

中国南方喀斯特地区碳循环研究进展

王世杰^{1,2}, 刘再华^{1,2}, 倪健^{1,2}, 闫俊华³, 刘秀明^{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. 中国科学院普定喀斯特生态系统观测研究站 贵州 普定 562100; 3 中国科学院华南植物园 广州 510650)

摘要: 中国南方喀斯特地区碳循环路径与过程基本清晰,与其他陆地生态系统明显不同,呈现出鲜明的区域特色:雨热同季、地质构造背景与碳酸盐岩可溶性的耦合,导致碳酸盐岩中大量封存的碳重新进入生态系统碳的循环;二元三维结构中地下空间 CO₂ 具体动态变化性,可视为次级碳库,影响生态系统碳的循环过程;陆生植物、水生植物均有利用 HCO₃⁻ 碳源进行光合作用的新途径;发现了碳酸盐岩快速的风化作用与水生植物生物碳泵的耦合机制,喀斯特作用碳汇效应得以确证。但是,中国南方喀斯特地区碳循环的研究还存在明显不足:喀斯特作用碳汇量的估算受到气候变化、土地利用变化的正负机制、外源酸等多因素的挑战,还具有很大的不确定性;植被、土壤与岩石、地下空间次级碳库、大气、大气降水存在复杂的多界面作用过程,碳的通量及迁移转化机制仍不明确。未来研究应重视:针对喀斯特地区特点的新研究方法、技术的研发;喀斯特关键带理念的统领;联网长期观测;模型的集成与创新。

关键词: 碳循环;中国南方喀斯特地区;喀斯特作用碳汇效应

中图分类号: X142 **文献标识码:** A **文章编号:** 1672-9250(2017)01-0002-08 **doi:** 10.14050/j.cnki.1672-9250.2017.01.001

中国南方喀斯特地区(经度 102°~111°E,纬度 23°~32°N)面积约 54 万 km²,包括以贵州为中心的滇、黔、桂、川、湘、鄂、粤、赣、渝八省(市、区),在全球三大喀斯特集中分布区中连片裸露碳酸盐岩面积最大,是青藏高原隆起在东亚大陆亚热带气候区形成的一个海拔梯度大、地势格局复杂、生态脆弱的独特地理单元。在全球气候变化及我国碳减排环境外交谈判需求的背景下,评价并寻求陆地生态系统碳汇潜力是当前国内外研究的热点,而中国南方喀斯特地区是研究的热点区域之一,原因有:(1)碳酸盐岩碳库大,喀斯特作用具有碳汇效应;(2)喀斯特地表具二维三元结构,生态系统复杂,碳循环路径多、过程复杂,碳汇效应的估算具有很大的不确定性;(3)喀斯特生态系统脆弱性强,受人类活动、气候变化影响强烈而退化严重,但自然水热条件具备,土壤修复、植被恢复潜力大,碳汇潜力大。

中国南方喀斯特地区碳循环的系统研究始于 20 世纪 90 年代中期,20 余年来开展了大量工作,积累了大量的数据与资料,有新的理念诞生、新的认

识出现,取得了一些重要进展,同时也面临着很大的挑战。

1 喀斯特碳循环路径与过程

全球陆地生态系统碳循环的路径与基本过程是清楚的,无需赘言。喀斯特具有岩石可溶性和二元三维结构^[1](图 1)两个主要特点,其碳循环路径与过程主要在如下三个方面与其他陆地生态系统存在明显不同(图 2)。

1.1 碳酸盐岩中碳的再循环

主要由 Ca·MgCO₃ 组成的碳酸盐岩是全球最大的碳库(6.1×10⁷ PgC)^[2]。如果碳酸盐岩中的碳被活化参与十年-千年尺度的全球碳循环,将改变全球碳循环模式,产生不可预知的效应。碳酸盐岩是可溶性岩石,在雨热同季的中国南方地区,碳酸盐岩化学溶蚀速率远大于北方地区^[3],如试片法估算的贵州省普定县碳酸盐岩溶蚀速率可达 3.55×10⁴ kg/(km²·a)^[4]、湘黔交界大龙洞流域林地下伏的碳酸盐岩溶蚀速率为 12.89×10⁴ kg/(km²·a)^[5]。

收稿日期: 2016-11-01; 改回日期: 2016-12-10

基金项目: 国家重大科学研究计划项目(2013CB956700),贵州省高层次创新型人才培养计划“十”层次人才项目(黔科合平台人才[2016]5648)。

第一作者简介: 王世杰(1966-),男,博士,研究员,主要从事生态环境与地球化学研究。E-mail: wangshijie@vip.skleg.cn.

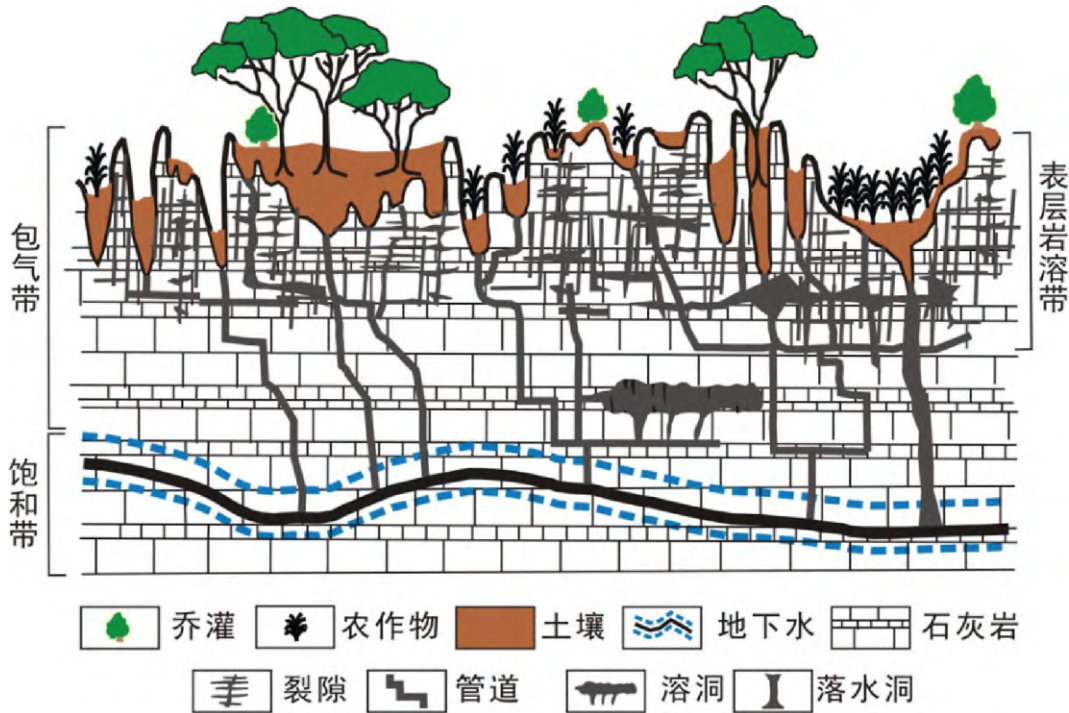
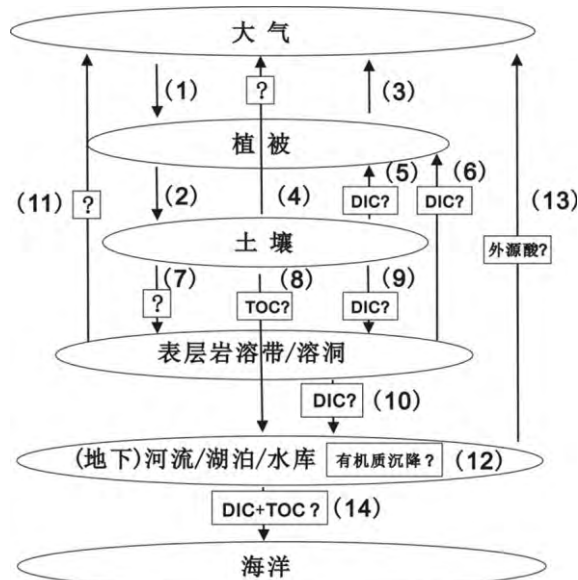


图 1 喀斯特二元三维结构单元示意图

Fig.1 The diagram of karst binary three-dimensional structure unit



- (1) -光合作用 (2) -凋落物归还 (3) -植被呼吸 (4) -土壤呼吸 (5) -利用土壤水 DIC 光合作用 (6) -利用表层岩溶带水 DIC 光合作用,
- (7) -土壤 CO₂ 向地下空间扩散 (8) -土壤水 TOC 进入河湖 (9) -碳酸盐岩风化 (10) -风化流体进入河湖 (11) -烟囱效应 (12) -水生植物利用 DIC 光合作用 (13) -外源酸的影响 (14) -进入海洋

图 2 喀斯特地区碳循环路径示意图

Fig.2 The diagram of carbon cycle in karst area

据此计算重新进入循环的碳酸盐岩碳的量分别可达到 $0.43 \times 10^4 \text{ kg}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ 、 $1.55 \times 10^4 \text{ kg}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ ，

与所在地区(贵州、湖南)森林的固碳速率是一个数量级^[6]。况且,由于地表至潜水面(几米-数十米)表层岩溶带这一二元三维结构的存在,风化流体不仅运移速度快,而且大部分能够垂直向下穿过潜水面以上岩层进入地表或地下水系统,也就是说中国南方喀斯特地区碳酸盐岩的溶蚀-风化作用是快速的、整体性的,因此实际的碳酸盐岩溶蚀速率可能远大于试片法的估算值。已有研究证明,试片埋藏溶蚀试验的估算值低于实际的碳酸盐岩溶蚀量,如贵州省普定县后寨河流域监测的数据显示,水化学方法估算的碳酸盐岩溶蚀量是试片法的 6 倍^[4]。以上说明了中国南方喀斯特地区碳酸盐岩中封存的碳能被化学风化作用“活化”、重新进入循环,其碳量可能大于植被的固碳速率。这是中国南方喀斯特所具有的区域特点,是其他陆地生态系统无可比拟的。

1.2 地下空间的次级碳库

由于碳酸盐岩的可溶性以及雨热同季的气候条件,中国南方喀斯特地区表层岩溶带(潜水面以上的碳酸盐岩中,约几米-几十米厚)普遍发育洞穴、管道、孔隙-裂隙等地下空间^[7]。这也是中国南方喀斯特地区的区域特点。过去,一般认为这些地下空间是仅水土储存与运移的缓冲部位,能起着很好的

调蓄作用^[8]对碳循环无影响或直接影响较小。但越来越多的研究发现^[9-16],喀斯特岩石中的这些空间(洞穴)的CO₂是动态变化的,存在不同时间尺度的变化,如昼夜、季节、年际变化,其值变化范围为 $400 \times 10^{-6} \sim 10\,000 \times 10^{-6}$,不同的环境条件如季节变化、大气压力变化等能驱动这种变化。从目前的态势来看,这类研究多聚焦于洞穴CO₂的空间分布、变化规律、来源以及对碳酸盐等沉淀的影响,很少将其作为一个次级碳库予以考虑。

无论何种原因或机制,喀斯特洞穴CO₂的动态变化以及CO₂向洞内扩散、CO₂向洞外排放的现象是确切的:当洞内外温差为正值时(洞内温度高于洞外),通过顶部裂隙等向外排放CO₂,形成“烟囱效应”(向大气排放温度相对较高的气体,形成类似蒸汽柱的现象),洞穴CO₂浓度降低至与洞外大气持平;当洞内外温差为负值时(洞内温度低于洞外),土壤中的CO₂向这个洞穴扩散,洞穴中的CO₂浓度急剧升高。可以推测,洞穴CO₂的这种昼夜变化、季节变化或年际变化,改变了地表生态系统的碳循环模式与路径,与其他生态系统相比更加复杂。但是,洞穴等喀斯特地下空间CO₂次级库如何影响整个生态系统碳循环过程、程度如何等问题,我们仍未可知。也许,洞穴-土壤-植被-大气-水五位一体的同步监测以及湍度相关-大孔径闪烁仪-稳定同位素技术^[17]的联合应用,将是未来回答这一问题的关键。

1.3 植被获取碳源的新途径

由于二元三维结构,喀斯特生态系统的水、土资源空间分布不匹配,土在“楼上”,水在“楼下”;因地形破碎、基岩裸露率高、小生境空间异质性强,形成土被空间分布不连续、干湿交替频繁、氮磷钾极度缺乏的高钙/镁土壤环境^[1]。植物尤其是乔木基于自身的稳定性、养分和水分的获取,根系多扎于岩石孔隙-裂隙中,导致植被-土壤-岩石的多界面复杂体系。植被与岩石直接相互作用,不仅加速岩石风化导致碳循环加快,而且发现植物从HCO₃⁻获取碳源,开辟新的光合作用及碳循环途径^[18-19]——为了适应喀斯特干旱环境,适生植物叶片碳酸酐酶活力增强,减小气孔导度或关闭气孔避免脱水,光合作用减弱;碳酸酐酶能将细胞内的HCO₃⁻转化为CO₂和H₂O,开启利用DIC进行光合作用的新途径。利用稳定碳同位素技术,可估算植物利用不同碳源(叶片-空气CO₂、根系-DIC)的份额,不同植物、不同

环境条件下所利用碳源的份额存在明显的差异性^[20]。

越来越多的实验、同位素示踪研究发现^[21-26],喀斯特地区河、湖中的水生植物也能直接利用水体中富含HCO₃⁻碳源进行光合作用,改变了仅利用水气交换所捕获的CO₂作为碳源的传统认识,丰富了喀斯特地区水体无机碳-有机碳转化的科学内涵。

2 喀斯特作用的碳汇效应

20多年来,大气的碳收支得不到平衡的估算,存在一个约10%~20%的碳不知去向(即“碳失汇”),因此成为各国政府是否履行《京都议定书》的借口。从碳循环的各项分量和已有的研究报道来看,“碳失汇”最有可能是陆表过程固碳量估算的不确定性所带来的结果。

全球碳循环研究主要集中在海洋碳汇、陆地土壤和植被碳汇,对岩石风化碳汇仅考虑地质时间尺度的硅酸盐风化作用($\text{CO}_2 + \text{MSiO}_3 \rightarrow \text{MCO}_3 + \text{SiO}_2$, M为Ca、Mg),而认为碳酸盐的化学风化作用是可逆($\text{CO}_2 + \text{MCO}_3 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons 2\text{HCO}_3^- + \text{M}^{2+}$, M为Ca、Mg),参与风化作用的大气CO₂随着碳酸盐的沉淀而释放重新进入大气,因而在长时间尺度上对碳汇无贡献^[27]。但是,越来越多的研究表明^[21-26, 28, 29],进入水循环中的HCO₃⁻能被水生植物作为碳源进行光合作用而被捕获,继而随着植物残体进入沉积物后长时间固定不动、不再循环,形成生物碳泵效应。此外,很多研究揭示硅酸岩流域所产生的风化碳汇大部分来源于岩石中碳酸盐矿物的快速风化,如喜马拉雅地区主要河流的碳酸盐风化碳汇是硅酸盐风化碳汇的15倍,前者所占比例高达94%^[23-24, 30],后者仅为6%。全球碳酸盐岩集中分布面积可达陆地面积的12%,产生的喀斯特作用碳汇效应与植被和土壤碳汇量相当^[22-24, 31-32],每年可产生约 $6 \times 10^8 \text{ t}$ 的二氧化碳碳汇^[22, 33]。

喀斯特作用碳汇效应是否恒定、可否调控?已有大量野外监测与控制性的研究表明,喀斯特作用碳汇效应是动态变化的。气候变化,如降雨量增大、大气二氧化碳浓度升高、气温增大等是关键驱动因子之一。珠江流域丰水年和枯水年岩溶作用产生的碳汇通量分别为 $4\,439\,357 \text{ tC/a}$ 和 $1\,448\,077 \text{ tC/a}$,丰水年岩溶作用产生的碳汇通量是枯水年的3倍^[32],可见降雨量对于喀斯特作用碳汇的重要影响;美国未受人类活动影响的Konza草原孔扎里喀

斯特区浅层地下水 CO_2 与大气 CO_2 同步增加, 1991~2005 年地下水 CO_2 分压增加约 20%^[34]; 根据 IPCC 全球变暖的预估值, 有学者^[23] 预测到 2100 年全球气温升高将会导致喀斯特作用碳汇增加 21%。从另一个角度看, 喀斯特作用将在很大程度上对全球变化有着很好的缓冲作用, 减缓温室气体对全球气候的影响程度。

我们知道, 人类活动所导致土地利用变化是土壤、植被碳汇的重要驱动力, 生态系统的破坏无疑会减少土壤、植被碳汇通量。喀斯特作用碳汇效应与土地利用变化的关系是否与土壤、植被一致? 已有的研究一致表明, 随着利用生态恢复、植被生物量增加的土地利用的正向变化, 土壤二氧化碳分压增大, 进而喀斯特作用会导致流域水体(河流、湖泊) HCO_3^- 浓度的增加; 同时, 标准试片埋藏溶蚀试验估算值也显示岩石的溶蚀量增加, 如广西弄拉、重庆金佛山的林地估算的岩石溶蚀量远大于灌丛地, 林地/灌丛地岩石溶蚀量比值达 9~40^[35]。这是不是意味着随着土地利用的正向变化, 喀斯特作用的碳汇量也随之增大呢? 随着土地利用的正向变化, 即植被覆盖率或生物量的增大, 导致了一个不争的事实, 那就是径流量的减少。如全球 504 条流域的观测数据显示^[36] 植被的恢复造成了径流 52% 的损失, 特别是林地的增多的流域径流损失更为明显; 在喀斯特地区同样如此, 例如广西的打狗河东、西两岸流域由于植被覆盖的差异导致径流量的不同, 植被覆盖度高的东岸(林地所占比例约 56%) 径流模数明显小于西岸(林地所占比例仅为 21%)^[37]。可以看出, 土地利用的变化对于喀斯特作用碳汇的影响存在正反两个方面, 即水体(河湖) HCO_3^- 含量变化与径流量变化所对应的碳汇增减机制。广西打狗河植被覆盖度高的东岸喀斯特作用的碳汇量大于西岸(约为 14%)^[37], 但在美国密西西比河流域因植被覆盖度降低导致在近 50 年内碳通量增加了 46%^[38]。在普定喀斯特生态系统观测研究站开展的喀斯特水-碳通量模拟试验结果显示, 随着土地利用的正向变化, 喀斯特作用的碳汇量呈现减少趋势^[39]。虽然, 土地利用变化所产生的喀斯特作用碳汇效应仍需深入研究, 但有一点是可以肯定的, 那就是喀斯特地区尤其是石漠化地区土地利用的正向变化能增加植被、土壤碳汇的量。

另外, 农业活动、工业发展导致的酸沉降、土壤酸化等, 都能参与岩石的风化作用。从理论上讲,

这种外源酸参与的风化作用不消耗大气二氧化碳, 而直接活化岩石碳库, 不仅没有碳汇效应, 而且具有碳源效应; 当前的实际监测研究实例也证实了这种理论推测, 如施用氮肥使法国东南部农业区碳酸盐岩风化消耗大气/土壤 CO_2 的量减少了 7%~17%^[40-41]、酸沉降(硝酸、硫酸)对南洞喀斯特流域碳酸盐岩的风化贡献比例可达 38%^[42]、考虑硫酸参与的西江流域岩石风化净碳汇比原估值低 15%^[43]、考虑硫酸参与的乌江流域岩石风化形成的碳通量比原估值低 33%^[44]、矿业开发或地下水位的下移导致岩石中的黄铁矿氧化产生的硫酸也能参与碳酸盐岩的风化等^[45]。可见, 区域外源酸如硫酸、农业活动带来的硝酸会降低以前单纯通过水循环驱动碱度估算的碳汇通量^[21, 46-47], 因此在实际估算喀斯特作用碳汇效应时应剔除外源酸所产生的份额^[48]。从目前的研究来看, 外源酸参与碳酸盐岩风化的份额没有固定的比例, 取决于外源酸的通量、地质背景等因素, 需要根据具体研究对象的具体特点, 利用同位素技术来估算。

3 植被、土壤碳循环机制

中国南方喀斯特地区植被具有非地带性特征, 这些植物种类具有独特的形态特征和生理适应性, 以维持自身的生存和最适的生长, 有别于非喀斯特地区植物种类, 如整树的树冠和根型特征是要以最适能量的截获、水分蒸腾以及能量消耗来实现最佳水分利用效率, 植物很可能通过生物量的再分配调整地上与地下部分的比例, 植被碳的固定机理具有特殊性和复杂性^[49-51]。系统地喀斯特植被碳循环的研究很少, 已有的报道多是植物地上或地下生物量的调查与估算。由于特殊的水文、地质结构, 喀斯特植被具有更强的全球变化响应的敏感性。喀斯特植被碳的来源与去向有别于非喀斯特植被, 受“烟囱效应”的影响, 具备更复杂的源汇关系, 现有的通量观测技术捕捉的大气-冠层、植被-土壤净碳交换量不能完全体现植被碳源汇状况^[52]; 而喀斯特植被的碳循环过程更是涉及大气圈、土圈、水圈、生物圈等各个圈层^[53]。因此, 已建立的植被碳循环参数不能直接应用于喀斯特植被碳循环模块, 需要对喀斯特植被碳循环的相关参数进行系统测定, 机理过程进行研究, 而研究喀斯特地区植被碳固持途径及其对喀斯特各个圈层的相互作用更加迫切。

土壤碳汇一直是众多科学家致力弄清的科学

问题,取得了大量的研究进展^[54-55],但用于计算土壤碳汇的数据基本上采自非喀斯特地区^[56-57]。在中国南方8省区中,喀斯特面积占1/4强,如不考虑喀斯特地区土壤的碳汇特点,仅以非喀斯特地区土壤碳数据或以零星的喀斯特地区土壤碳数据作为代表,估算出来的土壤碳汇数据不能令人信服。另一方面,为什么喀斯特地区土壤碳数据如此之少?这个问题与中国南方喀斯特地区自然环境的特点密切相关,具体来说,与喀斯特地区小生境的空间高度异质性密切相关,在20 m×30 m的森林样方中,土壤有机质含量的差异可高达5倍以上^[58-59]。因此,喀斯特土壤碳状况数据的获取和碳汇量的估算需要深入研究。土地利用方式和人为扰动是影响土壤有机质赋存的重要影响因素,一般而言,森林或者草地转成农田时,大量有机质将从土壤损失,然而当农业生态系统转回自然生态系统后,土壤有机质的含量又会缓慢回升^[60],这表明可以通过人为干扰来增加土壤碳通量。同时也许与土壤类型有关,初步研究表明西南喀斯特地区主要分布有黄壤,黄色石灰土和黑色石灰土,总体而言,乌江流域中后者比前两者含有较高的有机质,但是可溶解有机质却较黄壤低,一般而言表层土中有机质含量远高于深层土壤^[61],然而这在高度异质性的西南喀斯特土壤格局中是否具有普遍性还需要进一步研究。不仅仅上述碳赋存规律与碳库评估有关,土壤中碳周转也是碳库中的重要因素。目前国际上有关土壤碳固定、碳周转、土壤动物/微生物与土壤有机碳-无机碳相互作用已成为前沿研究领域。而在喀斯特地区,仅有零星的相关报道,如喀斯特作用受到土壤碳的促进^[62];土壤碳转移动力学过程受到土壤生物的驱动^[63];碳酸盐岩表生微生物多样性与喀斯特地区岩石微生物风化成土作用相关联,并影响岩溶作用的速度和稳定性^[64-65]。土壤作为喀斯特地区各个圈层相互作用体系中的一个重要环节,有关该圈层中与碳循环密切相关的一些研究工作亟待加强。

4 研究展望

从前文可以看出,喀斯特地区碳循环具有很强的区域特色,有着与其他生态系统不同的碳循环路径、过程,并具备自己特有的次级碳库,但存在着很大的不确定性,有些过程的认识仅是概念上,或者还有更为复杂的喀斯特过程未得以认知。这些都

是亟待回答的问题。同时我们知道,很多人将喀斯特生态系统称为特殊的生态系统。之所以被冠以“特殊”二字,主要缘于2个方面:一是喀斯特生态系统受地质背景强烈制约,碳酸盐岩的快速风化参与生态系统的物质循环,的确具有区域性特点;二是对喀斯特的研究相对薄弱,已有研究多沿用其它生态系统或其它地区的理念、技术和方法,很多问题仍似是而非。依据对中国南方喀斯特地区地质背景、生态系统的认知,我们认为如下几个方面是今后喀斯特地区碳循环研究应予以重视的。

4.1 喀斯特地区碳循环的研究应重视方法的创新

喀斯特山地具有面积比例关系复杂、空间分布零碎、类型多样的小生境(土面、石面、石沟、石缝、石洞等),不同的生境类型的土壤理化性质及土壤有机碳含量均有明显的不同,如采用均质土壤的采样方法可能会丢失真实的信息。我们自建的小生境类型法^[58]从理论上看是较为可靠的采样方法,但是否还有更为可靠、简便的方法?这需要更为深入、更具创新的研究,因为土壤碳的迁移转化以及土壤碳密度和储量估算等,均涉及到数据的代表性的问题。

喀斯特植被具有非地带性特征,地上地下碳的分配与其他生态系统存在着差别。但由于对地下生物量及生长过程缺乏可行研究方法和观测技术手段,已有的零星的点上研究多通过挖掘岩石裂隙中根系(很难挖掘完全)来获取地下植物生物量数据^[66],可靠性和代表性均可能存在问题,难以支撑对整个植被群落碳分配及转化的认知。传统挖掘采样分析与地球物理方法的结合,可能是解决这一问题的有效途径。

4.2 喀斯特地区碳循环的研究应贯以关键带理念

从前文所述,我们仅掌握了喀斯特地区碳循环基本路径和主要过程,而对于各路径交织、多作用耦合等方面的认知还很薄弱。虽然单因子和路径的碳循环研究是必要的,但应在整体脉络梳理清楚的框架下开展。因此,以整体性、系统性为核心内容的关键带科学理念^[67-68]应成为喀斯特碳循环研究的思想武器,横向上以地表地下闭合流域为研究基本单元,纵向上以潜水面之上的水-岩-土-气-生作为研究范围,同时考虑人类活动、气候变化及自然过程的耦合驱动作用。

4.3 喀斯特地区碳循环的研究应联网长期观测

受地质背景制约,喀斯特山地土壤厚度小、植

被生物量小,上下联通,地表入渗系数高,水文过程变化迅速,对外界环境变化的缓冲能力弱,水土保持和水分涵养能力弱,如季节性和临时性干旱时常发生,即使在雨季每次降雨后土壤水分快速流失,干湿交替明显,植物常发生生理性的干旱。因而,单个时段、某个季节甚至是 1-2 个水文年的碳循环研究,也许都是管中窥豹,需要长期动态观测才能真正揭示喀斯特地区碳库的动态变化、各库碳迁移转化及驱动力。当前,国际上的陆地生态系统碳循环研究已从空间换时间转向长期观测研究^[69-71],喀斯特地区碳循环的研究也应赶上先进的步伐。现有的中国科学院普定喀斯特生态系统观测研究站、环江喀斯特生态系统观测研究站已开始了长期观测研究,但仍不够,应建设更多的野外台站进行联网研究,才能满足中国南方喀斯特地区不同空间尺度高度异质性的研究需求。

4.4 喀斯特地区碳循环的研究应加强模型集成与创新研究

传统的陆地生态系统模型仅涉及碳、氮、水在

大气-植物-土壤系统中的生物地球化学循环过程^[72]。然而,喀斯特地区碳酸盐岩的可溶性及二元三维结构^[1],决定了碳运移和转化发生在水-岩-土-气-生 5 个子系统间。因此,喀斯特碳循环模型研究应根据喀斯特地区水-岩-土-气-生相互作用的碳运移和碳转化过程与机理,通过分析经典碳循环模型中的大气-植被-土壤系统的碳循环模拟流程,改进各个子模块中的光合作用、呼吸作用、碳周转和净初级生产力以及协同碳循环的氮循环和水循环参数,创建喀斯特作用和水生生态系统的碳、水模块,耦合建立基于水-岩-土-气-生相互作用的喀斯特地区碳循环模型,对模型进行参数化、校验并分析其不确定性;模拟现状气候条件下不同类型喀斯特地区碳循环的时空格局与碳运移和转化过程,模拟全球变化和土地利用格局改变对喀斯特地区碳汇和碳循环的影响,分析喀斯特地区碳循环的关键驱动因子与动力学机制;评估不同类型喀斯特地区的碳汇潜力,进而明确碳汇调控管理的途径。

参 考 文 献

- [1] 王世杰,李阳兵. 喀斯特石漠化研究存在的问题与发展趋势[J]. 地球科学进展, 2007, 22(6): 573-582.
- [2] Houghton R A and Woodwell G M. Global climate change[J]. Scientific American, 1989, 260(4): 18-26.
- [3] 宋林华. 喀斯特地貌研究进展与趋势[J]. 地理科学进展, 2000, 19(3): 193-202.
- [4] 曾成,赵敏,杨睿,等. 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.
- [5] 王文娟,蓝芙宁,蒋忠诚,等. 湖南大龙洞流域不同岩性不同土地利用类型条件下碳酸盐岩试片的溶蚀速率[J]. 中国岩溶, 2013, 32(1): 29-33.
- [6] 吴庆标,王效科,段晓男,等. 中国森林生态系统植被固碳现状和潜力[J]. 生态学报, 2008, 28(2): 517-524.
- [7] C·托格,袁道先. 溶蚀空间形成及中国与世界其它地区碳酸盐岩近期溶蚀量对比分析[J]. 中国岩溶, 1987, (2): 127-136.
- [8] 将忠诚,王瑞江,裴建国,等. 我国南方表层岩溶带及其对岩溶水的调蓄功能[J]. 中国岩溶, 2001, 20(2): 106-110.
- [9] 袁道先,蔡桂鸿. 岩溶环境学[M]. 重庆出版社, 1988: 33.
- [10] 宋林华,韦小宁,梁福源. 河北临城白云洞洞穴旅游对洞穴 CO₂ 浓度及温度的影响[J]. 中国岩溶, 2003, 22(3): 230-235.
- [11] 蔡炳贵,沈凇梅,郑伟,等. 本溪水洞洞穴空气 CO₂ 浓度与温、湿度的空间分布和昼夜变化特征[J]. 中国岩溶, 2009, 28(4): 348-354.
- [12] 任坤,沈立成,袁道先,等. 2012-2013 年重庆雪玉洞洞穴系统碳循环特征[J]. 地球科学, 2016, 41(8): 1424-1434.
- [13] Davidson E A, Janssens I A. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feed backs to climate change[J]. Nature, 2006, 440(7081): 165-173.
- [14] Sherwin C M, Baldini J UL. Cave air and hydrological controls on prior calcite precipitation and stalagmite growth rates: Implications for palaeoclimate reconstructions using speleothems[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2011, 75(14): 3915-3929.
- [15] Cuezva S, Fernandez-Cortes A, Benavente D, et al. Short-term CO₂(g) exchange between a shallow karstic cavity and the external atmosphere during summer: Role of the surface soil layer[J]. Atmospheric Environment, 2011, 45(7): 1418-1427.
- [16] Hoyos M, Sanchez-Moral, Canaveras J C. Carbon dioxide fluxes in karstic caves (Altamira and Tito Bustillo caves, Northern Spain) (M). Abstract Book, Friends of Karst—IGCP379. WKU, USA, 1998. 34.
- [17] 罗维均,王世杰,刘秀明. 喀斯特洞穴系统碳循环的烟囱效应研究现状及展望[J]. 地球科学进展, 2014, 29(12): 1333-1340.
- [18] Hu H, Boisson-Dernier A, Israelsson Nordström M, et al. Carbonic anhydrases are upstream regulators of CO₂-controlled stomatal movement in guard cells[J]. Nature Cell Biology, 2010, 12: 87-93.
- [19] 吴沿友,友梁铮,邢德科. 模拟干旱胁迫下构树和桑树的生理特征比较[J]. 广西植物, 2011, 31(1): 92-96.

- [20] 吴沿友,邢德科,刘莹. 植物利用碳酸氢根离子的特征分析[J]. 地球与环境, 2011, 39(2): 273-277.
- [21] 刘丛强等. 生物地球化学过程与地表物质循环: 西南喀斯特流域侵蚀与生源要素循环[M]. 科学出版社, 北京, 2007: 1-87.
- [22] 刘再华, Wolfgang Dreybrodt, 王海静. 一种由全球水循环产生的可能重要的 CO₂ 汇[J]. 科学通报, 2007, 52: 2418-2422.
- [23] Liu Z H, Dreybrodt W, Wang H J. 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: 162-172.
- [24] Liu Z H, Dreybrodt W, Liu H. Atmospheric CO₂ sink: Silicate weathering or carbonate weathering[J]. Applied Geochemistry, 2011, 26: 292-294.
- [25] Montety V de, Martin J B, Cohen M J, et al. Influence of diel biogeochemical cycles on carbonate equilibrium in karst river[J]. Chemical Geology, 2011, 283: 31-43.
- [26] 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.
- [27] Berner R A, Lasaga A C, Garrels R M. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon-dioxide over the past 100 million years[J]. American Journal of Science, 1983, 283: 641-683.
- [28] 陈波, 杨睿, 刘再华, 等. 水生光合生物对茂兰拉桥泉及其下游水化学和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 昼夜变化的影响[J]. 地球化学, 2014, 43(4): 375-385.
- [29] Liu Z H, Dreybrodt W. Significance of the carbon sink produced by H₂O-carbonate-CO₂-aquatic phototroph interaction on land[J]. Science Bulletin, 2015, 60(2): 182-191.
- [30] 刘再华, Dreybrodt W, 刘涓. 大气 CO₂ 汇: 硅酸盐风化还是碳酸盐风化的贡献[J]. 第四纪研究, 2011, 31: 426-430.
- [31] Yan J H, Wang Y, Zhou G Y, et al. Carbon uptake by karsts in the Houzhai Basin, southwest China[J]. Journal of Geophysical Research, 2011, 116: G04012.
- [32] 黄芬, 张春来, 杨慧, 等. 中国岩溶碳汇过程与效应研究成果及展望[J]. 中国地质调查, 2014, 1(3): 57-66.
- [33] Yoshimura K, Inokura Y. The geochemical cycle of carbon dioxide in a carbonate rock area, Akiyoshi-dai plateau, Yamaguchi, Southwest Japan[J]. Proceedings of 30th international geological congress, 1997, 24: 114-126.
- [34] Macpherson G L, Roberts J A, Blair J M. Increasing shallow groundwater CO₂ and limestone weathering, Konza Prairie, USA[J]. Geochim Cosmochim Acta, 2008, 72: 5581-5599.
- [35] 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.
- [36] Jackson R B, Jobbagy E G, Avissar R, et al. Trading water for carbon with biological carbon sequestration[J]. Science, 2005, 310(6756): 1944-1947.
- [37] 覃小群, 蒙荣国, 莫日生. 土地覆盖对岩溶地下河碳汇的影响-以广西打狗河为例[J]. 中国岩溶, 2011, 13(4): 372-378.
- [38] Raymond P A, Oh N H, Turner R E, et al. Anthropogenically enhanced fluxes of water and carbon from the Mississippi River[J]. Nature, 2008, 451(7177): 449-452.
- [39] 朱辉, 曾成, 刘再华, 等. 岩溶作用碳汇强度变化的土地利用调控规律-贵州普定岩溶水-碳通量大型模拟试验场研究[J]. 水文地质工程地质, 2015, 42(6): 120-125.
- [40] Semhi K, Amiott-suchet P, Clauer N, et al. Impact of nitrogen fertilizers on the natural weathering-erosion processes and fluvial transport in the Garonne basin[J]. Applied Geochemistry, 2000, 15(6): 865-878.
- [41] Perrin A, Probst A, Probst J. Impact of nitrogenous fertilizers on carbonate dissolution in small agricultural catchments: Implications for weathering CO₂ uptake at regional and global scales[J]. Geochim Cosmochim Acta, 2008, 72(13): 3105-3123.
- [42] Jiang Y. The contribution of human activities to dissolved inorganic carbon fluxes in a karst underground river system: Evidence from major elements and $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ in Nandong, Southwest China[J]. Journal of Contaminant Hydrology, 2013, 152: 1-11.
- [43] Xu Z F, Liu C Q. Chemical weathering in the upper reaches of Xijiang River draining the Yunnan-Guizhou Plateau, Southwest China[J]. Chemical Geology, 2007, 239: 83-95.
- [44] 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[J]. 地球化学, 2008, 37(4): 404-414.
- [45] Raymond P A, Oh N H. Long term changes of chemical weathering products in rivers heavily impacted from acid mine drainage: Insights on the impact of coal mining on regional and global carbon and sulfur budgets[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2009, 284(1-2): 50-56.
- [46] Han G L, Liu C Q. Water geochemistry controlled by carbonate dissolution: A study of the river waters draining karst-dominated terrain[J]. Chemical Geology, 2004, 204: 1-21.
- [47] Spence J, Telmer K. The role of sulfur in chemical weathering and atmospheric CO₂ fluxes: Evidence from major ions $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, and $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ in rivers of the Canadian Cordillera[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2005, 69: 5441-5458.
- [48] 曾思博, 蒋勇军. 土地利用对岩溶作用碳汇的影响研究综述[J]. 中国岩溶, 2016, 35(2): 153-163.
- [49] Wu Y Y, Liu C Q, Li P P, et al. Photosynthetic characteristics involved in adaptability to Karst soil and alien invasion of paper mulberry (*Broussonetia papyrifera* (L.) Vent) in comparison with mulberry (*Morus alba* L.) [J]. Photosynthetica, 2009, 47(1): 155-160.
- [50] Hu H, Boisson-Dernier A, Israelsson-Nordström M, et al. Carbonic anhydrases are upstream regulators of CO₂-controlled stomatal movements in guard cells[J]. Nature Cell Biology, 2010, 12: 87-93.
- [51] Ni J, Luo D H, Xia J, et al. Vegetation in karst terrain of southwestern China allocates more biomass to roots [J]. Solid Earth, 2015, 6(3): 799-810.
- [52] Kowalski A S, Serrano-Ortiz P, Janssens Ivan A, et al. Can flux tower research neglect geochemical CO₂ exchange[J]. Agricultural and Forest

- Meteorology, 2008, 148: 1045–1054.
- [53] Serrano-Ortiz P, Roland M, Sanchez-Moral S. Hidden, abiotic CO₂ flows and gaseous reservoirs in the terrestrial carbon cycle: Review and perspectives[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2010, 150: 321–329.
- [54] IPCC. IPCC 特别报告: 土地利用、土地利用变化和林业决策者摘要[M]. 剑桥出版社, 伦敦, 2000: 1–11.
- [55] Bronick C J, Lal R. Soil structure and management: A review[J]. Geoderma, 2005, 124: 3–22.
- [56] Houghton R A, Skole D L, Nobre C A. Annual fluxes of carbon from deforestation and regrowth in the Brazilian Amazon[J]. Nature, 2000, 403: 301–304.
- [57] 郑聚锋, 程琨, 潘根兴, 等. 关于中国土壤碳库及固碳潜力研究的若干问题[J]. 科学通报, 2011, 56(26): 2162–2173.
- [58] 王世杰, 卢红梅, 周运超, 等. 茂兰喀斯特原始森林土壤有机碳的空间变异性与代表性土样采集方法[J]. 土壤学报, 2007, 44(3): 475–483.
- [59] Zhou Y C, Wang S J, Lu H M, et al. Forest soil heterogeneity and soil sampling protocols on limestone outcrops, example from SW China[J]. Acta Carsologica, 2010, 39(1): 115–122.
- [60] 涂成龙, 刘丛强, 武永锋. 退耕弃荒洼地土壤有机碳在生态系统转化过程中的动态变化[J]. 环境科学, 2007, 28, 1912–1917.
- [61] 刘丛强等. 生物地球化学过程与地表物质循环——西南喀斯特土壤—植被系统生源要素循环[M]. 科学出版社, 北京, 2009: 1–45.
- [62] 潘根兴, 腾永忠, 陶于祥, 等. 土壤化学场对桂林地区表层岩溶的影响——野外监测与实验室模拟[J]. 土壤, 2000, 4: 173–177.
- [63] 朴河春, 洪业汤, 袁芷云, 等. 贵州喀斯特地区土壤中微生物量碳的季节性变化[J]. 环境科学学报, 2000, 20(1): 106–110.
- [64] Lian B, Chen Y, Tang Y. Microbes on carbonate rock and pedogenesis in karst region[J]. Journal of Earth Science, 2010, 21: 293–296.
- [65] Lian B, Yuan D X, Liu Z H. Effect of microbes on karstification in karst ecosystems[J]. Chinese Science Bulletin, 2011, 56(35): 3743–3747.
- [66] 罗东辉, 夏婧, 袁婧薇, 等. 我国西南山地喀斯特植被的根系生物量初探[J]. 植物生态学报, 2010, 34(5): 611–618.
- [67] 张波, 曲建升, 丁永健. 国际关键带研究发展回顾与美国关键带研究进展介绍[J]. 世界科技研究与发展, 2010, 32(5): 723–728.
- [68] 杨建锋, 张翠光. 地球关键带: 地质环境研究的新框架[J]. 水文地质工程地质, 2014, 41(3): 98–104.
- [69] 牛栋, 李正泉, 于贵瑞. 陆地生态系统与全球变化的联网观测研究进展[J]. 地球科学进展, 2006, 21(11): 1199–1206.
- [70] 于贵瑞, 张雷明, 孙晓敏, 等. 亚洲区域陆地生态系统碳通量观测研究进展[J]. 中国科学-地球科学, 2004, 34(增刊): 15–29.
- [71] 傅伯杰, 牛栋, 于贵瑞. 生态系统观测研究网络在地球系统科学中的作用[J]. 地理科学进展, 2007, 26(1): 1–16.
- [72] 袁道先. 地球系统的碳循环和资源环境效应[J]. 第四纪研究, 2001, 21(3): 223–232.

A Review of Research Progress and Future Prospective of Carbon Cycle in Karst Area of South China

WANG Shijie^{1, 2}, LIU Zaihua^{1, 2}, NI Jian^{1, 2}, YAN Junhua³, LIU Xiuming^{1, 2}

(1. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China; 2. Puding Karst Ecosystem Observation and Research Station, Chinese Academy of Sciences, Puding Guizhou 562100, China; 3. South China Botanical Garden, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510650, China)

Abstract: The carbon cycle and its processes in the karst area of South China, distinct from other terrestrial ecosystems, are basically clear and show distinctive regional characteristics. The coupling of tectonic background of rain and hot seasons and geomorphic rejuvenation to the solubility of carbonate rocks leads to a large number of carbon sequestration from carbonate rocks re-entering the ecosystem carbon cycle. The dynamic variation of CO₂ in the underground space with a binary three-dimensional structure can be regarded as secondary carbon pool, which affects the carbon cycle of the ecosystem. Terrestrial and aquatic plants have the power to use HCO₃⁻ carbon source for new ways of photosynthesis. It was found that the coupling effect of carbonate fast weathering and bio-carbon pump on aquatic plants, and the carbon sequestration effect of karst was confirmed. However, there are obvious shortcomings in the carbon cycle study in karst areas of South China. The estimation of carbon sequestration under karst function is challenged by many factors, such as climate change, positive and negative mechanisms of land use change, and exogenous acid. It has also great uncertainties. There are complex multi-interface processes in vegetation, soil, rock, subsurface carbon pool, atmosphere and precipitation. The mechanism of carbon flux and migration is still unclear. Future research should pay more attention to new research methods and technologies aiming at the unique features of karst morphology, the concept of karst critical zone, the long-term observational network, and integration and innovation of karst simulations.

Key words: carbon cycle; karst region of South China; carbon sink effect under karstification