

刘文, 徐聪聪, 于令芹, 等. 不同地质背景下北方岩溶作用强度研究[J]. 中国岩溶, 2023, 42(5): 887-897.

DOI: 10.11932/karst20230502

不同地质背景下北方岩溶作用强度研究

刘文^{1,2,3}, 徐聪聪^{1,2,3}, 于令芹^{1,2,3}, 李海翔^{1,2,3}, 卢茜茜^{1,2,3}, 朱钦锋^{1,2,3}, 柳浩然^{1,2,3}

(1. 山东省地质矿产勘查开发局八〇一水文地质工程地质大队(山东省地矿工程勘察院), 山东 济南 250014;

2. 山东省地下水环境保护与修复工程技术研究中心, 山东 济南 250014; 3. 山东省地质矿产勘查
开发局地下水资源与环境重点实验室, 山东 济南 250014)

摘要: 岩溶作用过程可形成碳汇是不争的事实, 为进一步探索不同地质背景对岩溶作用的影响机制, 选取典型北方岩溶泉域-济南趵突泉泉域补给区为研究区, 采用标准溶蚀试片法进行野外现场试验。结果表明, 下伏岩性为花岗岩、碳酸盐岩、黄土、页岩的各试点平均溶蚀速率分别为: 3.49、0.26、0.11、0.09 $\text{mg}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$; 碳酸盐岩、黄土、页岩分布区溶蚀速率大气 > 地表 > 壤中, 且壤中部分呈随深度增加而降低的趋势, 而在花岗岩分布区则呈完全相反。分析发现, 土壤水与溶蚀速率相关性远高于 CO_2 , 是北方岩溶区岩溶作用进行的限制因子。本研究结果有助于认识半湿润气候条件下岩溶碳汇机制, 为北方其他岩溶区乃至整个同类型岩溶区相关研究的开展积累了经验。

关键词: 标准溶蚀试片法; 岩性; 岩溶作用; 北方岩溶; 济南趵突泉泉域

中图分类号: P642.25 **文献标识码:** A

文章编号: 1001-4810(2023)05-0887-11

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



0 引言

从地球系统科学和岩溶动力学理论出发, 岩溶作用是全球碳循环的重要部分(图1), 碳在大气圈、地表和地下水以及碳酸盐岩矿物之间进行积极的交换作用($\text{CaCO}_3\text{-H}_2\text{O-CO}_2$)。在这一岩溶动力系统运行过程中, 岩溶作用快速而敏感地响应外界环境的变化, 占全球碳库 99.55% 的碳酸盐岩 (10^8 亿 tC) 积极的参与了现代全球碳循环^[1-3]。据政府间气候变化专门委员会 (IPCC) 第五次气候变化评估报告 (AR5) 所提供的数据, 全球岩石风化碳汇为 0.4 Pg C/a, 占不平衡碳通量的 1/2~1/3^[4]。但仍有学者对岩溶碳汇的

稳定性提出质疑, 认为碳酸盐岩溶解所吸收的大气或土壤 CO_2 最终会因碳酸盐岩的沉积而返回大气, 从而不能称其为汇。地质作用(含岩溶作用)吸收大气或土壤 CO_2 所产生的部分溶解无机碳 (DIC) 可被各种水体中的水生植物利用(即生物碳泵)生成有机碳(图1下部方程式), 形成有机碳埋藏和稳定的岩溶碳汇^[5-16]。因此, 将岩溶动力系统的无机过程和水生植物光合作用的有机过程结合起来, 成为解决岩溶碳汇稳定性的前沿问题, 亦是计算岩溶碳汇量的重要途径, 具有重要的理论意义和现实意义。

当前, 岩溶碳汇强度测量与计算方法主要有微侵蚀计法^[19]、 ^{36}Cl 法^[20-22]、水化学-径流法^[19, 23-26]、

基金项目: 山东省地矿局八〇一队科技创新项目: 鲁中南岩溶区“碳中和”潜力调查及关键技术研究(2022JBGS801-13); 国家自然科学基金面上项目: 多级次地下水水流系统对北方岩溶大泉动态的影响机制 42272288; 山东省地矿局地质勘查与科技创新项目: 北方岩溶关键带监测基地建设项目(HJ202110)

第一作者简介: 刘文(1985-), 男, 博士, 高级工程师, 主要从事岩溶地质相关调查研究工作。E-mail: liuwen37801@163.com。

通信作者: 柳浩然(1986-), 男, 硕士, 工程师, 从事地下水环境监测研究。E-mail: lhr801@126.com。

收稿日期: 2023-04-17

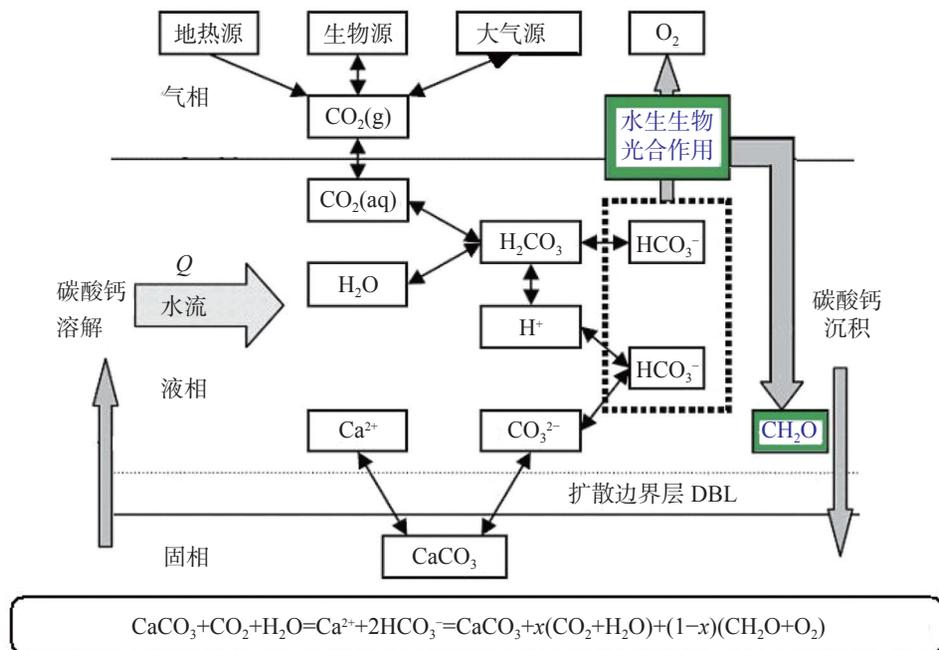


图1 考虑水-岩-气-生相互作用的碳酸盐风化碳汇模式图^[17-18]

Fig. 1 Conceptual model for carbonate weathering related carbon sink

Corbel 公式计算法^[27]、标准溶蚀试片法^[28-30]、DBL 化学动力学法^[31-32]。前两种方法主要用于长时间尺度 (>10 ka) 的研究。水化学-径流法需要有至少 1 个水文年的流量与 HCO_3^- 离子监测数据; Corbel 法利用流域径流深度和水中 CaCO_3 平均含量估算溶蚀速率, 主要用于数据较少的情况; DBL 理论法可预报水动力条件对沉积速率的控制, 在微观机理认识方面有优势, 但缺乏充足的现场数据支持, 在区域宏观过程的模拟方面效果并不理想。而标准溶蚀试片法因具有不需要长期监测、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。

标准溶蚀试片法在气候湿润的我国西南岩溶区应用效果良好^[33-35], 在西北干旱、半干旱环境下则因试片表面可能出现沉积而使其应用的局限性增加^[36-37]。而在半湿润气候条件下的山东岩溶区, 20 世纪 90 年代初开展的野外溶蚀实验未发现沉积。为此, 本文选择中国北方半湿润气候条件下的山东岩溶区 (济南趵突泉泉域补给区) 作为研究区, 利用标准溶蚀试片法研究不同地质背景下的溶蚀速率及其影响因素, 并分析其与流域环境条件 (岩性、植被、土壤等) 的相关性, 以期认识半湿润气候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。

1 研究区概况

研究区位于济南趵突泉泉域补给区, 地处鲁中山地的北缘, 南依泰山, 北临黄河, 地理坐标: 东经 $116^{\circ}40'30'' \sim 117^{\circ}14'$, 北纬 $36^{\circ}15' \sim 36^{\circ}43'$ (图 2)。济南市属暖温带大陆性气候, 春季干燥少雨, 夏季炎热多雨, 秋季天高气爽, 冬季严寒干燥。据济南市气象局资料, 多年平均气温 14.7°C , 全市多年平均降水量 647.9 mm , 70% 以上集中在 7、8、9 月份, 12 月至翌年 3 月较少。试验期间济南 (龟山) 国家基本气象站雨水平均 pH 在 6.96 和 7.61 之间, 均不属于酸雨。研究区地貌特征是地形南高北低, 南部为绵延起伏的山区, 山势陡峻, 深沟峡谷, 绝对标高 $500 \sim 600\text{ m}$; 中部为冲洪积倾斜平原, 绝对标高一般 $25 \sim 50\text{ m}$; 北部为冲积平原。

研究区属泰山北部单斜构造水文地质区, 面积约 1500 km^2 , 区内碳酸盐岩主要出露于寒武系-奥陶系地层, 按成分划分主要有不纯碳酸盐岩、石灰岩和白云岩及其过渡类型 (图 2)。地下水类型主要为松散岩类孔隙水、碳酸盐岩类裂隙岩溶水、岩浆岩及变质岩裂隙水, 大气降水补给为岩溶水的主要补给源。

野外标准溶蚀试验点选择在远离城区的济南南

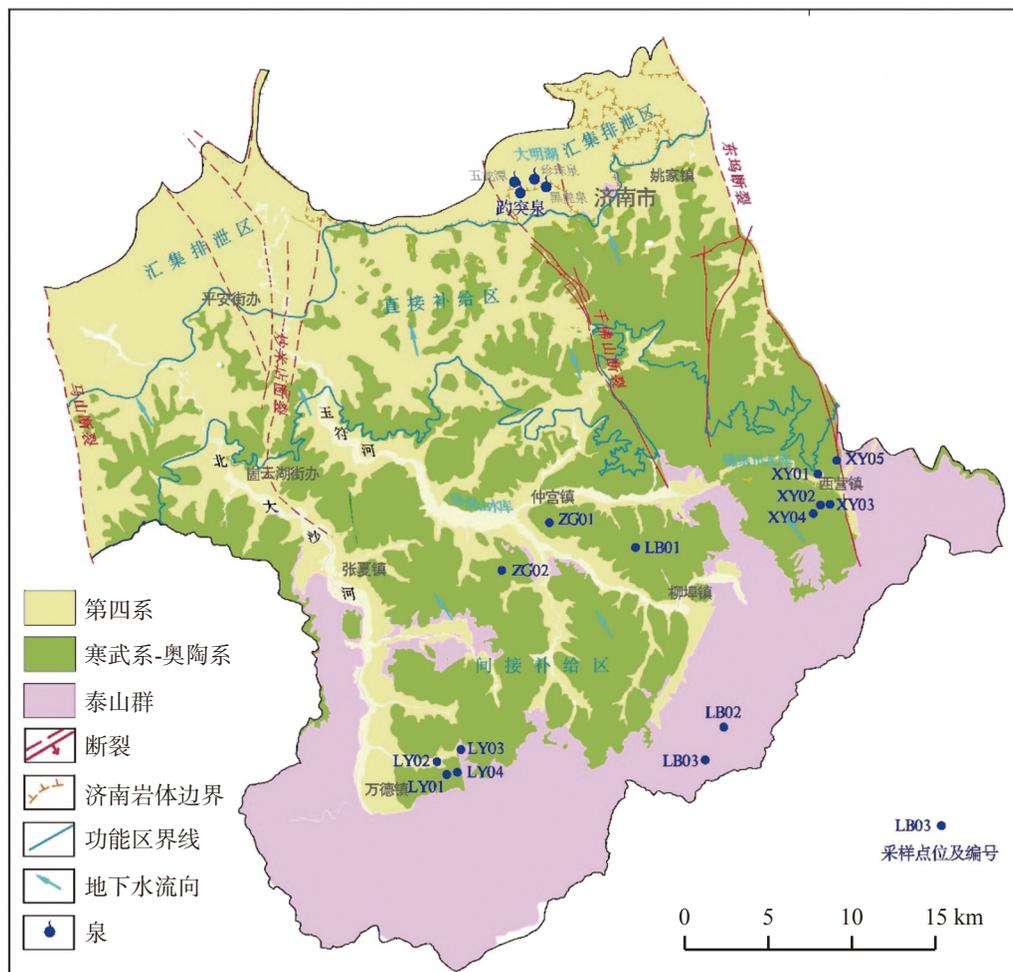


图 2 研究区地理位置及水文地质略图

Fig. 2 Overview map of geographical location and hydrogeology of the study area

部泰山北翼低山丘陵地带,包括位于东南部的西营(XY01-05)、中南部的仲宫(ZG01-02)、南部的柳埠(LB01-03)和西南部的灵岩山(LY01-04)。除XY01-03为园地外,其余均为人类活动干扰较少的林地、灌草地等土地利用类型。

2 研究方法

2.1 溶蚀试验方法

于2017年11—12月,根据土地利用现状(依GB/T 21010—2017《土地利用现状分类》),分别在位于泉域补给区的西营(XY01-05)、柳埠(LB01-03)、仲宫(ZG01-02)、灵岩(LY01-04)等地的园地(果园,植核桃树、苹果树等)、林地(包括植柏树、槐树等的乔木林地,及长有黄荆、构树等的灌木林地)、其它草地(杂草为主,间有黄荆,碳酸盐岩裸岩分布)埋设

试片,基底岩性涉及碳酸盐岩、花岗岩、页岩、黄土等四类,共计14点(52组)、试片143片,埋放点与土样采样点一致,试片埋设情况见表1。埋设时,尽可能在气象条件差异不大的同一小流域内选择基底岩性不同的试验点,以确保降水、气温等试验背景的相对一致性。比如LY01-04均分布在灵岩山西沟谷末端,各点间直线距离仅数百米,LY01、LY02基底岩性为页岩,LY03岩性为花岗岩,LY04岩性为碳酸盐岩。

溶蚀试片为选自桂林泥盆系上统融县组纯石灰岩制作的标准试片(直径4 cm,厚0.3 cm),洗净,低温烘至恒重,干燥皿中冷却,利用万分之一精度天平称重,编号。按试坑剖面埋放试片,土层较薄时,剖面挖至风化层即可。试片埋放地空气中、地表、土下20 cm、土下50 cm、土下80 cm各埋放一组,每组3片,用于分析不同土层深度试片的溶蚀速度。埋放时,应挖与试片大小相符的水平小槽,把试片插进

表 1 标准溶蚀试验点位概况
Table 1 Overview of the test sites of standard dissolution

| 编号 | 埋放日期 | 取回日期 | 埋放天数 | 土地利用类型 | 优势植被 | 伴生植被 | 基底岩性 | 地貌部位 | 坡向/视坡度 |
|------|-------------|-------------|-------|--------|------|-------|------|-------|----------|
| LB01 | 2017年11月25日 | 2021年11月26日 | 1 462 | 林地 | 槐树 | 构树、灌丛 | 碳酸盐岩 | 山坡 | 135°/20° |
| LB02 | 2017年11月28日 | 2021年11月25日 | 1 458 | 林地 | 柏树 | 黄荆 | 花岗岩 | 山坡 | 95°/10° |
| LB03 | 2017年11月28日 | 2021年11月26日 | 1 459 | 林地 | 槐树 | 杂草 | 花岗岩 | 近山顶山坡 | 90°/60° |
| LY01 | 2017年11月15日 | 2021年12月8日 | 1 484 | 林地、灌丛 | 杨树 | 黄荆、杂草 | 页岩 | 山坡 | 0°/3° |
| LY02 | 2017年11月16日 | 2021年12月6日 | 1 481 | 林地 | 柏树 | 黄荆、杂草 | 页岩 | 山坡 | 345°/30° |
| LY03 | 2017年11月16日 | 2021年12月7日 | 1 482 | 林地 | 柏树 | 黄荆、杂草 | 花岗岩 | 山坡 | 270°/8° |
| LY04 | 2017年11月17日 | 2021年12月3日 | 1 477 | 林地 | 柏树 | 黄荆 | 碳酸盐岩 | 近山顶山坡 | 315°/45° |
| XY01 | 2017年11月21日 | 2021年12月2日 | 1 472 | 园地 | 核桃树 | 山楂 | 黄土 | 山谷河漫滩 | 180°/1° |
| XY02 | 2017年11月23日 | 2021年12月1日 | 1 469 | 园地 | 苹果树 | 杂草 | 页岩 | 山谷尾端 | 0°/3° |
| XY03 | 2017年11月23日 | 2021年12月1日 | 1 469 | 园地 | 苹果树 | 杂草 | 页岩 | 山谷尾端 | 0°/3° |
| XY04 | 2017年11月24日 | 2021年12月1日 | 1 468 | 林地 | 柏树 | 黄荆 | 碳酸盐岩 | 山坡 | 90°/45° |
| XY05 | 2017年11月24日 | 2021年12月2日 | 1 469 | 未利用地 | 灌草丛 | | 碳酸盐岩 | 山坡 | 225°/30° |
| ZG01 | 2017年11月25日 | 2021年11月28日 | 1 464 | 林地 | 柏树 | | 碳酸盐岩 | 山坡 | 180°/15° |
| ZG02 | 2017年11月29日 | 2021年11月29日 | 1 461 | 林地 | 柏树 | 杂草 | 碳酸盐岩 | 山坡 | 190°/10° |

槽内。

试片经四个水文年(即到 2021 年 11—12 月)的埋设后取回,洗净,烘干,称重。丢失、损毁 4 片,其他试片均已回收,回收率 97.20%,除 4 片重量略有增加外(LY01,土岩接触面/-80 cm 处三片,试验期间增加量分别为 0.001 35、0.001 45、0.003 55 g;XY02,土岩接触面/-40 cm 处 1 片,试验期间增加量 0.000 35 g),其它试片重量均减少,每层位均以 3 组平行试片的平均失重量计算溶蚀速率,再根据相同植被类型埋放的试片点数来计算不同层位的平均溶蚀速率。

计算单位面积溶蚀量或年绝对溶蚀量。计算公式如下:

$$ER = (W1 - W2) / S / T \times 1000 \times 365 \quad (1)$$

式中:ER 为年单位面积溶蚀量($\text{mg} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$);W1 为试片放置前重量(g);W2 为试片放置后重量(g);T 为埋放时间(d);S 为试片表面积(约 28.9 cm^2)。计算溶蚀量时取 3 个试片溶蚀量平均值,以提高实验精度。

2.2 土壤特性测量方法

土壤 CO_2 的测试严格执行减少 Gas-tec 泵抽取钻孔空气 CO_2 含量测试误差的方法,用 Gas-tec 气体测试泵现场测定不同土地利用方式、不同深度处土壤中 CO_2 的浓度。首先,排除进气管内残余气体的影响;第二,增加药剂玻璃管刻度精度,加划刻度线;

第三,将进气管更换为内径更小的硅胶管(1~2 mm)。经重复试验检测,测试数据能真实反映所在层位 CO_2 含量情况。

土壤含水率、温度和电导率三项参数的测试,仪器采用美国 Spectrum TDR150 土壤三参数速测仪,探针长度为 7.5 cm。测试过程中,严格执行操作规程,确保探针完全进入原状土中,测试次数不少于三次,取其平均值作为测试数据。

3 结果与讨论

3.1 结果

根据所得溶蚀数据显示(表 2),野外溶蚀试验法实测了基底岩性为花岗岩、碳酸盐岩、黄土、页岩各试点平均溶蚀速率分别为:3.49、0.26、0.11、0.09 $\text{mg} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ 。基底岩性对溶蚀速率的影响显著,花岗

表 2 按基底岩性分层溶蚀速率表/ $\text{mg} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$

Table 2 Layered dissolution rate of different basement

| 层位 | lithology/ $\text{mg} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ | | | |
|------|---|---------|---------|---------|
| | 碳酸盐岩 | 页岩 | 花岗岩 | 黄土 |
| 大气 | 0.791 7 | 0.832 5 | 0.829 0 | 0.761 9 |
| 表层 | 0.473 5 | 0.222 4 | 1.294 8 | 0.328 6 |
| 中间层 | | 0.047 2 | 2.672 4 | 0.040 6 |
| 底层 | 0.051 1 | 0.018 4 | 6.504 1 | 0.011 6 |
| 壤中平均 | 0.262 3 | 0.093 8 | 3.490 4 | 0.105 4 |

岩分布区的平均溶蚀速率远大于其他三种岩性分布区,碳酸盐岩分布区的大于黄土和页岩分布区,页岩分布区的最低。试验结果表明,总体上溶蚀速率与土地利用现状的关系不甚明确,故本文不考虑土地利用类型的差异。

垂直方向上,碳酸盐岩、页岩、黄土分布区点位总体上依大气、近地表(壤中-2 cm)、中间层(壤中-20~-50 cm)、底层(-50~-80 cm)的顺序,随深度增加平均溶蚀速率大幅度降低。而在花岗岩分布区点位则呈现相反的趋势,总体上随深度增加而大幅度增加(图 3)。碳酸盐岩分布区点位的大气组试片溶蚀速率均大于壤中所有点,而土壤中,表层溶蚀速率又显著高于壤中其余三层位,该三层位之间差异相对较小。这可能与岩溶区偏高的土壤无机碳含量对碳酸盐岩溶蚀的抑制直接相关,在降水量小蒸发量大的半湿润半干旱气候条件下,方解石饱和指数(SIC)低的降水进入富钙偏碱的岩溶区土壤后会先溶解部分壤中原有碳酸钙,向下运移过程中土壤水SIC逐步增大至过饱和而发生碳酸盐岩沉积,从而出现少部分试片埋设一水年后重量不减反增的现象。这一过程也使得土壤水的溶蚀侵蚀性降低,进而造成壤中试片溶蚀速率较地表低。

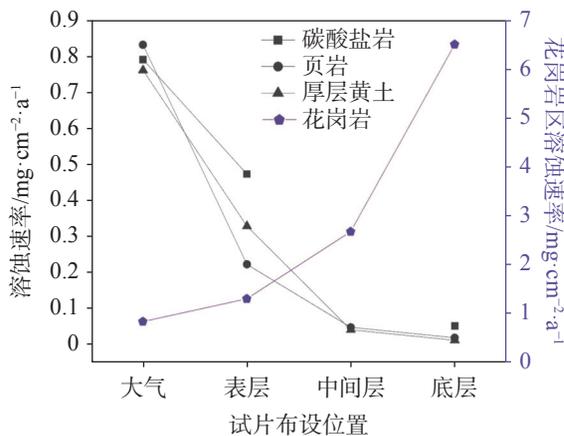


图 3 试片埋设深度与溶蚀速率的关系
Fig. 3 Relationship between the burial depth of test tablet and its dissolution rate

3.2 讨论

3.2.1 土壤水对溶蚀速率的影响

大气或土壤 CO₂ 与土壤水结合形成弱酸碳酸对碳酸盐岩进行溶蚀是岩溶作用正常进行的关键,岩溶作用一般会随着土壤水、CO₂ 含量的升高而增强^[38]。

但二者与岩溶溶蚀速率的关系并非完全呈线性,在湿润地区 CO₂ 往往成为限制因子,而在干旱地区水分转而成为限制因子。

在非降水条件下,总体上看,研究区土壤含水量表层至底层变化并不太大。而土地利用方式、地貌部位、地形条件等都会影响土壤含水量,将土壤含水量(基于试片埋设和取回时测量的平均值)与溶蚀速率进行相关分析,发现二者呈正相关关系(图 4, $y = 20.737x + 13.424, R^2 = 0.5245$),说明土壤水是试片溶蚀过程的重要影响因素之一(表 3)。

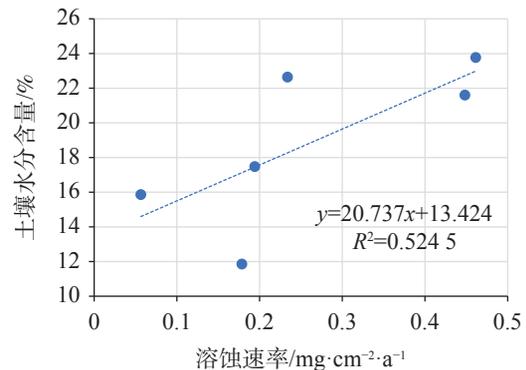


图 4 碳酸盐岩分布区土壤水分含量与溶蚀速率的关系
Fig. 4 Relationship between water content of soil and dissolution rate in the carbonate rock area

表 3 平均溶蚀速率、土壤 CO₂ 含量及含水率
Table 3 Average dissolution rate, CO₂ and water content in soil

| 点位 | 平均溶蚀速率/ mg·cm ⁻² ·a ⁻¹ | 平均CO ₂ 含量/ ×10 ⁻⁶ | 含水率/ % |
|------|---|--|-----------|
| LB02 | 5.708 6 | 2 733.33 | 16.17 |
| LB03 | 1.556 2 | 2 750.00 | 9.08 |
| LY03 | 3.206 5 | 2 783.33 | 17.22 |
| LY01 | 0.073 5 | 1 760.00 | 22.52 |
| LY02 | 0.046 8 | 4 514.29 | 29.22 |
| XY02 | 0.065 7 | 2 100.00 | 37.12 |
| XY03 | 0.189 0 | 5 200.00 | 33.70 |
| LY04 | 0.194 4 | 1 991.67 | 17.47 |
| XY04 | 0.448 5 | 4 587.50 | 21.60 |
| XY05 | 0.461 7 | 3 016.67 | 23.77 |
| ZG01 | 0.233 9 | 3 333.33 | 22.63 |
| ZG02 | 0.056 5 | 4 016.67 | 15.86 |
| LB01 | 0.178 8 | 4 225.00 | 11.85 |
| XY01 | 0.105 4 | 1 960.00 | 35.81 |

注:含水率基于试片埋设和取回时测量的结果进行平均。

Note: Water content is averaged based on the results measured when the test tablet is buried and retrieved

3.2.2 土壤CO₂对溶蚀速率的影响

埋设及取回试片时,分别在试坑附近选择与其环境类似的点用 Gas-tec 气体测试泵现场测定(CO₂浓度范围在 300×10⁻⁶~1 000×10⁻⁶时误差 10%; CO₂浓度范围在 1 000×10⁻⁶~5 000×10⁻⁶时误差 5%)不同土地利用方式、不同深度处土壤中 CO₂ 的浓度。

各试验点分层土壤 CO₂ 含量分布见表 3,对所有

点相同深度处 CO₂ 含量取平均值,结果表明,地表 CO₂ 含量较低,仅为 382×10⁻⁶,土壤中 CO₂ 含量远高于地表,在 1 760×10⁻⁶~4 660×10⁻⁶间变动,平均值为 3 257×10⁻⁶。具体地,在表层至 10 cm 深度范围内土壤 CO₂ 含量随深度急速增加,10~20 cm 间增速放缓,20~50 cm 相对稳定在较高水平,50~80 cm 则呈快速减小的趋势(表 4)。

表 4 不同深度土壤 CO₂ 含量/×10⁻⁶
Table 4 CO₂ content of soil in different depths/×10⁻⁶

| 点位 | 测试层位/cm | | | | | | | | 壤中平均 |
|------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------|
| | 0 | 10 | 20 | 30 | 40 | 50 | 60 | 80 | |
| LB02 | 389 | | 2 000 | 3 200 | 3 000 | | | | 2 733.33 |
| LB03 | 378 | | | 2 500 | | 3 000 | | | 2 750 |
| LY03 | 388 | 2 400 | | 3 300 | | 2 650 | | | 2 783 |
| LY01 | 385 | 1 100 | 1 400 | | 2 100 | | 2 200 | 2 000 | 1 760 |
| LY02 | 385 | 3 800 | 3 000 | 6 800 | | 4 700 | | 5 000 | 4 660 |
| XY02 | 378 | 2 200 | 1 800 | | 2 300 | | | | 2 100 |
| XY03 | 378 | 5 200 | | 5 400 | 5 000 | | | | 5 200 |
| LB01 | 385 | 2 900 | 5 200 | 4 000 | 4 800 | | | | 4 225 |
| LY04 | 381 | 1 600 | 2 100 | 2 800 | 2 000 | | | | 2 125 |
| XY04 | 381 | 2 550 | 4 600 | 4 600 | | 6 600 | | | 4 588 |
| XY05 | 381 | 3 800 | 3 300 | 1 950 | | | | | 3 017 |
| ZG01 | 388 | 3 800 | | 4 400 | 1 800 | | | | 3 333 |
| ZG02 | 375 | 3 600 | 4 760 | 3 920 | 5 200 | | | | 4 370 |
| XY01 | 378 | 2 450 | 2 200 | | 2 000 | | 1 650 | 1 500 | 1 960 |
| 平均值 | 382 | 2 950 | 3 036 | 3 897 | 3 133 | 4 238 | 1 925 | 2 833 | 3 257 |

对土壤 CO₂ 与溶蚀速率相关性进行分析,发现与土壤含水量相比,壤中溶蚀速率与土壤 CO₂ 含量相关性极小(图 5, R²=0.003 7),证实可以充足供应的土壤 CO₂ 不是控制地下岩溶作用强度的限制性因素。以“水-岩-气”三相介质相互作用为基础的岩溶动

力系统,在北方干旱半干旱气候条件下,土壤水的作用明显要大于土壤 CO₂,成为制约地下溶蚀速率快慢的关键。

3.2.3 土壤有机质对溶蚀速率的影响

土壤有机质是指土壤中各种含碳氮化合物,由动植物残体、微生物体和它们不同阶段的分解产物,及由分解产物合成的腐殖质等组成。土壤有机质是土壤的重要组成部分,其含量虽少,但对土壤的物理、化学及生物学性质影响很大,土壤的许多其它属性都直接或间接地与其相关^[39-42]。有机质具备改善土壤理化性质的功能,是表征土壤肥力的一个重要指标。

表层附近生物活动活跃,产生大量代谢产物及残体,地表枯枝落叶较多,这些物质经生物化学分解

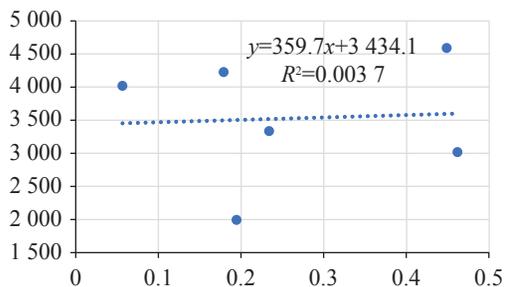


图 5 碳酸盐岩分布区土壤 CO₂ 与溶蚀速率的关系

Fig. 5 Relationship between CO₂ content of soil and dissolution rate in the carbonate rock area

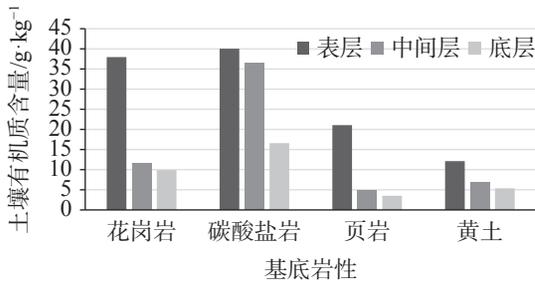


图 6 土壤有机质含量/ $\times 10^{-3}$

Fig. 6 Organic matter content of soil/ $\times 10^{-3}$

后变为土壤有机质,而成为土壤的一部分。其对土壤性状的改善作用明显,土壤有机质含量较高的部位其土壤孔隙度往往也较高。土壤有机碳会通过分解产生 CO_2 而影响岩溶作用。总体上看来,研究区土壤有机质在表层含量高,随着深度增加而逐渐降低(图 6),与碳酸盐岩、页岩、黄土分布区点位溶蚀速率的变化趋势完全协同,证实土壤有机质是影响溶蚀速率的重要原因。

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,不利于溶蚀作用的进行,研究区碳酸盐岩和黄土分布区试点在土下 20 cm 深度处即出现淀积现象。对无机碳含量和土下试片溶蚀速率进行对比分析(图 7),发现二者相关性较差,应是淀积层形成的富钙偏碱性屏障限制了深处溶蚀作用的进行。而在花岗岩分布区则表层无机碳含量最高,并随深度增加而减少,与溶蚀速率变化呈相反趋势。

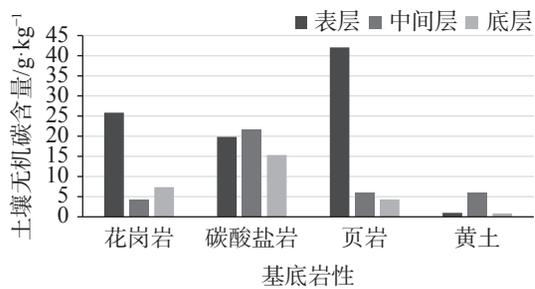


图 7 土壤无机碳含量

Fig. 7 Inorganic carbon content of soil

3.2.4 土壤 pH 对溶蚀速率的影响

土壤的酸碱反应是指土壤中的酸性和碱性物质解离出的 H^+ 、 OH^- 数量中和的结果,使土壤呈现不同的酸碱反应。土壤中 H^+ 浓度直接影响酸碱度,通常用 pH 表示。土壤酸碱性直接影响到土壤养分的有效性以及土壤碳氮的分解和转化,从而制约着植物

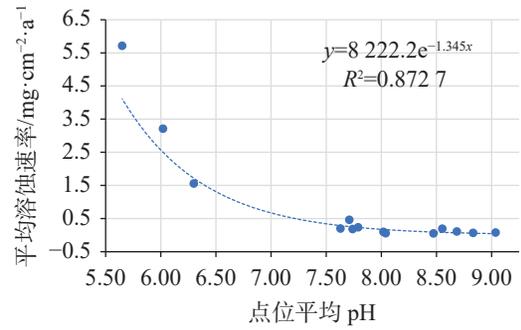


图 8 pH 与溶蚀速率的关系

Fig. 8 Relationship between pH and dissolution rate

生长和土壤微生物活动。高等植物和农作物多适合在 5.0~8.0pH 范围内生长,而土壤微生物则适宜在微酸性和中性土壤中生存。

各试验点 pH 受基底岩性影响显著,范围在 6.11~9.16 之间,平均值为 7.75(图 8),处于弱酸性(花岗岩分布区)至碱性(碳酸盐岩分布区)环境。在碳酸盐岩分布区的各点各层数值在 7.63~8.04 之间(平均值:7.82),在弱碱性环境下使得 pH 不构成壤中试片溶蚀的重要促进因子。页岩分布区 pH 更是高达 8.47~9.04(平均值:8.72),黄土试点也达 8.69。pH 与溶蚀速率呈指数对应关系, $y = 8222.2e^{-1.345x}$, $R^2 = 0.8727$ 。即,随 pH 增加,溶蚀速率显著降低。

4 结 论

就济南趵突泉泉域补给区而言,采用野外溶蚀试验法实测了基底岩性为花岗岩、碳酸盐岩、黄土、页岩各试点的平均溶蚀速率分别为:3.49、0.26、0.11、0.09 $\text{mg}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 。总体上各点溶蚀速率与土壤 pH 呈显著负相关关系。同时,除花岗岩分布区外溶蚀速率大气 > 地表 > 壤中,且土壤中部分呈随深度增加而降低的趋势。分析发现,土壤水是半干旱岩溶区岩溶作用进行的限制因子,其与溶蚀速率相关性远高于 CO_2 ,在试点 CO_2 相近的情况下土壤水分含量更高的溶蚀量更大。

参考文献

[1] YUAN Daoxian. Sensitivity of karst process to environmental change along the Pep II transect[J]. *Quaternary International*, 1997, 37: 105-13.

[2] 袁道先. 碳循环与全球岩溶[J]. *第四纪研究*, 1993(1): 1-6.

YUAN Daoxian. Carbon cycle and global karst[J]. *Quaternary Research*, 1993(1): 1-6.

[3] LIU Zaihua, LI Qiang, SUN Hailong, WANG Jinliang. Seasonal,

- diurnal and storm-scale hydrochemical variations of typical epikarst springs in subtropical karst areas of SW China: Soil CO₂ and dilution effects[J]. *Journal of Hydrology*, 2007, 337(1): 207-223.
- [4] 章程, 肖琼, 孙平安, 高旭波, 郭永丽, 苗迎, 汪进良. 岩溶碳循环及碳汇效应研究与展望[J]. *地质科技通报*, 2022, 41(5): 190-198.
ZHANG Cheng, XIAO Qiong, SUN Ping'an, GAO Xubo, GUO Yongli, MIAO Ying, WANG Jinliang. Progress on karst carbon cycle and carbon sink effect study and perspective[J]. *Bulletin of Geological Science and Technology*, 2022, 41(5): 190-198.
- [5] Nicolas Cassar, Edward A Laws, Robert R Bidigare, Brian N Popp. Bicarbonate uptake by Southern Ocean phytoplankton[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2004, 18(2):1-10.
- [6] 刘彦, 张金流, 何媛媛, 孙海龙, 刘再华. 单生卵囊藻对DIC的利用及其对CaCO₃沉积影响的研究[J]. *地球化学*, 2010, 39(2): 191-196.
LIU Yan, ZHANG Jinliu, HE Yuanyuan, SUN Hailong, LIU Zaihua. The utilization of dissolved inorganic carbon by *Oocystis solitaria* Wittr and its influence on the precipitation of calcium carbonate[J]. *Geochemica*, 2010, 39(2): 191-196.
- [7] LIU Yan, LIU Zaihua, ZHANG Jinliu, HE Yuanyuan, SUN Hailong. Experimental study on the utilization of DIC by *Oocystis solitaria* Wittr and its influence on the precipitation of calcium carbonate in karst and non-karst waters[J]. *Carbonates and Evaporites*, 2010, 25(1): 21-26.
- [8] LIU Zaihua, Wolfgang DREYBRODT, WANG Haijing. A new direction in effective accounting for the atmospheric CO₂ budget: Considering the combined action of carbonate dissolution, the global water cycle and photosynthetic uptake of DIC by aquatic organisms[J]. *Earth-Science Reviews*, 2010, 99(3-4): 162-172.
- [9] 张强. 岩溶地质碳汇的稳定性: 以贵州草海地质碳汇为例[J]. *地球学报*, 2012, 33(6): 947-952.
ZHANG Qiang. The stability of carbon sink effect related to carbonate rock dissolution: A case study of the Caohai lake geological carbon sink[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 2012, 33(6): 947-952.
- [10] 张陶, 李建鸿, 蒲俊兵, 李瑞, 吴飞红, 李丽. 小球藻对岩溶水体Ca²⁺、HCO₃⁻利用效率实验研究[J]. *中国岩溶*, 2018, 37(1): 81-90.
ZHANG Tao, LI Jianhong, PU Junbing, LI Rui, WU Feihong, LI Li. Experimental study on the utilization efficiency of *Chlorella* to Ca²⁺ and HCO₃⁻ in karst water[J]. *Carsologica Sinica*, 2018, 37(1): 81-90.
- [11] 章程. 岩溶作用时间尺度与碳汇稳定性[J]. *中国岩溶*, 2011, 30(4): 368-371.
ZHANG Cheng. Time scale of karst processes and the carbon sink stability[J]. *Carsologica Sinica*, 2011, 30(4): 368-371.
- [12] 金泉. 岩溶区沉水植物无机碳利用策略的研究[D]. 海口: 海南大学, 2019.
JIN Quan. Study on inorganic carbon utilization strategy of submerged plants in karst area[D]. Haikou: Hainan University, 2019.
- [13] 张春来, 黄芬, 蒲俊兵, 曹建华. 中国岩溶碳汇通量估算与人工干预增汇途径[J]. *中国地质调查*, 2021, 8(4): 40-52.
ZHANG Chunlai, HUANG Fen, PU Junbing, CAO Jianhua. Estimation of karst carbon sink fluxes and manual intervention to increase carbon sinks in China[J]. *Geological Survey of China*, 2021, 8(4): 40-52.
- [14] SUN Ping'an, HE Shiyi, YUAN Yaqiong, YU Shi, ZHANG Cheng. Effects of aquatic phototrophs on seasonal hydrochemical, inorganic, and organic carbon variations in a typical karst basin, Southwest China[J]. *Environmental Science and Pollution Research*, 2019, 26(32): 32836-32851.
- [15] YAN Zhuang, SHEN Taiming, LI Wei, CHENG Wenli, WANG Xiayu, ZHU Min, YU Qiwen, XIAO Yutian, YU Longjiang. Contribution of microalgae to carbon sequestration in a natural karst wetland aquatic ecosystem: An in-situ mesocosm study[J]. *Science of the Total Environment*, 2021, 768: 144387.
- [16] YANG Mingxing, LIU Zaihua, SUN Hailong, ZHAO Min, HE Haibo. Lipid biomarker investigation of the delivery and preservation of autochthonous organic carbon in the Pearl River and its contribution to the carbon sink: Evidence from the water and surface sediment[J]. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 2022, 19(22): 15392.
- [17] 刘再华. 土壤碳酸盐是一个重要的大气CO₂汇吗?[J]. *科学通报*, 2011, 56(26): 2209-2211.
LIU Zaihua. Is pedogenic carbonate an important atmospheric CO₂ sink?[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2011, 56(26): 2209-2211. doi: 10.1007/s11434-010-4288-8.
- [18] 刘再华. 岩石风化碳汇研究的最新进展和展望[J]. *科学通报*, 2012, 57(Suppl.1): 95-102.
LIU Zaihua. New progress and prospects in the study of rock-weathering-related carbon sinks[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2012, 57(Suppl.1): 95-102.
- [19] Gabrovsek Franci. On concepts and methods for the estimation of dissolutional denudation rates in karst areas[J]. *Geomorphology*, 2009, 106(1-2): 9-14.
- [20] Krklec Kristina, Braucher Regis, Perica Dražen, Domínguez Villar David. Long-term denudation rate of karstic North Dalmatian Plain (Croatia) calculated from ³⁶Cl cosmogenic nuclides[J]. *Geomorphology*, 2022, 413: 108358.
- [21] 徐胜, 刘丛强, FREEMAN Stewart, 郎赞超, SCHNABEL Christoph, 涂成龙, WILCKEN Klaus, 赵志琦. 贵州喀斯特地区碳酸盐岩的宇宙成因核素³⁶Cl侵蚀速率[J]. *科学通报*, 2013, 58(19): 1884.
XU Sheng, LIU Congqiang, FREEMAN Stewart, LANG Yun-chao, SCHNABEL Christoph, TU Chenglong, WILCKEN Klaus, ZHAO Zhiqi. In-situ cosmogenic ³⁶Cl denudation rates of carbonates in Guizhou karst area[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2013, 58(19): 1884. DOI: 10.1007/s11434-013-5756-8.
- [22] Yuki Matsushi, Kimikazu Sasa, Tsutomu Takahashi, Keisuke

- Sueki, Yasuo Nagashima, Yukinori Matsukura. Denudation rates of carbonate pinnacles in Japanese karst areas: Estimates from cosmogenic ^{36}Cl in calcite[J]. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 2010, 268(7-8): 1205-1208.
- [23] 曾成, 赵敏, 杨睿, 刘再华. 岩溶作用碳汇强度计算的溶蚀试片法和水化学径流法比较: 以陈旗岩溶泉域为例[J]. *水文地质工程地质*, 2014, 41(1): 106-111.
- ZENG Cheng, ZHAO Min, YANG Rui, LIU Zaihua. Comparison of karst processes-related carbon sink intensity calculated by carbonate rock tablet test and solute load method: A case study in the Chenqi karst spring system[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2014, 41(1): 106-111.
- [24] 蒋忠诚, 覃小群, 曹建华, 蒋小珍, 何师意, 罗为群. 中国岩溶作用产生的大气 CO_2 碳汇的分区计算[J]. *中国岩溶*, 2011, 30(4): 363-367.
- JIANG Zhongcheng, QIN Xiaoqun, CAO Jianhua, JIANG Xiaozhen, HE Shiyi, LUO Weiqun. Calculation of atmospheric CO_2 sink formed in karst progresses of the karst divided regions in China[J]. *Carsologica Sinica*, 2011, 30(4): 363-367.
- [25] 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.
- LIU Zaihua. "Method of maximum potential dissolution" to calculate the intensity of karst process and the relevant carbon sink: With discussions on methods of solute load and carbonate-rock-tablet test[J]. *Carsologica Sinica*, 2011, 30(4): 379-382.
- [26] 何江湖, 肖时珍, 曾成, 狄永宁, 刘梦醒, 蓝家程, 肖华, 朱辉, 曾庆睿. 湿润亚热带典型白云岩流域的化学剥蚀速率: 以贵州施秉黄洲河流域为例[J]. *地球与环境*, 2018, 46(3): 274-281.
- HE Jianghu, XIAO Shizhen, ZENG Cheng, DI Yongning, LIU Mengxing, LAN Jiacheng, XIAO Hua, ZHU Hui, ZENG Qingrui. Chemical denudation rate in typical humid subtropical dolomite catchments: A case study in the Huangzhou river basin, Shibing, Guizhou[J]. *Earth and Environment*, 2018, 46(3): 274-281.
- [27] Corbel J. Erosion en terrain calcaire[J]. *Annales de Géographie*, 1959, 67: 97-120.
- [28] 袁道光, 蔡桂鸿. 岩溶环境学[M]. 重庆: 重庆出版社, 1988.
- [29] 孙平安, 肖琼, 郭永丽, 苗迎, 王奇岗, 章程. 混合岩溶流域碳酸盐岩溶蚀速率与岩溶碳汇: 以漓江流域上游为例[J]. *中国岩溶*, 2021, 40(5): 825-834.
- SUN Ping'an, XIAO Qiong, GUO Yongli, MIAO Ying, WANG Qigang, ZHANG Cheng. Carbonate dissolution rate and karst carbon sink in mixed carbonate and silicate terrain: Take the upper reaches of the Lijiang river basin as an example[J]. *Carsologica Sinica*, 2021, 40(5): 825-834.
- [30] 闫伟, 曾成, 肖时珍, 蓝家程, 代林玉, 郜治钦, 何江湖, 何春, 狄永宁. 湿润亚热带典型白云岩流域不同土地利用下的试片溶蚀速率及岩溶碳汇[J]. *地球与环境*, 2021, 49(5): 529-538.
- YAN Wei, ZENG Cheng, XIAO Shizhen, LAN Jiacheng, DAI Linyu, TAI Zhiqin, HE Jianghu, HE Chun, DI Yongning. Dissolution rate and karst carbon sink of different land use in typical dolomite watershed with humid subtropical weather[J]. *Earth and Environment*, 2021, 49(5): 529-538.
- [31] 刘再华. 外源水对灰岩和白云岩的侵蚀速率野外试验研究: 以桂林尧山为例[J]. *中国岩溶*, 2000, 19(1): 3-6.
- LIU Zaihua. Field experimental research on the corrosion kinetics of limestone and dolomite in allogenic water: Case from Yaoshan Mt., Guilin[J]. *Carsologica Sinica*, 2000, 19(1): 3-6.
- [32] Dreybrodt W. Chemical kinetics, speleothem growth and climate[J]. *Boreas*, 1999, 28(3):347-356.
- [33] 侯满福, 刘雨婷, 张杰, 贺露炎, 梁江奔. 亚热带岩溶森林类型和坡位对碳酸盐岩溶蚀的影响[J]. *中国岩溶*, 2023, 42(4): 842-852.
- HOU Manfu, LIU Yuting, ZHANG Jie, HE Luyan, LIANG Jiangyi. Influence of forest types and slope positions on dissolution rate of carbonate rock in karst area in subtropical China[J]. *Carsologica Sinica*, 2023, 42(4): 842-852.
- [34] 张春潮, 李向全, 王振兴, 侯新伟, 桂春雷, 白占学, 付昌昌. 不同碳酸盐岩岩性试片的溶蚀速率研究: 以三姑泉域为例[J]. *水资源与水工程学报*, 2018, 29(5): 218-223.
- ZHANG Chunchao, LI Xiangquan, WANG Zhenxing, HOU Xinwei, GUI Chunlei, BAI Zhanxue, FU Changchang. Dissolution rate of different carbonate rocks: A case study in Sangu spring basin[J]. *Journal of Water Resources & Water Engineering*, 2018, 29(5): 218-223.
- [35] 章程, 李玉辉, 汪进良, 苗迎, 肖琼, 郭永丽. 云南石林地质公园土岩、土根界面过程和土下溶蚀速率[J]. *地质论评*, 2020, 66(4): 1019-1030.
- ZHANG Cheng, LI Yuhui, WANG Jinliang, MIAO Ying, XIAO Qiong, GUO Yongli. Interface processes at soil-rock, soil-root contacts and subsoil dissolution rate in Shilin Geopark, Yunnan[J]. *Geological Review*, 2020, 66(4): 1019-1030.
- [36] 黄奇波. 北方半干旱岩溶区岩溶碳汇过程及效应研究[D]. 武汉: 中国地质大学(武汉), 2019.
- HUANG Qibo. The carbon sequestration effect in semi-arid karst area: A case study of Liuling spring catchment, Shanxi Province[D]. Wuhan: China University of Geosciences (Wuhan), 2019.
- [37] 黄奇波, 覃小群, 刘朋雨, 蓝芙宁, 张连凯. 不同岩性试片溶蚀速率差异及意义[J]. *地球与环境*, 2015, 43(4): 379-385.
- HUANG Qibo, QIN Xiaoqun, LIU Pengyu, LAN Funing, ZHANG Liankai. Dissolution rate and its significance of different lithological tablets. [J]. *Earth and Environment*, 2015, 43(4): 379-385.
- [38] 李涛, 赵东兴, 张美良, 曹建华, 朱晓燕. 土壤 CO_2 、土壤水的动态特征及其对岩溶作用的驱动[J]. *热带地理*, 2013, 33(5): 575-581.
- LI Tao, ZHAO Dongxing, ZHANG Meilang, CAO Jianhua, ZHU Xiaoyan. Dynamic characteristics of the soil CO_2 and soil water chemistry, and their driving action on karstification[J].

- Tropical Geography, 2013, 33(5): 575-581.
- [39] 刘文, 张强, 贾亚男. 气象要素及土壤理化性质对不同土地利用方式下冬夏岩溶作用的影响[J]. 生态学报, 2014, 34(6): 1418-1428.
- LIU Wen, ZHANG Qiang, JIA Ya'nan. The influence of meteorological factors and soil physicochemical properties on karst processes in six land-use patterns in summer and winter in a typical karst valley[J]. Acta Ecologica Sinica, 2014, 34(6): 1418-1428.
- [40] 肖琼, 赵丽芳, 陆来谋, 孙平安, 张陶, 郭永丽. 漓江源头大溶江流域土壤理化性质[J]. 中国岩溶, 2021, 40(5): 815-824.
- XIAO Qiong, ZHAO Lifang, LU Laimou, SUN Ping'an, ZHANG Tao, GUO Yongli. Spatial differences of soil physical and chemical properties in Darongjiang river watershed[J]. Carsologica Sinica, 2021, 40(5): 815-824.
- [41] 吴夏, 潘谋成, 殷建军, 汪智军, 朱晓燕, 杨会, 曹建华. 桂林典型岩溶区土壤CO₂通量及其δ¹³C-CO₂季节性特征[J]. 中国岩溶, 2021, 40(4): 592-599.
- WU Xia, PAN Moucheng, YIN Jianjun, WANG Zhijun, ZHU Xiaoyan, YANG Hui, CAO Jianhua. Seasonal variation characteristics of soil respiration release and its isotopic composition in typical karst area, Guilin[J]. Carsologica Sinica, 2021, 40(4): 592-599.
- [42] 施晓, 杨琰, 李一冬, 田宁, 叶枝茂, 李建仓, 段军伟. 岩溶关键带土壤-洞穴系统CO₂运移的时空变化: 以河南鸡冠洞为例[J]. 中国岩溶, 2021, 40(4): 580-591.
- SHI Xiao, YANG Yan, LI Yidong, TIAN Ning, YE Zhimao, LI Jiancang, DUAN Junwei. Analysis of temporal and spatial variations of CO₂ migration in the soil cave system in karst critical zone: A case study of Jiguan cave, western Henan[J]. Carsologica Sinica, 2021, 40(4): 580-591.

Study on the intensity of boreal karstification under different geological conditions: A case study at the recharge area of Baotu Spring drainage area, Jinan, Northern China

LIU Wen^{1,2,3}, XU Congcong^{1,2,3}, YU Lingqin^{1,2,3}, LI Haixiang^{1,2,3}, LU Qianqian^{1,2,3},
ZHU Qinfeng^{1,2,3}, LIU Haoran^{1,2,3}

(1. 801 Institute of Hydrogeology and Engineering Geology, Shandong Provincial Bureau of Geology & Mineral Resources (Shandong Provincial Geo-mineral Engineering Exploration Institute), Jinan, Shandong 250014, China; 2. Shandong Engineering Research Center for Environmental Protection and Remediation on Groundwater, Jinan, Shandong 250014, China; 3. Key Laboratory of Groundwater Resources and Environment, Shandong Provincial Bureau of Geology & Mineral Resources, Jinan, Shandong 250014, China)

Abstract It is an indisputable fact that the process of karstification can form carbon sink, and the research on this process is in the ascendant. However, the factors affecting karstification process are very complicated, and the geological background is one of the most important aspects. The effect mechanism of different geological backgrounds on karstification and the data of dissolution rate under different geological backgrounds can provide a basis for understanding the karst process and its mechanism under sub-humid climate and improving the estimation accuracy of karst carbon sink. The recharge area of Baotu Spring area in Jinan, a typical boreal karst spring area, is selected as the research area, and the standard dissolution tablet test of carbonate rock is used for field measurement.

At the northern edge of the mountainous region in central Shandong, the research area is located in the Baotu Spring area of Jinan, bordering Mount Tai in the south and the Yellow River in the north (116°40'30"-117°14'10"E; 36°14'50"-36°46'10"N). The spring area borders the Mashan fault and Dongwu fault to the west and east, respectively. These two faults are permeable in the north and weakly permeable in the south. The southern boundary is the ridgeline of Mount Tai, and the igneous body in the north is called "Jinan Rock". Constrained by the special topography and geological structure, precipitation infiltration in the southern mountainous area recharges the Cambrian-Ordovician karst aquifer which presents strong karst development, and then moves from south to north. According to the statistics of Jinan Meteorological Bureau, Jinan City is characterized by a warm temperate continental climate with four distinct seasons at an annual average temperature of 14.7 °C. Its average precipitation per year is 647.9 mm, more than 70% of which is concentrated in July, August and September with less from December to March. During the four-year test, pH values of precipitation in Jinan (Guishan) National Basic Meteorological Station averaged between 6.96 and 7.61, which means there was no acid rain in this period.

The standard dissolution tablet method is widely used in the study of karstification process because of its

advantages such as short-term monitoring, simple preparation of sampling, mature embedding method and the condition closer to the natural state than that in a laboratory. The study area is located in the low mountainous but hilly area of the north wing of Mount Tai and the southern Jinan far away from the urban area, which is also the recharge area of Baotu Spring area. The area is forest and shrub land with less interference from human activities. We buried standard dissolution carbonate tablets around the end of November 2017, and retrieved them around the end of November 2021, with a total test period of four years. When burying these tablets, we selected test sites with different basement lithology in the same small watershed where the meteorological conditions are not significantly different, to ensure the relative consistency of test backgrounds such as precipitation and temperature. Meanwhile, we collected layered soil samples for testing physical and chemical indexes, atmospheric and soil CO₂, soil water content, etc.

Results show that the average dissolution rates of granite, carbonate, loess and shale are $3.49 \text{ mg}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, $0.26 \text{ mg}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, $0.11 \text{ mg}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ and $0.09 \text{ mg}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, respectively. In other words, the influence of basement lithology on dissolution rate is significant. The dissolution rate of granite area is much larger than that of the other ones. The dissolution rate of carbonate area is larger than that of loess and shale, and the lowest in shale area. From a vertical profile perspective, the dissolution rate of carbonate rock area, loess area and shale area is atmospheric>surface>soil, and the rate in soil decreases with the increase of depth, while the dissolution rate in granite area shows a completely opposite trend.

It is found that there is no obvious correlation between soil CO₂ and dissolution rate. The variation trend of soil organic matter content in the profiles of carbonate rock, loess and shale is consistent with that of dissolution rate, indicating that the former may have a direct effect on the latter, but the consistency does not show in the granite area. There is an exponential correlation between soil pH and dissolution rate at all sites, and the dissolution rate decreased significantly with the increase of pH. Soil water content has an obvious linear relationship with the dissolution rate, and is the limiting factor of karstification process in boreal karst area compared with soil CO₂.

This study is a useful exploration in the boreal karst area, the results of which help to deepen the understanding of the karstification process under the semi-humid and semi-arid climate conditions, and provide a comparative example for other karst areas in the north and even the whole karst area of the same type.

Key words standard dissolution tablet method, lithology, karstification, boreal karst, Baotu Spring area in Jinan

(编辑 杨杨张玲)