

# 中国喀斯特生态系统碳汇对气候变化和人类活动的响应

李明会<sup>1,2</sup>, 谭秋<sup>1</sup>, 罗光杰<sup>4</sup>, 冉晨<sup>1</sup>, 张思蕊<sup>1</sup>, 熊练<sup>1</sup>, 廖晶晶<sup>1,4</sup>, 杜朝超<sup>1</sup>, 罗青<sup>1,2</sup>, 张小芸<sup>1,2</sup>, 杨妹<sup>1,2</sup>, 沈晓倩<sup>1,2</sup>, 谢元欢<sup>1</sup>, 白晓永<sup>1,3,5\*</sup>

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. 贵州师范大学地理与环境科学学院, 贵阳 550001

3. 贵州大学资源与环境工程学院, 贵阳 550025

4. 贵州师范学院贵州省流域地理国情监测重点实验室, 贵阳 550018

5. 中国科学院第四纪科学与全球变化卓越创新中心, 西安 710061

\* 联系人, E-mail: [baixiaoyong@vip.skleg.cn](mailto:baixiaoyong@vip.skleg.cn)

2024-11-07 收稿, 2024-12-30 修回, 2025-01-31 接受, 2025-03-11 网络版发表

中国科学院“西部之光”交叉团队项目(xbzg-zdsys-202101)、国家自然科学基金(42077455, U22A20619)、中国科学院战略性先导科技专项(XDB40000000)、贵州省省级科技计划项目(黔科合支撑[2022]010)和贵州省高层次人才(黔科合平台人才-GCC[2022]015-1, 黔科合平台人才[2016]5648)资助

**摘要** 中国喀斯特地区碳汇潜力巨大, 是中国乃至全球固碳的主要区域, 但是其碳汇量级与空间格局以及气候变化(CC)和人类活动(HA)对他的影响机制尚不清楚. 为此, 本文采用气候、岩性、离子浓度等数据, 结合随机森林模型、热力学溶蚀模型、偏导数分析等方法, 明确了中国喀斯特生态系统碳汇的时空格局, 并揭示了其对CC和HA的响应. 结果显示, 2000~2020年间生态系统有机碳汇(NEP)的年均通量为 $148.04 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , 总量为 $374.54 \text{ Tg C a}^{-1}$ ; 岩溶碳汇(CCSs)的年均通量为 $5.32 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , 总量为 $13.45 \text{ Tg C a}^{-1}$ ; 生态系统碳汇的年均通量为 $123.49 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , 总量为 $319.24 \text{ Tg C a}^{-1}$ . 中国喀斯特生态系统碳汇整体呈现增长趋势, 年均增长速率为 $2.16 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , 降水(P)、温度(T)、太阳辐射(SR)对生态系统碳汇变化的贡献率分别为15.91%、13.12%、17.85%, 整体CC对生态系统碳汇变化的贡献率为46.88%, HA对生态系统碳汇变化的贡献率为53.12%. 喀斯特地区生态系统碳汇增加的总面积为 $184.73 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 减少面积为 $68.27 \times 10^4 \text{ km}^2$ , HA是生态系统碳汇变化的主要影响因子, 多集中在南方喀斯特区, 主控面积约为 $64.66 \times 10^4 \text{ km}^2$ .

**关键词** 喀斯特, 有机碳汇, 岩溶碳汇, 生态系统碳汇, 气候变化, 人类活动

全球和区域的碳循环是全球变化研究的关键问题之一, 估算碳汇量级以及确定碳源的时空格局引起了学术界的广泛关注, 具有重要的科学意义<sup>[1]</sup>. 中国是CO<sub>2</sub>排放量较大的国家, 2017年约占全球化石燃料排放的27%, 成为管理全球碳排放量和制定应对气候变化政策的焦点<sup>[2-4]</sup>, 固碳成为重要且紧迫的任务. 中国的碳汇主要由陆地生态系统有机碳汇、岩石化学风化碳汇及海洋碳汇组成. 中国喀斯特地区是全球典型的岩溶

地貌区域之一, 其生态系统在碳循环方面具有重要作用, 尤其在全球气候变化(CC)和人类活动(HA)的背景下更为突出<sup>[5]</sup>.

喀斯特生态系统中的有机碳汇逐渐成为研究热点, 喀斯特土壤和植被拥有较高的碳储量, 特别是在植被覆盖较好的区域, 这些地区土壤的有机碳含量显著高于非喀斯特地区<sup>[6]</sup>. 与此同时, 喀斯特陆地生态系统的碳汇功能也正在被深入探讨, 有研究表明该地区的植

**引用格式:** 李明会, 谭秋, 罗光杰, 等. 中国喀斯特生态系统碳汇对气候变化和人类活动的响应. 科学通报, 2025, 70: 5196–5212

Li M, Tan Q, Luo G, et al. Responses of karst ecosystem carbon sinks to climate change and human activities in China (in Chinese). Chin Sci Bull, 2025, 70: 5196–5212, doi: [10.1360/TB-2024-1201](https://doi.org/10.1360/TB-2024-1201)

被恢复和生态修复工程显著提升了生态系统的碳吸收能力<sup>[7]</sup>。目前喀斯特地区的有机碳汇研究多集中于短期实地观测, 缺乏长期的动态监测数据, 长期数据对于深入理解碳汇过程中的时空变化尤为重要, 而现有研究大多是基于较短时间的实验或区域性研究, 无法全面反映CC和HA对碳汇功能的长期影响。

岩溶碳汇是全球陆地碳汇的重要组成部分, 在全球碳循环和CC中发挥着重要作用<sup>[8-10]</sup>, 明确区域乃至全球碳酸盐岩化学风化碳汇的量级、空间格局及演变特征对解决陆地遗失碳汇难题、碳循环系统收支不平衡等问题具有极其重要的意义<sup>[11]</sup>。碳酸盐岩吸收空气中的CO<sub>2</sub>所产生的岩溶碳汇与陆地生态系统有机碳汇、海洋碳汇以及人工捕获碳汇并存, 在碳循环中扮演着重要角色<sup>[12,13]</sup>。许多研究表明, 岩溶碳汇可以进一步降低温室效应强度, 从而耗尽大气和土壤CO<sub>2</sub><sup>[14]</sup>。中国喀斯特地区是全球岩溶地貌的典型代表, 其独特的地质特征和生态环境使其碳汇潜力巨大, 尤其在全球CC和HA日益加剧的背景下, 其碳汇功能尤为突出。中国碳酸盐岩分布广泛, 约占全球碳酸盐岩分布面积的15.64%<sup>[15]</sup>, 约占中国国土面积的35.8%<sup>[16]</sup>。有研究指出, 岩溶作用通过碳酸盐风化每年可贡献数百万吨的碳汇量, 这在全球碳平衡中具有重要意义<sup>[17]</sup>。不仅如此, 相关学者进一步揭示中国南方喀斯特地区岩溶作用与CO<sub>2</sub>减排的关系, 显示该地区岩溶过程在调节区域碳循环和应对全球CC方面的潜力巨大<sup>[18]</sup>。

CC和HA对中国喀斯特地区的影响日益显现, 全球变暖导致了降水(P)和温度(T)的变化, 这不仅影响了喀斯特地区的水文过程, 也对碳汇能力产生了深远影响<sup>[19]</sup>。增强生态系统碳汇是减缓大气CO<sub>2</sub>浓度上升和应对全球变暖的重要手段, 也是实现我国“碳中和”目标的有效途径<sup>[20]</sup>。在过去的几十年里, CC和HA对地球植被和生态系统的影响一直是科学界关注的焦点。但是目前中国喀斯特生态系统碳汇对于CC和HA的响应机制尚不清楚, 为此, 本文采用气候、岩性、离子浓度等数据, 结合随机森林模型、热力学溶蚀模型、偏导数分析等方法, 明确了中国生态系统碳汇的时空格局, 并揭示了其对CC和HA的响应。本研究不仅为了解全球碳循环的动态提供了新视角, 同时也为制定有效的气候政策、改善区域生态环境提供了科学依据, 更致力于中国“双碳”目标的推进和实现。

## 1 方法与数据

### 1.1 研究区概况

中国喀斯特地貌分布广泛, 总面积约为3.44×10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>, 约占全球陆地喀斯特面积的15.64%, 约占中国陆地总面积的35.8%<sup>[16]</sup>。根据空间数据统计, 中国暴露的喀斯特面积约为1.88×10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>, 其中西南八个地区(四川省、重庆市、云南省、贵州省、广西壮族自治区、广东省、湖南省、湖北省)喀斯特面积约为54万km<sup>2</sup>, 占中国暴露喀斯特面积的28.72%<sup>[21]</sup>。本文所采用的碳酸盐岩数据来自中国地质调查局提供的1:250万地质图<sup>[15]</sup>, 根据属性提取, 估算中国碳酸盐岩的面积约为253×10<sup>4</sup> km<sup>2</sup>, 与其他研究学者的结果相近<sup>[22]</sup>。本研究将中国的喀斯特地区分为: 南方喀斯特(SK)、北方喀斯特(NK)和青藏高原喀斯特(QK)三个地区, 三区面积占比分别为42.8%, 34.1%, 23.2% (图1)。

### 1.2 数据源

本文所采用的气候数据, 包括T、P数据来源于国家地球系统科学数据中心(<http://www.geodata.cn>), 空间分辨率为1 km, 时间段为2000年1月~2020年12月, 该数据广泛已应用于碳汇估算和生态系统服务相关的研究<sup>[23,24]</sup>。蒸散发(ET)数据来源于Harvard Dataverse (<https://doi.org/10.7910/DVN/ZGOUED>), 空间分辨率为1 km, 时间尺度为2000年1月~2020年12月。净初级生产力(NPP)数据来自MOD17A3, 分辨率为1 km, 间隔为8天, 该数据由蒙大拿大学(UMT)(<https://www.ntsug.umd.edu/>)的数值地形模拟组(NTSG)产生, 太阳辐射(SR)数据来源于<https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets?page=1>, 以上数据均采用地理制图软件合成年度数据。土壤碳密度数据(SOC)来源于国家地球系统科学数据中心(<http://www.geodata.cn>)。离子浓度数据来自文献收集<sup>[15]</sup>。为确保研究结果的可靠性和科学性, 所有栅格数据空间分辨率均重采样为1 km×1 km(表1)。

### 1.3 随机森林模型(RFM)

结合套袋预测器和随机子空间识别<sup>[25]</sup>, Breiman<sup>[26]</sup>提出了随机森林算法(RF)。RF采用自举的重采样方法, 通过独立的、同分布的随机向量创建树状结构的分类器, 即RF随机抽取定量样本作为训练样本, 从原始数据集中提取替换。然后, RF为每个训练样本集建立决策树模型。通过投票或计算多重决策树预测

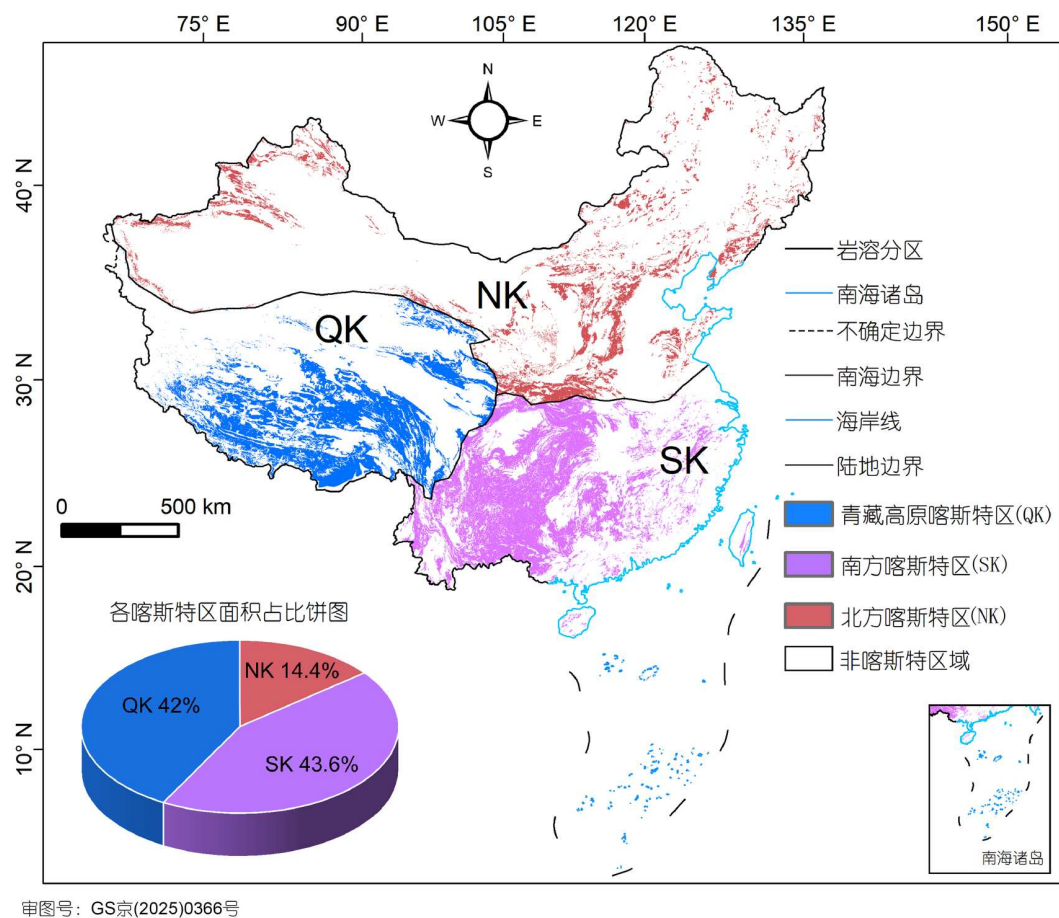


图 1 (网络版彩色)研究区概况. 插图: 三大喀斯特区面积占比饼图(QK:青藏高原喀斯特区; SK: 南方喀斯特区; NK: 北方喀斯特区)  
Figure 1 (Color online) Overview map of the study area. Inserted chart: pie chart of the area proportion of the three major karst regions (QK: Tibetan Plateau Karst region; SK: Southern Karst region; NK: Northern Karst region)

表 1 基础数据说明

Table 1 Description of basic data

| 数据                                                                                                                                                      | 分辨率       | 来源                                                                                                               |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| T                                                                                                                                                       | 1 km×1 km | 国家地球系统科学数据中心( <a href="http://www.geodata.cn">http://www.geodata.cn</a> )                                        |
| P                                                                                                                                                       | 1 km×1 km | 国家地球系统科学数据中心( <a href="http://www.geodata.cn">http://www.geodata.cn</a> )                                        |
| SOC                                                                                                                                                     | 1 km×1 km | 国家地球系统科学数据中心( <a href="http://www.geodata.cn">http://www.geodata.cn</a> )                                        |
| NPP                                                                                                                                                     | 1 km×1 km | MOD17A3( <a href="https://www.nts.gov/umt.edu/">https://www.nts.gov/umt.edu/</a> )                               |
| ET                                                                                                                                                      | 1 km×1 km | Harvard Dataverse( <a href="https://doi.org/10.7910/DVN/ZGOUED">https://doi.org/10.7910/DVN/ZGOUED</a> )         |
| SR                                                                                                                                                      | 1 km×1 km | GLDAS-2.1( <a href="https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets?page=1">https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets?page=1</a> ) |
| Ca <sup>2+</sup> 、Mg <sup>2+</sup> 、Na <sup>+</sup> 、K <sup>+</sup> 、HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> 、SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> 和Cl <sup>-</sup> 离子浓度 | —         | [15]                                                                                                             |
| 碳酸盐岩露头                                                                                                                                                  | 1:2500000 | 中国地质调查局( <a href="https://www.cgs.gov.cn">https://www.cgs.gov.cn</a> )                                           |

的平均值, 该模型得到最终的分类或回归结果. 当变量为数值类型时, 该模型通过计算预测值的平均值来给出最终的回归结果. 在R版本4.2.3中, 我们训练了一个最佳的“预测模型”来研究变量响应, 并对中国喀斯特区域的离子活度系数进行预测, 利用中国流域Ca<sup>2+</sup>,

Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>和Cl<sup>-</sup>的离子浓度数据<sup>[15]</sup>, 计算各流域的离子强度, 选择 $P$ ,  $T$ ,  $ET$ 以及 $NPP$ 作为预测因子, 建立最优森林模型重建2000~2020各年的钙离子活度系( $\gamma_{Ca^{2+}}$ )和碳酸氢根离子活度系数( $\gamma_{HCO_3^-}$ ), 将二者作为基础数据进行碳酸盐岩化学风化碳汇的计算.

## 1.4 生态系统有机碳汇(NEP)计算

NEP量化了生态系统中的碳固存, NEP大于0表示碳汇, NEP小于0表示碳源. 它代表了植物群落在自然环境条件下产生碳的能力, 是评估生态系统结构和功能协调以及生物圈承载能力的基本指标<sup>[27]</sup>. NEP计算为NPP与土壤异氧呼吸( $R_h$ )的差值:

$$NEP = NPP - R_h, \quad (1)$$

其中, NPP表示净第一性生产力( $\text{g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ),  $R_h$ 表示土壤异氧呼吸( $\text{g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ).

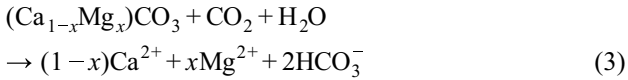
采用各种回归模型, 研究土壤呼吸( $R_s$ )与 $R_h$ 之间的关系<sup>[28]</sup>. 发现幂函数回归模型拟合最佳,  $R^2$ 值为0.758, 方程在0.01水平上通过了显著性检验, 建立了 $R_h$ 与 $T$ 、 $P$ 、SOC之间的回归方程来计算 $R_h$ <sup>[29]</sup>. 该方法已被用于计算NEP中的 $R_h$ <sup>[30,31]</sup>:

$$R_h = 0.6163 \times \left( 1.55 \times e^{0.031T} \times \frac{P}{P+0.68} \times \frac{\text{SOC}}{\text{SOC}+2.23} \right)^{0.7918}, \quad (2)$$

式中,  $T$ 为温度( $^{\circ}\text{C}$ ),  $P$ 为降水(mm), SOC为0~30 cm表层土壤有机碳密度( $\text{g m}^{-2}$ ).

## 1.5 热力学溶蚀模型

本研究计算喀斯特碳酸盐化学风化碳汇的方法为碳酸盐岩最大潜在溶蚀模型法, 最大潜在溶蚀即假设碳酸盐岩地区在当地水、温度及 $\text{CO}_2$ 条件下达到了溶解平衡状态, 该方程可表述为<sup>[32]</sup>



基于该平衡反应, White创建了一个用于估计盐酸盐岩理论最大年溶蚀速率的方法, 即maximal potential dissolution(MPD)其计算公式为:

$$D_{\max} = 10^6 (P - E) \left( K_s K_1 K_0 / 4 K_2 \gamma_{\text{Ca}^{2+}} \gamma_{\text{HCO}_3^-} \right)^{1/3} \times (p\text{CO}_2)^{1/3}, \quad (4)$$

式中,  $D_{\max}$ 为在该平衡反应下碳酸盐岩最大溶蚀速率( $\text{mol km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ),  $P$ 为降水( $\text{mm a}^{-1}$ ),  $E$ 为实际蒸散发量( $\text{mm a}^{-1}$ ),  $K_s$ 为石灰岩溶度积常数,  $K_1$ 为 $\text{CO}_2$ 水化并离解为 $\text{HCO}_3^-$ 的平衡常数,  $K_0$ 为 $\text{CO}_2$ 溶于水的平衡常数,  $K_2$ 为 $\text{CO}_3^{2-}$ 形成的平衡常数(详见附录S1);  $\gamma_{\text{Ca}^{2+}}$ 及 $\gamma_{\text{HCO}_3^-}$ 分别为含水层中 $\text{Ca}^{2+}$ 及 $\text{HCO}_3^-$ 的离子活度系数, 计算方法(详见附录S2);  $p\text{CO}_2$ 为土壤含水层中 $\text{CO}_2$ 的分压(atm)(详见附录S3).

## 1.6 趋势分析

本文采用一元线性回归分析, 分析碳汇的变化趋势, 计算出的斜率反映了各指标的演变趋势<sup>[33]</sup>, 斜率大于0表示该指标在研究期内呈上升趋势, 反之亦然. 斜率的大小反映了各指标上升和下降的变化幅度, 斜率的绝对值越大, 变化就越大, 计算公式如下:

$$\theta = \frac{n \times \sum_{i=1}^n (i \times A_i) - (\sum_{i=1}^n i)(\sum_{i=1}^n A_i)}{n \times \sum_{i=1}^n i^2 - \left( \sum_{i=1}^n i \right)^2}, \quad (5)$$

其中,  $\theta$ 为变化趋势,  $i$ 为差分指数值,  $n$ 为变化次数,  $A_i$ 为第 $i$ 次变化下不同指数之间的相关性.

## 1.7 偏导数分析

我们采用Roderick等人<sup>[34]</sup>提供的方法, 该方法已广泛应用于评估各种干扰因素对水文和气象变化的影响<sup>[35]</sup>. 因此, 利用偏导数来估计气候因素和人类活动对生态系统碳汇变化的影响:

$$\frac{dY}{dt} = \frac{\partial Y}{\partial X_a} \times \frac{dX_a}{dt} + \frac{\partial Y}{\partial X_b} \times \frac{dX_b}{dt} + \frac{\partial Y}{\partial X_c} \times \frac{dX_c}{dt} + \dots + \frac{\partial Y}{\partial X_n} \times \frac{dX_n}{dt}, \quad (6)$$

$$\frac{dY}{dt} = X_{\text{acon}} + X_{\text{bcon}} + X_{\text{cccon}} + \dots + X_{\text{ncon}}, \quad (7)$$

式中,  $\frac{dY}{dt}$ 表示 $Y$ 变化的线性趋势,  $Y$ 在文中表示生态系统碳汇,  $X_{\text{acon}}$ 、 $X_{\text{bcon}}$ 、 $X_{\text{cccon}}$ 和 $X_{\text{ncon}}$ 分别表示 $X_a$ 、 $X_b$ 、 $X_c$ 和 $X_n$ 对 $Y$ 变化的贡献,  $X_a$ 、 $X_b$ 、 $X_c$ 和 $X_n$ 在文中分别表示降水、温度、太阳辐射、人类活动.

本研究主要是量化了CC和HA对生态系统碳汇的影响, 人类活动对碳汇变化的贡献可以看作碳汇变化的 $K$ 与CC贡献之间的残差:

$$\begin{aligned} K &\approx C_{\text{-con}} + H_{\text{-con}} \\ &= T_{\text{-con}} + P_{\text{-con}} + SR_{\text{-con}} + HA_{\text{-con}} \\ &= \frac{\partial ALL}{\partial T} \times \frac{dT}{dt} + \frac{\partial ALL}{\partial P} \times \frac{dP}{dt} \\ &\quad + \frac{\partial ALL}{\partial SR} \times \frac{dSR}{dt} + HA_{\text{-con}}, \end{aligned} \quad (8)$$

式中, ALL为生态系统碳汇,  $K$ 为CC和HA相互作用导致的生态系统碳汇的变化趋势,  $C_{\text{-con}}$ 为CC的贡献, 代表 $T_{\text{-con}}$ 、 $P_{\text{-con}}$ 、 $SR_{\text{-con}}$ 的和,  $HA_{\text{-con}}$ 为HA的贡献, 等于 $K$ 和 $C_{\text{-con}}$ 的残差, 分别为 $T$ 、 $P$ 、 $SR$ 对于生态系统碳汇的贡献, 本文认为 $T$ 、 $P$ 、 $SR$ 是主要的气候因素, 考虑到所有类型的因素对碳汇的变化都有影响, 通过分别

消除其他两个因素,可以得到一个因素与生态系统碳汇之间的二阶偏相关系数.二阶偏相关系数的计算方法如下<sup>[36]</sup>:

$$R_{xy,z\lambda} = \frac{R_{xy,z} - R_{x\lambda,z} \times R_{y\lambda,z}}{\sqrt{(1-R_{x\lambda,z}^2) \times (1-R_{y\lambda,z}^2)}}, \quad (9)$$

式中,  $R_{xy,z\lambda}$  通过消除因子  $z$  和  $\lambda$  的影响,表示  $x$  和  $y$  之间的二阶偏相关系数;  $R_{xy,z}$  和  $R_{y\lambda,z}$  的定义类似,本文消除  $T$ 、 $P$ 、 $SR$  任意两个因子对生态系统碳汇的影响,进而得出另外一个因子与生态系统碳汇之间的二阶偏相关系数.另外,采用  $t$  检验来判断两个变量之间的相关性的显著性.如果  $P$  小于 0.05,则通过 95% 置信显著性检验,否则不显著.

## 1.8 贡献率评价

假设其他影响因子恒定,使用  $P$ 、 $T$ 、 $SR$ 、来量化  $CC$  和  $HA$  对生态系统碳汇的贡献率<sup>[37]</sup>,用以下等式表示:

$$\text{Contr. ALL} = \frac{|\Delta \text{Clim. } P|}{|\Delta \text{Clim. } P| + |\Delta \text{Clim. } T| + |\Delta \text{Clim. } SR| + |\Delta \text{Clim. } HA|} \times 100\%, \quad (10)$$

$$\text{Contr. ALL} = \frac{|\Delta \text{Clim. } T|}{|\Delta \text{Clim. } P| + |\Delta \text{Clim. } T| + |\Delta \text{Clim. } SR| + |\Delta \text{Clim. } HA|} \times 100\%, \quad (11)$$

$$\text{Contr. ALL} = \frac{|\Delta \text{Clim. } SR|}{|\Delta \text{Clim. } P| + |\Delta \text{Clim. } T| + |\Delta \text{Clim. } SR| + |\Delta \text{Clim. } HA|} \times 100\%, \quad (12)$$

$$\text{Contr. ALL} = \frac{|\Delta \text{Clim. } HA|}{|\Delta \text{Clim. } P| + |\Delta \text{Clim. } T| + |\Delta \text{Clim. } SR| + |\Delta \text{Clim. } HA|} \times 100\%, \quad (13)$$

式中,  $\text{Contr. ALL}$  表示气候因子对 ALL 的贡献率,  $\text{Clim. } P$ 、 $\text{Clim. } T$ 、 $\text{Clim. } SR$ 、 $\text{Clim. } HA$  分别表示  $P$ 、 $T$ 、 $SR$  和  $HA$  等驱动因子与 ALL 的偏相关系数.

## 2 结果与分析

### 2.1 生态系统有机碳汇的时空变化

生态系统有机碳汇 (NEP) 是全球碳循环中不可或缺的一部分. 本研究表明中国喀斯特地区 2000~2020 年

的 NEP 年均通量为  $148.04 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , 总量为  $374.54 \text{ Tg C a}^{-1}$  (图 2(a)), 其中 2013 年的年均通量和总量都最高, 分别为  $170.20 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 、 $430.61 \text{ Tg C a}^{-1}$  (图 2(c)). 从省域尺度来看, NEP 年均通量排名前三的省分别是香港特别行政区 ( $779.13 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ )、台湾省 ( $564.06 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ )、海南省 ( $508.20 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ), 年均总量排名前三的省分别是云南省 ( $121.05 \text{ Tg C a}^{-1}$ )、广西壮族自治区 ( $61.89 \text{ Tg C a}^{-1}$ )、贵州省 ( $61.08 \text{ Tg C a}^{-1}$ ) (图 2(d)). 云南省自然资源丰富, 植被广阔, 这也是其碳汇量巨大的一个重要原因. 从三大喀斯特分区来看, 南方喀斯特区年均通量和总量都最高, 通量为  $328.86 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , 总量为  $378.21 \text{ Tg C a}^{-1}$ , 北方喀斯特区的年均通量为  $-92.38 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , 年均总量为  $-75.01 \text{ Tg C a}^{-1}$ , 青藏高原喀斯特区年均通量为  $-14.08 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , 年均总量为  $-8.05 \text{ Tg C a}^{-1}$  (图 2(a)), 南方喀斯特区总体表现为碳汇, 而北方和青藏高原喀斯特区总体表现为碳源.

中国喀斯特区域 2000~2020 年 NEP 总体呈现增长趋势 (图 2(b)), 年均增长速率为  $2.35 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ . 南方喀斯特区 NEP 的增长速度最快, 年均增长速率为  $3.59 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , 其次是北方喀斯特地区, 年均增长速率为  $3.51 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , 青藏高原喀斯特区年均增长速率为  $-0.15 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ . 南方喀斯特区的 NEP 增长速度最快, 主要得益于我国在该区域实施了大规模生态修复工程, 例如“石漠化治理工程”和“退耕还林工程”. 这些生态恢复措施显著提升了区域植被覆盖率和生物生产力<sup>[38]</sup>. 虽然北方喀斯特区的降雨量较南方地区低, 但近年来的植被恢复项目同样促进了碳汇增长. 此外, 北方喀斯特区在农业活动优化、土壤水分管理等方面的改进也为碳固定提供了支持<sup>[39]</sup>. 与南北方喀斯特区不同, 青藏高原喀斯特区的 NEP 增长缓慢甚至呈下降趋势, 主要是由于其气候寒冷干旱, 植被生长受限. 此外, 地表风化速率较低, 碳汇能力不及其他区域<sup>[40]</sup>.

### 2.2 岩溶无机碳汇的时空变化

岩溶碳汇是全球陆地碳汇的重要组成部分, 在全球碳循环中发挥着重要作用. 本研究采用热力学溶蚀模型计算得出中国喀斯特区 2000~2020 年的岩溶无机碳汇 (CCSs) 年均通量为  $5.32 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , 年均总量为  $13.45 \text{ Tg C a}^{-1}$  (图 3(a)), 其中 2016 年的年均通量和总量都最高, 分别为  $7.31 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 、 $18.49 \text{ Tg C a}^{-1}$  (图 3(c)). 从省域尺度来看, CCSs 年均通量排名前三的省分别为

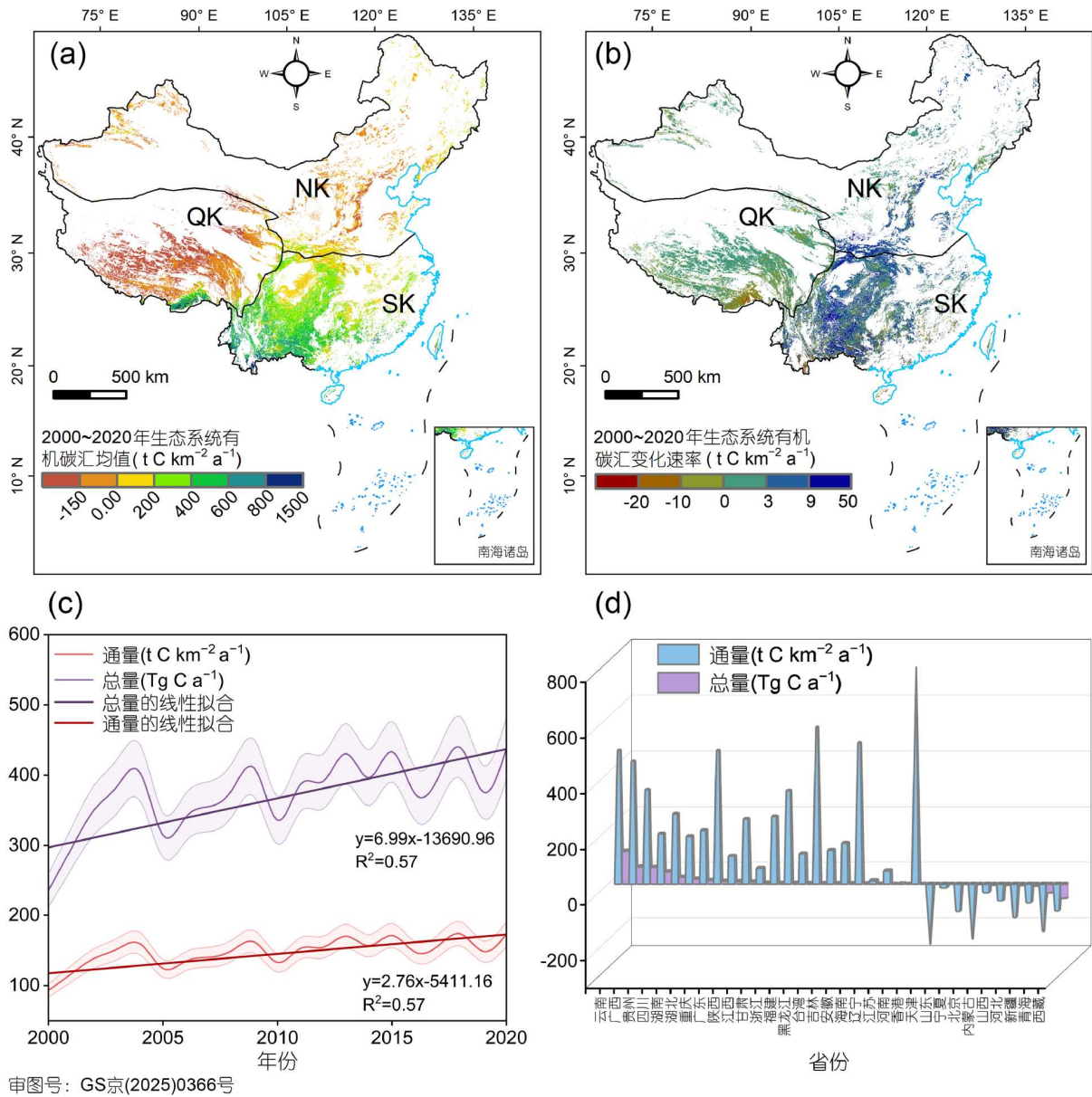


图2 (网络版彩色)生态系统有机碳汇的时空变化。(a) 2000~2020年NEP年均通量空间分布;(b) 2000~2020年NEP年均变化速率空间分布;(c) 2000~2020年NEP年均通量和总量的时间变化;(d) 2000~2020年各省份的NEP年均通量和总量

Figure 2 (Color online) Spatial and temporal variability of ecosystem organic carbon sinks. (a) Spatial distribution of average annual flux of NEP in 2000–2020; (b) spatial distribution of the average annual change rate of NEP from 2000–2020; (c) temporal variation of annual average flux and total amount of NEP in 2000–2020; (d) the average annual flux and total amount of NEP in each province from 2000–2020

台湾省( $39.85 \text{ t C km}^{-2} \text{a}^{-1}$ )、香港特别行政区( $14.36 \text{ t C km}^{-2} \text{a}^{-1}$ )、广东省( $11.29 \text{ t C km}^{-2} \text{a}^{-1}$ )，CCSs年均总量排名前三的省为西藏自治区( $1.27 \text{ Tg C a}^{-1}$ )、广西壮族自治区( $1.01 \text{ Tg C a}^{-1}$ )、贵州省( $0.95 \text{ Tg C a}^{-1}$ ) (图3(d))。从三大岩溶区来看，南方喀斯特区域年均通量和总量都是最高的，年均通量为 $6.05 \text{ t C km}^{-2} \text{a}^{-1}$ ，年均

总量为 $6.55 \text{ Tg C a}^{-1}$ ，青藏高原喀斯特区域的年均通量为 $2.19 \text{ t C km}^{-2} \text{a}^{-1}$ ，年均总量为 $1.29 \text{ Tg C a}^{-1}$ ，北方喀斯特区域的年均通量为 $0.57 \text{ t C km}^{-2} \text{a}^{-1}$ ，年均总量为 $0.49 \text{ Tg C a}^{-1}$  (图3(a))，三个区域均表现为碳汇。

中国喀斯特区域2000~2020年的CCSs总体上呈现出增长的趋势，年均增长率为 $0.04 \text{ t C km}^{-2} \text{a}^{-1}$ 。青藏高原

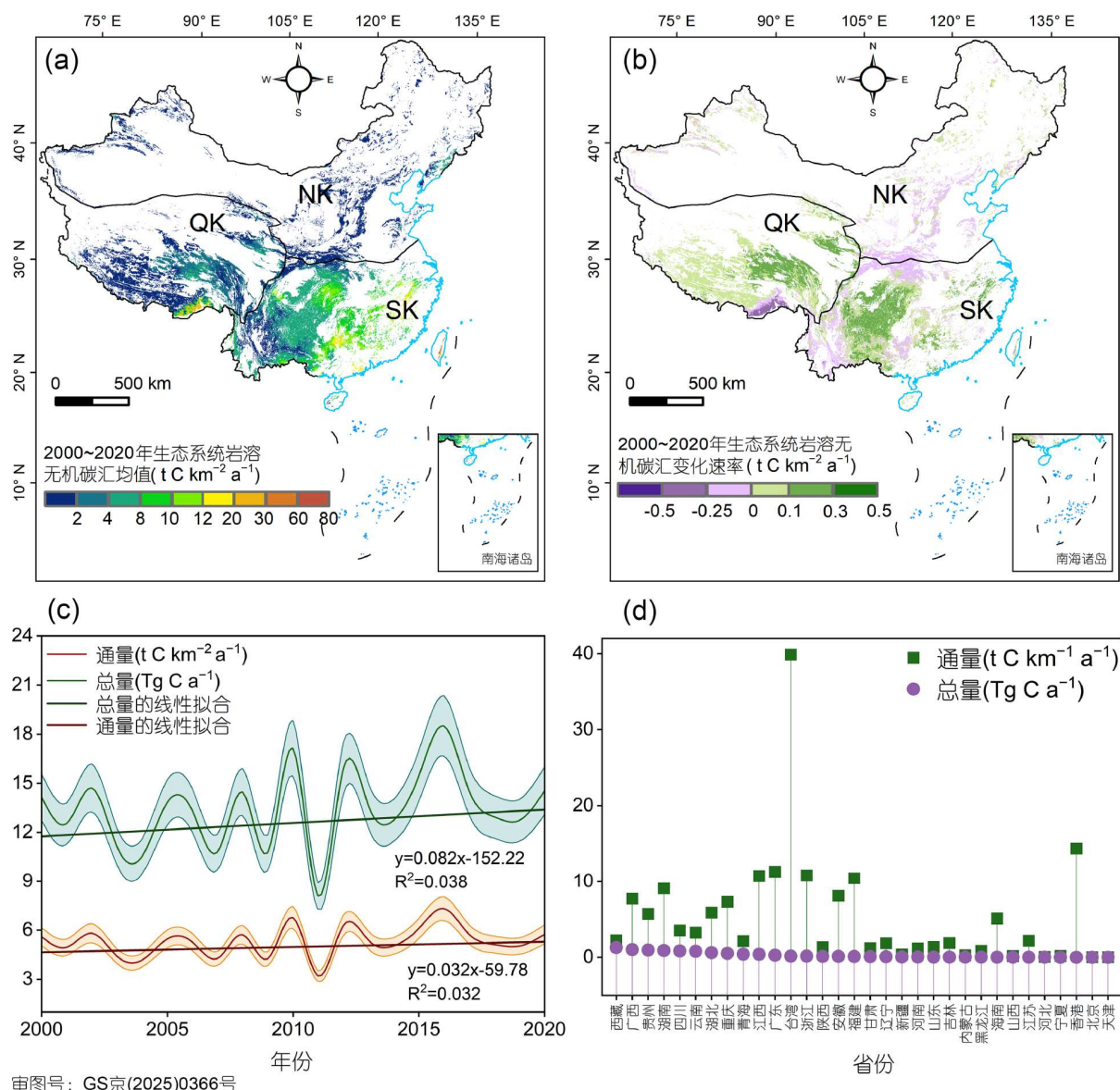


图 3 (网络版彩色)岩溶无机碳汇的时空变化. (a) 2000~202年CCSs年均通量空间分布; (b) 2000~2020年CCSs年际变化速率空间分布; (c) 2000~2020年CCSs年均通量和总量的时间变化; (d) 2000~2020年各省份的CCSs年均通量和总量

**Figure 3** (Color online) Spatial and temporal variability of carbonate rock weathering carbon sinks. (a) Spatial distribution of average annual flux of CCSs in 2000–2020; (b) spatial distribution of the average annual change rate of CCSs from 2000–2020; (c) temporal variation of annual average flux and total amount of CCSs in 2000–2020; (d) the average annual flux and total amount of CCSs in each province from 2000–2020

原喀斯特区域的年均增长速率最快为 $0.064 \text{ t C km}^{-2} \text{a}^{-1}$ , 其次为南方喀斯特区域, 其年均增长速率为 $0.061 \text{ t C km}^{-2} \text{a}^{-1}$ , 北方喀斯特区域的年均增长速率最慢为 $0.001 \text{ t C km}^{-2} \text{a}^{-1}$ (图3(b)). 青藏高原地区的低温环境对碳酸盐岩风化具有重要影响. 研究表明, 较低的温度条件减缓了有机物的分解速率, 同时提高了碳酸盐风化的效率, 增强了无机碳汇功能<sup>[41]</sup>. 并且青藏高原

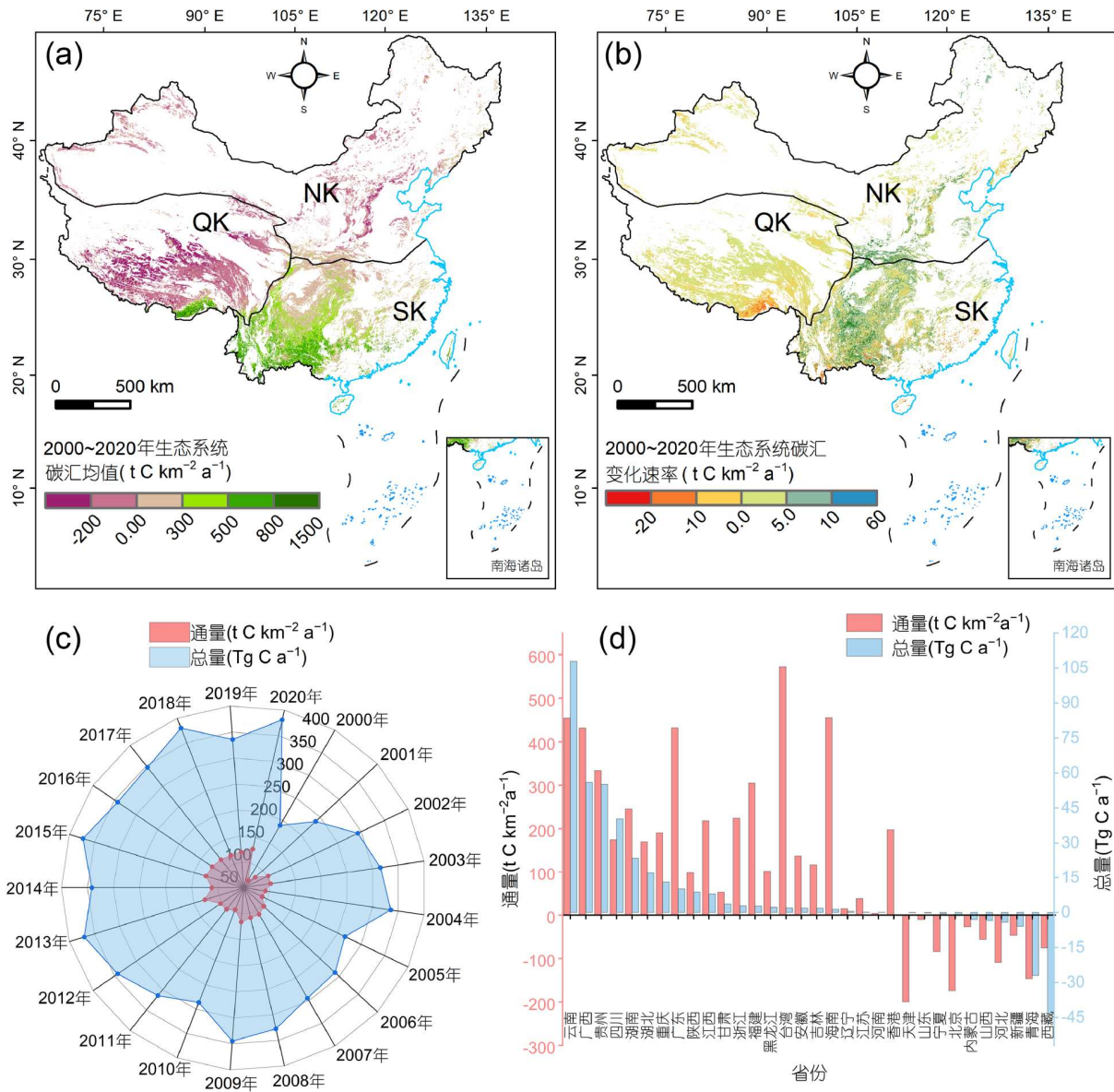
的高海拔地形与较高的地壳活动性增强了地下水的流动性, 加速了碳酸盐的溶解与碳汇过程<sup>[42]</sup>. 近年来南方喀斯特区CCSs的增长, 主要得益于中国的生态恢复项目(如自然森林保护项目、喀斯特荒漠化恢复项目)等, 此类项目都被认为是“大型工程”活动和人类历史上最雄心勃勃的造林和保护项目<sup>[43]</sup>. 华北地区的干旱半干旱气候条件减少了降水对碳酸盐岩风化的影响, 进一

步限制了无机碳汇的潜力<sup>[44]</sup>.

### 2.3 生态系统碳汇的时空变化

NEP和CCSs都是生态系统碳汇不可或缺的重要部分,提升二者的碳汇能力是实现“碳中和”目标的有力抓手.本研究得出中国喀斯特区2000~2020年生态系统

碳汇的年均通量为 $123.49 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ,年均总量为 $319.24 \text{ Tg C a}^{-1}$ (图4(a)),其中2013年的通量和总量都最高,分别为 $127.96 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 、 $370.17 \text{ Tg C a}^{-1}$ (图4(c)).从省域尺度看,生态系统碳汇年均通量排名前三的省份分别是台湾省( $572.21 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ )、海南省( $455.23 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ )、云南省( $454.60 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ),海



审图号: GS京(2025)0366号

**图 4** (网络版彩色)生态系统碳汇的时空变化. (a) 2000~2020年生态系统碳汇年均通量空间分布; (b) 2000~2020年生态系统碳汇年际变化速率空间分布; (c) 2000~2020年生态系统碳汇年均通量和总量的时间变化; (d) 2000~2020年各省份生态系统碳汇年均通量和总量

**Figure 4** (Color online) Spatial and temporal variability of ecosystem carbon sinks. (a) Spatial distribution of average annual flux of ecosystem carbon sinks in 2000–2020; (b) spatial distribution of the average annual change rate of ecosystem carbon sinks from 2000–2020; (c) temporal variation of annual average flux and total amount of ecosystem carbon sinks in 2000–2020; (d) the average annual flux and total amount of ecosystem carbon sinks in each province from 2000–2020

南省水热条件俱佳, 表现为碳汇, 北京、西藏、青海表现为明显的碳源, 年均总量排名前三的省份分别是云南省( $107.79 \text{ Tg C a}^{-1}$ )、广西壮族自治区( $55.99 \text{ Tg C a}^{-1}$ )、贵州省( $55.14 \text{ Tg C a}^{-1}$ )(图4(d)), 三省均属于南方喀斯特地区. 从三大岩溶区来看, 南方喀斯特地区年均通量和总量都最大, 通量为  $315.71 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , 总量为  $341.64 \text{ Tg C a}^{-1}$ , 其次是北方喀斯特地区, 年均通量为  $-11.53 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , 年均总量为  $-6.75 \text{ Tg C a}^{-1}$ , 最后是青藏高原喀斯特地区, 年均通量为  $-74.94 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , 年均总量为  $-64.61 \text{ Tg C a}^{-1}$ (图4(a)).

中国喀斯特区域2000~2020年生态系统碳汇总体呈现增长趋势, 年均增长速率为  $2.16 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (图4(b)), 其中北方喀斯特地区年均增长速率为  $3.51 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , 南方喀斯特地区年均增速为  $3.02 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , 青藏高原喀斯特地区表现为负增长趋势, 年均增长速率为  $-0.1 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ .

## 2.4 CC和HA对生态系统碳汇变化的贡献

本文采用偏导数分析了多个气候因子( $T$ 、 $P$ 、 $SR$ )和HA对中国喀斯特地区生态系统碳汇变化的影响. 结果显示, 从三大分区来看, CC在SK、NK、QK三个区域的贡献值均为正数, 分别为1.09、1.14、0.23, HA在SK和NK两个地区的贡献值偏大, 分别为2.42和1.88, 在QK的贡献值最小, 为-0.13. 在整个中国喀斯特区,  $T$ 的贡献值为0.24,  $P$ 的贡献值为0.38,  $SR$ 的贡献值为0.12, 整体CC对陆地生态系统变化的贡献值为0.74, HA对陆地生态系统变化的贡献值为1.42(图5). 通过分析三大区域的因子贡献率可知, HA对三个区域碳汇变化的相对贡献率均超过了50%, 说明HA对碳汇的变化影响较大, 其次是SR对碳汇的影响较大, 相对贡献率均在16%以上,  $T$ 、 $P$ 对三区碳汇的相对贡献率基本相同(图5). 喀斯特区域P对生态系统碳汇变化的贡献率为15.91%,  $T$ 对生态系统碳汇变化的贡献率为13.12%, SR对生态系统碳汇变化的贡献率为17.85%, 整体CC对生态系统碳汇变化的贡献率为46.88%, HA对生态系统碳汇变化的贡献率为53.12%(图6).

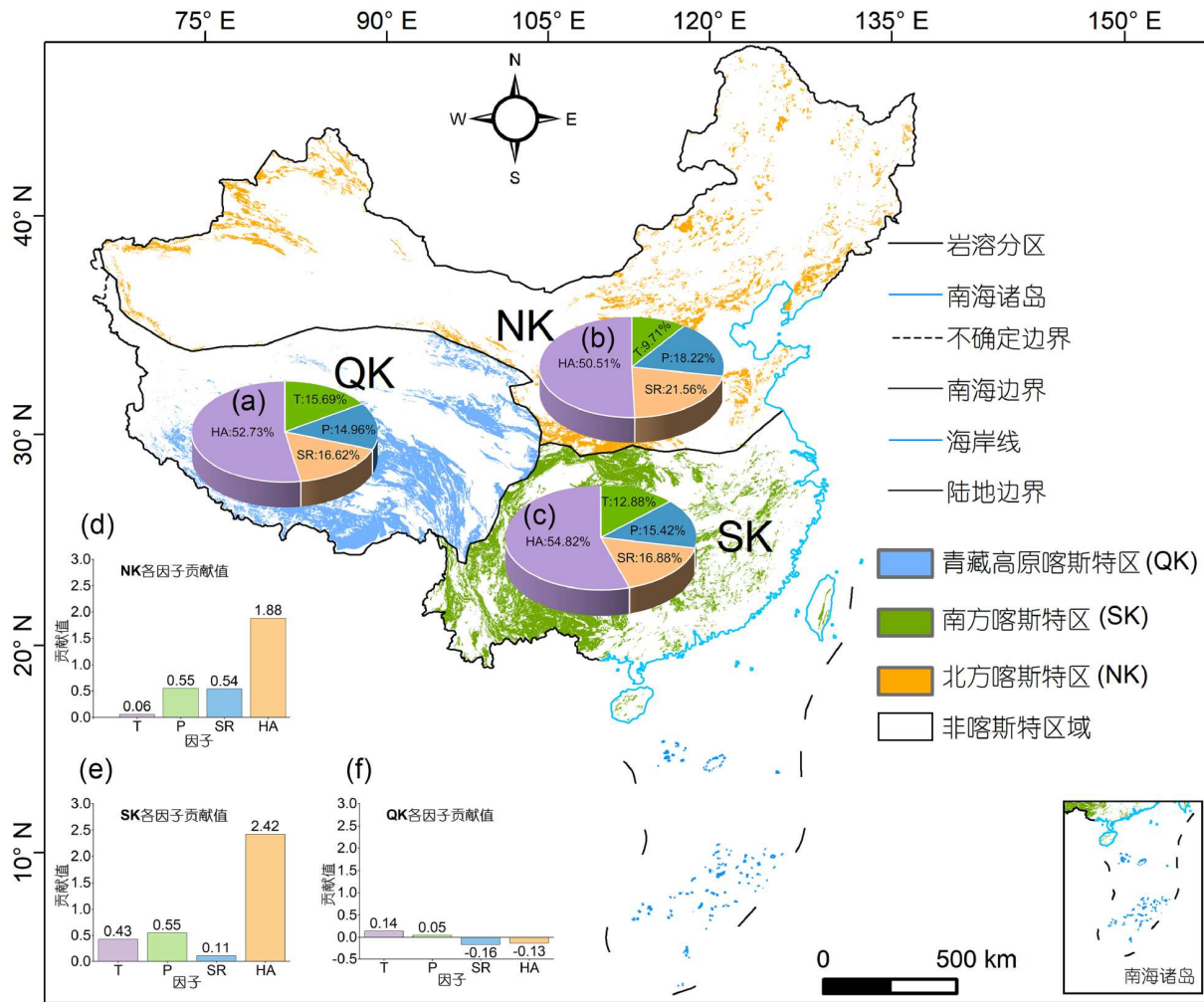
此外, 研究发现, 中国喀斯特2000~2020年生态系统碳汇增长面积为  $184.73 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 下降面积为  $68.27 \times 10^4 \text{ km}^2$ .  $T$ 、 $P$ 、 $SR$ 以及HA对于中国喀斯特生态系统碳汇变化的主控区面积分别为  $33.40 \times 10^4$ 、 $45.29 \times 10^4$ 、 $34.66 \times 10^4$ 、 $139.66 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 面积占分别为13.2%、17.9%、13.7%、55.2%. 南方喀斯特区、北方

喀斯特区、青藏高原喀斯特区的主控因子都是HA, 其中以南方喀斯特区最为典型, 主控面积约为  $64.66 \times 10^4 \text{ km}^2$ (图7). HA主控区面积较多, 可能是因为中国在2000~2020年间实施了大规模的生态修复工程, 例如退耕还林还草, 西南石漠化治理工程<sup>[43]</sup>. 西南地区过去15年(2002~2017)约有30%的区域被受保护的林地覆盖, 27%的区域是造林或人工林采伐区域, 这些不同恢复管理措施下的林地短期内贡献了约47%的区域植被生长固碳量, 西南地区植被恢复固碳能力较强<sup>[45]</sup>. 同时生态工程对喀斯特山区森林碳增汇具有重要贡献, 在生态工程初期, 地形和HA强度显著影响岩溶槽谷和岩溶高原区的森林碳储量功能<sup>[46]</sup>. 在空间上, 生态恢复是中国北方农牧交错带、黄土高原和西南喀斯特地区森林覆盖扩展和固碳增加的主要途径, 碳汇的增长趋势( $22.4 \sim 24.9 \text{ Tg C a}^{-1}$ )与HA高度相关(71%~81%), 尤其是在中国南部、东部和东北部<sup>[47]</sup>. 也有研究发现中国6个重大生态修复工程实施区域在2001~2010年总碳汇量年均增加132 Tg, 其中一半以上是由于生态修复工程的实施所带来的, 生态修复工程的碳汇成效显著<sup>[48]</sup>. 本文和前人的研究结果都表明, HA显著影响生态系统碳汇.

## 3 讨论

### 3.1 与相关研究的对比验证

NEP的估算大多采用资料清查、大气-植被相互作用模型、大气反演等方法来计算. 如表2所示, 当前学者研究中国的NEP总量在  $-1010 \sim 1910 \text{ Tg C a}^{-1}$ , 其中用NPP-Rh计算出的量级在  $120 \sim 227 \text{ Tg C a}^{-1}$ <sup>[49~56]</sup>, 本研究采用NPP-Rh计算得出的NEP量级为  $148.04 \text{ Tg C a}^{-1}$ , 与上述学者的研究结果大致相同, 表明中国喀斯特区域生态系统有机碳汇潜力较大. 同时当前学者们根据河流水化学数据及岩性数据等多源数据, 采用多种方法来评估CCSs的量级. 我们将本研究结果与众多学者的研究结果进行了对比(表3). 使用较多的方法是热力学溶蚀模型和GEM-CO<sub>2</sub>模型, 其中基于GEM-CO<sub>2</sub>模型计算出的中国CCSs量级最大, 通量约为  $7.49 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , 总量约为  $7.40 \text{ Tg C a}^{-1}$ <sup>[57]</sup>, 相关学者基于热力学溶蚀模型计算得出中国CCSs的通量在  $4.28 \sim 6.93 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , 总量在  $7.07 \sim 17.60 \text{ Tg C a}^{-1}$ <sup>[15,58,59]</sup>, 本研究采用热力学溶蚀模型计算得出全国喀斯特区2000~2020年的CCSs通量为  $5.32 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ,



审图号: GS京(2025)0366号

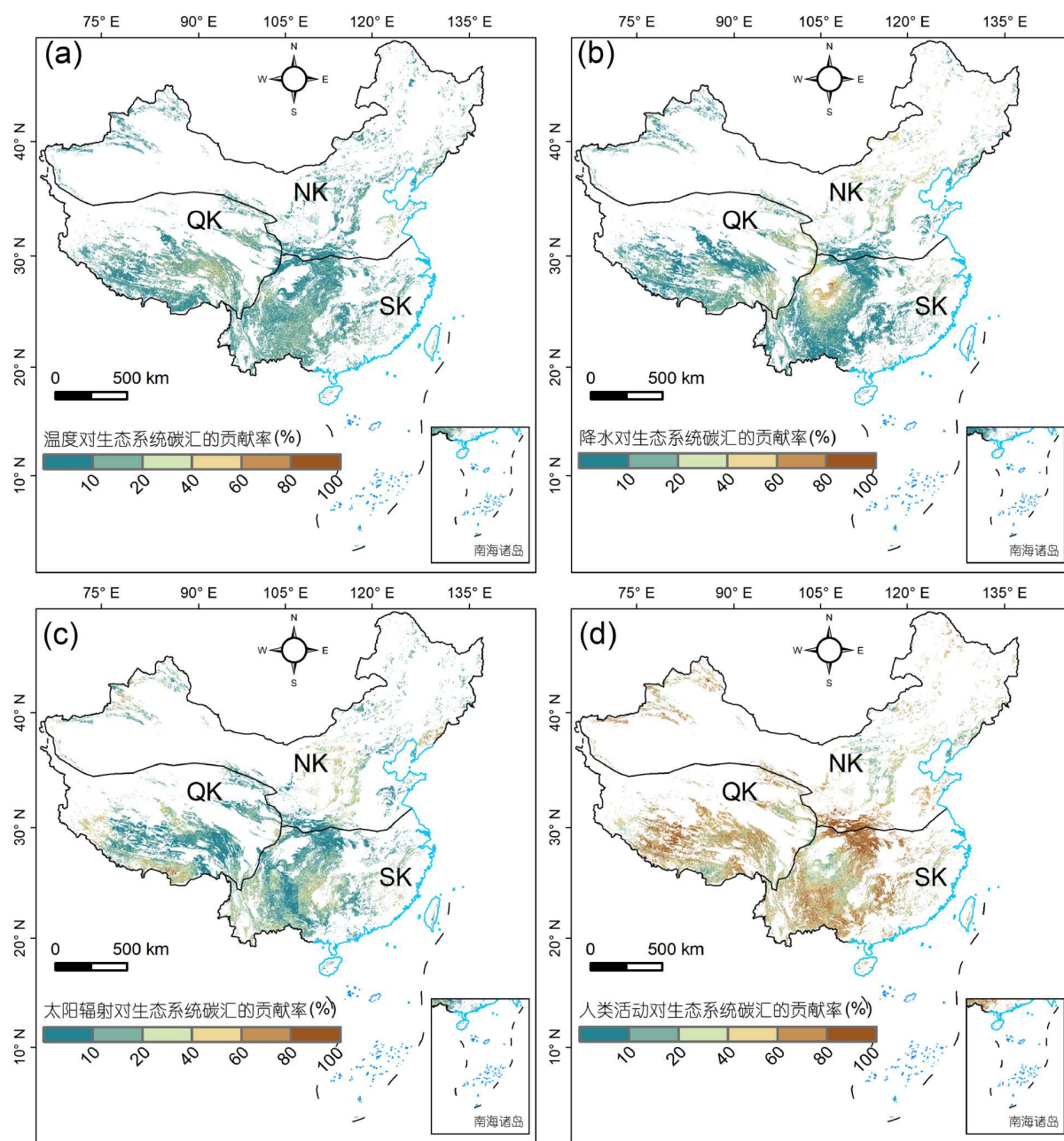
图 5 (网络版彩色)CC和HA对生态系统碳汇变化的贡献。T、P、SR、HA在青藏高原喀斯特地区(a)、北方喀斯特地区(b)、南方喀斯特地区(c)、北方喀斯特地区(d)、南方喀斯特地区(e)的相对贡献率; (f) T、P、SR、HA在青藏高原喀斯特地区的相对贡献值

Figure 5 (Color online) Contribution map of CC and HA to ecosystem carbon sink change. Relative contribution rates of T, P, SR, and HA in the Karst region of the Tibetan Plateau (a), northern Karst region (b), southern Karst region (c), northern Karst region (d), and southern Karst region (e). (f) Relative contributions of T, P, SR, and HA in the Karst region of the Tibetan Plateau

年均总量为 $13.45 \text{ Tg C a}^{-1}$ ,与上述学者采用此方法得出的研究结果在同一量级。另外,我们通过比较离子强度观测值与模拟值的关系,使用十折交叉验证评估了RFM的性能,并把模型精度结果以散点图的形式表示,研究发现观测值和模拟值的 $R^2$ 为0.83, RMSE为0.0094,详见附录S4(图S1)。RMSE的值越小,表示模型的预测结果越接近实际值,模型的性能越好,这些结果表明建立的最优RFM在估算流域离子强度上具有较高的准确性,并表明了该反演模型在空间网格尺度上的有效性,综上所述本文的研究结果具有可靠性和科学性。

### 3.2 不足与展望

基于更新后的高分辨率空间数据,计算了中国喀斯特地区2000~2020年的生态系统碳汇,明确其空间分布规律和时间变化趋势,进而讨论了CC和HA对它的影响,但文中仍然存在一些不确定性。首先,在进行离子强度数据反演的时候,根据以往的研究,大多学者是考虑了CC以及植被变化对CCs的影响<sup>[15,23,59]</sup>,因此本文选取了T、P、ET、NPP作为特征因子进行数据反演,通过与其他研究学者的结果进行对比,结果略有差异,



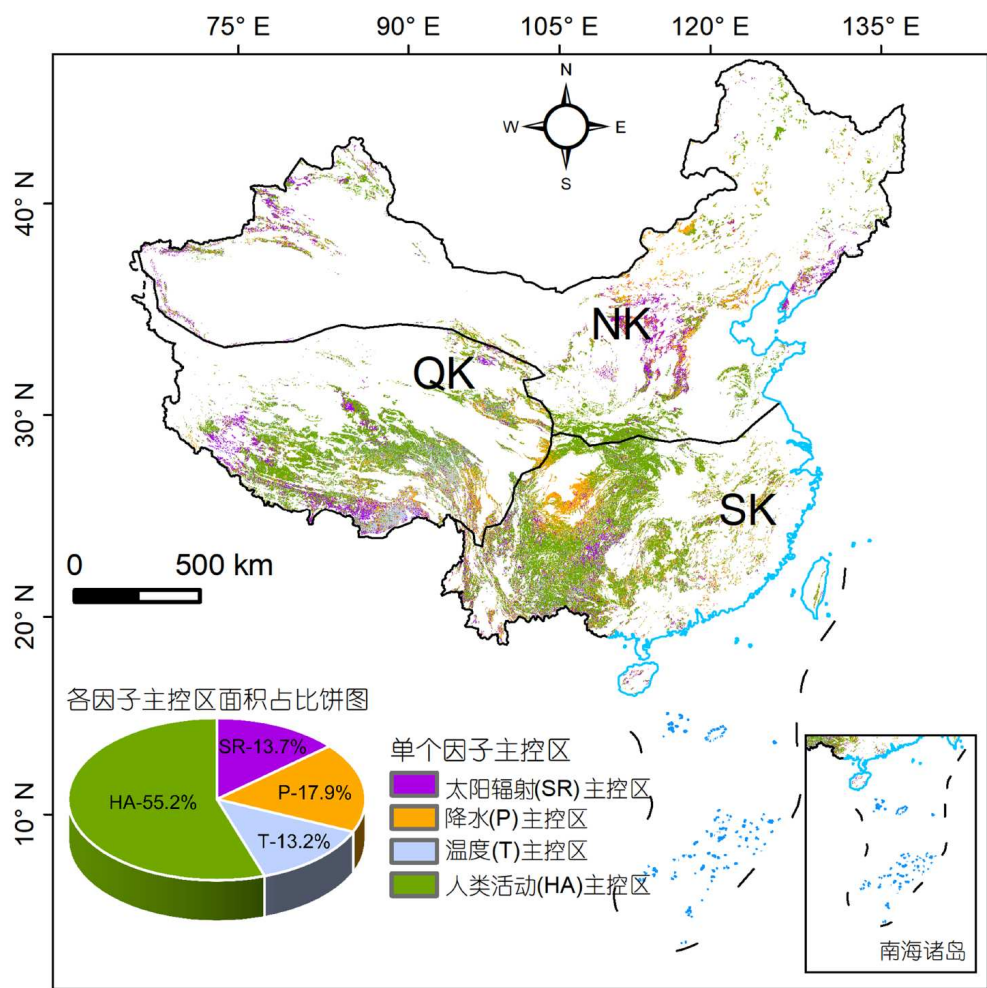
审图号: GS京(2025)0366号

图 6 (网络版彩色)SR(a)、T(b)、P(c)、HA(d)对生态系统碳汇相对贡献率的空间分布

Figure 6 (Color online) Spatial distribution of SR (a), T (b), P (c), and HA (d) relative contribution rates to ecosystem carbon sink

但是在同一量级, 本文的研究结果具有可靠性和科学性, 未来可以考虑加入其他的特征因子进行反演, 例如土壤水, 径流等, 进一步提高CCS量级估算的精确度。其次, 岩石风化碳汇是生态系统碳汇的重要组成部分, 岩石风化碳汇包含硅酸盐岩化学风化碳汇和碳酸盐岩

化学风化碳汇, 本文结合当前研究热点, 目前只考虑了碳酸盐岩化学风化碳汇, 将来的研究可以结合硅酸盐岩化学风化碳汇进行系统研究。此外, 在对CC和HA对中国喀斯特生态系统碳汇的影响进行量化的时候, 选择P、T、SR作为气候因子, 除开气候因子的影响, 剩



审图号：GS京(2025)0366号

图 7 (网络版彩色)  $T$ 、 $P$ 、 $SR$ 、 $HA$ 对生态系统碳汇的主控区域图. 插图: 各因子主控区面积占比

Figure 7 (Color online) Diagram of the main control area of  $T$ ,  $P$ ,  $SR$ , and  $HA$  on ecosystem carbon sinks. Inserted pie chart: the proportion of the area of the main control area of each factor

表 2 NEP量级对比

Table 2 Comparison of NEP magnitudes

| 研究时段        | 方法            | NEP(Tg C a <sup>-1</sup> ) | 参考文献 |
|-------------|---------------|----------------------------|------|
| 1997~2017   | NPP-RH        | 120~210                    | [49] |
| 2009~2016   | 大气反演          | -1110±380                  | [50] |
| 2000~2013   | NPP-RH        | 227                        | [51] |
| 2005~2015   | 模型树集成         | 1180±50                    | [52] |
| 2006~2009   | 自下而上          | 330                        | [53] |
| 2000s       | 基于气候的地理统计评估方案 | 1910±150                   | [54] |
| 1990~1999   | 自下而上          | 135±34                     | [55] |
| 2000~2007   | 自下而上          | 182±45                     |      |
| 1980s~1990s | 生态系统模型        | 190~260                    | [56] |
| 2000~2020   | NPP-RH        | 148.04                     | 本研究  |

表 3 CCSs量级对比

Table 3 Comparison of CCSs magnitudes

| 研究时段      | 方法                     | 通量( $\text{t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ) | CCSs( $\text{Tg C a}^{-1}$ ) | 参考文献 |
|-----------|------------------------|-------------------------------------------|------------------------------|------|
| 1991~2020 | 热力学溶蚀模型                | 6.21                                      | 13.02                        | [15] |
| 2000~2014 | 热力学溶蚀模型                | 6.93                                      | 17.60                        | [58] |
| 2000~2014 | 热力学溶蚀模型                | 4.28                                      | 7.07                         | [59] |
| 1991~2000 | GEM-CO <sub>2</sub> 模型 | 7.49                                      | 7.40                         | [57] |
| 1993~1995 | 水化学径流法                 | 5.22                                      | 17.96                        | [60] |
|           | 岩石试片法                  | 5.10                                      | 17.54                        |      |
| 2000~2020 | 热力学溶蚀模型                | 5.32                                      | 13.45                        | 本研究  |

下的全部归为人类活动的影响,但人类活动具体包括了很多类别,未来可以进一步细化,重点量化具体的人类活动对于生态系统碳汇的影响,以便于全面准确地了解二者之间的影响机制和过程.

#### 4 结论

本文通过系统整合气候、岩性、离子浓度等多源数据,并结合随机森林模型、热力学溶蚀模型及偏导数分析等方法,全面评估了中国喀斯特地区生态系统碳汇的规模、时空格局及其动态变化,同时深入揭示了其对CC和HA的响应机制.主要发现如下.

(1) 明确了碳汇规模和增长趋势. (i) 在2000~2020年间,中国喀斯特地区生态系统有机碳汇年均通量为 $148.04 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ,总量达到 $374.54 \text{ Tg C a}^{-1}$ .有机碳汇在研究期间呈现出稳定增长趋势,年均增长速率为 $2.35 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ,表明区域植被碳吸收能力显著增强,主要归因于植被恢复、气候变化带来的增温效应以及区域水热条件的改善. (ii) 岩溶无机碳汇具有稳定贡献,其年均通量为 $5.32 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ,总量达到 $\text{Tg C a}^{-1}$ .尽管规模小于有机碳汇,但其年均增长速率为 $0.04 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ,说明岩溶作用作为一种长期、缓慢但稳定的碳汇机制,在喀斯特地区的碳循环中具有重要地位. (iii) 喀斯特地区生态系统碳汇的年均通量为 $123.49 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ,总量为 $319.24 \text{ Tg C a}^{-1}$ ,年均增长

速率为 $2.16 \text{ t C km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ,反映出区域整体碳汇能力在过去20年中显著增强.

(2) 阐明了生态系统碳汇的时空格局与动态变化.在2000~2020年间,喀斯特地区碳汇增加的总面积为 $184.73 \text{ km}^2$ ,减少面积为 $68.27 \text{ km}^2$ .总体上,碳汇的增长区域远大于下降区域,体现出生态恢复和气候改善对区域碳汇的正向推动效应.特别是在植被恢复与岩溶化学作用活跃区域成为碳汇增加的热点区域.

(3) 揭示了生态系统碳汇主要驱动因素的贡献率.通过偏导数分析,明确了CC和HA对生态系统碳汇变化的贡献.  $P$ 、 $T$ 、 $SR$ 对生态系统碳汇变化的贡献率分别为15.91%、13.12%、17.85%,整体CC的贡献率为46.88%,表明区域气候变化在调控碳汇动态中起到关键作用,HA对生态系统碳汇变化的贡献率为53.12%,尤其是生态工程、植被恢复及农业活动调整等人类干预对碳汇增长的贡献最为显著.

通过整合长时间序列的多源数据和先进模型分析,本研究从规模、空间分布及驱动机制三方面系统量化了中国喀斯特地区生态系统碳汇的动态变化.这些成果不仅为中国“双碳”目标的实现提供了科学依据,也为全球碳中和战略的制定与实施提供了重要参考.未来,可进一步加强对区域碳汇与碳排放平衡的定量评估,探索碳汇功能的长期稳定性及其对极端气候事件的响应,为全球气候治理提供更深入的科学支撑.

#### 参考文献

- 1 Fang J Y, Guo Z D, Piao S L, et al. Terrestrial vegetation carbon sinks in China, 1981–2000. *Sci China Ser D Earth Sci*, 2007, 50: 1341–1350
- 2 Tian H, Melillo J, Lu C, et al. China’s terrestrial carbon balance: contributions from multiple global change factors. *Glob Biogeochem Cycle*, 2011, 25: GB1007

- 3 Fang J, Yu G, Liu L, et al. Climate change, human impacts, and carbon sequestration in China. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2018, 115: 4015–4020
- 4 Zhang M Y. A literature review on the path and impact of carbon peaking and carbon neutrality (in Chinese). *Econ Manage Digest*, 2021, 14: 173–174 [张美一. 碳达峰碳中和实现路径及影响的文献综述. *经济管理文摘*, 2021, 14: 173–174]
- 5 Yan J, Wang Y P, Zhou G, et al. Carbon uptake by karsts in the Houzhai Basin, southwest China. *J Geophys Res*, 2011, 116: G04012
- 6 Langer M R, Weinmann A E, Lötters S, et al. Climate-driven range extension of *Amphistegina* (Protista, Foraminiferida): models of current and predicted future ranges. *PLoS One*, 2013, 8: e54443
- 7 Zheng W, Guo X, Zhou P, et al. Vegetation restoration enhancing soil carbon sequestration in karst rocky desertification ecosystems: a meta-analysis. *J Environ Manage*, 2024, 370: 122530
- 8 Yuan D X. Review and prospects for research on geological processes and the carbon cycle (in Chinese). *Chin Sci Bull (Chin Ver)*, 2011, 56: 2157 [袁道先. 地质作用与碳循环研究的回顾和展望. *科学通报*, 2011, 56: 2157]
- 9 Gombert P. Role of karstic dissolution in global carbon cycle. *Glob Planet Change*, 2002, 33: 177–184
- 10 Gaillardet J, Dupré B, Louvat P, et al. Global silicate weathering and CO<sub>2</sub> consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chem Geol*, 1999, 159: 3–30
- 11 Li H W, Wang S J, Bai X Y, Cao Y, et al. Spatiotemporal evolution of carbon sequestration of limestone weathering in China. *Sci China Earth Sci*, 2019, 62: 974–991 [李汇文, 王世杰, 白晓永, 等. 中国石灰岩化学风化碳汇时空演变特征分析. *中国科学: 地球科学*, 2019, 49: 986–1003]
- 12 Jiang Z C, Tan X Q, Cao J H, et al. Calculation of atmospheric CO<sub>2</sub> sink formed in karst progresses of the karst divided regions in China. *Carsol Sin*, 2011, 30: 363–367
- 13 Pu J B, Jiang Z C, Yuan D X, et al. Some opinions on rock-weathering-related carbon sinks from the IPCC fifth assessment report. *Adv Earth Sci*, 2015, 30: 1081–1090
- 14 Romero-Mujalli G, Hartmann J, Börker J, et al. Ecosystem controlled soil-rock pCO<sub>2</sub> and carbonate weathering – Constraints by temperature and soil water content. *Chem Geol*, 2019, 527: 118634
- 15 Du C, Bai X, Li Y, et al. Storage, form, and influencing factors of karst inorganic carbon in a carbonate area in China. *Sci China Earth Sci*, 2024, 67: 725–739
- 16 Wu L, Wang S, Bai X, et al. Climate change weakens the positive effect of human activities on karst vegetation productivity restoration in southern China. *Ecol Indic*, 2020, 115: 106392
- 17 Liu Z, Dreybrodt W, Wang H. A new direction in effective accounting for the atmospheric CO<sub>2</sub> 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
- 18 Wang K, Zhang C, Chen H, et al. Karst landscapes of China: patterns, ecosystem processes and services. *Landscape Ecol*, 2019, 34: 2743–2763
- 19 Xu X, Jiao F, Lin D, et al. Carbon sink trends in the karst regions of southwest China: impacts of ecological restoration and climate change. *Land*, 2023, 12: 1906
- 20 Yang Y H, Shi Y, Sun W J, et al. Terrestrial carbon sinks in China and around the world and their contribution to carbon neutrality (in Chinese). *Sci Sin Vitae*, 2022, 52: 534–574 [杨元合, 石岳, 孙文娟, 等. 中国及全球陆地生态系统碳源汇特征及其对碳中和的贡献. *中国科学: 生命科学*, 2022, 52: 534–574]
- 21 Xiao B, Bai X, Zhao C, et al. Responses of carbon and water use efficiencies to climate and land use changes in China's karst areas. *J Hydrol*, 2023, 617: 128968
- 22 Li H, Wang S, Bai X, et al. Spatiotemporal distribution and national measurement of the global carbonate carbon sink. *Sci Total Environ*, 2018, 643: 157–170
- 23 Xi H, Wang S, Bai X, et al. The responses of weathering carbon sink to eco-hydrological processes in global rocks. *Sci Total Environ*, 2021, 788: 147706
- 24 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
- 25 Breiman L. Bagging predictors. *Mach Learn*, 1996, 24: 123–140
- 26 Breiman L. Random forests. *Mach Learn*, 2001, 45: 5–32
- 27 Yu G, Zheng Z, Wang Q, et al. Spatiotemporal pattern of soil respiration of terrestrial ecosystems in China: the development of a geostatistical model and its simulation. *Environ Sci Technol*, 2010, 44: 6074–6080
- 28 Zhong J, Liu J F, Jiao L M, et al. Assessing the comprehensive impacts of different urbanization process on vegetation net primary productivity in Wuhan, China, from 1990 to 2020. *Sust Cities Soc*, 2021, 75: 103295

- 29 Chen S T, Huang Y, Zou J W, et al. Interannual variability in soil respiration from terrestrial ecosystems in China and its response to climate change. *Sci China Earth Sci*, 2012, 55: 2091–2098
- 30 Zhang D, Zhao Y, Wu J. Assessment of carbon balance attribution and carbon storage potential in China's terrestrial ecosystem. *Resour Conservation Recycling*, 2023, 189: 106748
- 31 Bai X, Zhang S, Li C, et al. A carbon-neutrality-capacity index for evaluating carbon sink contributions. *Environ Sci EcoTech*, 2023, 15: 100237
- 32 White W B. Rate processes: chemical kinetics and karst landform development. *Groundwater Geomorphic Agent*, 1984, 227–248
- 33 Gong S, Wang S, Bai X, et al. Response of the weathering carbon sink in terrestrial rocks to climate variables and ecological restoration in China. *Sci Total Environ*, 2021, 750: 141525
- 34 Roderick M L, Rotstayn L D, Farquhar G D, et al. On the attribution of changing pan evaporation. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L17403
- 35 You G, Zhang Y, Liu Y, et al. On the attribution of changing pan evaporation in a nature reserve in SW China. *Hydrological Processes*, 2013, 27: 2676–2682
- 36 Xu D Y, Kang X W, Zhuang D F, et al. Multi-scale quantitative assessment of the relative roles of climate change and human activities in desertification – A case study of the Ordos Plateau, China. *J Arid Environ*, 2010, 74: 498–507
- 37 Ge W Y, Deng L Q, Wang F, et al. Quantifying the contributions of human activities and climate change to vegetation net primary productivity dynamics in China from 2001 to 2016. *Sci Total Environ*, 2021, 773: 145648
- 38 Lv Y, Zhang L, Li P, et al. Ecological restoration projects enhanced terrestrial carbon sequestration in the karst region of Southwest China. *Front Ecol Evol*, 2023, 11: 1179608
- 39 Zhang M Y, Wang F J, Chen F, et al. Comparison of three tillage systems in the wheat-maize system on carbon sequestration in the North China Plain. *J Cleaner Production*, 2013, 54: 101–107
- 40 Dong S, Du S, Wang X C, et al. Terrestrial vegetation carbon sink analysis and driving mechanism identification in the Qinghai-Tibet Plateau. *J Environ Manage*, 2024, 360: 121158
- 41 Boudriki Semlali B E, Molina C, Park H, et al. First results on the systematic search of land surface temperature anomalies as earthquakes precursors. *Remote Sens*, 2023, 15: 1110
- 42 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
- 43 Tong X, Brandt M, Yue Y, et al. Increased vegetation growth and carbon stock in China karst via ecological engineering. *Nat Sustain*, 2018, 1: 44–50
- 44 Liu Y, Wu C, Jia R, et al. An overview of the influence of atmospheric circulation on the climate in arid and semi-arid region of Central and East Asia. *Sci China Earth Sci*, 2018, 61: 1183–1194
- 45 Tong X, Brandt M, Yue Y, et al. Forest management in southern China generates short term extensive carbon sequestration. *Nat Commun*, 2020, 11: 129
- 46 Luo D, Zhou Z, Zhang L, et al. Evolution and driver analysis of forest carbon stocks in karst mountainous areas of southwest China in the context of rocky desertification management. *Catena*, 2024, 246: 108335
- 47 Chen Y, Feng X, Tian H, et al. Accelerated increase in vegetation carbon sequestration in China after 2010: a turning point resulting from climate and human interaction. *Glob Change Biol*, 2021, 27: 5848–5864
- 48 Lu F L, Hu H F, Sun W J, et al. Effects of national ecological restoration projects on carbon sequestration in China from 2001 to 2010. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2018, 115: 4039–4044
- 49 Zhang S R, Bai X Y, Zhao C W, et al. China's carbon budget inventory from 1997 to 2017 and its challenges to achieving carbon neutral strategies. *J Clean*, 2022, 347: 130966
- 50 Wang J, Feng L, Palmer P I, et al. Large Chinese land carbon sink estimated from atmospheric carbon dioxide data. *Nature*, 2020, 586: 720–723
- 51 Chuai X, Qi X, Zhang X, et al. Land degradation monitoring using terrestrial ecosystem carbon sinks/sources and their response to climate change in China. *Land Degrad Dev*, 2018, 29: 3489–3502
- 52 Yao Y, Li Z, Wang T, et al. A new estimation of China's net ecosystem productivity based on eddy covariance measurements and a model tree ensemble approach. *Agric For Meteorol*, 2018, 253–254: 84–93
- 53 Jiang F, Chen J M, Zhou L, et al. A comprehensive estimate of recent carbon sinks in China using both top-down and bottom-up approaches. *Sci Rep*, 2016, 6: 22130
- 54 Zhu X J, Yu G R, He H L, et al. Geographical statistical assessments of carbon fluxes in terrestrial ecosystems of China: results from upscaling

- network observations. *Glob Planet Change*, 2014, 118: 52–61
- 55 Pan Y, Birdsey R A, Fang J, et al. A large and persistent carbon sink in the world's forests. *Science*, 2011, 333: 988–993
- 56 Piao S, Fang J, Ciais P, et al. The carbon balance of terrestrial ecosystems in China. *Nature*, 2009, 458: 1009–1013
- 57 Qiu D S, Zhuang D F, Hu Y F, et al. Estimation of carbon sinks capacity caused by rock weathering in China. *J Earth Sci*, 2004, 29: 177–182
- 58 Zeng S, Liu Z. 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 [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]
- 59 Li H, Wang S, Bai X, et al. Spatiotemporal evolution of carbon sequestration of limestone weathering in China. *Sci China Earth Sci*, 2019, 62: 974–991
- 60 Liu Z, Zhao J. Contribution of carbonate rock weathering to the atmospheric CO<sub>2</sub> sink. *Environ Geol*, 2000, 39: 1053–1058

## 补充材料

### 图S1 反演离子强度和交叉验证

本文以上补充材料见网络版csb.scichina.com. 补充材料为作者提供的原始数据, 作者对其学术质量和内容负责.

Summary for “中国喀斯特生态系统碳汇对气候变化和人类活动的响应”

# Responses of karst ecosystem carbon sinks to climate change and human activities in China

Minghui Li<sup>1,2</sup>, Qiu Tan<sup>1</sup>, Guangjie Luo<sup>4</sup>, Chen Ran<sup>1</sup>, Sirui Zhang<sup>1</sup>, Lian Xiong<sup>1</sup>, Jingjing Liao<sup>1,4</sup>, Chaochao Du<sup>1</sup>, Qing Luo<sup>1,2</sup>, Xiaoyun Zhang<sup>1,2</sup>, Shu Yang<sup>1,2</sup>, Xiaoqian Shen<sup>1,2</sup>, Yuanhuan Xie<sup>1</sup> & Xiaoyong Bai<sup>1,3,5\*</sup>

<sup>1</sup> State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China

<sup>2</sup> School of Geography and Environmental Sciences, Guizhou Normal University, Guiyang 550001, China

<sup>3</sup> College of Resources and Environmental Engineering, Guizhou University, Guiyang 550025, China

<sup>4</sup> Guizhou Provincial Key Laboratory of Geographic State Monitoring of Watershed, Guizhou Education University, Guiyang 550018, China

<sup>5</sup> CAS Center for Excellence in Quaternary Science and Global Change, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710061, China

\* Corresponding author, E-mail: [baixiaoyong@vip.skleg.cn](mailto:baixiaoyong@vip.skleg.cn)

In the study of global change, one of the key issues is the global and regional carbon cycle, and estimating the carbon sink magnitude and determining the spatiotemporal pattern of carbon sources have attracted considerable attention from the academic community and are of great scientific significance. The Chinese karst region, which has considerable potential for carbon sequestration, is the principal area for carbon sequestration in China and even in the world. Changes in temperature and precipitation caused by global warming not only affect the hydrological processes in the karst region but also profoundly impact its carbon sink capacity. Nevertheless, no studies have as yet revealed the magnitude and spatial pattern of carbon sinks in the Chinese karst region, as well as the mechanism of the impact of climate change (CC) and human activities (HA) on the region. Therefore, to elucidate the spatial and temporal patterns of carbon sinks in Chinese karst ecosystems and reveal their responses to CC and HA, this paper employed data on climate, lithology, and ion concentration, in combination with a random forest model, a maximal potential dissolution model, and partial derivative analysis. According to the results: (1) during 2000–2020, the average annual flux of the ecosystem organic carbon sinks (NEP) and the total amount were 148.04 t C km<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup> and 374.54 Tg C a<sup>-1</sup>, respectively, while NEP showed a steady growth trend with an average annual growth rate of 2.35 t C km<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>. (2) The average annual flux of carbonate rock weathering carbon sinks (CCSs) and the total amount were 5.32 t C km<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup> and 13.45 Tg C a<sup>-1</sup>, respectively, while the average annual growth rate of the CCSs was 0.04 t C km<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>. (3) The average annual flux of the ecosystem carbon sink was 123.49 t C km<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup> and the total amount was 319.24 Tg C a<sup>-1</sup>. (4) The carbon sink of the Chinese karst ecosystem exhibited an increasing trend, with an increase rate of 2.16 t C km<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>, while precipitation (P), temperature (T) and solar radiation (SR) respectively contributed 15.91%, 13.12%, and 17.85% to changes in the ecosystem carbon sink. The contribution of CC to changes in the ecosystem carbon sink was 46.88%, and the contribution of HA was 53.12%. (5) In the karst region, the total increase in the area of the ecosystem carbon sink was 184.73×10<sup>4</sup> km<sup>2</sup>, while the decrease in the area was 68.27×10<sup>4</sup> km<sup>2</sup>. Furthermore, areas of growth in the carbon sinks were considerably larger than areas of decline. As the main factor influencing changes in the ecosystem carbon sink, HA was largely concentrated in the southern karst area, with a principal area of 64.66×10<sup>4</sup> km<sup>2</sup>. This study will facilitate the realization of China's “dual carbon” goal, thereby providing an important reference for diagnosing the country's global carbon neutrality capacity. By integrating long time series of multisource data and advanced modeling analysis, this study systematically quantified the dynamic changes in ecosystem carbon sinks in China's karst region with respect to scale, spatial distribution, and driving mechanism. Not only do these results provide a scientific basis for realizing China's “double carbon” goal, but they also serve as an important reference for the formulation and implementation of global carbon-neutral strategies. To provide more in-depth scientific support for global climate governance in the future, the quantitative assessment of the balance between regional carbon sinks and carbon emissions can be further strengthened to explore the long-term stability of the carbon sink function and the risk of extreme climate events.

**karst, organic carbon sinks, carbonate rock weathering carbon sinks, ecosystem carbon sinks, climate change, human activities**

doi: [10.1360/TB-2024-1201](https://doi.org/10.1360/TB-2024-1201)