

1991—2010年全球湖泊表面温度效应的 时空格局及生物物理因子拆分

吕 恒^{1,2}, 王 伟^{1,2}, 万梓文^{1,2}, 李雨竹^{1,2}, 楚湫然^{1,2},
赖宇婧^{1,2}, 张珂菡^{1,2}, 石 婕^{1,2}

(1. 南京信息工程大学气候与环境变化国际合作联合实验室大气环境中心, 南京 210044;
2. 南京信息工程大学江苏省农业气象重点实验室, 南京 210044)

摘要: 量化湖泊与邻近陆地的表面温度差异, 拆分生物物理因子对其贡献是明确湖泊气候效应的基础。本文基于耦合 CLM4.5 的 CESM 模式模拟的 1991—2010 年全球气候数据, 分析了全球湖泊表面温度效应(湖泊与邻近陆地的表面温度差异)的时空格局, 利用 IBPM 因子拆分理论量化了生物物理因子对其贡献。结果表明: ① 湖泊表面温度效应的季节变化明显, 但年际变化不显著, 北半球湖泊最强增温(4.37 K)和降温效应(-0.99 K)分别出现在 9 月和 4 月。② 除干旱区湖泊呈降温效应外, 其他气候区的湖泊以增温效应为主, 热带湖泊增温效应最强。③ 湖泊表面温度效应的生物物理主控因子随气候区改变, 湖陆之间的蒸发差异是干旱区湖泊呈降温效应的主控因子, 较低的对流散热效率是热带和温带湖泊呈增温效应的主控因子, 反照率差异和冰雪融化潜热分别对寒带、极地湖泊表面温度效应的正贡献和负贡献最大。全球尺度上, 湖陆之间的对流效率差异(3.77 ± 0.13 K)和蒸发差异(-2.01 ± 0.1 K)对湖泊表面温度效应的正、负贡献最大。

关键词: 湖泊; 表面温度; 生物物理因子; 时空变化; 因子拆分

DOI: 10.11821/dlxb202209009

1 引言

与陆地相比, 湖泊的反照率更低、比热容更大、粗糙度更小^[1-2], 且以湍流在水体中传递热量^[3]。湖泊的这些动力和热力特性影响局地辐射收支和能量平衡^[4-9], 改变流域天气和区域气候^[3-4, 7, 10], 在湖泊密集区域和大湖周边尤其明显^[11-13]。首先, 湖泊对区域气温变化具有缓冲作用^[14]。其次, 湖泊与邻近陆地之间的热力差异会激发湖陆风环流^[15], 影响流域内污染物的扩散和传输。再次, 气候变暖加速湖面蒸发^[16-17], 为大气提供充足的水汽来源, 使得湖泊效应降水频率增加、强度增大^[18-21]。研究湖泊的气候效应, 不仅有利于评估湖泊在流域天气预报和区域气候预测中的价值, 还可为保护湖泊生态系统和合理利用淡水资源提供科学参考。

湖泊对气温的影响是湖泊气候效应研究的重点, 目前针对湖泊温度效应的研究主要

收稿日期: 2021-11-22; 修订日期: 2022-08-11

基金项目: 国家重点研发计划(2019YFA0607202); 江苏省研究生科研与实践创新计划项目(KYCX21_0978)

[Foundation: National Key R&D Program of China, No.2019YFA0607202; Postgraduate Research & Practice Innovation Program of Jiangsu Province, No.KYCX21_0978]

作者简介: 吕恒(1998-), 男, 宁夏中卫人, 硕士生, 研究方向为地气交换。E-mail: henglearning@gmail.com

通讯作者: 王伟(1986-), 男, 安徽宣城人, 副教授, 研究方向为地气系统能量平衡与水分循环。

E-mail: wangw@nuist.edu.cn

存在两种不同的观点。第一种观点认为湖泊会使气温上升^[4-7, 22-24]。温带和高纬度湖泊在夏季吸收更多太阳辐射, 在秋冬季释放热量, 使湖泊表面气温可比周围陆地高 17 K^[4]。第二种观点认为湖泊会降低气温^[4, 11, 12, 25-28]。湖泊蒸发消耗潜热, 降低周围环境温度^[29], 且水体对热量的储存也会降低感热, 减弱对大气的加热作用^[1]。非洲中部一些大湖可使湖表年平均气温降低 0.6~0.9 K^[26], 而在夏初, 一些温带和高海拔的湖泊表面气温可比周围陆地低 5 K^[4]。产生上述两种不同观点的主要原因有: 其一, 受观测和模拟的时空代表性限制, 当前研究多聚焦于单个湖泊或同一个流域内几个湖泊的短期温度效应^[17, 22-24, 26-27, 30-31], 缺乏跨气候区的多时间尺度的对比研究; 其二, 当前湖泊温度效应的影响因子研究多以统计分析为主^[29, 32-34], 缺乏从物理角度认知各因子对湖泊温度的影响过程, 难以拆分各因子对湖泊温度效应的贡献。

表面温度(即地表温度)是地表与大气之间辐射和能量交换的综合结果^[35], 随土地覆盖类型改变较气温更敏感^[36], 适用于研究湖泊温度效应^[37]。陆面过程模型的发展使湖泊温度效应研究突破了时空尺度限制, 且能从物理角度阐述不同下垫面温度的形成过程。耦合 CLM (Community Land Model) 的 CESM (Community Earth System Model) 模式可以模拟气候变化背景下全球湖泊的物理过程^[16], 是研究跨气候区尺度湖泊温度效应的重要工具。湖泊温度效应的影响因子众多、过程复杂, 寻找合适的方法定量拆分各因子对湖泊温度效应的贡献至关重要。Lee^[38]提出的表面温度变化影响因子拆分理论 IBPM (Intrinsic Biophysical Mechanism), 最初用于研究北美森林砍伐的气候效应, 后由 Zhao 等^[39]引入人为热, 分析了北美城镇化引起的地表温度变化, 并成功量化了气溶胶对中国城市热岛强度的贡献^[40]。Wang 等^[16]用该理论阐明了湖泊蒸发对气候变暖的响应机制, 成功量化了人造林对表面温度的影响^[41]。发展至今的 IBPM 理论综合考虑了大气强迫、长波辐射反馈和能量再分配等物理过程对表面温度的影响, 可基于陆面过程模型输出结果拆分湖泊温度效应的影响因子。

本文基于耦合 CLM4.5 的 CESM 的 1991—2010 年全球气候数据, 分析了全球湖泊表面温度效应的时空变化特征, 利用 IBPM 因子拆分理论量化了反照率、对流效率、蒸发和热储量对湖泊和邻近陆地表面温度差异的贡献。旨在回答两个科学问题: ① 全球湖泊表面温度效应的时空变化特征如何? ② 湖泊与邻近陆地表面温度差异的主控因子是什么? 是否随气候区发生变化?

2 研究方法与数据来源

2.1 CLM4.5

CLM4.5 是由美国国家大气研究中心 NCAR (National Center for Atmospheric Research) 研发的地球系统模式 CESM 的陆面模块^[42-43]。CLM4.5 使用层次结构表征下垫面的异质性。第一层次为网格点, 每个网格最多由 5 种土地单元(冰川、城市、农业、植被和湖泊)组成^[44]。本文使用的湖泊模型是 CLM4.5 中的湖泊模块 CLM-LISSS (CLM-Lake, Ice, Snow, and Sediment Simulator)^[2], 该湖泊模型采用物质传输方程在次网格上计算湖泊表面与其上方大气之间的感热和潜热通量^[2]。网格中湖泊面积占比数据来自于全球湖泊和湿地数据库^[45], 湖泊深度信息来源于为数值天气和气候模式设计的湖泊深度网格数据^[46]。

本文所使用的数据是采用 CRUNCEP (Climatic Research Unit National Centers for Environmental Prediction) 气象场驱动 CLM4.5 得到的 1991—2010 年逐月的全球模拟结

果,空间分辨率为 $0.94^{\circ} \times 1.25^{\circ}$ 。该数据经 Wang 等^[16]使用全球 27 个湖泊实测的潜热通量数据验证,模拟结果可靠($R = 0.82$ 、 $p < 0.01$ 、 $RMSE = 21.27 \text{ W m}^{-2}$)。

2.2 配对站点及气候区分布

本文湖泊表面温度效应是指在月或年尺度上湖泊与邻近陆地表面温度的差值。当湖泊表面温度高于邻近陆地表面温度时,湖泊对局地有增温效应,反之为降温效应。为了量化湖泊表面温度效应及其影响因子,在同一个网格内提取湖泊和邻近陆地(郊区)的与表面能量平衡相关的次网格变量,邻近陆地次网格变量数值是植被和农田两种土地单元结果的面积加权平均值。CLM4.5 中共有 4643 个网格点含有湖泊,在配对邻近陆地时,分布在南极的 27 个网格内无陆地单元,本文以除这 27 个格点之外的 4616 个含有湖泊的网格点为研究对象。根据 Köppen-Geiger 气候区划分标准^[47](图 1a),属于热带、干旱区、温带、寒带和极地的湖泊—陆地配对站点个数分别为 666 个、299 个、682 个、2211 个和 690 个(图 1b)。本文基于面积加权平均值分析 5 个气候区和全球湖泊温度效应的时间变化特征。

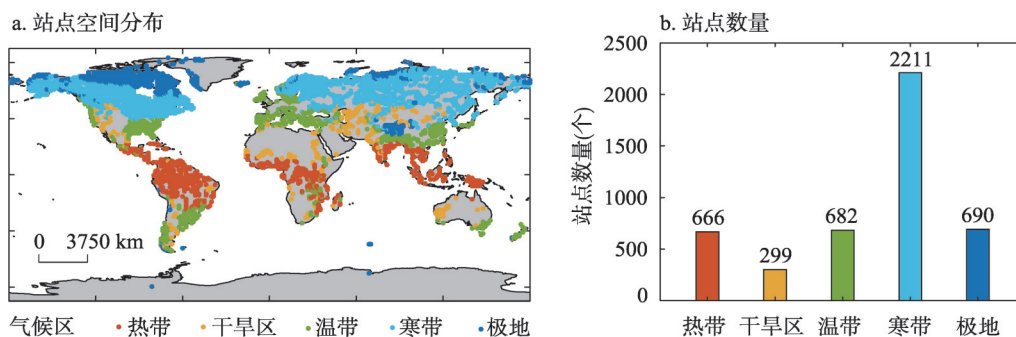


图1 CLM4.5中湖泊—陆地配对站点的空间分布及所属气候区数量

Fig. 1 Information on lake-land pairs in CLM4.5: Map of climate zones and number of lake-land pairs in each climate zone

2.3 表面温度影响因子拆分理论

根据 IBPM 理论^[38],表面温度计算式为:

$$T_s = T_b + \frac{\lambda_0}{1+f} (R_n^* - G) \quad (1)$$

式中: T_s 为表面温度 (K); T_b 为掺混高度处气温 (K); R_n^* 为表观净辐射 (W m^{-2}); G 为表面热通量 (W m^{-2}), 在寒带和极地包含融雪吸收的潜热; f 为无量纲的能量再分配系数; λ_0 为局地气候敏感度 ($\text{K W}^{-1} \text{ m}^2$), 由下式计算:

$$\lambda_0 = \frac{1}{4\sigma T_s^3} \quad (2)$$

式中: σ 为 Stephan-Boltzmann 常数 ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$)。

R_n^* 由下式计算:

$$R_n^* = (1-\alpha)K_{\downarrow} + L_{\downarrow} - \sigma T_b^4 \quad (3)$$

式中: K_{\downarrow} 为向下短波辐射 (W m^{-2}); α 为表面反照率; L_{\downarrow} 为向下长波辐射 (W m^{-2})。

$$f = \frac{\rho C_p \lambda_0}{r_t} \left(1 + \frac{1}{\beta} \right) \quad (4)$$

式中: ρ 为空气质量密度 (kg m^{-3}); C_p 为空气定压比热 ($\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$); β 为波文比 (感热与潜热的比值); r_t 是感热传输总阻力 (s m^{-1}), 由下式计算。

$$r_t = \rho C_p \frac{T_s - T_b}{H} \quad (5)$$

感热较小时, 由式(5)计算得到的 r_t 异常偏大, 为此剔除了年平均感热通量处于 $-5 \sim 5 \text{ W m}^{-2}$ 之间的数据^[41]。

湖泊与邻近陆地同属一个网格点, K_{\downarrow} 和 L_{\downarrow} 相同。湖泊与邻近陆地的表面温度差异(ΔT_s)通过公式(1)求导得到。

$$\Delta T_s \approx \underbrace{\frac{-\lambda_0}{1+f} K_{\downarrow} \Delta \alpha}_{[1]} + \underbrace{\frac{-\lambda_0}{(1+f)^2} (R_n^* - G) \Delta f_1}_{[2]} + \underbrace{\frac{-\lambda_0}{(1+f)^2} (R_n^* - G) \Delta f_2}_{[3]} + \underbrace{\frac{-\lambda_0}{1+f} \Delta G}_{[4]} \quad (6)$$

式中: Δ 表示湖泊与邻近陆地之间的物理量的差值, 如 $\Delta \alpha$ 表示湖泊反照率减去邻近陆地反照率。表面粗糙度改变和波文比改变都会引起能量再分配。

$$\Delta f_1 = \frac{-\rho C_p \lambda_0}{r_t} \left(1 + \frac{1}{\beta} \right) \frac{\Delta r_t}{r_t} \quad (7)$$

$$\Delta f_2 = \frac{-\rho C_p \lambda_0}{r_t} \left(\frac{\Delta \beta}{\beta^2} \right) \quad (8)$$

公式(6)右侧从左往右各项依次代表[1]反照率变化、[2]由对流效率变化(湖泊与邻近陆地粗糙度差异引起的感热交换效率差异^[39])引起的能量再分配、[3]由波文比变化(蒸发变化)引起的能量再分配和[4]热储量变化对表面温度差异 ΔT_s 的贡献。

本文在线模拟指CLM4.5模拟的同一网格点内湖泊与邻近陆地表面温度的差值, 离线拆分指基于CLM4.5输出数据通过公式(6)计算得到的4个生物物理因子贡献项的总和。湖泊表面温度效应时空特征分析及利用公式(6)拆分其影响因子所使用的变量均来自2.1节CLM4.5的模拟输出数据。为了验证式(6)拆分湖泊表面温度效应的有效性, 本研究在全球和不同气候区尺度上对CLM4.5在线模拟和IBPM离线拆分得到的 ΔT_s 进行比较。

3 结果分析

3.1 全球湖泊表面温度效应的时间变化特征

3.1.1 季节变化 以北半球为例, 5个气候区和半球平均的湖泊表面温度效应的季节变化特征如图2所示。除热带外, 其他气候区湖泊与邻近陆地表面温度均呈夏高冬低的单峰型季节变化特征。热带表面温度双峰型季节变化主要与太阳在二分日直射赤道有关。干旱区(图2b)和温带(图2c)湖泊表面温度效应季节变化特征类似, 但量值差异明显。在干旱区, 湖泊呈现暖季降温、冷季增温的季节特征, 在6月降温效应最强($\Delta T_s = -4.04 \text{ K}$), 在11月增温效应明显($\Delta T_s = 3.20 \text{ K}$)。温带湖泊在3月降温效应最强($\Delta T_s = -0.38 \text{ K}$), 在11月增温效应最强($\Delta T_s = 3.80 \text{ K}$)。在暖季干旱区和温带湖泊比陆地蒸发强是降温效应的主要原因^[1]。寒带(图2d)和北半球(图2f)湖泊表面温度效应均呈单峰型季节变化, 在9月增温效应最强(寒带 $\Delta T_s = 5.41 \text{ K}$, 北半球 $\Delta T_s = 4.37 \text{ K}$), 最强降温效应分别出现在3月(寒带 $\Delta T_s = -1.57 \text{ K}$)和4月(北半球 $\Delta T_s = -0.99 \text{ K}$)。寒带湖泊反照率明显低于陆地可能是9月增温效应强的主要原因。热带(图2a)和极地(图2e)湖泊表面温度效应的季节变化与其他气候区明显不同。热带湖泊全年为增温效应, 在3月增温效应最弱($\Delta T_s = 0.25 \text{ K}$), 在10月($\Delta T_s = 3.22 \text{ K}$)增温效应最强。极地湖泊

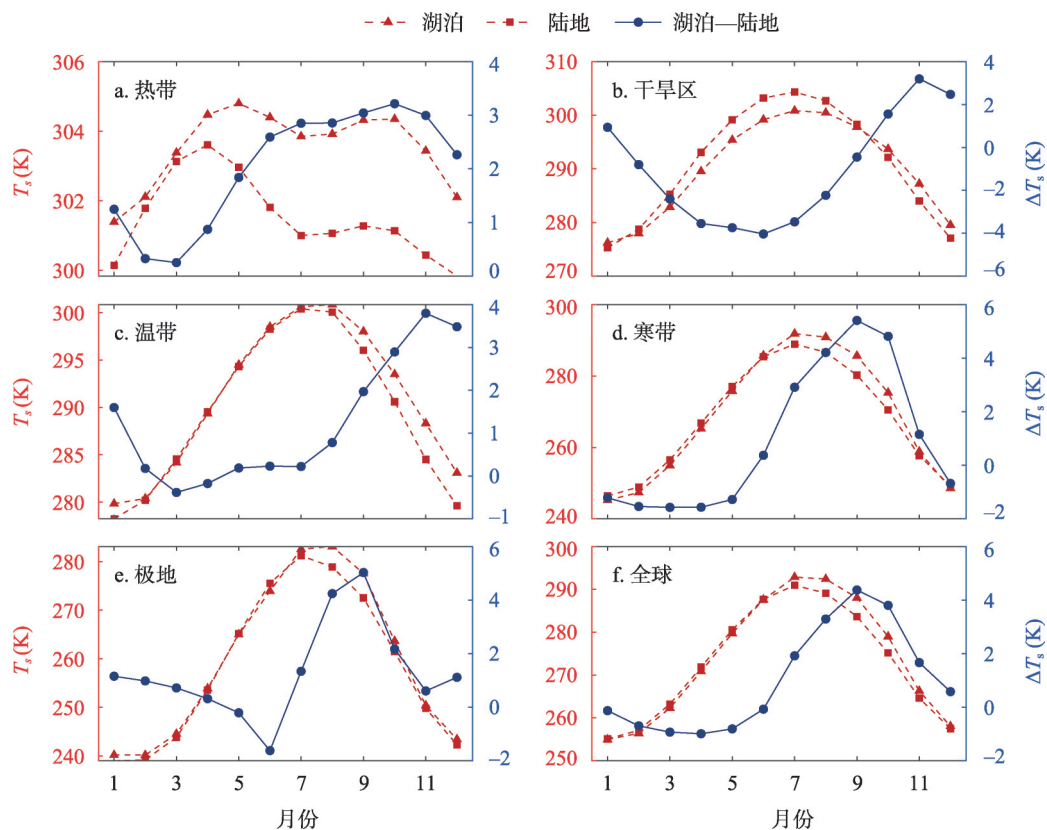


图2 不同气候区和北半球湖泊表面温度、邻近陆地表面温度及两者差异的季节变化

Fig. 2 Seasonal variations in lake and land surface temperature and their difference in different climate zone and in the northern hemisphere

在4月由增温效应转变为降温效应，降温效应在6月最强 ($\Delta T_s = -1.62$ K)，之后迅速转变为增温效应，增温效应在9月最强 ($\Delta T_s = 5.03$ K)，此后维持在1 K左右。

3.1.2 年际变化 1991—2010年5个气候区和全球尺度上的湖泊表面温度效应呈年际波动特征 (图3)，变化趋势不显著。除干旱区外，其他气候区的湖泊在1991—2010年间均表现为增温效应，其中热带湖泊的增温效应最强，极地、温带和寒带湖泊的增温效应依次递减。具体而言，干旱区 (图3b) 湖泊1991—2010年平均的降温效应为 -1.19 K，2008年降温效应最强 ($\Delta T_s = -1.30$ K)，2000年降温效应最弱 ($\Delta T_s = -0.99$ K)。热带 (图3a) 湖泊20年平均的增温效应为 2.78 K，最弱 ($\Delta T_s = 2.70$ K) 和最强 ($\Delta T_s = 2.91$ K) 增温效应分别出现在1992年和2000年。温带 (图3c) 湖泊的平均增温效应为 1.29 K，增温效应最强 ($\Delta T_s = 1.46$ K) 和最弱年份 ($\Delta T_s = 1.16$ K) 分别为2000年和1996年。寒带 (图3d) 湖泊20年平均的增温效应为 0.92 K，2006年最弱 ($\Delta T_s = 0.85$ K)，1995年最强 ($\Delta T_s = 0.98$ K)。极地 (图3e) 湖泊20年平均的增温效应为 1.31 K，2002年最弱 ($\Delta T_s = 1.13$ K)，2003年最强 ($\Delta T_s = 1.40$ K)。在全球尺度 (图3f) 上，1991—2010年平均的湖泊增温效应为 1.17 K，2002年最弱 ($\Delta T_s = 1.13$ K)，2003年最强 ($\Delta T_s = 1.22$ K)。

3.2 湖泊表面温度效应的空间变化特征

湖泊表面温度效应具有显著的空间变化特征 (图4a)。湖泊与邻近陆地的表面温度差值 ΔT_s 在赤道附近最大 ($\Delta T_s = 6.0$ K)，在撒哈拉沙漠周边的干旱区最小 ($\Delta T_s = -5.2$ K)。

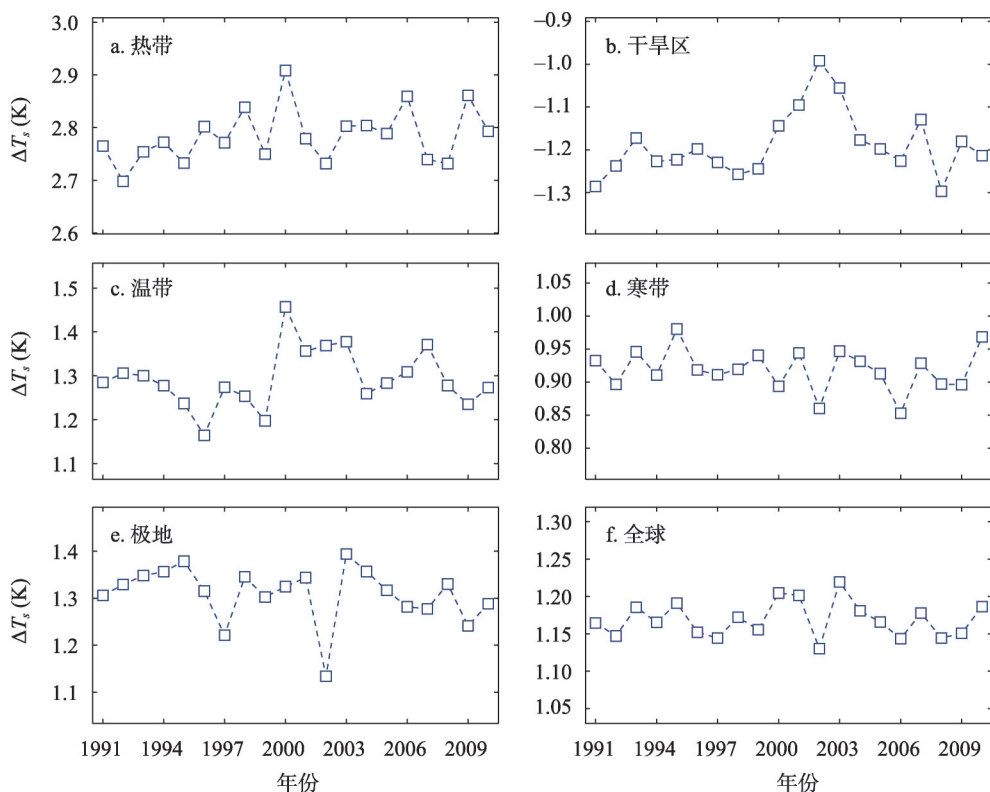


图3 不同气候区和全球湖泊表面温度与邻近陆地表面温度的差异的年际变化

Fig. 3 Interannual variations in lake-land surface temperature difference in different climate zone and in the whole world

温带湖泊表面温度高于邻近陆地数值,但两者差值小于热带结果。寒带部分湖泊表面温度与邻近陆地表面温度接近,两者差值在 $-0.6 \sim 0.6$ K之间。高纬度极地湖泊表面温度高于邻近陆地数值,部分地区的 ΔT_s 与温带结果接近。青藏高原湖泊呈现增温和降温效应同在的现象,该现象也出现印度部分地区。从纬向平均(图4c)来看,湖泊与邻近陆地的表面温度差值随纬度增加而降低(图4b)。低纬度湖泊表面温度明显高于邻近陆地,两者差值在赤道附近达到最大($\Delta T_s = 4.7$ K)。在南北纬 $15^\circ \sim 20^\circ$, ΔT_s 明显下降,甚至出现 $\Delta T_s < 0$ 。在南北纬 40° 附近, ΔT_s 出现高值,尤其在 40°S 附近, ΔT_s 超过 2.5 K。综上,绝大部分干旱区湖泊、部分热带湖泊、少数寒带和极地湖泊呈降温效应,其他湖泊以增温效应为主,以热带湖泊的增温效应最为显著。

3.3 全球湖泊表面温度效应的影响因子拆分

3.3.1 IBPM理论拆分结果评估 经感热阈值剔除样本后,针对全球1818个湖泊,逐个计算1991—2010年平均的物理量,依据公式(6)逐个湖泊进行 ΔT_s 的影响因子拆分,5个气候区和全球的CLM4.5在线模拟和IBPM离线拆分得到的 ΔT_s 的对比结果如图5所示。在全球尺度上,IBPM离线拆分值与CLM4.5在线模拟值的散点分布在1:1线附近,相关系数 $R = 0.92$ 。分气候区来看,除寒带($R = 0.8$)和极地($R = 0.78$)外,其他气候区的IBPM离线拆分值与CLM4.5在线模拟值之间的 $R > 0.9$ 。

3.3.2 生物物理因子对湖泊表面温度效应的贡献 除干旱区(图6b)和寒带(图6d)外,其他气候区的离线计算结果与在线模拟结果之间的绝对误差和相对误差均分别小于 0.29 K和 20% ,拆分效果与城市热岛^[39-40]研究相当。湖泊表面温度效应是湖泊与邻近陆地

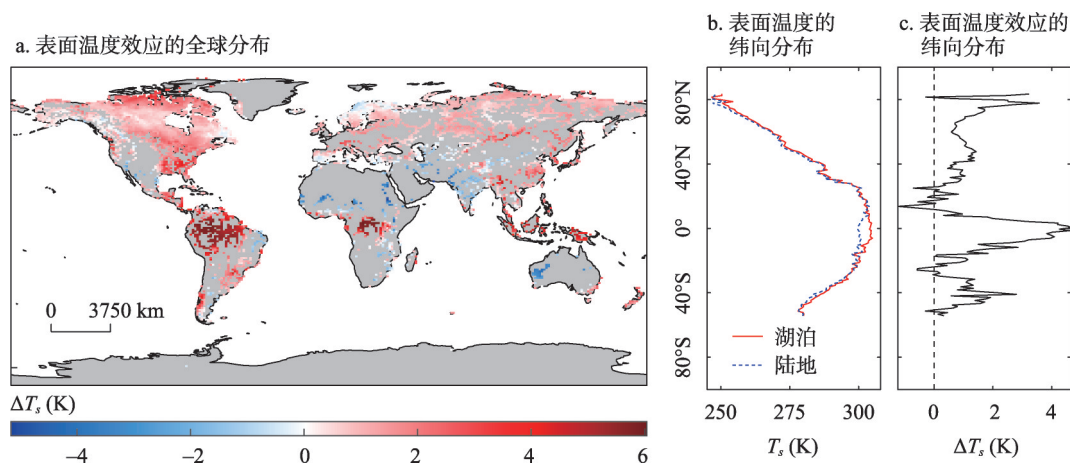


图4 1991—2010年平均的湖泊表面温度与邻近陆地表面温度的差异的全球分布及湖泊和邻近陆地表面温度及两者差值的纬向分布

Fig. 4 Spatial distribution of mean lake-land surface temperature difference, zonal mean of lake and land surface temperature, and their difference in 1991-2010

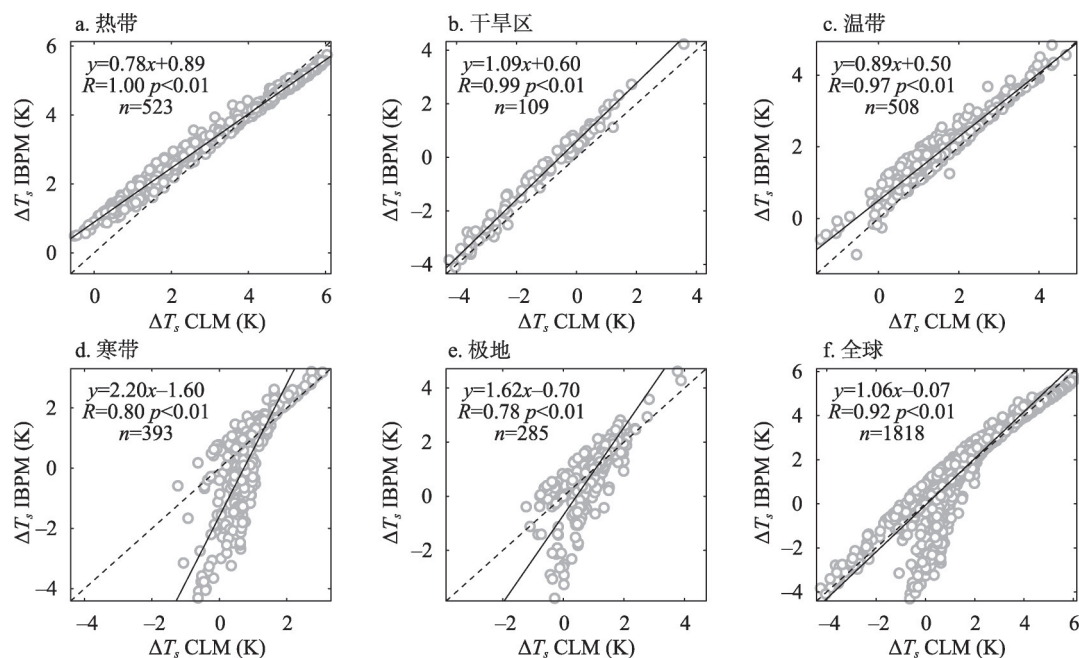


图5 CLM4.5在线模拟与IBPM离线拆分得到的全球湖泊表面温度效应的散点图

Fig. 5 Comparison between ΔT_s calculated offline with the Intrinsic Biophysical Mechanism (IBPM) theory and ΔT_s simulated online with CLM4.5

反照率、对流效率、蒸发和热储量差异的综合结果 (公式 (6)), 这些因子对湖面表面温度效应的贡献 (面积加权平均值) 随气候区而改变 (图6)。在热带 (图6a) 和温带 (图6c), 对流效率变化为湖泊增温效应的主要正贡献项 (热带: $\Delta T = 6.68 \pm 0.07$ K, 温带: $\Delta T = 3.61 \pm 0.09$ K), 蒸发变化为主要的负贡献项 (热带: $\Delta T = -3.41 \pm 0.04$ K, 温带: $\Delta T = -1.91 \pm 0.06$ K), 反照率变化的贡献虽然为正, 但量级较小 (热带: $\Delta T = 0.42 \pm$

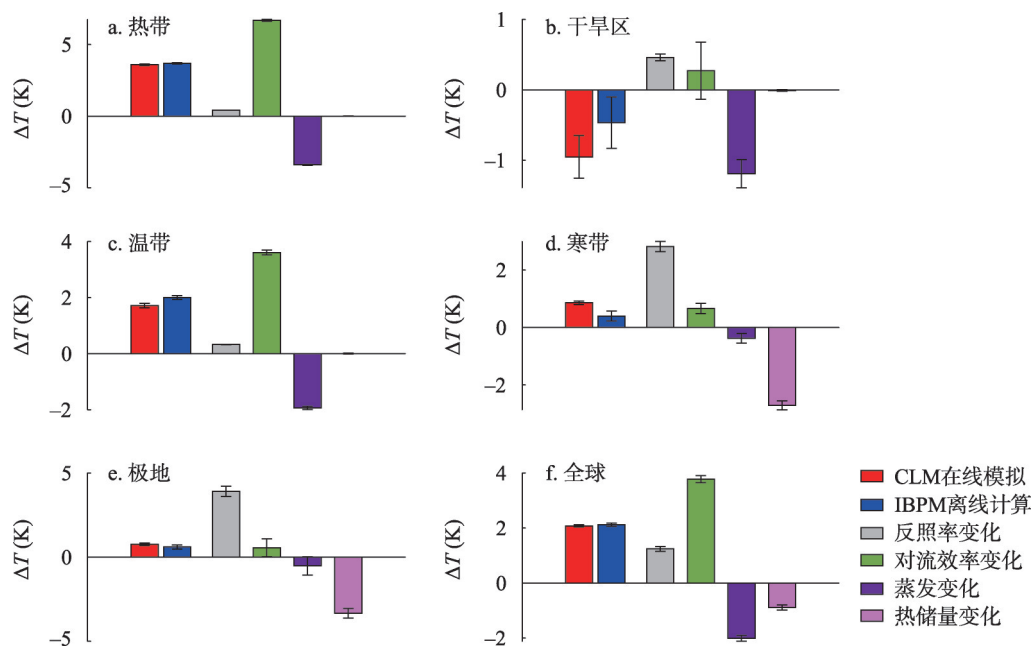


图6 生物物理因子对湖泊表面温度效应的贡献

Fig. 6 Biophysical attributions of lake-land surface temperature difference

0.01 K; 温带: $\Delta T = 0.33 \pm 0.01$ K), 热储量变化的贡献接近于0。对于寒带(图6d)和极地(图6e)湖泊, 反照率变化项的正贡献(寒带: $\Delta T = 2.82 \pm 0.18$ K; 极地: $\Delta T = 3.91 \pm 0.31$ K)和热储量变化项的负贡献(寒带: $\Delta T = -2.71 \pm 0.15$ K; 极地: $\Delta T = -3.34 \pm 0.28$ K)量级相当, 对流效率变化项和蒸发变化项的贡献较小, 且符号相反, 量级相当(约为 ± 0.5 K左右)。对于干旱区湖泊, 蒸发变化($\Delta T = -1.19 \pm 0.2$ K)为主要的负贡献项, 反照率变化($\Delta T = 0.46 \pm 0.05$ K)和对流效率变化($\Delta T = 0.27 \pm 0.41$ K)为主要的正贡献项。在全球尺度上, 反照率变化($\Delta T = 1.24 \pm 0.09$ K)和对流效率变化($\Delta T = 3.77 \pm 0.13$ K)为主要的正贡献项, 蒸发变化($\Delta T = -2.01 \pm 0.1$ K)和热储量变化($\Delta T = -0.89 \pm 0.09$ K)为主要的负贡献项。

4 讨论与结论

4.1 讨论

本文研究发现除干旱区湖泊呈降温效应外, 其他气候区的湖泊以增温效应为主, 以热带湖泊增温效应最强, 这与1997年傅抱璞^[1]基于观测数据得到的中国水域温度效应空间格局一致。本文得到的湖泊表面温度效应的季节变化特征与已有的观测和模拟结果类似。1997年傅抱璞^[1]发现温带水域冬季的增温效应(0.4~0.8 K)强于夏季(0.3~0.5 K), 干旱区水域夏季降温效应可达4.0 K, 与本文研究结果接近。2020年陆芊芊等^[28]在衡水湖的观测结果证明温带湖泊在春季降温最强(0.7 K), 与本文温带湖泊在3月降温效应最强的结果一致(0.4 K)。2015年Thiery等^[26]模拟结果显示东非干旱区湖泊最高可使年平均温度降低0.9 K, 和本文结果(1.2 K)非常接近。2010年Samuelsson等^[7]基于模拟对照实验发现芬兰南部和俄罗斯西部湖泊在秋冬季的增温效应最高可超过1 K, 与本文寒带和极地的结果类似。

当前对湖泊温度效应的归因多以统计分析为主,如分析湖泊温度效应与湖泊形态特征(大小、深度)^[33]或气象条件^[28]之间的相关性,鲜有研究从生物物理角度拆分湖泊温度效应。本文从生物物理过程对湖泊表面温度效应的拆分结果显示,与邻近陆地相比,较低的反照率使湖泊吸收更多的短波辐射^[1],引起表面温度升高。在寒带和极地,湖面反照率明显低于被冰雪覆盖的邻近陆地,反照率差异对湖泊表面温度效应的正贡献更明显(图6d、6e)。热带和温带湖泊周围多为茂密的植被,湖泊表面粗糙度明显小于邻近陆地^[1],即湖泊表面的对流散热效率较陆地更低^[39],不利于湖面与大气之间的感热交换^[48],使湖泊表面温度较邻近陆地更高(图6a、6c)。寒带和极地湖泊周边植被较少,粗糙度差异引起的对流散热效率差别对湖泊表面温度效应的贡献小于1 K。除寒带和极地外,其他气候区湖泊较陆地更强的蒸发能消耗更多潜热,降低湖面温度,其量级与对流贡献项相当。在寒带和极地,湖泊冰雪融化消耗潜热^[6],使得用于加热湖泊的能量减少,降低了湖面温度,成为该气候区湖泊表面温度效应最主要的负贡献项。热储量变化贡献在热带、干旱区和温带几乎为0,说明在年尺度上,这3个气候区的湖泊和陆地的热储量量级小且无明显年际变化。

湖泊的温度效应与湖泊面积和深度有关^[1]。本文研究结果显示面积越大,寒带湖泊增温效应越强(图7d、 $R = 0.15$ 、 $p < 0.01$),极地湖泊增温效应越弱(图7e、 $R = -0.12$ 、 $p < 0.01$)。此外热带湖泊(图8a)越深,增温效应越弱($R = -0.14$ 、 $p < 0.01$)。但干旱区(图8b、 $R = 0.12$ 、 $p < 0.05$)、温带(图8c、 $R = 0.13$ 、 $p < 0.01$)和寒带(图8d、 $R = 0.26$ 、 $p < 0.01$)湖泊越深增温效应越强。同样,在全球尺度上,越深的湖泊增温效应越强(图8f、 $R = 0.05$ 、 $p < 0.01$)。同一气候区内,咸水湖与淡水湖因比热容和蒸发不同,会存在表面温度效应的差异。

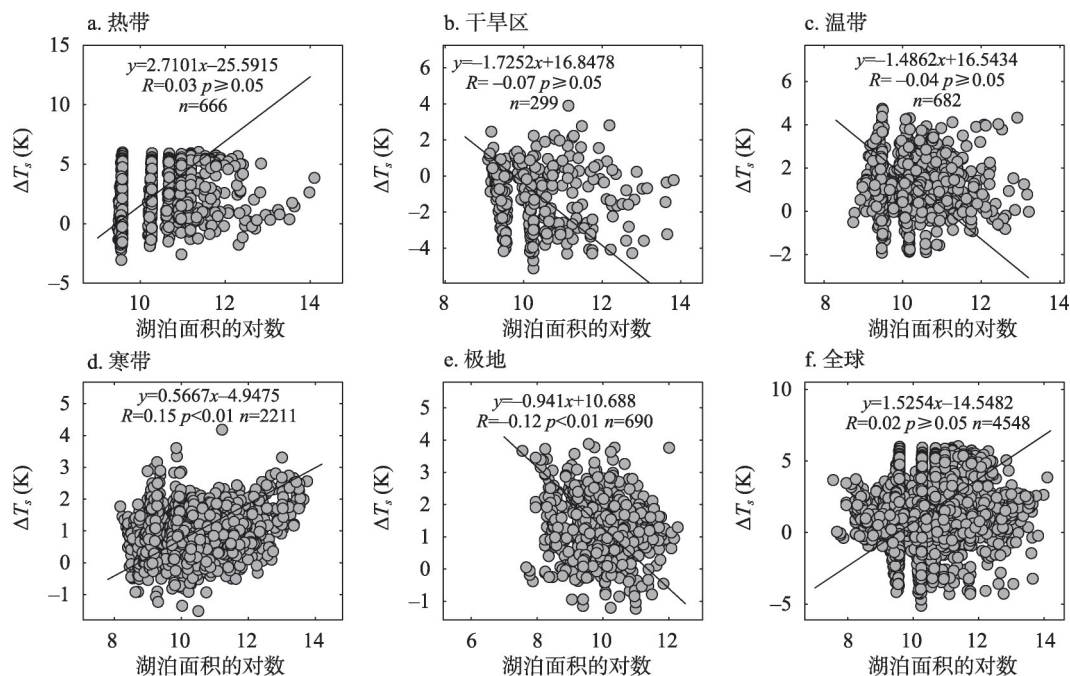


图7 湖泊表面温度效应与湖面面积对数的关系

Fig. 7 Relationships between lake-land surface temperature difference and logarithm of lake area

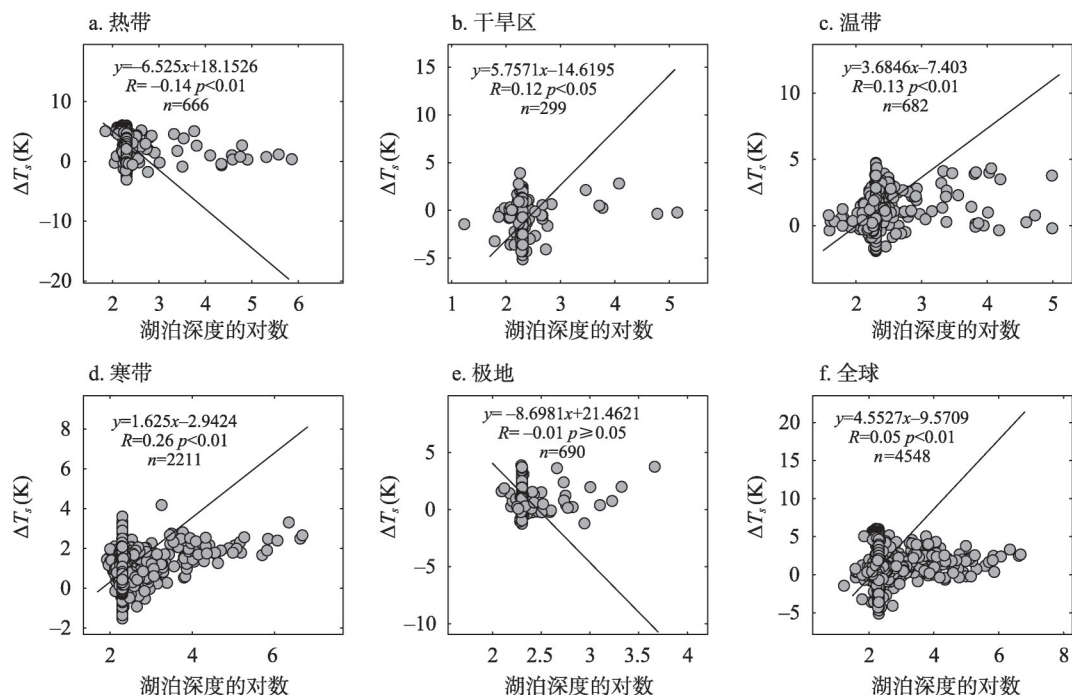


图8 湖泊表面温度效应与湖面深度对数的关系

Fig. 8 Relationships between lake-land surface temperature difference and logarithm of lake depth

与湖泊表面温度效应相比,以湖泊与邻近陆地气温差异表征的湖泊气温效应与人类生活更为密切相关^[49]。比如,在城市内建设人工湖或者将城市建在湖泊周边能够有效缓解城市热岛效应^[29, 37, 50-51]。CLM4.5模拟的湖泊气温效应空间格局(图9)与表面温度效应(图4)相似,但量值更小,尤其是热带和高纬度湖泊,这说明湖泊表面温度效应的生物物理主控因子可能无法直接解释湖泊气温效应。虽然表面温度效应的拆分理论和方法较为成熟^[38-40, 52],若基于这些方法拆分湖泊气温效应的生物物理因子,需要基于常通量层的

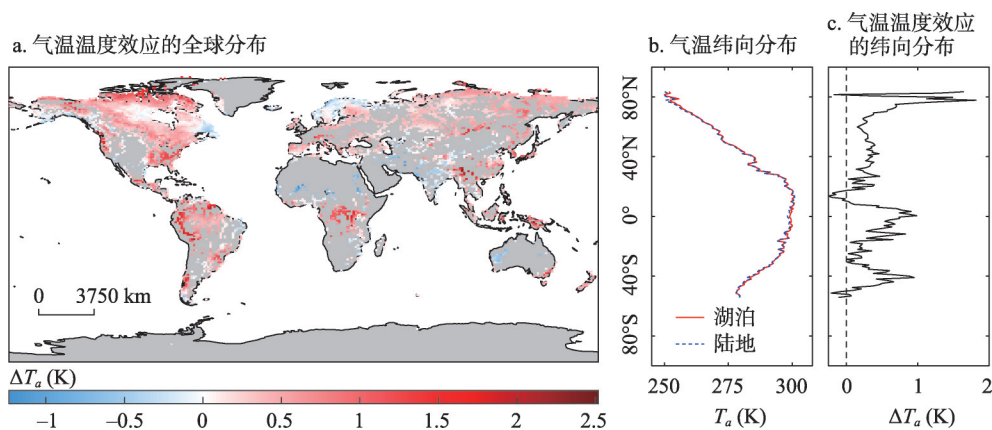


图9 1991—2010年湖泊表面温度与邻近陆地2 m气温的差的全球分布及湖泊和邻近陆地2 m气温及两者差值的纬向分布

Fig. 9 Spatial distribution of mean lake-land 2 m air temperature difference, zonal mean of lake-land 2 m air temperature and their difference in 1991-2010

假设^[53], 该假设仅在大气不稳定条件下成立。因此, 发展一套适用于湖泊气温效应的生物物理因子拆分方法, 将是未来研究的重点。

4.2 结论

基于耦合 CLM4.5 的 CESM 模式模拟的 1991—2010 年全球气候数据, 分析了全球湖泊表面温度效应的时空变化特征, 基于 IBPM 因子拆分理论, 量化了反照率、对流效率、蒸发和热储量对其贡献。主要结论如下:

(1) 各气候区湖泊表面温度效应的季节变化明显, 寒带和北半球均为单峰型季节变化, 均在 9 月出现最强增温效应 (寒带 $\Delta T_s = 5.41$ K, 北半球 $\Delta T_s = 4.37$ K), 分别在 3 月 (寒带 $\Delta T_s = -1.57$ K) 和 4 月 (北半球 $\Delta T_s = -0.99$ K) 出现最强降温效应。1991—2010 年除干旱区外, 其他气候区和全球尺度的湖泊均为增温效应, 年际变化都不显著。

(2) 湖泊表面温度效应具有显著的空间变化特征, 除干旱区湖泊呈降温效应外, 其他气候区的湖泊以增温效应为主, 其中热带湖泊增温效应最强, 单个湖泊和纬向平均的增温效应分别可达 6.0 K 和 4.7 K。

(3) 湖泊较邻近陆地更强的蒸发是干旱区湖泊降温效应的主控因子, 湖泊较邻近陆地更低的对流散热效率是热带和温带湖泊增温效应的主控因子, 反照率差异和冰雪融化消耗潜热是寒带和极地湖泊表面温度效应最主要的正贡献和负贡献。在全球尺度上, 反照率变化 ($\Delta T = 1.24 \pm 0.09$ K) 和对流效率变化 ($\Delta T = 3.77 \pm 0.13$ K) 为湖泊增温效应主要的正贡献, 蒸发变化 ($\Delta T = -2.01 \pm 0.1$ K) 和热储量变化 ($\Delta T = -0.89 \pm 0.09$ K) 为主要的负贡献。

参考文献(References)

- [1] Fu Baopu. The climatic effects of waters in different natural conditions. *Acta Geographica Sinica*, 1997, 52(3): 246-253. [傅抱璞. 我国不同自然条件下的水域气候效应. *地理学报*, 1997, 52(3): 246-253.]
- [2] Subin Z M, Riley W J, Mironov D. An improved lake model for climate simulations: Model structure, evaluation, and sensitivity analyses in CESM1. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2012, 4(1): M02001. DOI: 10.1029/2011MS000072.
- [3] Long Z, Perrie W, Gyakum J, et al. Northern lake impacts on local seasonal climate. *Journal of Hydrometeorology*, 2007, 8(4): 881-896.
- [4] Lofgren B M. Simulated effects of idealized Laurentian Great Lakes on regional and large-scale climate. *Journal of Climate*, 1997, 10(11): 2847-2858.
- [5] Jeffries M O, Zhang T J, Frey K, et al. Estimating late-winter heat flow to the atmosphere from the lake-dominated Alaskan North Slope. *Journal of Glaciology*, 1999, 45(150): 315-324.
- [6] Rouse W R, Oswald C J, Binyamin J, et al. The role of northern lakes in a regional energy balance. *Journal of Hydrometeorology*, 2005, 6(3): 291-305.
- [7] Samuelsson P, Kourzeneva E, Mironov D. The impact of lakes on the European climate as simulated by a regional climate model. *Boreal Environment Research*, 2010, 15(2): 113-129.
- [8] Zhai Jun, Liu Ronggao, Liu Jiyuan, et al. Radiative forcing over China due to albedo change caused by land cover change during 1990-2010. *Acta Geographica Sinica*, 2013, 68(7): 875-885. [翟俊, 刘荣高, 刘纪远, 等. 1990—2010 年中国土地覆被变化引起反照率改变的辐射强迫. *地理学报*, 2013, 68(7): 875-885.]
- [9] Guo A L, Liu S M, Zhu Z L, et al. Impact of lake/reservoir expansion and shrinkage on energy and water vapor fluxes in the surrounding area. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2020, 125(20): e2020JD032833. DOI: 10.1029/2020JD032833.
- [10] Zhang G Q, Yao T D, Xie H J, et al. Response of Tibetan Plateau lakes to climate change: Trends, patterns, and mechanisms. *Earth-Science Reviews*, 2020, 208: 103269. DOI: 10.1029/2020JD032833.
- [11] Krinner G. Impact of lakes and wetlands on boreal climate. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2003, 108 (D16): 4520. DOI: 10.1029/2002JD002597.
- [12] Wu Yanhong, Zhu Liping, Ye Qinghua, et al. The response of lake-glacier area change to climate variations in Nam Co

- basin, central Tibetan plateau, during the last three decades. *Acta Geographica Sinica*, 2007, 62(3): 301-311. [吴艳红, 朱立平, 叶庆华, 等. 纳木错流域近30年来湖泊—冰川变化对气候的响应. *地理学报*, 2007, 62(3): 301-311.]
- [13] Dutra E, Stepanenko V M, Balsamo G, et al. An offline study of the impact of lakes on the performance of the ECMWF surface scheme. *Boreal Environment Research*, 2010, 15(2): 100-112.
- [14] Dai Y F, Yao T D, Li X Y, et al. The impact of lake effects on the temporal and spatial distribution of precipitation in the Nam Co basin, Tibetan Plateau. *Quaternary International*, 2016, 475: 63-69.
- [15] Sills D M L, Brook J R, Levy I, et al. Lake breezes in the southern Great Lakes region and their influence during BAQS-Met 2007. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2011, 11(15): 7955-7973.
- [16] Wang W, Lee X H, Xiao W, et al. Global lake evaporation accelerated by changes in surface energy allocation in a warmer climate. *Nature Geoscience*, 2018, 11: 410-414.
- [17] Amantai Nigenare, Ding Jianli, Ge Xiangyu, et al. Variation characteristics of actual evapotranspiration and meteorological elements in the Ebinur Lake basin from 1960 to 2017. *Acta Geographica Sinica*, 2021, 76(5): 1177-1192. [尼格娜热·阿曼太, 丁建丽, 葛翔宇, 等. 1960—2017年艾比湖流域实际蒸散量与气象要素的变化特征. *地理学报*, 2021, 76(5): 1177-1192.]
- [18] Notaro M, Zarrin A, Vavrus S, et al. Simulation of heavy lake-effect snowstorms across the Great Lakes basin by RegCM4: Synoptic climatology and variability. *Monthly Weather Review*, 2013, 141(6): 1990-2014.
- [19] Lv Z M, Zhang S B, Jin J M, et al. Coupling of a physically based lake model into the climate forecast system to improve winter climate forecasts for the Great Lakes region. *Climate Dynamics*, 2019, 53: 6503-6517.
- [20] Bartosiewicz M, Ptak M, Woolway R I, et al. On thinning ice: Effects of atmospheric warming, changes in wind speed and rainfall on ice conditions in temperate lakes (Northern Poland). *Journal of Hydrology*, 2021, 597: 125724. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2020.125724.
- [21] Tian Jing, Guo Shenglian, Liu Dedi, et al. Impacts of climate and land use/cover changes on runoff in the Hanjiang River basin. *Acta Geographica Sinica*, 2020, 75(11): 2307-2318. [田晶, 郭生练, 刘德地, 等. 气候与土地利用变化对汉江流域径流的影响. *地理学报*, 2020, 75(11): 2307-2318.]
- [22] Hinkel K M, Nelson F E. Spatial and temporal aspects of the lake effect on the southern shore of Lake Superior. *Theoretical and Applied Climatology*, 2012, 109: 415-428.
- [23] Bartůňková K, Sokol Z, Pop L. Simulations of the influence of lake area on local temperature with the COSMO NWP model. *Atmospheric Research*, 2014, 147/148: 51-67.
- [24] Wu Y, Huang A, Yang B N, et al. Numerical study on the climatic effect of the lake clusters over Tibetan Plateau in summer. *Climate Dynamics*, 2019, 53: 5215-5236.
- [25] Rouse W R, Blanken P D, Bussi eres N, et al. An investigation of the thermal and energy balance regimes of Great Slave and Great Bear Lakes. *Journal of Hydrometeorology*, 2008, 9(6): 1318-1333.
- [26] Thierry W, Davin E L, Panitz H J, et al. The impact of the African Great Lakes on the regional climate. *Journal of Climate*, 2015, 28(10): 4061-4085.
- [27] Xiao C L, Lofgren B M, Wang J, et al. Improving the lake scheme within a coupled WRF-lake model in the Laurentian Great Lakes. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2016, 8: 1969-1985.
- [28] Lu Qianqian, Yang Ting, Wang Zifa, et al. Characteristics of micro climate effects of wetlands. *Climatic and Environmental Research*, 2020, 25(4): 399-409. [陆芊芊, 杨婷, 王自发, 等. 湿地小气候效应特征研究. *气候与环境研究*, 2020, 25(4): 399-409.]
- [29] Gupta N, Mathew A, Khandelwal S. Analysis of cooling effect of water bodies on land surface temperature in nearby region: A case study of Ahmedabad and Chandigarh cities in India. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, 2019, 22(1): 81-93.
- [30] Alcott T I, Steenburgh W J, Laird N F. Great Salt Lake-effect precipitation: Observed frequency, characteristics, and associated environmental factors. *Weather and Forecasting*, 2012, 27(4): 954-971.
- [31] Liu Yonghong, Xuan Chunyi, Quan Weijun. Thermal environment effect of land surface water bodies in Beijing based on satellite data. *Journal of Lake Sciences*, 2013, 25(1): 73-81. [刘勇洪, 轩春怡, 权维俊. 基于卫星资料的北京陆表水体的热环境效应分析. *湖泊科学*, 2013, 25(1): 73-81.]
- [32] Zheng Zuofang, Ren Guoyu, Wang Yaoting, et al. Observational study on climate effect of large artificial lake: Taking Miyun Reservoir as an example. *Scientia Geographica Sinica*, 2017, 37(12): 1933-1941. [郑祚芳, 任国玉, 王耀庭, 等. 大型人工湖气候效应观测研究: 以密云水库为例. *地理科学*, 2017, 37(12): 1933-1941.]
- [33] Dong S Y, Peng F, You Q G, et al. Lake dynamics and its relationship to climate change on the Tibetan Plateau over the

- last four decades. *Regional Environmental Change*, 2018, 18: 477-487.
- [34] Li H M, Ren G Y, Li W Z. Diurnal and intra-season variation of warm-season temperature in coastal zone of Qinghai Lake. *Theoretical and Applied Climatology*, 2019, 138: 1203-1217.
- [35] Henderson-Sellers B. Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling: A review. *Reviews of Geophysics*, 1986, 24(3): 625-649.
- [36] Winckler J, Reick C H, Luyssaert S, et al. Different response of surface temperature and air temperature to deforestation in climate models. *Earth System Dynamics*, 2019, 10(3): 473-484.
- [37] Zhou Y Y, Gao W, Yang C, et al. Exploratory analysis of the influence of landscape patterns on lake cooling effect in Wuhan, China. *Urban Climate*, 2021, 39: 100969. DOI: 10.1016/j.uclim.2021.100969.
- [38] Lee X H, Goulden M L, Hollinger D Y, et al. Observed increase in local cooling effect of deforestation at higher latitudes. *Nature*, 2011, 479: 384-387.
- [39] Zhao L, Lee X H, Smith R B, et al. Strong contributions of local background climate to urban heat islands. *Nature*, 2014, 511: 216-219.
- [40] Cao C, Lee X H, Liu S D, et al. Urban heat islands in China enhanced by haze pollution. *Nature Communications*, 2016, 7: 12509. DOI: 10.1038/ncomms12509.
- [41] Wang L M, Lee X H, Schultz N, et al. Response of surface temperature to afforestation in the Kubuqi Desert, Inner Mongolia. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2018, 123: 948-964.
- [42] Hurrell J W, Holland M M, Gent P R, et al. The community earth system model: A framework for collaborative research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2013, 94(9): 1339-1360.
- [43] Danabasoglu G, Lamarque J F, Bacmeister J, et al. The community earth system model version 2 (CESM2). *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2020, 12(2): e2019MS001916. DOI: 10.1029/2019MS001916.
- [44] Oleson K W, Lawrence D M, Bonan G B, et al. Technical Description of Version 4.5 of the Community Land Model (CLM). Technical Note NCAR/TN-503+STR (NCAR 2013).
- [45] Lehner B, Döll P. Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands. *Journal of Hydrology*, 2004, 296(1-4): 1-22.
- [46] Kourzeneva E, Asensio H, Martin E, et al. Global gridded dataset of lake coverage and lake depth for use in numerical weather prediction and climate modelling. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 2012, 64(1): 15640. DOI: 10.3402/tellusa.v64i0.15640.
- [47] Peel M C, Finlayson B L, McMahon T A. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2007, 11(5): 1633-1644.
- [48] Garratt J R. *The Atmospheric Boundary Layer*. Cambridge: Cambridge University Press, 1992: 57.
- [49] Anderson G B, Bell M L, Peng R D. Methods to calculate the heat index as an exposure metric in environmental health research. *Environmental Health Perspectives*, 2013, 121(10): 1111-1119.
- [50] Li Shuyan, Xuan Chunyi, Li Wei, et al. Analysis of microclimate effects of water body in a city. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2008, 32(3): 552-560. [李书严, 轩春怡, 李伟, 等. 城市中水体的微气候效应研究. *大气科学*, 2008, 32(3): 552-560.]
- [51] O'Malley C, Piroozfar P, Farr E R P, et al. Urban heat island (UHI) mitigating strategies: A case-based comparative analysis. *Sustainable Cities and Society*, 2015, 19: 222-235.
- [52] Rigden A J, Li D. Attribution of surface temperature anomalies induced by land use and land cover changes. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44: 6814-6822.
- [53] Wang L, Li D. Urban heat islands during heat waves: A comparative study between Boston and Phoenix. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2021, 60(5): 621-641.

Biophysical attribution of surface temperature difference between global lakes and their surrounding lands from 1991 to 2010

LYU Heng^{1,2}, WANG Wei^{1,2}, WAN Ziwen^{1,2}, LI Yuzhu^{1,2}, CHU Haoran^{1,2},
LAI Yujing^{1,2}, ZHANG Kehan^{1,2}, SHI Jie^{1,2}

(1. Center on Atmospheric Environment, International Joint Laboratory on Climate and Environment Change, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China; 2. Jiangsu Key Laboratory of Agricultural Meteorology, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China)

Abstract: Quantification of the surface temperature difference (ΔT_s , lake minus land) between lakes and their surrounding lands is an important step for understanding lake climate effects. In this study, we investigated the spatial and temporal patterns of ΔT_s of global lakes and elucidated biophysical mechanisms that underly these patterns. Results are based on outputs from a fully coupled simulation with the Community Earth System Model (CESM) for the period from 1991 to 2010. We found that ΔT_s showed large seasonal variations, with the strongest warming (mean $\Delta T_s = 4.37$ K) in September and the strongest cooling (-0.99 K) in April in the northern hemisphere. There is no significant interannual variation in ΔT_s in individual climate zones or on the global scale. Spatially, only lakes in the arid climate showed a cooling effect (annual mean $\Delta T_s = -1.19$ K). Lakes in the other four climate zones (tropical, temperate, cold, and polar) exhibited warming effects (annual mean ΔT_s from 0.92 K in cold climate to 2.78 K in tropical climate). The dominant biophysical drivers of ΔT_s differed across climate zones. In arid climate zone, the lake cooling effect was mainly caused by lake evaporation stronger than land evaporation. In tropical and temperate climate zones, low lake energy dissipation efficiency was the dominant contributor to lake warming. In cold and polar climate zones, the lake warming was caused by large albedo contrasts between the lake and the snow-covered land, with additional contribution from energy consumed by lake ice-melting. On the global scale, the reduced lake energy dissipation efficiency increased ΔT_s by 3.77 ± 0.13 K, while enhanced evaporation decreased ΔT_s by -2.01 ± 0.1 K.

Keywords: lake; surface temperature; biophysical attribution; spatial and temporal pattern; isolating the contributions