

喀斯特地区黄壤和石灰土剖面土壤水溶性有机碳和易氧化态碳的比较研究

李龙波^{1,2}, 刘丛强¹, 涂成龙¹, 刘文景^{2,3}

(1. 中国科学院地球化学研究所 环境地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100049; 3. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029)

摘要:土壤水溶性有机碳(WSOC)浓度和通量是土壤环境变化的敏感指标,可反映环境条件的变化,是土壤微生物活动能源和土壤养分的驱动力。本研究以喀斯特地区两种典型的土壤,即石灰土和黄壤剖面为研究对象,通过测定土壤属性、有机碳(SOC)和活性有机碳的空间分布,探讨了喀斯特地区石灰土和黄壤有机碳和活性有机碳动态变化及影响因素。研究结果显示:土壤有机碳含量变化规律为黑色石灰土>黄壤,黄色石灰土与黄壤差异不明显;土壤水溶性有机碳含量变化为黑色石灰土>黄壤>黄色石灰土,百宜黄壤乔木林剖面土壤水溶性有机碳占总有机碳的比率最高,达0.040%(25℃浸提)和0.527%(70℃浸提),清镇黑色石灰土剖面最低,仅0.016%(25℃浸提)和0.255%(70℃浸提);五个剖面冷水(25℃浸提)土壤水溶性有机碳与土壤总有机碳含量间的相关性以及热水(70℃浸提)土壤水溶性有机碳与土壤总有机碳间的相关性均达极显著水平;石灰土易氧化态碳(ROC)含量大于黄壤剖面,不同土壤剖面易氧化态碳占总有机碳的比例变化为39.35%~55.15%,总体上远大于水溶性有机碳占总有机碳的比例。五个典型剖面的土壤水溶性有机碳和易氧化态碳含量在剖面上的分布反映了植物残体的输入及在土壤中的分解累积特征和喀斯特地区剖面侵蚀和土壤成土过程中土壤活性有机碳的动态变化。

关键词:喀斯特地区;土壤有机碳;水溶性有机碳;易氧化态碳

中图分类号: X142 **文献标志码:** A **文章编号:** 1674-9901(2011)04-0488-09

Labile organic carbon in limestone soil and yellow soil in karst areas, Southwest China

LI Long-bo^{1,2}, LIU Cong-qiang¹, TU Cheng-long¹, LIU Wen-jing^{2,3}

(1. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China; 2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

Abstract: The contents and fluxes of water-soluble organic carbon (WSOC) are sensitive indicators of soil environmental changes, energy of soil microbial activity and driving force of soil nutrients, which could reflect the changes in environmental conditions. In this study, limestone soil and yellow soil, typical soils in karst areas of southwest China are studied for their dynamics of soil organic carbon (SOC) and active organic carbon (water-extractable and readily oxidizable organic carbon). The results show that SOC contents in different soils are different; black limestone soil has higher average SOC content than yellow soil. Similar to SOC, the contents of both cold (25℃) and hot (70℃) water-extractable organic carbon (WEOC) in black limestone soil is also higher than in yellow soils. The percentages of the WEOC in total soil organic carbon are the highest in the yellow soil profile, being 0.040% (25℃) and 0.527%

收稿日期: 2011-02-14

基金项目: 国家自然科学基金创新群体项目(41021062)和面上基金项目(41003009)

通讯作者: 刘丛强, E-mail: liucongqiang@vip.skleg.cn

(70℃), while the WEOC in limestone soil profiles is the lowest, being 0.016% (25℃) and 0.255% (70℃). The WEOC is significantly correlated to SOC in the five soil profiles studied. The significant differences in readily oxidizable carbon (ROC) contents are found between the limestone soil profiles and yellow soil profiles, showing that the limestone soil profiles have higher ROC than yellow soil profiles. The percentages of the ROC in the total SOC are much larger than those of the WEOC, and are variable in different soil types, ranging between 39.35% and 55.15%. In general, all the active organic carbons, including cold and hot water extractable organic carbon as well as readily oxidizable organic carbon, vary with SOC in a positive relationship. Among the active soil organic carbons, the hot WEOC show clear differences between different soils, and significant relationships with ROC and SOC, which can be accordingly a better indicator of SOC dynamics in soil.

Key words: karst areas; soil organic carbon; water soluble organic carbon; soil readily oxidizable carbon

土壤活性有机碳是指在一定的时空条件下受植物和微生物影响,具有一定溶解性,在土壤中迁移较快、易氧化、易矿化,对植物和微生物有较高活性的那部分碳(沈宏等,1999)。广义上土壤活性有机碳包括土壤微生物量碳(SMBC)(Anderson and Domsch, 1990)、易氧化态碳(ROC)(Blair et al, 1995)、溶解性有机碳(DOC)(赵劲松,2003)和水溶性有机碳(WSOC)(Ghani et al, 2003)等。土壤水溶性有机碳浓度和通量是土壤环境变化的敏感指标,可反映环境和生态条件的变化,是土壤微生物活动能源和土壤养分的驱动力(Coleman et al, 1996)。土壤水溶性有机碳分为热水性有机碳(70℃提取)和冷水性有机碳(25℃提取),前者主要由活性很高的有机质组成,较后者含有较多的微生物生物量碳,并且是土壤利用方式、质量变化的有效指标。因此,热水性有机碳被广泛用于衡量土壤活性有机碳的变化(Ghani et al, 2003)。

Blair et al (1995)的研究发现,能被 $333 \text{ mmol} \cdot \text{L}^{-1} \text{KMnO}_4$ 溶液氧化的有机质在种植作物时变化最大,因此把这一类易氧化、不稳定的有机质定义为易氧化态有机碳。已有研究表明,易氧化态碳可以作为土壤碳库短期变化的指示因子(Coleman et al, 1996; Shrestha et al, 2002, 2006; Melero et al, 2009)。目前,已有很多研究结果显示在耕作或园林土壤中水溶性有机碳与土壤易氧化态有机碳和土壤总有机碳具有明显的关系(Liang et al, 1998; Haynes, 2000; Ghani et al, 2003)。由于这些形态的活性有机碳在土壤生物地球化学碳循环中具有重大的作用,因此开展喀斯特地区典型土壤剖面土壤有机质分布和活性有机碳动态变化的研究对理解喀斯特地区土壤碳库的短期动态和土壤有机碳循环具有重要意义。

至今对土壤活性有机碳组成、来源、生态学意义及其与土壤有机碳关系的认识仍然不清楚(Paustian et al, 2000; 李克让等,2003; Xu and Xu, 2003; Li et al, 2005)。目前相应的研究主要集中在不同土地利用类型和植被覆盖下土壤活性有机碳的动态变化(Chantigny, 2003; 张金波等,2005; 毛艳玲等, 2008; Zhang, 2010),对不同类型土壤的对比研究不多,对喀斯特地区典型土壤剖面(黄壤和石灰土)土壤水溶性有机碳和易氧化态碳进行系统研究几乎没有。因此,本研究选择喀斯特地区两种典型土壤,即黄壤和石灰土,分析了土壤有机碳含量和土壤活性有机碳含量的动态变化,结合部分土壤属性等分析结果,探讨了喀斯特山区黄壤和石灰土有机碳和土壤活性有机碳含量的剖面变化,研究结果能为喀斯特生态系统有机质的生物地球化学循环研究和石漠化防治提供理论依据。

1 样品与方法

1.1 研究区概况

研究区位于贵州省贵阳市乌当区百宜乡和清镇王家寨,该区域为典型的喀斯特地形,具有很好的区域代表性。乌当区年平均气温 14°C ,年降雨量为 $1180 \sim 1271 \text{ mm}$,年平均日照时数为 1354 h ,全年无霜期270天左右,平均海拔 1242 m ,属于亚热带季风湿润性气候。清镇市年平均气温 14°C ,年降雨量为 1215 mm ,无霜期275天左右,平均海拔 1315 m ,属北亚热带季风湿润气候区。

1.2 采样及分析方法

2009年5月在研究区域内采集了五个剖面样品,包括乌当区的一个黄壤(BY-I)和一个黄色石灰土剖面(BY-II),以及清镇王家寨的两个黑色石灰土(QZ-I、QZ-II)和一个黄壤剖面

(QZ-Ⅲ),具体采样剖面情况见表1。每个剖面层次间隔5 cm 采样,剖面深度一般在1 m 以内,

同时,采集了枯枝落叶及植物优势种的新鲜叶片。

表1 采样点基本情况

Table 1 Basic features of the sampling sites

采样地区	剖面号	土壤类型	经度	纬度	海拔(m)	地形	主要植被
乌当区百宜乡	BY-Ⅰ	黄壤	107°01'E	26°47'N	1214	中山	马尾松、蕨类、白栎、金茅等
	BY-Ⅱ	黄色石灰土	107°00'E	26°48'N	1327	洼地	蕨类、茅栗、白栎、火棘
	QZ-Ⅰ	黑色石灰土	106°20'E	26°31'N	1285	中山	川云实、蕨类、金银花、青蒿等
清镇市王家寨	QZ-Ⅱ	黑色石灰土	106°20'E	26°31'N	1291	中山	地瓜、蕨类等
	QZ-Ⅲ	黄壤	106°23'E	26°31'N	1279	丘陵	茅栗、蕨类、油茶等

1.2.1 土壤 pH 值测定

称取 10 g 过 10 目筛的土壤样品,置于 50 mL 高脚烧杯中,加入 25 mL 新鲜煮沸的无 CO₂ 去离子水。轻摇使水土混合均匀,在磁力搅拌仪上搅拌 2 min,静置 30 min,然后用 pH 计连续测定三次 pH 值,取其平均值。所用 pH 计为美国 HACH 公司的 Sension 156 多参数水质分析仪。

1.2.2 土壤有机碳含量测定

用 0.5 mol · L⁻¹ 的盐酸溶液浸泡研磨过 100 目筛的土样 24 h,以去除土壤中的碳酸盐,然后用去离子水洗涤至中性,60℃ 烘干后研磨。用 PE 2400 型元素分析仪测定土壤有机碳含量。

1.2.3 土壤水溶性有机碳的测定

土壤水溶性有机碳,分别采用 25℃ 和 70℃ 两种蒸馏水浸提(方法见 Sparling et al, 1998)。冷水溶解性有机碳的提取方法是:采用新鲜土样,水土比为 2.5:1,25℃ 恒温振荡 30 min (250 次/min) 后,离心 15 min (6000 r · min⁻¹),再用 0.45 μm 玻纤滤膜过滤,其滤液直接在美国 OI 公司 1030W 有机碳分析仪上测定。热水溶解性有机碳的提取方法是:水土比 5:1,70℃ 恒温放置 18 h,手动振荡,然后用 0.45 μm 玻纤滤膜过滤,其滤液直接在美国 OI 公司 1030 W 有机碳分析仪上测定。

1.2.4 土壤易氧化态碳的测定

称取约含 15 mg 碳的土壤样品于 50 mL 塑料旋盖离心管中,以不加土样作为空白;加入 25 mL 浓度为 333 mmol · L⁻¹ KMnO₄,25℃ 下常规振荡 1 h,然后在转速为 4000 r · min⁻¹ 下离心 5 min,将上清液用去离子水以 1:250 稀释至 250 mL 容量瓶中,用分光光度计 565 nm 下测定稀释样品的吸光值 A。由不加土壤的空白与土壤样品的吸光值之差,在 KMnO₄ 浓度 (mmol · L⁻¹) 对吸光值 A 的标准曲线上

计算出 KMnO₄ 浓度的变化,并进而计算出被氧化的碳量。

2 结果与讨论

2.1 黄壤与石灰土剖面土壤有机碳含量差异

研究区黄壤 pH 值均小于 5.0,石灰土 pH 值明显高于黄壤,其中黑色石灰土高于黄色石灰土,从表层到底部,pH 值升高,在 5.72 ~ 6.96 变化(图 1)。清镇石灰土的 pH 值比乌当区百宜乡的高。

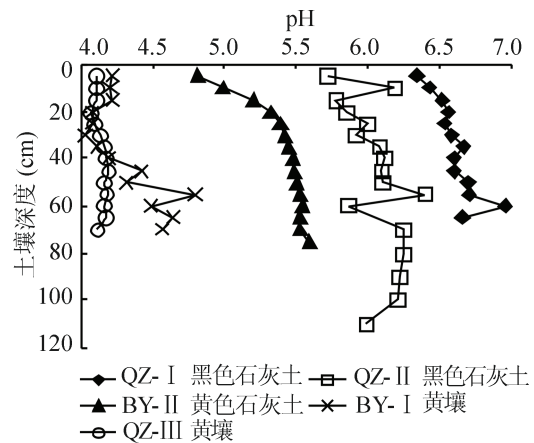


图1 土壤 pH 值剖面分布

Fig. 1 Soil pH changes in different soil profiles

土壤有机碳是反映土地荒漠化的重要指标,其含量直接影响土壤物理、化学和生物学性质(卢红梅和王世杰,2006)。所研究的 5 个剖面土壤具有不同有机碳含量,两个黑色石灰土剖面 20 cm 深度以上土壤有机碳含量最高,其余黄壤和黄色石灰土剖面土壤有机碳含量及其随剖面变化的特征极为相似。两个黑色石灰土剖面表层土壤的有机碳最大值为 69.78 g · kg⁻¹,而黄壤剖面表层土壤有机碳含量为 20.00 ~ 51.20 g · kg⁻¹ (图 2)。

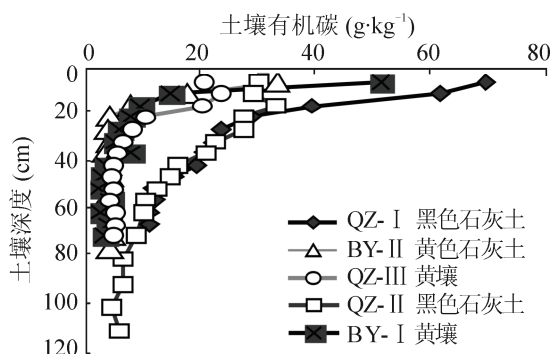


图2 土壤有机碳含量剖面分布

Fig. 2 SOC contents changes in different soil profiles

与已有的研究相似,土壤剖面均表现出从剖面表层向下土壤有机碳含量逐渐减少的变化特征(陈庆强等,2005;朱书法等,2007;刘涛泽等,2008),但不同剖面从表层向下有机碳含量变化的趋势则不同。黄壤和黄色石灰土剖面从表层向下至20 cm深度处,土壤有机碳含量急剧减少,而两个黑色石灰土剖面从表层至60 cm深度处则逐步减少(图2)。

进入土壤的有机质与土壤损失有机碳之间的平衡决定了土壤有机碳的含量。高温多湿的气候条件有利于植物的旺盛生长,每年有较丰富的植物残体归还土壤,在钙质丰富的石灰土环境中,细菌及放线菌等微生物活动异常活跃(Bollag and Strotzky, 1990),使有机物不断分解形成腐殖质,并与钙、镁离子结合,形成高度缩合而稳定的腐殖质钙(生物富钙作用),从而使石灰土普遍获得腐殖质钙积累;而在pH值小于5.0的酸性黄壤中,钙、镁元素淋失较多,生物富钙作用不明显,从而使黄壤有机碳含量明显低于石灰土。

2.2 黄壤与石灰土剖面土壤水溶性有机碳含量差异

土壤水溶性有机碳(WSOC)是指土壤有机碳中溶于水的那部分碳。虽然它只占土壤总有机碳(TOC)的较小部分(Boyer and Groffman, 1996; Dosskey and Bertsch, 1997),但它一方面是土壤活性有机碳,容易被土壤微生物分解,在提供土壤养分方面起重要作用(Jandl and Sollins, 1997; Huang and Schoenau, 1998);另一方面,它充当了许多有机和无机污染物特别是难溶性污染物如重金属的主要迁移载体(Guggenberger et al, 1994),因而对污染物的毒理和水迁移有着深刻的影响。土壤水溶性有机碳在陆地生态系统碳循环中的通量比全球植物和大气

间碳交换量小1~2个数量级,所以生物圈内碳平衡很小的变化,会导致WSOC的巨大变化(Smith et al, 1992; Ghani et al, 2003)。WSOC浓度和通量是土壤环境变化的敏感指标,可用来反映环境条件的变化。

从表2可以看出,不同土壤类型下土壤水溶性有机碳含量无论是冷水(25℃)还是热水(70℃)浸提,均表现出QZ-I黑色石灰土>BY-I黄壤>QZ-II黑色石灰土>QZ-III黄壤>BY-II黄色石灰土的结果,表明土壤水溶性有机碳含量跟土壤类型有关,总体来说石灰土高于黄壤。Bollag and Strotzky(1990)研究指出:因为石灰土具有较高的pH值和丰富的钙,细菌及放线菌等微生物活动异常活跃,因此具有较高的水溶性有机碳。几乎所有的实验研究结果均表明,来自表土层的WSOC含量与pH呈正相关(Hajnos et al, 1999; Kalbitz et al, 2000)。溶解性有机质的可溶性可因pH导致的高度质子化而大大减少,因此,功能团的质子化会降低溶解性有机质的可溶性。另一方面,含有多价阳离子和超饱和的有机复杂体的可溶性导致了溶解性有机质移动性的提高(You et al, 1999)。这与土壤有机碳含量在这几个剖面中的分布基本一致。土壤水溶性有机碳主要来源于凋落物分解和根系分泌。在雨水浸泡下,凋落物中大量的WSOC淋溶释放出来(Chantigny et al, 1999),不同土壤类型和植被类型下,由于凋落物的组成和数量不同,凋落物淋溶产生的WSOC不同。林地WSOC含量大于灌丛,这与林地的凋落物量大,土壤腐殖质含量较高有关。同时随着土层深度的增加,土壤细根生物量减少,其腐殖质也随之减少,土壤微生物量逐渐降低,因而WSOC含量逐渐下降。

土壤水溶性有机碳含量与其上覆植被种类有很大的关系。Smolander and Kitunen(2002)的研究发现,阔叶林下土壤水溶性有机碳含量明显高于针叶林下土壤;而David and Driscoll(1984)的结论则相反,说明由于不同地区植被类型的复杂性,研究结果常不一致,这和地上植被的生物归还能力有较大的关系。由于土壤水溶性有机质主要来源于枯枝落叶、根系分泌物和土壤有机质、水溶性有机碳,与土壤总有机质又常处于动态平衡之中,可以在一定条件下相互转化(陶澍和曹军,1996; Hagedorn et al, 2000),因而总有机碳含量高的土壤,水溶性有机碳含量也常常较高。这一点从二者的相关性(表3)均可以说明。热水溶解性有机碳含量随剖面深度增加

逐渐减小,至一定深度有机质含量变化较小,直至稳定。而冷水溶解性有机碳在土壤剖面上的变化则不是很有规律(图3、图4)。BY-Ⅱ黄色石灰土剖面的有机碳,水溶性(包括冷水性和热水性)有机碳都较低,明显低于黑色石灰土甚至黄壤。该剖面上覆植被为灌木林,但土壤堆积较厚,湿度较大,土质较疏松,这可能是该剖面各种有机碳含量较低的原因。

从表3土壤冷水溶解性有机碳(25℃浸提)与土壤有机碳的相关分析看出,除BY-Ⅱ黄色石灰土剖面水溶性有机碳与土壤有机碳的关系不显著之外,另外4个剖面水溶性有机碳与土壤有机碳都达到显著水平($p < 0.01$)。5个剖面的土壤热水溶性有机碳与土壤有机碳含量相关性也达极显著水平($p < 0.01$),说明土壤水溶性有机碳含量变化渐进反映了土壤有机碳含量的变化。值得一提的是

BY-Ⅱ黄色石灰土剖面水溶性有机碳与土壤有机碳的关系不显著(25℃浸提),该剖面土壤冷水浸提的水溶性有机碳平均为 $0.0014 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,热水浸提(70℃浸提)的水溶性有机碳平均值为 $0.0250 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。土壤冷水性有机碳不随土壤总有机碳的增加而增加,产生这一特殊现象的原因需要进一步研究。

表2还显示出,70℃浸提的水溶性有机碳含量在5个剖面中均高于25℃冷水浸提结果,QZ-Ⅰ黑色石灰土、QZ-Ⅱ黑色石灰土、QZ-Ⅲ黄壤、BY-Ⅰ黄壤、BY-Ⅱ黄色石灰土70℃浸提水溶性有机碳含量分别是25℃冷水浸提的15.8倍、16.5倍、14.8倍、13.2倍、11.2倍,平均为14.3倍。说明浸提液温度升高,可溶解出的有机碳增加,这与Kaiser et al (2001)的研究结果一致。

表2 不同类型土壤水溶性碳和土壤总有机碳的平均含量

Table 2 The average contents of WSOC (25℃ and 70℃) and SOC in different soils

样品编号	土壤类型	25℃	70℃	土壤有机碳 ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)	25℃	70℃
		水溶性碳 ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)	水溶性碳 ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)		水溶性碳占土壤 有机碳的比率(%)	水溶性碳占土壤 有机碳的比率(%)
QZ-Ⅰ	黑色石灰土	0.0032	0.0779	26.64	0.0161	0.2550
QZ-Ⅱ	黑色石灰土	0.0025	0.0446	16.77	0.0159	0.2621
QZ-Ⅲ	黄壤	0.0015	0.0260	9.16	0.0195	0.2894
BY-Ⅰ	黄壤	0.0031	0.0495	8.88	0.0398	0.5267
BY-Ⅱ	黄色石灰土	0.0014	0.0250	7.03	0.0299	0.3347

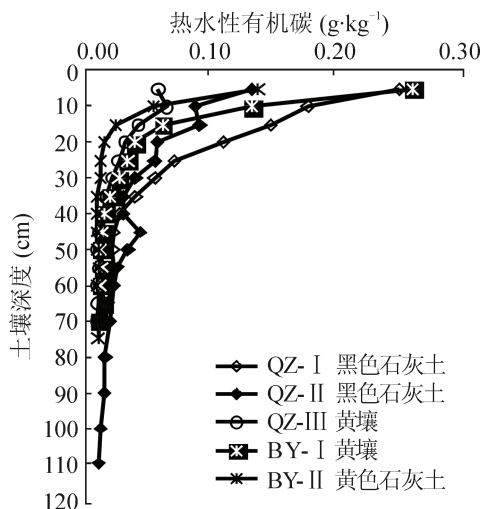


图3 土壤冷水性有机碳含量剖面分布

Fig. 3 WSOC (25℃) contents changes in different soil profiles

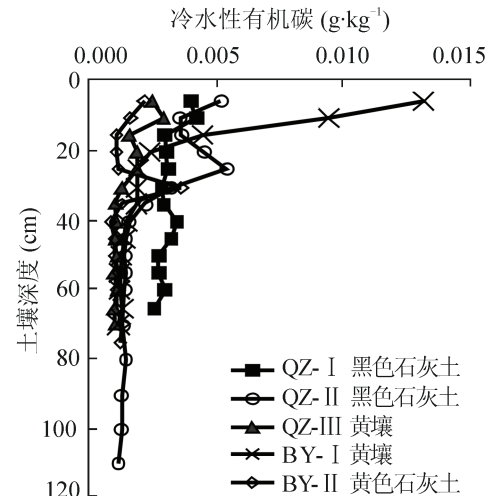


图4 土壤热水性有机碳含量剖面分布

Fig. 4 WSOC (70℃) contents changes in different soil profiles

表3 不同土壤类型下水溶性有机碳与土壤总有机碳的相关性
Table 3 Correlation between WSOC (25℃ and 70℃) and SOC in different soils

样品编号	土壤类型	冷水(25℃)性有机碳与土壤有机碳的相关系数	热水(70℃)性有机碳与土壤有机碳的相关系数
QZ-I	黑色石灰土	0.848 **	0.975 **
QZ-II	黑色石灰土	0.890 **	0.866 **
QZ-III	黄壤	0.877 **	0.969 **
BY-I	黄壤	0.912 **	0.968 **
BY-II	黄色石灰土	0.322	0.991 **

注:“**”表示相关性极显著 $p < 0.01$

Note: “**” stands for significant correlation at $p < 0.01$

活性碳占土壤总有机碳比率比活性碳更能体现土壤活性碳库的状况。5个剖面土壤水溶性有机碳占总有机碳的比率,无论是25℃浸提还是70℃浸提均是BY-I黄壤最高,其中QZ-II黑色石灰土冷水溶解性有机碳最低,QZ-I黑色石灰土热水溶解性有机碳最低。整体上,所有剖面土壤25℃较70℃水浸提的水溶性有机碳占总有机碳的比率低。无论是热水提取还是冷水提取的有机碳,BY-I黄壤高于QZ-III黄壤,这与两个黄壤剖面上覆植被覆盖和土壤生化和物理环境有关。

2.3 黄壤与石灰土剖面土壤易氧化态碳含量差异

土壤易氧化态碳含量及其与土壤总有机碳的比值是反映土壤碳稳定性的指标,土壤全碳中易氧化态碳所占比例越高,说明土壤碳的活性越大,稳定性越差(朱志建等,2006)。从图5可以看出,土壤易氧化态碳的含量在不同土壤类型下均随土层深度加深而递减,总体上与土壤有机碳的变化趋势一致(图2)。总体上,石灰土剖面与黄壤剖面的土壤易氧化态碳含量差异明显,石灰土易氧化态碳大于黄壤。但是,BY-II黄色石灰土剖面易氧化态碳与其水溶性有机碳含量变化一样,较黄壤剖面的含量低。大体上石灰土和黄壤剖面表层0~20 cm土壤易氧化态碳含量变化比较大(图5),具体为BY-I黄壤 $3.92 \sim 46.65 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、BY-II黄色石灰土 $2.04 \sim 29.65 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、QZ-I黑色石灰土 $24.46 \sim 46.63 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、QZ-II黑色石灰土 $14.48 \sim 28.53 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 、QZ-III黄壤 $4.13 \sim 9.75 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,黑色石灰土剖面表层0~20 cm变幅大于黄色石灰土和黄壤。而黄壤和黄色石灰土剖面20 cm以下变幅较小。QZ-I黑色石灰土、QZ-II黑色石灰土这两个剖面从表层到土壤底层变化都比较明显,变化趋势

大体上与土壤有机碳在剖面中的变化趋势相似,土壤有机碳含量与易氧化态碳的相关关系均达到极显著水平(表4)。

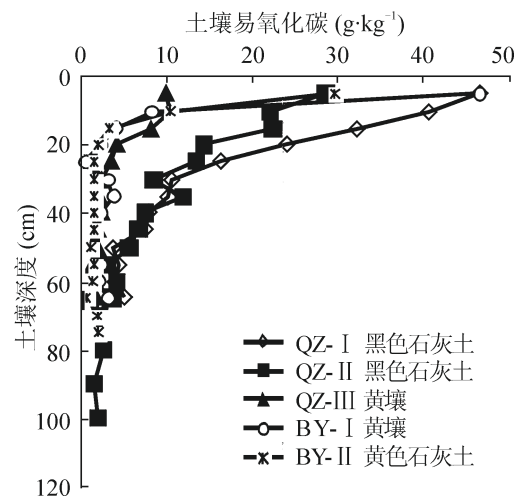


图5 土壤易氧化态碳含量剖面分布
Fig. 5 ROC contents changes in different soil profiles

土壤易氧化态碳占土壤总有机碳的比率在不同类型土壤中表现为:黄壤剖面,BY-I黄壤 > QZ-III黄壤;石灰土剖面,QZ-I黑色石灰土 > QZ-II黑色石灰土 > BY-II黄色石灰土。总体来说石灰土剖面中易氧化态碳占土壤总有机碳的比率较黄壤高,说明石灰土土壤碳的活性较大,而稳定性较差。这可能与石灰土富钙,微生物活动活跃有关。

2.4 土壤水溶性有机碳与易氧化态碳的相关分析

土壤易氧化态碳占总有机碳的比例为QZ-I黑色石灰土(53.95%)、QZ-II黑色石灰土(47.90%)、QZ-III黄壤(39.35%)、BY-I黄壤(55.15%)、BY-II黄色石灰土(42.03%),均大于水溶性有机碳占总有机碳的比例(见表2)。

表 4 不同类型土壤中土壤易氧化态碳平均含量的比较
Table 4 Comparison of average ROC content in different soils

样品编号	土壤类型	土壤有机碳 (g · kg ⁻¹)	土壤易氧化态碳 (g · kg ⁻¹)	土壤易氧化态碳占 有机碳的比率(%)	易氧化态碳与土壤 有机碳的相关系数
QZ- I	黑色石灰土	26. 64	16. 37	53. 95	0. 978 ^{**}
QZ- II	黑色石灰土	16. 77	9. 33	47. 90	0. 926 ^{**}
QZ- III	黄壤	9. 16	3. 76	39. 35	0. 991 ^{**}
BY- I	黄壤	8. 88	5. 90	55. 15	0. 988 ^{**}
BY- II	黄色石灰土	7. 03	4. 03	42. 03	0. 988 ^{**}

注：“ ** ”符号表示相关性极显著
Note: “ ** ” stands for significant correlation at $p < 0. 01$

研究区土壤易氧化态碳与水溶性有机碳(25℃ 和 70℃) 进行相关性分析, 结果表明(表 5), 除 BY- II 黄色石灰土剖面与冷水(25℃) 性有机碳的相关性不显著外, 无论是冷水(25℃) 浸提还是热水(70℃) 浸提水溶性有机碳与土壤

易氧化态碳均达到极显著水平。虽然不同的测定方法得出的土壤活性有机碳的大小有较大的差异, 但它们均在一定程度上表征了土壤中活性碳量的相对变化和土壤在质量上的相对差异。

表 5 不同土壤类型土壤易氧化态碳与土壤水溶性有机碳平均含量的比较
Table 5 Comparison of average contents of ROC and WSOC in different soils

样品编号	土壤类型	25℃ 水溶性有机碳 (g · kg ⁻¹)	70℃ 水溶性有机碳 (g · kg ⁻¹)	土壤易氧化态碳 (g · kg ⁻¹)	易氧化态碳与冷水 (25℃) 性有机碳 的相关系数	易氧化态碳与热水 (70℃) 性有机碳 的相关系数
QZ- I	黑色石灰土	0. 0032	0. 0779	16. 37	0. 771 ^{**}	0. 989 ^{**}
QZ- II	黑色石灰土	0. 0025	0. 0446	9. 33	0. 829 ^{**}	0. 965 ^{**}
QZ- III	黄壤	0. 0015	0. 0260	3. 76	0. 904 ^{**}	0. 980 ^{**}
BY- I	黄壤	0. 0031	0. 0495	5. 90	0. 867 ^{**}	0. 935 ^{**}
BY- II	黄色石灰土	0. 0014	0. 0250	4. 03	0. 326	0. 997 ^{**}

注：“ ** ”表示相关性极显著
Note: “ ** ” stands for significant correlation at $p < 0. 01$

3 结论

黄壤剖面和石灰土剖面有机碳、水溶性有机碳和易氧化态有机碳含量差异明显, 石灰土剖面相应各种有机碳含量高于黄壤, 但是黄色石灰土剖面的有机碳含量跟黄壤差异不大。黄壤和石灰土剖面土壤各种有机碳在剖面上的总体变化均表现出从上至下逐渐减小的趋势, 但有机碳含量随剖面深度变化的速率却不同, 前者较后者快, 各种有机碳主要集中在表层土壤。

水溶性有机碳与土壤有机碳含量变化相似, 两

者呈现很好的相关性, 在不同类型土壤中表现为石灰土高于黄壤。5 个土壤剖面土壤热水溶解性有机碳比冷水溶解性有机碳含量高 10 倍以上, 其变化与土壤有机碳含量之间的相关性更为显著, 说明热水溶解性有机碳在某种程度上更能反映土壤有机碳和活性有机碳的动力学特征。

土壤易氧化态有机碳含量的变化规律与土壤水溶性有机碳一致, 与土壤总有机碳含量的变化相似, 总体上在石灰土中含量高。各种类型土壤中, 易氧化态碳含量较水溶性有机碳含量高, 占了土壤有机碳含量的 39. 35% ~ 55. 15%。总体来说石灰土剖

面中易氧化态碳占总有机碳的比率较黄壤高。

所研究的土壤中,各种活性有机碳之间及其与土壤总有机碳均具有很好的正相关关系。虽然各类活性有机碳的表述与测定方法不同,但它们都在一定程度上表征了土壤中活性较高部分的有机碳含量变化,均可以作为研究喀斯特地区土壤有机碳动态变化的敏感性指标。石灰土具有较高的有机碳,但各类活性有机碳含量也高,这说明石灰土有机碳的稳定性并不高,土地利用变化很容易造成石灰土有机碳的丢失。

参考文献

- 陈庆强, 沈承德, 孙彦敏, 等. 2005. 鼎湖山土壤有机质深度分布的剖面演化机制[J]. *土壤学报*, 42(1): 1-8.
- 李克让, 王绍强, 曹明奎. 2003. 中国植被和土壤碳储量库[J]. *中国科学(D辑)*, 33(1): 72-80.
- 刘涛泽, 刘丛强, 张伟, 等. 2008. 喀斯特地区坡地土壤有机碳的分布特征和 $\delta^{13}\text{C}$ 值组成差异[J]. *水土保持学报*, 22(5): 115-118.
- 卢红梅, 王世杰. 2006. 花江小流域石漠化过程中的土壤有机碳氮的变化[J]. *地球与环境*, 34(4): 41-46.
- 毛艳玲, 杨玉盛, 崔纪超, 等. 2008. 土壤利用方式对土壤活性有机碳分布的影响[J]. *福建林学院学报*, 28(4): 338-342.
- 沈宏, 曹志宏, 胡正义. 1999. 土壤活性有机碳的表征及其生态效应[J]. *生态学杂志*, 18(3): 32-38.
- 陶澍, 曹军. 1996. 山地土壤表层水溶性有机物淋溶动力学模拟研究[J]. *中国环境科学*, 16(6): 410-414.
- 张金波, 宋长春, 杨文燕. 2005. 土地利用方式对土壤水溶性有机碳的影响[J]. *中国环境科学*, 25(3): 343-347.
- 赵劲松, 张旭东, 袁星, 等. 2003. 土壤溶解性有机质的特性与环境意义[J]. *应用生态学报*, 14(1): 126-130.
- 朱书法, 刘丛强, 陶发祥, 等. 2007. 贵州喀斯特地区棕色石灰土与黄壤有机质剖面分布及稳定碳同位素组成差异[J]. *土壤学报*, 44(1): 169-173.
- 朱志建, 姜培坤, 徐秋芳. 2006. 不同森林植被下土壤微生物量碳和易氧化态碳的比较[J]. *林业科学研究*, 19(4): 523-526.
- Anderson T H, Domsch K H. 1990. Application of ecophysiological quotients ($q\text{CO}_2$ and $q\text{D}$) on microbial biomasses from soils of different cropping histories[J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 22(2): 251-255.
- Blair G J, Lefroy R D B, Lisle L. 1995. Soil carbon fractions based on their degree of oxidation and the development of a carbon management index for agricultural systems [J]. *Australian Journal of Agricultural Research*, 46(7): 1459-1466.
- Bollag J M, Strotzky G. 1990. *Soil Biochemistry* [M]. Vol. 6. New York: Marcel Dekker, 397-430.
- Boyer J N, Groffman P M. 1996. Bioavailability of water extractable organic carbon fractions in forest and agricultural soil profiles [J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 28(6): 783-790.
- Chantigny M H, Angers D A, Prévost D, et al. 1999. Dynamics of soluble organic C and C mineralization in cultivated soils with varying N fertilization [J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 31(4): 543-550.
- Chantigny M H. 2003. Dissolved and water-extractable organic matter in soils: a review on the influence of land use management practices [J]. *Geoderma*, 113(3-4): 357-380.
- Coleman D C, Crossley D A, Hendrix P. 1996. *Fundamentals of Soil Ecology* [M]. New York: Academic Press.
- David M B, Driscoll C T. 1984. Aluminum speciation and equilibria in soil solutions of a Haporthod in the Adirondack Mountains (New York, USA) [J]. *Geoderma*, 33: 297-318.
- Dosskey M G, Bertsch P M. 1997. Transport of dissolved organic matter through a sandy forest soil [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 61(3): 920-927.
- Ghani A, Dexter M, Perrott K W. 2003. Hot-water extractable carbon in soils: a sensitive measurement for determining impacts of fertilization, grazing and cultivation [J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 35(9): 1231-1243.
- Guggenberger G B, Glaser B, Zech W. 1994. Heavy metal binding hydrophobic and hydrophilic dissolved organic carbon fractions in spodosol A and Bh horizon [J]. *Water, Air, and Soil Pollution*, 72(1): 111-127.
- Hagedorn F, Kaiser R, Feyen H, et al. 2000. Effect of redox conditions and flow processes on the mobility of dissolved organic carbon and nitrogen in a forest soil [J]. *Journal of Environmental Quality*, 29(1): 288-297.
- Hajnos M, Sokolowska Z, Jozefaciuk G, et al. 1999. Effect of leaching of DOC on pore characteristic of a sandy soil [J]. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 162(1): 19-25.
- Haynes R J. 2000. Labile organic matter as an indicator of

- organic matter quality in arable and pastoral soil in New Zealand [J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 32 (2): 211-219.
- Huang W Z, Schoenau J J. 1998. Fluxes of water-soluble nitrogen and phosphorus in the forest floor and surface mineral soil of a boreal aspen stand [J]. *Geoderma*, 81 (3-4): 251-264.
- Jandl R, Sollins P. 1997. Water extractable soil carbon in relation to the belowground carbon cycle [J]. *Biology and Fertility of Soils*, 25 (2): 196-201.
- Kaiser K, Kaupenjohann M, Zech W. 2001. Sorption of dissolved organic carbon in soils; effects of soil sample storage, soil-to-solution ratio, and temperature [J]. *Geoderma*, 99 (3-4): 317-328.
- Kalbitz K, Solinger S, Park J H, et al. 2000. Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: A review [J]. *Soil Science*, 165 (4): 277-304.
- Li Y, Xu M, Zou X, et al. 2005. Comparing soil organic carbon dynamics in plantation and secondary forest in wet tropics in Puerto Rico [J]. *Global Change Biology*, 11 (2): 239-248.
- Liang B C, MacKenzie A F, Schnitzer M, et al. 1998. Management-induced change in labile soil organic matter under continuous corn in eastern Canadian soils [J]. *Biology and Fertility of Soils*, 26 (2): 88-94.
- Melero S, López-Garrido R, Madejón E, et al. 2009. Long-term effects of conservation tillage on organic fractions in two soils in southwest of Spain [J]. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 133 (1-2): 68-74.
- Paustian K, Six J, Elliott E T, et al. 2000. Management options for reducing CO₂ Emissions from agricultural soils [J]. *Biochemistry*, 48 (1): 147-163.
- Shrestha R K, Ladha J K, Gami S K. 2006. Total and organic soil carbon in cropping systems of Nepal [J]. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 75 (1): 257-269.
- Shrestha R K, Ladha J K, Lefroy R D B. 2002. Carbon management for sustainability of an intensively managed rice-based cropping system [J]. *Biology and Fertility of Soils*, 36: 215-223.
- Smith C K, Munson A D, Coyea M R, et al. 1992. Nitrogen and phosphorous release from humus and mineral soil under black spruce forests in central Quebec [J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 30 (12): 1491-1500.
- Smolander A, Kitunen V. 2002. Soil microbial activities and characteristics of dissolved organic C and N in relation to tree species [J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 34 (5): 651-660.
- Sparling G, Vojvodić-Vuković M, Schipper L A. 1998. Hot-water-soluble C as a simple measure of labile soil organic matter; the relationship with microbial biomass C [J]. *Soil Biology Biochemistry*, 30 (10-11): 1469-1472.
- Xu Q F, Xu J M. 2003. Changes in soil carbon pools induced by substitution of plantation of native forest [J]. *Pedosphere*, 133 (3): 271-278.
- You S J, Yin Y, Allen H E. 1999. Partitioning of organic matter in soils: Effects of pH and water/soil ratio [J]. *The Science of the Total Environment*, 227 (2-3): 155-160.
- Zhang G L. 2010. Changes of Soil Labile Organic Carbon in Different Land Uses in Sanjiang Plain, Heilongjiang Province [J]. *Chinese Geographical Science*, 20 (2): 139-143.