中国科学: 地球科学 2024 年 第 54 卷 第 11 期: 3574 ~ 3586
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

近千年青藏高原东北部环境演变与人类活动的关系及其对人类世开端的启示

蒲阳[1*], 魏学琼[1], 刘建宝[2*], 张科[3], 李蓓蓓[1], 魏柱灯[1], 张萌萌[1], 何同[1], 王艳君[1], 邵晓华[1]

1. 南京信息工程大学地理科学学院, 南京 210044;
2. 中国科学院青藏高原研究所高寒生态重点实验室, 北京 100010;
3. 中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊与环境国家重点实验室, 南京 210008
* 通讯作者, E-mail: puyang@nuist.edu.cn (蒲阳), jbliu@itpcas.ac.cn (刘建宝)

收稿日期: 2024-01-31; 收修改稿日期: 2024-07-12; 接受日期: 2024-08-07; 网络版发表日期: 2024-09-14
国家自然科学基金项目(42171160, 42225105, 42071115, 41972193)资助

摘要 如何评估人类活动对沉积记录的影响以及明确定义全球人类世开端, 是现今人类世研究中亟须解决的关键科学问题. 青藏高原东北部作为人类在高原地区最早大规模永久定居的区域, 各类沉积环境对人类活动的响应极为灵敏. 同时, 相较于高原其他地区, 青藏高原东北部拥有更为丰富的气候与环境重建序列, 使其成为开展人类世地层边界研究的理想区域. 通过对青藏高原东北部现有古气候、古环境序列的深入分析与综合集成, 我们得出以下结论: (1) 近千年以来, 人类活动对青藏高原东北部环境的影响程度日益显著, 尤其在近200~300年以来, 其影响逐渐超越了气候因素; (2) AD1950至今, 青藏高原东北部多个与人类活动相关的理化指标呈现出指数型增长态势, 形成近千年以来的一个明显峰值, 清晰地描绘了全球"大加速"现象及其演变过程; (3) 人类活动强度的增长不仅导致了高原环境的快速变化, 还促使气候因素与生态环境之间耦合关系的"解耦", 从而推动高原环境从"晚全新世"向"早人类世"过渡. 基于上述发现, 尝试构建了一个适用于确定高原地区人类世地层边界的模型, 并指出当高原生态环境进入"早人类世"后, 沉积物中部分理化指标的气候意义逐渐减弱, 而人类活动的信号持续增强.

关键词 人类世, 青藏高原, 气候变化, 环境演变, 人类活动

1 引言

"人类世"定义了一个由人类活动对地球环境产生显著影响的全新地质时代(Crutzen, 2002). 这里所涉及的影响既包括人类对自然环境的直接破坏, 也涵盖了人口规模的急剧扩张、生产力的持续提升、社会经济的迅猛发展以及土地利用模式的深刻转变(刘建宝等, 2022). 已有的研究表明人类世沉积地层厚度较薄, 但

中文引用格式: 蒲阳, 魏学琼, 刘建宝, 张科, 李蓓蓓, 魏柱灯, 张萌萌, 何同, 王艳君, 邵晓华. 2024. 近千年青藏高原东北部环境演变与人类活动的关系及其对人类世开端的启示. 中国科学: 地球科学, 54(11): 3574–3586, doi: 10.1360/SSTe-2024-0039
英文引用格式: Pu Y, Wei X, Liu J, Zhang K, Li B, Wei Z, Zhang M, He T, Wang Y, Shao X. 2024. Relationship between environmental evolution and human activities in the northeastern Qinghai-Xizang Plateau throughout the past millennium and its implications for the onset of the Anthropocene. Science China Earth Sciences, 67(11): 3536–3549, https://doi.org/10.1007/s11430-024-1407-x

© 2024 《中国科学》杂志社

横向范围广泛, 细节丰富, 特别是近百年以来, 一些与人类活动相关的理化指标由缓慢变化转变为快速上升, 如湖泊沉积物有机质含量(O'Beirne等, 2017; Pu和Meyers, 2022)、放射性核素(Waters等, 2015)、微塑料颗粒(Alves等, 2023)、多环芳烃化合物(Li等, 2023; Han等, 2023)、黑碳(Pino-Cortés等, 2021)以及重金属、球状碳质颗粒和持久性有机污染物(Mallinger和Mergili, 2022)等. 这些理化指标的显著升高反映了地球系统正在经历着深刻且急剧的变化, 且多数变化是不可逆的(Elhacham等, 2020). 目前, 国际人类世工作组(AWG)正努力提出一个基于地层记录框架的人类世定义. 在所有备选地层记录中, 全球发展"大加速"时期(Great Acceleration)作为人类世开端受到愈来愈多学者的认可, 即大致在AD1950至今由人类活动驱动的一系列社会变革、技术更新和环境急速变化的阶段被定义为"人类世"地质时代(Steffen等, 2015; 方修琦, 2024; 周卫健等, 2024).

值得注意的是, 国际地层委员会(ICS)经过严格的审议及投票流程, 于2024年3月5日最终作出决议: 否决了人类世工作组提出的将20世纪50年代认定为"人类世"开端的提案. 因此, 依据当前的地质时代划分标准, 我们仍然处于全新世阶段. 国际地层委员会的专家们对此给出的理由是: 尽管人类活动对地球环境的影响已达到前所未有的程度, 但目前尚缺乏确凿的地层学证据和广泛的科学共识来支持将人类世作为一个独立的地质时代纪元进行划分(Voosen, 2024). 因此, 关于人类世的定义及其界限的划定, 仍需在全球不同区域开展更为深入的研究.

作为世界"第三极"的青藏高原, 在全球环境演变中占据了极其重要的地位(Chen等, 2021). 而青藏高原东北部是人类最早进行大规模永久定居的高原区域(Chen 等, 2015a; 张山佳和董广辉, 2017)(图1). 史前时期人类通过河湟谷地迁徙至青藏高原东北部, 并由此向整个青藏高原地区扩散(Chen等, 2015a). 此外, 青藏高原东北部地区也是多民族聚居区, 现代农牧业与传统游牧业并存, 共同推动社会经济发展(蒲阳等, 2021). 近代以来, 随着人口膨胀、工农业和城镇化的快速发展, 青藏高原东北部土地利用格局发生了巨大改变(张雪芹和葛全胜, 2002). 大规模农业垦殖及过度放牧造成青藏高原东北部生态环境逐渐退化(魏彦强等, 2019). 另外, 由于其独特的地理位置, 青藏高原东北部对全球气候变化非常敏感(Pu等, 2020). 该地区近年来气温不断攀升, 且升温幅度显著超过了高原其他地区以及相邻的低海拔区域(Xu等, 2019). 而降水量则呈现增加态势, 尤其是极端降水事件发生的频率及强度均明显增多(杨昭明和张调风, 2021). 由此可见, 气候变化与人类活动的信号在青藏高原东北部相互交织, 被保存在各类沉积记录中, 需要我们仔细甄别.

近千年以来, 人类活动自何时开始超越气候因素, 成为青藏高原东北部环境变化的主导力量? 在青藏高原东北部能否找到20世纪50年代全球"大加速"阶段留下的印记? 进入21世纪后, 这种大加速的趋势是否依然延续? 抑或已经减缓? 高原地区人类世地层边界究竟有着怎样的特征? 与已有的人类世地层边界划分备选方案是否存在差异? 相较于全球人类世的开端, 青藏高原东北部人类世的起始时间是否具有穿时性? 本文通过分析并集成现有的古气候、古环境重建序列, 尝试对这一系列科学问题给出我们的答案.

2　材料与方法

2.1　研究区概况

本研究选择青藏高原东北部开展人类世开端相关探讨, 主要基于以下考虑: 首先, 在整个青藏高原区域, 东北部地区的人类活动影响相对显著, 且开始的时间最早、延续时间最长(Chen等, 2015a). 图1清晰展示了整个青藏高原地区的人类活动强度空间分布数据. 该数据综合了高原地区与人类活动相关的各类数据(段群滔和罗立辉, 2020), 并对空间栅格进行赋值, 数值越高代表人类活动强度越高. 从图1可以发现, 高原东北部人类活动对环境的影响异常明显. 尽管与中国东部人口密集地区相比, 该区域的人类活动强度较低, 但由于其生态环境极其脆弱(于伯华和吕昌河, 2011; 朴世龙等, 2019), 故即便是微弱的人类活动变化也可在沉积物中留下明显印记. 相比之下, 中国东部地区由于长期受到人类活动的影响而显示出更强的适应性和环境承载力, 导致其沉积记录对环境变化的响应可能不如青藏高原东北部敏感. 此外, 青藏高原东北部地区晚全新世以来的各类沉积序列十分丰富, 涉及湖泊沉积物、冰芯、泥炭、树轮和石笋等多种记录. 这些珍贵的古气候、古环境重建序列为本研究提供了数据基础及对比分析的可能.

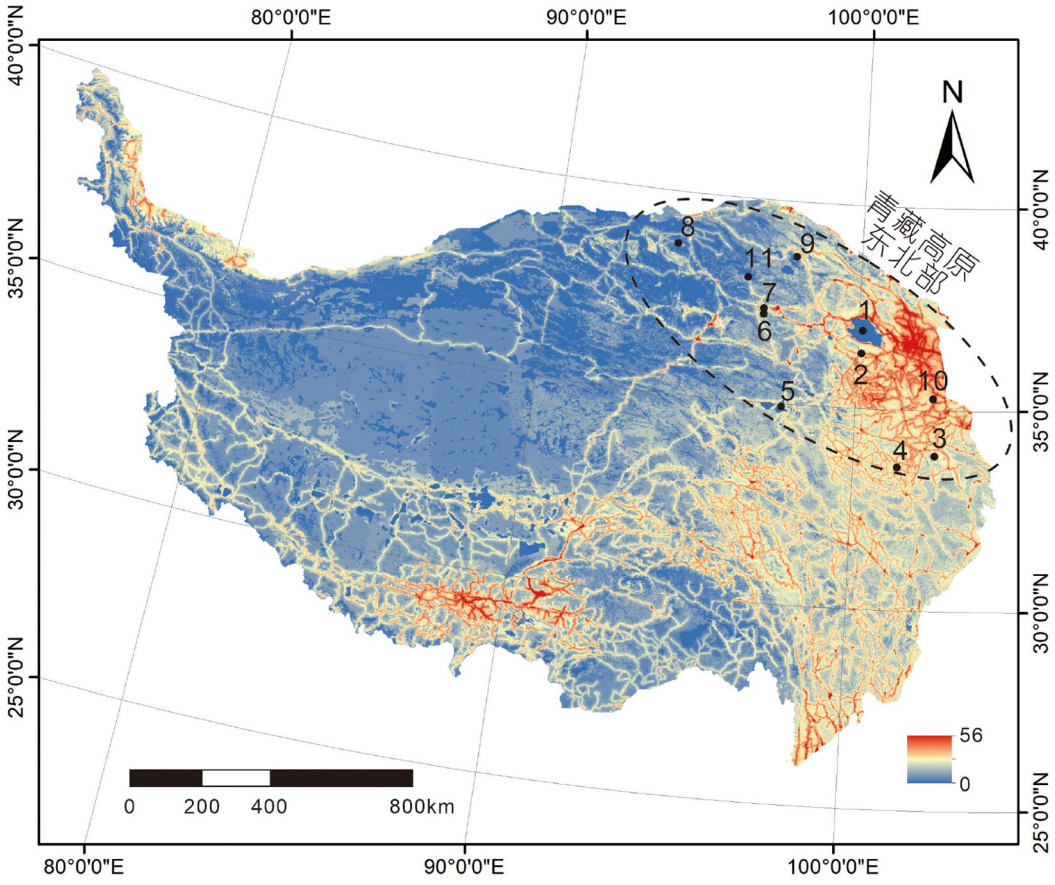

图 1　青藏高原人类活动强度空间分布

根据段群滔和罗立辉(2020)提供的数据绘制(0~56表征人类活动强度的相对值)以及研究地点空间分布图. 其中数字所代表的地点分别为: 1, 青海湖; 2, 更尕海; 3, 兴错; 4, 希门错; 5, 鄂陵湖; 6, 托素湖; 7, 可鲁克湖; 8, 苏干湖; 9, 天鹅湖; 10, 达尔宗湖; 11, 敦德冰芯

2.2　气候及环境指标选取

青藏高原东北部各类沉积物中理化指标多专注于古气候、古环境重建, 其中湖泊沉积物中有机质含量和孢粉相关指标是大量研究所涉及的. 总有机碳(TOC)、总氮(TN)及总有机质含量(TOM)是古环境和古气候研究中重要的指标, 与湖泊生产力状况、气候变化以及人类活动密切相关(Meyers, 2003). 人类活动导致的全球变暖将会明显提升湖泊初级生产力水平, 从而导致沉积物中有机质含量上升(O'Beirne等, 2017). 然而也有研究指出, 人类活动导致的升温可能会加速沉积物中有机碳的分解, 导致碳的净累积量下降(Liu等, 2022). 此外, 畜牧业的快速发展会导致高原湖泊富营养化并提升沉积物中有机组分的含量(Pu和Meyers, 2022). 沉积物中有机质与气候、环境变化之间关系较为复杂. 近百年湖泊沉积物序列研究中, 普遍认为有机质含量增加与人类活动强化密切相关(Pu和Meyers, 2022; 江鸿等, 2024), 而更长时间尺度的研究倾向于反映气候变化(Liu等, 2009). 此外, 湖泊沉积物有机质的某些特定元素含量比例的波动(例如碳氮比C/N)也可能与人类活动密切相关(Meyers, 2003).

青藏高原湖泊沉积物中的孢粉指标, 特别是蒿藜比(A/C), 是记录高原地区过去湿度/干燥度的重要代用指标(唐领余等, 2021). 其计算方法是基于湖泊沉积物中蒿属(*Artemisia*)和藜科(Chenopodiaceae)植物的孢粉数量占比(Li等, 2011). 藜科植物属于耐旱植物, 而蒿属植物对水分的需求相对较高. 当气候相对湿润时, 蒿属植物孢粉在湖泊沉积物中的比例增加, A/C值上升(陈发虎等, 2007); 而在植被类型由典型草原向荒漠草原转变的过程中, 藜科植物的花粉数量会显著增加,

A/C值下降. 这一规律在高原地区表现得尤为明显: 例如来自中国草原区植被调查及表土花粉的研究表明, 过度放牧或其他人为影响会导致蒿属植物的种群数量明显减少, 植物群落孢粉组合中藜科花粉含量显著升高, 进而A/C值降低(李月丛等, 2005).

本次研究选择了湖泊沉积物中有机质含量(总有机碳TOC、总氮TN、总有机质含量TOM)和孢粉A/C比值进行集成, 并与青藏高原东北部的湖泊沉积、石笋、冰芯记录以及气温、降水、人口、牲畜数量变化数据开展对比, 探讨近千年高原环境演变与气候变化、人类活动之间的关系.

2.3　数据集成方法

数据集成所选取的沉积序列时间分辨率需达到20~30a及以上, 即每100a至少需存在4个数据点, 保证精细化的变化过程能被观察到. 青藏高原东北部一些长时间尺度的记录, 例如冬给措纳湖(Opitz等, 2012), 由于其指标序列的时间分辨率太低, 故无法集成过去千年的变化序列; 此外, 一些明显处于无人区的湖泊也不在考虑范围之内, 例如位于青藏高原北部可可西里无人区的库赛湖, 其有机质含量相关指标明确反映了区域降水量变化, 与人类活动无关(Liu等, 2009). 其他所有符合以上标准的序列均被遴选入本次研究(见网络版附表S1, http://earthcn.scichina.com), 共15个近千年的沉积记录, 包括青海湖(刘兴起等, 2003)、鄂陵湖(Pu等, 2020)、希门错(Pu等, 2013)、兴错(Zhang等, 2022)、更尕海(刘思丝等, 2016)、苏干湖(Zhang等, 2010)、可鲁克湖(Zhao等, 2010)、托素湖(Zhao等, 2010)以及天鹅湖(Wang等, 2020)(图2). 其中青海湖、鄂陵湖、希门错、兴错、可鲁克湖和托素湖这6个湖泊入选的指标均为2条, 更尕海、苏干湖以及天鹅湖入选的记录均为1条(见网络版附表S1). 用于开展环境记录对比的沉积序列来自高原东北部的达尔宗湖(马旭毅等, 2023)和敦德冰芯(徐柏青等, 1999). 以上沉积记录的地理位置分布如图1所示.

需指出的是, 青藏高原东北部地区的气候受亚洲季风及西风环流的共同影响(Chen等, 2016). 将集成所采用的湖泊沉积记录位置(网络版附表S1)标注在青藏高原现代雨季水汽输送图(黄凌昕等, 2023; 网络版附图S1)上后发现: 青海湖、鄂陵湖、兴错、希门错和更尕海位于亚洲夏季风控制区域, 而可鲁克湖、托素湖、苏干湖和天鹅湖位于西风控制区, 即集成曲线所采用的15条记录中, 有9条来自季风区. 因此, 本研究的集成数据结果更多地受到亚洲夏季风的影响. 由于有机质相关指标与A/C值在指示人类活动强度时所呈现的变化趋势相反, 因此在集成时需采用A/C值的倒数. 在过去1000年的范围内, 通过内插法每10a获取一个数据. 然后通过Z-score标准化消除所有数据的量纲. Z-score标准化通过将数据减去均值, 并除以标准差的方式, 把数据转换为符合标准正态分布的形式. 其计算公式为

$$x^* = \frac{x-\bar{x}}{\sigma}, \tag{1}$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})^2}{n}}, \tag{2}$$

其中, $\bar{x}$为原始数据的均值, σ为原始数据的标准差, x^*为Z-score标准化后的数据.

标准化后的数据均值为0, 标准差为1, 进而能够更好地掌握数据的整体特征. 对归一化后的数据进行100a低通滤波处理, 然后将所有指标数据相加并计算其算术平均值, 最终生成包含15个指标的集成曲线(见网络版附表S1). 此外, 根据蒲阳等(2021)提供的青海东部地区人口数量变化曲线, 绘制了青藏高原东北部人口数量的总体变化趋势. 结合Brierley等(2016)以及人口数量与牲畜数量之间关系, Chen等(2015b)绘制了过去千年青海地区牲畜数量的变化趋势, 以表征青藏高原东北部牲畜数量的总体变化趋势.

3　结果与讨论

3.1　青藏高原东北部近千年以来环境演变与人类活动之间的关系

青藏高原东北部近千年以来的环境演变与人类活动之间存在着密切关系. 气候变化影响了人类的生产、生活方式以及迁徙过程(Chen等, 2015a), 而人类活动也在一定程度上塑造了高原环境. 研究区在过去千年的社会经济形态主要为农牧业, 故人口及牲畜都是极为重要的生产资源. 人口数量的增加可以为农牧业生产提供更多的劳动力, 而牲畜数量的增长为农牧业发展提供了基础. 因此在过去千年中, 人口和牲畜数量的变化趋势总体保持一致(图2b和2c). 在清朝之

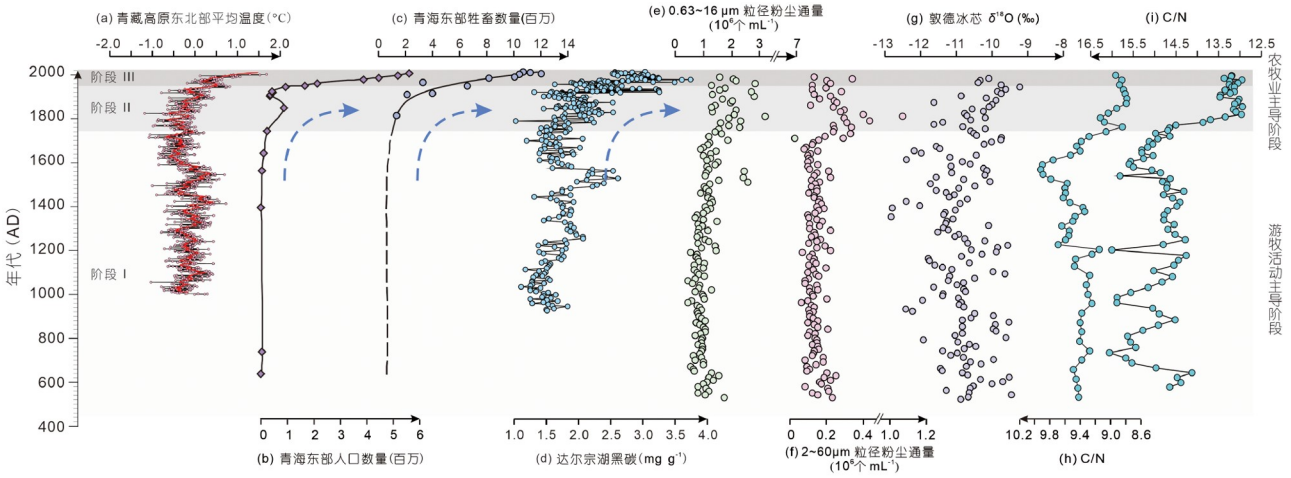

图 2　青藏高原东北部过去千年各类气候环境指标对比图

(a) 青藏高原东北部地区过去千年温度距平重建(Xu等, 2019); (b) 青海东部地区过去千年人口波动(蒲阳等, 2021); (c) 青海东部地区过去千年牲畜数量变化, 其中虚线部分是根据草原地区人口与牲畜数量的关系估算(Chen等, 2015b); (d) 青藏高原东北部达尔宗湖沉积物黑碳含量(马旭毅等, 2023); (e), (f) 敦德冰芯0.63~16μm粉尘通量和2~60μm粉尘通量(Thompson等, 2006); (g) 敦德冰芯氧同位素变化($\delta^{18}O$) (Thompson等, 2003); (h) 鄂陵湖沉积物C/N值变化(Pu等, 2020); (i) 兴错沉积物C/N值变化(Zhang等, 2022). 阶段I代表气候主导阶段; 阶段II代表过渡阶段; 阶段III代表人类活动主导的全球"大加速"阶段. 敦德冰芯相关原始数据获取自 https://www.ncei.noaa.gov/

前, 中原王朝对青藏高原东北部地区的控制程度相对较弱. 当地人口由羌族、吐谷浑族、藏族和蒙古族等少数民族组成, 生产方式主要以游牧活动为主(蒲阳等, 2021; 图2阶段I), 人口与牲畜的数量均处于较低的水平. 然而, 自清代中期以来政府加强了对青藏高原东北部地区的控制与开发(王乃昂等, 2002). 大规模的农业垦殖活动始于清雍正年间(AD1723~AD1735, 本文以AD1730划分为界, 图2), 政府组织民众在青海牧区和半农半牧地区开展大规模垦荒活动(崔永红, 2009). 同时, 随着大量汉人迁入青海东部, 导致人口数量显著增长的同时, 农业生产方式也发生了重大变化: 从事农业垦殖活动的人口数量不断上升, 传统的游牧活动逐渐被畜牧业及农牧结合的生产方式取代(图2b和2c, 对应阶段II和III). 进而导致过度放牧问题逐步凸显: 草原生态系统不断恶化, 土壤侵蚀以及水土流失加强, 生物多样性降低, 青藏高原东北部草原生态系统逐渐退化(王建兵等, 2007). 而青藏高原东北部不断增强的人类活动在冰川沉积中也留下印记: 敦德冰芯粉尘颗粒数量在近200多年以来呈现了显著的波动(Thompson等, 2006), 其波动频率与幅度明显高于过去千年的平均水平(图2e和2f), 与青海东部人口数量的变化趋势具有可比性(图2b). 可能指示了人类活动过程中产生的各类粉尘通过大气环流及沉降作用保存在冰雪沉积中(董志文等, 2014). 来自青藏高原东北部达尔宗圣湖泊沉积物黑碳含量的分析, 发现该湖沉积物黑碳含量变化反映了流域内宗教活动的强弱变迁(马旭毅等, 2023), 其中AD1920至今(民国以来), 这种百年时间尺度的宗教活动增多是对同期社会发展的响应(图2d). 此外, 研究区内一些湖泊的沉积物中碳氮比(C/N)在对应时段也呈现了明显的降低趋势, 可能与当地人类活动强度增强有关(Pu等, 2020; Zhang等, 2022)(图2h和2i, 注意纵坐标为逆序). 综合分析图2b~2d发现, 自AD1950以来(阶段III), 人口数量、牲畜数量以及宗教活动均呈现了指数型上升趋势, 并形成一个明显的峰值. 说明近现代青藏高原东北部人类活动对环境的影响程度达到了近千年以来前所未有的水平.

此外, 敦德冰芯氧同位素值(Thompson等, 2003)在对应阶段也出现了明显的正偏(图2g), 与基于树轮记录重建的研究区年均温度变化趋势(Xu等, 2019)具有可比性(图2a), 两者在近200多年均指示了气温逐步上升的趋势. 在青藏高原东北部地区, 气温的上升总体有利于植被生长, 具体表现为生长季的延长及返青期的提前(Shen等, 2022). 然而, 这一有利因素似乎并没有使青藏高原东北部地区的生态环境得到显著改善. 相反, 人类活动的加剧导致了沙尘天气的频繁发生: 草原植被逐渐退化, 土壤层暴露在风力的作用下, 易造成

风沙的扩散及沙尘暴的频繁暴发(Chen等, 2020). 这进一步说明了200~300年以来, 气候因素对高原环境的影响逐渐被人类活动因素所超越(图2中标注的阶段II和III).

通过以上分析, 认为青藏高原东北部作为全球环境变化的敏感区和脆弱区, 极易受到人类活动的影响: 在过去1000多年中, 当人口数量保持在较低水平时, 人类活动对高原环境的影响并不显著(图2, 阶段I); 但随着人口的不断增长, 人类活动对环境的影响日益凸显, 并且这一变化过程被各类沉积物中的多项理化指标清晰地记录(图2, 阶段II和III). 此作用机制为我们利用湖泊沉积物中古气候、古环境指标来探讨青藏高原东北部环境演变与人类活动的关系提供了基础.

3.2　青藏高原东北部湖泊沉积物有机质含量指标记录的人类活动信号

对比青藏高原东北部湖泊沉积物有机质含量指标的变化, 包括鄂陵湖(Pu等, 2020)(图3c和3d)、希门错(图3e和3f)(Pu等, 2013)、青海湖(图3g和3h)(刘兴起等, 2003)、兴错(图3i和3j)(Zhang等, 2022)、可鲁克湖(图3k)(Zhao等, 2010)以及托素湖(图3l)(Zhao等, 2010), 并将其与青海地区AD1950以来的人口和畜牧业GDP数据进行对比(图3a和3b). 在近200~300年以来, 有机质含量相关指标普遍呈上升趋势, 特别是AD1950以来的上升幅度显著超过了过去千年的平均水平(图3), 故其变化不能简单地归因于气候因素.

湖泊沉积物中的有机质含量受到湖泊的初级生产力、陆源输入量、沉积物粒度、湖泊微生物活动以及早期成岩作用等因素的影响, 这些因素相互作用, 共同决定了有机质在沉积物中的累积及变化模式(沈吉等, 2010). 即使在同一个湖泊内部, 不同取样点所取得的岩芯, 其有机质含量也可能存在差异(Meyers, 2003). 因此, 从千年尺度来看, 湖泊沉积物中有机质含量对环境变化的响应过程十分复杂. 然而, 当聚焦于短时间尺度, 特别是近代以来, 湖泊沉积物有机质含量的显著上升被认为与人类活动强度的增加存在密切联系(O'Beirne等, 2017). 随着近几十年青藏高原东北部暖湿化趋势的显现, 一些地区逐渐适宜于人类定居及开展农业生产, 人口不断迁入. 当人口数量的增长以及农牧业生产超过了高原生态环境的承载力, 植被退化以及草场沙化现象难以避免(Brierley等, 2016). 另外, 随着近百年来青藏高原地区年均气温的不断上升(图2a), 湖泊浮游藻类生长繁盛, 导致湖泊营养盐浓度升高, 从而加速沉积物中有机质的累积(Liao等, 2020; 刘建宝等, 2022). 湖泊沉积物中有机质含量的变化趋势与青藏高原东北部敦德冰芯中记录的甲烷浓度变化(徐柏青等, 1999)具有一致性(图3m). 进一步说明AD1950以来湖泊沉积物中有机质含量的显著上升与高原人类活动密切相关.

通过观察发现, 图3c~3m中所展示的各指标在AD1950之后, 均呈现出快速增长的趋势. 尽管不同的研究所采用的年代框架可能存在差异, 但是这些指标所呈现的变化趋势却具有高度的相似性, 同时与社会经济发展数据(图3a和3b)也存在一定的对应关系. 这说明青藏高原东北部湖泊中与有机质相关的系列指标在指示近代人类活动对环境的影响时, 发生显著变化的时间节点基本一致, 并未显现出明显的穿时性.

3.3　青藏高原东北部孢粉记录中蒿藜比值(A/C)记录的人类活动信号

青藏高原东北部更尕海、可鲁克湖、托素湖、天鹅湖以及苏干湖沉积物的A/C指标(图4d~4h)揭示了过去千年干湿程度的变化. 图4a和4b分别展示了AD1950~AD2020期间青海地区畜牧业GDP和粮食产量的变化. 通过对比可以发现, 近代青海地区农牧业发展迅速, 伴随着降水量的增加(图4c)以及植物群落A/C值的下降(图4d~4h). 研究区畜牧业GDP和粮食产量的上升与人口的增长趋势一致. 然而, 降水的增多与植物群落的变化之间却存在矛盾. 一般认为在干旱/半干旱地区, 降水量的增加对当地植被生长起到积极的促进作用, 对应A/C比值的上升. 近几十年以来, 青藏高原东北部气温上升并伴随着降水量的总体增加, 呈现暖湿化的趋势(Yang等, 2014; Xu等, 2019)(图2a和图4c), 且植被的覆盖度也总体呈现上升趋势(Zhong等, 2019). 令人意外的是, 湖泊沉积物中的A/C指标却呈现出总体下降的趋势(图4d~4h). 这表明近代以来, 湖泊沉积物中孢粉A/C值的气候信号逐渐减弱, 而逐渐与人类活动强度密切相关. 综合图4及前人的研究, 推测自AD1950以来, 研究区的农牧业快速发展(图4a和4b), 特别是过度放牧与农业垦殖, 对植物群落造成了显著影响, 导致草原生态系统的逐渐退化. 人类活动对环境的影响超越了气候因素, 这一变化在湖泊沉积物的

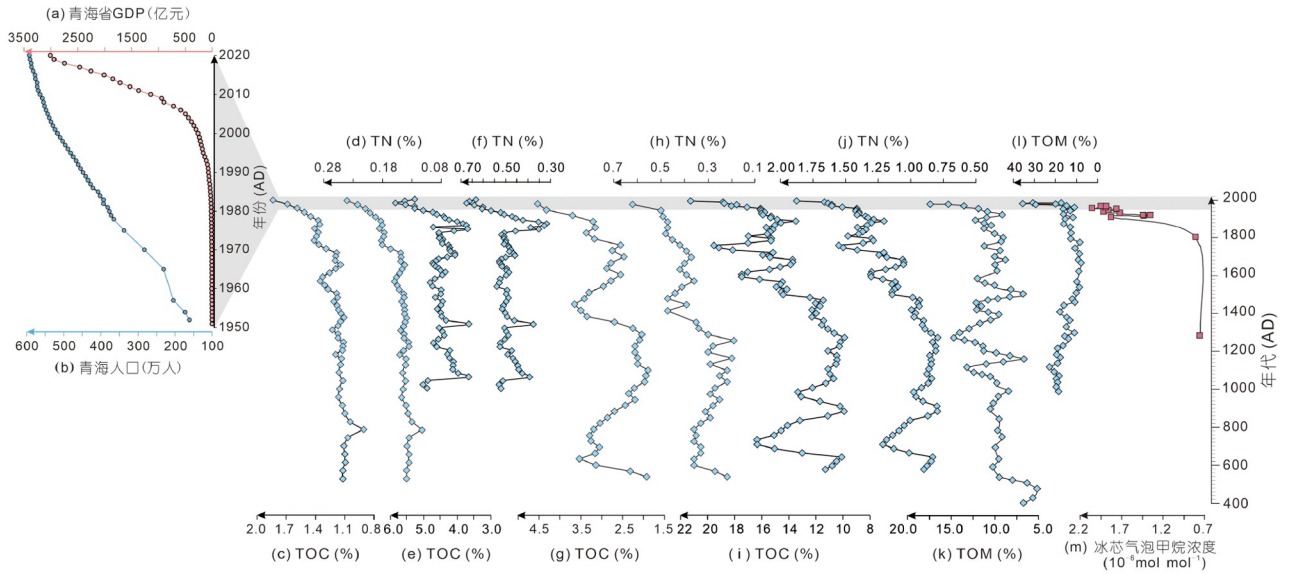

图 3　青藏高原东北部过去千年湖泊沉积物有机质相关指标及其与冰芯记录、AD1950以来青海省经济与人口数据对比图

AD1950以来青海常住人口数量(a)和GDP值(b)的变化(数据来源: https://www.stats.gov.cn/sj/); 青藏高原东北部鄂陵湖((c), (d))(Pu等, 2020)、希门错((e), (f))(Pu等, 2013)、青海湖((g), (h))(刘兴起等, 2003)和兴错((i), (j))(Zhang等, 2022)总有机碳(TOC)及总氮(TN)含量变化; 可鲁克湖(k)和托素湖(l)总有机质含量变化(Zhao等, 2010)以及敦德冰芯(m)气泡中甲烷(CH_4)浓度变化(徐柏青等, 1999)

孢粉记录中被忠实记录下来(图4d~4h). 此外, 图4所展示的孢粉A/C序列至少在过去百年以来其变化趋势具有较好的可比性, 故依然不存在明显的穿时性特征.

3.4　近千年青藏高原东北部湖泊沉积记录集成及其对人类世开端的启示

青藏高原东北部的气候因素和人口因素共同塑造了当地的自然环境. 然而, 在近千年的不同历史时期, 其影响程度存在差别. 图5b展示了湖泊沉积物有机质含量相关指标与孢粉A/C比值集成后的变化曲线. 该集成曲线总体呈现上升趋势(图5红色箭头所示), 其中在阶段I, 该曲线与青藏高原东北缘亚洲季风区的万象洞石笋氧同位素($\delta^{18}O$)(Zhang等, 2008; 网络版附图S1)存在较好的对应关系(图5a). 说明在此阶段内, 青藏高原东北部环境主要受到区域气候的影响. 并且在清朝中期(自AD1730开始; 阶段I和阶段II的分界线)之前, 高原东北部人口数量总体处于较低水平, 人口数量与集成曲线的关系并不明确; 进入阶段II后, 该集成曲线与青藏高原东北部人口数量变化曲线(图5c)的吻合程度明显上升, 而与表征亚洲夏季风强度的石笋氧同位素曲线的关系开始变得模糊; 而在AD1950之后(图5阶段III), 集成曲线与人口数量的变化均呈现出指数型增长态势, 两者的变化幅度均显著高于过去千年的平均变率(均值线为图5b中的虚线), 形成了一个明显的峰值, 说明在此阶段人类活动对环境演变的驱动作用已经上升到了主导地位. 在过去的千年, 包括中世纪暖期和小冰期在内的典型气候事件曾经对高原东北部自然环境产生了极为深刻的影响. 然而, 集成曲线(图5b)揭示了这些气候事件所造成的环境变化相对有限, 远不及AD1950年以来人类活动对环境所造成的影响. 这一现象的本质在于青藏高原东北部人口数量的膨胀, 人类活动强度呈现出指数级增长, 显著超越了过去千年的任何历史时期, 成为驱动青藏高原东北部环境演变的关键因素. 需指出的是, 图5b所展示的集成曲线既不是单纯的气候变化曲线, 也不代表单一的人类活动, 而是反映了两者的融合. 在不同的历史阶段, 气候信号与人类活动信号的强度存在差异: 在阶段I以气候信号为主, 人类活动的信号相对较弱; 阶段II处于过渡阶段, 两类信号叠加在一起; 在阶段III则是以人类活动信号为主导.

综上所述, 自20世纪中叶以来, 青藏高原东北部地区进入人口和经济的快速增长期, 人类活动对高原环境产生的深刻影响逐步显现, 甚至超越了气候因素对环境的影响, 这一现象也得到青藏高原东北部沙尘天

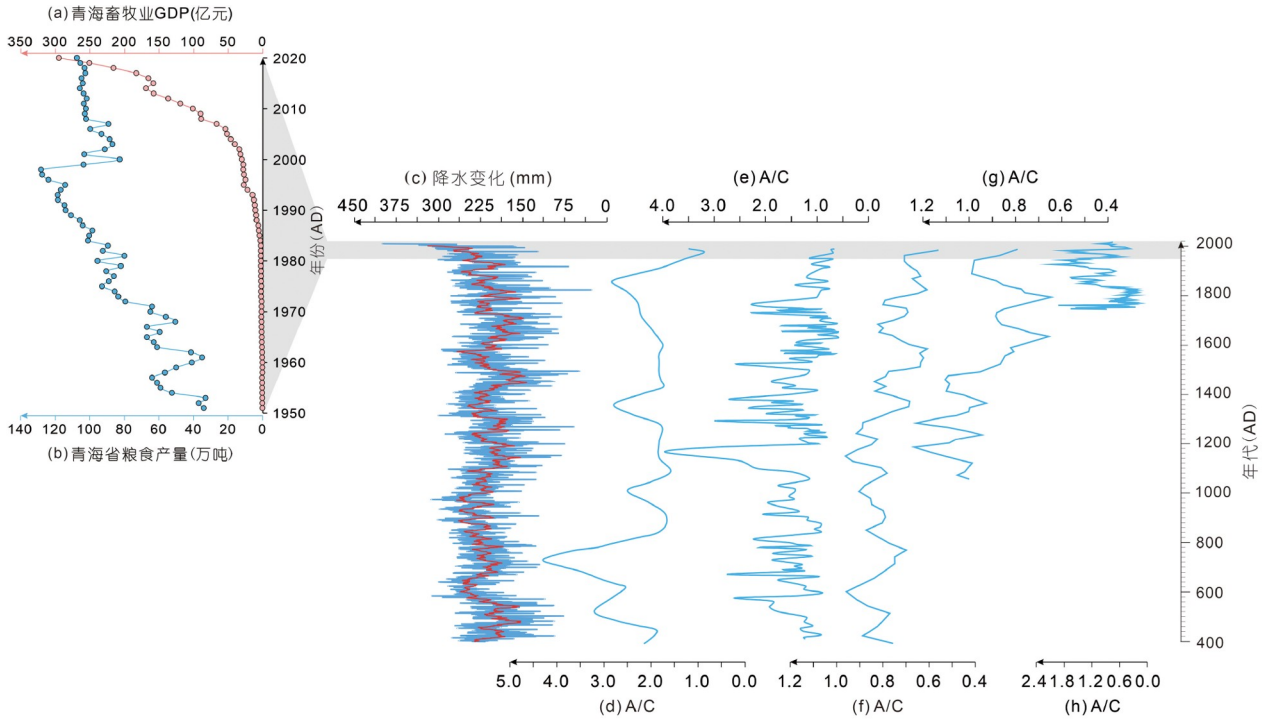

图 4　青藏高原东北部过去千年湖泊沉积物A/C指标及其与AD1950以来青海省畜牧业GDP、粮食产量对比图

(a) 青海畜牧业总产值(亿元, 1950~2020年)和(b) 青海省粮食产量(万吨, 1950~2020年) (数据来源: https://www.stats.gov.cn/sj/); (c) 树轮重建的青藏高原东北部降水变化(Yang等, 2014); (d) 更尕海沉积物A/C指标变化(刘思丝等, 2016); (e) 苏干湖沉积物A/C指标变化(Zhang等, 2010); (f) 可鲁克湖沉积物A/C指标变化(Zhao等, 2010); (g) 托素湖沉积物A/C指标变化(Zhao等, 2010); (h) 天鹅湖沉积物A/C指标变化(Wang等, 2020). 阴影部分指示了20世纪50年代以来全球“大加速”时期

气发生频率与人类活动关系研究的印证. 根据青藏高原东北部苏干湖沉积物中粗粒组分比例, Chen等(2013)重建了过去2000年的沙尘暴历史(图5d), 其中AD1180~AD1240年和AD1500~AD1700年期间沙尘暴发生频率相对较高, 主要归因于气候因素所导致的风力变化, 而20世纪中后期的沙尘暴频发与人类活动密切相关(Chen等, 2013). 将图5b所示的集成曲线与研究区沙尘暴发生历史进行对比, 发现两者总体变化趋势十分相似(图5). 说明随着青藏高原东北部人口的增长及农业生产方式的转变, 生态环境出现了快速退化的现象, 导致沙尘天气发生频率升高. 进一步观察图5b~5d, 可以清晰地看到自20世纪中叶, 青藏高原东北部的环境经历了急剧变化, 这一变化过程与国际上人类世研究中提出的全球环境“大加速”的变化趋势吻合(Steffen等, 2015). 人口数量的快速增长, 伴随着农牧业生产方式的转变, 无疑是推动高原环境进入“早人类世”的重要推动力.

基于以上分析, 认为在阶段I, 青藏高原东北部气候变化与环境演变之间存在耦合关系. 体现在代表气候变化的石笋氧同位素曲线与集成曲线之间的变化趋势具有相似性, 且标准化之后的氧同位素曲线与集成曲线存在显著的相关关系(R^2=0.68, p<0.001; 图6a). 然而, 在进入阶段 II 和阶段III之后, 这种耦合关系开始出现解耦, 气候变化与环境演变之间的联系减弱, 表现为氧同位素曲线与集成曲线之间的相关性显著降低(参见图6b和6c). 因此, 由气候变化与环境演变构成的耦合关系逐渐被人类活动与生态环境的耦合关系所取代, 即原本基于自然生态系统反馈机制的耦合关系在人类活动影响下发生了重构, 形成了新的人类活动与环境演变之间的耦合. 这种转变反映了人类活动在高原环境中的影响日益增长, 并指示高原环境正逐渐进入“早人类世”阶段. 同时, 各类沉积物中记录的这一变化过程似乎并未呈现显著的穿时性特征.

进一步将集成曲线和温室气体浓度(甲烷与二氧化碳浓度; 图5e和5f)(Rubino等, 2019)与全球人口数量变化进行了对比(图5g)(数据来源https://www.census.

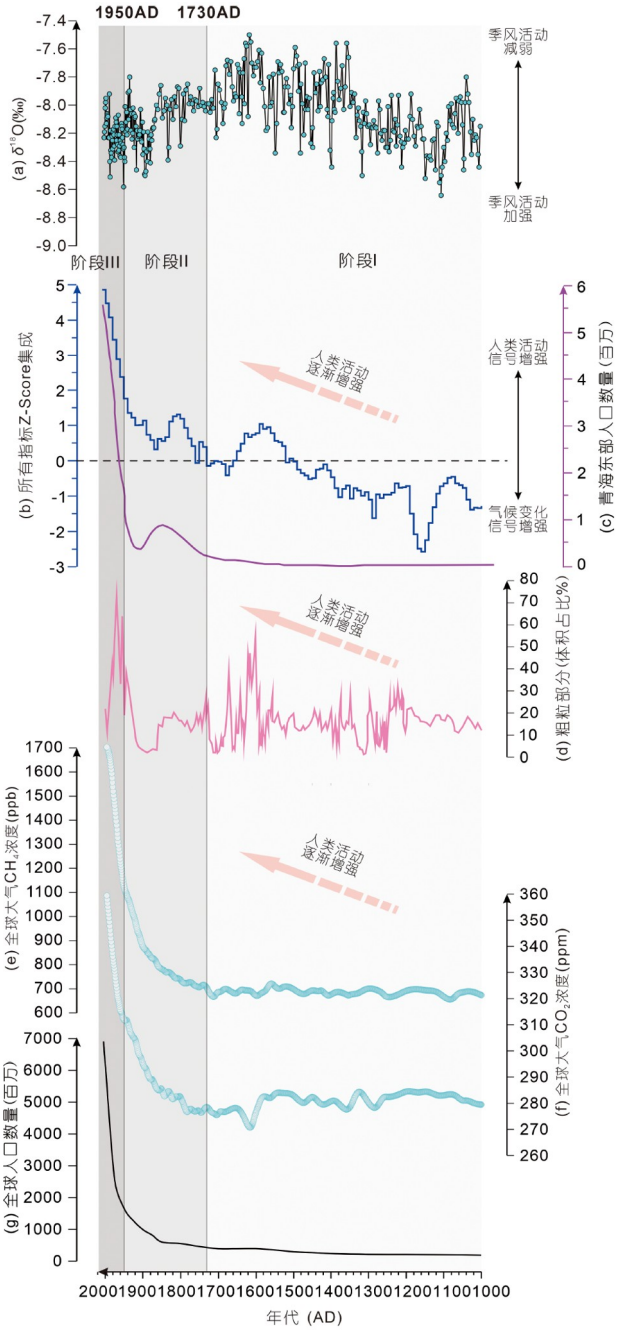

图 5　本研究集成数据与区域及全球环境指标变化对比图

(a) 青藏高原东北缘万象洞石笋氧同位素曲线，表征亚洲季风活动强度(Zhang等, 2008); (b) 青藏高原东北部湖泊沉积物有机质含量指标及A/C指标的Z-score集成曲线; (c) 青海东部人口数量变化趋势(蒲阳等, 2021); (d) 青藏高原东北部苏干湖沉积物粗粒部分占比变化, 代表研究区沙尘天气发生频率(Chen等, 2013); (e) 近千年全球大气甲烷浓度变化; (f) 二氧化碳浓度变化(根据文献Rubino等(2019)绘制); (g) 近千年全球人口数量变化(数据来源https://www.census.gov/data)

gov/data). 图5e~5g三条曲线的吻合说明人口数量的增长会带来更多的资源需求和消费，从而增加了温室气体的排放. 特别是这三条曲线自AD1950以来呈现出指数型增长趋势，人类世研究人员据此提出了全球环境“大加速”理论(Steffen等, 2007). 虽然本次研究的古气候资料集成曲线(图5b)与全球大气甲烷(图5e)、二氧化碳浓度(图5f)以及人口数量变化(图5g)在细节上并无对应，但总体变化趋势呈现一致性，特别是在阶段III，各指标发生指数型上升的时间和变化速率基本一致. 说明青藏高原东北部环境变化与全球变化的总体趋势是吻合的，因此全球“大加速”理论在青藏高原东北部地区也是适用的. 尽管与全球许多地方相比，青藏高原东北部人口数量及人类活动强度相对较低，但由于高原生态环境的敏感性，人类活动对环境的影响作用在这里被显著放大，并被忠实地记录在各类沉积物序列中. 通过观察图5中所有曲线的变化，不难发现早于AD1950的其他时间节点并不适合确立为人类世开端，因为在此时间节点之前各理化指标中气候信号依然占有较高的比重. 而自AD1950以后，人类活动的信号开始在高原环境中占据了主导地位.

3.5　青藏高原东北部人类世地层边界特征及环境演变理论模型

青藏高原东北部从全新世进入人类世，意味着高原生态系统从一个稳态转变至另一个稳态，在这一转变过程中必然伴随着环境的突变(王荣等, 2024). 当人类活动对环境的影响超越了高原环境的承载能力阈值时, 突变现象便会发生, 进而导致生态系统的结构和功能发生根本性的改变(朴世龙等, 2019). 这种环境的生态响应在本研究各类沉积地层中均有体现，表现为集成曲线自AD1950以来呈现出指数型上升的趋势(图5b). 这些突变层位可以被视为高原人类世开端确立的关键点位. 在此基础上，本文尝试构建了一个理论模型，用以确定青藏高原东北部人类世地层边界. 当人口数量稀少时，传统的游牧业即可满足人们的生活需求，湖泊生产力及各种温室气体的排放水平均相对较低，人类活动对环境的影响在环境承载力的范围以内. 此种情况下，高原环境的演变主要受到气候因素驱动(图7左部粗线条齿轮所示)，各类沉积物可以很好地记录气候、环境的变化. 在近200~300年以来，随着人类活动影响力不断增强, 社会经济快速发展, 导致温室气

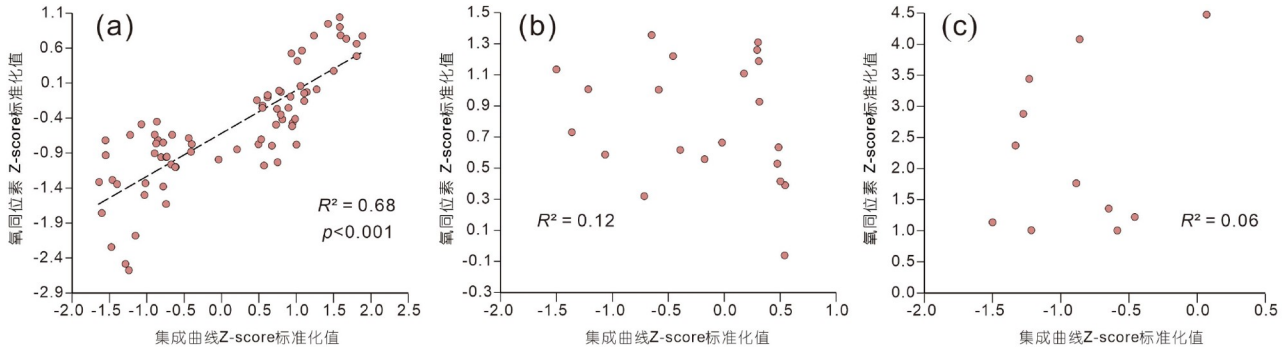

图 6　甘肃万象洞石笋氧同位素Z-score标准化值与本研究不同历史时期集成曲线Z-score标准化值相关性分析图

甘肃万象洞石笋氧同位素Z-score标准化值参考自Zhang等(2008). (a) 阶段I; (b) 阶段II; (c) 近百年以来. 仅阶段I两者呈现显著的正相关关系(p<0.001), 其他时期无相关关系

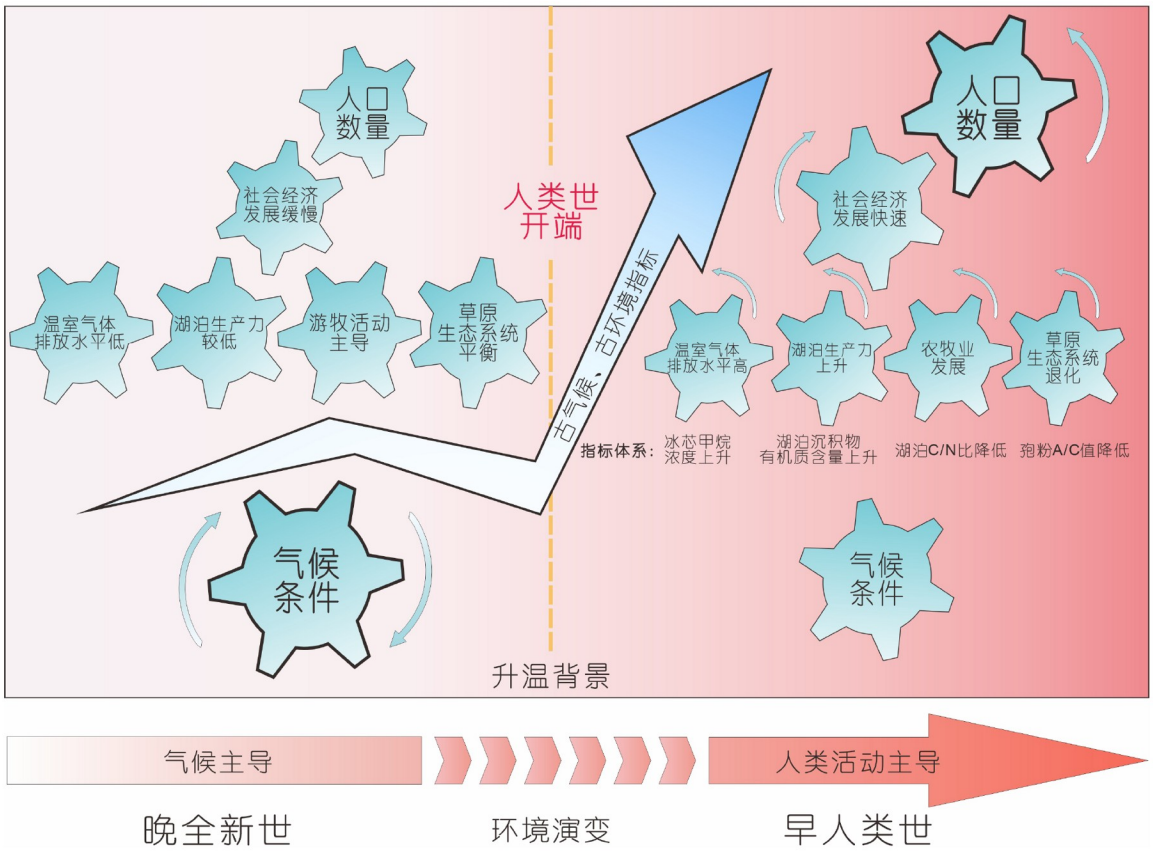

图 7　高原地区人类世起始时间及地层边界模型示意图

高原湖泊生产力变化基于图3所对应指标, 高寒草原生态系统变化基于图4所对应指标; 图中从左至右渐变的红色对应图5阶段II与阶段III的升温过程; 图中橙色虚线代表人类世开端, 加粗线条齿轮代表在不同阶段影响环境变化的主导因素. 其中气候条件两侧的箭头代表气候的上下波动状况, 人口数量右侧的箭头代表单调上升过程

体排放显著增加(图3m), 农业垦殖以及过度放牧导致草原生态系统退化, 湖泊有富营养化的趋势(湖泊沉积物有机质含量上升, 图3), 以及植物群落物种类组成发生变化(如A/C比值下降, 图4). 特别是自20世纪50年代以来, 随着人口数量呈现指数型上升, 人类对各种资源的需求量也随之增加, 传统的游牧活动已无法供养快

速增长的人口, 导致人地关系矛盾不断加剧, 促使传统的游牧活动逐渐被现代农牧业所取代, 人类活动逐渐成为驱动高原环境演变的关键因素.

我们认为高原地区的人类世开端应定义在环境演变从气候因素驱动为主转向人类活动驱动为主的阶段. 通过深入分析青藏高原东北部过去千年气候环境变化的集成曲线(图5b)发现, 大致在200~300年前, 沉积物中的气候变化信号开始减弱, 而人类活动的信号增强, 并开始逐渐超越气候变化的影响. 这一转变的时间节点大致位于AD1950, 与全球环境加速变化阶段的起始时间基本一致(Steffen等, 2015). 这表明青藏高原东北部地区已经在20世纪中叶完成了从"晚全新世"到"早人类世"的过渡, 即自AD1950以来, 该研究区的生态环境已从气候主导型转变为人类活动主导型. 在地层学上, 这一转变表现为沉积地层中与人类活动相关的指标呈指数型增长, 在近千年的时间尺度上形成了一个明显的峰值. 尽管AD1950至今在地质历史上极其短暂, 但是人类活动对青藏高原东北部环境的影响却十分显著并且持续. 综合前文的分析, 认为青藏高原东北部"人类世"显示出与全球大加速阶段同步的特征, 并且这种变化至少在过去千年以来显示出达到"世"级别的程度.

4 结论与展望

通过对系列古气候与古环境指标的集成与分析, 本研究揭示了近千年来青藏高原东北部环境演变与人类活动之间的关系. 近千年以来, 青藏高原东北部地区的环境演变与人类活动的关系逐渐加强, 特别是在近200~300年以来, 人类活动对环境的影响逐渐超越气候因素. 自AD1950以来, 青藏高原东北部地区多个与人类活动相关的指标呈现出指数型增长趋势, 在过去千年中达到一个显著的峰值, 清晰地呈现了人类世全球"大加速"现象及其演进轨迹. 人口数量的快速增长促使高原环境由"晚全新世"过渡至"早人类世", 而在进入"早人类世"后, 沉积物中部分指标的古气候、古环境意义开始减弱, 更加多地记录了人类活动的信号. 需指出的是青藏高原东北部不同沉积物记录的突变起始时间均指向AD1950前后, 并与人口数量的变化趋势一致, 即并不存在明显的穿时性特征.

尽管青藏高原东北部拥有丰富的沉积记录, 但在千年尺度上, 对人类活动具有明确指示意义的高分辨率沉积记录依然十分匮乏, 相关报道尚未形成体系, 这一现状限制了我们对高原环境演变的客观评价. 未来亟须开展年代框架准确、分辨率高并具有明确人类活动指示意义的环境重建工作, 使我们可以更客观地评估高原环境演变与人类活动相互作用的关系, 从而能够更精准地界定人类世地质时代的开端.

致谢 感谢首都师范大学刘兴起教授、中国科学院青藏高原研究所曹现勇研究员、兰州大学吴铎研究员、黄凌昕博士、中国科学院地理科学与资源研究所李泉副研究员提供相关原始数据. 同时感谢两位匿名审稿人的细致审阅及建设性意见.

参考文献

陈发虎, 黄小忠, 张家武, Holmes J A, 陈建徽. 2007. 新疆博斯腾湖记录的亚洲内陆干旱区小冰期湿润气候研究. 中国科学D辑: 地球科学, 37: 77–85

崔永红. 2009. 青海历代屯田垦殖对草原生态环境的影响. 青海民族大学学报: 社会科学版, 35: 56–61

董志文, 秦大河, 秦翔, 杜志恒, 陈记祖, 任贾文. 2014. 祁连山老虎沟12号冰川积雪中飞灰颗粒物的特征. 环境科学, 35: 504–512

段群滔, 罗立辉. 2020. 1990–2015年青藏高原人类足迹数据集. 中国科学数据, 5: 298–307

方修琦. 2024. 人类世的多角度透视. 古地理学报, 26: 1–18

黄凌昕, 陈婕, 阳坤, 杨钰杰, 黄伟, 张旭, 陈发虎. 2023. 现代青藏高原亚洲夏季风气候北界及其西风区和季风区划分. 中国科学: 地球科学, 53: 866–878

江鸿, 韩永明, 刘卫国, 曹蕴宁, 胡婧, 樊会敏, 刘博. 2024. 四海龙湾沉积物多指标反映人类活动从1850 年开始显著增强. 地球科学进展, 39: 1–14

李月丛, 许清海, 阳小兰, 郑振华. 2005. 中国草原区主要群落类型花粉组合特征. 生态学报, 25: 555–564

刘建宝, 陈杰, 陈圣乾, 严鑫伟, 董浩然, 陈发虎. 2022. 中国北方沙尘暴变化与人类世探讨: 东亚夏季风-人类活动-沙尘暴-湖泊生态相互作用动态变化. 中国科学: 地球科学, 52: 1065–1077

刘思丝, 黄小忠, 强明瑞, 林雪如, 白志娟, 彭卫. 2016. 孢粉记录的青藏高原东北部更尕海地区中晚全新世植被和气候变化. 第四纪研究, 36: 247–256

刘兴起, 王苏民, 沈吉, 张恩楼. 2003. 16ka以来青海湖沉积物有机碳同位素的变化特征及其影响因素. 自然科学进展, 13: 169–173

马旭毅, 吴铎, 梁源, 袁子杰, 王涛, 李友谟, 阿旺嘉措. 2023. 青藏高原东北部达尔宗湖黑碳记录的近千年区域宗教活动变迁. 中国科学: 地球科学, 53: 287–299

朴世龙, 张宪洲, 汪涛, 梁尔源, 汪诗平, 朱军涛, 牛犇. 2019. 青藏高原生态系统对气候变化的响应及其反馈. 科学通报, 64: 2842–2855
蒲阳, 韩悦, 张虎才, 常凤琴. 2021. 鄂陵湖晚全新世沉积物记录的黄河源区气候环境变化. 第四纪研究, 41: 1000–1011
沈吉, 薛滨, 吴敬禄, 吴艳宏, 刘兴起, 羊向东, 刘健, 王苏民. 2010. 湖泊沉积与环境演化. 北京: 科学出版社. 242
唐领余, 沈才明, 吕厚远, 李春海, 马庆峰. 2021. 青藏高原第四纪孢粉研究五十年. 中国科学: 地球科学, 51: 2015–2034
王建兵, 李晓媛, 王振国. 2007. 青藏高原东北部农牧交错区气候变化及其对草场植被的影响. 干旱地区农业研究, 25: 216–219
王乃昂, 颉耀文, 薛祥燕. 2002. 近2000年来人类活动对我国西部生态环境变化的影响. 中国历史地理论丛, 17: 13–20
王荣, 张科, 刘建宝, 董旭辉, 羊向东. 2024. 湖泊流域生态系统演化对人类世研究的重要意义. 湖泊科学, 36: 333–338
魏彦强, 芦海燕, 王金牛, 孙建, 王旭峰. 2019. 近35年青藏高原植被带变化对气候变化及人类活动的响应. 草业科学, 36: 1163–1176
徐柏青, 姚檀栋, 田立德, 霍文冕, 段克勤, Chappelaz J. 1999. 敦德冰芯过去800a来的甲烷记录. 冰川冻土, 21: 15–18
杨昭明, 张调风. 2021. 1961–2017年青藏高原东北部雨季降水量变化及其贡献度分析. 干旱区研究, 38: 22–28
于伯华, 吕昌河. 2011. 青藏高原高寒区生态脆弱性评价. 地理研究, 30: 2289–2295
张山佳, 董广辉. 2017. 青藏高原东北部青铜时代中晚期人类对不同海拔环境的适应策略探讨. 第四纪研究, 37: 696–708
张雪芹, 葛全胜. 2002. 青藏高原土地利用结构、特征及合理开发战略. 中国农业资源与区划, 23: 17–22
周卫健, 赵雪, 陈宁. 2024. 中国人类世科学研究新进展. 地球科学进展, 39: 1–11
Alves F L, Pinheiro L M, Bueno C, Agostini V O, Perez L, Fernandes E H L, Weschenfelder J, Leonhardt A, Domingues M, Pinho G L L, García-Rodríguez F. 2023. The use of microplastics as a reliable chronological marker of the Anthropocene onset in Southeastern South America. Sci Total Environ, 857: 159633
Brierley G J, Li X L, Cullum C, Gao J. 2016. Introduction: Landscape and ecosystem diversity in the Yellow River source zone. In: Landscape and Ecosystem Diversity, Dynamics and Management in the Yellow River Source Zone. Cham: Springer International Publishing. 336–337
Chen F H, Qiang M R, Zhou A F, Xiao S, Chen J H, Sun D H. 2013. A 2000-year dust storm record from Lake Sugan in the dust source area of arid China. J Geophys Res-Atmos, 118: 2149–2160
Chen F H, Dong G H, Zhang D J, Liu X Y, Jia X, An C B, Ma M M, Xie Y W, Barton L, Ren X Y, Zhao Z J, Wu X H, Jones M K. 2015a. Agriculture facilitated permanent human occupation of the Tibetan Plateau after 3600 B.P. Science, 347: 248–250
Chen F H, Wu D, Chen J H, Zhou A F, Yu J Q, Shen J, Wang S M, Huang X Z. 2016. Holocene moisture and East Asian summer monsoon evolution in the northeastern Tibetan Plateau recorded by Lake Qinghai and its environs: A review of conflicting proxies. Quat Sci Rev, 154: 111–129
Chen F H, Chen S Q, Zhang X, Chen J H, Wang X, Gowan E J, Qiang M R, Dong G H, Wang Z L, Li Y, Xu Q H, Xu Y Y, Smol J P, Liu J B. 2020. Asian dust-storm activity dominated by Chinese dynasty changes since 2000 BP. Nat Commun, 11: 992
Chen F H, Ding L, Piao S L, Zhou T J, Xu B Q, Yao T D, Li X. 2021. The Tibetan Plateau as the engine for Asian environmental change: The Tibetan Plateau Earth system research into a new era. Sci Bull, 66: 1263–1266
Chen J Q, John R, Zhang Y Q, Shao C L, Brown D G, Batkhishig O, Amarjargal A, Ouyang Z T, Dong G, Wang D, Qi J G. 2015b. Divergences of two coupled human and natural systems on the Mongolian Plateau. Bioscience, 65: 559–570
Crutzen P J. 2002. Geology of mankind. Nature, 415: 23
Elhacham E, Ben-Uri L, Grozovski J, Bar-On Y M, Milo R. 2020. Global human-made mass exceeds all living biomass. Nature, 588: 442–444
Han Y M, An Z S, Lei D W, Zhou W J, Zhang L Y, Zhao X, Yan D N, Arimoto R, Rose N L, Roberts S L, Li L, Tang Y L, Liu X Q, Fu X W, Schneider T, Hou X L, Lan J H, Tan L C, Liu X X, Hu J, Cao Y N, Liu W G, Wu F, Wang T L, Qiang X K, Chen N, Cheng P, Hao Y F, Wang Q Y, Chu G Q, Guo M L, Han M, Tan Z H, Wei C, Dusek U. 2023. The Sihailongwan Maar Lake, northeastern China as a candidate Global boundary Stratotype Section and Point for the Anthropocene series. Anthropocene Rev, 10: 177–200
Li J, Chang R W, Ban X Y, Yuan G L, Du X Y, Yin G, Lin T. 2023. Aged polycyclic aromatic hydrocarbons as stratigraphic marker in the Anthropocene: Evidence from Tibetan Lake sediments. Water Res, 245: 120652
Li Y C, Bunting M J, Xu Q H, Jiang S X, Ding W, Hun L Y. 2011. Pollen-vegetation-climate relationships in some desert and desert-steppe communities in northern China. Holocene, 21: 997–1010
Liao M, Herzschuh U, Wang Y, Liu X, Ni J, Li K. 2020. Lake diatom response to climate change and sedimentary events on the south-eastern Tibetan Plateau during the last millennium. Quat Sci Rev, 241: 106409
Liu J, Liu H, Chen H, Yu Z, Piao S, Smol J P, Zhang J, Huang L, Wang T, Yang B, Zhao Y, Chen F. 2022. Anthropogenic warming reduces the carbon accumulation of Tibetan Plateau peatlands. Quat Sci Rev, 281: 107449
Liu X, Dong H, Yang X, Herzschuh U, Zhang E, Stuut J B W, Wang Y. 2009. Late Holocene forcing of the Asian winter and summer monsoon as evidenced by proxy records from the northern Qinghai-Tibetan Plateau. Earth Planet Sci Lett, 280: 276–284
Mallinger K, Mergili M. 2022. The global iron industry and the Anthropocene. Anthropocene Rev, 9: 52–70

Meyers P A. 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: A summary of examples from the Laurentian Great Lakes. Org Geochem, 34: 261–289

O'Beirne M D, Werne J P, Hecky R E, Johnson T C, Katsev S, Reavie E D. 2017. Anthropogenic climate change has altered primary productivity in Lake Superior. Nat Commun, 8: 15713

Opitz S, Wünnemann B, Aichner B, Dietze E, Hartmann K, Herzschuh U, IJmker J, Lehmkuhl F, Li S, Mischke S, Plotzki A, Stauch G, Diekmann B. 2012. Late Glacial and Holocene development of Lake Donggi Cona, north-eastern Tibetan Plateau, inferred from sedimentological analysis. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 337-338: 159–176

Voosen P. 2024. The Anthropocene is dead. Long live the Anthropocene. Scienceinsider, 5 Mar 2024

Pino-Cortés E, Díaz-Robles L A, Cubillos F, Cereceda-Balic F, Santander R, Fu J S, Carrasco S, Acosta J. 2021. The black carbon dispersion in the Southern Hemisphere and its transport and fate to Antarctica, an Anthropocene evidence for climate change policies. Sci Total Environ, 778: 146242

Pu Y, Meyers P A. 2022. Paleoenvironmental significance of 5α-stigmastanol in surface soil and lake sediment from the Nianbaoyeze Mountains, eastern Qinghai-Tibet Plateau. J Paleolimnol, 68: 103–118

Pu Y, Nace T, Meyers P A, Zhang H C, Wang Y L, Zhang C L, Shao X H. 2013. Paleoclimate changes of the last 1000 yr on the eastern Qinghai-Tibetan Plateau recorded by elemental, isotopic, and molecular organic matter proxies in sediment from glacial Lake Ximencuo. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 379-380: 39–53

Pu Y, Werne J P, Meyers P A, Zhang H C. 2020. Organic matter geochemical signatures of sediments of Lake Ngoring (Qinghai-Tibetan Plateau): A record of environmental and climatic changes in the source area of the Yellow River for the last 1500 years. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 551: 109729

Rubino M, Etheridge D M, Thornton D P, Howden R, Allison C E, Francey R J, Langenfelds R L, Steele L P, Trudinger C M, Spencer D A, Curran M A J, van Ommen T D, Smith A M. 2019. Revised records of atmospheric trace gases CO_2, CH_4, N_2O, and $\delta^{13}C$-CO_2 over the last 2000 years from Law Dome, Antarctica. Earth Syst Sci Data, 11: 473–492

Shen M G, Wang S P, Jiang N, Sun J P, Cao R Y, Ling X F, Fang B, Zhang L, Zhang L H, Xu X Y, Lv W W, Li B L, Sun Q L, Meng F D, Jiang Y H, Dorji T, Fu Y S, Iler A, Vitasse Y, Steltzer H, Ji Z M, Zhao W W, Piao S L, Fu B J. 2022. Plant phenology changes and drivers on the Qinghai-Tibetan Plateau. Nat Rev Earth Environ, 3: 633–651

Steffen W, Broadgate W, Deutsch L, Gaffney O, Ludwig C. 2015. The trajectory of the Anthropocene: The Great Acceleration. Anthropocene Rev, 2: 81–98

Steffen W, Crutzen P J, McNeill J R. 2007. The Anthropocene: Are humans now overwhelming the great forces of nature. AMBIO-J Hum Environ, 36: 614–621

Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M E, Lin P N, Henderson K, Mashiotta T A. 2003. Tropical glacier and ice core evidence of climate change on annual to millennial time scales. Clim Change, 59: 137–155

Thompson L G, Mosley-Thompson E, Brecher H, Davis M, León B, Les D, Lin P N, Mashiotta T, Mountain K. 2006. Abrupt tropical climate change: Past and present. Proc Natl Acad Sci USA, 103: 10536–10543

Wang J, Huang X, Zhang J, Xiang L, Xiao Y, Fontana L, Ren X, Wang Z. 2020. Pollen record of humidity changes in the arid western Qilian Mountains over the past 300 years and comparison with tree-ring reconstructions. Front Earth Sci, 8: 388

Waters C N, Syvitski J P M, Gałuszka A, Hancock G J, Zalasiewicz J, Cearreta A, Grinevald J, Jeandel C, McNeill J R, Summerhayes C, Barnosky A. 2015. Can nuclear weapons fallout mark the beginning of the Anthropocene Epoch? Bull Atomic Scientists, 71: 46–57

Xu G, Liu X, Zhang Q, Zhang Q, Hudson A, Trouet V. 2019. Century-scale temperature variability and onset of industrial-era warming in the Eastern Tibetan Plateau. Clim Dyn, 53: 4569–4590

Yang B, Qin C, Wang J, He M, Melvin T M, Osborn T J, Briffa K R. 2014. A 3,500-year tree-ring record of annual precipitation on the northeastern Tibetan Plateau. Proc Natl Acad Sci USA, 111: 2903–2908

Zhang K, Zhao Y, Yu Z C, Zhou A F. 2010. A 2700-year high resolution pollen record of climate change from varved Sugan Lake in the Qaidam Basin, northeastern Tibetan Plateau. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 297: 290–298

Zhang P, Cheng H, Edwards R L, Chen F, Wang Y, Yang X, Liu J, Tan M, Wang X, Liu J, An C, Dai Z, Zhou J, Zhang D, Jia J, Jin L, Johnson K R. 2008. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record. Science, 322: 940–942

Zhang Y, Li Y, Liu L, Wang N, Cao X. 2022. No evidence of human disturbance to vegetation in the Zoige Region (north-eastern Tibetan Plateau) in the last millennium until recent decades. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 589: 110843

Zhao Y, Yu Z, Liu X, Zhao C, Chen F, Zhang K. 2010. Late Holocene vegetation and climate oscillations in the Qaidam Basin of the northeastern Tibetan Plateau. Quat Res, 73: 59–69

Zhong L, Ma Y, Xue Y, Piao S. 2019. Climate change trends and impacts on vegetation greening over the Tibetan Plateau. J Geophys Res-Atmos, 124: 7540–7552

(责任编委: 赵艳)