限面被认为具有隔水层的作用, 未来气候持续变暖导致的冻土退化会引起冻土层的消融, 进而改变水分运移规律, 可能使得多年冻土层土壤含水量增大。这意味着如果未来气候持续变暖, 多年冻土层的融化将使得大兴安岭深层土壤有机碳分解潜力变大。

4 结论

对大兴安岭多年冻土区北部林区土壤碳氮含量随深度的分布格局及有机碳矿化对温度和水分的响应特征进行分析, 得到如下结论:

SOC、DOC、TN、 NO_3^- -N、 NH_4^+ -N 间均具有显著相关关系。在土壤剖面上, pH、SOC、DOC、TN、 NO_3^- -N、 NH_4^+ -N 含量 (平均值) 均表现为多年冻土层高于活动层。

土壤有机碳累积矿化量与 SOC、DOC、TN、 NO_3^- -N 和 NH_4^+ -N 含量呈显著正相关。温度、水分和深度及三者的交互作用对土壤碳矿化影响显著。碳氮含量及土壤性状的垂直分异使得多年冻土层土壤累积矿化量平均值显著高于活动层。

活动层 Q_{10} 平均值为 2.46, 多年冻土层顶部出极低值, 多年冻土层 Q_{10} 平均值为 1.91。虽然多年冻土层土壤有机碳分解的温度敏感性略低于活动层土壤, 但随着水分的增加, 两者的差值逐渐缩小。这说明伴随多年冻土退化出现的土壤水热变化将使得大兴安岭深层土壤有机碳分解潜力增强。

参考文献 (References):

- [1] Tarnocai C, Canadell J G, Schuur E A G, Kuhry P, Mazhitova G, Zimov S. Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. *Global Biogeochemical Cycles*, 2009, 23(2): GB2023.
- [2] 李述训, 南卓铜, 赵林. 冻融作用对地气系统能量交换的影响分析. *冰川冻土*, 2002, 24(5): 506-511.
- [3] 罗栋梁, 金会军, 何瑞霞, 杨思忠. 黄河源区植被对活动层温度和水分的响应. *地球科学——中国地质大学学报*, 2014, 39(4): 421-430.
- [4] Schuur E A G, Vogel J G, Crummer K G, Lee H, Sickman J O, Osterkamp T E. The effect of permafrost thaw on old carbon release and net carbon exchange from tundra. *Nature*, 2009, 459(7246): 556-559.
- [5] Schaefer K, Zhang T J, Bruhwiler L, Barrett A P. Amount and timing of permafrost carbon release in response to climate warming. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 2011, 63(2): 168-180.
- [6] Mu C, Zhang T, Zhang X, Cao B, Peng X. Sensitivity of soil organic matter decomposition to temperature at different depths in permafrost regions on the northern Qinghai-Tibet Plateau. *European Journal of Soil Science*, 2016, 67(6): 773-781.

- [7] Hicks Pries C E, Schuur E A G, Natali S M, Crummer K G. Old soil carbon losses increase with ecosystem respiration in experimentally thawed tundra. *Nature Climate Change*, 2016, 6(2): 214-218.
- [8] Song C C, Wang X W, Miao Y Q, Wang J Y, Mao R, Song Y Y. Effects of permafrost thaw on carbon emissions under aerobic and anaerobic environments in the Great Hing'an Mountains, China. *Science of the Total Environment*, 2014, 487: 604-610.
- [9] Chen L Y, Liang J Y, Qin S Q, Liu L, Fang K, Xu Y P, Ding J Z, Li F, Luo Y Q, Yang Y H. Determinants of carbon release from the active layer and permafrost deposits on the Tibetan Plateau. *Nature Communications*, 2016, 7(1): 13046.
- [10] Tveit A, Schwacke R, Svenning M M, Urich T. Organic carbon transformations in high-Arctic peat soils: key functions and microorganisms. *The ISME Journal*, 2013, 7(2): 299-311.
- [11] Voigt C, Lamprecht R E, Marushchak M E, Lind S E, Novakovskiy A, Aurela M, Martikainen P J, Biasi C. Warming of subarctic tundra increases emissions of all three important greenhouse gases-carbon dioxide, methane, and nitrous oxide. *Global Change Biology*, 2017, 23(8): 3121-3138.
- [12] 周幼吾, 郭东信, 邱国庆, 程国栋, 李树德. 中国冻土. 北京: 科学出版社, 2000.
- [13] Jin H J, Yu Q H, Lü L Z, Guo D X, He R X, Yu S P, Sun G Y, Li Y W. Degradation of permafrost in the Xing'anling Mountains, northeastern China. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2007, 18(3): 245-258.
- [14] Wu X W, Zang S Y, Ma D L, Ren J H, Chen Q, Dong X F. Emissions of CO₂, CH₄, and N₂O fluxes from forest soil in permafrost region of Daxing'an Mountains, Northeast China. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 2019, 16(16): 2999.
- [15] 董星丰. 大兴安岭多年冻土区森林土壤温度及有机碳矿化研究[D]. 哈尔滨: 哈尔滨师范大学, 2020.
- [16] 董星丰, 陈强, 臧淑英, 赵光影, 刘超, 吴祥文. 温度和水分对大兴安岭多年冻土区森林土壤有机碳矿化的影响. *环境科学学报*, 2019, 39(12): 4269-4275.
- [17] Lang M, Cai Z C, Chang S X. Effects of land use type and incubation temperature on greenhouse gas emissions from Chinese and Canadian soils. *Journal of Soils and Sediments*, 2011, 11(1): 15-24.
- [18] Cai Y J, Wang X D, Ding W X, Tian L L, Zhao H, Lu X Y. Potential short-term effects of yak and Tibetan sheep dung on greenhouse gas emissions in two alpine grassland soils under laboratory conditions. *Biology and Fertility of Soils*, 2013, 49(8): 1215-1226.
- [19] Kirschbaum M U F. The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage. *Soil Biology and Biochemistry*, 1995, 27(6): 753-760.
- [20] Mikan C J, Schimel J P, Doyle A P. Temperature controls of microbial respiration in arctic tundra soils above and below freezing. *Soil Biology and Biochemistry*, 2002, 34(11): 1785-1795.
- [21] Mu C C, Zhang T J, Wu Q B, Cao B, Zhang X K, Peng X Q, Wan X D, Zheng L, Wang Q F, Cheng G D. Carbon and nitrogen properties of permafrost over the Eboiling Mountain in the upper reach of Heihe River basin, northwestern China. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 2015, 47(2): 203-211.
- [22] 葛序娟, 潘剑君, 尹正宇, 邬建红, 周志文, 王恒钦, 于东升. 不同土层水稻土培养条件下有机碳矿化规律研究. *土壤通报*, 2015, 46(3): 570-577.
- [23] Mu C C, Li L L, Wu X D, Zhang F, Jia L, Zhao Q, Zhang T J. Greenhouse gas released from the deep permafrost in the northern Qinghai-Tibetan Plateau. *Scientific Reports*, 2018, 8(1): 4205.
- [24] Ping C L, Jastrow J D, Jorgenson M T, Michaelson G J, Shur Y L. Permafrost soils and carbon cycling. *Soil*, 2015, 1(1): 147-171.
- [25] Davidson E C A, Belk E, Boone R D. Soil water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. *Global Change Biology*, 1998, 4(2): 217-227.
- [26] Hansen A A, Herbert R A, Mikkelsen K, Jensen L L, Kristoffersen T, Tiedje J M, Lomstein B A, Finster K W. Viability, diversity and composition of the bacterial community in a high Arctic permafrost soil from Spitsbergen, Northern Norway. *Environmental Microbiology*, 2007, 9(11): 2870-2884.
- [27] Meyer N, Welp G, Rodionov A, Borchard N, Martius C, Amelung W. Nitrogen and phosphorus supply controls soil organic carbon mineralization in tropical topsoil and subsoil. *Soil Biology and Biochemistry*, 2018, 119: 152-161.
- [28] 刘德燕, 宋长春, 王丽, 王丽丽, 李英臣. 外源氮输入对湿地土壤有机碳矿化及可溶性有机碳的影响. *环境科学*, 2008, 29(12): 3525-3530.
- [29] Currey P M, Johnson D, Sheppard L J, Leith I D, Toberman H, Van Der Wal R, Dawson L A, Artz R R E. Turnover of labile and recalcitrant soil carbon differ in response to nitrate and ammonium deposition in an ombrotrophic peatland. *Global Change Biology*, 2010, 16(8): 2307-2321.
- [30] Xiao D, Huang Y, Feng S Z, Ge Y H, Zhang W, He X Y, Wang K L. Soil organic carbon mineralization with fresh organic substrate and inorganic carbon additions in a red soil is controlled by fungal diversity along a pH gradient. *Geoderma*, 2018, 321: 79-89.
- [31] 李顺姬, 邱莉萍, 张兴昌. 黄土高原土壤有机碳矿化及其与土壤理化性质的关系. *生态学报*, 2010, 30(5): 1217-1226.

- [32] Marklein A R, Houlton B Z. Nitrogen inputs accelerate phosphorus cycling rates across a wide variety of terrestrial ecosystems. *New Phytologist*, 2012, 193(3): 696-704.
- [33] 张秀兰, 王方超, 方向民, 何平, 张宇飞, 陈伏生, 王辉民. 亚热带杉木林土壤有机碳及其活性组分对氮磷添加的响应. *应用生态学报*, 2017, 28(2): 449-455.
- [34] Elser J J, Bracken M E S, Cleland E E, Gruner D S, Harpole W S, Hillebrand H, Ngai J T, Seabloom E W, Shurin J B, Smith J E. Global analysis of nitrogen and phosphorus limitation of primary producers in freshwater, marine and terrestrial ecosystems. *Ecology Letters*, 2007, 10(12): 1135-1142.
- [35] Qi Y, Xu M. Separating the effects of moisture and temperature on soil CO₂ efflux in a coniferous forest in the Sierra Nevada mountains. *Plant and Soil*, 2001, 237(1): 15-23.
- [36] Liu H, Zhao P, Lu P, Wang Y S, Lin Y B, Rao X Q. Greenhouse gas fluxes from soils of different land-use types in a hilly area of South China. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 2008, 124(1/2): 125-135.
- [37] 王宪伟, 李秀珍, 吕久俊, 孙菊, 李宗梅, 吴志丰. 温度对大兴安岭北坡多年冻土湿地泥炭有机碳矿化的影响. *第四纪研究*, 2010, 30(3): 591-597.
- [38] 王丹, 吕瑜良, 徐丽, 张洪轩, 王若梦, 何念鹏. 水分和温度对若尔盖湿地和草甸土壤碳矿化的影响. *生态学报*, 2013, 33(20): 6436-6443.
- [39] 袁瑱, 周志勇, 赵洪涛, 史佳伟, 张欢. 太岳山森林土壤有机碳矿化随温度、湿度和培养时间的变化特征. *应用与环境生物学报*, 2019, 25(5): 1021-1029.
- [40] Sierra C A, Malghani S, Loescher H W. Interactions among temperature, moisture, and oxygen concentrations in controlling decomposition rates in a boreal forest soil. *Biogeosciences*, 2017, 14(3): 703-710.
- [41] Turetsky M R. Decomposition and organic matter quality in continental peatlands: the ghost of permafrost past. *Ecosystems*, 2004, 7(7): 740-750.
- [42] 杨继松, 刘景双, 孙丽娜. 温度、水分对湿地土壤有机碳矿化的影响. *生态学杂志*, 2008, 27(1): 38-42.
- [43] Wang X W, Li X Z, Hu Y M, Lv J J, Sun J, Li Z M, Wu Z F. Effect of temperature and moisture on soil organic carbon mineralization of predominantly permafrost peatland in the Great Hing'an Mountains, northeastern China. *Journal of Environmental Sciences*, 2010, 22(7): 1057-1066.
- [44] 张慧敏, Anders P, Samuel F, Bo E, 贾仲君. 北极冻土区活跃层与永冻层土壤微生物组的空间分异. *微生物学报*, 2017, 57(6): 839-855.
- [45] Wang J Y, Song C C, Zhang J, Wang L L, Zhu X Y, Shi F X. Temperature sensitivity of soil carbon mineralization and nitrous oxide emission in different ecosystems along a mountain wetland-forest ecotone in the continuous permafrost of Northeast China. *CATENA*, 2014, 121: 110-118.
- [46] Song Y Y, Song C C, Hou A X, Ren J S, Wang X W, Cui Q, Wang M Q. Effects of temperature and root additions on soil carbon and nitrogen mineralization in a predominantly permafrost peatland. *CATENA*, 2018, 165: 381-389.
- [47] Jiang L, Song Y Y, Sun L, Song C C, Wang X W, Ma X Y, Liu C, Gao J L. Effects of warming on carbon emission and microbial abundances across different soil depths of a peatland in the permafrost region under anaerobic condition. *Applied Soil Ecology*, 2020, 156: 103712.
- [48] 孙晓新, 宋长春, 王宪伟, 毛瑢, 郭跃东, 路永正. 多年冻土退化对湿地甲烷排放的影响研究进展. *生态学报*, 2011, 31(18): 5379-5386.
- [49] Zimov S A, Voropaev Y V, Semiletov I P, Davidov S P, Prosiannikov S F, Chapin III F S, Chapin M C, Trumbore S, Tyler S. North Siberian lakes: a methane source fueled by Pleistocene carbon. *Science*, 1997, 277(5327): 800-802.
- [50] Walter K M, Zimov S A, Chanton J P, Verbyla D, Chapin III F S. Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming. *Nature*, 2006, 443(7107): 71-75.