

青藏高原湖泊有机碳埋藏显著增加

刘军志^{1,6,7}, 郭正旭^{1,2,6,7}, 方鹏程³, 侯居峙⁴, 朱立平⁴, 唐甲洁^{1,5,6,7}, 郭泌汐⁴, 陈玉莹^{1,7}, 刘勇勤^{1,4,6,7*}

1. 兰州大学泛第三极环境中心, 兰州 730000

2. 兰州大学资源环境学院, 兰州 730000

3. 江苏省地理信息资源开发与利用协同创新中心, 南京 210023

4. 青藏高原地球系统与资源环境全国重点实验室, 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100101

5. 兰州大学大气科学学院, 兰州 730000

6. 察隅季风通道多圈层变化西藏自治区野外科学观测研究站, 察隅 860600

7. 甘肃省泛第三极生物地球化学循环重点实验室, 兰州 730000

* 通讯作者, E-mail: yql@lzu.edu.cn

2025-07-26收稿, 2026-02-03修回, 2026-02-10接受, 2026-05-06网络版发表

国家自然科学基金项目(42421001、U23A2010)、西藏自治区科技计划项目(XZ202501JD0027)、甘肃省科技计划项目(23JRRA1033、24JRRA389、25RCKA021)和全球海洋负碳排放(Global ONCE)计划项目资助

摘要 青藏高原拥有全球海拔最高、数量最多的高原湖泊, 这些湖泊具有重要的科学研究价值。然而, 该区域湖泊的有机碳积累速率(Organic Carbon Accumulation Rates, OCARs)——即单位时间内沉积于湖底的有机碳量——仍缺乏系统认知。本研究首次基于实测数据与流域尺度的环境因子, 构建了青藏高原1525个湖泊的OCAR空间分布数据集, 进而对区域湖泊有机碳埋藏总量进行计算。结果表明, OCARs存在显著空间分异, 且与湖泊上游流域的陆地初级生产力及土壤碳氮比显著相关, 凸显了周边陆地环境对湖泊碳输入的关键调控作用。基于流域环境因子的升尺度估算表明, 过去150年整个青藏高原的湖泊有机碳埋藏速率约为 $0.59(0.35\text{--}0.67)\text{ Tg C yr}^{-1}$ 。超过三分之二的观测湖泊OCAR呈上升趋势。在未来气候“暖湿化”的影响下, 到21世纪末, 青藏高原湖泊OCARs预计将增加17.0%–49.0%。本研究基于流域特征估算了青藏高原的湖泊有机碳积累速率, 指出湖泊碳埋藏作为长期碳汇的重要性日益增加。

关键词 湖泊, 有机碳埋藏, 碳积累速率, 青藏高原

1 引言

湖泊在全球碳循环中扮演着重要角色, 是重要的有机碳库。其存储的有机碳或来自周边陆地生态系统, 或由水生生产者固定并经沉积过程被埋藏在底泥中(Tranvik等, 2009; Raymond等, 2013)。一旦被埋藏, 碳就进入地质循环, 成为一个重要的长期碳汇(Mendonça等, 2017; Pilla等, 2022)。尽管湖泊碳埋藏很重要, 但其估算仍然存在很大不确定性, 尚未被纳入全球碳收支核算(Friedlingstein等, 2023)。深入研究湖泊碳埋藏对填补全

球碳收支存在的认知空白至关重要(Cole等, 2007)。

青藏高原, 被称为“亚洲水塔”, 平均海拔超过4000 m, 湖泊总面积超过50000 km², 占中国湖泊总面积的一半以上(Zhang等, 2019)。由于该地区湖泊面积大, 气候条件独特(以低温和强太阳辐射为主要特征), 量化该区域湖泊碳埋藏量及其驱动因素具有很大挑战(Zhang等, 2017; Wang等, 2018)。青藏高原湖泊多为贫营养型, 即营养盐水平低、初级生产力弱。在这种情况下, 上游流域输入的陆源碳与营养物质对湖泊碳循环起着重要作用(Engstrom等, 2000; Carpenter等, 2005)。

中文引用格式: 刘军志, 郭正旭, 方鹏程, 侯居峙, 朱立平, 唐甲洁, 郭泌汐, 陈玉莹, 刘勇勤. 2026. 青藏高原湖泊有机碳埋藏显著增加. 中国科学: 地球科学, 56(6): 2217–2224. doi: 10.1360/N072025-0405

英文引用格式: Liu J, Guo Z, Fang P, Hou J, Zhu L, Tang J, Guo B, Chen Y, Liu Y. 2026. Increased organic carbon burial in Tibetan Plateau lakes. Science China Earth Sciences, 69(6): 2178–2185. <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1874-7>

有机碳积累速率指单位时间内在湖底积累的有机碳量,是衡量湖泊碳埋藏的关键指标(Wang等, 2018)。已有研究从湖泊自身属性与流域尺度特征两方面探讨了湖泊碳埋藏的影响因素。例如, Liu等(2024)报道了中国湖泊水体中OCAR与颗粒有机碳浓度存在强相关性; Clow等(2015)发现流域尺度的土地利用、土壤和植被特征对美国湖泊OCAR有显著影响。与湖泊自身属性相比,流域尺度的环境因子通常更容易获取,使其成为估算未采样湖泊OCAR的有效预测指标(Kastowski等, 2011; Toming等, 2020),可用于评估过去和未来时期湖泊的总有机碳埋藏。然而,流域尺度环境因子(如植被生产力和土壤有机碳含量)如何影响青藏高原湖泊OCAR,目前尚不清楚。

本研究基于青藏高原26个湖泊的OCAR观测数据,结合团队之前开发的青藏高原湖泊流域环境因子数据集(Liu等, 2022),量化了各类流域环境因子(如地形、气候、土壤和植被变量)对湖泊OCAR的影响。结果表明,青藏高原湖泊OCAR与流域尺度的陆地总初级生产力和土壤碳氮比存在显著相关性。基于这些相关性,我们推测了青藏高原1525个湖泊的有机碳积累速率,并估算了不同变暖情景下湖泊碳埋藏的变化。

2 材料与方法

2.1 研究区域与数据收集

青藏高原位于亚洲中部,平均海拔在4000 m以上(2500–8848 m)(Yao等, 2022)。高原上分布着超过1400个面积大于1 km²的湖泊,总面积达50000 km²(Zhang等, 2019)。本研究测定了青藏高原上9个湖泊的OCAR,并结合文献收集的17个湖泊的数据,构建了一个包含26个湖泊的数据集。这些湖泊的OCAR均基于²¹⁰Pb定年法获得。我们使用重力采样器采集沉积柱,并在采集后立即冷藏运送到实验室,在4 °C下保存。沉积柱被切成1 cm间隔的切片,用于有机碳含量测定。对于从文献中收集的数据,其具体采样与检测方法请参见网络版附表S1中所列出的参考文献。

2.2 总有机碳测量

本研究使用岛津TOC-V_{CPH}分析仪及固体进样模块SSM-5000A对采集的沉积物样品进行总有机碳(TOC)含量测定。样品经室温风干后进行均质化处理,并过100目筛。每个样品精确称取两份(各约100 mg)分别置于两个进样舟中,用于测定总碳(TC)与总无机碳(TIC)。TC测定过程中以WO₃作为催化剂,在980 °C高温下使有机碳

氧化、无机碳分解,并通过检测器信号确定TC含量;TIC测定则先向进样舟中加入0.5 mL稀磷酸(20%),于200 °C加热使无机碳转化为CO₂,使用同一检测器计算TIC含量。最终通过TC与TIC差值计算TOC含量(Wang等, 2012)。该方法中TC与TIC测定的相对误差分别小于2%和3%。

2.3 干容重分析

干容重(Dry Bulk Density, DBD),即单位体积干固体的重量,按照标准方法(Rausch和Heinemann, 1984)在105 °C烘箱中干燥16 h后在实验室测量。对于没有容重测量数据的湖泊,使用经验公式(1)(Dean和Gorham, 1998; Avnimelech等, 2001)基于有机碳含量(Organic Carbon, OC)估算容重(g cm⁻³)。

$$DBD = \begin{cases} 1.665 \times OC^{-0.887}, OC > 6\% \\ 1.776 - 0.363 \times \ln(10 \times OC), OC \leq 6\% \end{cases} \quad (1)$$

当湖泊沉积物中的OC含量大于6%时,容重与OC呈指数关系。当OC含量小于或等于6%时,呈对数关系。当OC含量等于6%时,两个方程计算结果的差值为0.05 g cm⁻³,差别可忽略不计(Kastowski等, 2011)。虽然OC数据相对容易获取,但有时仍存在数据缺失。在这种情况下,OC值可以通过样品的烧失量或有机质转换得到,转换系数分别为0.469(烧失量)和0.58(有机质)(Dean, 1974; Tiquia和Tam, 2000)。

2.4 OCAR计算

OCAR定义为每年在单位湖泊面积上积累的有机碳量(Clown等, 2015; Anderson等, 2020)。本研究中有两个湖泊(青海湖和苟鲁错)的OCAR数据直接引自文献,其他湖泊的OCAR使用以下公式计算: OCAR=SAR×DBD×OC。沉积物积累速率(Sediment Accumulation Rate, SAR, cm yr⁻¹)根据沉积柱样品的²¹⁰Pb定年结果计算得到。其中,9个湖泊(如阿翁错、班公错、达则错)的SAR基于本研究测定结果计算,其他湖泊(如巴松错、沉错、错鄂)的SAR引自文献数据。在OC含量方面,11个湖泊的数据由本研究测量,其他湖泊的数据来自文献。

在水下地形影响下,波浪和水流会导致湖泊沉积物发生不均匀堆积,通常表现为较深水域具有更高的沉积速率。本研究采用的沉积柱大多取自各湖泊的最深区域,因此所得数据代表了湖泊有机碳沉积速率的上限。想要获取整个湖泊系统的有机碳沉积速率,可采用沉积物聚焦校正法进行估算。获取沉积物聚焦因子(Sediment Focusing Factor, SFF)的方法主要有两种:

(1) 基于湖床坡度计算SFF。Blais和Kalff(1995)通过在单个湖泊内采集多个沉积柱(每个湖泊采集9–16个),发现沉积物聚焦效应主要受湖床坡度控制。基于该研究的数据,采用公式(2)根据积累区面积占比(p_a)、积累区平均Pb负荷(Pb_a)和非积累区平均Pb负荷(Pb_{na})计算湖泊的SFF值。该公式的分母代表湖泊系统的平均Pb负荷。本研究根据这些观测数据建立SFF与湖床坡度的线性回归方程,如公式(3)和网络版附图S1所示,其决定系数达0.72。基于该方程,可利用湖床坡度计算湖泊的SFF值,而湖床坡度数据基于GLOBathy提供的湖泊测深资料(Håkanson, 1981; Khazaei等, 2022)得到。该方法理论基础扎实,是湖泊聚焦校正的合理方法。

$$SFF = \frac{Pb_a}{Pb_a \times p_a + Pb_{na} \times (1 - p_a)} \quad (2)$$

$$SFF = 0.1018 \times \text{Slope} + 1.0179 \quad (3)$$

(2) 基于区域 ^{210}Pb 大气通量计算SFF(Lamborg等, 2013)。该方法假设沉积物中所有 ^{210}Pb 都来自大气,忽略了陆地输入,会导致SFF估值偏大,进而使OCAR计算结果偏小。但由于青藏高原大气 ^{210}Pb 沉降的测量数据稀少,难以利用该方法直接计算SFF。因此,我们从文献中收集了全球其他地区利用该方法计算的222个SFF值(Heathcote和Downing, 2012; Van Metre, 2012; Hobbs等, 2013; Dietz等, 2015),采用其平均值(1.93)校正青藏高原湖泊的OCAR,该结果可视为OCAR的下限。与此相对应,未经校正的湖泊OCAR可视为上限。

2.5 流域尺度环境因子

本研究采用青藏高原湖泊流域环境因子数据集(Liu等, 2022),分析了OCAR与流域尺度环境因子的关系。所选取的10个环境因子涵盖地形、气候、土地覆盖和土壤等方面,包括经度、纬度、海拔、年均气温、年均降水、太阳辐射、总初级生产力、冰川覆盖率、土壤有机碳含量和土壤碳氮比(C:N)。其中土壤碳氮比采用表层0–30 cm的加权平均值(对0–5、5–15和15–30 cm三层数据加权平均得到)。气候变量(He等, 2020)和GPP(Gross Primary Production)数据(Wang等, 2021)均采用1980–2000年的平均值。考虑到较大的湖泊会阻隔上游至下游的物质输送,本研究采用本地流域尺度的变量进行分析。本地流域的划分方式为:从完整流域中剔除面积大于0.2 km²的上游湖泊的汇水区(网络版附图S2)。

2.6 升尺度方法

基于易于获取的流域环境因子,本研究采用逐步回归法将OCAR升尺度到整个青藏高原。通过分析OCAR与

环境变量的相关性筛选潜在预测变量。学界普遍认为大型湖泊的OCAR通常低于小型湖泊(Downing等, 2008; Porto等, 2011; 王君波等, 2011),本研究也发现青藏高原面积最大的青海湖(4500 km²)和第三大的纳木错(2015 km²)OCAR明显低于其他湖泊(网络版附图S3)。鉴于大型湖泊面积可能主导OCAR变化,本研究在相关性分析中排除了青海湖与纳木错,并将青藏高原前三大湖泊(青海湖、色林错与纳木错)的OCAR在升尺度估算中单独处理。由于色林错与纳木错在湖泊面积和环境条件上高度相似(网络版附图S4),故假定二者具有相同的OCAR值。

在确定潜在预测变量后,利用Python编程语言的statsmodels包进行逐步回归分析,建立OCAR估算模型,进而推测数据集中除三大湖泊外所有湖泊的OCAR(Zhang等, 2014, 2019; Zhang, 2019)。最终构建了两个OCAR升尺度回归模型:针对过去150年的模型($R^2=0.49$)和针对1980年后时段的模型($R^2=0.50$)。前者用于评估长期碳累积过程,后者基于近期数据为未来OCAR动态预测提供支撑。

为评估模型预测性能,对150年模型进行了留一验证,得到 $R^2=0.36$ 。该预测精度处于中等水平,说明应谨慎使用空间外推结果。但考虑到青藏高原湖泊碳埋藏观测数据稀缺,本文所得结果仍具有较为重要的参考价值,可为未来更准确的研究提供基础。

$$OCAR = -33.0052 + 7.4581 \times GPP + 4.0355 \times CNR \quad (4)$$

$$OCAR = -47.0659 + 14.4229 \times GPP + 5.4669 \times CNR \quad (5)$$

除了逐步回归模型,我们还构建了一个以MAT和CNR为预测因子的补充模型。该模型的 R^2 值为0.41(公式6),证明MAT也是OCAR的关键驱动因子。

$$OCAR = -279.8064 + 0.9554 \times MAT + 3.4179 \times CNR \quad (6)$$

2.7 未来预测

基于构建的升尺度模型(公式(5))和耦合模式比较计划(Coupled Model Intercomparison Project Phase 6, CMIP 6)提供的未来环境因子,预测了三种情景(SSP1-2.6、SSP2-4.5和SSP5-8.5)下青藏高原湖泊碳埋藏量的未来变化。该工作采用了5个地球气候系统模式(CESM2-WACCM、CMCC-CM2-SR5、CMCC-ESM2、NorESM2-MM和TaiESM1)的结果,原始数据集(<https://aims2.llnl.gov/search/cmip6>)的月尺度环境因子被汇总为各时段的平均值,然后代入模型进行预估。鉴于不同GPP数据集间存在较大差异,本研究仅报告了未来OCAR相对于当前水平的相对变化。

3 结果与讨论

3.1 湖泊OCAR的空间分布与驱动因子

本研究采用 ^{210}Pb 法进行沉积柱定年,该方法被认为是百年尺度最准确的定年方法(Ivanovich和Harmon, 1992),同时进行了聚焦校正以考虑每个湖泊内沉积物分布不均所引起的不确定性。结果显示,高OCAR主要出现在高原南部(如错鄂和羊卓雍错)和东北部地区(如尕斯库勒湖和托素湖),而羌塘高原等青藏高原内部地区的湖泊OCAR普遍较低(图1)。通过分析10个流域环境因子与过去150年校正后OCAR值的关系(图2和网络版附图S5),发现OCAR与其中6个因子存在显著的中等相关性:经度($r=0.41$)、海拔($r=0.428$)、年均气温(MAT, $r=0.484$)、总初级生产力(GPP, $r=0.475$)、土壤有机碳(SOC, $r=0.308$)和土壤碳氮比(C:N, $r=0.535$)。在分析未经聚焦校正的OCAR(网络版附图S6和S7)以及1980年后的OCAR时(网络版附图S8),也观察到了相似规律,印证了研究结果的稳健性。

湖泊OCAR与流域尺度GPP之间的正相关表明,更高的流域生产力为湖泊提供了更多的碳输入。OCAR与土壤C:N比的正相关可能是因为:具有较高C:N比的有机碳不易被微生物分解(Aulakh等, 1991);而与MAT的正相关可能是间接的,由较暖地区更高的陆地和水生生产力所驱动。在美国本土(Clown等, 2015)、欧洲(Kas-towski等, 2011)和全球尺度(Amora-Nogueira等, 2022)进行的相关研究中也报道了OCAR与MAT之间的正相关关系。

尽管前人研究定性描述了陆源输入是贫营养湖泊的主要碳源(Cole等, 2007; Karlsson等, 2012),但本研究首次建立了湖泊OCAR与流域尺度变量(如GPP和土壤C:N比)的定量关系。这些结果表明,在湖泊碳埋藏研究中,需要将湖泊及其上游流域视为有机整体。

我们随后通过两个回归模型将OCAR测量值扩展到区域尺度:一个针对过去150年的长期碳积累量,另一个则聚焦1980年以来的时期,通过构建更近期、更窄时间范围的模型更好地支持未来OCAR动态的预测。两个模型均使用逐步回归构建,将与OCAR有显著相关性的六个环境变量作为候选预测因子(见方法部分)。GPP和土壤C:N比在两个模型中均被选为关键变量,两个模型 R^2 值分别为0.49和0.50。将这些模型应用于青藏高原1525个湖泊(Zhang等, 2014, 2019; Zhang, 2019),生成了过去150年和1980年后OCAR的空间分布(图3和网络版附图S9)。本研究首次对青藏高原湖泊的OCAR空间分布进行了推测,推测结果揭示了OCAR从东南向西北递减的趋

势,最低值出现在藏北地区,该模式总体上遵循生态系统生产力的空间梯度。

3.2 过去150年青藏高原的碳埋藏

基于湖床坡度进行聚焦校正后,估算的青藏高原湖泊平均OCAR为 $11.74 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 。基于大气沉降法进行聚焦校正得到的下限为 $6.91 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$,而未应用任何聚焦校正得到的上限为 $13.35 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (详见方法部分)。这些值与亚极地、极地地区($10.9 \pm 2.7 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$)和北方森林($15.4 \pm 3.9 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$)的观测值相当,但显著低于温暖地区,如湿润热带森林($114 \pm 38.2 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$)、温带森林($36.7 \pm 3.2 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$)和其他中纬度地区($38.9 \pm 8.4 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$)(Amora-Nogueira等, 2022)。过去150年,青藏高原湖泊的总有机碳埋藏量为 88.27 Tg C ,年平均埋藏速率为 $0.59 \text{ Tg C yr}^{-1}$ 。使用MAT和C:N比的补充模型(公式6)得到了非常相近的估算值(83.21 Tg C),表明该结果是稳健的。估算的总有机碳埋藏的下限和上限分别是 52.01 和 100.39 Tg C ,对应的年积累速率分别为 0.35 和 $0.67 \text{ Tg C yr}^{-1}$ 。

考虑到青藏高原地理条件的空间异质性,我们进一步研究了高原内主要流域的湖泊碳埋藏量(表1,网络版附图S10)。澜沧江流域的平均OCAR最大,为 $32.28 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$,与温带森林和其他中纬度地区的观测值相当。其次是怒江流域和河西走廊,两者的OCAR均超过 $20 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 。塔里木盆地具有最低的平均OCAR($8.11 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$),这可能与该地区植被稀疏、生产力低下有关。青藏高原内流区拥有最大的湖泊面积(35705.4 km^2),在过去150年具有最大的有机碳埋藏量(即 57.81 Tg C),占青藏高原湖泊总有机碳埋藏量的三分之二。需要指出的是,由于严酷环境和交通限制,青藏高原内流域的OCAR实测数据非常有限,未来条件允许时应加强该地区的观测研究。

在过去150年间,青藏高原26个湖泊中有19个表现出OCAR显著增加的趋势($p < 0.05$; 图1B和网络版附图S11)。主要原因可能是:气候暖湿化驱动水生与陆地生态系统生产力增加(Shen等, 2015),进而增加了输入湖泊的有机碳通量。这表明,该区域湖泊在碳循环中正发挥着日益重要的作用。整体而言,高原东部湖泊的有机碳累积速率增长幅度普遍高于西部(图1B)。这种空间分异格局的形成机制可能包括:(1)东部地区陆地与水生生态系统生产力增幅更大,在扣除分解作用增强的影响后,其输入湖泊的碳通量仍高于西部;(2)东部人类活动更为密集(Liu等, 2022),导致湖泊外源物质输入量增加。值得注意的是,湖泊OCAR的增长常呈现非线性特征(网络版附

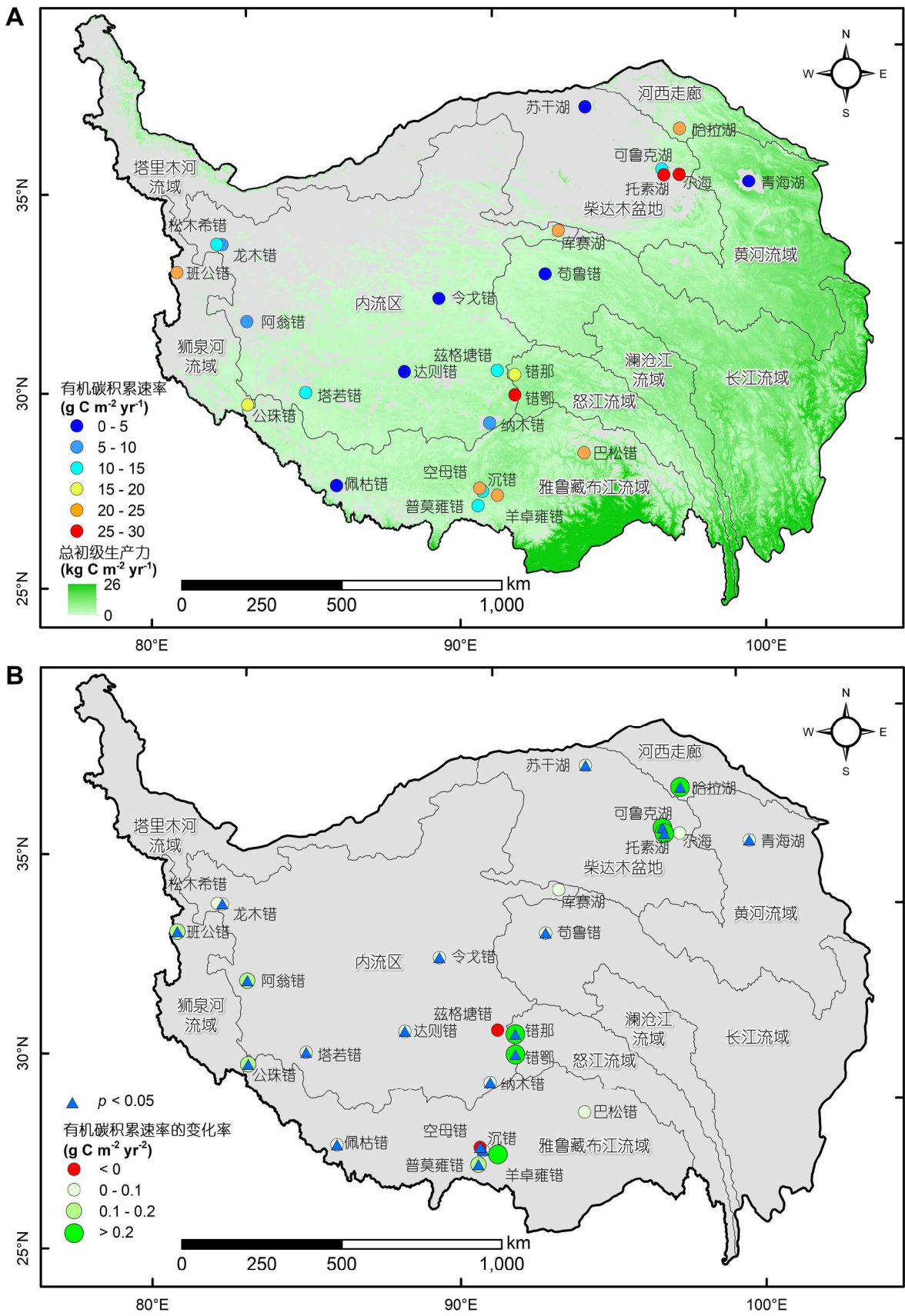


图1 青藏高原湖泊有机碳积累速率的空间分布。(A) 利用坡度聚焦校正的OCAR空间分布；(B) 过去150年OCAR的变化速率

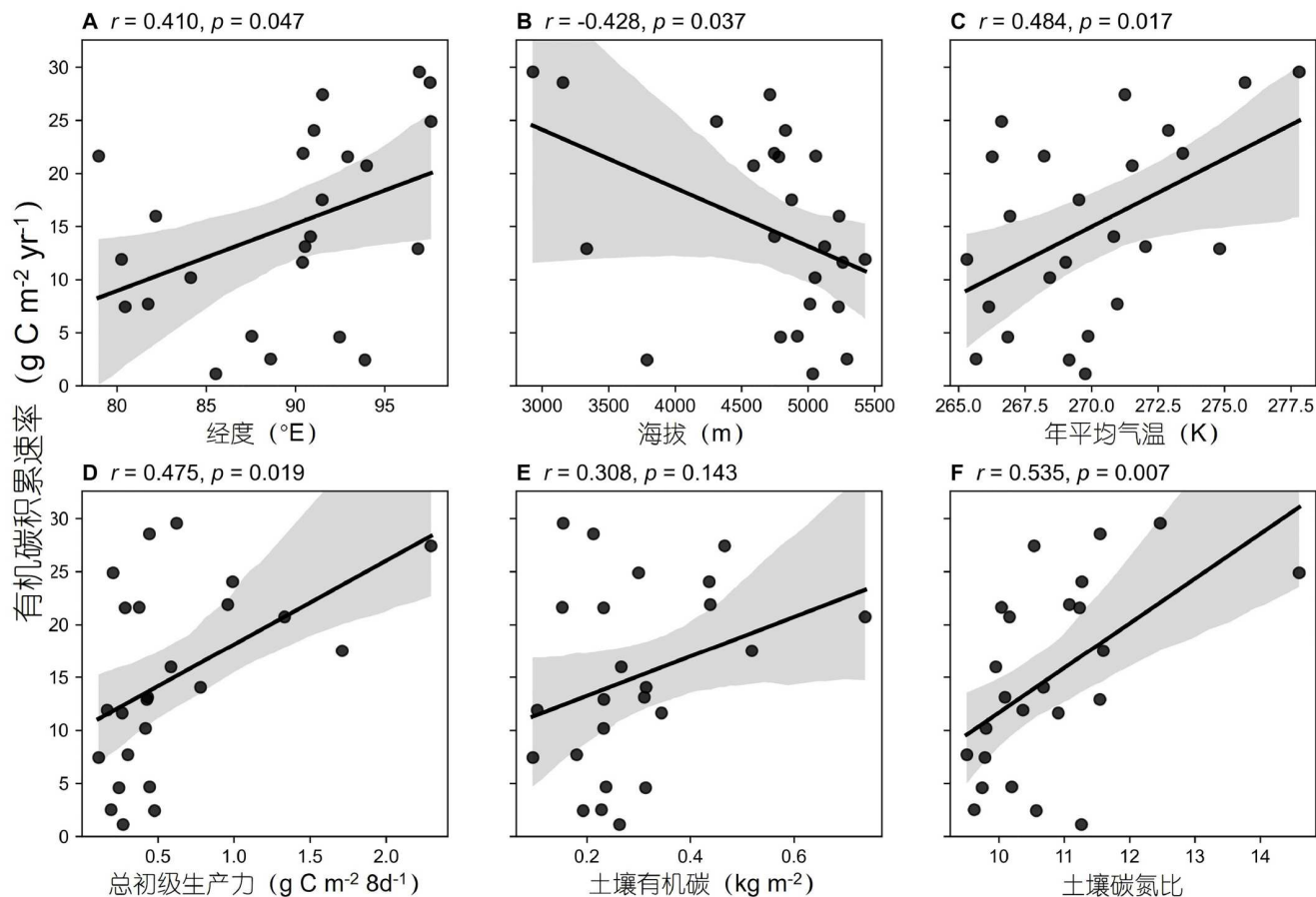


图2 过去150年间经过聚焦校正的有机碳积累速率与流域尺度环境变量之间的相关性

表1 青藏高原不同流域湖泊的有机碳埋藏

流域	平均OCAR(g C m ⁻² yr ⁻¹)	湖泊面积(km ²)	近150年OC埋藏量(Tg C)
澜沧江流域	32.28	35.47	0.17
怒江流域	28.02	272.64	1.15
河西走廊流域	27.53	643.64	2.66
雅鲁藏布江流域	17.36	2072.11	5.40
长江流域	16.59	1060.21	2.64
柴达木盆地流域	13.07	2112.88	4.14
狮泉河流域	12.96	1652.45	3.21
黄河流域	11.33	6373.02	10.83
内流区	10.79	35705.4	57.81
塔里木河流域	8.11	215.08	0.26
总计	11.74	50142.91	88.27

图S11), 这凸显了高原湖泊碳动态过程的复杂性。

3.3 青藏高原湖泊OCAR的未来预测

未来随着气候持续暖湿化, 预估结果表明青藏高原湖泊OCAR将相应增长。图4展示了2015–2100年青藏高原湖泊有机碳沉积速率变化(以2015–2020年为基线的相对

变化率, 按十年间隔计算)。在2091–2100期间, SSP1-2.6、SSP2-4.5和SSP5-8.5情景下的OCAR相对变化率将分别为17.0%±9.9%、30.5%±11.6%和49.0%±16.3%。在SSP1-2.6情景下, OCAR在2070年前呈显著上升, 之后增长趋于平缓; 而在SSP2-4.5与SSP5-8.5情景下, OCAR在2015–2100年间都将持续保持较高增长率。值得注意的是, 在

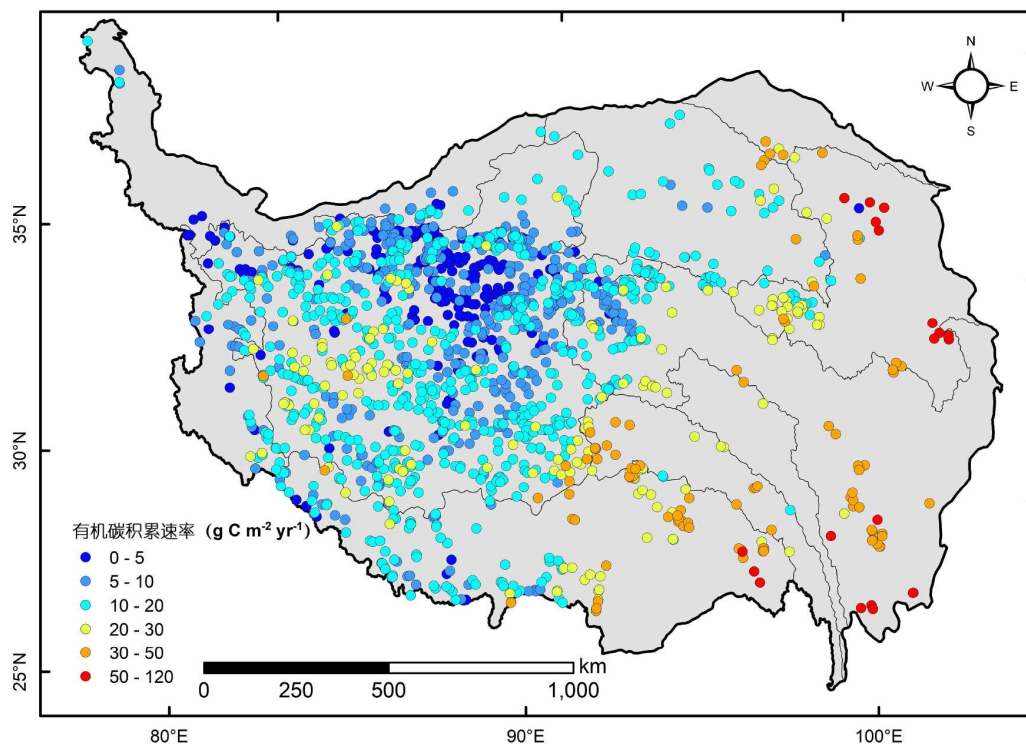


图3 青藏高原过去150年经过聚焦校正的湖泊有机碳积累速率空间分布

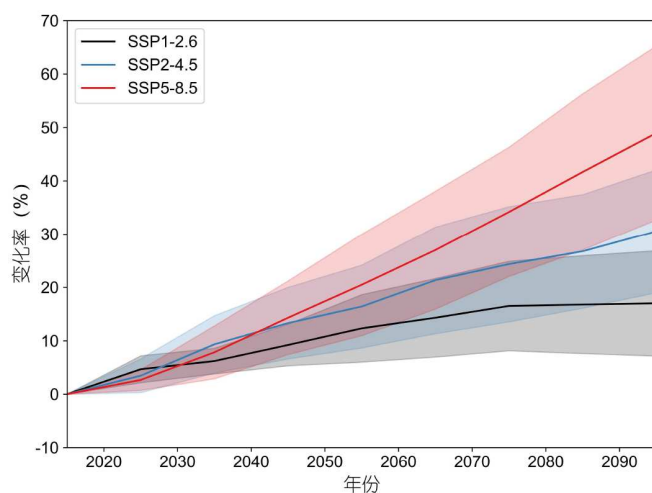


图4 2015–2100年青藏高原湖泊有机碳沉积速率变化。以2015–2020年为基线的相对变化率，按十年间隔计算。阴影区域代表五个地球气候系统模式结果的标准差

2050年前，三种情景下的OCAR增长率差异不显著；但2050年后增长率差异逐渐变大(SSP5-8.5情景增速最快)。

3.4 局限性与展望

受波浪和水流作用，湖泊沉积物的积累分布不均，通常表现为较深水域具有更高的沉积速率。要确定整个湖泊系统有机碳积累速率，理想方法是在湖内不同点位

采集沉积柱进行测定并计算其平均值，但受成本与时间限制，通常难以对每个湖泊实施多点采样。尽管本研究采用两种聚焦校正方法估算了湖泊OCAR，但这两种方法均缺乏在青藏高原的观测验证。未来研究需获取更多OCAR实测数据和大气 ^{210}Pb 沉降数据，以提升OCAR估算的准确性。

需要说明的是，本研究构建的回归模型仅基于26个湖泊的观测数据，并据此外推至整个青藏高原，估算结果具有很大不确定性(特别在观测数据稀少的高原东南部)，未来亟需采集更大规模的样品获取更多OCAR观测数据。此外，气候变暖增强分解作用，可能会部分抵消暖湿条件对OCAR的促进作用。由于本研究主要关注流域环境因子与OCAR的相关性，未对分解过程进行显式建模。未来在获得更丰富的数据集后，应纳入分解作用的影响，以进一步提升OCAR的估算精度。

4 结论

本研究首次基于实测数据和流域尺度环境因子，对青藏高原湖泊OCAR的空间分布进行了定量推测，实现了该区域湖泊有机碳埋藏量的全面估算。我们发现超过三分之二的观测湖泊OCAR呈增加趋势，且未来这一趋势仍将继续，表明青藏高原湖泊碳埋藏固碳的重要性日益增加。

补充材料 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, 详见网络版(<http://earthcn.scichina.com>)。

参考文献

- 王君波, 朱立平, 汪勇, 等. 2011. 西藏纳木错现代沉积速率的空间分布特征及近60年来的变化研究. 第四纪研究, 31: 535–543
- Amora-Nogueira L, Sanders C J, Enrich-Prast A, et al. 2022. Tropical forests as drivers of lake carbon burial. *Nat Commun*, 13: 4051
- Anderson N J, Heathcote A J, Engstrom D R. 2020. Anthropogenic alteration of nutrient supply increases the global freshwater carbon sink. *Sci Adv*, 6: eaaw2145
- Aulakh M S, Walters D T, Doran J W, et al. 1991. Crop residue type and placement effects on denitrification and mineralization. *Soil Sci Soc Amer J*, 55: 1020–1025
- Avnimelech Y, Ritvo G, Meijer L E, et al. 2001. Water content, organic carbon and dry bulk density in flooded sediments. *Aquac Eng*, 25: 25–33
- Blais J M, Kalff J. 1995. The influence of lake morphometry on sediment focusing. *Limnol Oceanogr*, 40: 582–588
- Carpenter S R, Cole J J, Pace M L, et al. 2005. Ecosystem subsidies: Terrestrial support of aquatic food webs from ^{13}C addition to contrasting lakes. *Ecology*, 86: 2737–2750
- Clow D W, Stackpoole S M, Verdin K L, et al. 2015. Organic carbon burial in lakes and reservoirs of the conterminous United States. *Environ Sci Technol*, 49: 7614–7622
- Cole J J, Prairie Y T, Caraco N F, et al. 2007. Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. *Ecosystems*, 10: 172–185
- Dean W. 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *SEPM JSR*, 44: 242–248
- Dean W E, Gorham E. 1998. Magnitude and significance of carbon burial in lakes, reservoirs, and peatlands. *Geology*, 26: 535
- Dietz R D, Engstrom D R, Anderson N J. 2015. Patterns and drivers of change in organic carbon burial across a diverse landscape: Insights from 116 Minnesota lakes. *Glob Biogeochem Cycle*, 29: 708–727
- Downing J A, Cole J J, Middelburg J J, et al. 2008. Sediment organic carbon burial in agriculturally eutrophic impoundments over the last century. *Glob Biogeochem Cycle*, 22: 2006GB002854
- Engstrom D R, Fritz S C, Almendinger J E, et al. 2000. Chemical and biological trends during lake evolution in recently deglaciated terrain. *Nature*, 408: 161–166
- Friedlingstein P, O'Sullivan M, Jones M W, et al. 2023. Global carbon budget 2023. *Earth Syst Sci Data*, 15: 5301–5369
- Håkanson L. 1981. A Manual of Lake Morphometry. Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg
- He J, Yang K, Tang W, et al. 2020. The first high-resolution meteorological forcing dataset for land process studies over China. *Sci Data*, 7: 25
- Heathcote A J, Downing J A. 2012. Impacts of eutrophication on carbon burial in freshwater lakes in an intensively agricultural landscape. *Ecosystems*, 15: 60–70
- Hobbs W O, Engstrom D R, Scottler S P, et al. 2013. Estimating modern carbon burial rates in lakes using a single sediment sample. *Limnol Oceanogr Meth*, 11: 316–326
- Ivanovich M, Harmon R S. 1992. Uranium-Series Disequilibrium: Applications to Earth, Marine, and Environmental Sciences. United Kingdom: Clarendon Press
- Karlsson J, Berggren M, Ask J, et al. 2012. Terrestrial organic matter support of lake food webs: Evidence from lake metabolism and stable hydrogen isotopes of consumers. *Limnol Oceanogr*, 57: 1042–1048
- Kastowski M, Hinderer M, Vecsei A. 2011. Long-term carbon burial in European lakes: Analysis and estimate. *Glob Biogeochem Cycle*, 25, doi: 10.1029/2010GB003874
- Khazaei B, Read L K, Casali M, et al. 2022. GLOBathy, the global lakes bathymetry dataset. *Sci Data*, 9: 36
- Lamborg C H, Engstrom D R, Fitzgerald W F, et al. 2013. Apportioning global and non-global components of mercury deposition through ^{210}Pb indexing. *Sci Total Environ*, 448: 132–140
- Liu D, Shi K, Chen P, et al. 2024. Substantial increase of organic carbon storage in Chinese lakes. *Nat Commun*, 15: 8049
- Liu J, Fang P, Que Y, et al. 2022. A dataset of lake-catchment characteristics for the Tibetan Plateau. *Earth Syst Sci Data*, 14: 3791–3805
- Mendonça R, Müller R A, Clow D, et al. 2017. Organic carbon burial in global lakes and reservoirs. *Nat Commun*, 8: 1694
- Pilla R M, Griffiths N A, Gu L, et al. 2022. Anthropogenically driven climate and landscape change effects on inland water carbon dynamics: What have we learned and where are we going? *Glob Change Biol*, 28: 5601–5629
- Porto P, Walling D E, Callegari G. 2011. Using ^{137}Cs measurements to establish catchment sediment budgets and explore scale effects. *Hydrol Process*, 25: 886–900
- Rausch D L, Heinemann H G. 1984. Measurement of reservoir sedimentation. In: Erosion and Sediment Yield: Some Methods of Measurement and Modeling. Norwich: Geo Books. 179–200
- Raymond P A, Hartmann J, Lauerwald R, et al. 2013. Global carbon dioxide emissions from inland waters. *Nature*, 503: 355–359
- Shen M, Piao S, Jeong S J, et al. 2015. Evaporative cooling over the Tibetan Plateau induced by vegetation growth. *Proc Natl Acad Sci USA*, 112: 9299–9304
- Tiquia S M, Tam N F Y. 2000. Fate of nitrogen during composting of chicken litter. *Environ Pollution*, 110: 535–541
- Toming K, Kotta J, Uuema E, et al. 2020. Predicting lake dissolved organic carbon at a global scale. *Sci Rep*, 10: 8471
- Tranvik L J, Downing J A, Cotner J B, et al. 2009. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. *Limnol Oceanogr*, 54: 2298–2314
- Van Metre P C. 2012. Increased atmospheric deposition of mercury in reference lakes near major urban areas. *Environ Pollution*, 162: 209–215
- Wang J, Zhu L, Wang Y, et al. 2012. A comparison of different methods for determining the organic and inorganic carbon content of lake sediment from two lakes on the Tibetan Plateau. *Quat Int*, 250: 49–54
- Wang J, Sun R, Zhang H, et al. 2021. New global MuSyQ GPP/NPP remote sensing products from 1981 to 2018. *IEEE J-Stars*, 14: 5596–5612
- Wang M, Wu J, Chen H, et al. 2018. Temporal-spatial pattern of organic carbon sequestration by Chinese lakes since 1850. *Limnol Oceanogr*, 63: 1283–1297
- Yao T, Bolch T, Chen D, et al. 2022. The imbalance of the Asian water tower. *Nat Rev Earth Environ*, 3: 618–632
- Zhang F, Yao S, Xue B, et al. 2017. Organic carbon burial in Chinese lakes over the past 150 years. *Quat Int*, 438: 94–103
- Zhang G. 2019. The lakes larger than 1km² in Tibetan Plateau (V3.0) (1970s–2021). A Big Earth Data Platform for Three Poles
- Zhang G, Yao T, Xie H, et al. 2014. Lakes' state and abundance across the Tibetan Plateau. *Chin Sci Bull*, 59: 3010–3021
- Zhang G, Luo W, Chen W, et al. 2019. A robust but variable lake expansion on the Tibetan Plateau. *Sci Bull*, 64: 1306–1309

(责任编辑: 张甘霖)