



海洋地质与第四纪地质

MARINE GEOLOGY & QUATERNARY GEOLOGY

末次冰盛期山东半岛高分辨率气候环境变化

于溪川，青芷仪，周厚云

High resolution climatic and environmental changes in Shandong Peninsula during the last glacial maximum

YU Xichuan, QING Zhiyi, and ZHOU Houyun

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16562/j.cnki.0256-1492.2023010101>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

西太平洋帕劳砗磲高分辨率氧同位素记录及其指示的气候环境变化

High-resolution oxygen isotope records of *Tridacna gigas* from Palau, Western Pacific and its climatic and environmental implications

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(1): 1–13

粒度端元揭示的芝罘剖面末次间冰期—末次冰期气候环境变化特征

Climatic environment changes during the last interglacial–glacial cycle in Zhifu loess section: Revealed by grain-size end-member algorithm

海洋地质与第四纪地质. 2019, 39(2): 177–187

末次冰期山西洪洞高分辨率粒度和磁化率记录的H5事件及其气候演化意义

Heinrich-5Event revealed by high-resolution grain-size and magnetic susceptibility records and its significance of climate evolution in the last glacial at Hongtong, Shanxi, China

海洋地质与第四纪地质. 2018, 38(4): 193–202

山东半岛东北部海域悬浮体季节分布及控制因素

Seasonal distribution of suspended sediments in the water northeast to Shandong Peninsula and its controlling factors

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(2): 30–42

川东北石笋记录的334~320 ka夏季风变化与影响机制

HIGH-RESOLUTION PALEOClimATIC RECORDS OF MIS9 IN NORTHEASTERN SICHUAN, CENTRAL CHINA

海洋地质与第四纪地质. 2017, 37(1): 102–106

渤海沉积记录的末次冰期千年尺度古环境与古气候变化

Millennial-scale paleoenvironment and paleoclimate changes recorded in the Bohai Sea sediments during the last glacial period

海洋地质与第四纪地质. 2019, 39(3): 61–71



关注微信公众号，获得更多资讯信息

于溪川, 青芷仪, 周厚云. 末次冰盛期山东半岛高分辨率气候环境变化 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 2023, 43(6): 103-111.

YU Xichuan, QING Zhiyi, ZHOU Houyun. High resolution climatic and environmental changes in Shandong Peninsula during the last glacial maximum[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2023, 43(6): 103-111.

末次冰盛期山东半岛高分辨率气候环境变化

于溪川, 青芷仪, 周厚云

华南师范大学地理科学学院, 广州 510631

摘要: 末次冰盛期是末次冰期以来地球表面最寒冷的时期。通过对山东半岛地下画廊溶洞石笋 DXHL3 进行高精度²³⁰Th 定年和高分辨率氧-碳稳定同位素分析, 重建了该地区 23.2~18.8 ka 时期高分辨率夏季风气候环境变化历史。结果发现, 山东半岛末次冰盛期夏季风气候存在显著的千年尺度波动; REDFIT 分析表明, 氧、碳同位素值均存在显著的 2.2 ka 周期。末次冰盛期山东半岛总体处于冷干状态, 具体又可细分为 4 个阶段, 即冷干 (23.2~22 ka) - 相对暖湿 (22~21 ka) - 冷干 (21~19 ka) - 相对暖湿 (19~18.8 ka)。石笋 DXHL3 的 δ¹⁸O 变化趋势总体上与亚洲季风区内其他石笋记录相似, 也与西太平洋暖池婆罗洲的石笋记录类似。这反映了末次冰盛期西太平洋暖池气候环境变化可能对山东半岛的夏季风气候变化产生了重要影响, 推测西太平洋暖池表层海水温度变化引起的大气环流和黑潮的变化, 是将气候环境变化信号从低纬地区传递到中高纬地区的纽带。

关键词: 石笋; 氧-碳同位素; 夏季风; 西太平洋暖池; 黑潮; 末次冰盛期; 山东半岛

中图分类号:P532;P736 文献标识码:A DOI: [10.16562/j.cnki.0256-1492.2023010101](https://doi.org/10.16562/j.cnki.0256-1492.2023010101)

High resolution climatic and environmental changes in Shandong Peninsula during the last glacial maximum

YU Xichuan, QING Zhiyi, ZHOU Houyun

School of Geography, South China Normal University, Guangzhou 510631, China

Abstract: The last glacial maximum is the most cold-dry period on the Earth's surface since the last glaciation. We reconstructed high-resolution summer monsoon changes over the Shandong Peninsula during the period of 23.2~18.8 ka using precisely-dated high-resolution oxygen and carbon isotopes ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$). Results show that the summer monsoon climate in the last glacial maximum in Shandong Peninsula had significant millennial scale fluctuations, and REDFIT analysis shows a significant 2.2 ka cycle in both oxygen and carbon isotopes, which was in a cold-dry state in general, and can be subdivided into four stages, namely, cold and dry (23.2~22 ka), relatively warm and wet (22~21 k), cold and dry (21~19 ka), and relatively warm and wet (21~19 ka). The newly obtained $\delta^{18}\text{O}$ record is generally similar to other records of stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ from monsoonal China, as well as the stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ records from northern Borneo in the Western Pacific Warm Pool (WPWP). The climate and environment changes in the WPWP might have exerted a substantial impact on summer monsoon climate over the Shandong Peninsula during the last glacial maximum. It is speculated that temperature change at sea surface of WPWP affected the atmospheric circulation and Kuroshio, which should be the main mechanism sending climate and environment signals from low latitude to middle-high latitude zones in the northern hemisphere.

Key words: stalagmite; oxygen and carbon isotope; summer monsoon; Western Pacific Warm Pool; the Kuroshio; last glacial maximum; Shandong Peninsula

末次冰盛期(Last Glacial Maximum, 简称 LGM)是末次冰期以来最冷干的时期, 此时北半球夏季太阳辐射明显降低, 全球冰盖大幅度扩张, 海平面显著下降, 陆地生态系统发生巨大变化^[1-2]。已有学者通过冰川、黄土、植被、风沙粉尘、泥炭、人类活动

等方面对我国北方末次冰盛期的气候环境变化进行研究^[3-8]。例如, 王照波等^[5]对蒙山发育的第四纪冰川遗迹中较新的冰碛垄进行光释光测年, 显示其部分形成于末次冰盛期, 据此建立了蒙山冰期。Yang 等^[6]分析了黄土高原 21 个黄土剖面的有机质

资助项目: 国家自然科学基金“川东北石笋铀含量及同位素组成的控制机制与古降水指示意义”(41473093), “14—15 世纪东南亚严重干旱在华南陆地地区的表现与意义”(41271212)

作者简介: 于溪川(1996—), 女, 硕士研究生, 从事全球变化研究, E-mail: yuxichuan@163.com

通讯作者: 周厚云(1967—), 男, 教授, 从事全球变化研究, E-mail: hyzhou@gig.ac.cn

收稿日期: 2023-01-01; 改回日期: 2023-03-27。 张现荣编辑

碳同位素组成,重建了末次冰盛期和全新世适宜期C₄植物生物量的空间格局,表明C₄生物量等值线的空间展布方向和现代降雨量等值线非常一致,可将其视为东亚夏季风雨带的相似型。李曼玥等^[7]基于AMS ¹⁴C定年和孢粉分析,获得了华北平原白洋淀等6个剖面记录的末次冰盛期以来植被变化历史,重建了华北平原末次冰盛期和全新世暖期的古环境格局,表明华北平原区域植被变化受气候条件、地貌景观和人类活动等因素共同影响。杨利荣等^[8]运用扫描电镜与能谱分析,研究了呼伦贝尔沙地末次冰盛期晚期以来风成沙微区形态和黏土矿物成分,并依据风成沙表面矿物特征分析了末次冰盛期的气候环境变化,认为冰期地表植被发育较差,区域沙漠活化且流动性强。Chen等^[9]通过陕西汉中DDH石笋δ¹⁸O记录,重建了34~13 ka的亚洲夏季风演化历史,认为其记录的气候变化是受北半球低纬度夏季日照变化的控制,并响应于北半球高纬度地区的千年气候变化。已有的研究成果均表明LGM时期我国北方气候极为寒冷干燥,全球冰盖大幅扩张,海平面大幅下降,该时期东亚冬季风增强,夏季风减弱。上述研究虽然已经取得了一定成果,但在定年精度和分辨率方面仍存在不足。迄今为止,来自我国北方地区具有精确定年的LGM高分辨率气候环境变化记录还非常少见。石笋因其可以精确定年、气候代用指标丰富、记录较连续、相互对比性强和采样成本低等优势,成为古气候研究中重要的地质材料,已建立如目前世界上最长的东亚夏季风(640 Ka)石笋记录等一系列标志性成果,为发展轨道-亚轨道气候变化理论提供新证据,同时高分辨率的石笋记录也对理解短尺度气候

变化及预测未来气候变化具有重要意义^[10-11]。

本文报道了我国山东半岛地下画廊溶洞的一支石笋DXHL3所记录的古气候信息。该石笋的高U含量(>18×10⁻⁶)为进行精确的²³⁰Th定年提供了条件。通过高分辨率的氧-碳稳定同位素(δ¹⁸O与δ¹³C)分析,重建了末次冰盛期山东半岛夏季风气候变化历史,并对其影响机制进行了探讨。

1 样品与研究方法

石笋DXHL3采自我国山东省临沂市沂水县的地下画廊溶洞(35°41'N, 118°25'E)(图1),该溶洞发育于下寒武统厚层灰岩中^[12]。研究区是典型的温带季风气候,四季分明,夏季高温多雨,冬季寒冷干燥。当地年平均气温12.1℃,多年平均年降水量约710 mm,降水主要集中于夏季^[13]。区域植被以温带落叶阔叶林为主。

石笋DXHL3全长约138 mm,整体呈圆柱状,顶部较平,上下比较均匀(图2a)。沿着生长中心将石笋切开,并对切面进行抛光,部分层位生长纹层较为清晰。切面上无明显溶蚀和重结晶现象。在DXHL3的10个层位取样,在台湾大学高精度质谱与环境变化实验室(HISPEC)采用MC-ICP-MS进行²³⁰Th定年,化学前处理及仪器测试过程和方法参见Shen等^[14-15]。沿着DXHL3生长中心刮取粉末用于δ¹⁸O和δ¹³C分析,每毫米刮取10个样品,考虑到分辨率及避免样品间交叉污染,最终共挑选了220个样品进行δ¹⁸O和δ¹³C测试,平均分辨率高达20 a。δ¹⁸O和δ¹³C测试在中国科学院南京地质与古生物研究所的古生物与地层学国家重点实验室进行,使

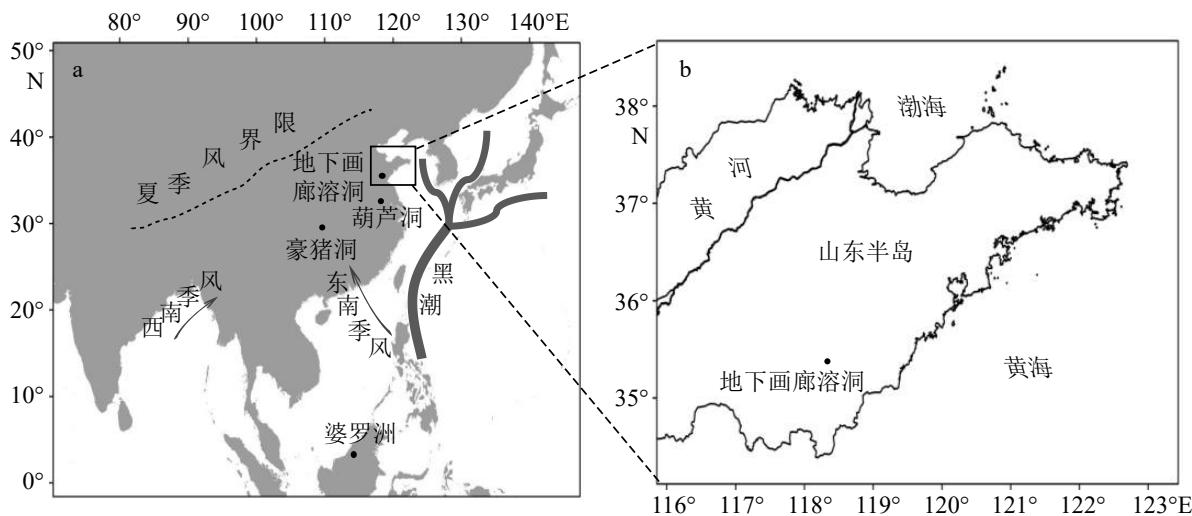


图1 地下画廊溶洞区域概览

Fig.1 The location of the Dixiahuang (DXHL) Cave

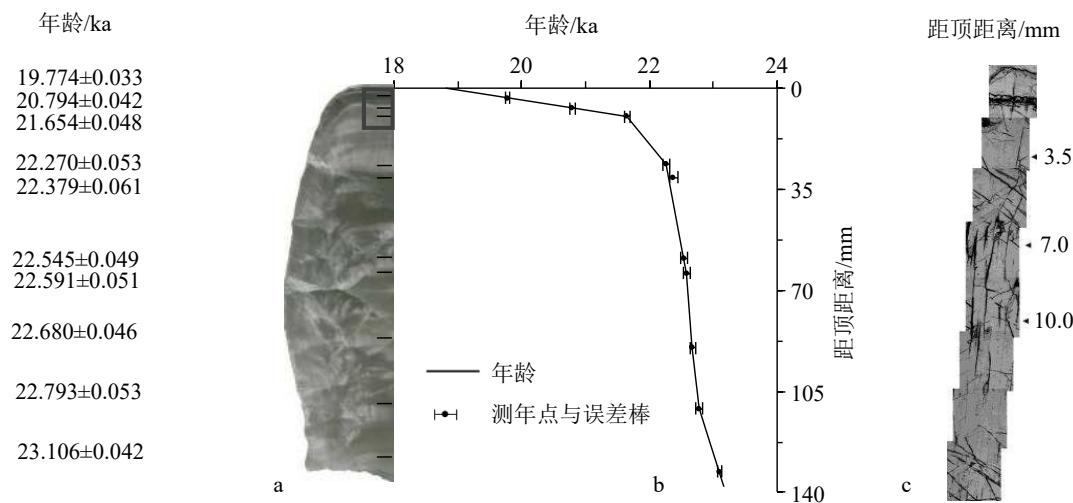


图 2 石笋 DXHL3 与年龄模式

a: 石笋剖面图, 其中黑色短线代表测年点位置; b: 石笋的年龄-深度模式图; c 为 a 中进行显微镜观察部分(黑框内)。

Fig.2 Stalagmite DXHL3 and its age model

a: Profile of stalagmite, where short black line indicates the location of the dating point; b: Age-depth plot of stalagmite; c: the microscopic part of (a) (the black box).

用仪器为 Kiel 型碳酸盐自动进样装置和 Thermo-Fisher MAT253 质谱仪。 $\delta^{18}\text{O}$ 分析误差小于 0.1‰, $\delta^{13}\text{C}$ 分析误差优于 0.06‰, 结果报告相对于 PDB 标准。

2 结果

2.1 年龄

石笋 DXHL3 的 ^{230}Th 测年结果见表 1。10 个样品的 ^{238}U 含量高($(18180\sim35390)\times10^{-9}$), ^{232}Th 含量低($(0.05\sim2.2)\times10^{-9}$), 测年精度高, 测年误差为

33~61 a。石笋的年代序列和生长层序一致, 全部 10 个年龄没有出现倒序现象。年龄测试结果显示石笋顶部约 10 mm 的生长速率显著下降, 但磨片对这一段进行显微观察并未发现明显的沉积间断(图 2c)。使用线性插值法建立年代模式(图 2b), 可知石笋 DXHL3 的生长时间约为 23.2~18.8 ka, 时间跨度约为 4.4 ka, 平均生长速度约为 $31.4 \mu\text{m/a}$ 。

2.2 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 记录

石笋 DXHL3 的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 记录均表现出显著的千年尺度波动, 且两者变化趋势极为相似(图 3b、

表 1 石笋 DXHL3 的 $\text{U}-^{230}\text{Th}$ 年代数据Table 1 $\text{U}-^{230}\text{Th}$ dating results of stalagmite DXHL3

样品号	深度/mm	$^{238}\text{U}/10^{-9}$	$^{232}\text{Th}/10^{-12}$	实测 $\delta^{234}\text{U}$	[$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$] 活度比	[$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$]/ 10^{-6}	未校正年龄/aBP	校正年龄/aBP	$\delta^{234}\text{Ui}$
DXHL-1	3.5	24467 ± 21	2220 ± 8	3015.5 ± 4.5	0.67890 ± 0.00072	123563 ± 448	19774 ± 33	19774 ± 33	3188.8 ± 4.7
DXHL-3	7.0	22657 ± 28	635 ± 22	3147.5 ± 5.5	0.73498 ± 0.00097	432661 ± 14833	20794 ± 42	20794 ± 42	3338.0 ± 5.8
DXHL-4	10.0	19816 ± 26	56 ± 7	3189.6 ± 6.4	0.77094 ± 0.00106	4531392 ± 550191	21654 ± 48	21654 ± 48	3390.9 ± 6.8
DXHL-5	26.5	18180 ± 25	165 ± 16	3120.4 ± 6.8	0.77806 ± 0.00114	1413001 ± 138238	22270 ± 53	22270 ± 53	3323.2 ± 7.2
DXHL-6	31.0	29792 ± 43	128 ± 21	3118.2 ± 8.0	0.78114 ± 0.00124	3004717 ± 499744	22379 ± 61	22379 ± 61	3321.8 ± 8.6
DXHL-7	59.0	27930 ± 33	323 ± 15	3115.6 ± 6.5	0.78600 ± 0.00099	1120882 ± 50279	22545 ± 49	22545 ± 49	3320.6 ± 6.9
DXHL-8	64.2	24744 ± 32	621 ± 23	3051.2 ± 6.2	0.77506 ± 0.00111	509515 ± 18740	22591 ± 51	22591 ± 51	3252.4 ± 6.6
DXHL-9	90.0	23807 ± 23	66 ± 20	3054.3 ± 4.6	0.77846 ± 0.00116	4609934 ± 1361855	22680 ± 46	22680 ± 46	3256.5 ± 5.0
DXHL-10	111.0	35390 ± 39	293 ± 18	3186.8 ± 5.5	0.80779 ± 0.00136	1609388 ± 97936	22793 ± 53	22793 ± 53	3398.8 ± 5.9
DXHL-2	132.8	31713 ± 32	50 ± 9	3113.7 ± 5.1	0.80362 ± 0.00091	8416357 ± 1550677	23106 ± 42	23106 ± 42	3323.8 ± 5.4

注: $\lambda_{230}=9.1599\times10^{-6} \text{ a}^{-1}$; $\lambda_{234}=2.8263\times10^{-6} \text{ a}^{-1}$; $\lambda_{238}=1.55125\times10^{-10} \text{ a}^{-1}$ 。 $\delta^{234}\text{U}=[(\text{活度比}-1)\times1000]$; ^{234}U 初始值是根据 ^{230}Th 年龄获得的, 即 $\delta^{234}\text{U}$ 初始值 = $\delta^{234}\text{U}$ 测量值 $\times e^{i_{234} \times t}$ 。校正 ^{230}Th 年龄假设初始的 $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ 摩尔比为 $(4\pm2)\times10^{-6}$ 。

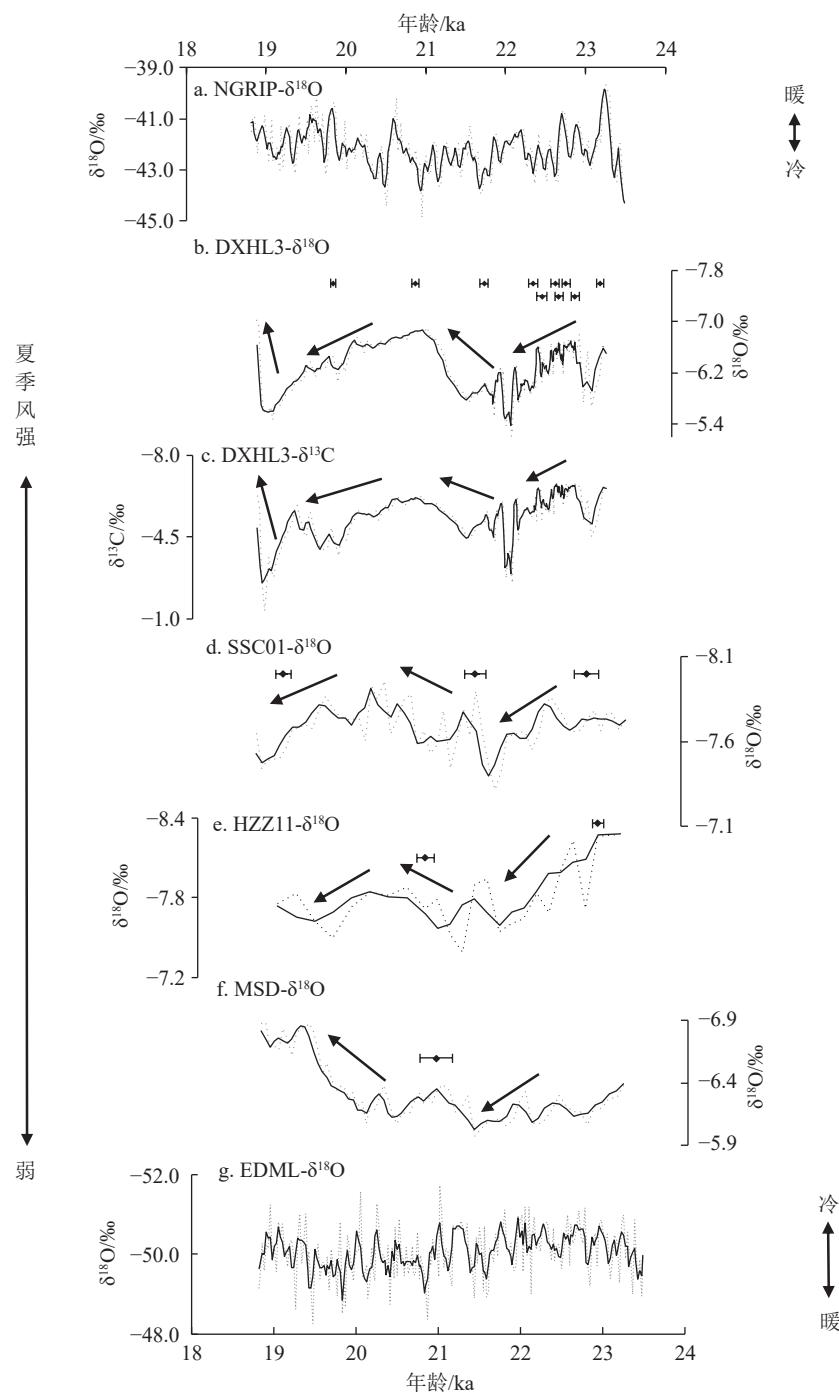


图 3 石笋 DXHL3 的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 记录及与极地冰芯、婆罗洲北部石笋及中国季风区内其他石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录对比

a: 格陵兰冰芯 NGRIP^[17]; b-c: 地下画廊溶洞石笋 DXHL3; d: 婆罗洲北部石笋 SSC01^[26]; e: 豪猪洞石笋 HZZ11^[18]; f: 葫芦洞石笋 MSD^[19]; g: 南极冰芯 EDML^[17]。各石笋记录均显示了年龄及误差; 图中黑色圆点和水平误差棒代表相应记录的定年点及误差; 黑色箭头代表变化趋势; 所有数据均进行了平滑滤波处理, 灰色虚线代表的是原数据, 黑色实线为三点滑动平均后数据。

Fig.3 Comparison of the DXHL3 $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records with $\delta^{18}\text{O}$ records of ice cores from polar areas, speleothems from northern Borneo, and other stalagmites in monsoonal China

a: Greenland ice core NGRIP^[17]; b-c: underground gallery cave stalagmite DXHL3; d: North Borneo stalagmite SSC01^[26]; e: Haozhu cave stalagmite HZZ11^[18]; f: Hulu cave stalagmite MSD^[19]; g: Antarctic ice core EDML^[17]. All stalagmite records show age and error. Black dots and horizontal error bars represent the corresponding recorded dating points and errors. Black arrows indicate the changing trend. All data are smoothed and filtered; the gray dashed line are the original data and the solid black line are the three-point sliding average.

c)。 $\delta^{18}\text{O}$ 值的整体变化范围为 $-7.0\text{\textperthousand} \sim -5.2\text{\textperthousand}$, 平均值为 $-6.3\text{\textperthousand}$ 。在 22 ka 附近 $\delta^{18}\text{O}$ 出现最大值为 $-5.2\text{\textperthousand}$, 在石笋停止生长的 18.8 ka 附近出现最小值为 $-7.0\text{\textperthousand}$ 。 $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围在 $-6.8\text{\textperthousand}$ 至 $-1.3\text{\textperthousand}$, 平均值为 $-5.5\text{\textperthousand}$ 。最大值为 $-1.3\text{\textperthousand}$, 出现在 19 ka 附近, 最小值为 $-6.8\text{\textperthousand}$, 出现在 22.6 ka 附近。 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化可以分为 4 个阶段, 第一阶段为 23.2~22 ka, $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 均呈波动上升趋势, 在 22 ka 附近达到最大值。第二阶段为 22~21 ka, $\delta^{18}\text{O}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值整体变轻, 均呈明显的波动下降趋势。第三阶段为 21~19 ka, $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 整体波动上升, 在 19 ka 附近达到最大值。但二者也有细微不同, $\delta^{18}\text{O}$ 是持续上升状态, 而 $\delta^{13}\text{C}$ 在上升至 20 ka 附近有一个明显的下降趋势而后再继续上升。第四阶段为 19~18.8 ka, 两者均显著下降。

采用 REDFIT^[16] 对石笋 DXHL3 的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 记录进行周期分析, 结果如图 4 所示。可以看到, 氧和碳同位素记录都具有 2.2 ka 周期, 这与前面提到的这两个同位素记录具有显著的千年尺度波动是一致的。

3 讨论

3.1 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 记录的气候指示意义

将末次冰盛期时石笋 DXHL3 的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 记录与极地冰芯^[17]、亚洲季风区内其他石笋相对比, 可以发现在年龄误差范围内, 大部分时段石笋 DXHL3 与豪猪洞石笋 HZZ11^[18]、葫芦洞石笋 MSD^[19] 的总体变化趋势基本相似。但由于受到定

年精度、时间分辨率的限制, 也存在一些差异, 特别是与葫芦洞石笋 MSD 在 21 ka 后变化不一致(图 3f)。这可能是由于石笋 MSD 在 23.2~18.8 ka 内只有一个定年点, 且其分辨率不高造成的。此前已有不少学者对山东半岛不同时期的石笋进行研究, 如王庆等^[20] 报道了开元洞石笋 KY1 过去千年的记录, 并探讨了 14 世纪以来人类活动对当地植被的影响; Tan 等^[21] 利用黄巢洞石笋 HC2 重建了过去 2 200 a 的气候和植被变化, 并评估了历史时期山东中部地区的毁林开荒活动; Xue 等^[22] 通过上小峰洞石笋 SD1 讨论了倒数第二次冰消期区域气候和环境变化的特征及其与全球变化的联系; 李倩等^[23-24] 利用地下画廊石笋 LY 的 $\delta^{18}\text{O}$ 和微量元素记录, 重建了临沂地区末次冰消期的古气候变化历史, 分析了石笋各微量元素的影响因素。以上对山东半岛石笋的研究均认为 $\delta^{18}\text{O}$ 主要记录夏季风强度的变化, 可用于研究气候环境的变化。Liu 等^[25] 利用模拟结果, 提出末次冰盛期以来中国 $\delta^{18}\text{O}$ 和中国北方地区降水量显著负相关。且传统上认为东亚夏季风增强时期, 南风向北异常推进, 水汽输送增加, 导致中国北方(特别是华北)降水偏多, 有着明确的动力学意义。故本文也采用该解释, 即 $\delta^{18}\text{O}$ 值指示夏季风强度, $\delta^{18}\text{O}$ 值越偏负表明夏季风越强且降水增加, $\delta^{18}\text{O}$ 值越偏正表明夏季风越弱且降水减少。

石笋碳的来源包括大气中的 CO_2 、洞穴上覆土壤空气中的 CO_2 以及碳酸盐围岩。其中土壤空气 CO_2 是决定石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 变化的关键因素。因其主要受控于植物根系的呼吸作用和微生物活动对土壤有机质的分解, 故可用石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 指示洞穴所在区域的地表生态环境变化, 特别是植被的演变。可以结

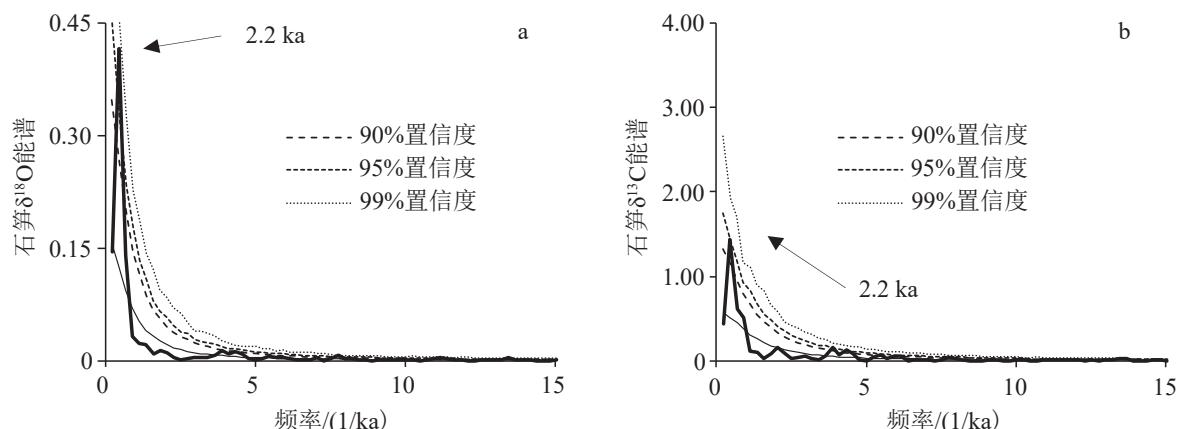


图 4 石笋 DXHL3 的氧 (a) 和碳 (b) 同位素 REDFIT 分析结果

MC 表示 Monte Carlo 置信水平线。

Fig.4 REDFIT analysis of the oxygen (a) and carbon (b) isotopes of stalagmite DXHL3

MC: Monte Carlo confidence level.

合植被状态、降水量以及生态变化趋势,综合分析当时的气候环境。石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 一般与植物 C_3/C_4 值呈负相关,与植被生物生产力也呈负相关。当 $\delta^{13}\text{C}$ 值越轻,表示地表植被中 C_3 植物相对增加(即 C_3/C_4 比值增大),植被生物生产力越强,整体处于相对温暖湿润的气候环境。而当 $\delta^{13}\text{C}$ 值越重,则植被发育较差, C_3/C_4 比值较小,对应相对寒冷干燥的气候环境。

由于 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 在千年-百年尺度上的变化趋势极为相似,表明两者可能受到相同机制的影响,即植被和土壤的变化主要受气候的控制。 $\delta^{18}\text{O}$ 主要反映夏季风强度和降水强度的变化, $\delta^{13}\text{C}$ 可反映受东亚夏季风强度变化影响的植被状态的改变,夏季风气候控制了地表植被的发育。

3.2 山东半岛末次冰盛期气候环境变化

根据石笋 DXHL3 的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 记录,可将末次冰盛期山东半岛的气候变化分为 4 个阶段。在第一阶段 23.2~22 ka, 东亚夏季风持续减弱,降水量也逐渐减少,地表植被生物生产力明显降低, C_3/C_4 值下降,植被-土壤系统发生变化,地表气候较为冷干。在第二阶段 22~21 ka, 夏季风显著增强,降水增加,地表植被类型丰富多样且密度较大, C_3/C_4 值上升,根系的呼吸作用、微生物活动及有机质分解作用都大幅增强,整体处于一个相对温暖湿润的环境。而在第三阶段 21~19 ka, 夏季风由强变弱,降水减少, C_3/C_4 值下降,地表植被发育程度降低,植被密度减少,土壤微生物活动减弱,气候较为寒冷干燥。在第四阶段 19~18.8 ka, 夏季风大幅增强,降水也随之增多,植被总体较为发育, C_3/C_4 值升高且植被密度增大,气候由此前相对冷干变得较为暖湿。

将石笋 DXHL3 在末次冰盛期的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与格陵兰冰芯 NGRIP^[17] 对比(图 3a、b),发现两者在 23.2~20.5 ka 变化存在一定的相似性,此后的变化略有差异。而 DXHL3 与南极冰芯 EDML^[17] 的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录在末次冰盛期存在明显差异(图 3b、g)。对比石笋 DXHL3 与婆罗洲石笋 SSC01^[26] 的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录(图 3b、d),可以清楚看到在末次冰盛期两者的变化趋势极为相似。例如在 23~22 ka 期间, $\delta^{18}\text{O}$ 值均波动变重;在 22~19 ka 期间,两者的 $\delta^{18}\text{O}$ 值都是先负偏变轻,而后再正偏变重。婆罗洲石笋记录了热带西太平洋暖池的水文状况和气候环境变化。石笋 DXHL3 与 SSC01 的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录相似性,反映了山东半岛夏季风强度的变化可能与西太平洋暖池海水温度变化存在紧密联系,当暖池海水温度升高

时,山东半岛的夏季风增强且降水量增多,而当暖池海水温度下降时,山东半岛的夏季风强度减弱且降水减少。

目前,众多地质记录和现代观测均已表明东亚夏季风的变化会受到西太平洋暖池海水温度变化的影响。Huang 等^[27-29] 根据现代气象资料和气候模拟,认为热带西太平洋暖池海水温度的升高将加大上层对流从而增强中国中北部的夏季降水。Li 等^[23-24] 通过对同处于山东半岛地下画廊溶洞的另一支石笋 LY 的研究,也证实在末次消冰期西太平洋暖池海温状况在千年尺度的东亚季风变化中起重要的调节作用,暖池水温升高将增强东南季风,使副热带高压北移,增加了热带向中、高纬度地区的水汽和热量输送。Li 等^[30] 在分析陕西祥龙洞石笋 XL15 时也认为西太平洋暖池升温会增强菲律宾附近的上空对流活动,使西太副高和雨带北移,导致石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 偏负。Wu 等^[31] 基于对南京葫芦洞石笋 H82 的研究,提出末次冰盛期东亚季风增强的过程可能是对热带太平洋海温变化的正反馈响应。Caley 等^[32] 认为中国季风区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录在轨道尺度上的变化与夏季风强度有关,且海洋系统内部机制尤其是赤道太平洋地区表层海水温度变化起重要作用。同样,一些全新世季风记录也证实了西太暖池海温会通过影响副热带高压进一步影响夏季风降水^[33-37]。本文图 3 所示的山东半岛石笋 DXHL3 与婆罗洲石笋 SSC01^[26] 间相似的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录,表明在末次冰盛期西太平洋暖池表层海水温度变化会对山东半岛夏季风气候和降水产生重要影响。

黑潮是热带西太平洋海区的重要暖流,源于太平洋北赤道流,携带大量高温高盐的水体经台湾东部沿冲绳海槽北上,其主流轴是西太平洋水汽和热量交换最活跃的地区之一。在末次冰盛期,全球海平面大幅度下降,整个黄海和大部分东海都出露成陆地^[38-39],只有冲绳海槽仍被海水覆盖。虽然对黑潮主流轴位置存在争议,但已有大量证据证实黑潮在末次冰盛期并未迁移出冲绳海槽^[40-42]。且近年已有不少学者研究了黑潮在沟通热带太平洋海区与中、高纬度地区物质和能量传输时所发挥的重要作用。如何炽鹏等^[43] 通过对末次冰盛期以来冲绳海槽古海洋环境的研究,认为黑潮作为西太平洋的边界流制约中国黄海与东海环流的形成和演化,并影响东亚季风区的气候变化。Xu 等^[44] 认为末次冰消期来自热带太平洋的暖水信号可由黑潮快速向北传递到中纬度地区。Li 等^[45] 提出近 5 ka 来西太平洋暖池次表层水温冷却信号是通过黑潮进入黄海

南部的, 热带太平洋水温变化是驱动黄海暖流逐渐变冷的主要因素。

因此, 我们推断在末次冰盛期山东半岛的降水量和夏季风强度变化受到了西太平洋暖池海水温度变化的显著影响, 暖池表层海水温度变化通过影响大气环流和黑潮, 将西太平洋低纬地区大量的水汽和热量向中、高纬度输送, 从而影响山东半岛气候环境变化。

4 结论

利用采自山东半岛地下画廊溶洞石笋 DXHL3 的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 记录, 在高精度定年的基础上, 高分辨率重建了山东半岛 23.2~18.8 ka 间夏季风变化历史。结果显示末次冰盛期石笋 DXHL3 记录的山东半岛夏季风气候存在显著的千年尺度变化, REDFIT 分析表明氧、碳同位素值均存在显著的 2.2 ka 周期。山东半岛在末次冰盛期总体处于冷干状态, 具体又可细分为 4 个阶段, 即冷干(23.2~22 ka)-相对暖湿(22~21 ka)-冷干(21~19 ka)-相对暖湿(19~18.8 ka)。其中在 23.2~22 ka 期间, 东亚夏季风减弱, 降水量减少, 植被密度减少, 地表气候较为冷干; 在 22~21 ka 期间, 夏季风显著增强, 降水增加, 地表植被茂盛, 整体处于相对温暖湿润的环境; 在 21~19 ka 期间, 夏季风由强变弱, 降水减少, C_3/C_4 值下降, 地表植被发育程度降低, 气候较为寒冷干燥; 在 19~18.8 ka 期间, 夏季风增强, 降水增多, 气候变得较为暖湿。其变化过程与亚洲季风区内其他石笋记录大体一致, 且与西太平洋暖池婆罗洲的石笋记录相似。末次冰盛期山东半岛夏季风气候和降水变化可能受到了西太平洋暖池地区气候环境变化的影响, 西太平洋暖池表层海水温度的变化, 以大气环流和黑潮作为纽带, 将气候环境变化的信号从热带低纬地区向中高纬度地区传输。

参考文献 (References)

- [1] Clark P U, Dyke A S, Shakun J D, et al. The last glacial Maximum [J]. *Science*, 2009, 325 (5941): 710-714.
- [2] Yokoyama Y, Lambeck K, De Deckker P, et al. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima [J]. *Nature*, 2000, 406 (6797): 713-716.
- [3] 杨石岭, 董欣欣, 肖举乐. 末次冰盛期以来东亚季风变化历史: 中国北方的地质记录 [J]. *中国科学: 地球科学*, 2019, 62 (8): 1181-1192. [YANG Shiling, DONG Xinxin, XIAO Jule. The East Asian Monsoon since the Last Glacial Maximum: Evidence from geological re-
- [4] 王光良, 许长军, 兰措卓玛, 等. 末次冰盛期中国人类活动的响应与适应 [J]. *热带地理*, 2018, 38 (6): 819-827. [HOU Guangliang, XU Changjun, LANCUO Zhuoma, et al. The response and adaptation of Chinese human activities to the Last Glacial Maximum [J]. *Tropical Geography*, 2018, 38 (6): 819-827.]
- [5] 王照波, 张剑, 王江月, 等. 山东蒙山第四纪冰川遗迹光释光测年研究及冰期划分与对比 [J]. *地质论评*, 2017, 63 (3): 694-702. [WANG Zhaobo, ZHANG Jian, WANG Jiangyue, et al. A study on quaternary glaciation moraines in mount Mengshan, Shandong Province with optically stimulated luminescence (OSL) and comparison of glacial period division [J]. *Geological Review*, 2017, 63 (3): 694-702.]
- [6] Yang S L, Ding Z L, Li Y Y, et al. Warming-induced northwestward migration of the East Asian monsoon rain belt from the Last Glacial Maximum to the mid-Holocene [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2015, 112 (43): 13178-13183.
- [7] 李曼玥, 张生瑞, 许清海, 等. 华北平原末次冰盛期以来典型时段古环境格局 [J]. *中国科学: 地球科学*, 2019, 62 (8): 1279-1287. [LI Manyue, ZHANG Shengrui, XU Qinghai, et al. Spatial patterns of vegetation and climate in the North China Plain during the Last Glacial Maximum and Holocene climatic optimum [J]. *Science China: Earth Sciences*, 2019, 62 (8): 1279-1287.]
- [8] 杨利荣, 岳乐平, 弓虎军. 呼伦贝尔沙地末次冰盛期晚期至全新世风成沙表面矿物特征及环境意义 [J]. *地理研究*, 2015, 34 (6): 1066-1076. [YANG Lirong, YUE Leping, GONG Hujun. The environmental implication from microscopic texture of eolian sand of Hulun Buir duneland centred on late last glacial maximum and Holocene [J]. *Geographical Research*, 2015, 34 (6): 1066-1076.]
- [9] Chen Q M, Cheng X, Cai Y J, et al. Asian summer monsoon changes inferred from a stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ record in central China during the last glacial period [J]. *Frontiers in Earth Science*, 2022, 10: 863829.
- [10] Cheng H, Edwards R L, Sinha A, et al. The Asian monsoon over the past 640, 000 years and ice age terminations [J]. *Nature*, 2016, 534 (7609): 640-646.
- [11] 程海, 张海伟, 赵景耀, 等. 中国石笋古气候研究的回顾与展望 [J]. *中国科学: 地球科学*, 2019, 62 (10): 1489-1513. [CHENG Hai, ZHANG Haiwei, ZHAO Jingyao, et al. Chinese stalagmite paleoclimate researches: a review and perspective [J]. *Science China: Earth Sciences*, 2019, 62 (10): 1489-1513.]
- [12] 耿庆明, 丁长慎, 耿升明. 山东沂水县水文地质条件与分区探讨 [J]. *山东师大学报: 自然科学版*, 1990, 5 (2): 66-70. [GENG Qingming, DING Changshen, GENG Shengming. A study of hydrogeologic conditions and zones in Yishui county of Shandong Province [J]. *Journal of Shandong Normal University: Natural Science Edition*, 1990, 5 (2): 66-70.]
- [13] 迟宏. 近千年以来山东半岛高分辨率气候环境变化的石笋记录 [D]. 鲁东大学硕士学位论文, 2016. [CHI Hong. Climate change in the past 1000 years revealed by stalagmite from Kaiyuan Cave in Shandong Peninsula, China [D]. Master Dissertation of Ludong University,

- 2016.]
- [14] Shen C C, Wu C C, Cheng H, et al. High-precision and high-resolution carbonate ^{230}Th dating by MC-ICP-MS with SEM protocols [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2012, 99: 71-86.
- [15] Shen C C, Cheng H, Edwards R L, et al. Measurement of attogram quantities of ^{231}Pa in dissolved and particulate fractions of seawater by isotope dilution thermal ionization mass spectroscopy [J]. *Analytical Chemistry*, 2003, 75(5): 1075-1079.
- [16] Schulz M, Mudelsee M. REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series [J]. *Computers & Geosciences*, 2002, 28(3): 421-426.
- [17] Lemieux-Dudon B, Blayo E, Petit J R, et al. Consistent dating for Antarctic and Greenland ice cores [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2010, 29(1-2): 8-20.
- [18] Zhang H B, Griffiths M L, Huang J H, et al. Antarctic link with East Asian summer monsoon variability during the Heinrich Stadial-Bölling interstadial transition [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 453: 243-251.
- [19] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China [J]. *Science*, 2001, 294(5550): 2345-2348.
- [20] 王庆, 周厚云, 迟宏, 等. 最近千年山东半岛西部气候环境变化的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 记录(I)[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2015, 35(5): 135-142. [WANG Qing, ZHOU Houyun, CHI Hong, et al. The stalagmite records of climate and environment change on the western Shandong Peninsula during the past 1000 years: ^{18}O and ^{13}C values (I) [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2015, 35(5): 135-142.]
- [21] Tan L C, Liu W, Wang T L, et al. A multiple-proxy stalagmite record reveals historical deforestation in central Shandong, northern China [J]. *Science China Earth Sciences*, 2020, 63(10): 1622-1632.
- [22] Xue G, Cai Y J, Ma L, et al. A new speleothem record of the penultimate deglacial: Insights into spatial variability and centennial-scale instabilities of East Asian monsoon [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2019, 210: 113-124.
- [23] 李倩, 李广雪, 张强, 等. 末次冰消期临沂石笋微量元素记录及其气候意义[J]. 中国海洋大学学报, 2018, 48(11): 100-107. [LI Qian, LI Guangxue, ZHANG Qiang, et al. Stalagmite trace element records and implications for paleoclimate change in Linyi during the Last Deglaciation [J]. *Periodical of Ocean University of China*, 2018, 48(11): 100-107.]
- [24] Li Q, Li G X, Chen M T, et al. East Asian summer monsoon variations during the last deglaciation, recorded from a stalagmite at Linyi, northern China [J]. *Quaternary International*, 2017, 464: 327-335.
- [25] Liu Z Y, Wen X Y, Brady E C, et al. Chinese cave records and the East Asia summer monsoon [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2014, 83: 115-128.
- [26] Partin J W, Cobb K M, Adkins J F, et al. Millennial-scale trends in west Pacific warm pool hydrology since the Last Glacial Maximum [J]. *Nature*, 2007, 449(7161): 452-455.
- [27] 黄荣辉, 李维京. 夏季热带西太平洋上空的热源异常对东亚上空副热带高压的影响及其物理机制[J]. *大气科学*, 1988, 12(S1): 107-116. [HUANG Ronghui, LI Weijing. Influence of heat source anomalous over the western tropical Pacific on the subtropical high over East Asia and its physical mechanism [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 1988, 12(S1): 107-116.]
- [28] Huang R H, Sun F Y. Impacts of the tropical western Pacific on the East Asian Summer Monsoon [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 1992, 70(1B): 243-256.
- [29] 黄荣辉, 陈际龙, 黄刚, 等. 中国东部夏季降水的准两年周期振荡及其成因[J]. *大气科学*, 2006, 30(4): 545-560. [HUANG Ronghui, CHEN Jilong, HUANG Gang, et al. The quasi-biennial oscillation of summer monsoon Rainfall in China and its cause [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2006, 30(4): 545-560.]
- [30] Li D, Tan L C, Cai Y J, et al. Is Chinese stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ solely controlled by the Indian summer monsoon? [J]. *Climate Dynamics*, 2019, 53(5-6): 2969-2983.
- [31] Wu J Y, Wang Y J, Cheng H, et al. An exceptionally strengthened East Asian summer monsoon event between 19.9 and 17.1 ka BP recorded in a Hulu stalagmite [J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2009, 52(3): 360-368.
- [32] Caley T, Roche D M, Renssen H. Orbital Asian summer monsoon dynamics revealed using an isotope-enabled global climate model [J]. *Nature Communications*, 2014, 5: 5371.
- [33] Cai Y J, Tan L C, Cheng H, et al. The variation of summer monsoon precipitation in central China since the last deglaciation [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 291(1-4): 21-31.
- [34] Jiang X Y, He Y Q, Shen C C, et al. Stalagmite-inferred Holocene precipitation in northern Guizhou Province, China, and asynchronous termination of the climatic Optimum in the Asian monsoon territory [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2012, 57(7): 795-801.
- [35] Selvaraj K, Chen C T A, Lou J Y, et al. Holocene weak summer East Asian monsoon intervals in Taiwan and plausible mechanisms [J]. *Quaternary International*, 2011, 229(1-2): 57-66.
- [36] Zhao K, Wang Y J, Edwards R L, et al. Contribution of ENSO variability to the East Asian summer monsoon in the late Holocene [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2016, 449: 510-519.
- [37] Zhong W, Cao J Y, Xue J B, et al. A 15,400-year record of climate variation from a subalpine lacustrine sedimentary sequence in the western Nanling Mountains in South China [J]. *Quaternary Research*, 2015, 84(2): 246-254.
- [38] Fairbanks R G. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation [J]. *Nature*, 1989, 342(6250): 637-642.
- [39] 业治铮, 汪品先. 南海晚第四纪古海洋学研究[M]. 青岛: 青岛海洋大学出版社, 1992. [YE Zhizheng, WANG Pinxian. Research on Late Quaternary Paleoceanography of the South China Sea[M]. Qingdao: Qingdao Ocean University Press, 1992.]
- [40] Sawada K, Handa N. Variability of the path of the Kuroshio ocean current over the past 25,000 years [J]. *Nature*, 1998, 392(6676): 592-595.
- [41] Jian Z M, Wang P X, Saito Y, et al. Holocene variability of the Kuroshio Current in the Okinawa Trough, northwestern Pacific Ocean [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 184(1): 305-319.

- [42] Liu Y G, Fu Y X, Du D W, et al. Paleoceanographic records in the sedimentary cores from the middle Okinawa Trough [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48(1): 74-81.
- [43] 何炽鹏, 李冬玲, 李正, 等. 末次冰盛期以来冲绳海槽古海洋环境研究进展 [J]. *第四纪研究*, 2020, 40(6): 1577-1587. [HE Chipeng, LI Dongling, LI Zheng, et al. Research progress in the paleoenvironment around the Okinawa Trough since the Last Glacial Maximum [J]. *Quaternary Sciences*, 2020, 40(6): 1577-1587.]
- [44] Xu D K, Lu H Y, Wu N Q, et al. Asynchronous marine-terrestrial signals of the last deglacial warming in East Asia associated with low- and high-latitude climate changes [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2013, 110(24): 9657-9662.
- [45] Li D W, Yu M, Jia Y H, et al. Gradually cooling of the yellow sea warm current driven by tropical pacific subsurface water temperature changes over the past 5 kyr [J]. *Geophysical Research Letters*, 2021, 48(10): e2021GL093534.