

文章编号:1001-4810(2013)03-0258-08

北方不同植被下土壤岩石试片的溶蚀速率及碳汇分析 ——以山西汾阳地区为例

黄奇波, 覃小群, 刘朋雨, 唐萍萍

(中国地质科学院岩溶地质研究所/国土资源部、广西壮族自治区岩溶动力学重点实验室, 广西 桂林 541004)

摘 要:通过山西汾阳不同植被条件下的对比溶蚀实验,并结合土壤有机碳和无机碳含量测试分析及土壤水分含量和 CO_2 浓度野外现场测试,揭示出北方半干旱条件下的溶蚀速率特征及其影响因素,结果表明:(1)不同植被条件下的土下试片溶蚀速率差异明显,林地的地面以下溶蚀速率最大,为 $0.551\ 1\ \text{mg}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$,分别是灌丛 [$0.258\ 5\ \text{mg}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$] 和草地 [$0.254\ 7\ \text{mg}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$] 的 2.13 倍和 2.16 倍;表明随着植被的正向演替,碳酸盐岩溶蚀速率有增加的趋势。(2)试片溶蚀速率主要受土壤有机碳、无机碳、水分控制,受土壤 CO_2 浓度影响小;其中土壤有机碳含量、土壤水分与试片溶蚀速率呈正相关,土壤无机碳含量与试片溶蚀速率呈负相关;高浓度的无机碳使部分试片经过溶蚀后重量不减反增,造成试片溶蚀速率偏低。(3)以林地、灌丛、草地条件下试片土下平均溶蚀速率计算出研究区岩溶碳汇强度为 $1.815\ \text{tCO}_2/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$,与前人根据水化学径流法计算的结果 [$8.69\ \text{tCO}_2/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$] 相比偏小。这意味着由溶蚀试片法来计算我国岩溶碳汇量可能会比实际偏小。

关键词:溶蚀速率;碳汇;土壤有机碳;土壤无机碳;土壤 CO_2 ;半干旱岩溶区

中图分类号:P642.25

文献标识码:A

0 引 言

溶蚀试片法因具有无需长期监测、试片制作简单、埋放方法成熟并较室内试验更加接近自然状态等优点,被广泛应用于岩溶碳汇研究中^[1]。国际上,国际洞穴协会曾在全球 60 多个地区建立观测站,对全球碳酸盐岩溶蚀速率开展观测研究^[2];在国内,早在 1984 年,我国龚自珍、黄庆达^[3]就在桂林开展了碳酸盐岩溶蚀速率野外试验工作;此后不少学者从不同研究角度开展过同类试验^[4-9],获得了大量成果。然而,北方干旱半干旱岩溶区土壤无机碳含量高^[10],在干旱少雨、蒸发量大的气候条件下容易发生碳酸盐沉积,使溶蚀实验中的部分试片经过一个水文年的溶蚀之后,重量出现不减反增的现象,从而使利用溶蚀试

片法计算岩溶碳汇强度在北方干旱半干旱地区受到了限制^[11]。前人对部分试片经过一个水文年后重量增加的原因进行过定性地探讨^[12],但对影响溶蚀试片速率的各种因素还缺乏深入研究。本文正是以此为切入点,选择山西半干旱岩溶区的汾阳马跑神泉流域为研究对象,通过对研究区不同植被条件下的溶蚀对比实验,并结合土壤有机碳和无机碳含量、土壤水分含量和 CO_2 浓度的分析测试,来揭示我国北方干旱半干旱气候条件下试片溶蚀速率特征及影响因素。本研究有助于认识北方干旱半干旱条件下岩溶碳汇特征和机理,为提高岩溶作用碳汇估算精度提供依据。

基金项目:中国地质调查项目(12120113005200)、国家自然科学基金项目(41302211)

第一作者简介:黄奇波(1982-),男,助理研究员,主要从事岩溶水文地质科研工作。E-mail:qbhuang0108@163.com。

收稿日期:2013-03-28

1 研究区土壤地球化学背景

1.1 地理概况

研究区位于山西晋中盆地西南,吕梁山东侧,地理座标是东经 111°25′40″至 112°00′00″,北纬 37°19′26″至

37°29′02″,流域面积 212.06 km²(图 1);属温暖大陆性气候,四季分明,冬季少雪,春季多风,夏秋多雨,多年平均气温为 11.11℃,多年平均降水量为 444.44 mm。由于受水汽来源、地形条件等因素的影响,降水量时空分布不均,且年内分配也很悬殊。6—9 月份降水量占全年的 50%~75%,7、8 两个月的

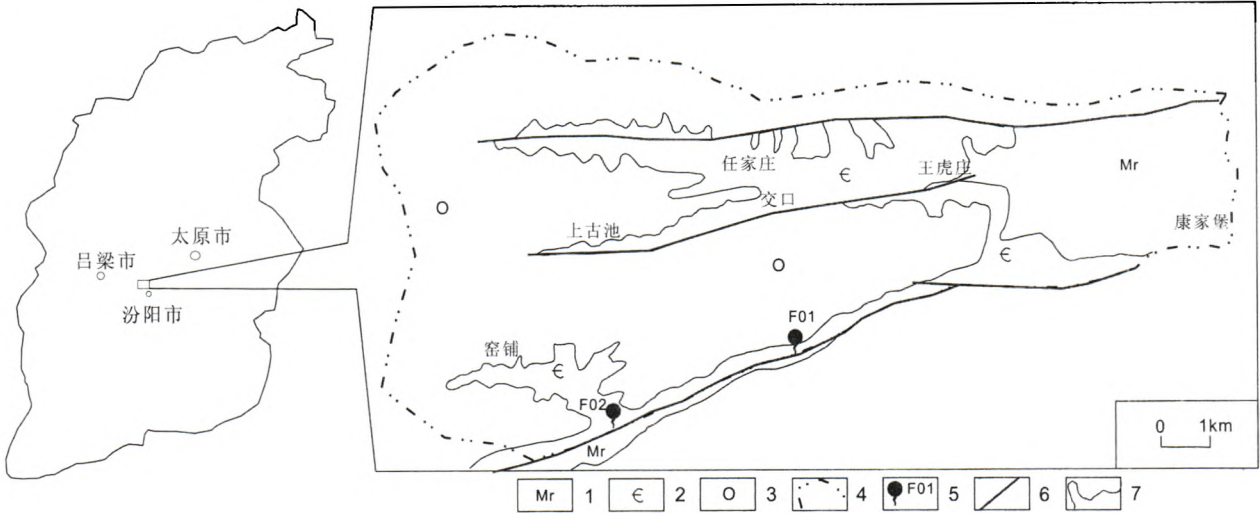


图 1 研究区水文地质图

Fig. 1 Hydrogeologic map of the study area

1. 太古界变质岩;2. 寒武系碳酸盐岩;3. 奥陶系碳酸盐岩;4. 流域边界;5. 泉水;6. 断层;7. 地层界线

降雨更为集中,所占比重约为 40 %。

研究区地貌特征是西高东低,北高南低,地面标高 1 100~1 900 m;为裸露岩溶区,主要出露寒武—奥陶系碳酸盐岩;岩溶水主要接受碳酸盐岩裸露区降水入渗补给,在地形控制下,总体向南运移,并在山前受太古界变质岩阻挡后出露形成马跑神泉(F01)和峡口泉(F02)(图 1)。研究区位于关帝山林场内,植被保护良好。根据 2011 年 7 月的野外调查统计,植被以林地为主,面积为 122.10 km²,占总土地面积的 57.58 %;其他依次为灌丛、草地和耕地,分别占 34.34 %,4.0 %和 3.5 %(表 1)。

表 1 流域土地利用类型与面积(2011 年)

Table 1 Types and area of the land use in the basin in 2011

土地利用	林地	灌丛	草地	耕地	合计
面积/km ²	122.10	72.82	8.48	7.42	212.06
百分比/%	57.58	34.34	4.00	3.50	100

1.2 土壤地球化学背景

1.2.1 土壤有机碳和无机碳

土壤有机质是由分解的植物残体逐渐转化和积累起来的^[13],土壤有机碳储量与土壤理化性质、气候、植被、土地利用方式等密切相关^[14]。一般而言,

土壤有机碳含量随着土层深度的增加而减小^[14]。经野外采样和试验测定出不同植被类型的土壤有机碳含量(见表 2)。研究区土壤有机碳特征如下:(1)土壤有机碳含量高,林地、灌丛地、草地土壤有机碳含量分别为 2.69 %、2.74 %、1.60 %,与我国南方岩溶区土壤有机碳含量相当^[15],说明研究区虽处于北方干旱半干旱气候条件下,但土壤中仍保持了较高含量的有机碳,可为岩溶作用提供足够的碳源。研究区位于关帝山林场内,森林植被发育良好,加之山上人口稀少,人类活动少,对土壤和植被破坏力小,使土壤中有机碳含量高。(2)不同植被覆盖条件下表层土壤有机碳含量不同。林地和灌丛的有机碳含量高,草地的有机碳含量低,林地和灌丛有机碳含量是草地的 1.7 倍;从草地到灌丛地和林地,即随着植被条件的改善,土壤有机碳含量升高。(3)土壤有机碳的含量均随着深度的增加而下降,上层土壤(0—20 cm)枯枝落叶和腐殖质较多,微生物活动较强,有机质含量较高,中层(20—50 cm)、下层(50—100 cm)土壤腐殖质含量减少^[16],微生物活动受到限制,土壤有机质含量减少。但灌丛土壤下层(50—70 cm)有机碳含量要大于中层(20—50 cm),出现上层与下层含量均较高的双向梯度,主要原因是灌丛土壤下层(50—70 cm)已接近基岩面,据野外观测灌丛根系在此层位发

表 2 土壤有机碳(SOC)和无机碳(SIC)特征
Table 2 Characteristic of soil organic carbon and soil inorganic carbon

土地利用类型	层位/cm	SOC / %	平均值	SIC / %	平均值	SIC/SOC
草丛	0-20	2.39	1.60	8.36	8.11	5.06
	20-50	0.82		7.86		
灌丛	0-20	3.39	2.74	10.40	10.99	4.01
	20-50	2.17		11.87		
	50-70	2.54		10.24		
林地	0-20	4.60	2.69	5.44	7.66	2.85
	20-50	1.26		9.27		
	50-100	0.81		10.14		

育密集,有机碳含量增加。

土壤无机碳主要是指土壤风化成土过程中形成的发生性碳酸盐矿物态碳,是半湿润到干旱地区土壤的一个重要组成部分^[17],多发生在相对干旱的草原或者草灌植被土壤,且土壤 pH 一般大于 7,年均降水量小于 800 mm^[18]。研究区气候干旱,多年平均降雨量仅为 444.44 mm。通过取样分析发现不同植被覆盖类型表层土壤中均具有较高含量的无机碳(表 2);草丛为 8.11 %,灌丛为 10.99 %、林地 7.66 %,该特征与南方湿润条件下的土壤无机碳含量较低明显不同^[1]。杨黎芳^[19]等研究表明干旱、半干旱地区土壤无机碳库比有机碳库大 2~5 倍。研究区不同植被覆盖条件下土壤无机碳含量虽不同,但各种植被覆盖条件下土壤无机碳(SIC)含量明显大于有机碳(SOC)含量;草地无机碳含量是有机碳含量的 5.06 倍;灌丛地无机碳含量是有机碳含量的 4.01 倍;林地无机碳含量是有机碳含量的 2.85 倍。

1.2.2 土壤水分含量和 CO₂ 浓度

不同植被覆盖条件的土壤具有不同的保水能力。一般而言,植被覆盖较高的地区,因其根系及枯枝落叶层的作用,土壤的保水、保肥能力更强^[20]。经过取样分析得出研究区不同植被覆盖条件下的土壤水分含量:林地土壤水分含量为 36.8 %,灌丛为 34.4 %,而草地为 27.4 %(表 3),反映出从草丛、灌丛到林地,随着植被条件的改善,土壤水分保持能力得到提高。

研究区土壤和地面上部空气 CO₂ 浓度的野外测试结果如表 3 所示。不同植被覆盖条件下地面空气中 CO₂ 含量存在一定差异。其中林地最大,为 332×10⁻⁶;其次为灌丛,为 325×10⁻⁶;草地最小,为 302×10⁻⁶;同时,林地地面空气中 CO₂ 浓度与草丛的差值

表 3 不同植被条件下土壤水分含量和 CO₂ 浓度
Table 3 Moisture content and soil CO₂ concentration under different vegetation conditions

层位	CO ₂ 浓度/10 ⁻⁶			水分含量/%		
	草丛	灌丛	林地	草丛	灌丛	林地
空气	302	325	332			
土壤	19 176	23 513	12 157	27.4	34.4	36.8

注:测试时间为 2011 年 7 月。

大,达 30×10⁻⁶,而与灌丛的差值小,仅为 7×10⁻⁶。大量研究显示地面上部空气中的 CO₂ 主要来源于土壤呼吸和有机质的分解,土壤生物产生的 CO₂ 从土壤扩散到大气,使土壤上部出现一个土壤—大气的混合层^[21-23];研究区草丛低矮,空气流通好,其上层空气 CO₂ 含量反映的是当地大气的 CO₂ 含量;而林地和灌丛的枝高叶茂,空气流通性差,形成局部小环境能使上层空气中保持较高的 CO₂ 浓度。

土壤 CO₂ 主要来自于植物根系呼吸、土壤有机物质分解以及地面大气 CO₂ 交换^[24-25]。在生物作用的影响下,土壤层中形成一个 CO₂ 浓度比大气高 1~2 个数量级的高浓度层^[26]。研究区土壤 CO₂ 含量最高的为灌丛为 23 513×10⁻⁶,是地面空气的 72 倍;其次为草丛,为 19 176×10⁻⁶,是地面空气的 63 倍;最低的为林地,为 12 157×10⁻⁶,是地面空气的 37 倍(表 3)。研究区灌丛表层土壤有机碳含量高(表 2),且灌丛根系集中发育于 0—70 cm 浅表层,受此影响土壤 CO₂ 含量高;草丛的根系亦集中发育于表层,土壤 CO₂ 受表层植物根系呼吸作用影响大,其土壤 CO₂ 含量也较高;林地土壤有机碳含量主要集中于上层(0—20 cm),在中下层(20—100 cm)偏低,加之其

根系主要发育于深部(大于 100 cm),受植物根系呼吸作用影响小,因此造成其土壤 CO₂ 含量不及灌丛地、草地(图 2)。

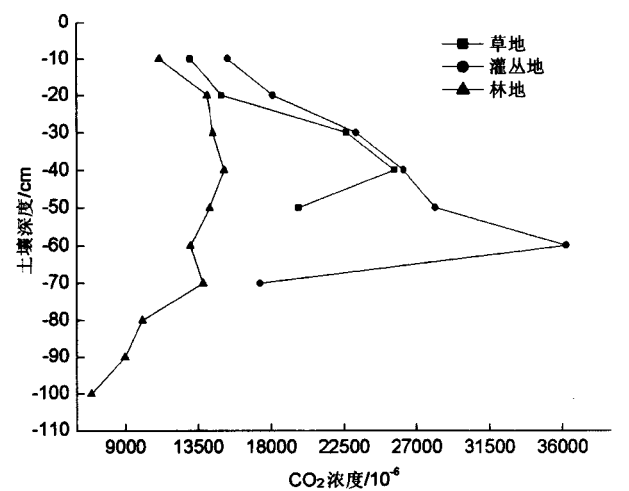


图 2 不同植被条件下土壤 CO₂ 含量随深度的变化
Fig. 2 Change in soil CO₂ concentration with depth under different vegetation conditions

由图 2 可以看出,研究区不同植被覆盖条件下土壤 CO₂ 浓度均出现中间高,上层与下层低的双梯度特征。表层土壤 CO₂ 容易向空气中扩散而偏低,而土壤下层 CO₂ 浓度偏低,主要是由下部基岩面的岩溶作用消耗 CO₂ 引起^[28-30],进一步证实了下部基岩溶蚀作用消耗 CO₂ 而产生的碳汇效应。

2 研究方法

本研究采用由袁道先院士^[4]在 20 世纪 80 年代末引进国内的溶蚀试片法,该试验方法在 IGCP299 项目(1990—1994)中得到广泛应用,主要目的是对比不同地质、气候和水文条件下岩溶作用的强度及其差异。为使结果具有可比性,试片均用桂林泥盆系融县组纯石灰岩制成,是具有统一尺寸(直径 40 mm,厚约 3 mm)的圆片状标准试片。

2011 年 7 月分别选择有代表性的植被覆盖类型(草地、灌丛地、林地)埋放标准溶蚀试片。根据草地、灌丛地、林地的分布面积比例,在草地中设置了 1 个试片点,灌丛地中设置了 5 个试片点,林地中设置了 4 个试片点,共埋放试片 156 片。埋放方法:在离地面 100 cm 空气中,地表和土下 20 cm、50 cm、100 cm 等 5 个层面(土壤深度小于 100 cm 时,试片埋放于基岩面附近),每层各放置试片 3 块,放置时间为 1 个水文年(2011 年 7 月—2012 年 7 月),取出后测定年单

位面积溶蚀量^[4]。计算公式如下:

$$ER = (W_1 - W_2) \times 1000 \times T \times 365^{-1} \times S^{-1} \quad (1)$$

式中:ER 为年单位面积溶蚀量,单位为 mg/(cm² · a); W₁ 为试片初重(g); W₂ 为试片埋放后重量(g); T 为埋放时间(d); S 为试片表面积(约 28.9 cm²)。

3 结果

3.1 溶蚀速率特征

埋放的 156 块试片经过一个水文年后,除丢失 23 片外,其他试片均已回收。据统计,有 12 片试片重量出现了增加(可能与试片埋放处土壤碳酸钙含量过高有关),其它试片重量均减少。每个层位均以 3 个试片的平均失重量来计算溶蚀速率(表 4)。从表 4 可以看出试片溶蚀速率具有以下特征:

表 4 不同深度试片溶蚀速率[单位:mg/(cm² · a)]
Table 4 Tablets dissolution rate (mg · cm⁻² · a⁻¹) at different soil depth

土地利用类型	空气	地面	土下 20cm	土下 50cm	土下 100cm	地下平均溶蚀速率
草地	1.276 0	0.671 0	0.044 0	0.049 0		0.254 7
灌丛	1.532 3	0.823 3	0.112 0	0.086 6	0.012 0	0.258 5
林地	1.696 8	1.142 5	0.686 4	0.287 0	0.088 5	0.551 1

(1)不同层位的溶蚀速率均呈现出林地大于灌丛,灌丛大于草地的规律(图 3)。林地地下平均溶蚀

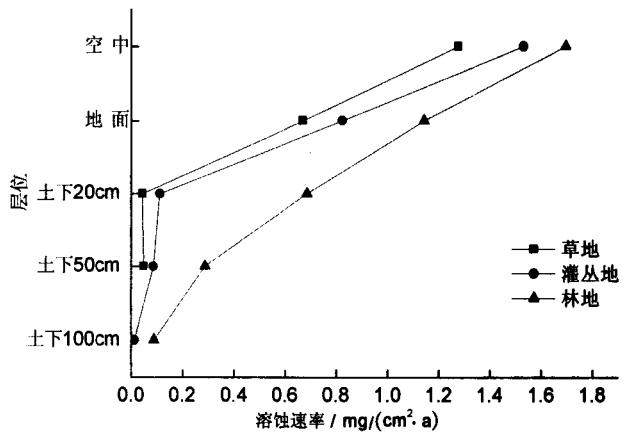


图 3 不同植被条件下溶蚀速率与土壤深度关系
Fig. 3 Relation between tablets dissolution rate and depth under different vegetation conditions

速率最大,为 0.551 1 mg/(cm² · a),分别是灌

丛[0.258 5 mg/(cm² · a)]和草地[0.254 7 mg/(cm² · a)]的 2.13 倍和 2.16 倍;反映出植被条件是影响碳酸盐岩溶蚀速率的主要因子——随着植被的正向演替,碳酸盐岩溶蚀速率有增加的趋势。该特征与我国南方岩溶区的研究结果相一致,程章^[1,15]在广西马山弄拉和重庆金佛山的研究结果显示,不同土地利用方式岩溶碳汇效应差别大,从灌丛到次生林再到原始林,随着植被条件的改善岩溶碳汇效应得到显著提高。

(2)不同植被条件下均出现空中及地表溶蚀速率明显大于地下,从空中、地面到土下溶蚀速率依次减小的特征(图 3)。该特征与我国南方及东北^[4]降水量大于 800 mm 地区存在明显不同。在我国南方降雨大,土壤有机质含量高,地下试片的溶蚀量往往大于地面试片。梁永平研究表明^[12],北方半干旱岩溶区,土壤水的化学溶蚀作用较弱,土壤中试片溶蚀速率偏低;而地表试片主要受物理风化作用,且北方半干旱区物理风化作用较强,所以试片受物理风化侵蚀量较大。本次试验计算的地表试片溶蚀速率同样没有扣除物理风化量(物理风化作用不属于溶蚀概念范畴),从而造成计算出地表溶蚀速率比实际的偏大。因此,要比较北方半干旱区地上和地下的溶蚀速率差异,还需对试验方法进行改进。

3.2 试片法计算岩溶碳汇强度

地表和空中试片主要受物理风化作用,物理风化并不产生岩溶碳汇效应,因此本次计算岩溶碳汇强度只以地下试片的溶蚀速率为依据。研究区地下溶蚀速率较小(表 4),分布范围 0.012 0~1.142 5 mg/(cm² · a),比南方岩溶区小一个数量级^[31-32]。利用溶蚀速率通过以下公式^[32]来计算岩溶碳汇强度和碳汇量:

$$F = E \times R \times M_1 / M_2 \times 10 \tag{2}$$

式中:F 为碳汇强度,单位 tCO₂/(km² · a);E 为岩石试片的溶蚀速度,单位为 mg/(cm² · a);R 为岩石试片的碳酸盐岩纯度,为 0.97;M₁ 为 CO₂ 的分子量,为 44;M₂ 为 CaCO₃ 的分子量,为 100。

$$Q = F \times S \tag{3}$$

式中:Q 为碳汇量,单位 tCO₂/a;S 为不同植被覆盖面积,单位为 km²。

根据不同植被类型地下平均溶蚀速率[林地 0.551 1 mg/(cm² · a),灌丛 0.258 5 mg/(cm² · a),草丛 0.254 7 mg/(cm² · a),耕地地下溶蚀速率基本跟草丛一致^[1,15]]计算得出各植被条件下的碳汇强度和碳汇量如表 5 所示。全流域年碳汇量共计 384.82 tCO₂/a,平均岩溶碳汇强度为 1.815 tCO₂/(km² ·

a),与前人^[33]根据水化学径流法计算的结果[8.69 t CO₂/(km² · a)]相比明显偏小。

表 5 不同植被条件下岩溶碳汇量
Table 5 Karst carbon sink under different vegetation conditions

土地利用	林地	灌丛	草地	耕地	合计
面积/km ²	122.1	72.82	8.48	7.42	212.06
溶蚀速率/mg/(cm ² · a)	0.551 1	0.258 5	0.254 7	0.254 7	
碳汇强度/tCO ₂ /(km ² · a)	2.352	1.103	1.087	1.087	1.815
碳汇量/tCO ₂ /a	287.19	80.34	9.22	8.07	384.82

4 讨论

4.1 土壤水分和 CO₂ 浓度对试片溶蚀速率的影响

岩溶作用是吸收了大气或土壤中 CO₂ 的水与下部碳酸盐岩发生作用的过程^[34],水和 CO₂ 是影响岩溶作用的两个关键因素,研究区土壤水分含量与溶蚀速率具有一定的正相关关系(图 4),相关系数 R² = 0.353 4,两组数据显著性水平 P 为 0.01,说明土壤水分含量是影响试片溶蚀速率的重要因子。与土壤水分相比,地下溶蚀速率与土壤 CO₂ 浓度相关系数小(图 5),相关系数 R² = 0.050 7,两组数据显著性水平 P 为 0.01,证实土壤 CO₂ 浓度不是控制研究区地下岩溶作用的主要因素。这也是林地土壤 CO₂ 浓度不及灌丛地和草地,但溶蚀速率大于草地和灌丛地的重要原因。这充分说明以“水—岩—气”三相介质相互作用为基础的岩溶动力系统^[5],在北方干旱半干旱气候条件下,土壤水分的作用明显要大于土壤 CO₂ 浓度,成为制约地下溶蚀速率快慢的关键因素。

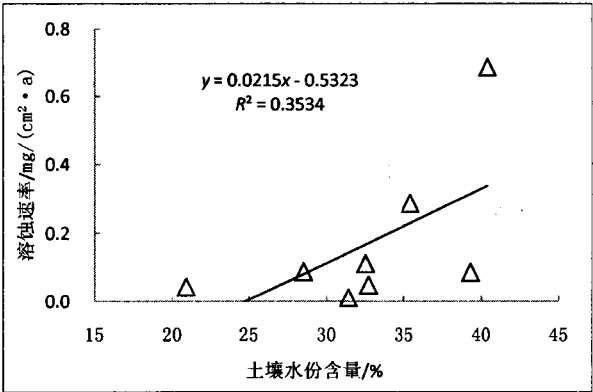


图 4 土壤水分含量与溶蚀速率关系
Fig. 4 Relation between moisture content and tablets dissolution rate

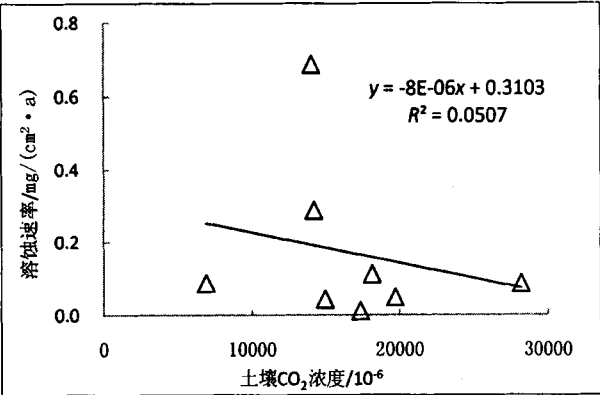


图 5 土壤 CO₂ 浓度与溶蚀率关系
Fig. 5 Relation between soil CO₂ concentration and tablets dissolution rate

4.2 土壤有机碳和无机碳含量对试片溶蚀速率的影响

土壤有机碳通过分解产生 CO₂ 和促进土壤微生物生长来加速岩溶作用速率^[1,35],而土壤无机碳在干旱少雨,蒸发量大的气候条件下,容易过饱和并发生沉淀^[12],不利于溶蚀作用的进行。研究区土下试片溶蚀速率与土壤有机碳含量具有一定正相关性(图 6),相关系数 $R^2=0.3772(P=0.01)$,证实土壤有机碳是提高溶蚀速率的原因。试片溶蚀速率与土壤 CO₂ 浓度相关性不强,而与土壤有机碳的相关性更大,揭示土壤微生物岩溶可能扮演着十分重要的角色^[36]。

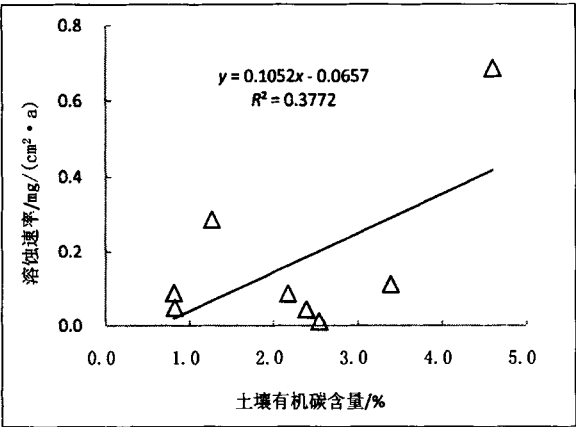


图 6 土壤有机碳含量与溶蚀速率关系
Fig. 6 Relation between soil organic carbon content and tablets dissolution rate

土下试片溶蚀速率与土壤无机碳含量呈负相关性(图 7),相关系数 $R^2=0.5042(P=0.01)$,证实土壤无机碳形成的碱性屏障是妨碍溶蚀作用进行的重

要因素。与土壤有机碳相比,研究区土壤无机碳与溶蚀速率的相关系数更大,土壤无机碳的负效应大于土壤有机碳的正效应。研究区林地、灌丛地、草地土壤无机碳含量分别是有机碳含量的 2.85 倍、4.01 倍、5.06 倍,高浓度的无机碳在干旱少雨,蒸发量大的气候条件下容易发生沉积^[11],使试片溶蚀速率偏低,也是造成利用溶蚀试片法计算的岩溶碳汇强度明显低于水化学径流法的原因。

当然,本次研究中用于相关分析的土壤水分、CO₂ 浓度、有机碳、无机碳及试片溶蚀速率的数据样本有限,得出研究结论较为初步,需要今后开展更多试验加以佐证。

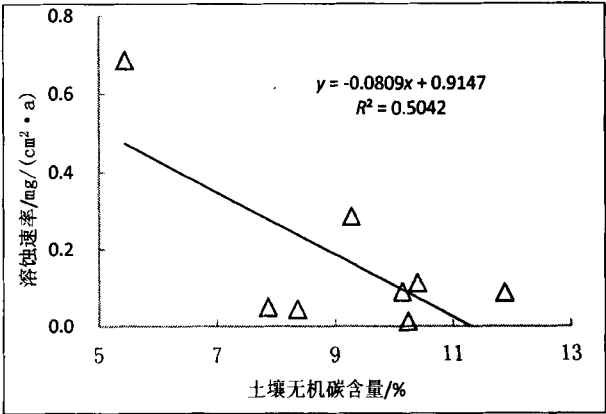


图 7 土壤无机碳含量与溶蚀速率关系
Fig. 7 Relation between soil inorganic carbon content and tablets dissolution rate

5 结 论

(1)研究区相同层位的溶蚀速率均呈现出林地大于灌丛,灌丛大于草地的规律,反映出植被条件是影响碳酸盐岩溶蚀速率的主要因子,随着植被的正向演替,碳酸盐岩溶蚀速率有增加的趋势。

(2)研究区空气中试片溶蚀速率大于地面和地下,从空中、地面到土下溶蚀速率呈递减趋势,空气中试片主要受物理风化作用控制;土下试片溶蚀速率主要受土壤有机碳、土壤无机碳、土壤水份含量控制,受土壤 CO₂ 浓度影响小。土壤有机碳含量、土壤水份含量对土下试片溶蚀速率具有促进作用,土壤无机碳含量对土下试片溶蚀速率具有负效应。

(3)不同植被覆盖条件下土壤无机碳含量均较高,是有机碳含量的 2.85~5.06 倍。高浓度的土壤无机碳对试片产生的负效应大于有机碳的正效应,造成部分试片经过一个完整水文年后,重量不但没有减

少,反而出现了增加,使试片溶蚀速率偏小,从而造成以试片溶蚀速率计算出的岩溶碳汇强度与前人根据水化学径流法计算的结果相比明显偏小。因此由溶蚀试片法来计算我国岩溶碳汇量可能会比实际偏小。

致谢:衷心感谢匿名评审专家及编辑对论文提出的建设性修改意见和建议。

参考文献

- [1] 章程. 不同土地利用下的岩溶作用强度及其碳汇效应[J]. 科学通报, 2011, 56(26): 2174-2180.
- [2] Games I. International comparative measurements of surface solution by means standard limestone tablets. Razprave IV. Razprave Saza. 1985, X X VI: 361-386.
- [3] 龚自珍, 黄庆达. 碳酸盐岩岩块野外溶蚀速率试验[J]. 中国岩溶, 1984, 12(3): 212-214.
- [4] 袁道先, 蔡桂鸿. 岩溶环境学[M]. 北京: 重庆出版社, 1988.
- [5] 刘再华, 吴孔运, 汪进良, 等. 非岩溶水中碳酸盐岩试块的侵蚀速率及其控制因素[J]. 地球化学, 2006, 35(1): 103-110.
- [6] 章典, 师长兴. 青藏高原的大气 CO₂ 含量、岩溶溶蚀速率及现代岩溶微地貌[J]. 地质学报, 2002, 76(4): 566-570.
- [7] Zhang D D, Fischer H, Bauer B, et al. Field tests of limestone dissolution rates in karstic Mt. Krauterin, Austria[J]. Cave and Karst Sciences, 1995, 21(2): 101-104.
- [8] 唐健生, 夏日元, 邹胜章, 等. 塔里木盆地西北缘野外溶蚀试验研究[J]. 中国岩溶, 2004, 23(3): 234-237.
- [9] 李恩香, 蒋忠诚, 曹建华, 等. 广西弄拉岩溶植被不同演替阶段的主要土壤因子及溶蚀率对比研究[J]. 生态学报, 2004, 24(6): 1131-1139.
- [10] 许文强, 陈曦, 罗格平. 土壤碳循环研究进展及干旱区土壤碳循环研究展望[J]. 干旱区地理, 2011, 34(4): 614-620.
- [11] 刘再华. 岩溶作用及其碳汇强度计算的“入渗—平衡化学法”——兼论水化学径流法和溶蚀试片法[J]. 中国岩溶, 2011, 30(4): 379-382.
- [12] 梁永平, 王维泰, 段光武. 鄂尔多斯盆地周边地区野外溶蚀试验结果讨论[J]. 中国岩溶, 2007, 26(4): 315-320.
- [13] 刘卫国, 宁有丰, 安芷生, 等. 黄土高原现代土壤和古土壤有机碳同位素对植被的响应[J]. 中国科学(D)辑, 2002, 32(10): 830-836.
- [14] 张君, 宫渊波, 王巧红. 土壤碳现状及其对全球气候变化的响应[J]. 四川林业科技, 2005, 26(5): 56-61.
- [15] 章程, 谢运球, 吕勇, 等. 不同土地利用方式对岩溶作用的影响——以广西弄拉峰丛洼地岩溶系统为例[J]. 地理学报, 2006, 61(11): 1181-1188.
- [16] 曾骏, 郭天文, 包兴国, 等. 长期施肥对土壤有机碳和无机碳的影响[J]. 中国土壤与肥料, 2008(2): 11-14.
- [17] 杨黎芳, 李贵桐. 土壤无机碳研究进展[J]. 土壤通报, 2011, 42(4): 986-990.
- [18] Pan G, Guo T. Pedogenic Carbonate of Aridic Soil in China and its Significance in Carbon Sequestration in Terrestrial Systems [C]// Lal R, Kimble J M, Eswaran H, et al. Global Climate Change and Pedogenic Carbonates. Florida: Lewis Publishers, 2000: 135-147.
- [19] 杨黎芳, 李贵桐, 李保国. 土壤发生性碳酸盐碳稳定性同位素模型及其应用[J]. 地球科学进展, 2006, 21(9): 973-981.
- [20] 姚长宏, 蒋忠诚, 袁道先. 西南岩溶地区植被喀斯特效应[J]. 地球学报, 2001, 22(2): 159-164.
- [21] 潘根兴, 曹建华, 何师意. 岩溶土壤系统对空气 CO₂ 的吸收及其对陆地系统碳汇的意义——以桂林 Y 吉村岩溶试验场的野外观测和模拟实验为例[J]. 地学前缘, 2000, 7(4): 580-587.
- [22] Cerling T E, Solomon D K, Quade J, et al. On the composition of carbon in soil carbon dioxide[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1991, 55: 3403-3405.
- [23] Cerling T E. The stable isotope composition of modern soil carbonate and its relationship to climate[J]. Earth and Planetary Science Letter, 1984, 71: 229-240.
- [24] Nordt L C, Wilding L P, Hallmark C T, et al. Carbon isotope composition of soil carbonates and their use in studying pedogenesis [C]// Yamasaki S, Boutton TW, eds. Mass Spectrometry of Soils. New York: Marcel Dekker Inc, 1996: 133-154.
- [25] Mermut A R, Amundson R, Cerling T E. The use of stable isotopes in studying carbonate dynamics in soils [C]// Lal R, Kimble J, Eswaran H, eds. Global Climate Change and Pedogenic Carbonates. Florida: Lewis Publishers, 2000: 65-85.
- [26] 袁道先, 刘再华. 碳循环与岩溶地质环境[M]. 北京: 科学出版社, 2003: 97-99.
- [27] 袁道先. “岩溶作用与碳循环”研究进展[J]. 地球科学进展, 1999, 14(5): 425-431.
- [28] 袁道先, 蒋忠诚. IGCP379“岩溶作用与碳循环”在中国的研究进展[J]. 水文地质与工程地质, 2000, 27(1): 49-51.
- [29] 曹建华, 周莉, 杨慧, 等. 桂林毛村岩溶区与碎屑岩区林下土壤碳迁移对比及岩溶碳汇效应研究[J]. 第四纪研究, 2011, 31(3): 431-437.
- [30] 蓝美宁, 王文娟, 覃小群, 等. 土地利用和覆被变化对岩溶区土壤 CO₂ 浓度的影响[J]. 中国岩溶, 2011, 30(4): 449-455.
- [31] 蒋忠诚, 蒋小珍, 雷明堂. 运用 GIS 和溶蚀试验数据估算中国岩溶区大气 CO₂ 的汇[J]. 中国岩溶, 2000, 19(3): 212-217.
- [32] 徐胜友, 蒋忠诚. 我国岩溶作用与大气温室气体源汇关系的初步估算[J]. 科学通报, 1997, 42(9): 953-956.
- [33] 蒋忠诚, 袁道先, 曹建华, 等. 中国岩溶碳汇潜力研究[J]. 地球学报, 2012, 33(2): 129-134.
- [34] 袁道先, 章程. 岩溶动力学的理论探索与实践[J]. 地球学报, 2008, 29(3): 355-365.
- [35] 李为, 余龙江, 周蓬蓬, 等. 西南岩溶区土壤微生物生态作用的初步研究[J]. 水土保持学报, 2004, 18(3): 112-114.
- [36] Yuan Daoxian. On the karst ecosystem[J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 2001, 75(3): 336-338.

Analysis on tablets dissolution rate and carbon sink under different vegetation in north China karst area: A case study of Fenyang, Shanxi Province

HUANG Qi-bo, QIN Xiao-qun, LIU Peng-yu, TANG Ping-ping

(Institute of Karst Geology, CAGS / Key Laboratory of Karst Dynamics, MLR & GZAR, Guilin, Guangxi 541004, China)

Abstract: The study area, the Mapao spring, is located in southwest of the Jinzhong basin, Shangxi Province. The Mapao spring catchment has an area of 212.06 km². Annual air temperature and precipitation in the study area average in 11.11 °C and 444.44 mm and the elevation ranges from 1 100 m to 1 900 m, decreasing from west to east and from north to south. The strata exposed in the study area are primarily carbonate rocks (limestone and dolomite) of the Cambrian-Ordovician system. By means of comparison dissolution experiment under different vegetation conditions, testing analysis on the contents of soil organic carbon and soil inorganic carbon, and field measurement for the concentration of soil CO₂ and moisture content, the features of the dissolution rate and its impact factors in semiarid conditions in north China are revealed as follows. (1) The tablets dissolution rate, obvious different under different vegetation conditions, is the largest in forest land with the value of 0.551 1 mg/(cm² · a), which is 2.13 times, 2.16 times higher than that under shrub conditions and meadow land respectively. This result indicates that carbonate dissolution rate has an increasing tendency along with the positive succession of vegetation. (2) The tablets dissolution rate is mainly affected by soil organic carbon, soil inorganic carbon, soil moisture, but slightly affected by the soil CO₂ concentration. The soil organic carbon content and soil moisture is positive related with the tablets dissolution rate, the soil inorganic carbon content is negatively related with the tablets dissolution rate. So, high levels of inorganic carbon can lead to the weight of some tablets increase instead of decrease after a year's corrosion, which results in the tablets dissolution rate becomes slower. (3) The karst carbon sink intensity, i. e. 1.815 tCO₂/(km² · a), calculated in light of the average dissolution rate in forest land and shrub land as well as grassland is smaller in comparison with the former figure, i. e. 8.69 tCO₂/(km² · a), calculated in accordance with hydrochemistry-runoff method. This means that the amount of karst carbon sink being calculated by means of dissolution method is likely to be smaller than the actuality.

Key words: dissolution rate; carbon sink; soil organic carbon; soil inorganic carbon; soil CO₂; karst area with semiarid environment

(编辑 吴华英 韦复才)