



区域碳酸盐岩溶蚀作用碳汇通量估算初探: 以珠江流域为例

曹建华^{①②}, 杨慧^{①②③}, 康志强^{①②④}

① 中国地质科学院岩溶地质研究所, 国土资源部岩溶动力学重点实验室, 桂林 541004;

② 联合国教科文组织国际岩溶研究中心, 桂林 541004;

③ 中国科学院研究生院, 北京 100049;

④ 中国地质大学(武汉)环境学院, 武汉 430074

E-mail: jhcao@karst.edu.cn

2010-07-05 收稿, 2010-12-02 接受

国家自然科学基金(40872213)、中国地质调查局工作项目(1212010911062, 水[2010]矿评 03-07-02)资助

摘要 在长时间尺度上, 碳酸盐岩的形成对地质历史时期大气 CO_2 产生巨大的碳汇效应, 同时碳酸盐岩在全球分布面积的巨大及对气候变化响应的敏感, 使碳酸盐岩溶蚀、吸收大气/土壤 CO_2 的岩溶过程积极参与现代全球碳循环, 并发挥重要作用, 已有的研究结果显示这一碳汇的通量约占全球“遗漏汇”的 12.00%~35.29%。以珠江流域为例, 在综合考虑影响岩溶作用及产生碳汇因子的基础上, 收集已有数据, 以典型地点的石灰岩溶蚀速率、年降水量、土壤呼吸速率和 NPP 建立回归方程, 并以 GIS 为研究平台, 结合研究区内碳酸盐岩类型的分布, 估算研究区内因碳酸盐岩溶蚀作用对大气 CO_2 汇的通量。结果表明, 珠江流域年溶蚀量为 $1.54 \times 10^7 \text{ t CaCO}_3/\text{a}$, 折合碳为 $1.85 \times 10^6 \text{ t C/a}$, 试图从原位典型点的监测数据, 探索区域尺度岩溶作用碳汇估算方法。

关键词

珠江流域
碳酸盐岩溶蚀
碳汇

在地球系统中, 岩石圈是最大的碳库, 储存在碳酸盐岩中的碳量大于 6.0×10^8 亿吨, 分别是海洋和陆地植被碳库的 1562 倍和 3.0×10^4 倍^[1], 这表明在长时间尺度上, 碳酸盐岩的形成对地质历史时期大气 CO_2 产生巨大的汇效应^[2]。碳酸盐岩在全球的分布面积达到 $2.2 \times 10^7 \text{ km}^2$, 约占陆地面积的 15%^[3], 中国岩溶面积达 $3.44 \times 10^6 \text{ km}^2$, 约占全球岩溶总面积的 15.6%^[4]。自联合国教科文组织国际地质对比计划 IGCP379“岩溶作用与碳循环”(1995~1999)^[5]执行以来, 岩溶作用碳汇效应研究引起国内外岩溶学界的广泛兴趣, 并以不同的方法估算全球范围因岩溶作用回收大气 CO_2 的年通量, 如 Yuan 等人^[6]估算该年通量为 0.6 Gt C/a ; Philippe^[7]估算该通量为 0.3 Gt C/a 。在全球碳循环模型中一直存在着不明去向的碳汇(或称遗漏汇

(missing sink)), 遗漏汇的量约为 $1.7 \sim 2.5 \text{ Pg C/a}$ ^[8], 因此全球岩溶作用产生碳汇的通量约占遗漏汇的 12.00%~35.29%, 成为全球碳循环研究中需要关注的热点问题。

本文以珠江流域为例, 在综合考虑影响岩溶作用及碳汇因子的基础上, 收集已有的数据, 以典型点的溶蚀速率、年降水量、土壤呼吸速率和 NPP 建立回归方程, 并以 GIS 为研究平台, 结合研究区内碳酸盐岩类型的分布, 估算研究区因岩溶作用对大气 CO_2 汇的通量, 试图从原位典型点的监测数据, 探索区域尺度岩溶作用碳汇估算方法、由点到面的技术途径。

1 研究区概况

珠江流域位于 $102^\circ 15' \sim 115^\circ 35' \text{E}$, $21^\circ 50' \sim 26^\circ 48' \text{N}$

英文版见: Cao J H, Yang H, Kang Z Q. Preliminary regional estimation of carbon sink flux by carbonate rock corrosion: A case study of the Pearl River Basin. Chinese Sci Bull, 2011, 56, doi: 10.1007/s11434-011-4377-3

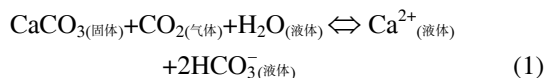
之间,处于我国南方亚热带湿润地区,跨云南、贵州、广西、广东4省区,流域面积 $45.26 \times 10^4 \text{ km}^2$,占中国土地总面积的4.71%^[9,10].流域内碳酸盐岩分布的面积达 $15.84 \times 10^4 \text{ km}^2$,约占全流域面积的35.0%.珠江流域所属各省内均有较大面积的碳酸盐岩系分布,云南省境内除侏罗纪、白垩纪外,自前寒武至第三纪均有碳酸盐岩地层出露,其出露面积为 $3.13 \times 10^4 \text{ km}^2$;贵州省境内主要是寒武系、泥盆系至三叠系的碳酸盐类岩层,出露面积为 $3.39 \times 10^4 \text{ km}^2$;在广西壮族自治区境内,泥盆系至三叠系都有碳酸盐类岩层出露,出露面积达 $7.80 \times 10^4 \text{ km}^2$.在广东省境内东北部的北江上游和连江以及西江下游和粤西地区等都有碳酸盐岩分布,出露面积 $0.76 \times 10^4 \text{ km}^2$.

2 岩溶作用过程及产生碳汇影响因子的选择

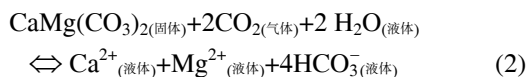
2.1 岩溶作用过程

岩溶作用主要包括碳酸盐岩的溶蚀和沉积过程.碳酸盐岩的溶蚀是对 CO_2 吸收消耗的过程,可用下述化学反应表示^[11]:

石灰岩:



白云岩:



其中, CO_2 在裸露碳酸盐岩地区直接来源于大气,而在覆盖和埋藏型岩溶区则主要来源于土壤.对于灰岩,溶蚀1 mol碳酸钙将从大气中吸收1 mol CO_2 ;而对于白云岩,溶蚀1 mol $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ 则要从大气中吸收2 mol CO_2 .碳酸盐的沉积过程:温度变化、压力变化、水动力条件的变化等可导致水体中饱和、过饱和的碳酸盐发生沉积,同时释放 CO_2 .因此,沉积的碳酸盐中则蕴藏着气候变化的信息,这就是洞穴石笋与钙华中的替代指标能够指示气候变化的原因.因此岩溶化学反应式(1)和(2)为可逆反应,在本文中,重点论述碳酸盐岩溶蚀产生碳汇的主要影响因子.

2.2 影响岩溶碳汇的因子分析

(i) 温度、降水. 降水是碳酸盐岩溶蚀过程中最为重要的影响因素,降水直接影响水文和径流状况,现有研究岩石溶蚀、溶蚀速率的数学模型很多都

是与降水量或径流直接建立关系,如 Sweeting^[12]建立了碳酸盐岩溶蚀量(D_R)与降水量(P)之间的关系式: $D_R = 0.0043P^{1.26}$. Amiotte 和 Probst^[13]通过法国232个流域的统计数据得出岩石溶蚀对大气 CO_2 消耗量的模型为

$$F_{\text{CO}_2} = a \cdot Q$$

式中, F_{CO_2} 是 CO_2 的消耗量, 10^{-3} mol/km^2 ; Q 是地表径流量, $\text{L}/(\text{km}^2 \text{ s})$; a 为针对不同岩石类型的系数.刘再华^[11]通过总结已发表的碳酸盐岩溶蚀量(D_R)与径流($P-E$)的关系,建立了碳酸盐岩溶蚀量与径流之间的线性关系:

$$D_R = 0.0544(P-E) - 0.0215 \quad (r = 0.98),$$

式中, P 为降水量,mm; E 为蒸发量,mm.而蒋忠诚等人^[14]通过研究发现,在中国各岩溶区由于岩溶作用吸收 CO_2 的单位面积汇以雨量最丰富的桂林区值最大,干旱的格尔木区最低.

温度对碳酸盐岩溶蚀的影响过程相对复杂.岩溶动力系统是地球表层系统中的重要组成部分,温度对岩溶动力系统的影响在很大程度上是通过生物作用影响其 CO_2 的浓度和迁移速率.在低温时生物作用、碳迁移微弱,但有益于 CO_2 在水体中的稳定和迁移;在高温时生物作用、碳迁移强,但降低 CO_2 在水体中的稳定性.黄尚瑜等人^[15]通过半封闭静态溶蚀实验发现,常温(25℃)、中温(40~60℃)是碳酸盐岩溶蚀的最佳温度段,而低温、高温都不利于碳酸盐岩的溶蚀. Pulina^[16]则通过大量数据的统计,揭示了碳酸盐岩溶蚀量与温度、降水之间的关系:在温度较低时(-5~5℃),降水量的变化对溶蚀速率的影响很小,但在温度较高时(16~20℃),则溶蚀量随降水量的增加而迅速增加.

(ii) 水动力、水化学条件. 碳酸盐岩溶蚀是水岩相互作用的一种类型,在固相碳酸盐岩与水界面之间存在着一个扩散边界层(DBL)^[11].随着水流流速的加大,其DBL变薄,碳酸盐岩的溶蚀速率加快.

碳酸盐岩与非碳酸盐岩交互成层地区,雨水经过碎屑岩形成硬度、pH较低的外源水,其具有更强的侵蚀能力.刘再华^[17]在桂林尧山对外源水的侵蚀能力进行了定量研究,结果表明外源水对泥盆系融县组纯灰岩的侵蚀速率达1000~1500 mm/ka,是岩溶水侵蚀速率的10~15倍;同时也证明了流速为20, 60 cm/s水流对石灰岩的侵蚀速率是静水中的2和6倍.

(iii) 生物因素. 在地球表层系统中,生物圈与

相邻圈层间发生着物质和能量的交换和传递,使生物圈贯穿整个地球表层系统^[18,19]。生物是地球表层系统中最为活跃的地质营力之一^[20]。同样,生物作用以 CO₂ 为中心环节将生物圈碳循环与“CO₂-H₂O-碳酸盐岩”三相不平衡开放岩溶动力系统相耦联。生物对碳酸盐岩溶蚀起到强烈的促进作用,主要表现在植物、微生物新陈代谢产生的高浓度 CO₂ 和具侵蚀性的分泌物。野外实验数据均揭示土下碳酸盐岩溶蚀速率远高于地表和空中的侵蚀量,其根本的原因就是土中 CO₂ 的浓度是地表空气中的几十至几百倍。

曹建华等人^[21]的模拟试验结果揭示了不同植物类型条件下,生物活性的差异导致碳酸盐岩侵蚀量的差异,有丰富根系的乔木-土壤-岩石体系,其碳酸盐岩侵蚀量是土壤-岩石、草本-土壤-岩石体系中碳酸盐岩侵蚀量的 3.84 和 2.36 倍。

而 Jennings^[22]通过建立不同国家碳酸盐岩侵蚀速率与年平均径流深之间的关系,揭示了土壤-植被系统对碳酸盐岩侵蚀速率的增强作用。

综合考虑岩溶作用产生碳汇的各影响因子之间的关系,本文选择以下因子作为估算碳汇通量的变量。(1) 降水:岩溶作用及碳汇迁移的主要载体,是影响通量的主要因子;(2) 土壤呼吸:土壤环境中的 CO₂ 浓度及循环强度对岩溶作用有较大的促进作用;(3) 植被净初级生产力:不同的植被演替阶段具有明显的碳循环特征和强度,并影响岩溶作用和碳汇的强度;(4) 碳酸盐岩的岩性:碳酸盐岩因矿物成分的差异(白云石、方解石)、酸不溶物含量的多少,使其在相同条件下产生 2~3 倍溶蚀速率的差异。

考虑到温度主要通过生物作用影响岩溶动力系统中 CO₂ 浓度和迁移强度,土壤、植被的指标一定程度上替代温度指标,同时温度对碳酸盐岩溶蚀直接的影响过程相对复杂,故未考虑;水动力、水化学缺乏面上数据支撑,本文也未将其考虑在内。

3 研究方法数据来源

3.1 研究方法

根据上文分析的岩溶作用过程(碳酸盐岩溶蚀过程)及产生碳汇的影响因子,收集相关的降水、植被(净初级生产力 NPP)和土壤(土壤呼吸 S_r)、碳酸盐岩类型等图层的前提下,结合典型点的石灰岩溶蚀速率,建立数学回归方程。利用该回归方程,综合考虑碳酸盐岩的岩性、纯度,估算区内碳酸盐岩的溶蚀速

率的空间分布特征,进而换算成岩溶碳汇年通量。岩溶作用产生碳汇通量的估算公式可表达如下:

$$F_{CO_2} = r \cdot s \cdot a \cdot M_1(CO_2)/M_2(CaCO_3), \quad (3)$$

式中, F_{CO_2} 为 CO₂ 汇(10⁹ g/a); r 为灰岩试块的溶蚀速率(g/(cm² a)); a 为比溶蚀度; s 为碳酸盐岩面积(km²); $M_1(CO_2)$ 为 CO₂ 的分子量(44); $M_2(CaCO_3)$ 为标准试片(泥盆系融县组纯灰岩,酸不溶物<1%)中矿物 CaCO₃ 的分子量(100)。

3.2 数据来源

珠江流域范围矢量图由珠江水利委员会提供;降水数据和 NPP 栅格数据来自中国科学院地理科学与资源研究所(北京中科永生数据公司);土壤呼吸栅格数据来自中国科学院地理科学与资源研究所地球系统科学数据共享平台;碳酸盐岩岩性、类型分类来源于 1:50 万地质矢量图,由中国地质大学(武汉)提供。根据地质图中地层的描述,将其转换成碳酸盐岩类型分布图(图 1)。碳酸盐岩岩性、类型划分及转化方法参考了文献[23,24],统计的结果见表 1。

4 结果

4.1 石灰岩溶蚀速率与影响因子之间回归方程的建立

通过收集到的研究区内 57 组石灰岩标准试片的溶蚀速率,并通过地理坐标获得对应的栅格图中对应的降水量(栅格图为多年的平均值,而石灰岩溶蚀速率对应的为特定年份的降水,为此对溶蚀速率进行了适当的校正,具体为:通过已知年份的石灰岩溶蚀速率和对应年份的降水量,建立石灰岩溶蚀速率和降水量之间的关系曲线来进行校正)、土壤呼吸速率(S_r)和植被净初级生产力(NPP),见表 2。

由于各种数据的量纲不同,为了保证不同数据之间的可比性,对原始数据进行了无量纲标准化处理,再利用最小二乘法对处理后的数据的一次、二次、三次、四次、五次方分别在 SPSS13.0 中进行线性回归,得到回归的 R^2 和 Adjusted R^2 以及每个因子对应的 P 值。结果发现,四次方回归的方程效果最好,每个因子对应的显著性水平均为 $P<0.01$,具体为: $P_a(P=0.0003)$, $R_s(P=0.0000)$, $NPP(P=0.0021)$ 。由此,确立了石灰岩溶蚀速率(D_r)与年均降水量(P_a)、土壤呼吸(R_s)和净初级生产力(NPP)之间关系的回归方程

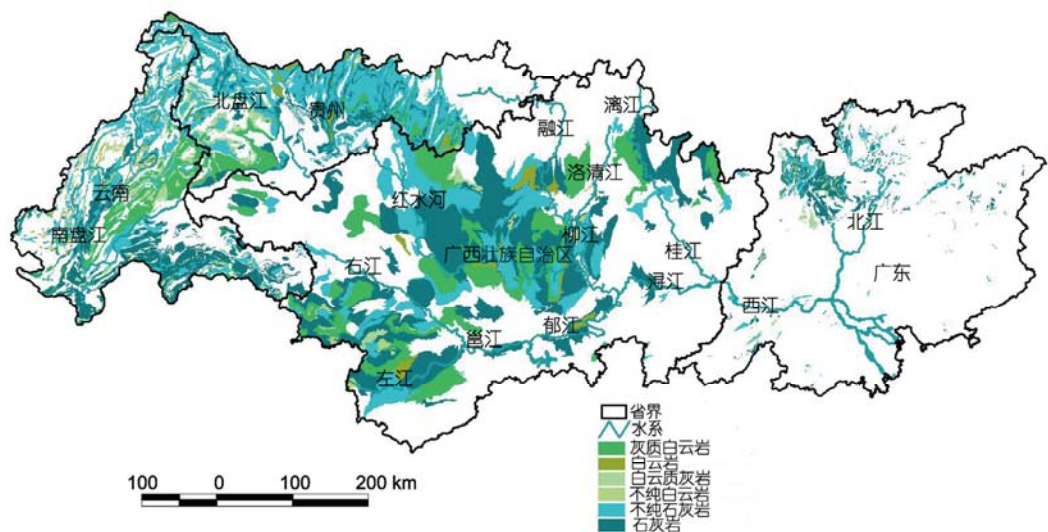


图1 珠江流域不同碳酸盐岩类型分布图

表1 珠江流域碳酸盐岩类型分布面积统计表

碳酸盐岩类型	分布面积(km ²)	所占比例(%)
白云岩	4238.47	2.68
白云质石灰岩	6604.49	4.17
不纯白云岩	2509.31	1.58
不纯石灰岩	51346.28	32.41
石灰岩	63198.02	39.89
石灰质白云岩	30543.74	19.28
合计	158440.31	100

为公式(4):

$$D_r = 0.176 + 0.696 \times P_a^4 + 0.483 \times R_s^4 + 0.324 \times NPP^4$$

$(R^2 = 0.728, P < 0.01).$ (4)

4.2 研究区石灰岩溶蚀速率图的生成

在 Arcview3.3 中把研究区年均降水量栅格图、土壤呼吸栅格图以及 NPP 栅格图. 根据公式(4)进行计算可得石灰岩溶蚀速率栅格图(g CaCO₃/(m² a)), 如图2所示. 研究区溶蚀速率最大值和最小值分别为 162.31 和 77.82 g CaCO₃/(m² a), 平均值为 115.24 g CaCO₃/(m² a). 这比姚锐^[28]在该流域计算的溶蚀速率 65.789 g CaCO₃/(m² a)约大 1 倍. 而刘再华^[11]利用 DBL 模型计算的碳酸盐岩的年溶蚀速率 57.6 mm/ka, 按照碳酸岩盐的密度为 2.7 g/cm³ 计算, 则碳酸盐岩的溶蚀速率为 155.52 g CaCO₃/(m² a). 本文估算的结果 115.24 g CaCO₃/(m² a)则介于二者之间.

4.3 岩溶碳汇通量的估算

岩溶作用产生碳汇通量的大小会因碳酸盐岩矿物类型、纯度的不同而存在差异性, 上文我们获得的石灰岩的溶蚀速率需要根据流域内碳酸盐岩类型进行校正. 已有的研究结果显示, 碳酸盐岩的溶蚀速率随着岩石中方解石含量的增加而增大(正相关), 随着白云石含量的增加而降低(负相关)^[29,30]. 因此, 在估算碳酸盐岩溶蚀作用产生碳汇通量时, 不同岩性的差异可将其比溶蚀度作为岩性的系数.

根据提取的珠江流域各类碳酸盐岩面积, 结合对应的比溶蚀度^[29-31], 利用公式(3)可估算出各碳酸盐岩类型的年溶蚀量, 并折合成 CO₂ 消耗量, 即岩溶作用产生的碳汇量. 结果显示, 珠江流域由于岩溶作用所产生的大气 CO₂ 的碳汇量为 1.54 × 10⁷ t CaCO₃/a, 并折合成纯 C 量为 1.85 × 10⁶ t C/a (表 3). 将本研究的结果与前人^[32]在珠江口河水的 DIC(dissolved inorganic carbon)浓度(主要是 HCO₃⁻)及其总流量数据的乘积, 得到的 DIC 输出总量数据相比, (1) 利用 2000~2001 水文年珠江水体 DIC 的浓度(主要为 HCO₃⁻)与流量的乘积在时间上的积分, 得到了珠江水体的 DIC 的总输出量为 5.499 × 10⁶ t C/a; (2) 利用 1997~1998 水文年计算的珠江流域的 DIC 的总输出量为 7.01 × 10⁶ t C/a. 本文计算的结果低于上述二者的研究结果, 这主要是因为本研究中仅计算了岩溶区的碳汇, 且没有考虑水化学过程.

表 2 珠江流域内典型地点石灰岩溶蚀速率及对应的影响因子统计表^{a)}

省(市)	地点	溶蚀率 (mm/ka)	降水 (mm)	土壤呼吸 (g C/(m ² a))	植被净初级 生产力(g C/m ²)	省(市)	地点	溶蚀率 (mm/ka)	降水 (mm)	土壤呼吸 (g C/(m ² a))	植被净初级 生产力(g C/m ²)
云南	蒙自*	41.1	1058	1179.2	316.5	广西	融水*	70.4	1622	1755.3	455.5
	弥勒*	30.0	884	1365.8	44.8		南丹*	69.7	1438	1671.9	422.5
	曲靖*	45.0	1030	1352.4	190.0		桂林	50.2	1355	1708.9	211.8
	罗平*	65.0	1492	1498.1	202.8		丫吉	89.7	1703	1753.3	383.0
	富源*	50.2	1332	1446.2	190.4		丫吉	115.1	2765	1704.0	597.7
	路南	32.0	932	1344.1	219.6		丫吉	39.1	1585	318.3	1766.4
	通海*	30.0	880	1339.6	196.3		丫吉	74.2	2024	298.0	1837.8
贵州	荔波	65.5	1194	309.4	1116.2		丫吉	104.7	2659	308.3	1854.6
	晴隆*	55.0	1407	1445.8	268.3		丫吉	93.4	2266	338.4	1848.0
	安龙*	60.0	1260	1502.5	203.7		丫吉	32.2	1424	331.1	1701.1
	紫云*	51.1	1203	1487.5	194.5		丫吉	85.2	2106	354.7	1820.2
	关岭*	49.8	1342	1496.6	208.4		丫吉	72.9	1950	291.2	1803.2
	贞丰*	70.0	1290	1527.4	229.6		丫吉	89.4	2143	354.1	1895.6
	罗甸*	55.0	1182	1605.7	222.6		丫吉	85.9	2018	339.3	1861.9
	贵阳	44.5	1112	1398.1	248.2		丫吉	38.7	1595	321.2	1748.4
	务川	36.1	1094	1438.1	245		丫吉	56.8	1388	331.4	1716.0
广西	环江	59.1	1338	911.5	313.3	北京	西山	22.0	528	734.8	225.9
	永福*	60.0	1702	1759.9	498.1		西山	29.0	702	968.0	374.4
	宜山*	55.0	1321	1733.9	304.4		西山	27.6	759	424.9	582.6
	柳城*	55.0	1372	1733.5	421.5	重庆	青木关	44.7	1008	556.8	664.8
	天峨*	56.0	1362	1745.5	398.8		青木关	32.2	1180	795.2	398.6
	都安*	50.0	1377	1721.4	226.9		青木关	26.3	1092	986.0	212.1
	隆林*	80.0	1496	1814.5	264.7		青木关	21.4	1038	1509.6	601.2
	马山*	70.0	1158	1577.6	297.1		青木关	24.2	1004	742.0	208.2
	上林*	80.0	1542	1842.1	344.5		南川	62.5	940	2290.4	592.7
	鹿寨*	65.0	1559	1845.8	365.7		南川	27.9	845	565.7	367.0
	忻城*	54.0	1481	1747.8	474.7		南川	26.8	982	1261.2	219.2
	恭城*	60.3	1379	1778.9	283.9						
	融安*	59.8	1452	1718.6	470.4						

a) * 来自文献[25~27], 其余来自课题组 1991~2009 年实测数据, 均为当年数据的算术平均值

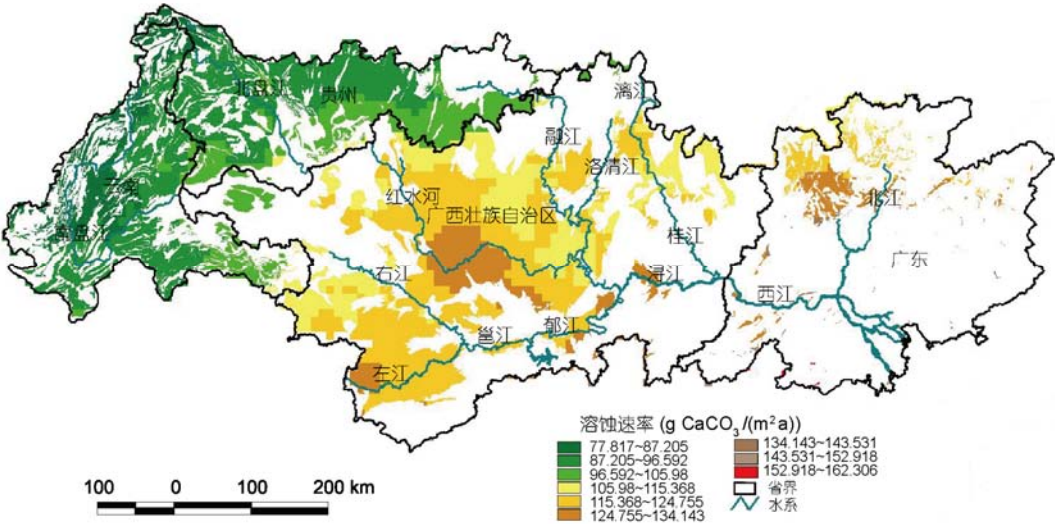


图 2 珠江流域岩溶区溶蚀速率分布图

表 3 珠江流域岩溶作用产生碳汇通量估算结果

岩性	面积(km ²)	比溶蚀度	年溶蚀量(t CaCO ₃ /a)	折合 C 量(t C/a)
白云岩	4238.47	0.505	246676.23	29601.15
白云质石灰岩	6604.49	0.833	633997.49	76079.70
不纯白云岩	2509.31	0.767	221795.60	26615.47
不纯石灰岩	51346.28	0.767	4536675.31	544401.04
石灰岩	63198.02	0.965	7028036.93	843364.43
石灰质白云岩	30543.74	0.770	2710292.66	325235.12
合计	158440.31		15377474.22	1845296.91

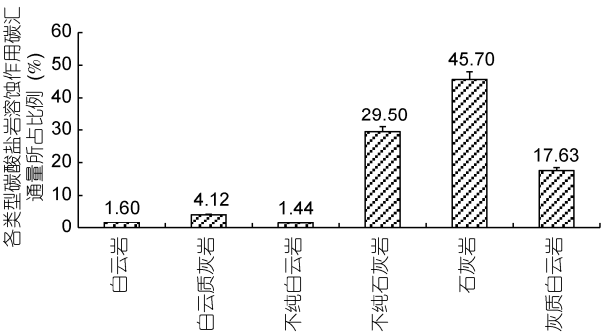


图 3 珠江流域各类型碳酸盐岩溶蚀作用碳汇通量所占比例

5 讨论与展望

5.1 相对于其他岩石而言,岩溶作用过程(碳酸盐岩溶蚀)对大气 CO₂ 产生的碳汇效应更显著

碳酸盐岩在全球分布的广泛性,使岩溶动力系统成为地球表层系统的重要组成部分. 再加上碳酸盐岩溶蚀快速消耗大气 CO₂, 且对气候变化响应敏感. 使得岩溶作用过程(碳酸盐岩溶蚀)在陆地风化对大气 CO₂ 中, 产生更显著的碳汇效应. 若根据 IGCP404 提出的 GEM-CO₂ 模型估算, 中国大陆岩石风化产生的碳汇通量为 1.41×10^7 t C/a, 其中碳酸盐岩溶蚀消耗的大气 CO₂ 通量为 0.74×10^7 t C/a, 占 52.65%^[28]. 针对全球而言, 碳酸盐岩溶蚀对陆地湖泊、河流中重碳酸根(HCO₃⁻)及相应阳离子的贡献率达 38%^[33].

5.2 岩溶碳汇过程及机理需进一步澄清

针对岩溶碳汇, 由于其碳汇形态主要以 DIC (HCO₃⁻)形态存在, 而该形态是可以在一定条件下重新转化成 CO₃²⁻, 释放出 CO₂, 因此国内外很多学者质

疑岩溶碳汇的存在及其效应. 有研究结果显示全球水循环产生的 CO₂ 汇高达约每年 8 亿吨碳, 约占人类活动排放 CO₂ 源的 10.1%, 占遗失碳汇的 28.6%, 该碳汇随着碳酸盐岩的溶蚀及水生植物光合作用对溶蚀 CO₂ 消耗的增加而显著增加^[34]. 因此在岩溶碳汇形成过程中需要对 3 方面的问题进一步澄清: (1) 岩溶碳汇在水体中存在的形态、形态转化及稳定性; (2) 水体的水动力、水化学、生物作用对岩溶碳汇稳定性及迁移的影响评价^[35]; (3) 碳酸盐岩岩石圈的活化对大气圈 CO₂ 碳汇效应与水圈、生物圈之间的耦合、耦联关系及对地球表层系统中岩溶碳汇踪迹的示踪.

5.3 岩溶碳汇估算模型还需要进一步完善

本文从岩溶作用产生碳汇的过程及影响因子探索区域岩溶碳汇通量估算的方法, 估算的结果与前期从不同角度估算的结果很接近, 这可能意味着本文研究方法的可行性和可靠性, 但从上文中岩溶作用产生碳汇影响因子分析中, 本文的估算回归模型中明显存在以下不足: (1) 没有考虑水动力. 珠江流域发源云南曲靖市乌蒙山脉的马雄山, 最高海拔 2853 m, 流域全长 2214 km, 最低基准面为海平面, 因此平均的坡面坡度大于 1.23‰, 强的水动力条件, 将提高碳酸盐岩的溶蚀速率和强度; (2) 没有考虑水化学过程. 尤其是具有较强侵蚀力的外源水对碳酸盐岩溶蚀的促进, 外源水的作用可以认为是雨水对碳酸盐岩溶蚀在时间上的延长, 从而促进和增加岩溶碳汇的通量; (3) 本文采用的估算模型为数学回归方程, 虽然考虑到岩溶作用过程产生碳汇的多个影响因子, 但还缺乏单因子与溶蚀产生碳汇通量关系的研究. 因此岩溶碳汇估算方法还需进一步完善.

参考文献

- 1 Falkowski P, Scholes R J, Boyle E, et al. The global carbon cycle: A test of our knowledge of earth as a system. *Science*, 2000, 290: 291–296
- 2 Fairbridge R W. 碳酸盐岩与古气候. 北京: 石油化学工业出版社, 1978. 232–255
- 3 袁道先. 现代岩溶学和全球变化研究. *地学前缘*, 1997, 4: 17–25
- 4 Yuan D X. Karst of China. Beijing: Geological Publishing House, 1991
- 5 Yuan D X. The carbon cycle in karst. *Z Geomorph N F*, 1997, 108: 91–102
- 6 Yuan D X, Zhang C. Karst Processes and the Carboncycle, Final Report of IGCP379. Beijing: Geological Publishing House, 2002
- 7 Philippe G. Role of karstic dissolution in global carbon cycle. *Glob Planet Change*, 2002, 33: 177–184
- 8 Lal R. Carbon sequestration. *Phil Trans R Soc B*, 2008, 363: 815–830
- 9 黄家雄, 林天健. 珠江流域岩溶地下水基本特征(调查研究报告). *人民珠江*, 1983, 4: 12–15
- 10 王兆礼, 陈晓宏. 珠江流域植被净初级生产力及其时空格局. *中山大学学报*, 2006, 45: 106–110
- 11 刘再华. 碳酸盐岩岩溶作用对大气 CO₂ 沉降的贡献. *中国岩溶*, 2000, 19: 293–300
- 12 Sweeting M M. Karst Landforms. London: Macmillan Press Ltd, 1972
- 13 Amiotte S, Probst J L. Flux de CO₂ consommé par altération chimique continentale: Influences du drainage et de la lithologie. *C R Acad Sci Paris*, 1993, 317: 615–622
- 14 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. *中国岩溶*, 2000, 19: 212–217
- 15 黄尚瑜, 宋焕荣. 碳酸盐岩的溶蚀与环境温度. *中国岩溶*, 1987, 6: 287–293
- 16 Pulina M. Preliminary studies on denudation in SW Spitsbergen. *Biull l'Acad Polonaise Sci, Ser Sci Terre*, 1974, 22: 2–3
- 17 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. *中国岩溶*, 2000, 19: 1–4
- 18 Golubic S. Carbonate Dissolution. In: Carr N G, Whitton B A, eds. *The Biology of Cyanobacteria*. Oxford: Blackwell Scientific Publications Ltd, 1978. 107–129
- 19 张昀. 新地球观. *地球科学进展*, 1992, 7: 57–64
- 20 殷鸿福, 谢树成, 周修高. 微生物成矿作用的新进展和新动向. *地学前缘*, 1994, 1: 148–156
- 21 曹建华, 袁道先, 潘根兴, 等. 不同植被条件下土壤碳转移对岩溶动力系统中碳循环的影响. *地球与环境*, 2004, 32: 90–96
- 22 Jennings J N. Karst Geomorphology. London: Oxford Basil Blackwell Ltd, 1985
- 23 中国科学院地质研究所岩溶研究组. 中国岩溶研究. 北京: 科学出版社, 1979
- 24 王宇, 李燕, 谭继中, 等. 断陷盆地岩溶水赋存规律. 昆明: 云南科技出版社, 2003
- 25 曹建华, 蒋忠诚, 杨德生, 等. 中国西南岩溶区土壤允许流失量及防治对策. *中国水土保持*, 2008, 12: 40–45
- 26 房金富, 林钧枢, 李钜章, 等. 喀斯特区现代溶蚀强度与环境的研究. *地理学报*, 1993, 48: 122–130
- 27 朱明秋, 曹建华, 郭芳. 基于碳酸盐岩风化的碳源分析及土壤的影响作用机制. *中国岩溶*, 2007, 26: 202–206
- 28 姚锐. 中国岩石风化对大气 CO₂ 汇效应研究. 博士学位论文. 长沙: 中南大学, 2003
- 29 聂跃平. 碳酸盐岩性因素控制下喀斯特发育特征——以黔中南为例. *中国岩溶*, 1994, 13: 31–36
- 30 朱真. 影响碳酸盐岩比溶蚀度、比溶解度因素探讨. *广西地质*, 1997, 10: 37–44
- 31 翁金桃. 方解石和白云石的差异溶蚀作用. *中国岩溶*, 1984, 3: 29–38
- 32 魏秀国. 珠江流域河流碳通量与流域侵蚀研究. 博士学位论文. 广州: 中国科学院广州地球化学研究所, 2003
- 33 Ferris F G, Wiese R G, Fyfe W S. Precipitation of carbonate minerals by microorganisms: Implications for silicate weathering and the global carbon dioxide budget. *Geomicrobiol J*, 1994, 12: 1–13
- 34 刘再华, Wolfgang D, 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
- 35 Liu Z H, Wolfgang D, 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. *Earth-Sci Rev*, 2010, 99: 162–172