

# 青藏高原东北部奖俊埠02遗址的细石叶技术人群活动及其与环境变化之间的关系

李源新<sup>1</sup>, 姚娟婷<sup>1</sup>, 申旭科<sup>2</sup>, 王林雪仪<sup>1</sup>, 周砚<sup>1</sup>, 夏欢<sup>1</sup>, 蔺东鹏<sup>1</sup>, 陈林<sup>1</sup>, 芦永秀<sup>1</sup>, 王建<sup>1</sup>, 成婷<sup>3</sup>, 赵延<sup>4</sup>, 李甜<sup>4</sup>, 张东菊<sup>1\*</sup>

1. 兰州大学资源环境学院, 西部环境教育部重点实验室, 环境考古与文物科学中心, 兰州 730000

2. 安徽大学历史学院, 合肥 230039

3. School of Science, University of Wollongong, Wollongong NSW 2522, Australia

4. 永登县文物保护中心, 兰州 730300

\* 通讯作者, E-mail: djzhang@lzu.edu.cn

2025-06-19收稿, 2025-10-09修回, 2026-01-20接受, 2026-03-12网络版发表

国家自然科学基金项目(42325103、42130502)、甘肃省科技领军人才项目(24RCKB007)和兰州大学中央高校基本科研业务费项目(lzujbky-2024-it34)资助

**摘要** “地球第三极”青藏高原是研究人类对极端环境适应的理想区域。最新研究显示, 在过去约20万年里, 不同史前人群曾多次扩散至青藏高原并长期生活于此, 然而, 高原上第一次较大规模的史前人类活动则以细石叶技术人群为代表。细石叶技术于末次盛冰期(距今约2.2万年)出现在黄土高原西部, 末次冰消期(距今约1.5万年)出现在腾格里沙漠边缘区和青藏高原东北部的青海湖盆地, 显示青藏高原的细石叶技术及其相关人群由黄土高原扩散而来。然而, 青藏高原与黄土高原自然环境差异显著, 细石叶技术人群是如何, 以及为何在末次冰消期从低海拔地区扩散至高海拔地区的呢? 本文基于在两大高原相连区域首次发现的细石器遗址——奖俊埠02遗址(JJB02), 通过开展系统的年代学、石器技术分析和遗址原位的生物标志物分析, 发现: ~15.8 cal ka BP, 携带简单石核-石片技术和细石叶技术的狩猎采集人群扩散到该区域, 此时该区域气候温暖、生态环境良好、植被生产力增大; ~14.9–13.4 cal ka BP, 区域温度虽持续下降, 但草地-林地植被环境稳定, 细石叶技术人群在~13.6–13.4 cal ka BP期间较高强度占据该遗址; ~13.4 cal ka BP, 植物资源迅速减少, 温度持续降低, 从而可能迫使细石叶技术人群最终离开该区域, JJB02遗址被废弃。石器制作技术和石料组成分析显示, JJB02遗址与高原东北部的同期细石器遗址关系密切, 体现了细石叶技术人群在末次冰消期开始从低海拔向高海拔地区扩散的过程。期间, 黄土高原西部与青藏高原东北部之间不同的水文条件导致的植物资源的差异, 可能是促使细石叶技术人群从黄土高原向青藏高原扩散的主要因素, 而青藏高原东北部温度的变化则进一步导致了细石叶技术人群在高原内部由低海拔地区向更高海拔地区的扩散。本研究对细石叶技术人群从黄土高原向青藏高原东北部的扩散过程进行了梳理, 并对环境变化在此过程中产生的可能影响进行了分析, 以期有助于更好地理解史前人类向青藏高原扩散的过程和机制。

**关键词** 青藏高原东北部, 末次冰消期, 细石叶技术人群, 生物标志物, 环境变化

## 1 引言

作为世界上平均海拔最高、面积最大的高原, 青

藏高原自然环境独特, 在史前人类的高海拔环境适应研究中扮演着重要角色(陈发虎等, 2022)。近年来, 得益于考古调查、发掘和研究的广泛开展, 青藏高原史前人类

中文引用格式: 李源新, 姚娟婷, 申旭科, 王林雪仪, 周砚, 夏欢, 蔺东鹏, 陈林, 芦永秀, 王建, 成婷, 赵延, 李甜, 张东菊. 2026. 青藏高原东北部奖俊埠02遗址的细石叶技术人群活动及其与环境变化之间的关系. 中国科学: 地球科学, 56(4): 1453–1468, doi: 10.1360/SSTe-2025-0183

英文引用格式: Li Y, Yao J, Shen X, Wang L, Zhou Y, Xia H, Lin D, Chen L, Lu Y, Wang J, Cheng T, Zhao Y, Li T, Zhang D. 2026. The occupations of microblade technology populations at Jiangjunbu02 site on the northeastern Tibetan Plateau and their relationships with paleoenvironment changes. Science China Earth Sciences, 69(4): 1422–1435, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1845-1>

活动历史的大体脉络逐渐清晰。从距今至少约190 ka开始探索高原的古老型人类(Chen等, 2019; Zhang D等, 2020; Cheng等, 2021; 郑喆轩等, 2022), 至距今45–30 ka探索高原腹地的早期现代人(Zhang等, 2018; 葛俊逸等, 2024), 再至末次冰消期以来大规模向青藏高原扩散的细石叶技术人群(Madsen等, 2006, 2017; Rhode等, 2007, 2014; 仪明洁等, 2011; 汤惠生等, 2013; 侯光良等, 2018; Han等, 2020; 王建等, 2020; Chen等, 2021; 靳英帅等, 2024; Qiu等, 2024; 张晓凌等, 2024; Wang等, 2025), 以及最终至3.6 ka永久定居高原的农业人群(Chen等, 2015), 青藏高原史前人类活动历史悠久, 但不同时期人类活动强度呈现明显差异。其中, 广泛出现在高原的细石器遗址(图1A; Madsen等, 2006, 2017; Rhode等, 2007, 2014; 王建等, 2020), 标志着史前人类对青藏高原高强度占据活动的开始, 同时可能体现了细石叶技术人群更强的高海拔环境适应能力。

细石叶技术是旧石器时代晚期兴起的一种高效的石器制作技术, 石料利用率高, 其制品标准化程度高, 易于携带和维护(仪明洁等, 2011; 仪明洁, 2014)。因此, 细石叶技术人群具有高度流动性和较强的环境适应能力, 分布范围广(陈胜前, 2008; 仪明洁等, 2011), 这些特征可能使其成为首次大规模占据青藏高原的史前人群。然而, 细石叶技术人群是如何扩散至青藏高原的? 环境变化在其中又起了什么作用呢? 研究显示, 细石叶技术在距今约28 cal ka BP(“BP”, 指距公元1950年的时间)前后出现于中国华北地区(Nian等, 2014; 王幼平, 2018); ~22 cal ka BP, 细石叶技术人群开始在青藏高原毗邻的黄土高原西部出现(吉笃学等, 2005); ~15.4 cal ka BP, 细石叶技术人群首次出现在青藏高原东北部的151遗址, 随后在~14.6–10 cal ka BP期间, 频繁活动于青海湖盆地(Madsen等, 2006, 2017; 王建等, 2020)。Zhang X等(2020)综合青藏高原所有细石器遗址的空间分布、年代及石器技术分析, 认为华北地区的细石叶技术人群通过北上路线(华北-西北-青藏高原东北部)扩散至青藏高原。关于扩散原因和影响因素, 张东菊等(2016)认为, 末次冰消期气候的转暖转湿使高原上较低海拔区域食物资源相对黄土高原西部及其北侧沙漠更为丰富, 加之细石叶技术文化的盛行, 共同促使了细石叶技术人群通过河湟谷地扩散到青藏高原东北部。然而, 目前黄土高原西部至青藏高原东北部之间的过渡区细石器遗址缺乏, 河湟谷地也并未发现末次冰消期的细石器遗址(图1A和B), 导致上述扩散假说缺乏关键环节, 亟需更多的证据支撑。

史前人类的扩散, 往往与环境变化有密切的关系(Beyer等, 2021; Timmermann等, 2022; Ao等, 2024;

Zan等, 2024)。然而, 此前对青藏高原细石叶技术人群活动的研究主要侧重于考古学文化和生存策略(Madsen等, 2006; 王建等, 2020; 靳英帅等, 2024), 在探讨环境变化的影响时, 多依赖于区域内间接的气候记录或遗址内部定性的古环境指标(Brantingham和Xing, 2006; 张东菊等, 2016), 遗址原位定量气候记录和环境信息的缺乏, 使细石叶技术人群活动与环境变化之间的关系难以准确评估。生物标志化合物(主要是正构烷烃和甘油二烷基甘油四醚膜脂(GDGTs))作为近年来定量重建古生态和古气候的重要指标, 在自然界分布广泛, 已成功应用于黄土、湖泊沉积物等地质记录载体(Weijers等, 2006a, 2006b, 2007; Peterse等, 2012; Schouten等, 2013; De Jonge等, 2014; Liu等, 2022), 同时也在考古遗址沉积物和动物骨骼中体现出巨大的研究潜力(Collins等, 2017; Dillon等, 2018; Duan等, 2019; Zhao等, 2020; Patalano等, 2021, 2023; Kielhofer等, 2023), 有望在细石叶技术人群向青藏高原扩散的研究中发挥重要作用。

本文报道了青藏高原东北部祁连山区新发现并试掘的一处细石器遗址——奖俊埠02遗址(JJB02)(图1)。通过碳十四测年确定遗址的年代框架, 对出土石制品开展了技术-类型学分析, 利用生物标志化合物等指标重建了遗址沉积物记录的原位气候和环境背景, 结合周边细石器遗址研究结果和区域气候记录, 探讨了JJB02的人类活动历史及其与环境变化的关系, 并尝试讨论了细石叶技术人群向青藏高原扩散的过程以及可能的环境影响因素。

## 2 研究区及遗址概况

奖俊埠02遗址(36°49'54"N, 103°1'10"E, 海拔2740米), 位于甘肃省兰州市永登县武胜驿镇奖俊埠村东约1.5公里处。奖俊埠02遗址与此前报道的距今12–9万年的奖俊埠01遗址(原JJF01, 现更名为JJB01)(Cheng等, 2021)相邻, 于2018年在奖俊埠01遗址周围区域开展调查时新发现。JJB01遗址位于流经奖俊埠村的庄浪河二级支流的二级阶地, JJB02遗址位于其一级阶地, 石制品均发现于黄土剖面中(图1C)。2020年, 兰州大学旧石器环境考古团队联合甘肃省文物考古研究所对JJB01遗址进行正式发掘, 同时对JJB02遗址开展试掘。JJB02遗址试掘面积4.5 m<sup>2</sup>, 试掘深度1.9 m, 自上而下按照沉积物组成、颜色、包含物划分为8层, 其中, 第1–5层和第8层为自然层, 第6层和第7层为文化层(图2A和网络版附图S1A)。第1层(0–70 cm), 全新世古土壤层, 顶部0–20 cm为受人为扰动的现代耕土层。第2层(70–86 cm), 弱成壤化的灰褐色粉砂质黄土。第3层(86–110 cm), 夹杂于连续的黄土-古土壤层中的冲积层, 砾石分选差, 棱角-次棱角状磨

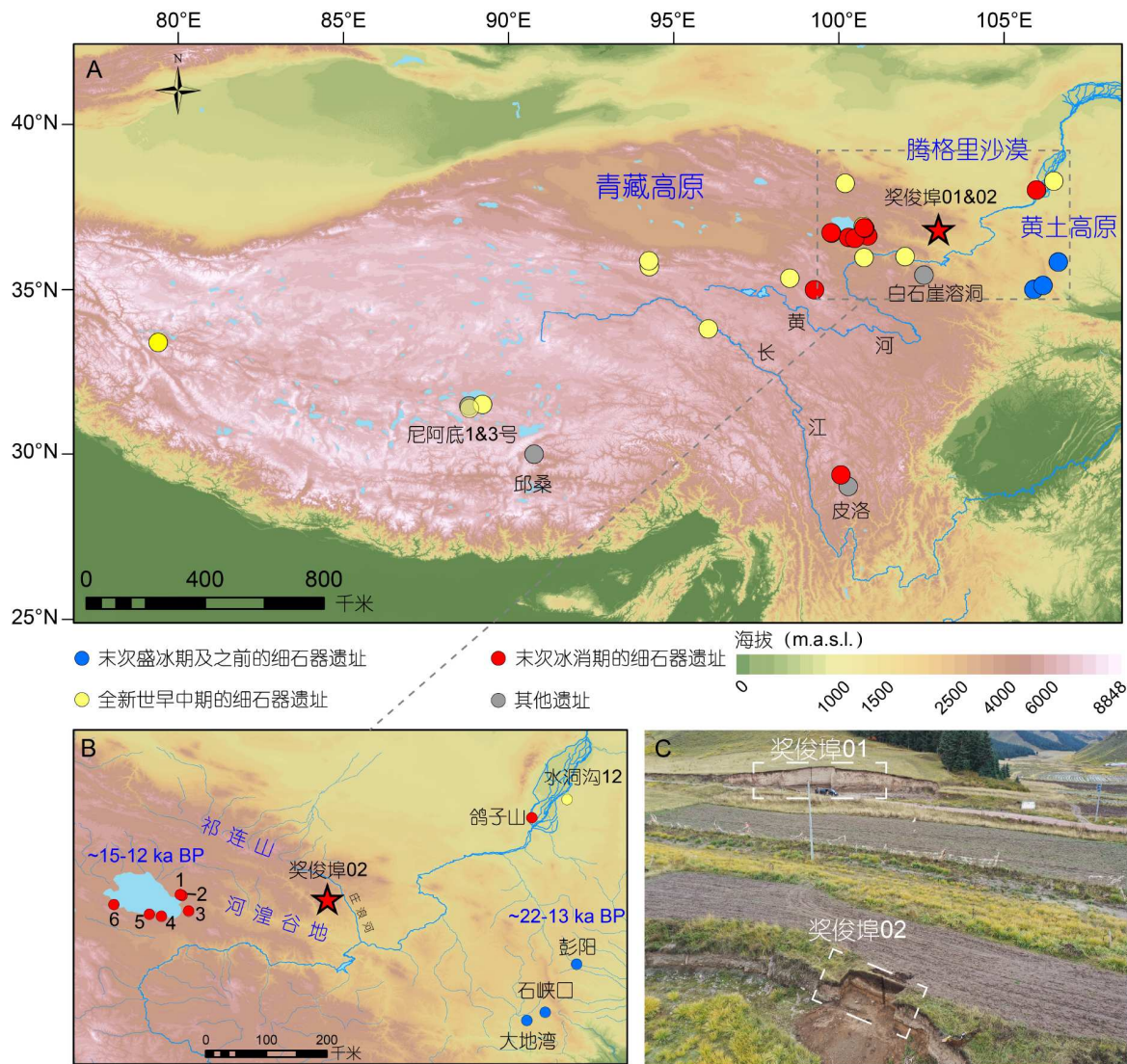


**图1** 奖俊埠02遗址位置和青藏高原及周边地区的重要遗址。(A) 青藏高原及周边地区主要旧石器时代-后旧石器时代遗址；(B) 奖俊埠02遗址及周边区域细石器遗址(1: 晏台东, 2: 铜线, 3: 湖东种羊场, 4: 151, 5: 江西沟1号, 6: 黑马河1号)；(C) 奖俊埠02和奖俊埠01遗址发掘探方位置及周边自然环境

圆。第4层(110–118 cm)，黄色粉砂，夹1 cm厚的锈斑层，有多处鼠洞。第5层(118–140 cm)，粉砂质黄土沉积，夹黑色条带，出土少量炭屑。第6层(140–148 cm)，灰黑色粉砂沉积，包含少量石制品、动物骨骼和丰富炭屑，且在深度140–145 cm处分布有一处用火遗迹(图S1B)。第7层(148–184 cm)，纯净的黄色粉砂层，局部有炭屑条带。石制品主要出土于该层中部，深165 cm处。第8层(184–190 cm)，砾石层，未见底。

JJB02遗址位于祁连山东端，地处青藏高原东北部与黄土高原的过渡区(图1A)，该区域发育较厚的黄土堆积，出露的基岩以石英岩、千枚岩和砂岩为主。受东亚季风和西风影响，该区域呈现典型的温带大陆性半干旱气候

特征(Cheng等, 2021)。气象观测资料显示，该区域现代年平均气温4.5℃，暖季温度(冰点以上的月平均温度，4–10月)约11.0℃，年降雨量290 mm。JJB02遗址所在地区的现代植被呈明显的垂直地带性分布，由河谷自山顶依次为针叶林带、高山灌丛带、高山草地带。遗址所在的河谷地带主要为针叶林与开阔草地相间分布的景观格局。

### 3 材料和方法

#### 3.1 年代

本研究中，共选取第6层的3件和第7层的3件炭屑样

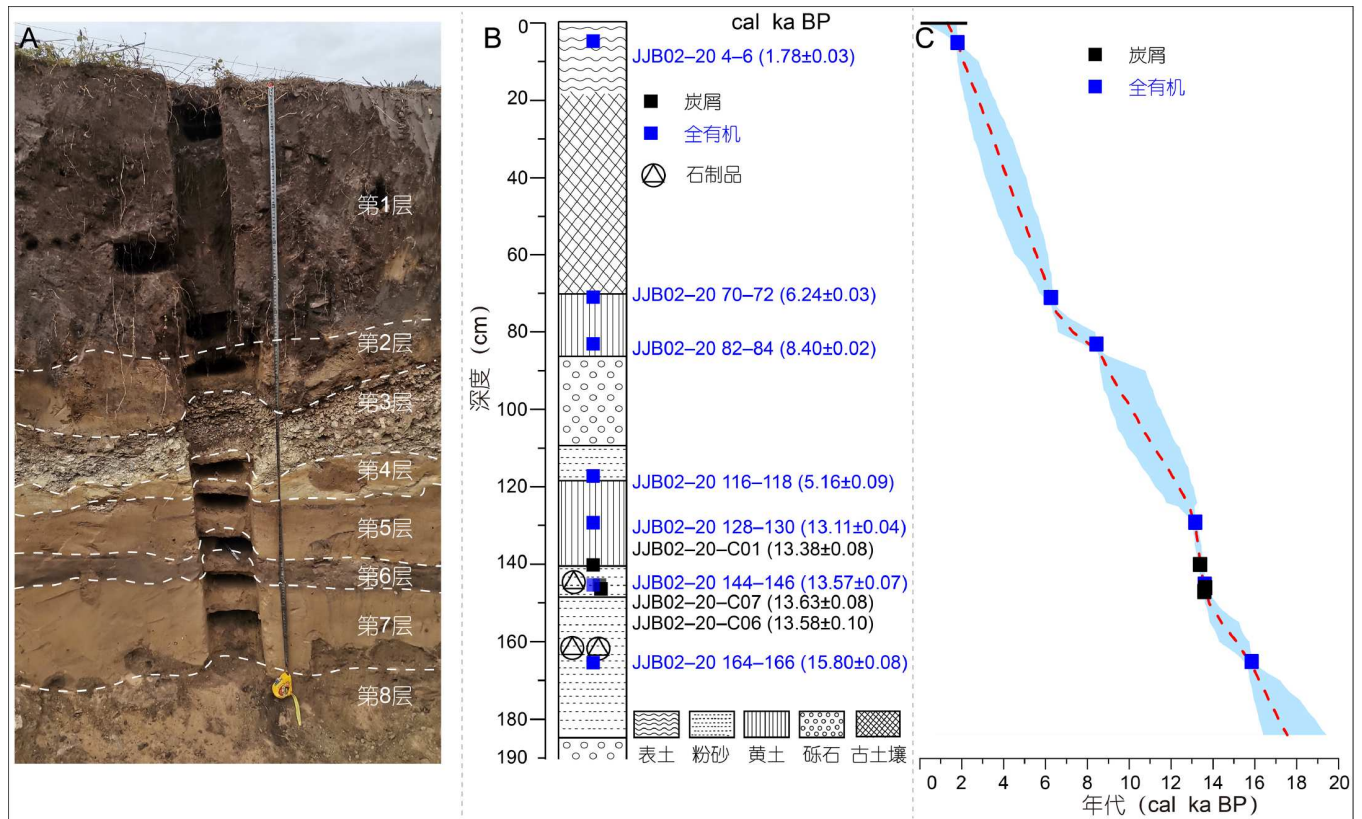


图2 奖俊埠02遗址探方和年代。(A) 地层照片；(B) 地层岩性、碳十四测年样品采样位置及年代结果；(C) 年代-深度模型(淡蓝色阴影为年代误差范围，红色虚线为中值年代)

品，进行碳十四测年前处理。炭屑样品使用标准酸-碱-酸步骤进行化学前处理(Cao等, 2022)。经前处理后，仅第6层的3件炭屑样(JJB02-20-C01、JJB02-20-C06和JJB02-20-C07)的样品量满足碳十四测年要求，第7层的3件炭屑样品，因初始样品量较少且较为破碎，前处理后其剩余质量未达到测年所需的最低要求。此外，还选择7个沉积物样品(约3-5克每样)尝试提取全有机质进行碳十四测年，后文称其为全有机样品。7个全有机样品用1 M (1 M=1 mol/L) HCl处理，待完全反应后将样品清洗至中性，60 °C烘干(Cheng等, 2020)，烘干的样品在完成石墨化后通过加速器质谱仪进行测试。以上实验在兰州大学西部环境教育部重点实验室完成。所有年代结果在Ox-Cal 4.4.4(Bronk Ramsey, 2021)内通过IntCal 20校正曲线(Reimer等, 2020)进行校正。

### 3.2 考古遗存

试掘过程中，采用自然层和标准层相结合的方法，基本按照每10 cm逐层向下清理。在第6层发现一处用火遗迹(140-145 cm深度处)(图S1B)、较多炭屑、少量石制品和2件动物骨骼。在第7层165 cm深度处集中出土了多

件石制品，同时该层也包含有少量炭屑。JJB02共出土石制品46件、似烧石9件。其中，除1件石制品为2018年调查时采集外，其余石制品和似烧石均为2020年试掘出土。本文使用常规方法对石制品进行观察、测量、描述和统计。

### 3.3 磁化率和粒度

试掘结束后，在发掘探方西壁剖面以2 cm间隔自上而下连续采集92个沉积物样品，用于古环境指标测试与分析。对所有92个样品进行了粒度分析，首先，向样品中加入10 mL浓度为30%的H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>去除有机质，加入10 mL浓度为10%的HCl去除碳酸盐；待反应完全后加入纯水，静置24 h抽掉上层清液；最后，加入10 mL浓度为0.1 mol/L的(NaPO<sub>3</sub>)<sub>6</sub>作为分散剂，放入超声波中水浴震荡8 min(Peng等, 2005)，采用Malvern Mastersizer 2000仪器进行测试。对所有92个样品进行了磁化率分析，样品通过Bartington MS2型磁化率仪测试，每个样品测试3次低频(470 Hz)磁化率，取其平均值。所有实验在兰州大学西部环境教育部重点实验室完成。

黄土高原风成沉积物粒度指标(如中值粒径)对东亚

冬季风(EAWM)响应敏感,通常被用于指示冬季风的强度(An等, 1991)。磁化率值变化与成壤作用密切相关,成壤过程会形成细粒铁磁性矿物。因此,磁化率值通常被用作东亚夏季风强度(水分/降水)的代用指标(An等, 1991; Chen等, 1997)。

### 3.4 有机前处理和正构烷烃测试分析

在92个沉积物样品中,2020年随机选取了6个样品测试了GDGTs,以检测该遗址地层沉积物中的脂质浓度,确定其可用于脂质分析。2023年,从自然层和文化层以4 cm或10 cm间隔选取30个沉积物样品和1个用火遗迹土样测试了GDGTs和正构烷烃。因此,共计有37个样品完成了GDGTs测试,31个样品完成了正构烷烃测试(样品信息见表S1)。首先将样品冷冻干燥,筛除其中的砾石、植物根系,研磨后称量干样约18 g用于有机前处理提取脂类。使用赛默飞Dionex ASE 350快速溶剂萃取仪,在100 °C, 1500 psi(1 psi=6.895 kPa)条件下通过二氯甲烷:甲醇(9:1; 体积比)的混合溶液进行萃取,萃取物经旋蒸浓缩后自然风干。总提取物分别使用正己烷、二氯甲烷和甲醇在硅胶柱上依次进行洗脱,分离极性和非极性组分(包括GDGTs和正构烷烃)。正构烷烃在正己烷的洗脱组分中, GDGTs则处于甲醇洗脱组分中。

正构烷烃使用配备有DB-5毛细色谱柱的Agilent 8890气相色谱-火焰离子化检测器测试,使用混合标准正构烷烃(C<sub>8</sub>-C<sub>30</sub>)作为外标进行定性和定量分析。详细程序如下: 40 °C下保持1 min,以10 °C/min速度加热至150 °C,随后以6 °C/min加热至310 °C,在该温度下保持10 min (Chen等, 2022)。

正构烷烃是一种直碳链的饱和碳氢化合物,具有惰性化学性质(Labinger和Bercaw, 2002; Meyers, 2003),在组成上因来源的不同而有所差异(Cranwell, 1973; Meyers, 2003)。一般来说,长链烷烃(C<sub>27</sub>-C<sub>35</sub>)主要来自陆生高等植物的叶蜡(Eglinton和Hamilton, 1967; Ficken等, 2000),中链烷烃(C<sub>21</sub>-C<sub>25</sub>)是水生植物的优势烷烃(Baas等, 2000; Ficken等, 2000)以及短链烷烃(<C<sub>21</sub>)主要由藻类和细菌产生(Han和Calvin, 1969)。对于陆生高等植物,草本植物的正构烷烃以C<sub>31</sub>和C<sub>33</sub>为主峰,而木本植物的正构烷烃以C<sub>27</sub>和C<sub>29</sub>为主峰(Cranwell, 1973; Meyers, 2003)。因此,一般通过C<sub>29</sub>/(C<sub>29</sub>+C<sub>31</sub>)或(C<sub>27</sub>+C<sub>29</sub>)/(C<sub>27</sub>+C<sub>29</sub>+C<sub>31</sub>+C<sub>33</sub>)的比值可以评估木本与草本植物的相对贡献(Cranwell, 1984; Meyers, 2003; Duan和He, 2011; Liu等, 2022)。本文采用C<sub>29</sub>/(C<sub>29</sub>+C<sub>31</sub>)比值作为反映木本/草本相对比例的指标。

本文计算了包括碳优势指数(CPI)、木本/草本比例

(C<sub>29</sub>/(C<sub>29</sub>+C<sub>33</sub>))和正构烷烃总浓度等指标,公式如下:

$$\text{CPI}_{23-33} = \frac{(C_{23} + C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31}) + (C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31} + C_{33})}{2(C_{24} + C_{26} + C_{28} + C_{30} + C_{32})} \quad (1)$$

$$\sum n\text{-alkanes} = (A_{17} + A_{19} + A_{21} + A_{23} + A_{25} + A_{27} + A_{29} + A_{31} + A_{33} + A_{35}) \quad (2)$$

其中, A<sub>i</sub>和C<sub>i</sub>分别代表正构烷烃的绝对丰度和相对丰度。

### 3.5 GDGTs测试分析

GDGTs上机测试之前,将甲醇洗脱的极性组分通过0.22 μm的聚四氟乙烯滤膜过滤,以去除杂质。GDGTs分析使用Agilent 1290 II超高效液相色谱仪联用Ultivo三重四级杆质谱仪(UPLC-APCI-MS/MS)。流速为0.3 mL/min,在三根串联硅胶柱(每根150 mm×2.1 mm, 1.9 μm, Thermo Fisher Scientific; Lithuania)上依次分离,保持在40 °C。GDGTs在前5 min用84%A和16%B进行等度洗脱(A=正己烷; B=乙酸乙酯),然后在从5-50 min线性梯度改变为82%A和18%B,然后改变为100%B,持续5 min,随后再回归至84%A和16%B,使压力达到平衡。采用选择性离子监测(SIM)模式进行分析,追踪质荷比(m/z)为1302、1300、1298、1296、1292、1050、1048、1046、1036、1034、1032、1022、1020、1018和653的化合物。以上实验均在兰州大学西部环境教育部重点实验室生物有机地球化学实验室完成。

GDGTs是一类由微生物细胞膜合成的生物标志物,可长期保存于地质体中(Schouten等, 2013)。包括由古菌产生的类异戊二烯GDGTs(iGDGTs)和细菌产生的支链GDGTs(brGDGTs)。这些微生物会灵敏地响应环境要素如温度、pH等的变化(Weijers等, 2007; Peterse等, 2012; De Jonge等, 2014),通过改变细胞膜上五元环、六元环或甲基的数量来适应环境胁迫,从而将气候信息以不同结构的化合物形式记录下来(党心悦, 2017)。其中, brGDGTs广泛分布于各种环境之中,是定量重建古温度的可靠指标(Weijers等, 2006a, 2006b, 2007; De Jonge等, 2014; Yang等, 2014; Dillon等, 2018; Zhao等, 2020; Kielhofer等, 2023)。

## 4 结果

### 4.1 JJB02碳十四年代结果和年代-深度模型

经测试,共获得10个AMS<sup>14</sup>C测年数据(表1),总体上,随剖面深度的增加,碳十四年代结果逐渐增大,基

表1 JJB02遗址碳十四测年结果

| 实验室编号    | 样品号              | 深度(cm)  | 地层  | 测年材料 | 碳十四年代(a BP) | 校正年代(cal a BP) |
|----------|------------------|---------|-----|------|-------------|----------------|
| LZU22472 | JJB02-20 4-6     | 4-6     | 1   | 全有机  | 1880±20     | 1783±31        |
| LZU22473 | JJB02-20 70-72   | 70-72   | 1   | 全有机  | 5440±30     | 6237±34        |
| LZU22474 | JJB02-20 82-84   | 82-84   | 2   | 全有机  | 7600±30     | 8396±21        |
| LZU22475 | JJB02-20 116-118 | 116-118 | 4   | 全有机  | 4540±30     | 5159±86        |
| LZU22476 | JJB02-20 128-130 | 128-130 | 5   | 全有机  | 11180±40    | 13110±36       |
| LZU21661 | JJB02-20-C01     | 140     | 5/6 | 炭屑   | 11510±90    | 13381±88       |
| LZU22477 | JJB02-20 144-146 | 144-146 | 6   | 全有机  | 11730±40    | 13565±65       |
| LZU21663 | JJB02-20-C07     | 146     | 6   | 炭屑   | 11770±40    | 13633±75       |
| LZU21662 | JJB02-20-C06     | 147     | 6   | 炭屑   | 11720±90    | 13581±101      |
| LZU22478 | JJB02-20 164-166 | 164-166 | 7   | 全有机  | 13170±40    | 15801±77       |

本符合地层层序律。144–147 cm深度的2个炭屑样品和1个全有机样品的年代结果均为~13600 cal a BP，即同一深度不同样品的测年结果高度一致，证明全有机样品测年结果也非常可靠。其中，仅深度为116–118 cm的一个全有机样品(LZU22475，5159±86 cal a BP)存在年代结果偏小的情况，明显小于其上覆地层中LZU22473(6237±34 cal a BP)和LZU22474(8396±21 cal a BP)样品的年代，也与采自下部地层的LZU22476(13110±36 cal a BP)的年代结果相差较大(图2B)。结合发掘过程中在探方西壁剖面第4层观察到的多处鼠洞(图2A)，推测该样品(LZU22475)因受动物扰动影响而混入至下部地层，导致该位置样品的年代结果明显偏年轻，所以在后续分析中将该年代剔除。

JJB02遗址出土的文化遗存显示，第6–7层中部为该遗址的文化层。第6层顶部深度140 cm处LZU21661炭屑样品的年代结果为13381±88 cal a BP，靠近第6层底部深度147 cm处LZU21662炭屑样品的年代为13581±101 cal a BP，即第6层的年代范围为~13.6–13.4 cal ka BP。第7层164–166 cm深度处(石制品较为集中位置)的年代结果为15801±77 cal a BP。因此，该遗址的文化层形成于~15.8–13.4 cal ka BP。

本文使用Bacon程序在R软件内基于9个AMS<sup>14</sup>C年代结果建立了JJB02的年代-深度模型(关于年代-深度模型的结果及解释见网络版附件“1. JJB02剖面年代-深度模型”)。模型结果显示，剖面顶部和底部模拟的年代结果分别为~1.4 cal ka BP和17.6 cal ka BP(图2C)。综合实际测年结果和Bacon模拟的年代框架，可以确定JJB02剖面的年代范围为~17.6–1.4 cal ka BP，其中文化层形成于~15.8–13.4 cal ka BP，即遗址剖面形成于末次冰消期以来，史前人类活动主要出现于末次冰消期。

4.2 石制品

此次分析的石制品共46件，主要出土于第7层(42

件)，第6层出土3件，另有1件于发掘前采集于剖面，地层为第6或第7层。第6层出土的石制品包括1件燧石原料的锤击石片(图3：8)、1件石英岩原料的锤击石片(图3：2)和1件玄武岩为原料的凹缺器(图3：10)。第7层出土的石制品原料种类丰富，以燧石、玄武岩、石英岩以及脉石英为主(图3)，颜色呈灰绿色、黑色、白色、红色等。石制品类型主要包括25件锤击石片(59.5%)(其中有8件长度小于15 mm的小石片)、1件锤击石核(2.4%)、2件细石叶近端(4.8%)、3件工具(7.1%)、7件片状小碎屑(16.7%)和4件断块(9.5%)。锤击石核以远端呈外翻式的厚石片为毛坯，剥片率较低，仅在石片毛坯腹面远端较厚的外翻式远端见一个片疤。锤击石片中含7件完整石片，石片台面以线状台面和素台面为主，石片远端以羽状为主。82.4%的石片背面无石皮，多含3个片疤(35.3%)和1个片疤(23.5%)，方向以多向和单向为主。其中，有2件两侧近平行的不完整(近端)细石叶(图3：14，15)，1件台面为线状台面，另一件为素台面。工具包括以石片或断块为毛坯的2件凹缺器(图3：6，9)、1件端刮器(图3：11)。除断块外，其余石制品整体含石皮比例较低，其中78.9%的石制品无石皮，94.7%的石制品石皮比例在30%以下。大部分石制品最大长不超过5 cm，最大宽多小于2 cm，小石片和片状小碎屑尺寸较小。

9件似烧石均出土于第6层，以砂岩为原料，多为扁平状，整体尺寸偏大，最大长约为1.3–14.5 cm。部分石块存在开裂现象(图3：3)，或边缘较为松散破碎，可能是加热活动所致。

石制品分析显示，JJB02遗址石制品尺寸整体偏小，主要由简单石核-石片技术打制而成，同时，还包括少量细石叶技术制品，呈现出两种技术共存的现象。其中，简单石核-石片技术石制品表现为典型的北方小石片石器工业。试掘发现细石叶数量较少，且均为近端，未发现细石核，因而无法对其剥片策略进行分析。该遗址的石制品原料种类丰富，但细石叶仅由优质的燧石原料

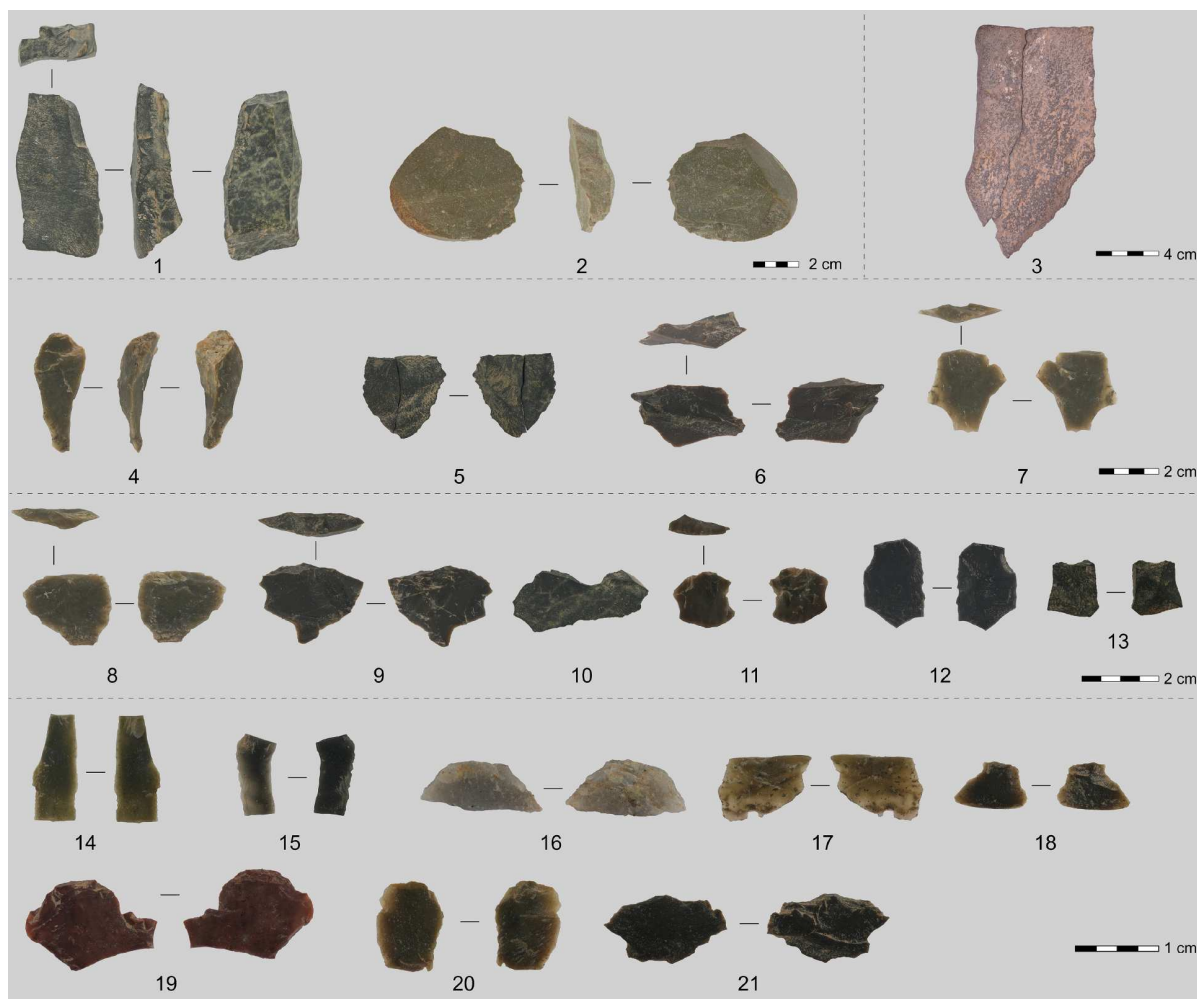


图3 JJBO2遗址出土石制品。1, 石核; 3, 似烧石; 2, 4, 5, 7, 8, 12, 13, 16, 17, 19, 20, 石片; 6, 9–11, 工具(6: 凹缺器, 9: 凹缺器, 10: 凹缺器, 11: 端刮器); 14–15, 细石叶; 18, 21, 小石片。(图3中的2、3、8、10出土自第6层; 其余石制品均出土于第7层)

打制而成。遗址周边出露的基岩岩体单一, 以脉石英、石英岩和砂岩为主(Cheng等, 2021), 因此, 燧石和玄武岩原料可能为远源输入。

### 4.3 磁化率和粒度

JJB02遗址位于现代季风控制区域, 受温暖湿润的东亚夏季风和寒冷干燥的东亚冬季风以及西风的影响。JJBO2低频磁化率( $\chi_{lf}$ )结果显示,  $\chi_{lf}$ 在~17.0–9.0 cal ka BP期间始终处于低值, ~9.0 cal ka BP开始,  $\chi_{lf}$ 值显著增加, 并在~2 cal ka BP达到峰值后逐渐减小(图4A; 表S1)。粒度分析结果显示(图4B), ~17.0–13.1 cal ka BP, 中值粒径波动变化; 13.1–9.0 cal ka BP期间, JJBO2剖面中存在一段冲积层, 与沉积物粗粒组分显著增加对应, ~9.0 cal ka BP以来, 沉积物细粒组分持续增加(图4B; 表S1)。结合野外观察判断, JJBO2剖面处于河流阶地之上, 黄土-古土壤自第2层(~9.0 cal ka BP)开始发育, 其下伏的

地层主要以细粉砂沉积为主, 指示河漫滩相的沉积环境。因此, ~9.0 cal ka BP之前, JJBO2的沉积环境较为复杂, 磁化率和粒度指标未能完全指示环境变化。自~9.0 cal ka BP以来, JJBO2剖面的 $\chi_{lf}$ 值显著增加, 沉积物粒度变细, 表明JJBO2区域持续湿润, 与周边黄土记录的湿度变化一致(图4A和B; Liu等, 2020; Wu等, 2021)。

### 4.4 正构烷烃

JJB02遗址沉积物的正构烷烃分布特征显示, 所有层位的样品均具有明显的奇-偶优势, 除第4层以短链烷烃为主外, 其余地层均以长链烷烃为主(图5)。主峰碳在各层位中变化明显, 第7–5层以 $C_{31}$  *n*-alkane为主, 第4层短链烷烃的增加导致主峰碳转变为 $C_{18}$  *n*-alkane, 但其长链烷烃仍以 $C_{31}$  *n*-alkane为主峰, 第3层仍以 $C_{31}$  *n*-alkane为主峰, 但 $C_{27}$  *n*-alkane丰度明显增加, 至第2层时 $C_{27}$  *n*-alkane转变为绝对的优势碳, 第1层再次转变为 $C_{31}$  *n*-alkane。正

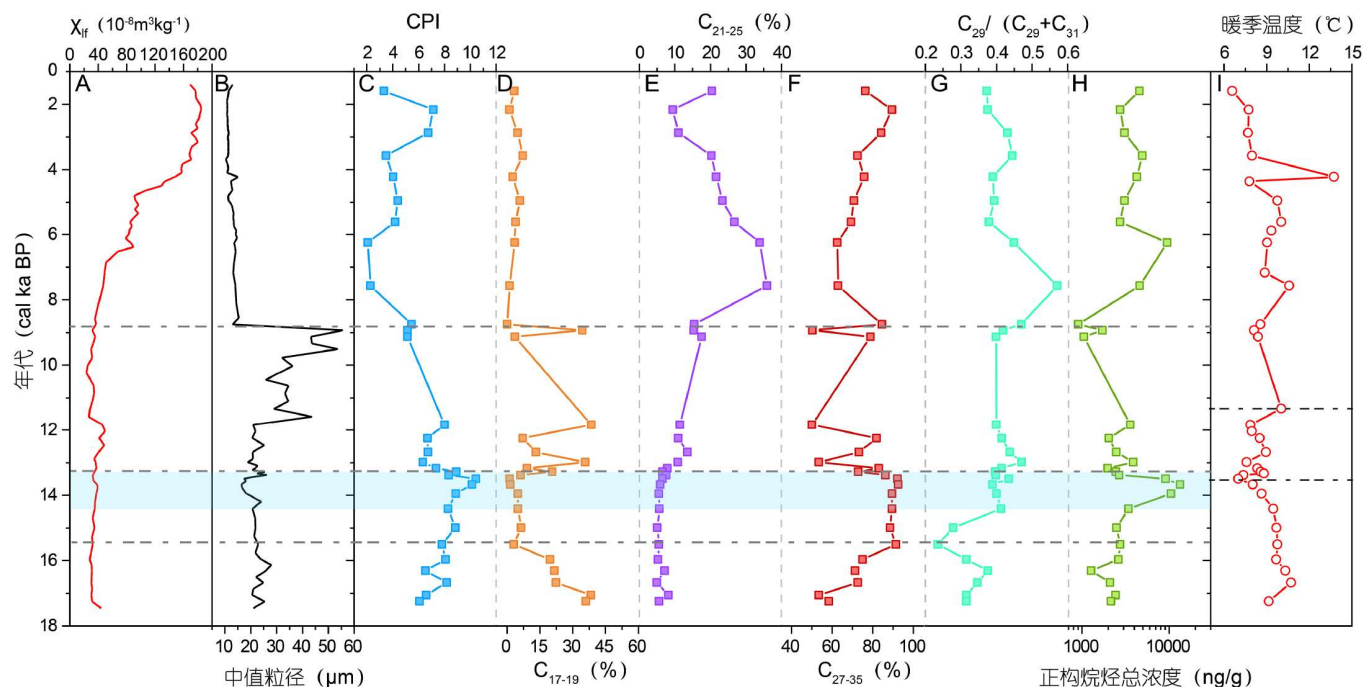


图4 JJB02遗址环境指标结果。(A) 磁化率; (B) 中值粒径; (C) CPI; (D)  $C_{17-19}$ (%) (短链正构烷烃比例); (E)  $C_{21-25}$ (%) (中链正构烷烃比例); (F)  $C_{27-35}$ (%) (长链正构烷烃比例); (G)  $C_{29}/(C_{29}+C_{31})$ 比例; (H) 正构烷烃总浓度; (I) brGDGTs重建的暖季温度

构烷烃分布特征的多次转变, 指示JJB02所在区域的植被和水文条件曾发生多次变化。此外, 用火遗迹土样的正构烷烃分布特征显示, 短链和中链正构烷烃占比较高, 与同层位(第6层)沉积物的分布模式存在显著差异(图5), 可能与古人类的用火导致长链烷烃降解, 中、短链烷烃增加有关(Eckmeier和Wiesenberg, 2009; Jambrina-Enríquez等, 2019)。尽管人类用火所用燃料可能改变火塘附近的植被组成和丰度, 但陆生高等植物的正构烷烃通常以长链为主, 因此, 不同类型燃料的聚集不会导致正构烷烃的短链和中链增加, 用火遗迹土样中较为特殊的正构烷烃分布特征主要与燃烧活动有关。

末次冰消期以来, JJB02剖面的正构烷烃指标发生了多次转变(图4C-H; 表S1)。CPI值在2.1–10.4之间变化(图4C), 始终大于1, 说明正构烷烃未降解或降解程度较低, 可以用于指示自然环境的变化(Eglinton和Hamilton, 1967; 谢树成等, 2002; Kuhn等, 2010)。长链烷烃( $C_{27-35}$ )在JJB02剖面始终占据主导地位。17.4–15.4 cal ka BP期间, 长链烷烃占比由58.5%上升至91.5%, 并在13.4 cal ka BP之前始终保持高值(图4F); 13.4–9.0 cal ka BP期间, 长链烷烃和短链烷烃( $C_{17-19}$ )呈相对变化的关系, 波动明显, 中链烷烃( $C_{21-25}$ )缓慢增加(图4D–F)。9.0 cal ka BP之后, 中链烷烃和长链烷烃分别呈下降和上升趋势, 短链烷烃保持在稳定的低值(图4D–

F)。代表木本/草本的 $C_{29}/(C_{29}+C_{31})$ 在15.4 cal ka BP时为最低值(0.2), 随后迅速增加, 在13.4 cal ka BP时达到0.4, 13.0 cal ka BP以来整体呈下降趋势(图4G)。指示区域生物量的正构烷烃总浓度在末次冰消期以来的大部分时期维持在~2500 ng/g的相对低值(图4H), 14.4–13.4 cal ka BP期间迅速增加至13300 ng/g。总体来看, 在14.4–13.4 cal ka BP期间, JJB02剖面的 $C_{27-35}$ 、 $C_{29}/(C_{29}+C_{31})$ 和正构烷烃总浓度等3项指标均保持了稳定的高值, 显示了较丰富的植物资源。

## 4.5 GDGTs

在JJB02剖面的沉积物和用火遗迹土样中, 除1件沉积物样品外, 其余样品中均检测到了iGDGTs和brGDGTs。所有样品的iGDGTs以奇古菌醇(Crenarchaeol)为主, 占iGDGTs的57.0%(图6A); brGDGTs以II系列为主, 其次为III系列和I系列, 其中6-甲基以II a'和III a'为主, 占brGDGTs的40.5%(图6B)。iGDGTs在文化层、自然层以及用火遗迹土样中的分布特征完全一致(图6A), brGDGTs在文化层与自然层分布相似, 均以6-甲基为主(图6B), 说明人类活动对剖面沉积物的GDGTs分布影响较小。因此, JJB02剖面沉积物的brGDGTs可以用于定量重建遗址所在区域的温度。JJB02遗址沉积物brGDGTs以6-甲基为主(图6B),  $IR_{6ME}$ 平均值为58.2%(表S1)。因此,

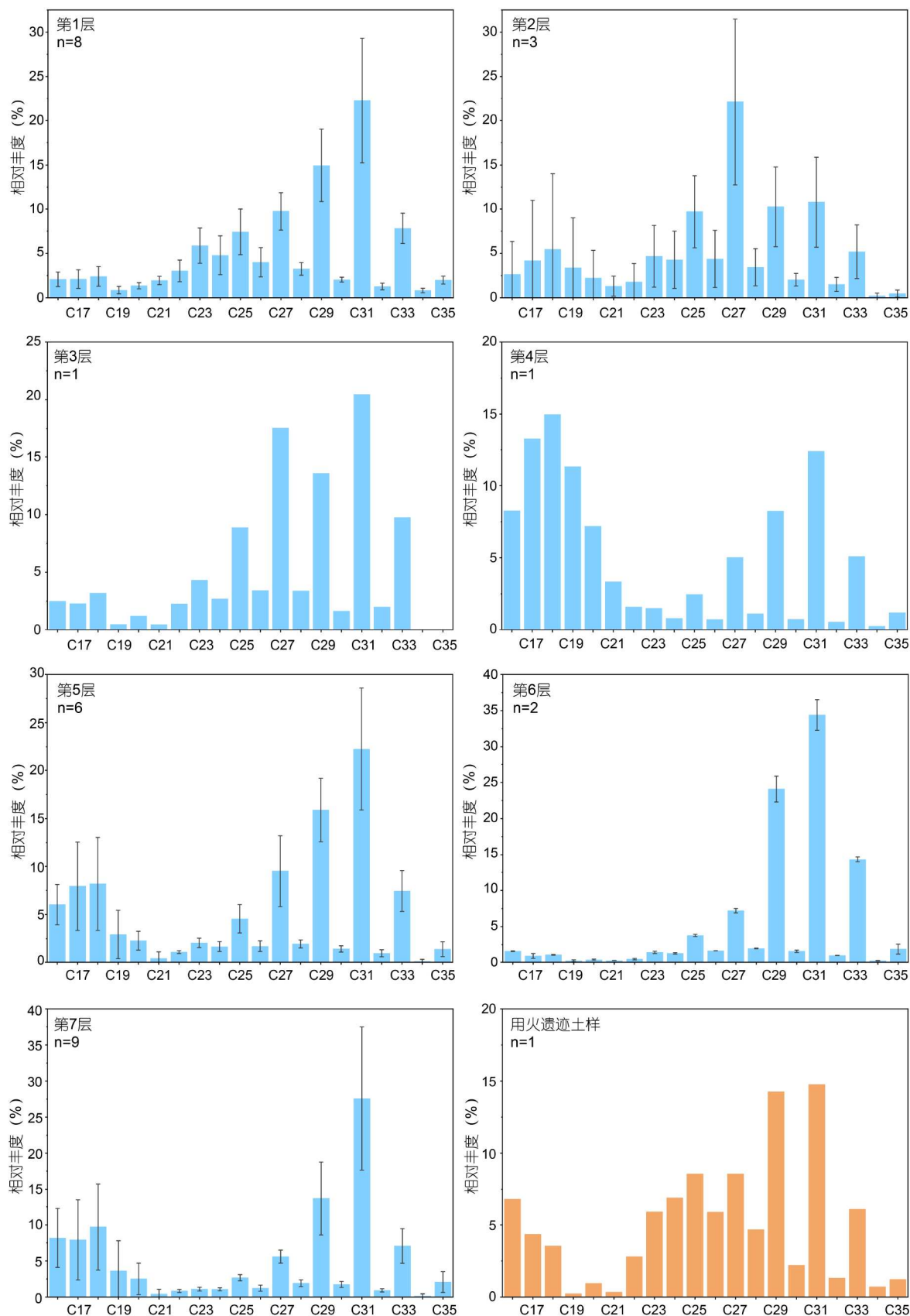


图5 JJB02遗址沉积物正构烷烃分布。(n代表样品数量, 各层结果为该层所有样品结果的加权平均)

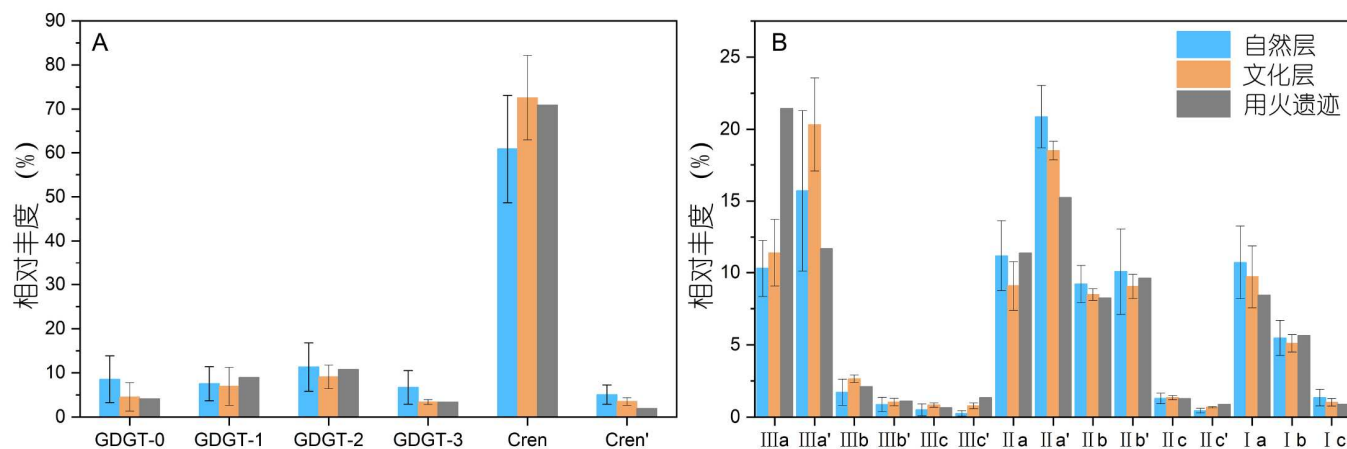


图6 JJB02遗址沉积物GDGTs分布。自然层(第1–5层), 文化层(第6–7层)和用火遗迹土样的(A)iGDGTs和(B)brGDGTs分布

本文采用了Wang等(2024)提出的通过brGDGTs定量重建暖季温度的方法, 该方法消除了6-甲基对5-甲基的影响, 重建结果更可靠。

BrGDGTs重建的JJB02剖面温度变化较大, 平均值为 $8.9^{\circ}\text{C}$  ( $6.6\text{--}13.7^{\circ}\text{C}$ ,  $n=35$ ) (图4I; 表S1)。16.7–13.4 cal ka BP期间, 温度持续下降, 至 $\sim 13.4$  cal ka BP时下降至约 $7^{\circ}\text{C}$ 。随后在13.4–11.2 cal ka BP期间, 温度波动上升( $7.0\text{--}10.0^{\circ}\text{C}$ ), 11.2 cal ka BP之后又呈波动下降趋势(图4I)。

## 5 讨论

### 5.1 JJB02遗址的古人类活动

JJB02遗址的古人类活动出现于15.8–13.4 cal ka BP, 代表了目前青藏高原东北部较早的细石叶技术人群活动。从石制品和炭屑的发现情况看, 古人类对JJB02的占据存在两个强度较大的时段, 分别是约15.8和13.6–13.4 cal ka BP。JJB02遗址不仅位于黄土高原和青藏高原之间的过渡区, 而且其年代也介于两个区域细石器遗址的年代范围之间, 从而填补了黄土高原至青藏高原之间细石器遗址发现的空白(图1B), 对理解细石叶技术人群向青藏高原的扩散过程有重要意义。

石制品分析表明, JJB02遗址的石器制作技术包括了简单石核-石片技术和细石叶技术。细石叶标本尽管仅发现2件, 但是其形态规整, 体现了该遗址活动人群成熟的细石叶生产技术。此外, 遗址出土的15件燧石材质石制品中包括多件燧石质小石片, 从已发现的两件细石叶均为燧石材质推测, 这些燧石质小石片很可能是细石叶生产或加工中的副产品(图3)。因此, 可以确定, 在该遗址活动的人群已熟练掌握了细石叶技术。然而, 可

能受限于优质石料资源, JJB02遗址的细石叶技术人群仍然以简单石核-石片技术生产石制品。大量炭屑和似烧石的出现(图S1B), 显示古人类在占据期间存在较多的用火行为。

位于青海湖盆地的四个同期遗址, 在石制品特征和用火行为等方面与JJB02遗址非常相似。在151遗址下文化层(15.4–13.1 cal ka BP; 王建等, 2020)、江西沟1号地点(14.5 cal ka BP; Madsen等, 2006)和年代稍晚的黑马河1号( $\sim 13$  cal ka BP)(Madsen等, 2006)及湖东种羊场( $\sim 13$  cal ka BP)(Rhode等, 2007; 仪明洁等, 2011), 均发现了形状不太规则的火塘, 且其周围分布有较多的炭屑和少量石制品、动物骨骼及多件烧石, 与在JJB02发现的古人类用火现象相近。在石制品制作技术方面, 湖东种羊场火塘周边分布的石制品中包含大量细石叶技术制品, 未见细石核(Madsen等, 2017); 黑马河1号和151遗址以简单石核-石片技术制品为主, 细石叶技术制品有出现, 但数量较少(Madsen等, 2006; 王建等, 2020); 江西沟1号地点发现多件石片, 未发现明确的细石叶技术制品, 但Madsen等(2006)基于石片特征推测, 这些石片有可能是细石核最初整型过程中产生的。在石料方面, 江西沟1号地点下部火塘出土石制品原料以隐晶质变质岩、肉红色花岗岩和红棕色燧石为主(Madsen等, 2006), 其中的红色燧石和隐晶质变质岩也同样出现在了JJB02, 而此前的地质调查并未在青海湖盆地或JJB02遗址所在的祁连山东端发现其源地(申旭科等, 2020), 说明这些优质石料可能均来自远源产地。JJB02遗址与青海湖盆地的同时期遗址在考古遗存和古人类行为方面的相似性, 显示他们之间可能存在一定联系, 并很可能揭示了细石叶技术人群在 $\sim 15.4$  cal ka BP由JJB02扩散至青海湖盆地的过程。然而, 由于JJB02遗址试掘中未发现细石核, 具体的

细石叶制作技术尚不清楚，青海湖盆地的同时期遗址出土石制品数量也较少，研究深度有限，从而还很难直接确定JJB02遗址与青海湖盆地同时期遗址之间的关系，亟需未来开展更深入的研究工作。

## 5.2 JJB02细石叶技术人群活动与气候、植被变化间的关系

末次盛冰期结束后，气候整体趋于暖湿。JJB02的生物标志化合物记录了末次冰消期以来该区域的暖季温度和植被变化过程(图7)。古环境重建结果显示，末次冰消期以来，JJB02区域的气候和环境变化大致可划分为四个阶段：17.5–15.5 cal ka BP期间，暖季温度小幅度降低(图7D)；陆生高等植物迅速扩张，并在15.5 cal ka BP时成为该区域正构烷烃的绝对贡献者(图7A)，正构烷烃总浓度指示该阶段植物生物量相对稳定(图7C)，但木本植物较少，呈现以草地为主的草地-林地混合植被景观(图7B)。15.5–13.4 cal ka BP期间，温度下降了约3 °C，至13.4 cal ka BP下降至该区域末次冰消期以来的最低值，降幅较大(图7D)；植被组成在这一时期也发生了较大的变化，陆生高等植物丰度保持稳定高值的同时(图7A)，木本植物迅速增加(图7B)，区域植被转变为以林地为主的林地-草原植被景观，正构烷烃总浓度也显示，这一时期该区域生物量达到末次冰消期以来的最高值，此时植物资源非常丰富(图7C)。13.4–9.0 cal ka BP期间，气温波动升高(图7D)，而植物资源变化明显，生态环境不稳定，生物量较低(图7A–C)。~9.0 cal ka BP以来，JJB02区域呈现整体降温的趋势(图7D)；而陆生植物丰度又有所恢复(图7A)，且木本植物曾短暂成为区域的主要植被(9–6 cal ka BP)(图7B)，生物量也相较于前一阶段有所增加(图7C)。总体来看，JJB02遗址所在区域的暖季温度在末次冰消期持续降低，而在全新世早中期较高且保持稳定，全新世晚期再次降低；植被方面，末次冰消期期间陆生高等植物增加的同时，木本植物资源持续增加，全新世期间生态环境较为稳定，全新世中期木本植物资源尤其丰富。

JJB02遗址所在区域的气候和生态环境变化，显著影响着古人类在该区域的活动。~15.8 cal ka BP，气候温暖，细石叶技术人群到达JJB02区域(图7G)，但可能由于植物资源相对有限，古人类在该时期仅短暂占据(图7E和F)。~14.9–13.4 cal ka BP，JJB02遗址所在区域开始持续降温(图7G)，在此前长期暖湿的气候背景下，区域植被条件得到极大改善，陆生植物资源增加(图7E)，形成了以林地为主且生物量较高的生态环境背景(图7E和F)，从而可能促使古人类在13.6–13.4 cal ka BP期间对JJB02较长

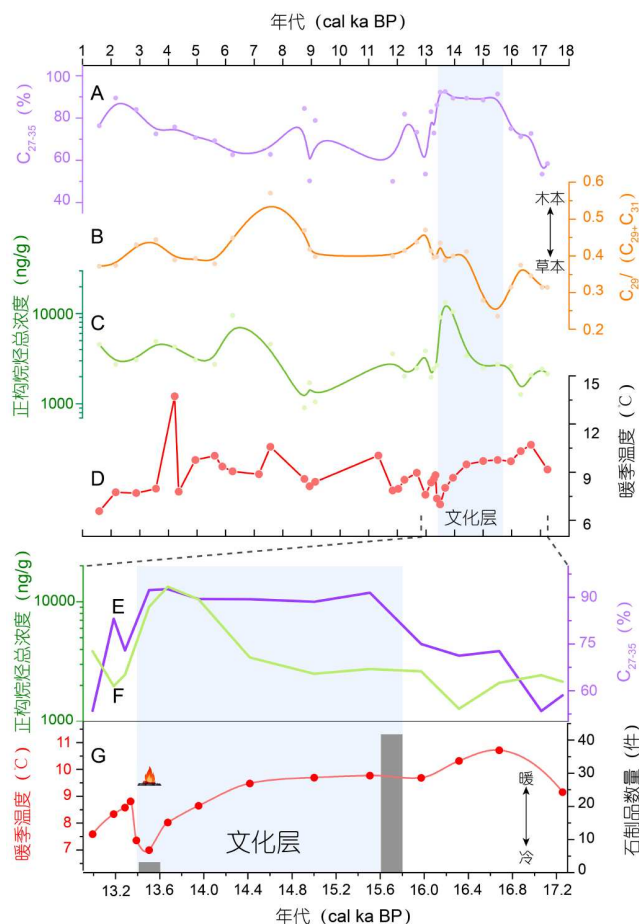


图7 JJB02遗址重建的古环境变化历史和古人类活动。(A) 长链正构烷烃相对丰度；(B) 木本/草本的比例；(C) 正构烷烃总浓度；(D) brGDGTs重建的JJB02遗址的暖季温度；(E) 17.3–12.9 cal ka BP期间JJB02剖面长链正构烷烃相对丰度；(F) 17.3–12.9 cal ka BP期间JJB02剖面正构烷烃浓度；(G) 17.3–12.9 cal ka BP期间JJB02剖面的温度变化(红色线条)，出土石制品数量和出现用火的位置(灰色阴影和火示意图)

时间的占据，并通过频繁的用火行为来应对逐渐寒冷的气候(图7G)。至13.4 cal ka BP，温度下降至约7 °C(图7G)，寒冷且偏干的气候条件导致植物资源减少(图7E–G)，最终迫使古人类在气候恶化和资源匮乏的双重环境压力下，离开JJB02遗址迁移至其他区域。

## 5.3 细石叶技术人群向青藏高原东北部的扩散过程和可能的气候驱动因素

JJB02的发现为理解细石叶技术人群从黄土高原向青藏高原的扩散过程提供了更多细节。学术界普遍认为，青藏高原的细石叶技术人群主要来自中国北方地区(张东菊等, 2016; Zhang X等, 2020; 靳英帅等, 2024)，末次盛冰期以来，华北地区的细石叶技术人群逐渐向西扩散，~15.4 cal ka BP其通过河湟谷地从黄土高原扩散至青

藏高原的青海湖盆地(图8A; 张东菊等, 2016)。JJB02遗址的发现表明, 祁连山东端的河谷地带在细石叶技术人群向青藏高原扩散的过程中同样扮演着重要角色(图8A), ~15.8 cal ka BP, 细石叶技术人群首先扩散到海拔相对较低的祁连山东端河谷地区, 在该区域短暂占据, 在适应了青藏高原较低海拔(JJB02, ~2700 m)的环境之后, ~15.4 cal ka BP扩散到海拔更高的青海湖盆地(~3300 m)(图8A和I; 王建等, 2020)。这也与基于石器原料开发策略分析推测的青藏高原及周边地区更新世末至全新世中期狩猎采集人群的扩散路线相吻合(Shen等, 2022)。~14–12 cal ka BP期间, 青海湖盆地遗址数量增加, 且遗址中普遍存在火塘(图8I; Madsen等, 2006, 2017; 仪明洁等, 2011), 而邻近的JJB02在13.6–13.4 cal ka BP期间也出现了大量的用火行为和较为丰富的石制品, 体现了两个区域同步增强的人类活动。

黄土高原西部、青藏高原东北部以及JJB02的气候记录显示, 气候条件可能是细石叶技术人群向青藏高原扩散的重要因素之一。末次冰消期早段, 青藏高原和周边地区的温度显著升高(图8B和E; Wang等, 2021), 为古人类生存提供了有利条件。然而, 由于这一时期(16.5–14.5 cal ka BP)东亚夏季风较弱, 大地湾等遗址所在地区黄土剖面记录的磁化率值较低, 显示较为干旱的气候条件(图8H; 张东菊等, 2010; Liu等, 2020; Wu等, 2021), 青海湖和达连海孢粉定量重建的结果也显示该阶段高原东北部降雨量较小(图8D; Li等, 2017), 与黄土高原西部相似。然而, GDGTs重建的青海湖水位结果显示, ~16–14 ka期间湖泊水位较高(图8C; Wang等, 2015), 这可能与当时气温升高导致冰川融水增加有关(Wang等, 2019)。因此, 该时期高原东北部的水文条件明显优于黄土高原西部, 这种水文条件的差异可能进一步导致了两地植物资源的不平衡。位于黄土高原西部的石峡口遗址的沉积物孢粉分析结果显示, ~16.5 ka之前和之后较长一段时间内, 该区域始终以沙漠草原景观为主, 植物资源稀少(Li等, 2024)。而位于青藏高原东北部的151遗址的沉积物孢粉分析结果显示, ~15.3 cal ka BP以来, 青海湖盆地湖岸主要由灌木-草原占据, 周围山区的高海拔地区甚至分布有云杉林(Zhang等, 2022)。JJB02遗址剖面的正构烷烃结果也显示, 该时期陆生高等植物增加的同时木本植物也迅速扩张, 区域内呈现林地-草地混合的植被状况(图8F和G)。此外, 末次冰消期至全新世早期, 青海湖盆地以草原环境为主, 高山地区局部分布有森林(Shen等, 2005; Zhang等, 2022), 细石器遗址多沿河流分布, 如江西沟1号、2号地点和黑马河1号地点分别邻近常年注入青海湖的江

西沟与黑马河, 151遗址附近有季节性溪流(Madsen等, 2006; Rhode等, 2007; 侯光良等, 2018; 王建等, 2020)。JJB02遗址分布在河流阶地之上, 其周边环境以林地-草地为主。这进一步表明, 稳定的水资源与草原镶嵌森林的生态环境, 是细石叶技术人群更倾向选择的生境。因此, 末次冰消期早段高原东北部良好水文条件下丰富的动植物资源可能是促使细石叶技术人群从黄土高原西部向青藏高原扩散的重要因素。然而, 末次冰消期后段(14.5–11.7 cal ka BP), 青藏高原东北部的低海拔地区出现长期降温(图8E), 气候环境恶化, 植物资源变得不稳定(图8G), 而邻近的青海湖盆地温度相对较高(图8B), 更适宜古人类生存, 细石叶技术人群也正是在这一气候背景下, 从青藏高原东北部的低海拔地区向较高海拔地区扩散的。

## 6 结论

本文报道了新发现于青藏高原东北部的一处细石器遗址(JJB02)的初步研究结果, 包括年代、石制品特征和古环境背景等信息。研究发现, ~15.8 cal ka BP时, 掌握细石叶技术的人群已扩散至青藏高原东北部祁连山区东端。通过与青海湖盆地同时期遗址的对比发现, JJB02遗址在石制品特征和用火行为等方面与其具有高度相似性, 显示两个区域间细石叶技术人群的紧密联系。通过对JJB02遗址试掘探方剖面沉积物正构烷烃和brGDGTs的分析, 重建了该遗址古人类活动的生存环境背景, 分析了末次冰消期气候变化对人类活动的影响。具体而言, ~15.8–14.9 cal ka BP期间, 温暖的气候吸引细石叶技术人群在JJB02活动, 但受限于可利用的资源, 其在该区域的活动时间较短; ~14.9 cal ka BP以来, 虽然温度持续下降, 但植物资源的增加和用火的行为, 使得细石叶技术人群在~13.6–13.4 cal ka BP期间较高强度的占据该遗址; ~13.4 cal ka BP后, 寒冷的气候和资源的减少共同导致了细石叶技术人群离开该区域。结合区域间多个古气候记录发现, 末次冰消期早段, 青藏高原东北部良好的水文条件以及丰富的动植物资源, 吸引了来自干旱少雨、可利用资源相对匮乏的黄土高原西部的细石叶技术人群; 末次冰消期晚段, 青藏高原东北部低海拔地区寒冷的气候条件, 则促使细石叶技术人群向更为温暖的青海湖盆地扩散。因此, JJB02在细石叶技术人群向青藏高原的扩散和高海拔环境适应中起到了关键作用。然而, 关于细石叶技术人群从黄土高原西部向青藏高原东北部扩散的过程, 以及期间细石叶技术人群的移动模式及其与环境变化之间的关系, 还需要在更多遗址开展更深入的研究。

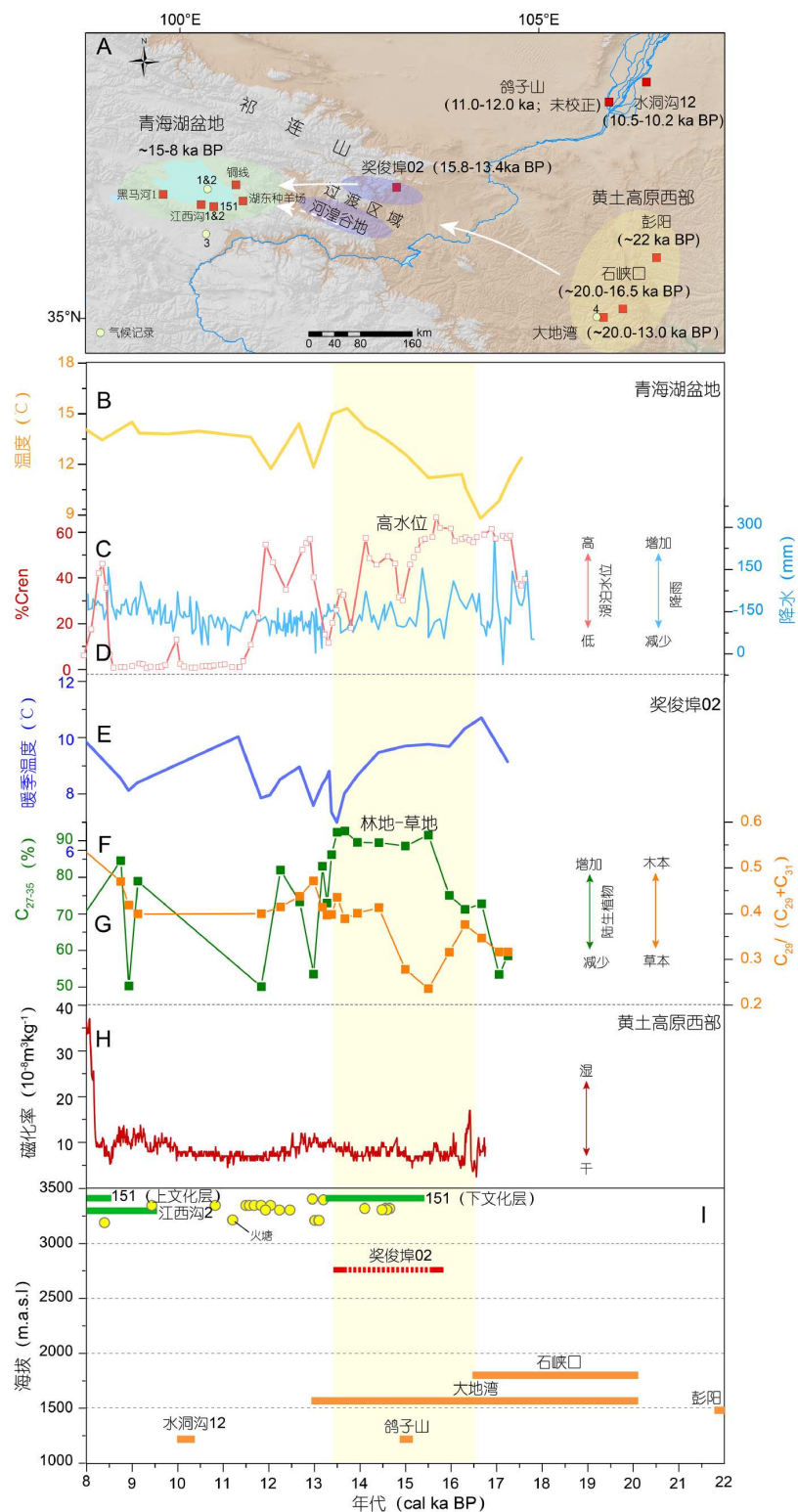


**图8** 青藏高原东北部、JJB02和黄土高原西部细石器遗址及古环境背景。(A) 细石器遗址分布及古气候记录位置(绿色圆点代表气候记录的位置: 1和2, 青海湖; 3, 达连海; 4, 大地湾); (B) brGDGTs重建的青海湖温度变化(Wang等, 2021); (C) 青海湖%Cren记录(红色线条)(Wang等, 2015); (D) 基于青海湖、达连海孢粉集成的青藏高原东北部年降雨量(蓝色线条)(Li等, 2017); (E) brGDGTs重建的JJB02遗址剖面的暖季温度变化; (F) JJB02遗址剖面 $C_{29}/(C_{29}+C_{31})$ 比例; (G) JJB02遗址剖面长链正构烷烃比例; (H) 大地湾剖面磁化率(Liu等, 2020); (I) 青藏高原东北部及周围地区细石器遗址年代及其对应的海拔高度(Elston等, 1997; Madsen等, 2006, 2017; Rhode等, 2007; Bettinger等, 2010; 张东菊等, 2010; 任进成等, 2017; 张双权等, 2019; 王建等, 2020; Yi等, 2021)

**致谢** 感谢周爱锋教授、曹辉辉工程师、陈晓珊等在实验开展过程中提供的指导与帮助,感谢兰州大学在读博士生裴之祺在文章写作过程中给予的建议,感谢韩源源、刘一首、李婷等同学在野外发掘过程中提供的帮助。

**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

- 陈发虎,夏欢,高玉,等. 2022. 史前人类探索、适应和定居青藏高原的历史及其阶段性讨论. *地理科学*, 42: 1–14
- 陈胜前. 2008. 细石叶工艺产品废弃的文化过程研究. *人类学学报*, 27: 210–222
- 党心悦. 2017. 水文条件和温度对微生物四醚膜脂化化合物的影响及其气候意义——以土壤和湖泊为例. 博士学位论文. 武汉: 中国地质大学. 1–100
- 葛俊逸, 张晓凌, 王社江, 等. 2024. 尼阿底遗址新的测年结果表明过去~45ka古人类间歇地占据青藏高原腹地. *中国科学: 地球科学*, 54: 550–572
- 侯光良, 杨石霞, 鄂崇毅, 等. 2018. 青藏高原东北缘江西沟2号遗址2012年出土石制品的初步研究. *人类学学报*, 37: 553–564
- 吉笃学, 陈发虎, Bettinger R L, 等. 2005. 末次盛冰期环境恶化对中国北方旧石器文化的影响. *人类学学报*, 24: 270–282
- 靳英帅, 张晓凌, 王社江, 等. 2024. 青藏高原腹地发现最早细石叶技术遗址. *中国科学: 地球科学*, 54: 1588–1601
- 任进成, 周静, 李锋, 等. 2017. 甘肃石峡口旧石器遗址第1地点发掘报告. *人类学学报*, 36: 1–16
- 申旭科, 王建, 姚娟婷, 等. 2020. 青海湖盆地史前狩猎采集人群的石料利用策略研究. *第四纪研究*, 40: 525–537
- 汤惠生, 周春林, 李一全, 等. 2013. 青海昆仑山口发现的细石器考古新材料. *科学通报*, 58: 247–253
- 王建, 夏欢, 姚娟婷, 等. 2020. 青藏高原末次冰消期狩猎采集人群的生存策略研究. *中国科学: 地球科学*, 50: 380–390
- 王幼平. 2018. 华北细石器技术的出现与发展. *人类学学报*, 37: 565–576
- 谢树成, 王志远, 王红梅, 等. 2002. 末次间冰期以来黄土高原的草原植被景观: 来自分子化石的证据. *中国科学D辑: 地球科学*, 32: 28–35
- 仪明洁. 2014. 细石器研究中几个关键概念的厘定. *考古与文物*, (5): 37–41
- 仪明洁, 高星, 张晓凌, 等. 2011. 青藏高原边缘地区史前遗址2009年调查试掘报告. *人类学学报*, 30: 124–136
- 张东菊, 陈发虎, Bettinger R L, 等. 2010. 甘肃大地湾遗址距今6万年来的考古记录与旱作农业起源. *科学通报*, 55: 883–890
- 张东菊, 董广辉, 王辉, 等. 2016. 史前人类向青藏高原扩散的历史过程和可能驱动机制. *中国科学: 地球科学*, 46: 1007–1023
- 张双权, 彭菲, 张乐, 等. 2019. 宁夏鸽子山遗址第10地点出土动物骨骼的埋藏学初步观察. *人类学学报*, 38: 232–244
- 张晓凌, 王呈祥, 谭韵瑶, 等. 2024. 青藏高原旧石器时代考古发现与研究. *人类学学报*, 43: 967–978
- 郑喆轩, 冯玥, 谭培阳, 等. 2022. 四川稻城县皮洛旧石器时代遗址. *考古*, (7): 3–14
- An Z, Kukla G J, Porter S C, et al. 1991. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130,000 years. *Quat Res*, 36: 29–36
- Ao H, Ruan J Y, Martínón-Torres M, et al. 2024. Concurrent Asian monsoon strengthening and early modern human dispersal to East Asia during the last interglacial. *Proc Natl Acad Sci USA*, 121: e2308994121
- Baas M, Pancost R, van Geel B, et al. 2000. A comparative study of lipids in Sphagnum species. *Org Geochem*, 31: 535–541
- Bettinger R L, Barton L, Morgan C, et al. 2010. The transition to agriculture at Dadiwan, People's Republic of China. *Curr Anthropol*, 51: 703–714
- Beyer R M, Krapp M, Eriksson A, et al. 2021. Climatic windows for human migration out of Africa in the past 300,000 years. *Nat Commun*, 12: 4889
- Brantingham P J, Xing G. 2006. Peopling of the northern Tibetan Plateau. *World Archaeol*, 38: 387–414
- Bronk Ramsey B C. 2021. OxCal Version, 4.4.4. Oxford: Oxford Radiocarbon Accelerator Unit, University of Oxford
- Cao H H, Wang Z L, He J H, et al. 2022. Performance and inter-comparison tests of the micadas at the radiocarbon laboratory of Lanzhou university, China. *Radiocarbon*, 65: 41–50
- Chen F H, Bloemendal J, Wang J M, et al. 1997. High-resolution multiproxy climate records from Chinese loess: Evidence for rapid climatic changes over the last 75 kyr. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 130: 323–335
- Chen F H, Dong G H, Zhang D J, et al. 2015. Agriculture facilitated permanent human occupation of the Tibetan Plateau after 3600 B.P. *Science*, 347: 248–250
- Chen F H, Welker F, Shen C C, et al. 2019. A late Middle Pleistocene Denisovan mandible from the Tibetan Plateau. *Nature*, 569: 409–412
- Chen L, Zhao J J, Zhang Z P, et al. 2022. Lake eutrophication in northeast China induced by the recession of the East Asian summer monsoon. *Quat Sci Rev*, 281: 107448
- Chen Y C, Hou G L, Gao J Y, et al. 2021. Microblade technology and site structure of the Late Mesolithic hunter-gatherers in Donggi-Cona Lake Basin: New implications for human dispersals and interactions in the northeastern Tibetan Plateau during the Holocene. *Quat Int*, 574: 43–51
- Cheng P, Burr G S, Zhou W J, et al. 2020. The deficiency of organic matter <sup>14</sup>C dating in Chinese Loess-paleosol sample. *Quat Geochronol*, 56: 101051
- Cheng T, Zhang D J, Smith G M, et al. 2021. Hominin occupation of the Tibetan Plateau during the Last Interglacial Complex. *Quat Sci Rev*, 265: 107047
- Collins J A, Carr A S, Schefuß E, et al. 2017. Investigation of organic matter and biomarkers from Diepkloof Rock Shelter, South Africa: Insights into Middle Stone Age site usage and palaeoclimate. *J Archaeol Sci*, 85: 51–65
- Cranwell P A. 1973. Chain-length distribution of *n*-alkanes from lake sediments in relation to post-glacial environmental change. *Freshwater Biol*, 3: 259–265
- Cranwell P A. 1984. Alkyl esters, mid chain ketones and fatty acids in late glacial and postglacial lacustrine sediments. *Org Geochem*, 6: 115–124
- De Jonge C, Hopmans E C, Zell C I, et al. 2014. Occurrence and abundance of 6-methyl branched glycerol dialkyl glycerol tetraethers in soils: Implications for palaeoclimate reconstruction. *Geochim Cosmochim Acta*, 141: 97–112
- Dillon J T, Lash S, Zhao J J, et al. 2018. Bacterial tetraether lipids in ancient bones record past climate conditions at the time of disposal. *J Archaeol Sci*, 96: 45–56
- Duan Y I, He J X. 2011. Distribution and isotopic composition of *n*-alkanes from grass, reed and tree leaves along a latitudinal gradient in China. *Geochem J*, 45: 199–207
- Duan Y W, Sun Q, Werne J P, et al. 2019. Mid-Holocene moisture maximum revealed by pH changes derived from branched tetraethers in loess deposits of the northeastern Tibetan Plateau. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 520: 138–149
- Eckmeier E, Wiesenberg G L B. 2009. Short-chain *n*-alkanes (C<sub>16–20</sub>) in ancient soil are useful molecular markers for prehistoric biomass burning. *J Archaeol Sci*, 36: 1590–1596
- Eglinton G, Hamilton R J. 1967. Leaf epicuticular waxes. *Science*, 156:

- 1322–1335
- Elston R G, Cheng X, Madsen D B, et al. 1997. New dates for the north China Mesolithic. *Antiquity*, 71: 985–993
- Ficken K J, Li B, Swain D L, et al. 2000. An *n*-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. *Org Geochem*, 31: 745–749
- Han F, He Y H, Du W, et al. 2020. Technological strategy and mobility of Middle Holocene hunter-gatherers in the high-altitude Qinghai-Tibetan Plateau: A case study from Tshem gzhung kha thog. *Archaeol Anthropol Sci*, 12: 1–7
- Han J, Calvin M. 1969. Hydrocarbon distribution of algae and bacteria, and microbiological activity in sediments. *Proc Natl Acad Sci USA*, 64: 436–443
- Jambrina-Enríquez M, Herrera-Herrera A V, Rodríguez de Vera C, et al. 2019. *n*-Alkyl nitriles and compound-specific carbon isotope analysis of lipid combustion residues from Neanderthal and experimental hearths: Identifying sources of organic compounds and combustion temperatures. *Quat Sci Rev*, 222: 105899
- Kielhofer J R, Tierney J E, Reuther J D, et al. 2023. BrGDGT temperature reconstruction from interior Alaska: Assessing 14,000 years of deglacial to Holocene temperature variability and potential effects on early human settlement. *Quat Sci Rev*, 303: 107979
- Kuhn T K, Krull E S, Bowater A, et al. 2010. The occurrence of short chain *n*-alkanes with an even over odd predominance in higher plants and soils. *Org Geochem*, 41: 88–95
- Labinger J A, Bercaw J E. 2002. Understanding and exploiting C—H bond activation. *Nature*, 417: 507–514
- Li F, Zhou J, Ren J C, et al. 2024. Environmental reconstruction and dating of Shixiakou Locality I on China's West Loess Plateau: Implications for human adaptive changes apparent during the Last Glacial Maximum (LGM) and post-LGM periods. *Archaeol Anthropol Sci*, 16: 15
- Li J Y, Dodson J R, Yan H, et al. 2017. Quantitative precipitation estimates for the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau over the last 18,000 years. *J Geophys Res-Atmos*, 122: 5132–5143
- Liu J Z, Zhao J J, He D, et al. 2022. Effects of plant types on terrestrial leaf wax long-chain *n*-alkane biomarkers: Implications and paleoapplications. *Earth-Sci Rev*, 235: 104248
- Liu X X, Sun Y B, Vandenbergh J, et al. 2020. Centennial- to millennial-scale monsoon changes since the last deglaciation linked to solar activities and North Atlantic cooling. *Clim Past*, 16: 315–324
- Madsen D B, Ma H Z, Brantingham P J, et al. 2006. The late Upper Paleolithic occupation of the northern Tibetan Plateau margin. *J Archaeol Sci*, 33: 1433–1444
- Madsen D B, Perreault C, Rhode D, et al. 2017. Early foraging settlement of the Tibetan Plateau highlands. *Archaeol Res Asia*, 11: 15–26
- 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
- Nian X M, Gao X, Xie F, et al. 2014. Chronology of the Youfang site and its implications for the emergence of microblade technology in North China. *Quat Int*, 347: 113–121
- Patalano R, Roberts P, Boivin N, et al. 2021. Plant wax biomarkers in human evolutionary studies. *Evol Anthropol*, 30: 385–398
- Patalano R, Arthur C, Carleton W C, et al. 2023. Ecological stability of Late Pleistocene-to-Holocene Lesotho, southern Africa, facilitated human upland habitation. *Commun Earth Environ*, 4: 129
- Peng Y J, Xiao J L, Nakamura T, et al. 2005. Holocene East Asian monsoonal precipitation pattern revealed by grain-size distribution of core sediments of Daihai Lake in Inner Mongolia of north-central China. *Earth Planet Sci Lett*, 233: 467–479
- Peterse F, van der Meer J, Schouten S, et al. 2012. Revised calibration of the MBT-CBT paleotemperature proxy based on branched tetraether membrane lipids in surface soils. *Geochim Cosmochim Acta*, 96: 215–229
- Qiu Y H, Shu P X, Ao H, et al. 2024. The earliest microblade site 6800 years ago reveals broader social dimension than previous thought at the central high altitude Tibetan plateau. *Quat Sci Rev*, 328: 108551
- Reimer P J, Austin W E N, Bard E, et al. 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62: 725–757
- Rhode D, Zhang H Y, Madsen D B, et al. 2007. Epipaleolithic/early Neolithic settlements at Qinghai Lake, western China. *J Archaeol Sci*, 34: 600–612
- Rhode D, Brantingham P J, Perreault C, et al. 2014. Mind the gaps: Testing for hiatuses in regional radiocarbon date sequences. *J Archaeol Sci*, 52: 567–577
- Schouten S, Hopmans E C, Sinninghe Damsté J S. 2013. The organic geochemistry of glycerol dialkyl glycerol tetraether lipids: A review. *Org Geochem*, 54: 19–61
- Shen J, Liu X Q, Wang S M, et al. 2005. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18,000 years. *Quat Int*, 136: 131–140
- Shen X K, Perreault C, Xia H, et al. 2022. Exploitation of lydite and jasper by Epipaleolithic foragers in the Northeastern Tibetan Plateau and surrounding regions. *Archaeol Anthropol Sci*, 14: 123
- Timmermann A, Yun K S, Raia P, et al. 2022. Climate effects on archaic human habitats and species successions. *Nature*, 604: 495–501
- Wang H Y, Dong H L, Zhang C L, et al. 2015. Deglacial and Holocene archaeal lipid-inferred paleohydrology and paleotemperature history of Lake Qinghai, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau. *Quat Res*, 83: 116–126
- Wang H Y, He Y X, Liu W, et al. 2019. Lake water depth controlling archaeal tetraether distributions in Midlatitude Asia: Implications for paleo lake-level reconstruction. *Geophys Res Lett*, 46: 5274–5283
- Wang H Y, Liu W G, He Y X, et al. 2021. Salinity-controlled isomerization of lacustrine brGDGTs impacts the associated MBT<sub>SME</sub> terrestrial temperature index. *Geochim Cosmochim Acta*, 305: 33–48
- Wang H Y, Liu Z H, Zhao H, et al. 2024. New calibration of terrestrial brGDGT paleothermometer deconvolves distinct temperature responses of two isomer sets. *Earth Planet Sci Lett*, 626: 118497
- Wang J J, Tan P Y, Feng Y, et al. 2025. Human presence in the southeastern Tibetan Plateau after the Last Glacial Maximum. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 667: 112878
- Weijers J W H, Schouten S, Hopmans E C, et al. 2006a. Membrane lipids of mesophilic anaerobic bacteria thriving in peats have typical archaeal traits. *Environ Microbiol*, 8: 648–657
- Weijers J W H, Schouten S, Spaargaren O C, et al. 2006b. Occurrence and distribution of tetraether membrane lipids in soils: Implications for the use of the TEX<sub>86</sub> proxy and the BIT index. *Org Geochem*, 37: 1680–1693
- Weijers J W H, Schouten S, van den Donker J C, et al. 2007. Environmental controls on bacterial tetraether membrane lipid distribution in soils. *Geochim Cosmochim Acta*, 71: 703–713
- Wu D, Zhang C B, Wang T, et al. 2021. East-west asymmetry in the distribution of rainfall in the Chinese Loess Plateau during the Holocene. *Catena*, 207: 105626
- Yang H, Pancost R D, Dang X Y, et al. 2014. Correlations between microbial tetraether lipids and environmental variables in Chinese soils: Optimizing the paleo-reconstructions in semi-arid and arid regions. *Geochim Cosmochim Acta*, 126: 49–69
- Yi M J, Gao X, Chen F Y, et al. 2021. Combining sedentism and mobility in the Palaeolithic-Neolithic transition of northern China: The site of Shuidonggou locality 12. *Antiquity*, 95: 292–309
- Zan J B, Louys J, Dennell R, et al. 2024. Mid-Pleistocene aridity and landscape shifts promoted Palearctic hominin dispersals. *Nat Commun*,

- 15: 10279
- Zhang D J, Xia H, Chen F H, et al. 2020. Denisovan DNA in Late Pleistocene sediments from Baishiya Karst Cave on the Tibetan Plateau. [Science](#), 370: 584–587
- Zhang N M, Cao X Y, Xu Q H, et al. 2022. Vegetation change and human-environment interactions in the Qinghai Lake Basin, northeastern Tibetan Plateau, since the last deglaciation. [Catena](#), 210: 105892
- Zhang X L, Ha B B, Wang S J, et al. 2018. The earliest human occupation of the high-altitude Tibetan Plateau 40 thousand to 30 thousand years ago. [Science](#), 362: 1049–1051
- Zhang X L, Jin Y S, He W, et al. 2020. A consideration of the spatiotemporal distribution of microblade industries on the Tibetan Plateau. [Quat Int](#), 559: 165–173
- Zhao J J, Huang Y S, Yao Y, et al. 2020. Calibrating branched GDGTs in bones to temperature and precipitation: Application to Alaska chronological sequences. [Quat Sci Rev](#), 240: 106371

(责任编辑: 秦岭)