

子午岭森林灰褐土保护有机碳的能力 及各密度组分生化特征

王刚 王春燕 王文颖 王启基*

(兰州大学生命科学学院, 兰州 730000; 中国科学院西北高原生物研究所, 西宁 810008; 青海师范大学生命科学系, 西宁 810008; 兰州大学学报编辑部, 兰州 730000. * 联系人, E-mail: wangqj0906@yahoo.com.cn)

摘要 物理保护是稳定土壤有机碳的主要方式之一, 为了理解在全球气候变化和碳循环中土壤作为碳汇(或碳源)所起的作用并正确管理土壤, 首先应该知道特定的土壤中有多少有机碳是被物理保护的. 通过密度分组和超声波技术将每个土样分为3个组分: 自由轻组、闭合组分和重组, 并分别分析每个组分的有机碳含量、碳水化合物含量和顽固性碳含量. 结果表明: () 整个土壤剖面上, 重组中的有机碳占明显优势, 自由轻组次之, 闭合组分中有机碳的分布最少, 说明土壤中大部分有机碳是受物理保护的. 随土壤深度增加, 自由轻组有机碳由 25.27% 下降为 3.72%, 而重组有机碳由 72.57% 上升为 95.39%, 闭合组分有机碳为 2.16% ~ 0.89%. () 从顽固性指数看, 轻组碳和重组碳的顽固性是相似的, 甚至在土壤表层以下, 轻组碳的顽固性比重组碳的顽固性高, 说明轻组并非像经常定义的那样是最新鲜或很少被分解的组分, 并且在表层 10 cm 以下, 受物理保护的有机质, 其有机质质量也相对较高.

关键词 子午岭 灰褐土 有机碳 物理保护 密度分组

为评价现行政策, 如植树造林或改变农业耕作措施在补偿大气 CO₂ 浓度升高中发挥的作用, 土壤积累和稳定有机碳的能力近些年受到极大关注. 大多研究表明, 北半球中高纬度陆地生态系统(主要是森林生态系统)起着大气 CO₂ 汇的作用^[1~3], 然而时间序列研究表明, 从长远看土壤稳定有机碳的能力实际上要比我们假设的要低得多^[4], 我们并不清楚土壤的这种能力(作为碳汇的能力)可以维持多久, 或者说特定的土壤中可以保护多少有机碳.

要理解在全球气候变化和碳循环中土壤作为碳汇(或碳源)所起的作用并正确管理土壤, 我们首先应理解土壤有机碳为什么会变得稳定. 土壤中有机碳的稳定主要通过3种方式实现: () 化学过程, 如与 Ca²⁺, Fe³⁺ 离子形成沉淀; () 生化顽固, 由于底物内在分子结构的原因, 微生物很难分解的有机组分, 即顽固性有机碳 (recalcitrant OC); () 物理保护, 使有机碳与土壤颗粒尤其是与黏粒和粉粒形成复合体, 使微生物较难接触到有机碳, 即底物和分解者之间建立物理屏障^[5]. 物理保护是稳定土壤有机碳的主要途径之一. 虽然许多研究表明, 物理保护程度和生化顽固程度之间是相关的^[6~8], 但同时也应注意到这2种稳定有机碳的方式间存在本质的差别, 即土壤中积累的顽固性有机碳的数量没有明显的上界, 但特

定的土壤中处于物理保护的有机碳的数量应该是有限的, 因为物理保护依赖于能形成有机-无机复合体或微团聚体的矿质颗粒(细粉粒, 黏粒)的数量, 而特定的土壤中, 这些颗粒的数量是有限的. 这样就提出了一个问题: 在一个特定的土壤中有多少有机碳处于物理保护中? 这个问题也只是在近些年才被提出^[9].

土壤密度分组就是通过物理方法将土壤分为自由轻组 (free light fraction, free-LF)、闭合组分 (occluded fraction, occluded-LF) 和重组 (heavy fraction, HF), 自由轻组有机碳是土壤中未束缚到土壤颗粒或仅黏到次级有机-无机复合体(即团聚体)外的有机碳, 而闭合轻组有机碳是陷于次级复合体中受物理保护的有机碳, 但它仍属于未复合有机碳组分, 它们二者的区别是基于试验的, 自由轻组是尽可能少得分散土壤, 使团聚体保持完整时提取的, 而闭合组分是在团聚体充分分散后分离的轻组分. 重组则是有机碳因结合的矿质颗粒多且牢固而比重较大的组分^[5].

以前的论文多涉及全土样的生化特征, 但现在有关土壤物理组分(密度或大小分组)生化特征方面的研究日渐增多, ¹³C-NMR^[10]和热解法^[11]是进行此类研究常用的方法, 但这2种方法都比较复杂且费用昂贵, 因此不适合用在样品量较大的生态研究中. 另

外也可以用经典的腐殖质分组法来研究土壤物理组分的生化特征, 但该方法太费时间, 所以很少有人用这种方法. 最近, Leavitt 等人^[12]和 Rovira 及 Vallejo^[13]通过简单的酸水解法研究土壤物理分组的各组分中顽固性有机碳的数量, 将各组分没水解的有机碳视为顽固性有机碳, 用顽固性指数(RI_C)作为有机质质量高低的指标, 使这个棘手的问题得以解决.

本研究中, 我们首先用密度分组法将有机碳分为自由轻组、闭合组分和重组 3 大类, 然后再用酸水解法定量各个组分中活性和顽固性碳的大小. 通过上述方法, 我们预研究以下几个问题: () 各组分中有机碳的分布格局是怎样的? () 各组分的物理保护程度和生化顽固性之间的关系, 随土壤深度增加, 有机碳物理保护能力和生化顽固性如何变化?

1 材料与方 法

() 研究区概况. 研究区设在子午岭北部甘肃合水县连家砭林场, 地处北纬 35°03'~36°37', 东经 108°10'~109°08', 属黄土高原丘陵沟壑区. 平均海拔约 1500 m, 年平均气温为 7.4 ℃, 年降水量 587.6 mm^[14]. 土壤以石灰性褐土为主, 皆发育于原生或次生黄土, 黄土厚度一般为 50~100 m, 黄土层下覆盖的红土厚约 80~100 m^[15,16], 褐土又名森林灰褐土, 其成土过程主要是黏化过程和碳酸盐淋溶淀积过程. 典型的灰褐土坡面具有腐殖质层, 黏化层, 钙积层和母质层^[17], 土壤颗粒组成以粉粒为主(63.44%), 黏粒次之(25.39%), 沙粒最少(9.76%)¹⁾. 该地区气候顶级植被为辽东栎林, 近 50 多年来, 子午岭的人工林面积不断增长, 现有人工油松林 5.3 万多公顷, 占已保存人工林面积的 81%. 油松林中油松(*Pinus tabulaeformis*)为优势树种, 伴生的其他树种还有辽东栎(*Quercus liaotungensis*), 山杨(*Populus davidiana*), 下木层出现的典型植物种有虎榛子(*Ostryopsis davidiana*), 灰栒子(*Cotoneaster acutifolia*), 多花胡枝子(*Lespedeza floribunda*)等.

() 取样. 2003 年 7 月, 选择处于阴坡、林龄为 10~33 年的油松人工林中的 12 个土壤剖面, 将土壤层上面的有机层除去, 分别于剖面 0~10, 10~20, 20~40, 40~60 及 60~80 cm 取样, 总共 60 个土样. 将各土样风干, 过 2 mm 筛, 混匀后备用.

() 有机碳分组. 按照 Golchin 等人^[10]和 Roscoe 等人^[18]的方法, 依物理保护程度不同, 将有机碳分成 3 类: 没有保护的(没经过超声波提取的自由轻组)、闭合的(经超声波后提取的轻组)和保护的(经超声波后保留的重组). 分级程序如下: (1) 称取过 2 mm 筛的风干土样 20 g, 放入 200 mL 的离心试管中, 加入比重为 1.8 g/mL 的 NaI 溶液 100 mL, 将试管用手摇动(避免强烈振荡), 然后将试管静置过夜. 将悬浮物离心(3500 r/min, 15 min)后收回(抽吸方式), 再将抽吸的悬浮液倒入装有尼龙滤纸(0.45 μm)的漏斗中抽气过滤, 将滤纸上的物质先用 100 mL 的 CaCl₂(0.01 mol/L)洗涤, 再用至少 200 mL 蒸馏水洗涤后, 将滤纸上的物质水洗到提前称重的 50 mL 烧杯中. 之后, 再向离心管加 100 mL 比重为 1.8 g/mL 的 NaI 溶液, 重复上述过程, 将 2 次的提取物混合, 静置 24 h, 在 60 ℃ 烘 72 h 后称重, 该组分即为自由轻组(Free-LF). (2) 将 100 mL NaI(1.8 g/mL)加入离心试管的剩余物中, 充分振荡, 然后用 KQ-250D 型超声波分散仪在 100 W 条件下分散 15 min, 静置 4 h 后离心, 离心和过滤均按上面描述的那样重复 2 遍, 收回的组分即为闭合组分(Occluded-LF). (3) 在试管中的剩余物中加 100 mL 蒸馏水, 振荡 20 min, 在 4000 r/min 条件下离心 20 min, 弃去上清液, 重复洗涤 3 次, 60 ℃ 下烘至恒重后称重, 该组分即为重组(HF). 各组分研细后过 60 目筛, 在元素分析仪上(Vario EL)测定各组分的总有机碳含量.

() 自由轻组和重组有机质的生化特征. 按照 Rovira 和 Vallejo^[13]的酸水解法, 定量分析自由轻组和重组中有机质的质量. 由于分组实验中获得闭合组分很少, 故未对该组分做进一步的分析. 实验流程如下: 将研细的土样 500(重组)或 50 mg(轻组)放入可离心的硬质试管中, 加入 2.5 mol/L H₂SO₄ 20 mL, 摇匀除去土壤中的碳酸盐, 然后加盖, 放入 100 ℃ 的沸水浴中 30 min, 取出后稍冷却即离心, 离心后吸出水解液, 再加入 20 mL 蒸馏水, 混匀后离心, 洗液加到水解液中, 这部分水解液即为活性库 (Labile Pool, LP). 试管中没水解的剩余物 60 ℃ 烘干, 加 13 mol/L H₂SO₄ 2 mL, 振荡过夜, 然后加水稀释该酸到 1 mol/L, 在 100 ℃ 的沸水浴中放置 3 h, 依上述

1) 武天云. 黄土高原和北美大平原主要农业土壤的有机碳性质和动态对比研究. 兰州大学博士论文, 2003. 50, 116~120

方法收回水解液,这部分水解液即为活性库(Labile Pool, LP)。之后,将试管中剩余的土样转移到提前称重的坩埚中,60℃下烘干至恒重,这部分即为顽固性组分(recalcitrant fraction)。该组分被研磨后在Vario EL元素分析仪上测定有机碳浓度,并通过下式计算顽固性碳指数(recalcitrant index, RI_C)^[13]。

$$RI_C = (\text{顽固性碳含量} / \text{总有机碳含量}) \times 100.$$

用酚-硫酸法^[19,20]测定LP和LP的总碳水化合物含量,LP+LP为该组分的总碳水化合物含量,为获得碳水化合物-碳含量,我们以葡萄糖的重量/C=2.5为标准^[13],本研究中碳水化合物含量即碳水化合物-碳含量。为了避免Fe³⁺的干扰^[21],水解液先用无水Na₂CO₃中和,再通过离心沉淀氧化铁。

() 统计分析。用方差分析(ANOVA, LSD)比较各层间差异显著性;通过t检验比较各参数在自由轻组和重组间的差异显著性;通过线性方程拟合各组分有机碳含量与全土有机碳含量之间的关系。以上分析均在SPSS 11.0统计软件上完成的。

2 结果

2.1 土壤有机碳在各组分中的分布

从子午岭森林灰褐土有机碳在各组分的分布可知,各层中均为重组有机碳占优势(尤其在深层土壤中优势显著),自由轻组次之,闭合组分中有机碳的分布最少(表1)。从土壤深度分布可知,由表层向下,自由轻组的重要性迅速下降,重组的重要性逐渐增大,闭合组分重要性变化不明显。随土壤深度增加,自由轻组有机碳占全土总有机碳的比例由25.27%下降为3.72%,而重组有机碳占全土总有机碳的比例由72.57%上升为95.39%,闭合组分有机碳占全土总有机碳的比例大约为0.89%~2.16%。

表1 各组分中有机碳的分布格局^{a)}

深度/cm	自由轻组/%	闭合组分/%	重组/%
0~10	25.27 (10.11)	2.16 (0.83)	72.57 (10.45)
10~20	20.16 (6.28)	1.96 (0.84)	75.38 (11.58)
20~40	10.44 (4.96)	2.06 (1.51)	87.50 (5.48)
40~60	6.12 (2.72)	1.42 (0.75)	92.46 (2.81)
60~80	3.72 (1.80)	0.89 (0.40)	95.39 (1.76)

a) 各组分有机碳占全土总有机碳的比例,数据是12个样的平均值,括号中的值为标准差

2.2 各组分中有机碳的积累

总体而言,各层中总有机碳积累时,组分中有机碳的数量也随之增加,即总有机碳与这些组分中有

机碳数量呈显著正相关(图1)。但有些组分,数据分散导致两者之间缺乏相关性。

在0~10 cm层,自由轻组、重组中有机碳与总有机碳之间均为极显著正相关,闭合组分碳与总有机碳之间呈显著正相关,说明0~10 cm层总有机碳的积累受到各组分中碳积累的影响。另外,该层中自由轻组碳与总有机碳间拟合曲线斜率最大且相关系数最高,说明在0~10 cm层自由轻组碳增加对总有机碳积累的贡献尤为突出。10~20 cm层,自由轻组碳、重组碳与总有机碳之间为极显著正相关,且两条拟合直线的斜率相似(统一纵坐标后),说明10~20 cm层中轻组碳增加对总有机碳积累的贡献与重组相当。另外,闭合组分碳与总有机碳间相关性不显著($P > 0.05$)。20~40 cm层自由轻组碳与总有机碳呈正相关,重组碳与总有机碳呈极显著正相关,闭合组分与总有机碳无显著相关性。40~60与60~80 cm层变化趋势相同,即仅重组碳与总有机碳呈极显著相关,而自由轻组碳、闭合组分碳与总有机碳之间无相关性。说明该层土壤中总有机碳的积累仅受重组碳数量的影响,轻组和闭合组分碳对总有机碳的影响很小。

总之,在子午岭森林灰褐土,重组碳对土壤总有机碳的积累有相当重要的作用,且这种作用在深层土中表现得更为显著。自由轻组碳的积累对表层总有机碳的作用也很显著,或者说在表层,自由轻组碳的增加是总有机碳净积累的主要来源之一,但随着土壤层深度增加,这种作用就显得微不足道了。闭合组分除在0~10 cm层与总有机碳的积累有关外,在其余各层两者之间缺乏相关性,说明进入闭合组分的有机碳具很高的随机性。

2.3 各组分的生化特征

从每克组分中总碳水化合物含量看,每克自由轻组中总碳水化合物含量显著高于每克重组中总碳水化合物含量,且这种趋势在整个土壤剖面中是一样的(表2)。

如果从每克组分有机碳中总碳水化合物所占的比例(即%碳水化合物)看,轻组中总碳水化合物约占轻组有机碳的11.21%~22.75%,而重组中总碳水化合物约占重组有机碳的10.95%~18.07%(表2)。除0~10 cm层轻组中%碳水化合物显著高于重组中%碳水化合物,其他各层两者间差异不显著。

总之,如果按每克组分中的总碳水化合物量而

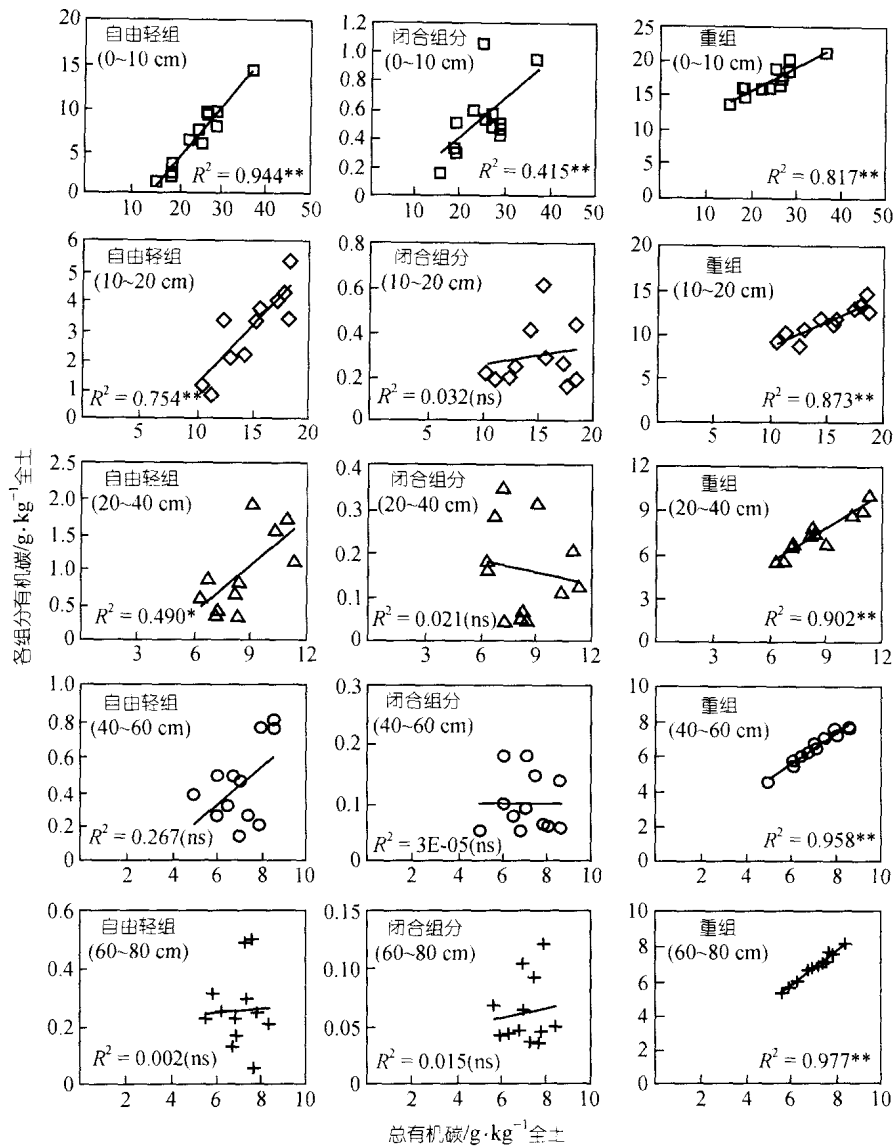


图 1 不同土壤层自由轻组, 闭合组分和重组中有机碳积累和总有机碳积累之间的关系
线性相关系数: ns 不显著; * 示在 $P < 0.05$ 水平显著; ** 示在 $P < 0.01$ 水平显著; $n = 12$

表 2 每克组分中的总碳水化合物含量和每克组分有机碳中总碳水化合物所占的比例^{a)}

深度/cm	每克组分中总碳水化合物含量/ $\text{mg} \cdot \text{g}^{-1}$ 组分		每克组分 TOC 中总碳水化合物所占的比例/%	
	自由轻组	重组	自由轻组	重组
0~10	46.06 (5.29) a	3.51 (0.38) b	22.75 (3.59) a	18.07 (2.24) b
10~20	35.11 (4.55) a	1.83 (0.26) b	16.34 (1.89) a	14.99 (1.67) a
20~40	28.96 (5.58) a	1.07 (0.27) b	13.79 (1.06) a	14.47 (2.57) a
40~60	26.09 (2.60) a	0.92 (0.13) b	12.50 (1.57) a	13.61 (1.89) a
60~80	21.25 (3.27) a	0.76 (0.12) b	11.21 (1.51) a	10.95 (1.47) a

a) 数据是 12 个样的平均值, 括号中的值是标准差, 用 t 检验分析两组分间的差异显著性. 组分间的比较: 同一行带有相同字母的数据间差异不显著. $P < 0.05$

言, 轻组中总碳水化合物含量显著高于重组, 但如果从每克组分有机碳中总碳水化合物所占的比例看, 除 0~10 cm 层外, 轻组和重组间差异并不显著. 这种差异主要源自轻组和重组本身碳浓度的差异.

从各组分中顽固性碳占该组分总有机碳的比例 (即 RI_C 值) 看 (表 3), 0~10 cm 层自由轻组中 RI_C 值与重组中 RI_C 值之间差异不显著, 10~20, 20~40 和 60~80 cm 层轻组中 RI_C 值显著高于重组中 RI_C 值, 40~60 cm 层由于重组样本间 RI_C 值偏差较大, 导致该层轻组和重组中 RI_C 值之间的差异缺乏显著性. 从土壤深度看, 各组分中 RI_C 值均随着土壤深度的增加而增加.

表3 各组分中 RI_C 值^{a)}

深度/cm	自由轻组 /%	重组 /%
0~10	51.45 (7.78) a1	45.74 (4.67) a1
10~20	58.42 (4.70) a1,2	47.43 (5.41) b1,2
20~40	60.85 (4.04) a2	47.01 (7.64) b1,2
40~60	60.39 (2.41) a2	50.25 (9.65) a1,2
60~80	63.17 (4.20) a2	52.88 (7.13) b2

a) 数据是12个样的平均值, 括号中的值是标准差. 组分间的比较用 t 检验: 同一行带有相同字母的数据间差异不显著, $P < 0.05$ 不同深度间的比较用 ANOVA (LSD). 同一列中带有同一数字的数据间差异不显著.

在研究中, 以 RI_C 值的大小作为土壤各组分有机质质量高低的标准, RI_C 值低则有机质质量高, 由此可以推断, 子午岭森林灰褐土 0~10 cm 层轻组和重组的有机质质量相似, 土壤表层 10 cm 以下, 重组有机质质量甚至比轻组有机质质量高, 即表层 10 cm 以下, 受物理保护的有机质(重组有机质), 其有机质质量也相对较高.

3 讨论

3.1 有机碳在各组分中的分布格局

在我们的研究中, 从各组分中有机碳占全土有机碳的比例看, 整个土壤剖面上重组中的有机碳占明显优势, 自由轻组次之, 闭合组分中有机碳的分布最少. 0~10 cm 层自由轻组碳占总有机碳的 25.27%, 重组碳占总有机碳的 72.57%; 而 60~80 cm 层自由轻组碳仅占 3.72%, 重组碳达 95.39%;

Roscoe^[18]和 Golchin^[10,22]应用与本研究相同的土壤分级程序研究了各组分中有机碳的动态, Roscoe^[18]的研究结果表明, 在南美大草原原生植被, 随土壤深度的增加, 自由轻组有机碳由 38%(0~2 cm 层)下降为 1.86%(67~110 cm 层), 重组(黏粒+粉粒+沙粒)有机碳由 61%上升为 98%, 闭合组分中有机碳比例约占 1%左右. 该研究中, 表层自由轻组所占的比例比本研究结果高约 12%, 这种差异可能一方面源自取样方法上的差异, 在他的研究中, 表层为 0~2 cm, 这样在 0~2 cm 层中高轻组比例可能在 0~10 cm 层中被稀释了, 另一方面植被类型和气候条件的差异也可能是导致结果差异的原因. 但我们的研究和 Roscoe^[18]的研究都表明, 闭合组分中分布的有机碳最少, 仅占总有机碳的 1%~2%, 说明轻组有机碳的组成以自由轻组中的有机碳为主, 闭合组分有机碳为辅. Gol-

chin 等人^[10,22]的研究结果表明, 森林土壤中未经超声波分散提取的轻组占土壤总有机碳的 31%. 其他相关文献中, 大多都是将土壤直接通过超声波或化学分散剂充分分散土壤, 破坏土壤结构后研究重组和轻组中土壤有机碳含量, Christensen^[23]综述了温带、寒温带 10 个地点的森林表层 10~15 cm 层轻组碳占总有机碳的比例, 结果表明, 轻组干重占全土重的 1.8%~14.7%, 而轻组碳占全土总有机碳的 17%~47%. 与森林或草地原生植被相比, 农田生态系统中耕层轻组有机碳占全土总有机碳的比例很少超过 20%, 通常远小于这个值^[24~26].

3.2 物理保护与生化质量

在本研究中, 无论从总碳水化合物占该组分总有机碳的比例还是从顽固性指数看, 自由轻组碳和重组碳的顽固性是相似的, 甚至在土壤表层以下, 自由轻组碳的顽固性比重组碳顽固性高, 这就表明自由轻组有机质并非象经常定义的那样是最新鲜或很少被分解的一个组分. Roscoe 等人^[18]研究了巴西 C_3 植被转变为 C_4 植被(牧场)23 年后轻组碳和重组碳的行为, 结果表明, 尽管表层自由轻组有机碳的替代比率比重组有机碳高, 但表层轻组中还是有大约 50% 的碳还是来自于原先的 C_3 植被, 而在其他层, 自由轻组中原先的碳(C_3)接近重组甚至比重组的高. 这一方面说明土壤表层轻组的周转速率比重组高, 另一方面也说明轻组中具有顽固性物质.

已有大量试验证实了轻组的周转速率高于重组^[22,27], 武天云¹⁾认为自然灰褐土在开垦 42 年后, 其轻组碳和重组碳分别下降了 91%和 60%. 通过我们的研究可以推测, 灰褐土轻组和重组在周转上的差异并不是由于轻组碳的化学顽固性比重组碳低, 而是由于轻组缺少物理保护使得微生物更容易侵入导致的, 重组周转慢不是由于它本身难于分解, 而是由于重组中的有机碳受到土壤物理保护使微生物较难接触而导致的, 这才是重组有机碳比轻组有机碳稳定的原因.

Swanston 等人^[28]通过室内培养试验(300 d)研究了 7 类森林土中轻组(LF)、重组(HF)和轻组+重组(RF)的土壤呼吸量, 他们用 CO_2 释放量作为底物顽固性程度的指标, 研究轻组和重组在顽固性上的差异, 结果表明, 有机碳浓度为 $LF > RF > HF$, 每克基质的累

1) 参见 p2563 页脚注

计呼吸量也是 $LF > RF > HF$, 但当表示成各组分每克碳中的呼吸量时, 轻组呼吸和重组呼吸之间并没有显著的差异, 因此作者认为, 尽管轻组是土壤呼吸的主要来源, 这种贡献主要与轻组中碳含量高有关, 但 HF 和 LF 的碳顽固性是相似的. 轻组和重组周转上的差异并不是由于 2 组分间有机质质量(R_C 值)差异导致的, 而是由于微生物侵入或物理保护上的差异导致的. 尽管我们的研究与该研究所用的方法不同, 但基本结论都是一致的. 另外, Golchin 等人^[22,29]的研究也支持该结论, 他们分析了不同土壤类型中轻组和重组的特征, 发现重组中均具有较高的%碳水化合物水平, 且没有酚化合物, 还注意到氧化土的重组中有很强的 O - 烷基信号, 因此他们认为重组碳是由于和黏粒复合而得到保护而不是由于它本身的顽固性而被保护, 他们还认为, 在没受干扰的土壤中, 重组碳被保护得很好, 但如果土壤遭到干扰, 这部分碳也会迅速地减少.

致谢 野外工作中得到陈国苍和袁建立老师的大力协助, 样品分析过程中得到武天云老师的许多指导, 特此致谢. 本工作为国家重点基础研究发展计划资助项目(批号: 2002CB111505).

参 考 文 献

- 1 Sedjo R A. Temperate forest ecosystems in the global carbon cycle. *Ambio*, 1992, 21: 274~277
- 2 Fan S, Gloor M, Pacala S, et al. A large terrestrial carbon sink in North America implied by atmospheric and oceanic carbon dioxide data and models. *Science*, 1998, 282: 442~445
- 3 方精云, 陈安平. 中国森林植被碳库的动态变化及其意义. *植物学报*, 2001, 43(9): 967~973
- 4 Schlesinger W H. Evidence from chronosequence studies for a low carbon-storage potential of soils. *Nature*, 1990, 348: 232~234
- 5 Christensen B T. Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. *Eur J Soil Sci*, 2001, 52: 345~353
- 6 Bonde T A, Christensen B T, Cerri C C. Dynamics of soil organic matter as reflected by natural ^{13}C abundance in particle size fractions of forested and cultivated oxisols. *Soil Biol Biochem*, 1992, 24: 275~277
- 7 Skjemstad J O, Catchpole V R, Le Feuvre R P. Carbon dynamics in vertisols under several crops as assessed by natural abundance ^{13}C . *Aust J Soil Res*, 1994, 32: 311~321
- 8 Schmidt M W I, Knicker H, Kogel-Knabner I. Organic matter accumulating in Aeh and Bh horizons of a Podzol-chemical characterization in primary organo-mineral associations. *Org Geochem*, 2000, 31: 727~734
- 9 Hassink J. Preservation of plant residues in soils differing in unsaturated protective capacity. *Soil Sci Soc Am J*, 1996, 60: 487~491
- 10 Golchin A, Oades J M, Skjemstad J O, et al. Study of free and oc-

- cluded particulate organic matter in soils by solid state ^{13}C CP/MAS NMR spectroscopy and scanning electron microscopy. *Aust J Soil Res*, 1994, 32: 285~299
- 11 Leinweber P, Schulten H R, Horte C. Differential thermal analysis, thermogravimetry and pyrolysis-field ionisation mass spectrometry of soil organic matter in particle-size fractions and bulk soil samples. *Thermochimica Acta*, 1992, 194: 175~187
- 12 Leavitt S W, Follett R F, Paul E A. Estimation of slow and fast cycling soil organic carbon pools from 6N HCl hydrolysis. *Radio-carbon*, 1997, 38: 231~239
- 13 Rovira P, Vallejo V R. Labile and recalcitrant pools of carbon and nitrogen in organic matter decomposing at different depths in soil: An acid hydrolysis approach. *Geoderma*, 2002, 107: 109~141
- 14 邹厚远, 刘国彬, 王晗生. 子午岭林区北部近 50 年植被的变化发展. *西北植物学报*, 2002, 22 (1): 1~8
- 15 刘东生. 黄河中游黄土. 北京: 科学出版社, 1964. 128, 146~149
- 16 张平仓, 郑粉莉. 子午岭地区自然区域特征和土壤侵蚀的关系. 中国科学院、水利部水土保持研究所集刊, 1993, 17: 11~16
- 17 中国科学院黄土高原综合科学考察队. 黄土高原地区自然环境及其演变. 北京: 科学出版社, 1991
- 18 Roscoe R, Buurman P, Velthorst E J, et al. Soil organic matter dynamics in density and particle size fractions as revealed by the $^{13}C/^{12}C$ isotopic ratio in Cerrado's oxisol. *Geoderma*, 2001, 104: 185~202
- 19 Dubois M, Giles K A, Hamilton J K, et al. Colorimetric method for the determination of sugars and related substances. *Analytical Chemistry*, 1956, 28: 350~356
- 20 文启孝. 土壤有机质研究法. 北京: 农业出版社, 1984. 74~76
- 21 Martens D A, Frankenberger W T. Soil saccharide extraction and detection. *Plant Soil*, 1993, 149: 145~147
- 22 Golchin A, Oades J M, Skjemstad J O, et al. Structural and dynamic properties of soil organic matter as reflected by ^{13}C natural abundance, pyrolysis mass spectrometry and soil-state ^{13}C NMR spectroscopy in density fractions of an Oxisol under forest and pasture. *Aust J Soil Res*, 1995, 33: 59~76
- 23 Christensen B T. Physical fractionation of soil and organic matter in primary particle size and density separates. *Adv Soil Sci*, 1992, 20: 1~90
- 24 Janzen H H, Campbell C A, Brandt S A, et al. Light-fraction organic matter in soils from long-term crop rotations. *Soil Sci Soc Am J*, 1992, 56: 1799~1806
- 25 Wander M M, Traina S J. Organic matter fractions from organically and conventionally managed soils. . Carbon and nitrogen distribution. *Soil Sci Soc Am J*, 1996, 60: 1081~1087
- 26 Biederbeck V O, Janzen H H, Campbell C A, et al. Labile soil organic matter as influenced by cropping practices in an arid environment. *Soil Biol Biochem*, 1994, 26: 1647~1656
- 27 Alvarez C R, Alvarez R, Grigera M S, et al. Associations between organic matter fractions and the active soil microbial biomass. *Soil Biol Biochem*, 1998, 29: 767~773
- 28 Swanton C W, Caldwell B A, Homann P S, et al. Carbon dynamics during a long-term incubation of separate and recombined density fractions from seven forest soils. *Soil Biol Biochem*, 2002, 34: 1121~1130
- 29 Golchin A, Oades J M, Skjemstad J O, et al. Soil structure and carbon cycling. *Aust J Soil Res*, 1994, 32: 1043~1068

(2004-06-19 收稿, 2004-11-01 收第 1 次修改稿, 2004-11-29 收第 2 次修改稿)