

文章编号: 1000-0240(2007)02-0217-09

土地利用变化对高寒草甸土壤有机质更新的影响

陶贞^{1,2}, 沈承德², 高全洲¹, 孙彦敏²,
易惟熙², 李英年³

(1. 中山大学 地理科学与规划学院, 广东 广州 510275; 2. 中国科学院 广州地球化学研究所, 广东 广州 510640;
3. 中国科学院 西北高原生物研究所, 青海 西宁 810001)

摘要: 对青藏高原海北站区的自然土壤和扰动土壤进行高分辨率采样, 测定土壤根系、有机碳及其¹⁴C含量; 用¹⁴C示踪技术探讨土地利用变化对高寒草甸土壤有机质更新的影响。研究表明, 土地利用变化对高寒草甸土壤碳循环影响显著。耕作活动导致扰动土壤有机碳储量比自然土壤增加29.35%; 扰动土壤剖面10~50 cm深土壤有机质的¹⁴C含量相对富集; 自然土壤大多数有机碳储存在土壤表层, 更新时间<50 a, 同一深度扰动土壤有机碳储量显著少, 更新时间长(171~294 a); 自然土壤10 cm以下有机碳主要为更新时间>1 000 a的稳定碳所控制, 扰动土壤的相应值出现在40 cm以下; 自然土壤有机质更新产生的CO₂通量为114 gC·m⁻²·a⁻¹, 扰动土壤为48.7 gC·m⁻²·a⁻¹。

关键词: 土地利用变化; 高寒草甸; 土壤有机质更新; CO₂通量; 全球变化

中图分类号: S158.1 **文献标识码:** A

0 引言

土地利用变化是导致大气CO₂浓度逐年增加的主要人为因素之一^[1]。土壤碳库是陆地生态系统中最大的碳库, 其大小的任何变化都将显著影响大气CO₂浓度和全球碳平衡^[2-3]。土地利用变化对土壤碳库的改变主要是通过影响土壤微生物活动、加速或减缓生物量转化为土壤有机质(soil organic matters, SOM)及SOM的分解等过程来实现的。目前, 研究土地利用变化对土壤碳动力学的影响所得出的结论不尽一致^[4-8]。研究土地利用变化导致的土壤碳库容和更新时间的量变是理解土壤-大气间碳交换的先决条件^[4], 有助于探讨减少人为碳排放、增加土壤碳贮存、延长土壤碳的驻留时间等问题。青藏高原是全球变化的敏感区, 高寒草甸是高原的主要生态系统之一。已有对高寒草甸土壤碳动力学的研究限于年内土壤CO₂的动态变化^[9-10], 长时间尺度土壤-大气的CO₂交换研究尚属空白。随着我国西部经济的发展, 现状土地利用格局将会发

生变化, 认识土地利用变化对高寒草甸生态系统土壤-大气碳交换的影响意义重大。

本文选择青藏高原东北隅的中国科学院海北高寒草甸生态系统定位研究站(简称海北站, 下同)内的自然矮嵩草草甸土壤和人工种植的燕麦草土壤进行高分辨率采样, 测定土壤根系、有机碳及其¹⁴C含量, 并用¹⁴C示踪技术探讨土地利用变化对高寒草甸土壤CO₂释放过程的改变, 为青藏高原区域碳收支平衡研究和生态环境建设及预测提供基础数据。

1 研究区概况

海北站位于青藏高原的东北隅, 祁连山东段冷龙岭南麓, 大通河河谷西北部。地理位置为37°29'~37°45' N, 101°12'~101°33' E。站区地势开阔, 多滩地和低丘, 海拔3 200~3 600 m。植被为高寒草甸和灌丛, 土壤属寒冻锥形土, 母质为洪积-冲积物、坡积残积物及古冰水沉积物。土壤基本保持自然状态。属以自然放牧为主的纯牧区。研究区现

收稿日期: 2006-10-20; 修订日期: 2006-11-06

基金项目: 国家自然科学基金项目(40231015; 40473002; 40471120); 广东省自然科学基金项目(06300102)资助

作者简介: 陶贞(1965—), 女, 河南沁阳人, 讲师, 2005年在中国科学院广州地球化学研究所获博士学位, 主要从事土壤碳循环及全球变化研究。E-mail: taozhen@mail.sysu.edu.cn

表 1 研究区现状^[11-12]Table 1 Physical environmental characteristics of the studied area^[11-12]

草甸类型	建群种	年降雨/mm	年均温/ /	相对无霜期/d	地上生物量 /(kg·m ⁻² ·a ⁻¹)	利用状况
矮蒿草甸	矮蒿草	580	-1.7	20	0.35(干)	冬春季轻度自由放牧
燕麦草地	燕麦	580	-1.7	20	2.31(鲜)	割草

状见表 1.

2 材料与方法

2.1 样品采集

我们于 2003 年 7 月在海北站区选择距离相近、海拔基本相同(37°37' N, 101°19' E, 海拔 3 220 m)的高寒矮蒿草(*Kobresia humilis*)草甸草毡寒冻锥形土(自然土壤)和人工种植的燕麦草(*Arrhenatherum elatius*)土壤(1978 年以前是自然矮蒿草草甸, 1978 年开始种植优良牧草燕麦, 每年春季翻耕 20~30 cm 深, 5 月下旬播种, 追施尿素、牛羊粪, 9 月中旬收割)进行采样, 采取高分辨率垂直连续采样法, 采样深度为 1 m, 0~30 cm 采样间隔为 2 cm, 30~60 cm 采样间隔为 5 cm, 60~80 cm 采样间隔为 10 cm, 80~100 cm 采样间隔为 20 cm. 每个剖面共采集样品 24 个, 每个样品重量 1.5~2 kg.

2.2 测定方法

2.2.1 土壤有机质的¹⁴C测定

将自然风干的土壤样品经过系列处理, 最后合成液体苯. 样品放置 30 d 左右, 待半衰期较短的放射性氡衰变完毕, 将苯放入 WALLAC 1220 Quantulus™ 超低本底液体闪烁计数谱仪中精确测量¹⁴C的放射性. ¹⁴C数据用 ¹⁴C表示, ¹⁴C的定义为:

$$^{14}\text{C} = (A_{\text{SN}}/A_{\text{abs}} \times 1/1) \times 1000\% \quad (1)$$

式中: A_{SN} 是经同位素分馏效应校正后样品的放射性比度; A_{abs} 是绝对国际现代碳标准的放射性比度 [等于国际现代碳标准 (NBS 草酸标准, SRM - 4990) 1950 年的¹⁴C放射性比度的 95%, 相对于 PDB, $^{13}\text{C} = -19\% \text{‰}$]^[13]. ¹⁴C数据的分析精度为 1%.

2.2.2 用 SOM 的¹⁴C值估算土壤 CO₂ 通量

活植物通过光合作用与大气交换¹⁴C, 因此与同时期大气有大约相同的¹⁴C丰度. 植物死亡后, 就不再从大气吸收¹⁴C, 而已有的¹⁴C原子因放射性

衰变而减少. 因此, SOM 的¹⁴C含量可作为“时钟”来测量 SOM 的驻留时间(t), 估算土壤释放的 CO₂ 通量.

早在 1960 年代末¹⁴C测年法就应用于土壤腐殖质研究^[14], 碳同位素作为研究土壤碳循环的理想示踪剂始于 1970 年代末^[15], 之后得以广泛应用. ¹⁴C示踪技术可以在不同时间尺度上研究土壤碳动力学, 尤其是大气核试验产生的¹⁴C(“核爆¹⁴C”)是研究 SOM 更新的有效示踪剂^[2,15-17]. 1954—1962 年期间, 大气核试验产生了大量的¹⁴C. 1962 年禁止大气核试验谈判后不久, 北半球¹⁴CO₂浓度是自然平衡值的 2 倍左右, ¹⁴C值大约为 1000‰. 之后由于海洋和陆地生物圈的吸收以及化石燃料燃烧释放的不含¹⁴C的 CO₂的稀释, 大气¹⁴C稳定地减少^[18-19]. 但是目前仍高于大气核试验前^[20].

SOM 的¹⁴C含量受控于大气¹⁴C的加入、SOM 分解释放¹⁴C和¹⁴C的自然衰变. 受大气“核爆¹⁴C”的影响, 土壤剖面上部的¹⁴C值 > 0, 无法直接用¹⁴C测定年龄. 利用 Cherkinsky *et al.*^[21]提出的数学模型, 计算受大气“核爆¹⁴C”影响的 SOM 的分解速率, 该模型的数学表达式为:

$$A(t) = A(t-1) - (m + \lambda) \cdot A(t-1) + mA_0(t) \quad (2)$$

$$A(1955)/A_{\text{abs}} = m/\lambda + \lambda \quad (3)$$

式中: $A(t)$ 为 t 年 SOM 的¹⁴C放射性比度; $A(t-1)$ 为 $t-1$ 年 SOM 的¹⁴C放射性比度; $A_0(t)$ 为 t 年大气¹⁴C的放射性比度; $m(\text{a}^{-1})$ 为 SOM 的分解速率; $\lambda(\text{a}^{-1})$ 为¹⁴C的衰变常数, $\lambda = 1/8267$; A_{abs} 是绝对国际现代碳标准放射性比度; $A(1955)$ 为 1955 年 SOM 的¹⁴C放射性比度.

考虑到当年植物吸收的大气¹⁴C不可能当年加入到土壤中, 根据野外对地表凋落物的观察和室内对根系组成的分析, 考虑研究地区的自然环境特征, 假设其推迟 1 a, 本文实际计算时, 式(2)中的 $A_0(t)$ 改为 $A_0(t-1)$.

根据 Levin *et al.* [20] 的大气 CO₂ 的 ¹⁴C 值, 推出 1977 年以来大气 ¹⁴C 含量的变化方程:

$$y = 354.03 \exp^{-0.0614(t-1976)} \quad (4)$$

($R^2 = 0.9958, n = 21$)

式中: y 是大气中 t 年 (> 1977 年) 的 ¹⁴C 值 (%). 根据式 (4) 计算出 1997 年以来的大气 ¹⁴C 量. 然后根据 ¹⁴C 和 pM 的定义, 求出 t 年的大气 ¹⁴C 放射性比度 (pMC).

采用迭代法计算出采样前一年 (2002 年) SOM 的 ¹⁴C 放射性比度. 首先赋予 m 值, 用式 (3) 计算出 $A(1955)$, 再将 m 值和 $A(1955)$ 代入式 (2), 变换 m 值, 直到计算的 $A(2002)$ 近似于实测值 (计算精度为 $0.00002 \cdot a^{-1}$), m 值即为所求. 用这种方法可以计算出土壤有机质的更新时间 (t), 等于 $1/m$ (a) [22].

当样品的 ¹⁴C 值 < 0, 即仪器可直接算出其所在层位的表观年龄时, “核爆” ¹⁴C 的影响可忽略不计. 这些土壤层可认为是处于相对稳定状态. 根据式 (3) 和 ¹⁴C 的定义 [13], 这些土壤层的有机质更新速率 (m) 可按式 (5) 计算 [22-23]:

$$m = - \ln(1 + 1000 / \text{pMC}) \quad (5)$$

式中: (a^{-1}) 是 ¹⁴C 的衰变常数, $\lambda = 1/8267$.

土壤剖面单层土壤有机质更新过程中产生的 CO₂ 量根据下式计算:

$$P_i = \rho \times h \times C \times m \quad (6)$$

式中: P_i 为单层土壤 CO₂ 产量 ($gC \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$); $i = 1, 2, 3, \dots, 24$; h 为单层土壤厚度 (cm); ρ 为土壤容重 ($g \cdot cm^{-3}$), 由于土壤容重随深度变化较大, 计算时 0~20 cm, ρ 为 $0.72 g \cdot cm^{-3}$; 20~40 cm, ρ 为 $0.94 g \cdot cm^{-3}$ [24], 40~100 cm, ρ 为 $1.06 g \cdot cm^{-3}$ [25]; C 为土壤有机碳含量 (%); m 为土壤有机质分解速率 (a^{-1}).

2.2.3 土壤有机碳的测定

用电子天平 (AB104-N, Produced by Mettler-Toledo Group, $d=0.0001 g$) 称取风干的土壤样品 (大约 10~200 mg), 加 10% 的稀盐酸充分反应, 除去碳酸盐; 用蒸馏水反复洗涤样品至中性; 烘干 (温度 80 °C); 加入适量氧化铜 (CuO) 和银丝, 在真空条件下燃烧 15 min (温度 800 °C), 根据产生的 CO₂ 量计算出样品中 C 的百分含量 [4-5]. 分析误差为 0.77%~2.51%. 根据土壤层的厚度 h (m) 和土壤容重 ($g \cdot cm^{-3}$), 用下式计算出每一层的土壤有机碳储量 TOC ($kg \cdot hm^{-2}$) [5]:

$$TOC = C \times h \times \rho \times 10^4 \quad (7)$$

式中: C 为样品中碳的百分含量 (%); h 为土壤层的厚度 (m); ρ 是土壤容重 ($g \cdot cm^{-3}$).

2.2.4 土壤根系量的测定

采用 1 mm 的筛子滤去可见植物根系, 通过清水洗净 烘干 (80 °C) 称重得出根系含量 [26], 没有进一步分出当年根和往年根.

上述实验均在中国科学院广州地球化学研究所 ¹⁴C 实验室完成.

3 结果与讨论

3.1 土地利用变化对有机碳储量的影响

温带地区的天然草原生态系统具有大量的含纤维根系, 可能是全球碳平衡预算中的重要碳汇 [27-31]. 海北站矮嵩草草甸根系生物量约为地上生物量的 3 倍 [32], 而且自然土壤剖面 (简称 ASC I 剖面, 下同) 的根生物量主要分布在表层 (0~10 cm), 大约占整个剖面根系总量的 64.4%, 10 cm 以下根系量显著减少; 扰动土壤剖面 (简称 YMC 剖面, 下同) 表层根系量较少, 仅占剖面根系总量的 38.3%, 且随深度增加缓慢减少 (图 1). YMC 土壤根系量的这种变化趋势与其他研究结果一致 [4]. 这是由浅根系的矮嵩草转变为较深根系的燕麦草所致. ASC I 剖面根系生物量为 $22145.8 kg \cdot hm^{-2}$, YMC 剖面为 $15726.3 kg \cdot hm^{-2}$, 减少 29%.

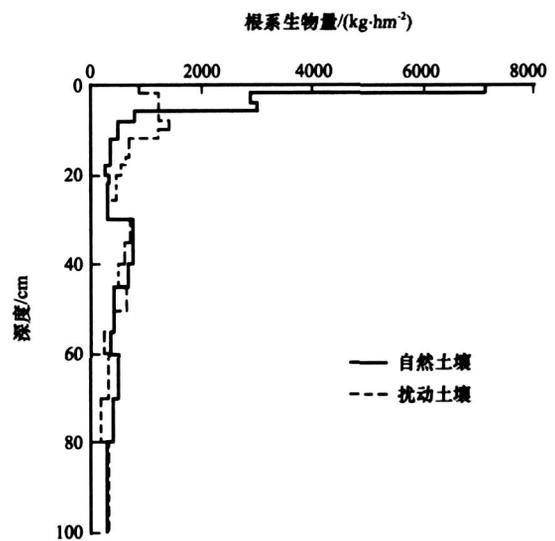


图 1 自然土壤和扰动土壤根系生物量的深度分布
Fig. 1 Roots biomass changing with depth in the disturbed and undisturbed soils

比较 YMC 土壤和 ASC I 土壤的有机碳储量, ASC I 剖面有机碳储量为 $16.06 \times 10^4 \text{ kgC} \cdot \text{hm}^{-2}$, YMC 剖面为 $22.73 \times 10^4 \text{ kgC} \cdot \text{hm}^{-2}$, 前者明显比后者小 29.35%。YMC 土壤和 ASC I 土壤的有机碳深度分布亦不同, YMC 土壤表层 (0~10 cm) 有机碳 (SOC) 储量比 ASC I 土壤的相应值小 25.24% (图 2)。但是 10~30 cm 深, YMC 剖面的 SOC 储量却大于 ASC I 剖面的相应值。这一结论与根系生物量的深度分布特征一致, 亦与李月梅等^[33] 的相关研究结果 (0~10 cm 的 SOC 含量小于 10~20 cm) 一致。燕麦草土壤表层 SOC 含量较低是由于耕作活动导致土壤表层积累的枯枝落叶和根系减少, 土壤升温快, 湿度小, 通气条件得以改善, 致使 SOM 的分解速率加快, 且 SOM 向深处迁移。表层以下根系生物量较多, SOC 分解缓慢, 翻埋的地表凋落物、根茬和未分解牛羊粪等共同作用使得 10~30 cm 深土壤层的生物量输入增多, 致使扰动土壤的有机碳含量大于自然土壤。假设在 1978 年 (土地利用方式转换的时间), YMC 土壤与现在的 ASC I 土壤有同样多的 SOC 储量, 耕作活动导致 YMC 土壤的 SOC 增加量大约是 $6.67 \times 10^4 \text{ kgC} \cdot \text{hm}^{-2}$ 。这一结论与热带、温带地区土地利用变化 (森林转化为草地、次生灌木、果园等) 导致土壤有机碳 (SOC) 显著减少^[4, 7] 不一致。可能是青藏高原高寒的地理环境和植被类型变化 (从浅根系的矮蒿草草甸转化为深根系的燕麦草, 使得植物 C 被输入到较深的土层, 不利于有机碳分解) 以及埋藏追施的牛羊粪等因素共同作用所致。

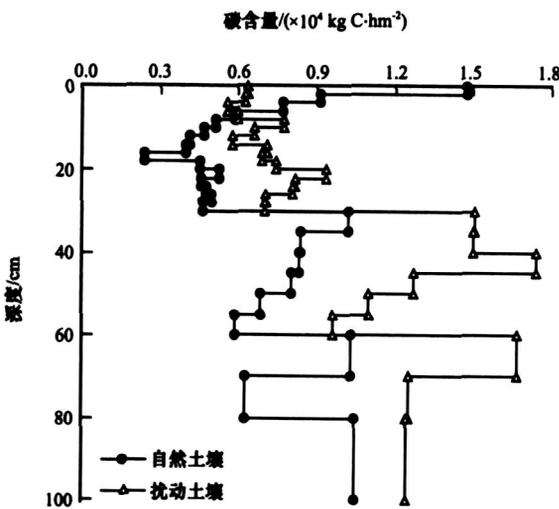


图 2 自然土壤和扰动土壤碳量的比较
Fig. 2 Carbon inventories in the disturbed and undisturbed soils

扰动土壤与自然土壤在根系生物量和 SOC 储量及其垂直分布特征方面的差异是人工种植、管理的结果。由于土壤表层积累的枯枝落叶影响土壤温度和湿度, 从而影响枯枝落叶和 SOM 的分解速率以及 C 和其它营养物质的循环^[34]。扰动土壤每年春季翻耕, 前一年的 YMC 地表凋落物和根茬遭到物理性破碎并被埋在 10 cm 以下, 造成扰动土壤地表碎片减少, 10 cm 以下土壤层的生物量输入增多; 同时改变了地表土壤的水肥和通气条件, 土壤升温快, 提高了 YMC 碎片的分解速率, 有利于地上植物碳和营养物进入土壤形成 SOC。这与放牧可以提高地表植物的破碎和碎片的分解速率并转化为土壤 C^[35-36] 的机制类似。另外牛羊粪被埋藏在土壤中, 一则为燕麦草生长提供养分, 多余的因埋藏而降低其分解速率被保存在土壤中, 贡献于 SOC。

3.2 土地利用变化对土壤有机质更新的影响

土壤 ¹⁴C 含量是碳输入速率及有机质更新变化的结果。¹⁴C < 0, 表示碳在土壤中驻留了足够长的时间, 能够反映宇宙成因的 ¹⁴C 的衰变; ¹⁴C > 0 指示土壤中有大量的“核爆”¹⁴C^[2]。

比较 ASC I 剖面 and YMC 剖面土壤的 ¹⁴C 含量随深度的变化 (图 3), 0~10 cm, YMC 剖面土壤有机质的 ¹⁴C 值明显小于 ASC I 剖面的相应值, “核爆”¹⁴C 甚微; 10~50 cm, 扰动土壤的 ¹⁴C 相对富集; ¹⁴C 值增大; 50 cm 以下, 二者差异不明显。这是由于耕作活动导致燕麦草土壤表层通透性提高, 湿度降低, 微生物分解活动加强, 年轻碳输入较少且分解较快以及较深层土壤碳上翻的“老碳稀释效应”, 使燕麦草土壤表层出现贫 ¹⁴C; 10~50 cm,

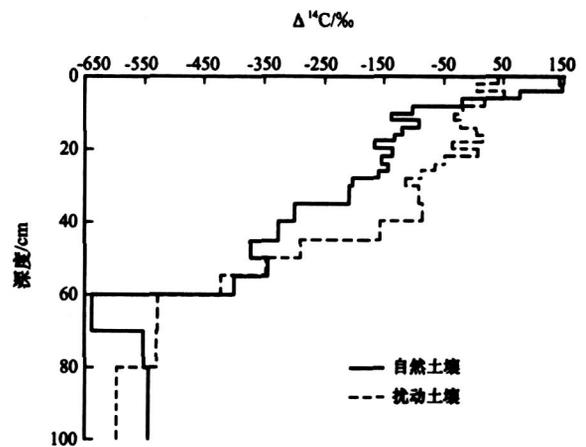


图 3 自然草原土壤和扰动土壤的 ¹⁴C 含量
Fig. 3 ¹⁴C content of organic matter in the disturbed and undisturbed soils

表 2 自然土壤和扰动土壤有机质的更新时间

Table 2 Turnover time of organic matter in the disturbed and undisturbed soils

编号	实验室编号	深度/cm	更新时间/a	编号	实验室编号	深度/cm	更新时间/a
ASC1	GC-04-138	0~2	47	YMC1	GC-04-63	0~2	171
ASC2	GC-04-137	2~4	45	YMC2	GC-04-62	2~4	294
ASC3	GC-04-136	4~6	102	YMC3	GC-04-61	4~6	147
ASC4	GC-04-135	6~8	167	YMC4	GC-04-60	6~8	235
ASC5	GC-04-134	8~10	898	YMC5	GC-04-59	8~10	129
ASC6	GC-04-133	10~12	1275	YMC6	GC-04-58	10~12	272
ASC7	GC-04-132	12~14	791	YMC7	GC-04-57	12~14	181
ASC8	GC-04-131	14~16	1081	YMC8	GC-04-56	14~16	295
ASC9	GC-04-130	16~18	1209	YMC9	GC-04-55	16~18	247
ASC10	GC-04-129	18~20	1602	YMC10	GC-04-54	18~20	300
ASC11	GC-04-128	20~22	1256	YMC11	GC-04-53	20~22	278
ASC12	GC-03-127	22~24	1465	YMC12	GC-04-52	22~24	418
ASC13	GC-03-126	24~26	1319	YMC13	GC-04-51	24~26	561
ASC14	GC-03-125	26~28	1517	YMC14	GC-04-50	26~28	784
ASC15	GC-03-124	28~30	2031	YMC15	GC-04-49	28~30	1060
ASC16	GC-04-123	30~35	2102	YMC16	GC-04-48	30~35	854
ASC17	GC-04-122	35~40	3400	YMC17	GC-04-47	35~40	772
ASC18	GC-04-121	40~45	3866	YMC18	GC-04-46	40~45	1526
ASC19	GC-04-120	45~50	4759	YMC19	GC-04-45	45~50	3339
ASC20	GC-04-119	50~55	4191	YMC20	GC-04-44	50~55	4421
ASC21	GC-04-118	55~60	5319	YMC21	GC-04-43	55~60	6050
ASC22	GC-04-117	60~70	14155	YMC22	GC-04-42	60~70	9231
ASC23	GC-04-97	70~80	9860	YMC23	GC-04-41	70~80	9290
ASC24	GC-04-96	80~100	9527	YMC24	GC-04-40	80~100	12221

扰动土壤相对富集¹⁴C,一方面是由于这一深度燕麦草土壤中根系较多,碳输入量增加,另一方面是由于表层的年轻碳以溶解或颗粒碳的形式向下运移的结果^[4]。自然土壤和扰动土壤的¹⁴C含量的深度分布与北美洲加利福尼亚中部内华达山脉西坡自然草原土壤和扰动土壤的¹⁴C含量随深度的变化趋势相似^[4]。

SOM是由不同更新时间的组份组成的复杂系统。在土壤碳循环研究中根据有机质的更新时间一般把SOC库分为“快循环”碳库和“稳定”碳库^[37]或者“活动”碳库和“稳定”碳库^[4]。研究区自然土壤表层(0~4 cm)有机碳更新较快,更新时间<50 a(表2);10 cm以下土壤有机碳主要由更新时间>1000 a的土壤有机碳库所控制。浅层SOC的更新时间较短意味着浅层SOC库比较活跃,对土壤系统外

的变化(例如土地利用变化、环境的变化)有显著响应。扰动土壤(0~4 cm)更新时间为171~294 a,40 cm以下SOC更新时间增加到数千年。可见由于耕作活动造成的活动SOC从表层优先分解、老碳混合以及碳的垂直输入加深等耦合作用,导致扰动土壤上部缺失活动碳库,“稳定”碳库上限深度下降。

3.3 土壤有机质分解产生的CO₂通量

自然土壤和扰动土壤有机质分解产生的CO₂量及其随深度的变化不同,而且同一土壤深度CO₂产量占整个剖面土壤有机质分解产生的CO₂通量的比例存在显著差异(图4)。土壤表层0~10 cm,ASC1剖面的CO₂产量随深度显著减少,且占整个剖面土壤有机质分解产生的CO₂量的77.46%;YMC剖面的CO₂产量随深度呈波动式变化,且仅占整个剖面土壤有机质分解产生的CO₂量的

36.48%。10~60 cm, ASC I 剖面占 18.92%, YMC 剖面却占 59.89%。可以得出,自然土壤的表层 SOM 更新产生的 CO₂ 量是整个土壤剖面 SOM 更新产生的 CO₂ 量的主要贡献者,扰动土壤剖面的 CO₂ 产量随深度分布变化缓慢。这与 0~10 cm ASC I 剖面根系含量和 SOM 分解速率均明显大于 YMC 剖面,而 10~60 cm 深度 YMC 剖面各层 SOM 分解速率、有机碳含量和根系含量均高于 ASC I 剖面的相应值一致。

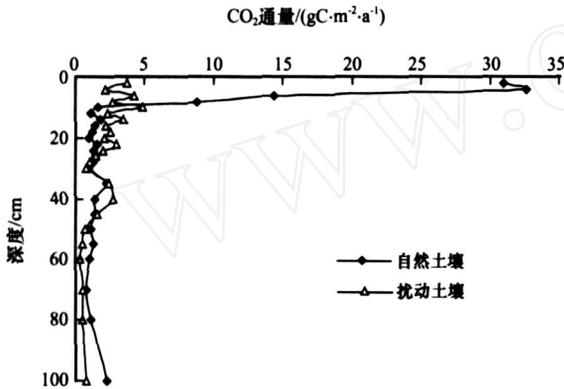


图 4 自然土壤和扰动土壤 CO₂ 通量随深度的变化

Fig. 4 Soil CO₂ flux changing with depth in the disturbed and undisturbed soils

土壤有机质更新产生的 CO₂ 通量 (F), 即整个剖面中所有单层土壤有机质更新过程中产生的 CO₂ 量的总和。自然土壤和扰动土壤的 F 分别为 114 gC·m⁻²·a⁻¹ 和 48.7 gC·m⁻²·a⁻¹, 前者是后者的 2 倍多。这是由于 YMC 土壤有机质分解速率较低, 特别是表层土壤的有机质分解速率成倍地小于 ASC I 土壤的相应值所致。土壤有机质的分解速率除了与植被类型有关外, 主要受土壤的温度、湿度条件制约。然而在温度相似条件下, SOM 的分解速率随土壤水分含量的增加而增加, 直到最适宜的土壤水分为止, 然后又随土壤水分含量的增加而减少^[38]。野外观察发现, ASC I 土壤 0~20 cm 整层土壤湿度年平均为 28%^[12], 可搓成土条、土球, 而 YMC 土壤湿度较小, 表层松散, 向下有小硬块。

在草原生态系统向大气释放的 CO₂ 中, 草原土壤呼吸量平均占其总呼吸量的 70%~88%, 是整个草原群落向大气释放 CO₂ 的主要贡献者^[39]。土壤呼吸是指土壤中产生 CO₂ 的所有代谢过程, 包括土壤微生物呼吸(有机质的微生物分解)、根系呼吸和土壤动物的呼吸等生物过程以及含碳矿物质化学

氧化的非生物过程^[40-41]。其中, 根呼吸对土壤 CO₂ 通量的贡献大约为 30%~70%^[41-42] 或者 29%^[43]。

全球尺度上, 土壤 CO₂ 通量与年平均气温和年平均降水量正相关^[41]。研究地区年平均气温 (-1.7 °C) 和降水量 (580 mm) 均低于东北森林生态系统所在地的相应值(分别是 2.7 °C 和 600~800 mm)^[43], 且植物生长期仅有 5 个月(5~9 月), 非生长期长达 7 个月, 土壤冻结时间较长^[44], 据此可以认为研究地区土壤根系呼吸的贡献率应小于 29%。如果研究地区土壤根系呼吸的平均贡献率以 29% 计算, 假设土壤呼吸完全由根系呼吸和土壤有机质分解的异养呼吸组成, 则可以估算出自然土壤的 CO₂ 通量为 160.56 gC·m⁻²·a⁻¹, 小于曹广民等^[10]的研究结果(663 gC·m⁻²·a⁻¹), 扰动土壤为 68.5 gC·m⁻²·a⁻¹。研究区自然土壤的 CO₂ 通量明显高于西藏班戈县高寒草原生态系统(90.01° E, 31.23° N, 海拔 4 800 m) 土壤 CO₂ 的排放量(51.13 gC·m⁻²·a⁻¹)^[45], 显著低于内蒙古典型草原土壤 CO₂ 通量为 390~866 gC·m⁻²·a⁻¹^[39]。可见, 本文对自然土壤和扰动土壤 CO₂ 通量的计算结果是比较合理的。

4 结论

综上所述, 在青藏高原高寒气候条件下, 耕作活动导致 10 cm 以下 C 输入量增加, 使扰动土壤的 SOC 储量(22.73 ×10⁴ kgC·hm⁻²) 比自然土壤的相应值(16.06 ×10⁴ kgC·hm⁻²) 高 29.35%。人类活动导致扰动土壤上部(0~10 cm) 有机质的 ¹⁴C 含量明显小于天然土壤的相应值, 随深度增加(10~50 cm), 扰动土壤 ¹⁴C 相对富集, 是耕作活动导致碳垂直输入的结果。

土地利用变化对高寒草甸土壤有机质更新的影响显著, 尤其是更新时间较短的浅层 SOC 对土地利用变化的响应更为敏感。自然土壤大多数 SOC 储存在表层 0~10 cm, 更新时间 < 50 a, 由于耕作活动造成的年轻 SOC 分解较快和较深层土壤碳上翻导致的“老碳稀释效应”, 使同一深度扰动土壤有机质的更新时间明显增加(171~294 a), 自然土壤 10 cm 以下 SOC 主要由更新时间 > 1 000 a 的稳定碳库所控制, 扰动土壤的相应值出现在 40 cm 以下。

自然土壤有机质更新产生的 CO₂ 通量为 114 gC·m⁻²·a⁻¹, 扰动土壤为 48.7 gC·m⁻²·a⁻¹。

a^{-1} , 前者是后者的 2 倍多。自然土壤表层有机质更新产生的 CO_2 量是整个土壤剖面 CO_2 通量的主要贡献者, 扰动土壤剖面的 CO_2 产量随深度分布变化比较缓慢。

牛羊粪是高寒草甸生态系统有机碳的一种储存形式, 耕种活动追施牛粪, 既作为一种自然肥料可为人工草的生长提供养料, 由于耕种埋藏又可降低牛羊粪有机质的氧化分解; 既增加了高寒草甸 SOC 的储量, 又减少了高寒草甸生态系统向大气排放的 CO_2 量。

在青藏高原高寒气候条件下, 合理的土地利用变化有利于 SOC 的积累和储存, 减少土壤碳排放, 这一现象产生的机制有待进一步研究。

参考文献(References):

- [1] Watson R T, Noble I R, Bolin B, *et al.* Special Report on Land Use, Land-use Change and Forestry [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2000.
- [2] Trumbore S, Chadwick O A, Amundson R. Rapid exchange between soil carbon and atmospheric carbon dioxide driven by temperature change [J]. *Science*, 1996, **272**: 393 - 396.
- [3] Jenkinson D S, Adams D E, Wild, A. Model estimates of CO_2 emissions from soil in response to global warming [J]. *Nature*, 1991, **351**: 304 - 306.
- [4] Wang Y, Ronald A, Trumbore S E. The impact of land use change on C turnover in soils [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1999, **13**(1): 47 - 57.
- [5] Veldkamp E. Organic carbon turnover in three tropical soils under pasture after deforestation [J]. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1994, **58**: 175 - 180.
- [6] Douwe van Dam, Edzo Veldkamp, Nico van Breemen. Soil organic carbon dynamics: variability with depth in forested and deforested soils under pasture in Costa Rica [J]. *Biogeochemistry*, 1997, **39**: 343 - 375.
- [7] Paul E A, Follett R F, Leavitt S W, *et al.* Radiocarbon dating for determination of soil organic matter pool sizes and dynamics [J]. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1997, **61**: 1058 - 1067.
- [8] Johnson D W. Effects of forest management on soil carbon storage [J]. *Water Air Soil Pollut.*, 1992, **64**: 83 - 120.
- [9] Zhang Jinxia, Cao Guangmin, Zhou Dangwei, *et al.* Diel and seasonal changes of carbon dioxide emission from mollic - cryic cambisols on degraded grassland [J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2001, **38**(1): 32 - 39. [张金霞, 曹广民, 周党卫, 等. 退化草地暗沃寒冻维形土 CO_2 释放的日变化和季节动态 [J]. *土壤学报*, 2001, **38**(1): 32 - 39.]
- [10] Cao Guangmin, Li Yingnian, Zhang Jinxia, *et al.* Values of carbon dioxide emission from different land - use patterns of alpine meadow [J]. *Environmental Science*, 2001, **22**(6): 14 - 19. [曹广民, 李英年, 张金霞, 等. 高寒草甸不同土地利用格局土壤 CO_2 的释放量 [J]. *环境科学*, 2001, **22**(6): 14 - 19.]
- [11] Zhang Yaosheng, Zhou Xingmin, Wang Qiji. A preliminary analysis of production performance of Oat (*Avena sativa*) at alpine meadow pasture [J]. *Acta Agrestia Sinica*, 1998, **16**(2): 115 - 123. [张耀生, 周兴民, 王启基. 高寒牧区燕麦生产性能的初步分析 [J]. *草地学报*, 1998, **16**(2): 115 - 123.]
- [12] Li Yingnian, Wang Xueqin, Gu Song, *et al.* Integrated monitoring of alpine vegetation types and its primary production [J]. *Acta Geographica Sinica*, 2004, **59**(1): 40 - 48. [李英年, 王勤学, 古松, 等. 高寒植被类型及其植物生产力的监测 [J]. *地理学报*, 2004, **59**(1): 40 - 48.]
- [13] Stuiver M, Polach H. Reporting of ^{14}C data [J]. *Radiocarbon*, 1977, **19**: 355 - 363.
- [14] Campbell C A, Paul E A, Rennie D A, *et al.* Applicability of the carbon $\delta^{13}C$ dating method of analysis to soil humus studies [J]. *Soil Science*, 1967, **104**: 217 - 224.
- [15] O'Brien B J, Stout J D. Movement and turnover of soil organic matter as indicated by carbon isotope measurements [J]. *Soil Biology & Biochemistry*, 1978, **10**: 309 - 317.
- [16] Harrison K, Broecker W, Bonani G. The effect of changing land use on soil radiocarbon [J]. *Science*, 1993, **262**: 725 - 726.
- [17] Hsieh Y P. Radiocarbon signatures of turnover rates in active soil organic carbon pools [J]. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1993, **57**: 1020 - 1022.
- [18] Levin I, Kromer B, Schoch-Fischer H, *et al.* 25 years of tropospheric ^{14}C observations in central Europe [J]. *Radiocarbon*, 1985, **27**: 1 - 19.
- [19] Manning M R, Melhuish W H. Atmospheric ^{14}C record from Wellington [C] // Trends: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U. S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U. S. A., 1994.
- [20] Levin I, Kromer B. Twenty years of atmospheric $^{14}CO_2$ observations at Schauinsland Station, Germany [J]. *Radiocarbon*, 1997, **39**(2): 205 - 218.
- [21] Cherkinsky A E, Brovkin V A. Dynamics of radiocarbon in soils [J]. *Radiocarbon*, 1993, **35**(3): 363 - 367.
- [22] Trumbore S E. Comparison of carbon dynamics in tropical and temperate soils using radiocarbon measurements [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1993, **7**(2): 275 - 290.
- [23] Chen Q Q, Shen C D, Sun Y M. *et al.* Organic matter turnover rates and CO_2 flux from organic matter decomposition of mountain soil profiles in the subtropical area, south China [J]. *Catena*, 2002, **49**: 217 - 229.
- [24] Cao Guangmin, Li Yingnian, Bao Xinkui. Water retention property of the Cryic Cambisols in the Alpine meadow area [J]. *Soils*, 1998, (1): 27 - 30. [曹广民, 李英年, 鲍新奎. 高寒地区寒冻维形土的持水特性 [J]. *土壤*, 1998, (1): 27 - 30.]
- [25] Wang Genxu, Cheng Guodong, Shen Yongping. Soil organic carbon pool of grasslands on the Tibetan Plateau and its global implication [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2002, **24**(6): 693 - 700. [王根绪, 程国栋, 沈永平. 青藏高原草地土壤有机碳库及其全球意义 [J]. *冰川冻土*, 2002, **24**(6): 693 - 700.]
- [26] Frank A B. carbon dioxide fluxes over a grazed prairie and seeded pasture in the Northern Great Plains [J]. *Environmental Pollution*, 2002, **116**: 397 - 403.
- [27] Rastetter E B, McKane R B, Shaver, G R. Changes in C storage by terrestrial ecosystems: how C - N interactions restrict responses to CO_2 and temperature [J]. *Water Air and Soil*

- Pollut. , 1992, **64**: 327 - 344.
- [28] Gifford R M. The global carbon cycle: a viewpoint on the missing sink [J]. Australian Journal of Plant Physiology, 1994, **21**: 1 - 15.
- [29] Schimel D S. Terrestrial ecosystems and the carbon cycle [J]. Global Change Biol. , 1995, **1**: 77 - 91.
- [30] Keeling C D, Chin J F S, Whorf T P. Increased activity of northern vegetation inferred from atmospheric CO₂ measurements [J]. Nature, 1996, **382**: 146 - 149.
- [31] Fan S, Gloor M, Mahlman J, *et al.* A large terrestrial carbon sink in North America implied by atmospheric and oceanic carbon dioxide data and models [J]. Science, 1998, **282**: 442 - 446.
- [32] Yang Futun, Sha Qu, Zhang Songlin. Primary production of alpine shrub and meadow in Haibei Station, Qinghai Plateau [M]// Xia Wuping. Alpine Meadow Ecosystem. Lanzhou: Gansu People's Press, 1982:44 - 50. [杨福囤, 沙渠, 张松林. 青海高原海北高寒灌丛和高寒草甸初级生产量[M]//夏武平. 高寒草甸生态系统. 兰州: 甘肃人民出版社, 1982: 44 - 50.]
- [33] Li Yuemei, Wang Yuesi, Cao Guangmin, *et al.* Preliminary research of effect of cultivation on soil organic carbon in alpine meadow[J]. Progress in Geography, 2005, **24**(6): 59 - 66. [李月梅, 王跃思, 曹广民, 等. 开垦对高寒草甸土壤有机碳影响的初步研究[J]. 地理科学进展, 2005, **24**(6): 59 - 66.]
- [34] Reeder J D, Franks C D, Milchunas D G. Root biomass and microbial processes [C]// Follett RF, Kimble J M, Lal R. The Potential of US Grazing Lands to Sequester Carbon and Mitigate the Greenhouse Effect [C]. Boca Raton FL : Lewis Publishers, 2001: 139 - 166.
- [35] Naeth M A, Bailey A W, Pluth D J, *et al.* Grazing impacts on litter and soil organic matter in mixed prairie and fescue grassland ecosystems of Alberta [J]. Journal of Range Management, 1991, **44**(1): 7 - 12.
- [36] Shariff A R, Biondini M E, Grygiel C E. Grazing intensity effects on litter decomposition and soil nitrogen mineralization [J]. Journal of Range Management, 1994, **47**: 444 - 449.
- [37] Trumbore S E. Potential responses of soil organic carbon to global environmental change [J]. Proceedings of the National Academy Science, 1997, **94**: 8284 - 8291.
- [38] Wang Y, Amundson R, Niu X F. Seasonal and altitudinal variation in decomposition of soil organic matter inferred from radiocarbon measurements of soil CO₂ flux [J]. Global Biogeochemical Cycles, 2000, **14**: 199 - 211.
- [39] Wang G C, Du R, Kong Q X, *et al.* Experimental study on soil respiration of temperate grassland in China [J]. Chinese Science Bulletin, 2004, **49** (6): 642 - 646.
- [40] Raich J W, Potter C S. Global patterns of carbon dioxide emissions from soils [J]. Global Biogeochemical Cycles, 1995, **9** (1): 23 - 26.
- [41] Raich J W, Schlesinger W H. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate [J]. Tellus, 1992, **44B**(2): 81 - 99.
- [42] Schlesinger W H. Carbon balance in terrestrial detritus [J]. Annual Review of Ecology and Systematics, 1977, **8**: 51 - 81.
- [43] Yang Jinyan, Wang Cuankuan. Soil carbon storage and flux of temperate forest ecosystems in northeastern China [J]. Acta Ecologica Sinica, 2005, **25**(11): 2875 - 2882. [杨金艳, 王传宽. 东北东部森林生态系统土壤碳贮量和碳通量[J]. 生态学报, 2005, **25**(11): 2875 - 2882.]
- [44] Li Yingnian, Guan Dingguo, Zhao Liang, *et al.* Seasonal frozen soil and its effect on vegetation production in Haibei alpine meadow [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2005, **27** (3): 311 - 319. [李英年, 关定国, 赵亮, 等. 海北高寒草甸的季节冻土及在植被生产力形成过程中的作用[J]. 冰川冻土, 2005, **27**(3): 311 - 319.]
- [45] Zhang X Z, Shi P L, Liu Y F, *et al.* Experimental study on soil CO₂ emission in the alpine grassland ecosystem on Tibetan Plateau [J]. Science in China (Series D - Earth Sciences), 2005, **48**(Suppl.): 218 - 224.

The Impact of Land Use Change on Soil Organic Matter Turnover of Alpine Meadow in the Tibetan Plateau

TAO Zhen^{1,2}, SHEN Cheng-de², GAO Quan-zhou¹, SUN Yan-min²,
YI Wei-xi², LI Ying-nian³

(1. School of Geography and Planning, Zhongshan University, Guangzhou Guangdong 510275, China; 2. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou Guangdong 510640, China; 3. Northwest Plateau Institute of Biology, Chinese Academy of Sciences, Xining Qinghai 810001, China)

Abstract: High-resolution sampling, measurements of root contents, organic carbon contents and ¹⁴C contents, and ¹⁴C tracing of the selected disturbed and undisturbed soils in the Haibei Prefecture were made, in order to investigate the effects of land use change on soil organic matter turnover of alpine meadow in the Tibetan Plateau. The results demonstrated that land use change has significant impact on soil C cycle. The increase in soil organic carbon storage is about 29.35 % for the disturbed soil after 25-year cultivation; the ¹⁴C contents of organic matter in the upper soil horizons of the disturbed soil are lower than those of the undisturbed counterparts. However, organic matter in subsoil horizons (from 10 to 50 cm) is

relatively enriched in ¹⁴C in the disturbed soil. In the undisturbed soil, most of the organic carbon in the surface is resident in "active" C pool with a turnover time of less than 50 years. In the disturbed soil, turnover time significantly increases (to 171 - 294 a), as compared to its undisturbed counterparts. At deeper depths (below 10 cm in the undisturbed soil, and below 40 cm in the disturbed soil), the organic carbon is dominated by passive C pool with a turnover time greater than 1000 years. The CO₂ flux due to organic matter turnover of the soil is 48.7 gC · m⁻² · a⁻¹ for the disturbed soil and 114 gC · m⁻² · a⁻¹ for the undisturbed soil.

Key words: land use change; alpine meadow; turnover of soil organic matter; CO₂ flux; globe change