



不同土地利用下的岩溶作用强度及其碳汇效应

章程

中国地质科学院岩溶地质研究所, 联合国教科文组织国际岩溶研究中心, 国土资源部岩溶动力学重点实验室, 桂林 541004
E-mail: chzhang@karst.ac.cn

2010-08-10 收稿, 2011-01-05 接受

国家自然科学基金(40772164)、国土资源部公益性科研行业专项基金(201111022)和中国地质调查局地质调查项目(水[2010]矿评 03-07-01, 1212010911062)资助

摘要 不同土地利用下的岩溶作用研究不仅关系到区域岩溶碳汇估算, 也关系到岩溶区陆地碳源/汇的准确评估. 利用标准溶蚀试片法研究了2个典型岩溶动力系统内3个岩溶泉小流域不同土地利用下的地下溶蚀速率. 结果表明, 不同土地利用下的地下溶蚀速率差异较明显, 耕地、灌丛、次生林、草地、原始林平均值分别为 4.02, 7.0, 40.0, 20.0 和 63.5 $\text{t km}^{-2} \text{a}^{-1}$. 因此, 在进行区域尺度岩溶作用碳汇估算时, 除了考虑气候、水文、地质等条件外, 还必须考虑土地利用类型的差异. 植被的正向演替对岩溶碳汇有显著的促进作用, 原始林地地下岩溶作用碳汇量是次生林地的3倍, 灌丛的9倍, 也就是说, 从耕地或灌丛演化到次生林地, 由岩溶作用产生的碳汇可提高 5.71~7.02 $\text{t km}^{-2} \text{a}^{-1}$, 若演化到原始林地则达 24.86~26.17 $\text{t km}^{-2} \text{a}^{-1}$. 岩溶区地表森林系统的增汇过程发生的同时, 地下也同步发生着类似的增汇过程.

关键词

碳酸盐岩
溶蚀速率
土地利用变化
碳汇
西南地区

岩溶作用的早期研究主要通过数学方法或经验公式计算碳酸盐岩溶蚀速率, 如 Pulina^[1,2]利用不同方法计算并绘制了波兰、欧洲与亚洲温带及亚热带地区、全球潜在溶蚀速率图, 其后, 利用统一的石灰岩标准溶蚀试片法, 国际洞穴联合会组织了一项溶蚀速率全球对比活动, Gams^[3]获得了全球 25 个不同气候条件对比点不同土壤深度的溶蚀速率数据 101 个. 来自其他岩溶区的溶蚀速率结果表明, 降雨量越大, 溶蚀速率越大^[4]. 可见, 20 世纪 90 年代以前, 与岩溶碳汇相关的科学研究主要以单纯的岩溶作用及其影响因素研究为主, 且多为单因素分析, 如气温或降雨.

20 世纪 90 年代以后至 21 世纪初进入综合研究阶段, 强调气候、水文、地质等因素对岩溶作用的联合影响, 并进入全球变化研究领域, 估算区域(如中国^[5])及全球碳汇强度, 标志是 IGCP379“岩溶作用与碳循环”(1995~1999年)项目的执行. 期间进行了表层岩溶动力系统碳循环全球对比研究, 初步估算了全

球岩溶作用碳汇量, 为 $(1.1\sim 6.08)\times 10^8 \text{ t C a}^{-1}$ ^[6-9], 占“遗漏汇”的 5.5%~30.4%. 此外, 对不同地区和全球碳酸盐岩地区因表层岩溶作用而造成的大气 CO_2 源汇作了初步估算. 如通过 18 年的定位观测发现在 Spitsbergen 极地附近不同条件下, 岩溶作用回收大气 CO_2 强度的差别: 冰川地区为 $55.09\times 10^5 \text{ g C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$, 多年冻土区为 $20.4\times 10^5\sim 23.5\times 10^5 \text{ g C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$, 而一个小型岩溶流域可高达 $94.43\times 10^5\sim 109\times 10^5 \text{ g C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (<http://www.karst.edu.cn/karst/igcp/igcp379/1999/part.htm>).

现今阶段则考虑人类活动的影响, 进入应对气候变化研究领域, 如土地利用变化, 尤其是植被条件变化对岩溶碳汇的影响. 近年来的典型研究表明, 植被恢复与流域内外源水面积的增加可显著促进岩溶作用^[10,11], 试验研究表明生物作用及土壤碳酸酐酶对岩溶作用也有一定促进作用^[12]. 因此随着研究和学科交叉不断深入、估算方法的改进和精度的提高, 岩溶碳汇占“遗漏汇”的比例可能会增加, 但也出现了一些分歧和不同观点, 如有人认为岩溶作用主要

是自然过程,如何区分岩溶碳汇中与人类活动(植树造林、酸雨^[13]相关的部分、碳汇形成后转变成地表水体后重碳酸氢根的稳定^[14]等是目前岩溶碳汇潜力研究中迫切需要解决的关键科学问题。

考虑到岩溶动力系统的非均一性及其对环境变化的敏感性^[15,16],有必要在流域尺度上研究岩溶作用的空间(土地利用的影响)及季节变化,进一步揭示岩溶作用的短时间尺度效应,另一方面也便于来自不同估算方法数据之间的比较。本文以广西弄拉峰丛洼地和重庆金佛山岩溶谷地3个小流域为背景,以土地利用为切入点,利用标准溶蚀试片法研究耕地、灌丛、次生林及原始林地土下溶蚀速率及碳汇差异程度,分析了植被演替过程中岩溶碳汇潜力,有助于把握土地利用方式对岩溶作用的影响程度,为提高岩溶作用碳汇估算精度奠定良好基础,对改进岩溶区陆地生态系统碳循环模型具有积极意义。

1 研究区概况

1.1 广西马山县弄拉屯

弄拉位于广西马山县古零镇(图1),为典型的峰丛洼地地貌,气温变化在8~30℃之间,多年平均气温20℃,年均降雨量1700 mm,主要岩性为泥盆系东岗岭组(D₂d²)厚层泥硅质白云岩^[17],岩层产状平缓。土壤为棕色石灰土。土壤层最大厚度2 m,一般0.5 m,土壤CO₂含量:土下20 cm为4500~17000 μL L⁻¹;土下50 cm(近基岩面)为8000~35000 μL L⁻¹。研究区自20世纪60~70年代封山育林以来,植被恢复良好,植被以次生林为主,面积为0.684 km²,占总土地面积的51.94%,其他依次为园地、灌丛和耕地,分别占31.59%,9.26%和7.21%(表1)。

1.2 重庆金佛山

金佛山自然保护区位于重庆市南川县境南部(图2),保护区面积441 km²。山体上部由二叠纪栖霞组灰岩构成,形成了海拔2000 m左右的较大面积的缓坡与平台,溶蚀洼地、大型溶洞发育;山体中部由志留纪的页岩、粉砂岩构成,出露标高为1000~1500 m;山体下部由寒武纪、奥陶纪的石灰岩、白云岩构成,小型、微型岩溶形态发育。金佛山属亚热带湿润季风性气候区。全年雨量季节分配不均,集中分布在4~10月,占全年降雨量的83.42%。由于垂直高度的变化,金

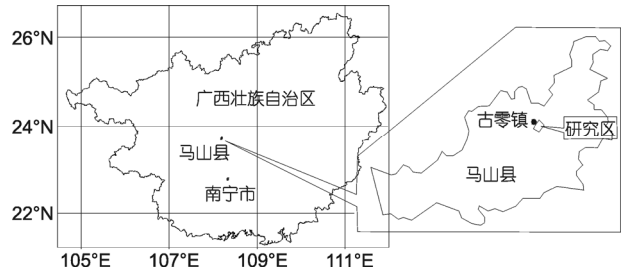


图1 马山县弄拉地理位置示意图

表1 弄拉土地利用类型与面积(2003年)

土地利用	林地	园地	耕地	灌丛	合计
面积(km ²)	0.684	0.416	0.095	0.122	1.317
百分比(%)	51.94	31.59	7.21	9.26	100

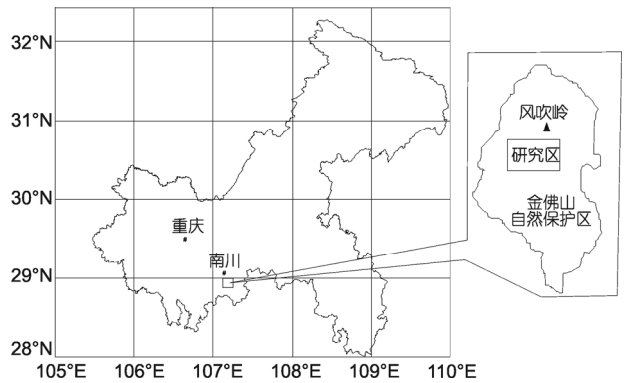


图2 重庆金佛山地理位置图

佛山气候带的垂直分异明显,从山脚到山顶温度差可达8~9℃。山体上部多年平均气温为8.2℃,降雨量1434.5 mm,山体下部多年平均气温为16.6℃,降雨量1286.5 mm^[18]。

选择两个不同高度的岩溶泉域:碧潭泉(海拔700 m)和黄草坪水房泉(海拔2000 m)。前者代表山体下部亚热带岩溶生态环境,岩性为寒武系上统毛田组灰质白云岩,地貌属典型的低峡谷岩溶地貌,土壤厚度20~60 cm,植被以次生灌丛为主,覆盖度70%左右,水热与植被条件较好;后者代表高原面上温带岩溶生态环境,岩性为二叠系灰岩,土壤厚度30~120 cm,植被以原始林地和草地为主。

两个研究区不同土地利用类型岩溶动力条件如表2,土壤CO₂与有机质含量是两个促进岩溶作用的重要动力因子。可以看出,从耕地、灌丛地到次生林地、再到原始林地,即随着植被条件的改善,土壤

表2 研究区岩溶泉域土壤岩溶动力条件

泉域	土地利用	pH	土壤 CO ₂ ($\mu\text{L L}^{-1}$) ^{a)}	平均土壤 有机碳(%)
马山 弄拉	次生林地	7.28~7.40	16100	3.43
	园地	7.20~7.49	/	3.39
	灌丛地	7.98~8.40	9100	2.00
	耕地	8.33~8.44	/	3.19
金佛山 碧潭泉	次生林地 灌丛地	6.68~7.67 8.04	4700 2000	5.54 1.91
金佛山 水房泉	原始林地 草地	6.3~6.94 /	7000 6000	11.28 2.72

a) 土壤 CO₂ 为雨季平均值, “/”指无测量数据

pH 逐渐减小, 土壤有机碳含量逐渐增大, 耕地有机碳含量偏高可能与人类施肥有关; 土壤 CO₂ 含量也存在类似变化规律, 但马山弄拉研究区土壤 CO₂ 含量明显比金佛山要高, 这可能与当地夏季平均气温较高、土壤呼吸作用比较强烈有关, 泉水平均水温(接近于当地平均气温)说明了这一点(表 3)。

2 研究方法

岩溶作用强度测量与计算方法主要有水化学-径流法^[19]、Corbel 公式计算法^[20]、标准溶蚀试片法^[3]、DBL 化学动力学法^[21]、微侵蚀计法^[22,23]、冰川漂砾法及 ³⁶Cl 法^[24,25]。后两种方法主要用于长时间尺度 (>10 ka)。水化学-径流法需要有至少 1 个水文年的流量与 Ca²⁺离子监测数据; Corbel 法利用流域径流深度和水中 CaCO₃ 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。标准溶蚀试片法不需要长期监测、试片制作简单、埋放方法成熟, 但存在空间尺度转换问题, 本文利用该方法研究流域尺度的岩溶作用强度

及其碳汇效应。

在 2 个岩溶泉流域分别选择代表性土地利用(林地、灌丛、草地、园地、耕地等)埋放溶蚀试片, 使用 AP-20-CO₂ 测试仪(Kitagawa, 日本)、SM200 便携式土壤水测试仪(Delta-T, 英国)现场测定土壤水分与 CO₂ 含量。

标准溶蚀试片法由袁道先等人^[26]在 20 世纪 80 年代末引进国内, 并在 IGCP299 项目“地质、气候、水文与岩溶形成”(1990~1994 年)中得到广泛应用, 主要目的是对比不同地质、气候与水文条件下岩溶作用的强度及其差异。为使其结果具有可比性, 试片统一使用取自桂林泥盆系融县组纯石灰岩, 并统一尺寸。试片为饼形, 直径 40 mm, 厚约 3 mm。本文利用该方法展开研究, 在地表与和土壤的不同深度(-5, -20, -50 cm)放置标准石灰岩溶蚀试片。每种土地利用类型每个层面放置 3 块, 放置时间为 1 个水文年, 取出后测其年单位面积溶蚀量或年绝对溶蚀量^[26]。计算公式如下:

$$ER = (W1 - W2) \times 1000 \times T \times 365^{-1} \times S^{-1}$$

式中, ER 为年单位面积溶蚀量(mg cm⁻² a⁻¹), 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 结果与讨论

本研究分别在弄拉峰丛洼地区 4 种不同类型的土地利用区(林地、灌丛、园地、耕地), 各选择了 1 个代表性的点, 共埋放纯灰岩试片 48 片(2 片丢失)。埋放时间为 1 a(2004 年 4 月 1 日~2005 年 4 月 6 日)。最大年绝对溶蚀量为 145 mg a⁻¹, 发生在园地土下 50 cm。林地与园地土下溶蚀量多大于 20 mg a⁻¹, 明显高于灌丛地及耕地。不同深度与年均土下溶蚀量, 及不同土地利用下的单位面积溶蚀量见表 4。

从表 4 可以看出, 不同土地利用下的土下溶蚀量

表3 研究区流域内表层岩溶泉水化学主要指标

研究区	表层泉	土地利用	平均水温(°C)	平均 pH	[Ca ²⁺] (mg L ⁻¹)	[HCO ₃ ⁻] (mg L ⁻¹)	电导率($\mu\text{s cm}^{-1}$)
马山 弄拉	兰电堂泉	次生林地	19.7	7.54	73~90	317.2~451.4	599~603
	东旺泉	灌丛地	19.4	7.70	52~83	311.1	435~460
	弄团泉	耕地	19.8	7.91	39~42	164.7~268.4	293~360
金佛山	碧潭泉	次生林地	14.7	7.97	34~54	180.3~205.0	226~351
	水房泉	原始林地	9.9	7.67	20~50	97.2~121.0	189~223

表4 弄拉不同土地利用下的土下溶蚀量

土地利用	土下溶蚀量(mg)				单位面积 溶蚀量 (t km ⁻² a ⁻¹)
	-5 cm	-20 cm	-50 cm	年平均值	
弄团耕地	9.5	11.0	14.9	11.8	4.02
东旺灌丛	1.4	0.5	2.6	1.5	0.51
蓝电堂林地	88.1	68.7	18.7	58.5	19.97
蓝电堂园地	82.0	87.7	120.1	96.6	32.97

从大到小依次为园地、林地、耕地及灌丛,反映了岩溶作用的不均一性. 灌丛土下溶蚀量比其他类型小1个数量级,可见植被的退化对岩溶作用是极其不利的,另一方面,较小的溶蚀量也反映了该区域表层岩溶带不甚发育,且深度较小,溶蚀试片埋放点附近季节性表层岩溶泉的出露即证实了这点. 可见土下溶蚀量的相对大小在一定程度上反映了含水层的发育特征.

林地土下溶蚀量是灌丛的40倍、耕地的5倍,反映不同土地利用对岩溶作用强度又有较大的影响,至少有2个主要控制因素:土壤有机质和土壤CO₂^[27]. 林地和园地土下溶蚀量主要受土壤有机质控制,林地枯枝落叶较多,表层岩溶带调蓄能力及微生物活动较强,土壤表层有机质含量较高;园地因施用有机肥导致土壤有机质含量总体较高,溶蚀量也随之增加. 耕地与灌丛条件下土下溶蚀量主要受土壤CO₂控制,两者土壤有机质含量相对较低,土下溶蚀量相对较小,但随深度增加均略有上升,与土壤CO₂浓度变化趋势一致,说明土壤CO₂是控制溶蚀作用的主要因子^[28],另外,耕地表层扰动孔隙度的增大有利于表层土壤CO₂的逸出,不利于溶蚀作用的进行;灌丛区植被条件差、接受太阳辐射较多、又有较大的坡度、地表蒸发强烈、不利于水分的保持也是影响溶蚀速率的一个重要因素.

在金佛山碧潭泉和水房泉流域内,选择4种不同类型的土地利用区(林地、灌丛、草地、耕地),在每一种土地利用区选择了一个代表性的点,共埋放纯灰岩试片34片. 埋放时间为2007年1月24日~2008年3月27日. 最大年绝对溶蚀量为218.15 mg a⁻¹,发生在水房泉林地土下20 cm,最小为3.9 mg a⁻¹,发生在碧潭泉草地土下50 cm. 林地土下溶蚀量多大于40 mg a⁻¹,明显高于灌丛地及耕地(多小于30 mg a⁻¹). 总体上,雨季溶蚀量从大到小依次为水房泉林地、草地、碧潭泉林地、耕地与灌丛(表5).

表5 金佛山不同土地利用下的土下溶蚀量

土地利用	土下溶蚀量(mg)				单位面积 溶蚀量 (t km ⁻² a ⁻¹)
	-5 cm	-20 cm	-50 cm	年平均值	
石漠地	岩面			32.6	10.38
碧潭泉林地	106.9	41.6	39.8	62.8	20.0
碧潭泉灌丛	50.6	11.6	3.9	22.0	7.0
水房泉林地	187.8	218.2	191.8	199.3	63.5
水房泉林地	岩面			67.1	21.4
水房泉草地	94.3	105.1	177.1	125.5	40.0

从表5看出,水房泉流域不同土地利用下的土下溶蚀量明显比碧潭泉高,尤其是水房泉原始林地,其土下年均溶蚀量约为碧潭泉次生林地的3倍. 水房泉土下年均溶蚀量均大于120 mg,相当于38.0 g m⁻² a⁻¹,同一地点土下岩溶作用强于岩面. 而碧潭泉次生林地土下溶蚀量与弄拉蓝电堂次生林相当,约为附近灌丛土下溶蚀量的3倍,再次说明植被退化不仅影响土壤质量,对岩溶作用也十分不利.

总体上,无论是岩面还是土下年绝对溶蚀量都是山上大于山下、林地大于草地,但水房泉草地溶蚀量大于碧潭泉林地,一方面与土壤CO₂含量较低(表2)、土壤CaCO₃含量较高有关,水房泉土壤CaCO₃变化在0.01%~0.07%之间,而碧潭泉林地土壤CaCO₃含量则高达0.81%~3.26%,碱性屏障的存在可能是导致溶蚀试片溶蚀量偏低的重要原因,另一方面也说明岩溶作用的不均一性. 山上气温较低,但降雨量比山下大,说明在西南亚热带气候背景下,对土下溶蚀作用而言,降雨比气温更重要,此外土下溶蚀速率主要与不同土地利用土壤CO₂和土壤水分特征密切相关^[29]. 土壤CO₂存在较大的时空变化,总体上,雨季大于旱季、山上大于山下. 以2006年7月数据为例,山上水房泉土壤CO₂浓度平均达7000 μL L⁻¹,而山下碧潭泉土壤CO₂浓度平均为4700 μL L⁻¹,耕地只有3900 μL L⁻¹. 旱季土壤CO₂含量明显小于雨季,多在1000 μL L⁻¹左右,水房泉和碧潭泉平均土壤CO₂浓度分别为1200和970 μL L⁻¹.

土壤水分含量数据表明山上与山下土壤水分具有明显的差异,山上均大于35%,可能与山上降雨较丰富且气温较低蒸发量较小有关. 碧潭泉流域则大多小于25%,其中林地又高于灌丛,耕地水分含量最低,说明植被的退化或人类活动会显著影响土壤水分及其保持能力.

水房泉流域补给面积为 0.54 km², 利用 2004 年泉水逐月流量和 Ca²⁺离子含量监测数据, 计算得到全年该流域 CaCO₃ 的溶蚀量为 18.26 t, 换算成单位面积 CaCO₃ 的溶蚀量为 33.81 t km⁻² a⁻¹. 可见, 水化学算法获得的单位面积溶蚀量要小于溶蚀试片获得的林地或草地土下溶蚀量, 但接近于流域平均土下溶蚀量 (41.6 t km⁻² a⁻¹). 因此, 在计算区域尺度的溶蚀量时不能利用单一土地利用下的土下溶蚀量. 水房泉流域在雨季期间还存在其他出露位置较高的泉水排泄点, 这也是导致水化学算法溶蚀量偏低的一个重要原因.

表 6 是根据单位面积 CaCO₃ 溶蚀量计算所得的 CO₂ 消耗量. 可以看出, 由于岩溶作用的不均一性, 不同土地利用下的岩溶作用吸收大气 CO₂ 的量(碳汇)也存在较大差异. 最大值为 27.94 t km⁻² a⁻¹ (7.62 t C), 发生在水房泉原始林地, 最小值为 0.224 t km⁻² a⁻¹ (0.061 t C), 发生在弄拉灌丛地. 总体上, 由岩溶作用产生的碳汇从大到小依次为原始林地、草地、次生林地、灌丛及耕地. 蓝电堂和碧潭泉次生林地数值比较接近, 约为 8.8 t km⁻² a⁻¹ (2.4 t C), 碧潭泉林地约为附近退化灌丛地的 3 倍、耕地的 5 倍. 原始林地又是次生林地的 3 倍. 也就是说, 从耕地或灌丛演化到次生林地, 由岩溶作用产生的碳汇可提高 5.71~7.02 t km⁻² a⁻¹, 若演化到原始林地则碳汇的增加量更大, 达 24.86~26.17 t km⁻² a⁻¹. 上述数据也表明, 不同土地利用土下溶蚀速率差异较明显, 因此, 在进行区域尺度岩溶作用碳汇估算时, 除了考虑气候(气温及降雨)、水文(径流、外源水)、地质等大背景条件外, 还必须考虑土地利用类型的差异.

土下岩溶作用所消耗 CO₂ 即可来自大气, 也可

来自土壤呼吸作用. 而土壤呼吸作用是陆地碳循环中的重要组成部分, 其评价的准确性直接影响到陆地碳源/碳汇的准确评估^[30]. 在岩溶区土壤呼吸产生的 CO₂ 一部分可能被岩溶作用所消耗, 因而在岩溶区碳循环潜力与评价研究中必须考虑岩溶作用.

森林是陆地生态系统最大的碳库, Dixon 等人^[31]报道全球森林面积约 4.1×10⁹ hm², 每年大约固定 1196×10⁹ t CO₂^[32], 中国森林对碳的总固定量为 4.5×10⁹, 草地 1.2×10⁹, 疏林及灌丛 0.5×10⁹, 作物 0.1×10⁹, 荒漠 0.2×10⁹^[33]. 单位面积草地的固碳能力小于森林, 中国草地年平均碳汇量约为森林植被的 1/10^[34]. 因此, 从植被固碳量看, 森林对碳的固定量最大, 其次是草地和湿地, 而农作物对碳的固定量最低. 前述土下岩溶碳汇有类似的变化规律, 说明森林可显著促进岩溶作用的进行.

岩溶作用是全球碳循环的一部分, 近年来在全球碳循环研究中忽视了地质作用(含岩溶作用), 一个重要原因是现有碳循环模型中都把地质作用作为一种中长时间尺度的作用而生物作用为短时间尺度, 因而在模型的碳通量中, 地质作用的参数比各种生物作用小 2~3 个数量级^[35], 如海洋生物作用碳通量为 450×10⁸ t a⁻¹ 左右, 陆地生态系统为 600×10⁸ t a⁻¹ 左右, 而风化作用仅 2×10⁸ t a⁻¹ 左右, 碳酸盐岩沉积作用仅 1.6×10⁸ t a⁻¹ 左右, 火山作用仅 0.6×10⁸ t a⁻¹ 左右. 忽视地质作用可能是已知大气 CO₂ 源汇不能平衡的重要原因之一. 已有表层岩溶动力系统中与岩溶作用密切相关的土壤 CO₂ 和地下水 HCO₃⁻ 动态监测表明, 两者均存在明显的季节和多年变化, 有一定对应关系^[36], 即土壤空气中 CO₂ 的增加会导致碳酸盐岩溶蚀作用的加剧, HCO₃⁻ 含量也相应增加. 且与气温、降

表 6 不同土地利用下的岩溶作用碳汇

地点	土地利用	单位面积溶蚀量(t km ⁻² a ⁻¹)	单位面积 CO ₂ 消耗量(t km ⁻² a ⁻¹)	碳汇(t C km ⁻² a ⁻¹)
广西马山弄拉	弄团耕地	4.02	1.769	0.482
	东旺灌丛	0.51	0.224	0.061
	蓝电堂林地	19.97	8.787	2.396
	蓝电堂园地	32.97	14.507	3.956
重庆南川金佛山	石漠地	10.38	4.567	1.246
	碧潭泉林地	20.0	8.80	2.40
	碧潭泉灌丛	7.0	3.08	0.84
	水房泉林地	63.5	27.94	7.62
	水房泉草地	40.0	17.60	4.80

雨动态密切相关^[37],说明岩溶作用对环境变化敏感,其与各种气候变化(如降水、气温变化)及生物作用(如新鲜有机质分解导致土壤CO₂升高)基本上是同步的,并不存在明显的滞后^[6].本文的研究结果进一步证实了这点,且岩溶作用对植被变化也十分敏感.

一般认为岩溶碳汇是可逆过程,但发表在2009年12月18日*Science*上一篇研究论文显示水中CO₂比原有认识要稳定得多^[38].为我们下一步研究岩溶水体回到地表后水体中HCO₃⁻的稳定性、估算净碳汇奠定了理论基础.

4 结论

岩溶作用强度不仅与气候、水文、地质等大背景条件有关,还与土地利用类型有关,不同海拔高度岩溶系统的对比研究表明,在南方岩溶区影响溶蚀速率的气候因子中,降水比气温更重要,植被的正向演

替能显著促进土下溶蚀作用,既增加了陆地生态系统CO₂碳汇量,也增加了岩溶作用碳汇量.

典型研究区数据进一步表明,从灌丛到次生林地再到原始林地,由岩溶作用产生的碳汇可增加2~8倍.从单位面积上讲可能小于森林生态系统的固碳量,但我国岩溶分布广泛,其总面积为344.3×10⁴ km²,以贵州为中心的西南连片裸露型岩溶面积为90.7×10⁴ km²^[39].随着西南石漠化治理和生态恢复工程的深入展开,岩溶碳汇潜力巨大.当然,本文获得的岩溶作用随着植被恢复的碳汇增加幅度要应用到更大区域尺度还需要做大量工作,需要更多的试验数据来验证.

大量监测与试验数据表明,岩溶作用作为一个低温地球化学开放系统,对环境变化十分敏感,是一种参与短时间尺度碳循环的特殊地质作用.岩溶区地表森林系统的增汇过程发生的同时,地下也在同步发生着类似的增汇过程.

致谢 感谢西南大学蒋勇军、杨平恒、王冬银、李林立等4位博士在金佛山野外工作期间给予的大力支持.

参考文献

- 1 Pulina M. Observation on the chemical denudation of some karst areas of Europe and Asia. *Stud Geomorphol Carpatho-Balcan*, 1971, 5: 79-82
- 2 Pulina M. Chemical denudation on the carbonate karst areas (in Polish). Polish Academy of Sciences, Institute of Geography, *Geogr Studies NR105*. 1974. 1-159
- 3 Gams I. Comparative research of limestone solution by means of standard tablets(Second preliminary report of the commission of karst denudation, ISU). In: *Proceedings of 8th International Congress of Speleology*, 1981, 1: 273-275
- 4 Drogue C, Yuan D. Formation of karst cavities and comparison between carbonate rock dissolution rates in China and some other parts of the world (in Franch). *Carsol Sin*, 1987, 6: 127-136
- 5 Jiang Z, Yuan D. CO₂ Source-sink in karst processes in karst areas of China. *Episodes*, 1999, 22: 33-35
- 6 Yuan D. The carbon cycle in karst. *Z. Geomorph*, 1997, 108(Suppl): 91-102
- 7 Yoshimura K, Inokura Y. The geochemical cycle of carbon dioxide in a carbonate rock area, Akiyoshi-dai Plateau, Yamaguchi, southwestern, Japan. In: *Proceedings of 30th International Geological Congress*, 1997, 24: 114-126
- 8 Liu Z, Zhao J. Contribution of carbonate rock weathering to the atmospheric CO₂ sink. *Environ Geol*, 2000, 39: 1053-1058
- 9 刘再华. 大气CO₂两个重要的汇. *科学通报*, 2000, 45: 2348-2351
- 10 Zhang C, Pei J, Xie Y, et al. Impact of land use covers upon karst processes in a typical Fengcong depression system of Nongla, Guangxi, China. *Environ Geol*, 2008, 55: 1621-1626
- 11 Ford D, William P. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Chichester: John Willy & Sons, 2007. 1-562
- 12 Li W, Yu L, Yuan D, et al. Bacteria biomass and carbonic anhydrase activities in some karst areas of southwest China. *J Asian Earth Sci*, 2004, 24: 145-152
- 13 刘丛强, 蒋颖魁, 陶发祥, 等. 西南喀斯特流域碳酸盐岩的硫酸侵蚀与碳循环. *地球化学*, 2008, 37: 404-414
- 14 刘再华, Dreybrodt W, 王海静. 一种由全球水循环产生的可能重要的CO₂汇. *科学通报*, 2007, 52: 2418-2422
- 15 Zhang C, Yuan D, Cao J. Analysis on the environmental sensitivities of typical dynamic epikarst system at the Nongla monitoring site, Guangxi, China. *Environ Geol*, 2005, 47: 615-619
- 16 袁道先. 碳循环与全球岩溶. *第四纪研究*, 1993, 1: 1-6

- 17 章程, 曹建华. 不同植被条件下表层岩溶泉动态变化特征对比研究——以广西马山弄拉兰电堂和东旺泉为例. 中国岩溶, 2003, 22: 1-5
- 18 章程, 蒋忠诚, 何师意, 等. 垂直气候带岩溶动力系统特征研究——以重庆金佛山国家级自然保护区为例. 地球学报, 2006, 27: 510-514
- 19 Ellaway M, Smith D I, Gillieson D S, et al. Karst water chemistry-limestone ranges, western Australia. *Helictite*, 1990, 28: 25-36
- 20 Corbel J. Erosion en terrain calcaire. *Ann Geogr*, 1959, 68: 97-120
- 21 Dreybrodt W, Buhmann D. A mass transfer model for dissolution and precipitation of calcite from solutions in turbulent motion. *Chem Geol*, 1991, 90: 107-122
- 22 High C, Hanna G K. A method for the direct measurement of erosion of rock surfaces. *Br Geomorphol Res Group Tech Bull*, 1970, 5: 1-24
- 23 Trudgill S, High C J, Hanna F K. Improvement to the micro-erosion meter. *Br Geomorphol Res Group Tech Bull*, 1981, 29: 3-17
- 24 Bogli A. Karrentische, ein Beitrag sur Karstmorphologie. *Zeitschrift Geomorphol*, 1961, 5: 185-193
- 25 Peterson J A. Limestone pedestals and denudation estimates from Mt. Jaya, Irian Jaya. *Aus Geogr*, 1982, 15: 170-173
- 26 袁道先, 蔡桂鸿. 岩溶环境学. 重庆: 重庆科学技术出版社, 1988. 1-200
- 27 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. 地理学报, 2006, 61: 1181-1188
- 28 Xu S, He S. The CO₂ regime in soil profile and its drive to dissolution in carbonate rock area. *Carsol Sin*, 1996, 15: 50-57
- 29 章程. 不同土地利用土下溶蚀速率季节差异及其影响因素. 地质论评, 2010, 56: 136-140
- 30 周广胜, 贾丙瑞, 韩广轩, 等. 土壤呼吸作用普适性评估模型构建的设想. 中国科学 C 辑: 生命科学, 2008, 38: 293-302
- 31 Dixon R K, Brown S, Houghton R A, et al. Carbon pools and flux of global forest ecosystem. *Science*, 1994, 14: 185-190
- 32 张志华, 彭道黎. 森林管理对森林碳汇的作用和影响分析. 安徽农业科学, 2008, 36: 3654-3656
- 33 方精云. 北纬中高纬度的森林碳库可能远小于目前的估算. 植物生态学报, 2000, 24: 635-638
- 34 方精云, 郭兆迪, 朴世龙, 等. 1981~2000年中国陆地植被碳汇的估算. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37: 804-812
- 35 Mackenzie F T, Mackenzie J A. *Our Changing Planet: An Introduction to Earth System Science and Global Environmental Change*. New Jersey: Prentice Hall, 1995. 1-292
- 36 刘再华, 袁道先. 我国典型表层岩溶系统的地球化学动态特征及其环境意义. 地质论评, 2000, 46: 324-327
- 37 Liu Z, Groves C, Yuan D, et al. South China karst aquifer storm-scale hydrogeochemistry. *Ground Water*, 2004, 42: 491-499
- 38 Adamczyk K, Premont-Schwarz M, Pines D, et al. Real-time observation of carbonic acid formation in aqueous solution. *Science*, 2009, 326: 1690-1694
- 39 袁道先, 刘再华, 林玉石, 等. 中国岩溶动力系统. 北京: 地质出版社, 2002. 39-42