

黔东南施秉白云岩上覆土壤剖面理化特征 与土壤有机碳含量关系研究

吴燕飞^{1,2}, 季宏兵^{1,3,*}, 褚华硕^{1,2}, 罗刚^{1,2}

(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 550081;

2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 北京科技大学 土木与环境工程学院, 北京 100083)

摘要: 以贵州施秉云台山典型喀斯特土壤剖面为研究对象, 运用野外定点采样和室内分析的方法, 探讨了土壤理化性质与有机碳含量及其相互间的耦合关系, 为贵州东部地区白云岩山地土壤提供地球化学新数据。结果表明: (1) 三个剖面土壤 pH 值主要集中在 7.50~8.00 之间, 呈碱性, 为黑色、灰黑色土壤-棕壤-黄壤碱性石灰土, 土壤质地为粉粘壤土。(2) 土壤剖面有机碳含量具有高度变异性, 整体上表现为从表土层到底层逐渐减少。植被、土壤理化性质和剖面成土演化对土壤有机碳含量有着重要影响。(3) 土壤有机碳与土壤密度和 pH 值有明显的线性负相关性 ($R^2=0.62, 0.21, n=32$), 与土壤有机氮呈极显著线性正相关 ($R^2=0.98, n=32$); 土壤有机碳与不同粒径组分相关性较弱, 但相对而言与土壤黏粒相关性最大, 成幂指数负相关 ($R^2=0.22$)。土壤的理化性状在很大程度上影响着土壤有机碳的含量, 而土壤有机碳含量的变化又对土壤理化性质有着重要的调节作用, 二者相互联系、相互耦合, 共同制约着喀斯特地区土壤生态系统的演化。

关键词: 土壤理化性质; 粒度分级; 土壤有机碳; 相关性分析

中图分类号: S153 文献标识码: A 文章编号: 1672-9250(2017)03-0267-10 doi: 10.14050/j.cnki.1672-9250.2017.03.003

东南亚及中国西南喀斯特地区是“世界上最大的喀斯特连续带”, 贵州作为西南喀斯特区域的中心地带, 是中国碳酸盐岩分布面积最广、喀斯特发育最强烈的省份之一。境内碳酸盐岩山地面积约为 $12.95 \times 10^4 \text{ km}^2$, 占全省山地总面积的 73.6%^[1-2]。喀斯特地区显著的特点是土壤浅薄, 成土速度慢, 形成 1 cm 厚的土层, 往往需要几万年^[3]; 土壤蓄水能力弱, 植物生长缓慢, 生态系统对外界的干扰显得脆弱和敏感; 环境容量小, 系统的抗逆能力、稳定性和自我恢复能力较低, 因而成为典型的生态脆弱区^[4]。加之在亚热带季风气候的冲击以及人类不合理经济社会活动的破坏下, 许多区域出现了程度不等的石漠化现象, 严重影响了土壤质量。

土壤是地球陆地生态系统的基础, 具有贮存并循环生物圈及地表的生源要素的功能^[5], 而土壤有机质作为土壤重要组成部分和代表一个主要碳库在生态研究中起着关键作用^[2,6], 强烈影响着土壤

质量和气候变化^[7]。一些研究证明, 土壤有机碳可以增强土壤质量、提高土壤产量和维持土壤水分^[8]。此外, 有机碳不仅有很强的沉积功能, 在减缓全球变暖方面也起着重要作用, 全球变暖使土壤对 CO_2 的吸收的重要性愈加突显出来^[9]。因此, 选择典型喀斯特地区土壤剖面, 深入认识探讨土壤理化性质与土壤有机碳含量之间的相关关系, 有助于提高我们在土壤粒度分布对土壤有机碳含量影响机理和区域土壤演化、土壤侵蚀过程中土壤有机质的生物地球化学循环方面的理解, 从而弄清土壤的发生、发展和变化规律, 按照土壤的演替关系使之朝进化性方向发展。

研究选取了世界著名自然遗产地典型峰丛-峰林地貌下白云岩上覆土壤剖面为研究对象, 通过对同一侧山顶、山腰和山脚三个不同坡位剖面颜色、pH 值、密度以及粒度分布特征等与土壤有机碳含量关系的探讨, 旨在为贵州东部地区白云岩山地土壤

收稿日期: 2016-07-30; 改回日期: 2016-09-16

基金项目: 国家重点基础研究发展计划项目(2013CB956702); 国家自然科学基金项目(41473122; 41073096)。

第一作者简介: 吴燕飞(1990-), 男, 硕士研究生, 主要研究方向为环境地球化学和喀斯特土壤生物地球化学循环。E-mail: YanFeiWu1990@163.com.

* 通讯作者: 季宏兵(1966-), 男, 博士, 研究员, 研究方向为环境地球化学和喀斯特地质。E-mail: jih_0000@126.com.

提供地球化学新数据,为表征和认识全球范围内的喀斯特地区土壤地球化学特征给出参考,从而指导提高土壤碳含量,增强土壤抵抗侵蚀的能力,提高土壤质量,促进喀斯特地区第四纪生态和环境保护。

1 研究区概况

研究区在大地构造位置上属华南板块内的扬子陆块南缘^[10-11],区划位于过渡区的江口-都匀小区^[12],地处中国云贵高原东部边缘向湘西低山丘陵过渡的山原斜坡地带^[10],山脉走向与构造线一致,多呈北东、北北东走向^[13](图1)。区域内沉积岩厚度达2 520 m,基本为寒武系地层,包括少部分震旦系、奥陶系等地层。采样点发育的地层岩性主要为寒武系高台组灰质白云岩^[14],岩石整体破碎,岩相产状平缓,内部缝合线构造及裂隙发育^[15]。施秉喀斯特地理位置位于贵州省东部施秉县境内(108°01'E~108°10'E,27°13'N~27°04'N),地势由西、西北向东、东南部逐渐降低,最高海拔1 615 m,最低海拔520 m,总面积约283 km²^[10]。土层厚度较小,属于中亚热带山地湿润季风气候,年均气温16℃^[10,14-15],年均降雨量在1 061 mm~1 200 mm,森林覆盖率93.95%,强烈的降水不断加剧地表喀斯特作用的进行^[16],使得区内白云岩峰丛-峰林地貌发育,是世界重要的自然遗产地。

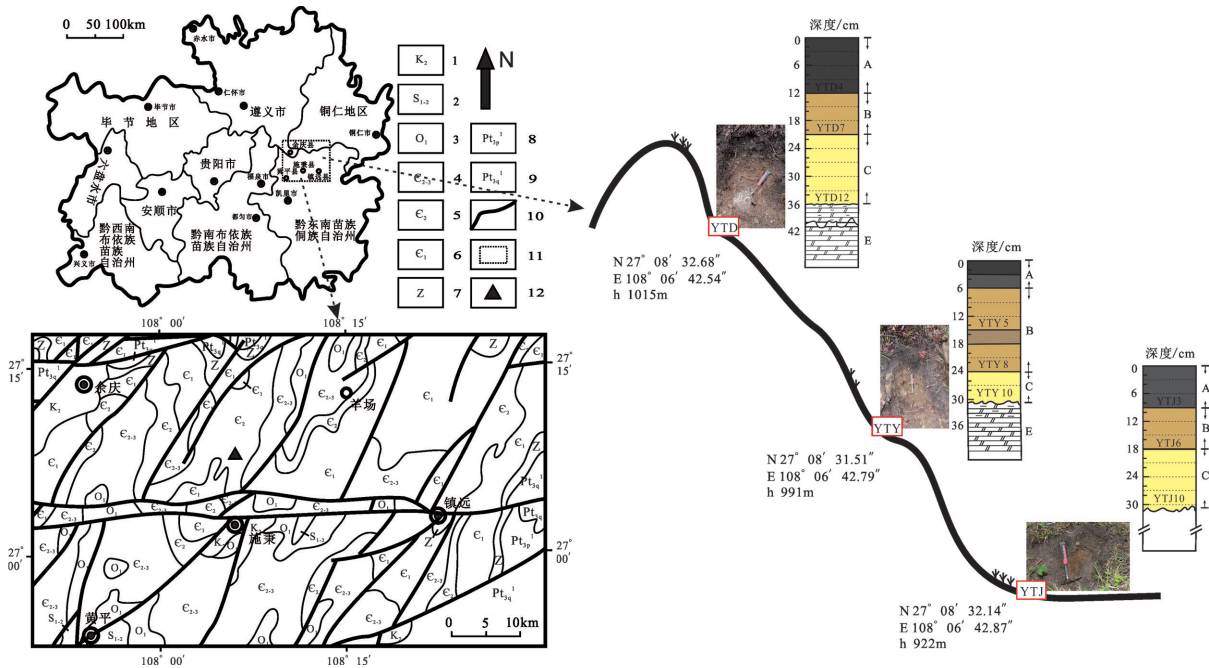
2 材料与方法

2.1 样品的采集

通过室内调研和野外勘察,选取施秉云台山附近典型峰丛洼地一侧,按山顶、山腰和山脚三个位置进行剖面采样。由于剖面土层发育厚度不大,采取自顶向下连续分层采样(每个样品取3 cm),共采集土壤和基岩样品35件(具体采样信息详见表1)。三个剖面土壤样品从表层到底层土壤颜色变化大体一致,表现为黑色、灰黑色土壤-棕壤-黄壤,且物理学分层分别对应土壤发生学层次上的A、B、C层(图1)。样品运回实验室后,马上进行了风干储存备用。

2.2 分析测试

土壤pH值的测定采用玻璃电极法^[17]。土壤密度根据公式 $\rho = (m_2 - m_1) / V$ 采用重量法测量^[18](每个样品均单独测量三次,求取平均值作为该样品的密度值)。土壤有机碳含量测量是在中科院地化所采用德国Elementar vario MACRO cube有机元素分析仪进行测定,检测精度<0.5% rel; 粒度分析采用英国Malvern生产的Master Sizer 2000型激光粒度仪测量完成,仪器的测量范围是0.02~2 000 μm,重现率优于0.5%,准确率优于1%。粒度测量的前处理过程参照庞奖励等^[19]一文,最后将上机测量结果按照1975年南京土壤研究所等单位



1 白垩系; 2 志留系; 3 奥陶系; 4-6 寒武系; 7 震旦系; 8-9 元古代; 10 断层; 11 研究区; 12 采样点

图1 施秉区域地质图及采样位置剖面示意图

Fig.1 Regional geological map and the profile sketch of the sampling area in Shibing Area, Guizhou Province, China

表1 白云岩上覆土壤剖面的地质特征及采样信息

Table 1 Geological characteristics and sampling information for dolomite soil profiles

剖面	分层	特征描述	代号	周围环境	层厚/cm	采样个数
山顶剖面	表土层 (A)	黑灰色、黑色表土层, 含大量植物根系和碎石, 有微生物活动, 无人类活动	YTD	洼地一侧峰丛坡面接近顶部位置, 海拔1 015 m, 采样地坡度较大, 周围无滚石遮挡, 主要植被为多年生乔木、林木	12	4
	土壤层 (B、C)	大体分为两个颜色层位, 上部为褐黄色土层, 下部为黄色土层, 植物根系随着剖面加深, 逐渐减少至不见, 土壤粘性增大			24	8
	基岩层 (E)	上部有较薄的碎裂岩层, 成分与基岩一致, 见乳白色岩石粉末; 下部为寒武系高台组灰色灰质白云岩夹泥质白云岩, 产状平缓			6	2
山腰剖面	表土层 (A)	黑灰色土, 含有较多根系, 无人类活动	YTY	坡中巨型滚石下1 m处, 海拔991 m, 周围破碎石块较多, 坡度较大, 主要植被为灌木、灌草	6	2
	土壤层 (B、C)	上部褐黄色土层, 18 cm处夹有浅灰色土层; 下部黄色土层, 粘性变大			24	8
	基岩层 (E)	块状灰白色、灰色薄层细粒白云岩, 碎裂少, 局部含很小的石英脉体			≥3	1
山脚剖面	表土层 (A)	黑灰色表土层, 含有大量草根, 碎石	YTJ	坡底平坦洼地处, 海拔922 m, 坡度为<1°, 上覆草被, 土壤板实	9	3
	土壤层 (B、C)	上部褐黄色土层; 下部黄色土层, 粘性变大			21	7
	基岩层 (E)	—			—	0

制定的中国土粒分级标准划分为六个等级, 即黏粒 (<1 μm)、粗黏粒 (1~5 μm)、细粉粒 (5~10 μm)、粗粉粒 (10~50 μm)、细砂粒 (50~250 μm) 和粗砂粒 (250~1 000 μm) 6个组分。所有样品的测试结果详见表2。

3 结果与讨论

3.1 剖面土壤密度和 pH 分布特征

3.1.1 剖面土壤密度分布特征

土壤密度是土壤重要的物理性质之一, 它的变化主要与土壤有机质含量、粘粒含量、结构状况和松紧度以及孔隙状况等有关^[20]。如图2, 研究区三个剖面土壤的密度主要集中在1.40~1.70 g/cm³之间, 基岩和半风化基岩密度远高于土壤密度, 均都大于2.30 g/cm³。整体来看, 三个剖面密度的大小关系是: 山脚>山腰>山顶。具体变化规律为: 山脚剖面在0~18 cm逐渐增加, 18~24 cm迅速减小, 24~30 cm基本稳定; 山腰剖面的密度值呈台阶式变化, 即先增加, 略有减小, 再增加, 再轻微减小……循环往复, 直到基岩层面密度迅速增大为止; 山顶剖面密度值呈不规则“Z”字型变化, 在0~12 cm增大, 12~21 cm减小, 21~36 cm增大, 36 cm到基岩界面又迅速增加。

土壤抗侵蚀性是评定土壤抵抗侵蚀能力的重要参数, 与土壤内在的结构性质密切相关^[21]。朱显谟^[22]将土壤抗侵蚀性分为抗冲性和抗蚀性。王健

等^[23]通过对质地为粉沙粘壤土的土壤密度对土壤抗侵蚀性的影响研究发现, 随着土壤密度的增大, 土壤的抗冲性和抗剪强度增强, 但在土壤密度大于1.27 g/cm³时, 土壤的抗蚀性随着土壤密度的增大而减小。据此我们可推测施秉云台山地区土壤质地同样为粉粘壤土(图3)的三个剖面样品的土壤抗侵蚀性, 即土壤的抗冲性和抗剪强度关系是山脚>山腰>山顶, 抗蚀性关系则是山脚<山腰<山顶, 说明山顶和山腰土壤易遭受水流和风力等侵蚀力的机械破坏和土体滑动的剪切, 山脚土壤易于受到降雨和径流等的分散和悬浮。

3.1.2 剖面土壤 pH 分布特征

土壤的酸碱性是土壤的重要的理化性质之一, 是土壤在形成过程中受生物、气候、地质、水文等因素综合作用的结果^[17]。土壤pH值可通过影响微生物活性影响有机质降解, 还对土壤微量元素的有效性和肥力有重要影响, 从而间接影响土壤有机质。由图2, 我们发现三个剖面土壤的pH值整体变化不大, 但局部波动剧烈, 变化明显。其中山脚剖面在0~15 cm呈“Z”字型变化, 15~30 cm逐渐减小; 山腰剖面在整个剖面上表现为“Z”字型变化, 0~9 cm增加, 9~21 cm迅速降低至最小值7.05, 21~31 cm又快速增加; 山顶剖面在0~6 cm减小, 6~18 cm成“Z”字型变化, 18~21 cm明显减小, 21~31 cm迅速增加。三个剖面土壤pH值主要集中在7.50~8.00之间, 根据土壤的酸碱度分级, 研究区土

表2 剖面密度、pH 以及有机碳氮含量

Table 2 The value of density , pH and the contents of organic carbon and nitrogen in the soil profiles

项目	YTJ1	YTJ2	YTJ3	YTJ4	YTJ5	YTJ6	YTJ7	YTJ8	YTJ9	YTJ10	YTY1
深度/cm	3	6	9	12	15	18	21	24	27	30	3
$\rho/(g/cm^3)$	1.50	1.55	1.65	1.67	1.74	1.82	1.77	1.67	1.66	1.64	1.42
pH	7.60	7.80	7.90	7.49	7.91	7.90	7.88	7.83	7.91	7.74	7.52
C/%	7.00	6.42	4.69	3.32	2.21	2.06	1.39	1.25	1.29	1.32	5.31
N/%	0.54	0.52	0.37	0.28	0.22	0.18	0.14	0.13	0.14	0.15	0.38

项目	YTY2	YTY3	YTY4	YTY5	YTY6	YTY7	YTY8	YTY9	YTY10	YTD1	YTD2
深度/cm	6	9	12	15	18	21	24	27	30	3	6
$\rho/(g/cm^3)$	1.48	1.60	1.56	1.61	1.65	1.61	1.67	1.62	1.66	1.39	1.45
pH	7.71	7.87	7.75	7.78	7.51	7.05	7.23	7.85	7.88	7.68	7.57
C/%	4.37	2.20	2.57	2.61	1.52	2.60	1.12	2.07	2.10	10.83	9.26
N/%	0.30	0.16	0.19	0.17	0.12	0.19	0.10	0.14	0.17	0.82	0.72

项目	YTD3	YTD4	YTD5	YTD6	YTD7	YTD8	YTD9	YTD10	YTD11	YTD12
深度/cm	9	12	15	18	21	24	27	30	33	36
$\rho/(g/cm^3)$	1.48	1.58	1.53	1.54	1.49	1.52	1.56	1.63	1.65	1.67
pH	7.81	7.98	7.72	7.98	7.68	7.68	7.66	7.74	7.91	7.91
C/%	8.51	6.90	5.92	5.81	5.26	4.88	3.54	3.44	3.07	3.25
N/%	0.67	0.56	0.47	0.45	0.41	0.39	0.32	0.33	0.31	0.32

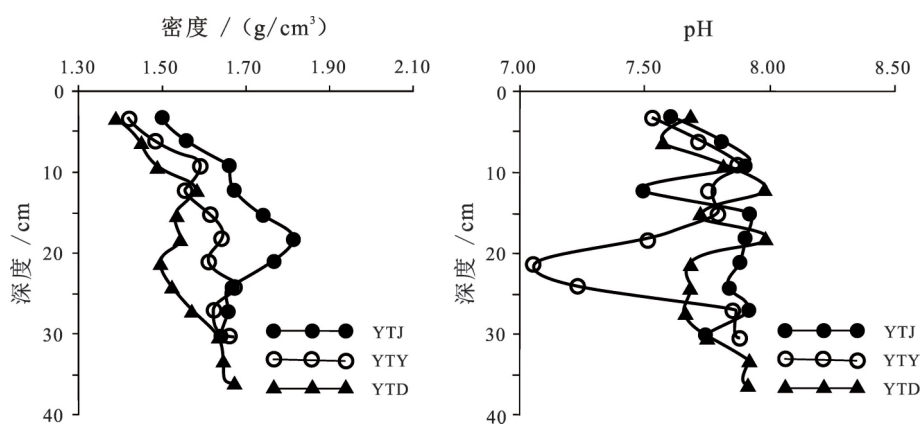


图2 剖面中密度和 pH 分布特征

Fig.2 Distribution characteristics of soil density and pH

壤应为碱性土,又因为石灰性土壤 pH 一般在 7.5~8.5^[20],钙质含量高,研究区剖面显示出了典型石灰土特征。土壤碱性主要来自于土壤中钙、镁、钠、钾的重碳酸盐、碳酸盐以及土壤胶体上的交换性钠离子的水解作用。

3.2 剖面土壤粒度分布特征

土壤颗粒是构成土壤固相骨架的基本颗粒,它们数目众多,大小和性状迥异,强烈影响着土壤的理化性质,进而改变物质的循环和能量流动。按土壤颗粒大小进行分级,弄清土壤颗粒组成,是了解土壤发生和划分土壤类别的重要依据^[24]。已有研究证实^[25],土壤质地会影响微生物活性及保持碳的

能力,从而对有机质的分布有一定的影响。本文将三个剖面的粒度分析数据在国际制土壤质地分类图中进行了投点,结果发现三个剖面粒度数据基本落在 11 区(图 3),表明土壤质地为粉粘壤土。三个剖面的土壤组分主要分布在粗黏粒、细粉粒和粗粉粒(1~50 μm)三个粒径分级范围内,尤其是分布在粗粉粒(10~50 μm)范围内,体积百分含量几乎都超过了 50%(图 4),最高为 YTD10,60.99%,最低为 YTJ9,但也达到了 47.19%。

3.2.1 不同剖面同一土壤发生层次上的粒度分异

中值粒径是指一个样品的累计粒度分布体积百分数达到 50%时所对应的粒径,用 $d(0.5)$ 表示,

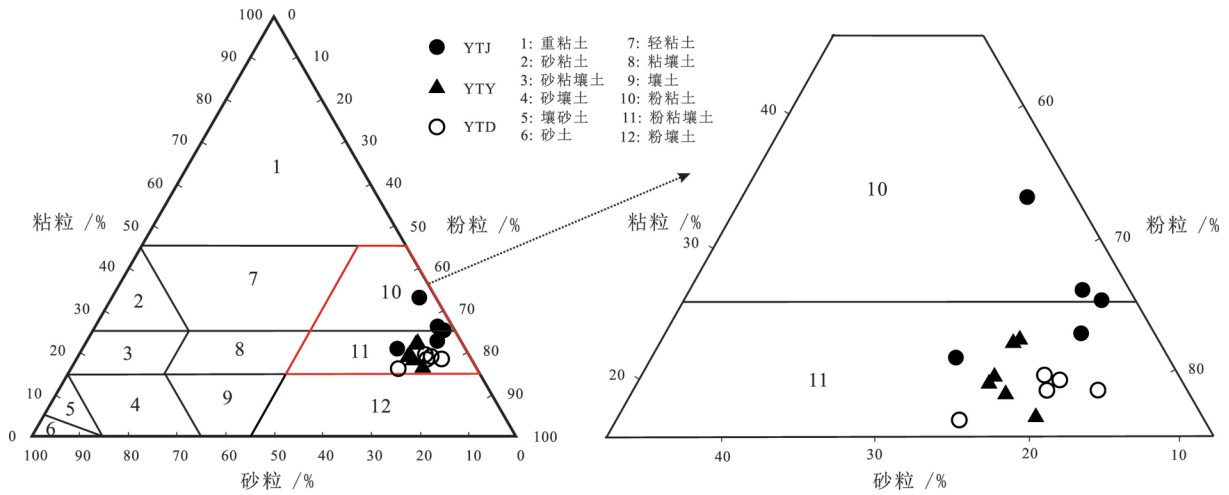


图 3 国际制土壤质地分类图

Fig.3 Classification figure for soil texture

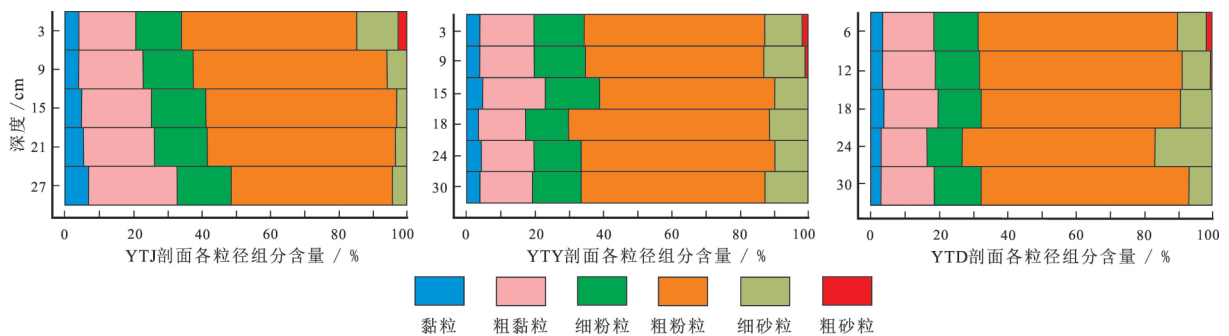


图 4 剖面粒度分布图

Fig.4 Particle size distribution in soil profiles

它的物理意义是粒径大于它的颗粒占 50% ,小于它的颗粒也占 50%。根据实验结果 ,针对土壤的中值粒径分析发现 ,整体上各土壤发生层 $d(0.5)$ 对应的大小关系均是山顶>山腰>山脚 ,且三个剖面在 C 层达到粒径最大差值 13.33 μm (YTD8: 23.91 μm , YTJ9: 10.58 μm) (表 3) 。其中 ,具体变化是: A 层山顶剖面的中值粒径最大 ,均值为 17.89 μm ,而山腰剖面与山脚剖面的中值粒径差别不大 ,均值分别为 16.51 μm 和 16.57 μm ; B 层山顶剖面中值粒径均值为 18.56 μm ,山腰 16.83 μm ,山脚 13.17 μm ; C 层三个剖面中值粒径差异最大 ,分别是山顶 20.51 μm ,山腰 17.43 μm ,山脚 11.90 μm 。不论哪个位置的剖面 ,大部分粒径都集中在 1~50 μm 粒径范围之内。对于小于 1 μm 的黏粒 ,组分含量的大概变化趋势是山顶<山腰<山脚。同一侧山体坡面随着剖面所处地理位置的降低 ,土壤黏粒含量增加 ,这可能是因为径流作用下 ,表层较细土壤组分随着水流向山下流失 ,使得剩余土壤粒径偏大。土壤的类别和特点主要是继承了成土母质的类型和特

点 ,是土壤的一种十分稳定的自然属性。整体来看 ,三个剖面各发生层土壤所含的黏粒、粉粒和砂粒配比适宜 ,差别不大 ,说明该研究区土壤是在同一母岩且组分较均一的基础上发展起来的。

3.2.2 同一剖面不同土壤发生层次上的粒度分异

相同剖面不同发生层次上的土壤粒度变化情况在山顶、山腰和山脚处的表现也有差别(图 4) 。山脚剖面自 A 层到 C 层 ,中值粒径呈现出逐渐减小的变化规律 ,变化范围为 10.58 μm ~17.92 μm 。山腰和山顶剖面自 A 层到 C 层 ,中值粒径变化与山脚相反 ,呈现出逐渐增大的变化规律。山腰剖面从 A 层到 C 层中值粒径变化范围为 14.41~19.31 μm ,在 YTY5 号采样点出现了最小值 14.41 μm ,YTY6 号采样点出现了最大值 19.31 μm ; 山顶剖面从 A 层到 C 层中值粒径变化范围为 17.11~23.91 μm 。山脚剖面土壤的中值粒径 A 层大于 B 层 ,B 层大于 C 层 ,这说明山脚表层土壤细粒组分可能随着降水入渗向下迁移 ,也可能是随着地表径流流失 ,导致下部土壤中值粒径比上部土壤中值粒径低 ,这与喀

表3 施秉云台山土壤剖面粒径分级

Table 3 Particle size distribution in Yuntaishan soil profile of Shibing Area

样品编号	深度/cm	<1 μm 黏粒/%	1~5 μm 粗黏粒/%	5~10 μm 细粉粒/%	10~50 μm 粗粉粒/%	50~250 μm 细砂粒/%	250~1000 μm 粗砂粒/%	$d(0.5)$ 中值粒径/ μm
YTJ1	3	3.93	16.74	13.28	51.20	12.32	2.53	17.92
YTJ3	9	4.18	18.66	14.58	56.85	5.73	0.00	15.21
YTJ5	15	4.81	20.62	15.79	55.80	2.98	0.00	13.17
YTJ7	21	5.27	21.03	15.28	54.90	3.51	0.00	13.21
YTJ9	27	6.97	25.98	15.66	47.19	4.19	0.00	10.58
YTY1	3	4.16	15.84	14.54	52.75	11.04	1.66	16.51
YTY3	9	4.11	15.89	14.85	52.03	12.22	0.90	16.61
YTY5	15	4.75	18.25	15.97	51.24	9.79	0.00	14.41
YTY6	18	3.75	13.78	12.28	58.70	11.50	0.00	19.31
YTY8	24	4.37	15.68	13.57	56.74	9.64	0.00	16.99
YTY10	30	3.98	15.52	14.01	53.82	12.67	0.00	17.43
YTD2	6	3.56	15.05	13.10	58.26	8.22	1.82	17.72
YTD4	12	3.57	15.40	12.90	59.19	8.59	0.35	18.06
YTD6	18	3.93	15.98	12.31	58.35	9.43	0.00	18.56
YTD8	24	3.22	13.09	10.43	56.51	16.75	0.00	23.91
YTD10	30	3.34	15.28	13.70	60.99	6.70	0.00	17.11

斯特区域的岩溶裂隙多,水分入渗较快,以及可能的人类活动干扰有关。王英芹等^[4]研究发现,未受到人类活动破坏的天然草地的表层土壤中值粒径要远小于B层,B层小于C层,这种现象与本研究山顶和山腰两处剖面分析结果一致,与山脚分析结果相反。通过野外勘察,发现采样点山顶、山腰处没有人类活动痕迹,为天然演化的喀斯特林地环境,这就说明土壤剖面中这种上小下大的中值粒径关系可能是未受人类活动干扰的天然演化地土壤共有的特征。山腰和山脚剖面的粒径变化特征还与风化作用的强弱有一定的关系,即受表层植被、土壤微生物、有机酸等作用(越往剖面深处这种作用越弱^[4])影响,下部土壤演化程度更低,成熟度更低,使得土壤中值粒径更大。通过分析,我们认识到,即使是在同一母岩基础上发育起来的土壤组分,受水文条件、土壤理化条件、表层植被和土壤演化程度等因素的影响也是有差别的。

3.2.3 剖面土壤粒度分异的影响因素

土壤颗粒大小不同,其化学组成和物理化学性质不同。王楠等^[24]通过研究发现,粉粒(5~50 μm)绝大多数是由抗风化能力较强的石英组成,伴随少量云母,营养元素含量比砂粒丰富。本文研究剖面土壤颗粒主要集中在粉粒,这也与张冬青等^[26]和高杰等^[27]的研究结果一致。李世奇等^[10]研究发现施秉白云岩喀斯特代表了白云岩喀斯特地貌演化的青年期,说明研究区地貌演化时间还短,那么上覆的土壤演化时间也相应不长,因而形成了以粉粒为

主的土壤剖面。粉粒颗粒较小,容易进一步风化,所以随着土壤演化,粘土矿物增多,土壤质量将会提高。砂粒和黏粒在山顶和山腰两个剖面变化不大,基本不变,而在山脚剖面变化明显,表现为自顶向下黏粒含量逐渐增加,这可能是因为山脚剖面风化壳表层土壤受到大气降水垂直下渗的影响,机械淋溶使得较细的黏粒往下迁移^[28]。山顶和山腰两处剖面由于位置较陡,黏粒更倾向于被降水冲刷而不是下渗(与前文分析结果一致),因而表现出剖面表层黏土含量相对底层轻微减少,但总体差别不大的特征。另外,山脚黏粒含量高于山顶、山腰表层黏粒含量,很可能是受上部冲刷下来的黏粒影响。山脚剖面的颗粒组成的深度分布还反映了成土淋溶淀积的特点,在土壤剖面长期成土演化的过程中使得表层土的黏粒含量最低,然后随着纵向深度的增加不断升高,直至出现明显的黏粒富集层^[27]。

3.3 剖面土壤有机碳分布特征

土壤有机碳是反应土地荒漠化的重要指标,其含量高是表征土壤质量状况的一个重要因子^[29],直接影响土壤物理、化学和生物学性质^[30-31],主要受气候、植被、母岩、海拔、耕种等多种因素的影响^[32],是进入土壤的有机质与土壤损失有机碳之间平衡后的结果^[2]。本文对三个土壤剖面样品有机碳含量作了分析(图5)。研究发现,三个剖面有机碳含量均低于11%,且相互间差异明显。其中山顶剖面有机碳含量最高,远高于山腰和山脚两个剖面;山腰和山脚两个剖面有机碳含量接近,差异不

大,但在0~15 cm,山脚剖面碳含量大于山腰,在15 cm后山腰剖面大于山脚剖面。三个剖面有机碳含量的具体变化特征是:山顶剖面在0~27 cm明显下降,在27 cm后基本保持稳定;山腰剖面波动最明显,除了在剖面上部0~9 cm明显下降外,9~27 cm碳含量是跳跃波动的,在27 cm后保持稳定;山脚剖面在0~21 cm迅速下降,后也基本保持稳定。整体来看,剖面分析结果与前人的研究结果相似,即土壤剖面有机碳含量均表现出从剖面表层向下逐渐减少的变化特征,但不同剖面从表层向下有机碳含量变化的趋势又有不同^[2,33-35]。

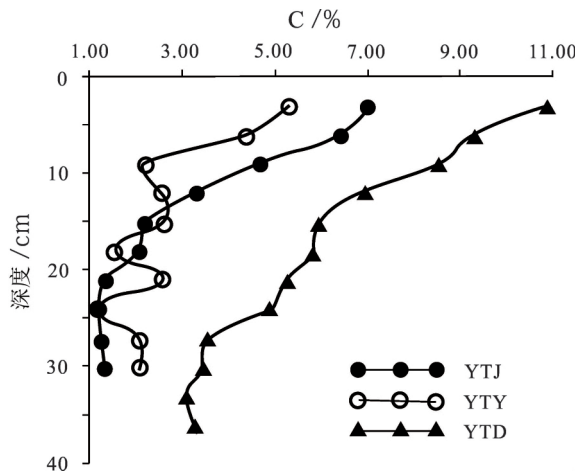


图5 土壤剖面有机碳含量分布特征

Fig.5 Organic carbon content distribution characteristics for soil profiles

3.4 影响土壤有机碳的因素及其相互关系

3.4.1 影响土壤有机碳的因素

植被对土壤有机质含量影响显著。很多关于喀斯特地区植被演替对土壤有机质的影响研究表明,乔木林下土壤有机质含量最高^[36-38]。除了植被类型外,喀斯特地区土壤有机碳含量还与植被覆盖度呈显著相关^[32],因为随着覆盖率的增加,生物累积增加,归还土壤的有机残体增多,有机碳含量增加。本次研究山顶剖面植被主要为多年生乔木,山腰和山脚剖面主要为灌木和灌草。山顶乔木比山腰、山脚灌木、草被初级生产力高,归还土壤的植物残体丰富,这是山顶剖面有机碳含量高于其余两个剖面的主要原因。在自然条件下,表层土壤是植被枯枝落叶的主要接受层^[2],碳含量高,随着土壤深度的加深,碳主要来源于表层有机碳的向下迁移和植物根系以及微生物量,但土壤有机碳在土体内部的迁移累积形式非常缓慢^[27],故随着剖面深度

的增加,碳含量明显下降,这也与喀斯特区域土壤有机质含量沿剖面向下均降低一致^[5,32]。在剖面底部,表层土壤有机物和土壤微生物对该层作用更弱,因此使得碳含量最终趋于稳定。

土壤的理化性状在很大程度上也影响着土壤有机碳含量^[39-41],如土壤有机碳的稳定性受土壤金属氧化物、黏粒含量以及黏土矿物种类影响。多元回归分析表明,交换性 Ca^{2+} 是喀斯特林地土壤有机碳的主要控制因素^[42],因为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^[43],使有机质不断分解形成腐殖质,腐殖化后的胡敏酸易于与 Ca^{2+} 形成不易分解的胡敏酸钙,该化合物能稳定土壤有机质,降低有机质的分解程度,有利于土壤有机质的累积^[2,32]。此外,土壤孔隙水中的溶解碳酸钙还可能在土壤有机质表面覆盖一层碳酸盐结壳,从而抑制腐殖化有机质的分解^[44]。刘丛强等^[45]对贵州众多喀斯特地区的研究发现,喀斯特石灰土剖面整体土壤比碎屑岩风化形成的黄壤剖面的有机碳含量明显高,尤其是在表层土壤这种差别更突出,也证实了 Ca^{2+} 的这种作用。此外,对于不同地形地貌和海拔地区同类石灰土而言,其土壤有机碳含量的分布也是很不均一的,石灰土土壤有机碳含量具有高度变异性^[45]。土壤有机碳含量随海拔升高而增加,即使对于同一山坡,一般坡肩比坡脚土壤的有机碳含量高^[45],这也与本文研究结果一致。

土壤剖面的成土演化对有机质的深度分布也具有显著制约作用。陈庆强等^[46]通过研究发现,土壤有机质的深度分布特征与土壤剖面的发育密切相关。它们之间的联系是:土壤剖面表土层接受地表植被枯落物,并存在大量植物细根,有机质来源丰富,成土时间较短,有机质分解损失量低于有机质加入量,故有机质含量最高;土壤剖面演化,表土层因沉积作用逐渐被埋藏,成为次表层土,有机质的来源减少,主要为根系分泌物,土壤中微生物残体及分泌物,以及上层有机质的淋滤物;随深度增大,土层被埋藏的时间中增加,有机质的来源数量不断减少,而成土时间增加,因分解导致的有机质含量降低幅度增大,有机质含量不断减少。深层土壤有机质含量虽然较低,但由于经过了长期分解,剩余组分稳定,所以深层土壤有机质含量最后基本趋于稳定。

3.4.2 土壤有机碳与理化性质和土壤结构的关系

土壤理化性质能影响土壤有机碳含量^[39-41],土

壤有机碳含量的变化也对土壤理化性质有着重要的调节作用^[47]。这种调节作用的大小通常可以用土壤有机碳含量与理化性质之间的相关关系表示,其中相关系数越大,表明二者相关关系越强。对研究区剖面土壤有机碳含量与土壤密度、pH值、土壤有机氮含量和土壤粒度分布作散点图,进行相关分析(图6)。研究发现,土壤有机碳含量与土壤密度和pH值有极显著的线性负相关关系,它们的相关系数分别为 $R^2=0.62$ 和 $R^2=0.21$,这表明土壤有机碳的增加通常意味着土壤密度和pH值的减小,这与前人研究结果相符^[9,40-41,48-49],再次证明了土壤有机碳受土壤碱性和密度影响较大。土壤有机氮含量与土壤有机碳呈极显著线性正相关,相关系数为 $R^2=0.98$,斜率为13.13,这意味着土壤有机氮提高1%,那么土壤有机碳将相应增加约13%的量,这与祖元刚等^[39]研究结果一致。

图6显示,土壤有机碳与不同土壤粒径组分之间相关性弱,呈程度不等的幂指数关系。不同剖面间相关性差异明显,按相关系数大小排序是黏粒>砂粒>粉粒($R^2: 0.21>0.16>0.02$),说明土壤有机碳主要与细粒的黏粒相关,与颗粒较大的粉粒、砂粒相关性不大。其中,土壤有机碳与黏粒呈负相关,与粉粒和砂粒呈弱的正相关,这与苏冬雪^[40]对

东北地区高有机碳、低无机碳环境统计分析结果相反,而体现了喀斯特地区高无机碳、低有机碳环境下的土壤结构与有机碳含量之间的特征。

4 结论

通过对世界著名遗产地贵州施秉云台山地区典型剖面土壤基本属性、粒度特征和土壤有机碳含量及相互关系分析,得出如下结论:

1) 施秉云台山地区土壤质地为粉粘壤土,三个剖面各土壤发生层所含的黏粒、粉粒和砂粒配比适宜,差别不大,是在同一母岩且组分较均一的基础上发展起来的,但受土壤理化条件、植被、风化程度和水文地质条件等因素的影响,使得不同海拔位置剖面在同一土壤发生层次或者同一剖面不同土壤发生层次粒度分布出现分异。

2) 土壤的抗冲性和抗剪强度关系是山脚>山腰>山顶,抗蚀性关系则是山脚<山腰<山顶。山顶和山腰土壤易遭受水流和风力等侵蚀力的机械破坏和土体滑动的剪切,山脚土壤易于受到降雨和径流等的分散和悬浮。

3) 土壤剖面有机碳含量具有高度变异性,植被是其主要物源,对土壤有机碳含量影响显著。剖面整体上表现为从表土层到底层有机碳逐渐减少,但

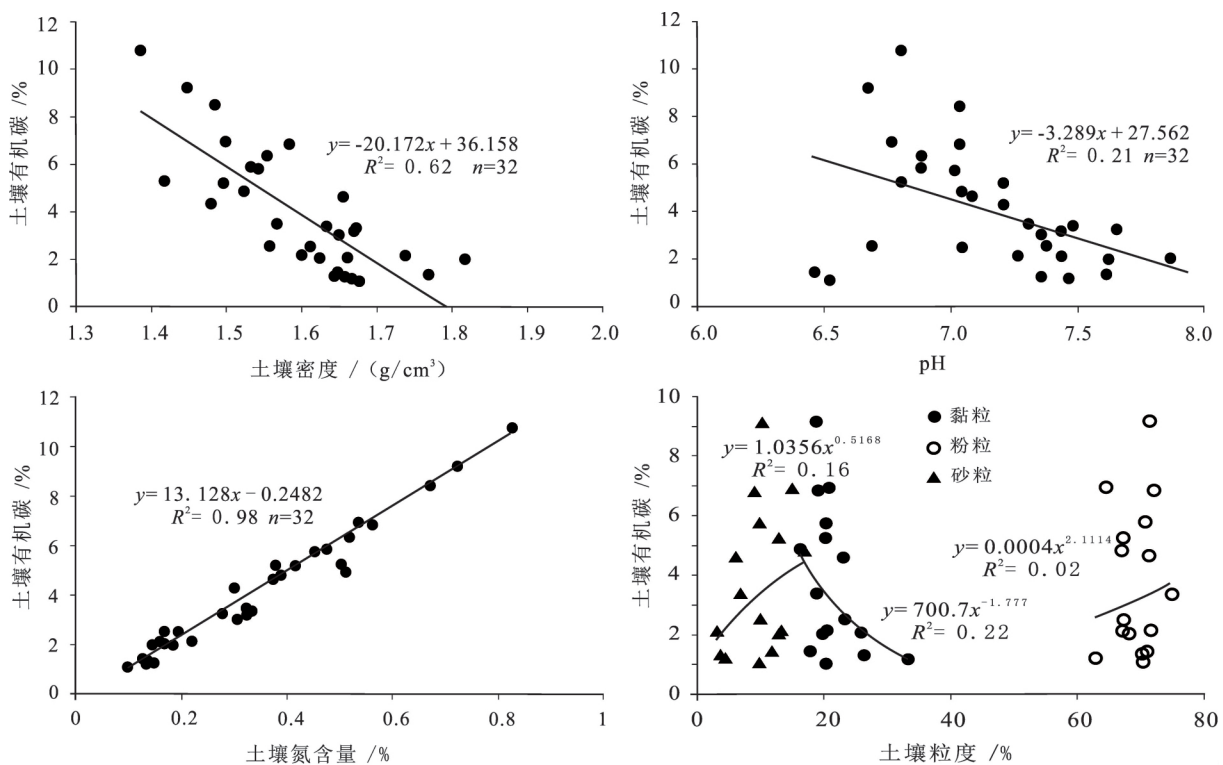


图6 土壤密度、酸碱度、氮含量、土壤结构与有机碳的关系

Fig.6 Relations of soil density, pH value, nitrogen content, and soil texture with SOC

土壤理化性质、海拔和剖面成土演化程度对土壤有机碳也有着重要影响,使得三个剖面土壤有机碳又相互区别。

4) 相关性分析发现土壤有机碳与土壤密度和

pH 有明显的线性负相关性,与土壤有机氮有极显著线性正相关;土壤有机碳与不同粒径组分相关性较弱,但相对而言与土壤黏粒相关性最大,成幂指数负相关。

参 考 文 献

- [1] 龙健,李娟,滕应,等. 贵州高原喀斯特环境退化过程土壤质量的生物学特性研究[J]. 水土保持学报, 2003, 17(2) : 47-50.
- [2] 李龙波,刘涛泽,李晓东,等. 贵州喀斯特地区典型土壤有机碳垂直分布特征及其同位素组成[J]. 生态学杂志, 2012, 31(2) : 241-247.
- [3] Rasool R, Kukul S S, Hira G S. Soil organic carbon and physical properties as affected by long-term application of FYM and inorganic fertilizers in maize-wheat system[J]. Soil & Tillage Research, 2008, 101(1-2) : 31-36.
- [4] 王英芹,李林立,张海,等. 岩溶高山区不同土地利用类型土壤粒度特征[J]. 人民长江, 2009, 40(3) : 29-30.
- [5] 何腾兵,刘丛强,王中良,等. 贵州乌江流域喀斯特生态系统土壤物理性质研究[J]. 水土保持学报, 2006, 20(5) : 43-47.
- [6] 朱书法,刘丛强,陶发祥. $\delta^{13}\text{C}$ 方法在土壤有机质研究中的应用[J]. 土壤学报, 2005, 42(3) : 495-503.
- [7] Xie X L, Sun B, Zhou H Z, *et al.* 2004. Soil organic carbon storage in China[J]. Pedosphere, 14(4) : 491-500.
- [8] Post W M, Emanuel W R, Zinke P J, *et al.* Soil carbon pools and world life zones[J]. Nature, 1982, 298: 156-159.
- [9] Wang W J, Ling Q, Zu Y G, *et al.* Changes in soil organic carbon, nitrogen, pH and bulk density with the development of larch(*Larix gmelinii*) plantations in China[J]. Global Change Biology, 2011, 17(8) : 2657-2676.
- [10] 李世奇,熊康宁,苏孝良,等. 世界自然遗产提名地施秉喀斯特地貌及其演化[J]. 贵州师范大学学报(自然科学版), 2012, 30(3) : 12-17.
- [11] 程裕淇 主编. 中国区域地质概论[M]. 北京: 地质出版社, 1993, 369-370.
- [12] 贵州省地质矿产局. 贵州省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1987, 49-66.
- [13] 贵州省施秉县地方志编纂委员会. 施秉县志[M]. 北京: 方志出版社, 1997.
- [14] 张乾柱,刘子琦,罗井升,等. 岩石地球化学特征对喀斯特峡谷形态与分布影响分析-以贵州施秉喀斯特世界自然遗产预选地为例[J]. 西南大学学报(自然科学版), 2012, 34(6) : 114-120.
- [15] 刘琦,顾展飞,卢耀如,等. 贵州施秉白云岩溶蚀特性及孔隙特征实验研究[J]. 地球学报, 2015, 36(4) : 413-418.
- [16] 杨胜元,张建江,等. 贵州环境地质[M]. 贵阳: 贵州科技出版社, 2008.
- [17] 奚旦立,孙裕生,刘秀英 合编. 环境监测(第三版)[M]. 北京: 高等教育出版社, 2004: 265, 281.
- [18] 姜霞,王书航 等 编著. 沉积物质量调查评估手册[M]. 北京: 科学出版社, 2012.
- [19] 庞奖励,乔晶,黄春长,等. 前处理过程对汉江上游谷地“古土壤”粒度测试结果的影响研究[J]. 地理科学, 2013, 33(6) : 748-754.
- [20] 中国科学院南京土壤研究所. 土壤理化分析[M]. 上海: 上海科技出版社, 1978.
- [21] Bronick C J, Lal R. Soil structure and management: A review[J]. Geoderma, 2005, 124(1) : 3-22.
- [22] 朱显谟. 黄土区土壤侵蚀的分类[J]. 土壤学报, 1956, 4(2) : 99-115.
- [23] 王健,刘旦旦,张鹏辉. 土壤密度对土壤抗侵蚀性的影响[J]. 灌溉排水学报, 2013, 32(1) : 65-68.
- [24] 王楠,姚佳佳,高彦征,等. 黄棕壤中不同粒径组分的提取分级与表征[J]. 中国环境科学, 2012, 32(12) : 2253-2260.
- [25] Li Z, Lin X. Characteristics of organic materials decomposition in infertile red soils[J]. Acta Ecologica Sinica, 2001, 22(8) : 1224-1230.
- [26] 张冬青,何腾兵,林昌虎,等. 贵州乌江流域喀斯特土壤物理性质的研究[J]. 贵州科学, 2006, 24(2) : 39-43.
- [27] 高杰,李锐,李今今,等. 白云岩风化剖面的粒度分布、元素迁移及碳同位素特征-以黔北新蒲剖面为例[J]. 生态学报, 2016, 36(5) : 1-12.
- [28] 冯志刚,王世杰,孙承兴. 引起红土表层硅铝比值增大原因的可能性探讨[J]. 地质地球化学, 2002, 30(4) : 7-14.
- [29] 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[J]. 生态学报, 2010 (5) : 1217-1226.
- [30] 程淑兰,欧阳华,牛海山,等. 荒漠化重建地区土壤有机碳动态研究[J]. 水土保持学报, 2004, 18(3) : 74-77.
- [31] 卢红梅,王世杰. 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, 2006, 34(4) : 41-46.
- [32] 邱欣月,安显金,董慧,等. 贵州喀斯特区域土壤有机质的分布和演化特征[J]. 地球与环境, 2015, 43(6) : 697-708.
- [33] Chen Q, Shen C, Sun Y, *et al.* Spatial and temporal distribution of carbon isotopes in soil organic matter at the Dinghushan Biosphere Reserve, South China[J]. Plant and Soil, 2005, 273(1-2) : 115-128.
- [34] 朱书法,刘丛强,陶发祥,等. 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, 2007, 44(1) : 169-173.
- [35] 刘涛泽,刘丛强,张伟,等. 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, 2008, 22(5) : 115-118.
- [36] 胡忠良. 贵州中部喀斯特山区不同植被下土壤养分和微生物功能变化研究[D]. 南京: 南京农业大学, 2009.

- [37] 王韵,王克林,邹冬生,等. 广西喀斯特地区植被演替对土壤质量的影响[J]. 水土保持学报,2007,21(6):130-134.
- [38] 罗海波,刘方,刘元生,等. 喀斯特石漠化地区不同植被群落的土壤有机碳变化[J]. 林业科学,2009,45(9):24-28.
- [39] 祖元刚,李冉,王文杰,等. 我国东北土壤有机碳,无机碳含量与土壤理化性质的相关性[J]. 生态学报,2011,31(18):5207-5216.
- [40] 苏冬雪. 土壤有机,无机碳库变化差异及其对理化性质的影响[D]. 哈尔滨:东北林业大学,2012,1-53.
- [41] 陆晴,王玉刚,李彦,等. 淋溶条件下土地利用方式对土壤有机碳含量及其理化性质的影响[J]. 水土保持学报,2013,27(3):242-247.
- [42] 张伟,刘淑娟,叶莹莹,等. 典型喀斯特林地土壤养分空间变异的影响因素[J]. 农业工程学报,2013,29(1):93-101.
- [43] Bollag J M, Strotzky G. Soil Biochemistry [M]. New York: Marcel Dekker, 1990: 6.
- [44] Chouliaras N, Jacquin F. Biodegradation and humification. II. Organic matter development in a rendzina and in an acid mull enriched or non enriched in CaCO₃ [J]. Bulletin de l'Ecole Nationale Supérieure d'Agronomie et des Industries Alimentaires, Nancy (France), 1976, 18: 71-79.
- [45] 刘丛强,郎赞超,李思亮,等. 喀斯特生态系统生物地球化学过程与物质循环研究: 重要性、现状与趋势[J]. 地学前缘,2009,16(6):1-12.
- [46] 陈庆强,沈承德,孙彦敏,等. 鼎湖山土壤有机质深度分布的剖面演化机制[J]. 土壤学报,2005,42(1):1-8.
- [47] Tiessen H, Cuevas E, Chacon P. The role of soil organic-matter in sustaining soil fertility [J]. Nature, 1994, 371(6500):783-785.
- [48] Batjes N H. Total carbon and nitrogen in the soils of the world [J]. European Journal of Soil Science, 1996, 47(2):151-163.
- [49] Wu H, Guo Z, Peng C. Land use induced changes of organic carbon storage in soils of China [J]. Global Change Biology, 2003, 9(3): 305-315.

A Study of Soil Physicochemical Properties in Relation to Soil Organic Carbon on Overlying Soil Profiles of Dolomite in Shibing, Southeast of Guizhou Province, China

WU Yanfei^{1,2}, JI Hongbing^{1,3}, CHU Huashuo^{1,2}, LUO Gang^{1,2}

(1. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, Guiyang 550081, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Civil & Environment Engineering School, University of Science & Technology Beijing, Beijing 100083, China)

Abstract: The karst region in Southwestern China is one of the famous karst regions in the world. This region is considered to be an extremely fragile ecological environment due to its thin soil, slowly formation rate, coarse texture, and serious erosion, so it is vulnerable to desertification. Soil organic matter of karst area plays an important role in keeping regional soil and water, showing its critical importance in the research of karst ecosystem. We selected the typical soil profiles which located in the Yuntai Mountain, Shibing, Guizhou Province to analyze the soil organic carbon (SOC) content and soil physical-chemical properties (SPCP), and then studied the coupling relationship between each other. Our results indicate that soil pH values are mainly concentrated in the range from 7.50 to 8.00, alkaline, and the soil is alkaline calcareous soil with the color of black-brown-yellow. Based on the soil grain size fraction of the three profiles, it shows that the components are mainly distributed in the range from 1 μm~50 μm, which are consisted of the coarse clay, silt and coarse silt. Other components especially located in the range of coarse silt, which particle size range of 10 μm~50 μm, and almost all of the soil samples in this part within the scope of volume percentage of higher than 50%. The soil texture is silty clay loam. Overall, there are no big differences in compose of clay, silt and sand soil in the three calcareous soil profiles, indicating that they developed from the same parent rock and under the same conditions. However, there is an obvious difference in the particle size distribution characteristic for the same level of different soil profiles or the same soil profile of different levels, based on the influence of soil physical and chemical conditions, weathering degree and hydrogeology conditions. It is also found that the SOC content range is between 1% and 11%, with high variability, and decrease rapidly with increasing deep of soil profile. It's content mainly concentrated in the surface soil layer. Vegetation, soil physical and chemical properties and profile evolution have important effect on SOC. As shown by our results, significant and negative correlations were found between SOC and parameters of soil bulk density and pH value ($R^2 = 0.62, 0.21, n = 32$). On the contrary, SOC has a very significant linear positive correlation with soil organic nitrogen ($R^2 = 0.98, n = 32$). Besides, SOC has weak correlation with different particle size composition, and relatively maximum negative correlation with soil clay. As obviously manifested by these results, SPCP can affect the content of SOC in a great extent, in turn, the change of SOC can adjust the SPCP. The two factors contact each other, mutual coupling, and restrict the evolution of karst ecosystem.

Key words: soil physical-chemical property; particle size distribution; soil organic carbon; correlation analysis