科学通报 2022 年 第 67 卷 第 34 期: 4116 ~ 4129
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

我国岩溶碳汇和在非岩溶区播撒碳酸盐粉的碳中和潜力

曾思博[1], 刘再华[2*]

1. 西南大学地理科学学院, 重庆 400715;
2. 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
* 联系人, E-mail: liuzaihua@vip.gyig.ac.cn

2022-01-10 收稿, 2022-05-10 修回, 2022-05-13 接受, 2022-06-20 网络版发表
中国科学院战略性先导科技专项(XDB40000000)和国家自然科学基金(42141008, 42130501, 41921004)资助

摘要 碳酸盐风化对大气CO_2的捕获是陆地碳汇的重要组成部分. 我国岩溶地貌广泛分布, 岩溶碳汇对我国实现"双碳"目标有较大意义, 因而受到广泛关注. 同时, 由于碳酸盐的快速溶解动力学特性, 在非岩溶区富含碳酸盐的土壤可产生类似于岩溶区的碳汇通量, 因此碳酸盐粉末在非岩溶区的播撒具有巨大的碳中和潜力. 本文利用高分辨率遥感和气象数据以及碳酸盐溶蚀平衡模型, 对全国碳酸盐岩出露区岩溶碳汇通量进行了定量研究. 结果表明, 这个碳汇通量约为每年每平方公里6.93吨碳, 岩溶区产生的总碳汇为每年1760万吨碳; 而在非岩溶区播撒碳酸盐粉末可以增加每年3859万吨的碳汇. 基于8个CMIP6模式的未来预测, 从2015年到2060碳中和年, 我国岩溶碳汇通量受到全球变化的影响将增加约每年每平方公里1吨碳, 总碳汇增加约每年254万吨碳(+14.4%), 而非岩溶区撒播碳酸盐粉的潜在碳中和潜力增加约每年697万吨碳(+18.1%). 本研究表明岩溶碳汇对未来全球气候变化的负反馈以及非岩溶区撒播碳酸盐粉的巨大碳增汇潜力将有助于我国未来碳中和目标的实现.

关键词 岩溶碳汇, 碳酸盐风化, 气候变化, 土地利用, 撒碳酸盐粉, 碳中和潜力

当代大气CO_2浓度升高所驱动的全球变暖是21世纪人类面临的突出环境问题[1]. 陆地化学风化过程是一个重要的大气CO_2捕获和储存机制(carbon capture and storage, CCS), 该过程在地质时期影响着全球的温度[2,3]. 最新的研究发现, 过去几十年的全球气候和土地利用变化影响了这一地表过程, 全球一些流域的长期监测数据表明岩石化学风化正在加速[4~6]. 碳酸盐岩风化即岩溶作用产生的碳汇被认为是遗失碳汇的重要组成, 在不同地质时期可形成稳定碳汇, 且该过程对全球变化非常敏感[7~10]. 然而, 碳酸盐的风化复杂, 是水-岩(土)-气-生相互作用的结果, 受到多个气候-环境因素的共同控制, 时空差异显著, 而对这些过程的有限了解限制了人类对这一地质碳汇机制的调控与利用[11~14].

岩溶作用即碳酸盐岩(灰岩或白云岩)的溶解, 这一化学风化过程每捕获1 mol的大气或土壤CO_2形成2 mol的碳酸氢根, 即溶解无机碳(dissolved inorganic carbon, DIC):

$$\begin{aligned}&Ca_xMg_{1-x}CO_3+CO_2+H_2O\\&\rightarrow xCa^{2+}+(1-x)Mg^{2+}+2HCO_3^-.\end{aligned}\tag{1}$$

虽然碳酸盐岩只占地表面积的15.2%, 但碳酸盐岩风化形成的DIC占到全球60个大型河流的DIC通量的近68%[15], 这一突出的风化贡献可以归因于碳酸盐岩的快速溶解动力学特性, 即流域尺度的碳酸盐风化可快速达到溶蚀化学平衡[16,17]. 虽然目前学界认为, 碳酸盐岩风化形成的DIC仅在短时间尺度上(百年至千年尺

引用格式: 曾思博, 刘再华. 我国岩溶碳汇和在非岩溶区播撒碳酸盐粉的碳中和潜力. 科学通报, 2022, 67: 4116–4129
Zeng S B, Liu Z H. Karst-related carbon sink and the carbon neutral potential by carbonate liming in non-karst areas in China (in Chinese). Chin Sci Bull, 2022, 67: 4116–4129, doi: 10.1360/TB-2022-0048

© 2022《中国科学》杂志社

度)影响全球气候, 而地质长时间尺度(0.5~1 Ma)DIC碳汇经脱气作用而抵消[2,3], 但目前最新的研究发现, 碳酸盐风化产生的DIC可以耦合生物碳泵效应, 形成更为稳定的地质长时间尺度有机碳汇[7~9]. 这主要因为DIC是内陆水生生态系统光合作用的重要碳来源之一, 浮游藻类和沉水植物可以利用碳浓缩机制(carbon concentration mechanisms, CCMs)将DIC转化为有机碳(organic carbon, OC), 继而以更稳定的有机碳形式将大气/土壤CO_2埋藏在水体的沉积物中, 形成地质长时间尺度的碳汇[7~9,18,19]:

$$Ca^{2+}+2HCO_3^- \rightarrow CaCO_3+x(CO_2+H_2O)+(1-x)(CH_2O+O_2). \quad (2)$$

由于碳酸盐的风化速度非常快, 不仅能快速地响应环境的变化, 同时这一动力学特性也使得非岩溶区微量的碳酸盐对流域风化组成造成了巨大的影响[8,9]. 研究表明, 分布在非碳酸盐岩区的一些流域, 其土壤或地层中虽然只有少量的碳酸盐含量, 但形成的风化产物却可以占到河流溶解物质的主导地位[20~22]. 特别是在干旱地区, 历史时期形成的高土壤碳酸盐含量使得硅酸盐岩分布占主导的流域受到了碳酸盐岩风化的控制[22~24]. 我们前期的研究[25]也发现, 世界大型流域内土壤富含碳酸盐($CaCO_3$含量高于5%)的面积与流域风化产物中碳酸盐风化的贡献比例呈较好的关系.

碳酸盐岩粉末作为肥料被长期广泛应用于改善农业土壤环境[26]. 研究发现, 这一措施可以显著地改善土壤的酸化问题[27], 释放营养元素和增加作物的产量[28], 提高土壤有机碳的储存和土壤呼吸[29,30]. 同时, 研究发现, 农业活动中碳酸盐岩粉末的播撒可以增加碳酸盐的风化碳通量, 如密西西比河农业占主导的支流中碳酸盐岩粉末的使用增加了整个流域的DIC通量[4], 美国一些其他农业流域也发现了DIC通量增加与农业碳酸盐岩粉末使用的密切关系[22,31]. 因此, 在非岩溶地区使用碳酸盐岩粉末或可成为增加碳酸盐风化碳捕获的重要手段[25,32]. 虽然土壤碳酸盐风化产生的DIC储存在水体形成的无机碳汇并不如生物利用DIC后产生的有机碳汇稳定, 但撒碳酸盐岩粉产生的DIC碳增汇至少可在未来百至千年期间起到对大气CO_2的调节作用(特别是储存在大的地下水和海洋水体中的DIC). 因为这一作用在地下水和海洋水循环周期(分别为百、千年时间尺度)[33]的短时间尺度内提供了重要的气候负反馈控制机制, 即短期内在很大程度上抵消了人类活动导致的大气CO_2浓度增加对全球暖化的影响. 其次, 虽然耦联碳酸盐风化过程的“生物碳泵”效应产生的长期碳汇上限(DIC转换到OC的比例)尚待进一步评估, 且部分的有机碳会在内陆水体或河口被氧化而排放回大气, 但毫无疑问, 碳酸盐风化形成的陆地水体高DIC输入会加强生物泵效应(DIC施肥效应), 促进长期OC碳汇的形成[8,34]. 我们的研究发现, 由于碳酸盐风化形成的约2 mmol/L DIC浓度升高将导致水生生态系统碳泵效应(内源OC通量)加强约3倍[34]. 另一方面, 也有研究发现, 碳酸盐风化产生的DIC在内陆水体中的损失只有很少部分归因于碳酸钙沉淀, 而大部分的风化DIC截留可归因于无机碳到内源OC的转化[35]. 考虑到碳酸盐岩控制流域与硅酸盐岩控制流域因岩性不同而产生的较大DIC浓度和通量差距(约1个数量级)[8], 实现在非岩溶区对碳酸盐风化的DIC碳汇调控可能对不同时间尺度的气候调控都有重要影响.

本研究利用高分辨率遥感和气象数据以及碳酸盐岩平衡模型对我国碳酸盐岩出露区岩溶碳汇通量(DIC碳汇)进行了定量研究评估, 同时也对受到土壤碳酸盐影响的干旱地区以及非岩溶区撒碳酸盐岩粉末的碳汇潜力进行了综合评价, 最后预测了岩溶碳汇和非岩溶区撒碳酸盐粉潜在碳汇在未来我国碳中和过程中可能的贡献, 这将为未来制定以碳酸盐风化为基础的碳中和技术提供关键科学支撑.

1 材料和方法

1.1 方法

1.1.1 碳酸盐溶蚀平衡模型与岩溶(碳酸盐风化)碳汇计算方程

本研究计算我国岩溶(碳酸盐风化)碳汇的方法为溶蚀平衡法. 碳酸盐的溶蚀速度非常快, 可在1~2 h内达到平衡[16], 该速度是硅酸盐风化的10~20倍[36]. 基于这个特性, 碳酸盐溶蚀平衡模型被广泛应用于计算区域或全球尺度的碳酸盐岩溶蚀所产生的溶解无机碳浓度[10,25,37], 而这一方法也被称为最大潜在溶蚀方程(maximal potential dissolution formula)[37]. 其中最大潜在溶蚀即假设碳酸盐岩的溶蚀在所在研究区的温度、二氧化碳分压(pCO_2)和水文条件下达到了平衡, 该方程可表述为[16]

$$[HCO_3^-]_{eq}^3 = \frac{2K_1K_cK_H}{K_2\gamma_{Ca^{2+}}\gamma_{HCO_3^-}^2}pCO_2, \quad (3)$$

其中, $[HCO_3^-]_{eq}$为碳酸氢根平衡浓度, 在自然水体的pH范围内约等于DIC浓度. K_1是CO_2水化并解离为HCO_3^-的平衡常数, K_2是CO_3^{2-}形成的平衡常数, K_c是方解石溶度积常数, K_H为CO_2溶于水的平衡常数. 这些反应常数都受到温度的控制. pCO_2为水-岩交界面的CO_2分压, $\gamma_{Ca^{2+}}$和$\gamma_{HCO_3^-}^2$分别是由Davies方程计算的钙离子和碳酸氢根的活度系数[12,14]:

$$\log\gamma_i = -Az_i^2\left(\frac{\sqrt{I}}{1+\sqrt{I}} - 0.3I\right), \quad (4)$$

$$I = \frac{1}{2}\sum_i z_i^2 c_i, \quad (5)$$

方程中, A是与温度相关的常数, z_i是离子的化学价位, 而I是溶质的离子强度, c_i是溶质的浓度(mol/L).

在使用溶蚀平衡方程计算出DIC浓度后, 岩溶(碳酸盐风化)碳汇通量可以由以下一般方法计算[7]:

$$CCSF = 0.5 \times 12 \times R \times [HCO_3^-]. \quad (6)$$

方程中CCSF为碳酸盐风化产生的碳汇通量(t C km^{-2} a^{-1}), R为研究区的径流深度(m a^{-1}), 可由水平衡方程计算(降水P–蒸散E), $[HCO_3^-]$为水中的DIC浓度(mmol L^{-1}). 0.5代表碳酸盐风化产生的DIC有一半源自大气CO_2, 12为碳的摩尔质量. 结合方程(3)~(6)即可计算出区域碳酸盐风化碳汇通量(总量=通量×面积).

1.1.2 土壤pCO_2参数化

土壤CO_2分压pCO_2是碳酸盐溶蚀平衡方程中关键的输入参数. 在以往的研究中, 许多基于过程或基于经验的土壤生态模型被应用于计算该值. 这些模型的建立基于多种气候环境因子, 包括温度、蒸散、土壤水分以及净初级生产力与土壤呼吸的关系[12,38,39]. 我们前期的研究[14]发现, 基于初级生产力(net primary production, NPP)的模型更能适用于各种土地利用类型条件, 因此该模型也在此研究中被应用于计算我国的土壤pCO_2. 基于NPP的pCO_2模型于1993年首次由Gwiazda和Broecker[40]提出, 随后Gaillardet等人[12]将原始模型简化并用于计算碳酸盐风化强度, 该模型如下:

$$\log pCO_{2(soil)} = \log pCO_{2(atm)} + \frac{A \cdot 0.75 \cdot NPP}{T^2}. \quad (7)$$

模型中A为转换单位的常数, 该值为1.03×10^6, NPP为净初级生产力(g m^{-2} a^{-1}), T为温度(K), $pCO_{2(atm)}$为大气CO_2分压, $pCO_{2(soil)}$为植被根部CO_2分压. 其中植被根部最深处的土壤CO_2被设置等于75%的净初级生产力, 而根部以下CO_2分压被设为与之相等的常量.

1.2 遥感、气象、土壤与岩性数据

方程(3)~(7)的计算过程涉及多个气候环境参数, 如净初级生产力NPP与蒸散发ET就分别是土壤CO_2和径流计算的重要输入参数. 为了从空间上获得更真实的这两个陆面数据, 本文使用由蒙大拿大学NTSG (Numerical Terradynamic Simulation Group)分析处理后的MODIS NPP数据与ET数据(https://www.ntsg.umt.edu/project/modis/). 在基于NPP的pCO_2模型中, 原始的NPP单位被转换为有机物质g/m^2. 同时本研究也使用了由中国科学院资源环境科学与数据中心提供的全国高分辨率的温度、降雨与全国土地利用数据(https://www.resdc.cn). 我们选取了2010年的参数导入模型以计算历史时期的全国空间岩溶(碳酸盐风化)碳汇通量分布以及碳汇总量. 而未来碳汇通量的评估则基于国际耦合模式比较计划第六阶段(CMIP6)中8个地球系统模式(ACCESS-ESM1-5、BCC-CSM2-MR、CanESM5、CNRM-CM6-1、IPSL-CM6A-LR、MIROC-ES2L、MPI-ESM1-2-LR、UKESM1-0-LL)模拟的我国2015~2060年气温、降雨以及径流数据(https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip6/), 其中未来情景下NPP的计算采用Gaillardet等人[12]推荐的基于温度的Miami模型. 由联合国粮食及农业组织修正的世界土壤数字地图DSMW v3.6[41]被用于提取我国土壤富含碳酸盐地区即$CaCO_3$含量>5%地区. 这些地区被认为受到了碳酸盐风化的主导[25], 而其余地区被定义为不受碳酸盐风化影响的地区. 为了分别计算我国岩溶出露区以及非岩溶潜在碳酸盐风化(人工撒播碳酸盐粉)增汇区的碳汇通量分布与碳汇总量, 本研究使用了由国际水文地质学家协会(The International Association of Hydrogeologists, IAH)以及卡尔斯鲁厄理工大学整理的世界岩溶含水层数字地图WOKAM[42]用于我国岩溶区的空间数据分析. 由于该地图并未分出白云岩($CaMg(CO_3)_2$)与灰岩($CaCO_3$)的具体比例, 本研究在计算岩石风化产生的DIC时只假设为碳酸钙溶蚀达到的平衡浓度(灰岩的出露面积广, 白云岩分布较少)[25].

2 结果与讨论

2.1 岩溶区碳汇通量与非岩溶区潜在碳汇通量空间分布特征

WOKAM的岩溶空间数据显示，我国岩溶出露面积约为2.54×10^6 km^2，主要分布于我国西南的广西、云南、贵州、四川、西藏等省份(图1). 如图2(a)所示，全国岩溶碳汇通量为6.93 t C km^{-2} a^{-1}，呈现由北至南，由西至东逐渐增强的空间分布特征. 高碳汇通量主要出现在水热通量较高的地区，如位于东部的江西、福建、广东等省份的岩溶通量为全国最高. 但由于这些省份的岩溶总出露面积较小，岩溶作用的碳捕获总量小于西南地区各省(表1). 全国岩溶碳汇的总量约为每年1760万吨碳，其中云南、四川、西藏、广西、湖南和贵州等西南6省份的碳汇占到了全国碳汇总量的近60%. 为验证本研究计算的中国地区岩溶碳汇的可靠性，我们将模拟的DIC浓度与全国不同地区的纯碳酸盐风化控制泉水或地下水的实测DIC数据进行了比对(表2)，发现基于溶蚀平衡法计算的平衡浓度能够较好地重现野外实际的DIC观测数据(线性回归R^2=0.95). 同时我们最新的研究也表明，该方法在最新全球尺度的研究中也较好地模拟了不同气候与土地利用控制下的纯岩溶泉DIC浓度[14].

除去岩溶出露区，全国土壤富含碳酸盐(即$CaCO_3$含量大于5%)的面积约为3.43×10^6 km^2，这些钙质土主要分布在我国北部的干旱地区，如陕西、甘肃和内蒙古等省份. 全国非碳酸盐岩出露且土壤碳酸盐含量较低($CaCO_3$<5%)的地区总面积约为3.54×10^6 km^2，这些

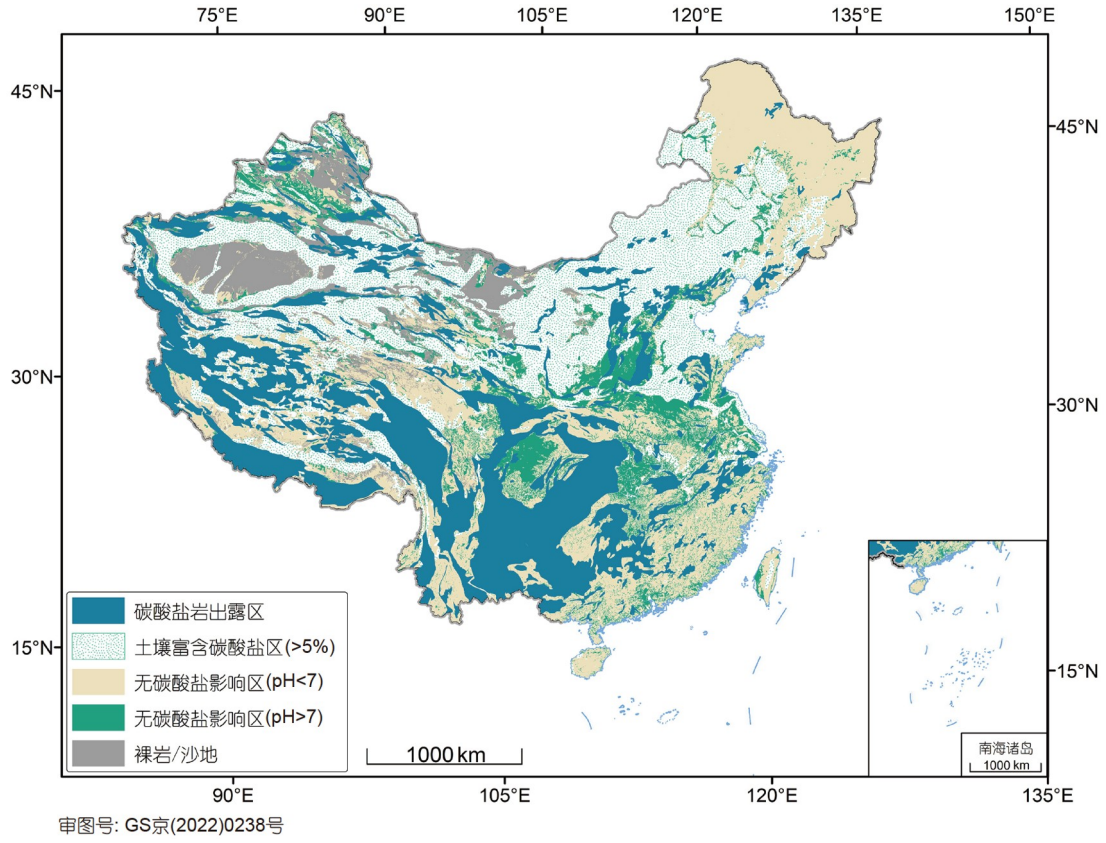

图 1 中国岩溶[42]与非岩溶区类型分布图. 非岩溶区类型可分为: (1) 土壤富含碳酸盐地区即土壤$CaCO_3$含量大于5%的地区，该值统计于联合国粮食及农业组织(Food and Agriculture Organization of the United Nations, FAO)世界土壤数字地图[41]; (2) 非碳酸盐岩区(无岩溶出露且土壤$CaCO_3$含量小于5%)，这些地区的pH取自FAO与维也纳国际应用系统分析研究所(International Institute for Applied Systems Analysis, IIASA)所构建的世界土壤数据库(Hamonized World Soil Database, HWSD)

Figure 1 The map showing karst and non-karst areas of China. The non-karst area includes: (1) The area with carbonate-rich soils ($CaCO_3$ > 5%) which are reclassified from FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations) World Soil Digital Map; (2) the area without carbonate-rich soils ($CaCO_3$ < 5%). The pH of non-karst area (2) is extracted from Hamonized World Soil Database (HWSD) created by FAO and IIASA (International Institute for Applied Systems Analysis)

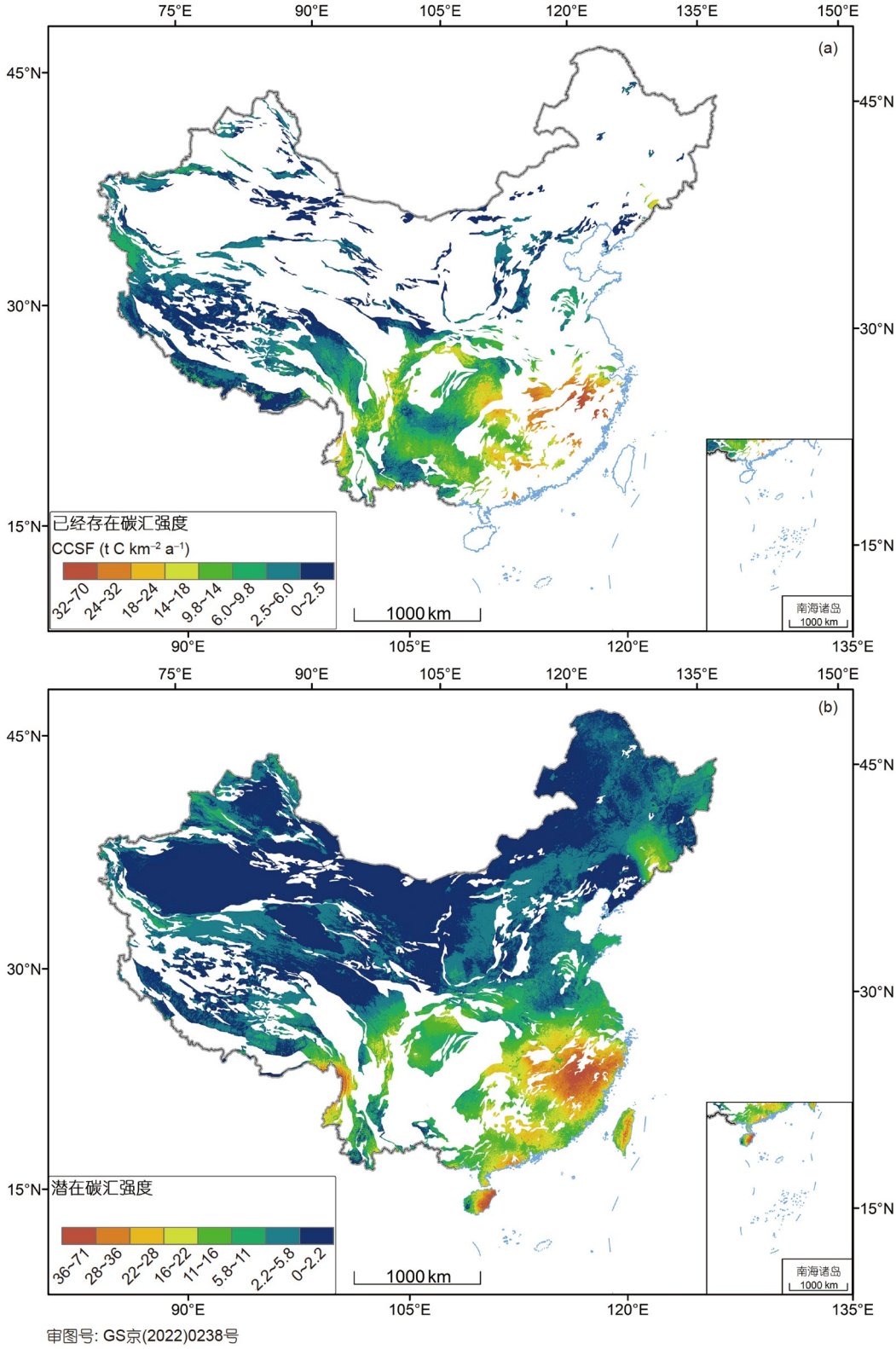

图 2 中国岩溶出露区碳汇通量分布(a)和非岩溶地区潜在碳汇通量分布图(b), 包括土壤富含碳酸盐区以及待撒碳酸盐岩粉末的地区

Figure 2 The spatial distributions of carbon sink fluxes in karst area (a) and potential carbon sink fluxes in non-karst area (b) of China, including the carbonate-rich soils and the regions yet to be limed

表 1　中国各省现有岩溶碳汇排行

Table 1　The national ranking of actual carbonate weathering carbon sinks of China

排序	省份	现存岩溶碳汇通量 ($t\ C\ km^{-2}\ a^{-1}$)	岩溶区面积 (km^2)	现存岩溶碳汇总量 ($t\ C\ a^{-1}$)	现存岩溶碳汇在全国占比(%)
1	云南	8.82	232816	2052889	11.67
2	四川	10.06	197046	1982979	11.27
3	西藏	3.03	647881	1965237	11.17
4	湖南	16.09	107085	1722893	9.79
5	广西	12.05	132617	1598075	9.08
6	贵州	8.02	146715	1176839	6.69
7	新疆	3.45	327996	1130047	6.42
8	湖北	12.26	88012	1078677	6.13
9	江西	27.30	35716	974866	5.54
10	浙江	25.12	35716	897081	5.10
11	重庆	9.83	52870	519866	2.95
12	广东	20.05	24469	490532	2.79
13	陕西	9.26	40403	374286	2.13
14	安徽	18.98	16695	316786	1.80
15	青海	1.98	139692	277199	1.58
16	甘肃	2.08	79521	165779	0.94
17	福建	26.98	5578	150487	0.86
18	山东	6.31	23089	145741	0.83
19	山西	2.46	55450	136521	0.78
20	内蒙古	1.95	52322	102102	0.58
21	河南	6.36	14104	89658	0.51
22	吉林	16.46	4795	78904	0.45
23	河北	2.81	27968	78724	0.45
24	江苏	7.33	4447	32590	0.19
25	黑龙江	2.69	6900	18547	0.11
26	北京	1.92	6540	12532	0.07
27	辽宁	0.45	23972	10747	0.06
28	宁夏	1.24	7774	9606	0.05
29	天津	3.22	904	2907	0.02
30	上海	12.13	173	2096	0.01
31	海南	0	0	0	0
32	台湾	0	0	0	0
33	香港	0	0	0	0
34	澳门	0	0	0	0
	全国	6.93	2539266	17595193	100

地区可以定义为不受碳酸盐风化影响的地区．这些非岩溶主要集中分布在我国东南、东北以及西北的大部分地区．若在碳酸盐风化碳汇统计中加入非岩溶区土壤富含碳酸盐地区的碳汇，并考虑在非岩溶区撒碳酸盐岩粉末的影响，则全国非岩溶区碳酸盐风化碳汇的潜力最高可达每年3859万吨碳(表3，碳汇通量为5.54 $t\ C\ km^{-2}\ a^{-1}$)，这是岩溶区已存在碳汇总量的约2.2倍．非岩溶区的潜在碳酸盐风化碳汇通量的空间分布

表 2 碳酸盐溶蚀平衡化学法模拟的DIC平衡浓度与全国不同地区的岩溶泉或地下水实测DIC浓度对比[a)]

Table 2 The comparison between simulated DIC equilibrium concentrations from maximal potential dissolution formula and the measured DIC concentrations of carbonate springs from different regions of China

研究点	参考文献	岩溶泉水或地下水取样点位置	岩溶泉水或地下水实际DIC浓度(mmol/L)	碳酸盐溶蚀平衡模型计算的DIC浓度(mmol/L)
广西桂林丫吉村岩溶泉	[43]	110°22′E, 25°16′N	3.92	3.67
广西马山兰电堂岩溶泉	[44]	108°19′E, 23°29′N	5.85	5.32
广西灵川毛村岩溶泉	[45]	110°33′E, 25°10′N	4.99	4.27
广西融水官村岩溶泉	[46]	109°20′E, 24°52′N	4.46	4.13
云南丽江玉龙雪山岩溶泉	[47]	100°10′E, 27°00′N	2.15	2.42
贵州板寨地下水	[17]	108°00′E, 25°13′N	3.63	3.56
贵州黄后地下水	[17]	107°41′E, 25°16′N	2.78	2.90
贵州施秉罗家田岩溶泉	[48]	108°02′E, 27°07′N	5.59	5.17
重庆丰都雪玉洞地下水	[49]	107°47′E, 29°47′N	4.15	4.02
湖北清江和尚洞岩溶泉	[50]	110°25′E, 30°26′N	2.50	3.27

a) 表中岩溶泉水或地下水点的筛选排除了受到非碳酸等强酸导致的溶蚀以及石膏影响的研究点, 同时在计算这些研究点的DIC平衡浓度时考虑了不同碳酸盐岩类型的影响[14]

与岩溶区类似, 表现为南高北低的空间分布特征, 以东南各省份的碳汇通量为最高(图2(b)), 说明碳酸盐岩粉末在这些地区的散播具有较大的增汇潜力.

2.2 碳酸盐风化碳汇通量的驱动因子分析

虽然在非岩溶区播撒碳酸盐岩粉末作为增加碳汇的手段具有较大的碳汇收益, 但在实际情况中实施这一手段应当先对碳酸盐风化的机理有深入的认识, 了解这一过程在全球气候环境变化中的波动能更好地辅助我们制定高效的碳增汇策略. 根据最新的研究显示, 碳酸盐的风化受到气候和人类土地利用的显著控制[11~14], 两者的耦合控制塑造了全球碳酸盐风化的行为[25], 而这两个因素的影响主要是通过对温度、土壤呼吸以及对径流量的控制. 首先, 温度控制了碳酸盐溶蚀达平衡的各项热力学常数[16], 在升温的同时降低碳酸盐的溶解度[51]. 同时适宜的温度(10~15°C)会促进土壤呼吸产生的CO_2[12,14], 因此DIC浓度变化波动受控于气温升高过程中碳酸盐溶解热力学和生态系统呼吸之间的竞争, 而不同覆被类型土壤呼吸强度对气候的响应差异使得DIC的变化更为复杂[14]. 图3(a)显示了我国岩溶区4种主要土地利用产生的DIC浓度在升温过程中出现的不同变化特征(森林、草地、耕地和裸土地/裸岩地产生的DIC浓度分别为3.80、2.70、3.51和1.79 mmol/L), 这反映了气候和土地利用的耦合影响. DIC浓度只是决定岩溶碳汇强度的其中一个因子, 另外一个影响岩溶作用碳捕获的因子是径流量. 流域径流量的产出也受控于气候与土地利用的共同控制[17,52], 如与森林或裸岩地相比, 耕地的灌溉活动可能在产生更多水量的同时维持较高的DIC浓度, 因此其产生的碳汇通量也可能更高[52]. 从图3(b)不同土地利用的碳汇通量与径流深度的关系可发现, 碳汇的强弱主要取决于径流量的大小, 径流量控制了DIC的通量即表现出化学风化产物的稳定性行为[13,17]. 气候和土地利用对DIC通量的共同控制体现了碳酸盐风化碳汇的人为可调控性以及复杂性, 因此在未来制定碳酸盐风化碳汇调控策略时, 应综合考虑多个环境因素的影响.

2.3 未来我国碳酸盐风化碳增汇潜力

我国在未来面临有挑战性的碳中和目标, 即在2030年碳达峰并在2060年达碳中和. 因此, 未来我国岩溶(碳酸盐风化)碳汇对全球变化的响应也十分重要, 尤其是岩溶碳汇对全球变暖的反馈将决定该碳汇对我国的意义以及影响未来的增汇策略. 图4显示了基于8个CMIP6地球系统模式(ACCESS-ESM1-5、BCC-CSM2-MR、CanESM5、CNRM-CM6-1、IPSL-CM6A-LR、MIROC-ES2L、MPI-ESM1-2-LR、UKESM1-0-LL)模拟数据预测的中国未来已存在岩溶碳汇通量以及非岩溶区撒碳酸盐粉风化碳汇潜力的未来变化趋势. 结果显示, 从2015年到2060碳达中和目标年, 我国岩溶区已存在碳酸盐岩风化碳汇通量或将因为全球变化而

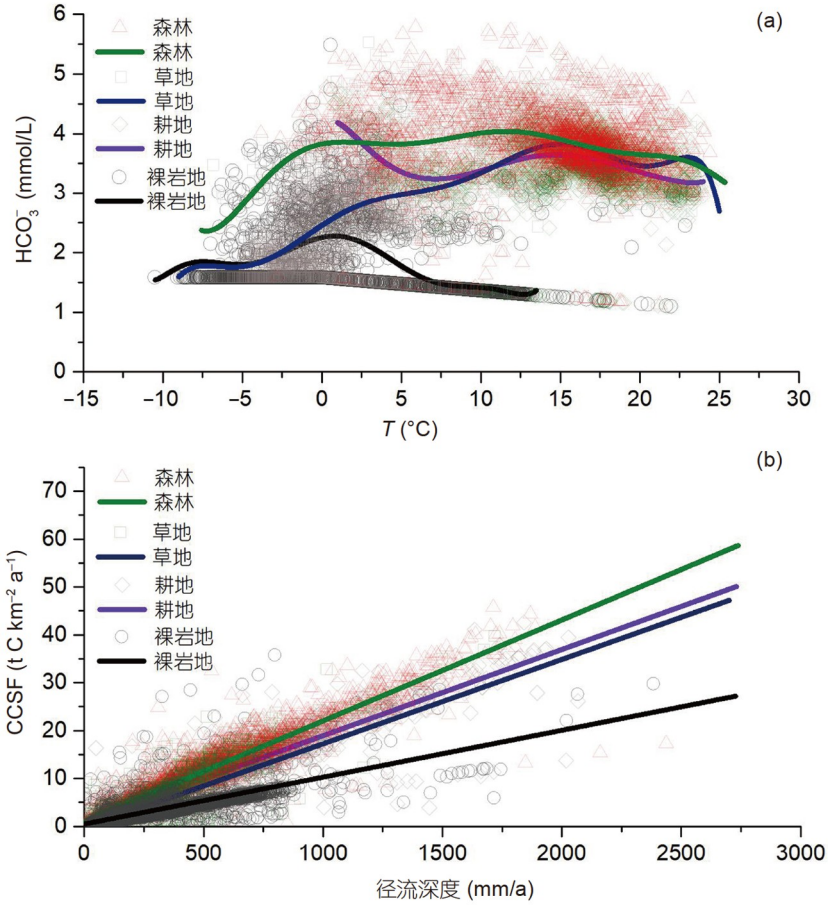

图 3 我国各用地类DIC浓度与温度关系(a)及我国各用地类岩溶(碳酸盐风化)碳汇通量与径流量相关性(b)

Figure 3 The relationships between DIC concentrations and temperatures (a), and between carbonate weathering carbon sinks and runoffs (b) in different land uses in China

增加约1 t C km^{-2} a^{-1}，总碳汇增量可达每年254万吨碳(+14.4%). 在非岩溶区撒碳酸盐岩粉末的碳增汇潜在地区也可达到相似的碳汇通量增幅，总碳汇增量约为每年697万吨碳(+18.1%). 根据碳汇的变化与其驱动因子分析, 我们进一步发现, 未来碳汇通量增加的主要原因是我国径流量的增加, 而未来全国DIC浓度变化的影响则较小, 这可归因于温度与CO_2在碳酸盐溶蚀中的竞争作用, 以及化学风化产物的稳定性行为[17]. 根据已知的全球碳酸盐风化行为机理可知，在温度小于约15°C时, 由于土壤呼吸强度对温度的敏感反馈以及CO_2效应在低DIC浓度中对溶蚀的突出控制地位, 全球变暖在有植被覆盖的前提下可增加碳酸盐的风化强度与碳汇通量. 因此，在我国低温区最好的增汇策略是植树保林, 提高土壤呼吸强度, 避免砍伐原生植被, 从而增加碳酸盐风化产生的DIC浓度. 我国西南以及东南部大部分地区的平均温度已达15°C，而岩溶碳汇通量高的值又大多分布在这些湿热地区，由于高温区土壤呼吸对溶蚀的影响逐渐减弱, 未来气候变化尤其是全球变暖对DIC浓度的影响在这些高碳通量地区会有较小或负面的影响. 因此, 未来流量的变化对我国湿热区的碳汇增加将显得更为重要, 而合理的灌溉活动, 保持水土以及对土地利用的管理将是这些地区实现碳增汇的关键. 此外, 考虑到本研究计算的是碳酸盐风化形成的百年至千年尺度的短期岩溶碳汇即DIC碳汇, 如何评估撒碳酸盐岩粉末导致的非岩溶区水生生态系统长期内源有机碳增加(DIC升高导致的DIC施肥效应)将是进一步需要考虑的调控方向.

2.4 非岩溶区碳酸盐岩粉播散的碳增汇效率与环境效应分析

长期以来播散碳酸钙或白云石粉末是常见的缓解土壤酸化的手段[26,53,54]，这两种碳酸盐岩全球分布广

表 3 中国各省非岩溶区撒碳酸盐岩粉潜在碳汇排行

Table 3 The national ranking of potential carbonate weathering carbon sinks in non-karst (via liming) area of China

排序	省份	非岩溶区潜在碳汇通量(t C km^{-2} a^{-1})	非岩溶区面积(km^2)	非岩溶区潜在碳汇总量(t C a^{-1})	潜在碳汇在全国占比(%)
1	江西	26.36	131232	3459176	8.98
2	福建	26.64	116483	3103107	8.06
3	广东	18.56	152721	2834502	7.36
4	四川	9.70	289086	2803263	7.28
5	新疆	2.00	1303790	2607580	6.77
6	浙江	27.12	74164	2011328	5.22
7	西藏	3.62	554642	2007804	5.21
8	湖南	17.89	104777	1874201	4.87
9	云南	12.09	150393	1817658	4.72
10	内蒙古	1.48	1093580	1619964	4.21
11	安徽	12.64	123433	1560453	4.05
12	吉林	7.17	186176	1335374	3.47
13	黑龙江	2.98	445889	1328749	3.45
14	广西	12.41	103801	1287759	3.34
15	湖北	13.12	97888	1284497	3.34
16	河南	6.21	151547	941209	2.44
17	青海	1.48	556976	823035	2.14
18	江苏	8.39	97519	818400	2.13
19	海南	24.08	35021	843306	2.19
20	台湾	20.68	36317	751036	1.95
21	陕西	4.48	165154	739895	1.92
22	山东	5.41	133644	723014	1.88
23	甘肃	1.57	345936	542736	1.41
24	河北	2.91	159765	464916	1.21
25	贵州	8.59	29376	252429	0.66
26	重庆	8.32	29520	245745	0.64
27	山西	2.33	101340	236066	0.61
28	上海	9.90	7779	77003	0.20
29	辽宁	0.56	122109	68381	0.18
30	天津	3.83	10783	41345	0.11
31	宁夏	0.88	44132	38836	0.10
32	北京	3.03	9867	29916	0.08
33	香港	13.65	1115	15220	0.04
34	澳门	22.66	33	748	>0.01
	全国	5.54	6965988	38588650	100

泛，易于开采，污染物质含量低，被广泛应用于全球的土壤中[55]．我国非岩溶区有73.1%面积土壤的pH<7(图1)，特别是在东南碳汇潜力较高的地区土壤酸化问题更为突出．因此碳酸盐岩粉末的播撒不仅能增加碳酸盐风化碳汇，同时也能改善这些地区的土壤酸化问题．虽然撒碳酸盐岩粉在中和土壤时产生的DIC可能并不形成碳汇，如强酸(硝酸、硫酸)溶蚀碳酸盐产生的CO_2排放会抵消部分碳捕获[56,57]，但土壤修复后增加的作

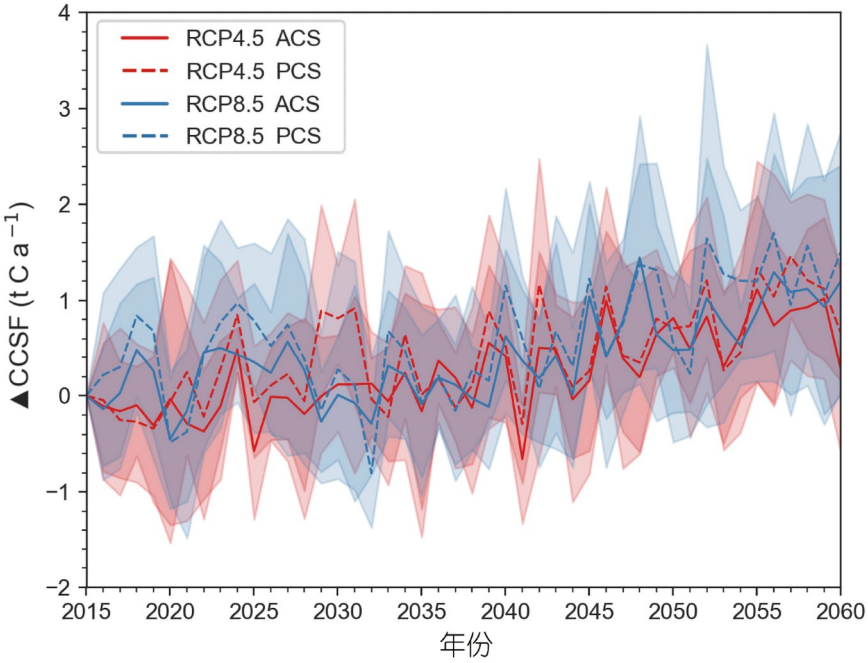

图 4 基于8个CMIP6地球系统模式模拟数据预测的未来两种全球变化情景(RCP4.5和RCP8.5)下岩溶区已存在碳汇强度(actual carbon sink, ACS)与非岩溶区撒碳酸盐粉潜在碳汇强度(potential carbon sink, PCS)的长期变化, 研究时期为2015~2060碳中和年

Figure 4 The long-term future trends of actual carbon sink (ACS) and potential carbon sink (PCS) under two different global change scenarios (RCP4.5 and RCP8.5) based on 8 CMIP6 model outcomes. The simulated period starts from 2015 and ends by 2060, the carbon neutral year of China

物产量, 提高的土壤有机碳储存也会形成一定的大气CO_2捕获[28,29]. 虽然整个中国非岩溶区有现有岩溶碳汇近2.2倍的碳酸盐风化碳增汇潜力, 但在全国非岩溶区使用碳酸盐岩粉末增汇仍然是个巨大的工程. 为了达到最大的碳增汇潜力需要生产大量的岩石粉末, 而碳酸盐岩粉末的生产与播散都需要花费能源与劳动力, 为了较好地提高非岩溶区碳增汇的效率, 降低成本显得尤为重要. 以现有市场碳酸盐岩粉末约200元每吨为参考价格, 则生产需要播撒的碳酸盐岩粉末则需要约人民币每年643亿元. 因此, 如何降低生产成本以及碳酸盐岩粉末类型的选择将是未来的重要考虑方向. 该措施另外一个花费则是这些碳酸盐岩粉末的播撒方式, 传统的石灰播撒是通过人工或者农业机械, 最新的手段是航空飞行器或无人机[58~60]. 这些播撒手段可能对不同深度的土壤碳酸盐含量影响出现差异, 导致溶蚀达平衡的速度不同, 因此需要进一步分析这些手段的成本和碳增汇的效果. 此外, 若未来目标是获得最大碳汇潜力则全国待播散碳酸盐岩粉末的地区面积较大, 但很多地区碳汇通量较小且地处无人区, 播散碳酸盐岩粉的碳增汇效率不高. 因此, 在碳增汇效率高的地区使用碳酸盐岩粉末将是未来首要的目标, 这样的策略能够更节能更高效地达到碳中和的目标. 由于全国碳汇通量存在较大的空间差异性, 碳增汇效率高的省份集中在水量丰沛的东南以及西南地区. 例如, 浙江、福建、江西、广东、湖南、湖北、广西、云南和四川9个省份的非岩溶面积只占全国总面积的1/6, 而这些省份可能产生的CO_2捕获总量是非岩溶区总碳增汇潜力的53%, 约为每年2047万吨碳. 因此, 这些地区是首要的碳增汇目标省份. 非岩溶区使用碳酸盐岩粉末可能会伴随一些生态问题[61], 这些负面效应同样需要在实施该手段时予以考虑, 如研究发现, 碳酸盐粉末在森林中的使用可能会加强霜冻和干旱的危害, 或升高生物入侵的风险[54,62], 而这些负面影响可能会改变土壤的理化性质或微生物群落, 同时在非岩溶区因碳酸盐风化增强而发生的地下水/地表水质变化(如水体硬度、微量元素含量等)也需要进一步评估. 此外, 碳酸盐岩粉末在缓解土壤酸化问题时中和酸所排放的CO_2也需要被统计并在碳汇总量中剔除. 目前我国碳排放居全球前列, 为树立较好的国际形象, 履行国际职责, 改善全球环境和缓解全球变暖, 未来需要达成较大的碳减排目标. 为在2060年实现碳中和, 我们的研究表明, 岩溶(碳酸盐风化)碳汇是可以被进一步开发利用的地质过程,

具有较大的碳增汇潜力，但未来仍然需要投入更多的机理研究和开发更高效的基于碳酸盐风化的碳中和技术.

3 结论

本研究利用碳酸盐溶蚀平衡模型计算了历史时期以及未来岩溶(碳酸盐风化)碳汇通量的空间分布与碳汇总量的长期变化趋势，并讨论了在非岩溶区撒碳酸盐岩粉末的碳增汇潜力. 结果表明, 历史时期全国岩溶作用碳汇通量约为每年每平方公里6.93吨碳, 呈现由北至南、由西至东逐渐增强的空间分布特征，全国岩溶碳汇的总量约为每年1760万吨碳. 除去岩溶区, 我们在统计了全国土壤富含碳酸盐地区产生的碳汇，以及考虑了在非岩溶地区播散碳酸盐岩粉末之后，发现全国的碳酸盐风化碳汇或可增加每年3859万吨碳，是岩溶区已存在碳汇总量的约2.2倍. 这些地区的碳汇通量为每年每平方公里5.54吨碳，高碳增汇潜力地区主要分布在我国东部各省份. 我们进一步分析发现，岩溶(碳酸盐风化)的机理以及碳酸盐岩粉末的播撒方式决定了未来碳增汇策略的效率. 中国低温区(<15°C)最合适的岩溶(碳酸盐风化)碳增汇方法是植树保林, 提高土壤呼吸强度, 避免砍伐原生植被, 从而增加碳酸盐风化产生的DIC浓度. 而中国西南以及东南部大部分高温地区(>15°C)，未来全球变暖会对区域的DIC浓度产生负面的影响. 因此, 径流量的变化对这些湿热区的碳汇增加将显得更为重要. 合理的灌溉活动、保持水土以及对土地利用的管理将是这些地区增汇的关键. 最后, 我们建议未来在碳酸盐风化碳增汇效率高的地区，如广东、福建、江西等东部省份首先播撒碳酸盐岩粉末将是首要的目标，该策略能够在更高效地达到碳增汇目标的同时, 缓解这些地区的土壤酸化问题, 同时碳酸盐岩粉末在中和酸时所排放的CO_2也需在碳汇总量中剔除. 基于对我国岩溶(碳酸盐风化)碳汇的总量、变化与潜力的分析研究, 我们认为, 该碳汇机制可以被进一步开发利用，它将对我国未来达成碳中和目标有重要意义.

致谢 图1和2涉及的地图经北京市规划和自然资源委员会审查, 审图号为GS京(2022)0238号.

参考文献

1 Florides G A, Christodoulides P. Global warming and carbon dioxide through sciences. Environ Int, 2009, 35: 390–401

2 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. Am J Sci, 1983, 283: 641–683

3 Berner E K, Berner R A. Global Environment: Water, Air, and Geochemical Cycles. Princeton: Princeton University Press, 2012

4 Raymond P A, Oh N H, Turner R E, et al. Anthropogenically enhanced fluxes of water and carbon from the Mississippi River. Nature, 2008, 451: 449–452

5 Gislason S R, Oelkers E H, Eiriksdottir E S, et al. Direct evidence of the feedback between climate and weathering. Earth Planet Sci Lett, 2009, 277: 213–222

6 Drake T W, Tank S E, Zhulidov A V, et al. Increasing alkalinity export from large Russian Arctic rivers. Environ Sci Technol, 2018, 52: 8302–8308

7 Liu Z, Dreybrodt W, Wang H. A new direction in effective accounting for the atmospheric CO_2 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

8 Liu Z, Dreybrodt W, Liu H. Atmospheric CO_2 sink: Silicate weathering or carbonate weathering? Appl Geochem, 2011, 26: 292–294

9 Liu Z, Macpherson G L, Groves C, et al. Large and active CO_2 uptake by coupled carbonate weathering. Earth-Sci Rev, 2018, 182: 42–49

10 Zeng S, Liu Z, Kaufmann G. Sensitivity of the global carbonate weathering carbon-sink flux to climate and land-use changes. Nat Commun, 2019, 10: 5749

11 Beaulieu E, Goddéris Y, Donnadieu Y, et al. High sensitivity of the continental-weathering carbon dioxide sink to future climate change. Nat Clim Chang, 2012, 5: 346–349

12 Gaillardet J, Calmels D, Romero-Mujalli G, et al. Global climate control on carbonate weathering intensity. Chem Geol, 2019, 527: 118762

13 Zeng S, Liu Z, Goldscheider N, et al. Comparisons on the effects of temperature, runoff, and land-cover on carbonate weathering in different karst catchments: Insights into the future global carbon cycle. Hydrogeol J, 2021, 29: 331–345

14 Zeng S, Kaufmann G, Liu Z. Natural and anthropogenic driving forces of carbonate weathering and the related carbon sink flux: A model comparison study at global scale. Glob Biogeochem Cycle, 2022, 36: e2021GB007096

15 Gaillardet J, Dupré B, Louvat P, et al. Global silicate weathering and CO_2 consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. Chem

Geol, 1999, 159: 3–30
16 Dreybrodt W. Processes in Karst Systems. Berlin: Springer, 1988
17 Zeng C, Liu Z, Zhao M, et al. Hydrologically-driven variations in the karst-related carbon sink fluxes: Insights from high-resolution monitoring of three karst catchments in Southwest China. J Hydrol, 2016, 533: 74–90
18 Price G D. Inorganic carbon transporters of the cyanobacterial CO_2 concentrating mechanism. Photosynth Res, 2011, 109: 47–57
19 Visser P M, Verspagen J M H, Sandrini G, et al. How rising CO_2 and global warming may stimulate harmful cyanobacterial blooms. Harmful Algae, 2016, 54: 145–159
20 Blum J D, Gazis C A, Jacobson A D, et al. Carbonate versus silicate weathering in the Raikhot watershed within the High Himalayan Crystalline Series. Geology, 1998, 26: 411–414
21 Jacobson A D, Blum J D, Walter L M. Reconciling the elemental and Sr isotope composition of Himalayan weathering fluxes: Insights from the carbonate geochemistry of stream waters. Geochim Cosmochim Acta, 2002, 66: 3417–3429
22 West T O, McBride A C. The contribution of agricultural lime to carbon dioxide emissions in the United States: Dissolution, transport, and net emissions. Agric Ecosyst Environ, 2005, 108: 145–154
23 Schlesinger W H. The formation of caliche in soils of the Mojave Desert, California. Geochim Cosmochim Acta, 1985, 49: 57–66
24 Wang L, Zhang L, Cai W J, et al. Consumption of atmospheric CO_2 via chemical weathering in the Yellow River basin: The Qinghai-Tibet Plateau is the main contributor to the high dissolved inorganic carbon in the Yellow River. Chem Geol, 2016, 430: 34–44
25 Zeng S, Liu Z, Groves C. Large-scale CO_2 removal by enhanced carbonate weathering from changes in land-use practices. Earth-Sci Rev, 2022, 225: 103915
26 Moore J D, Ouimet R, Duchesne L. Soil and sugar maple response 15 years after dolomitic lime application. For Ecol Manage, 2012, 281: 130–139
27 Goulding K W T. Soil acidification and the importance of liming agricultural soils with particular reference to the United Kingdom. Soil Use Manage, 2016, 32: 390–399
28 Caires E F, Barth G, Garbuio F J. Lime application in the establishment of a no-till system for grain crop production in Southern Brazil. Soil Tillage Res, 2006, 89: 3–12
29 Fornara D A, Steinbeiss S, McNamara N P, et al. Increases in soil organic carbon sequestration can reduce the global warming potential of long-term liming to permanent grassland. Glob Change Biol, 2011, 17: 1925–1934
30 Paradelo R, Virto I, Chenu C. Net effect of liming on soil organic carbon stocks: A review. Agr Ecosyst Environ, 2015, 202: 98–107
31 Oh N H, Raymond P A. Contribution of agricultural liming to riverine bicarbonate export and CO_2 sequestration in the Ohio River basin. Glob Biogeochem Cycle, 2006, 20: GB3012
32 Hamilton S K, Kurzman A L, Arango C, et al. Evidence for carbon sequestration by agricultural liming. Glob Biogeochem Cycle, 2007, 20: GB1008
33 Oki T. The global water cycle. In: Browning K, Gurney R, eds. Global Energy and Water Cycles. Cambridge: Cambridge University Press, 1999. 10–27
34 Chen B, Yang R, Liu Z, et al. Coupled control of land uses and aquatic biological processes on the diurnal hydrochemical variations in the five ponds at the Shawan Karst Test Site, China: Implications for the carbonate weathering-related carbon sink. Chem Geol, 2017, 456: 58–71
35 Nõges P, Cremona F, Laas A, et al. Role of a productive lake in carbon sequestration within a calcareous catchment. Sci Total Environ, 2016, 550: 225–230
36 Meybeck M. Composition chimique des ruisseaux non pollués de France. Sci Géol Bull Mém, 1986, 39: 3–77
37 Gombert P. Role of karstic dissolution in global carbon cycle. Glob Planet Change, 2002, 33: 177–184
38 Brook G A, Folkoff M E, Box E O. A world model of soil carbon dioxide. Earth Surf Process Landf, 1983, 8: 79–88
39 Romero-Mujalli G, Hartmann J, Börker J, et al. Ecosystem controlled soil-rock pCO_2 and carbonate weathering—Constraints by temperature and soil water content. Chem Geol, 2019, 527: 118634
40 Gwiazda R H, Broecker W S. The separate and combined effects of temperature, soil pCO_2, and organic acidity on silicate weathering in the soil environment: Formulation of a model and results. Glob Biogeochem Cycle, 1994, 8: 141–155
41 Sanchez P A, Ahamed S, Carré F, et al. Digital soil map of the world. Science, 2009, 325: 680–681
42 Goldscheider N, Chen Z, Auler A S, et al. Global distribution of carbonate rocks and karst water resources. Hydrogeol J, 2020, 28: 1661–1677
43 Liu Z H, Chris G, Yuan D X, et al. Study on the hydrochemical variations caused by the water-rock-gas interaction—an example from the Guilin Karst Experimental Site (in Chinese). Hydrol Eng Geol, 2003, 4: 13–18 [刘再华, Chris G, 袁道先, 等. 水-岩-气相互作用引起的水化学动态变化研究——以桂林岩溶试验场为例. 水文地质工程地质, 2003, 4: 13–18]
44 Li Q, Sun H L, Han J, et al. Effect of precipitation on the hydrochemical variations in Landiantang spring at Nongla, Mashan, China (in Chinese). Adv Water Sci, 2006, 17: 733–737 [李强, 孙海龙, 韩军, 等. 降水对广西马山兰电堂泉水化学动态变化观测研究. 水科学进展, 2006, 17: 733–737]

45 Huang F, Zhang C, Xie Y, et al. Inorganic carbon flux and its source in the karst catchment of Maocun, Guilin, China. Environ Earth Sci, 2015, 74: 1079–1089
46 Zhang C, Wang J, Yan J, et al. Diel cycling and flux of HCO_3—In a typical karst spring-fed stream of southwestern China. Acta Carsol, 2016, 45: 107–122
47 Zeng C, Liu Z, Yang J, et al. A groundwater conceptual model and karst-related carbon sink for a glacierized alpine karst aquifer, southwestern China. J Hydrol, 2015, 529: 120–133
48 Xiao S Z, Lan J C, Yuan D X, et al. Hydrochemical and dissolved inorganic carbon stable isotope of Shibing dolomite karst area in Guizhou Province (in Chinese). Environ Sci, 2015, 36: 2085–2093 [肖时珍, 蓝家程, 袁道先, 等. 贵州施秉白云岩喀斯特区水化学和溶解无机碳稳定同位素特征. 环境科学, 2015, 36: 2085–2093]
49 Cao M, Jiang Y, Chen Y, et al. Variations of soil CO_2 concentration and pCO_2 in a cave stream on different time scales in subtropical climatic regime. Catena, 2020, 185: 104280
50 Long X, Sun Z, Zhou A, et al. Hydrogeochemical and isotopic evidence for flow paths of karst waters collected in the Heshang Cave, Central China. J Earth Sci, 2015, 26: 149–156
51 Plummer L N, Busenberg E. The solubilities of calcite, aragonite and vaterite in CO_2-H_2O solutions between 0 and 90°C, and an evaluation of the aqueous model for the system $CaCO_3$-CO_2-H_2O. Geochim Cosmochim Acta, 1982, 46: 1011–1040
52 Zeng Q, Liu Z, Chen B, et al. Carbonate weathering-related carbon sink fluxes under different land uses: A case study from the Shawan Simulation Test Site, Puding, Southwest China. Chem Geol, 2017, 474: 58–71
53 Smallidge P J, Brach A R, Mackun I R. Effects of watershed liming on terrestrial ecosystem processes. Environ Rev, 1993, 1: 157–171
54 Huettl R F, Zoettl H W. Liming as a mitigation tool in Germany's declining forests—Reviewing results from former and recent trials. For Ecol Manage, 1993, 61: 325–338
55 Henrikcson L, Hindar A, Thörnelöf E. Freshwater liming. Water Air Soil Pollut, 1995, 85: 131–142
56 Perrin A S, Probst A, Probst J L. Impact of nitrogenous fertilizers on carbonate dissolution in small agricultural catchments: Implications for weathering CO_2 uptake at regional and global scales. Geochim Cosmochim Acta, 2008, 72: 3105–3123
57 Li S L, Calmels D, Han G, et al. Sulfuric acid as an agent of carbonate weathering constrained by δ^{13}CDIC: Examples from Southwest China. Earth Planet Sci Lett, 2008, 270: 189–199
58 Côté B, Ouimet R. Decline of the maple-dominated forest in southern Quebec: Impact of natural stresses and forest management. Environ Rev, 1996, 4: 133–148
59 Battles J J, Fahey T J, Driscoll Jr C T, et al. Restoring soil calcium reverses forest decline. Environ Sci Technol Lett, 2014, 1: 15–19
60 Hudy M, Downey D M, Bowman D W. Successful restoration of an acidified native brook trout stream through mitigation with limestone sand. N Am J Fisheries Manage, 2000, 20: 453–466
61 Long R P, Horsley S B, Hall T J. Long-term impact of liming on growth and vigor of northern hardwoods. Can J For Res, 2011, 41: 1295–1307
62 Homan C, Beier C, McCay T, et al. Application of lime ($CaCO_3$) to promote forest recovery from severe acidification increases potential for earthworm invasion. For Ecol Manage, 2016, 368: 39–44

Summary for “我国岩溶碳汇和在非岩溶区播撒碳酸盐粉的碳中和潜力”

Karst-related carbon sink and the carbon neutral potential by carbonate liming in non-karst areas in China

Sibo Zeng[1] & Zaihua Liu[2*]

[1] *School of Geographical Sciences, Southwest University, Chongqing 400715, China;*
[2] *State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China*
* Corresponding author, E-mail: liuzaihua@vip.gyig.ac.cn

The carbon dioxide captured by carbonate weathering is an important part of the land carbon sink. The karst landform is widely distributed in China, and the karst-related carbon sink is of great significance to realizing the goal of “double carbon” in China, so it has attracted wide attention. The development of artificial controllable atmospheric CO_2 capture process is a significant measure to control the global climate and to tackle the greenhouse effect, and carbon sequestration technology based on enhanced weathering is an important new direction. The carbon capture process of carbonate weathering is sensitive to both climate and land use changes, and has great prospects for human utilization, but the control of carbonate weathering carbon sink still be limited to karst areas where carbonate rocks are distributed. Due to the rapid dissolution dynamics of carbonate, carbonate-rich soil in non-karst areas can produce carbon sink flux similar to that in karst areas, so the spreading of carbonate powder in non-karst areas could be developed as an enhanced weathering technology which may has a great potential for increasing carbon sequestration. This paper uses high-resolution remote sensing and meteorological data and carbonate dissolution equilibrium model to quantify the karst carbon sink flux in national carbonate exposed areas. To estimate the intensity of carbonate weathering carbon sink flux, the maximum potential dissolution formula of carbonate weathering (MPD, assuming that the chemical dissolution approaches to equilibrium), a NPP-based soil pCO_2 model and the common carbonate weathering-driven DIC carbon sink flux equation are applied. The results show that the carbon sink flux is about 6.93 t of carbon per square kilometer per year, and the total carbon sink generated in karst areas is 17.6 million tons of carbon per year. The provinces that generate the higher karst-related carbon sink flux are occurred in the southeast of China, such as Jiangxi, Fujian and Guangdong, while the largest total carbon sink is captured in southwest China. Spreading carbonate powder in non-karst areas may increase 38.59 million tons per year in China, with the highest carbon sink increase potential occurring in the southeast. Based on the CMIP6 model, from 2015 to the 2060 carbon neutral year, the national flux of karst-related carbon sink increases by about 1 tonne of carbon per square kilometer per year, the total carbon sink increases by about 2.54 million tons of carbon (+14.4%) per year, and the potential sink of carbon in non-karst areas increases by about 6.97 million tonnes of carbon (+18.1%) per year. The model results further imply that the increasing runoff in China would be the major driving force for the total carbon sink enhancement. Meanwhile, due to the behaviour of carbonate weathering intensity and relevant carbon sink flux response to climate and land-use dynamics, the strategies to regulate the the future CO_2 sequestration (carbonate area or limed non-karst soils) should aim at different directions. For cold area (T<15°C), the best approach to keep the high carbon sink is to protect the natural vegetation cover or to reforest. By contrast, irrigation and catchment water management would be the rational CO_2 sequestration enhancement approaches in warm area (T>15°C). This study shows that the negative feedback of karst-related carbon sinks on future global climate change and the huge potential of carbon sequestration by carbonate liming in non-karst areas will contribute to the realization of the future carbon neutral goals in China.

karst-related carbon sink, carbonate weathering, climate change, land-use, carbonate liming, carbon neutral potential

doi: 10.1360/TB-2022-0048