

DOI: 10.5846/stxb201806011228

李凯, 谭斌, 倪健, 廖梦娜. 末次盛冰期以来云南异龙湖的环境演变: 来自地球化学沉积记录的证据. 生态学报, 2018, 38(24): - .

Li K, Tan B, Ni J, Liao M N. Hydroclimate changes since the Last Glacial Maximum: geochemical evidence from Yilong Lake, southwestern China. Acta Ecologica Sinica, 2018, 38(24): - .

## 末次盛冰期以来云南异龙湖的环境演变: 来自地球化学沉积记录的证据

李 凯, 谭 斌, 倪 健\*, 廖梦娜

浙江师范大学化学与生命科学学院, 金华 321004

**摘要:**通过对云南异龙湖 4.56 m 沉积岩芯进行 X 射线荧光光谱分析(XRF), 结合 13 个 AMS  $^{14}\text{C}$  测年结果, 获得了高分辨率元素地球化学序列。异龙湖岩芯中元素的因子分析显示, F1 因子揭示了沉积地球化学元素的来源, 其正载荷代表了流域外源物质输入加强, 而负载荷则指示了湖泊自生碳酸盐沉淀的增加, F2 因子指示了湖泊氧化还原状态, F3 因子可能与人类活动有关。在此基础上结合磁化率、矿物组成及有机质含量等指标, 对异龙湖沉积环境演化过程进行探讨。结果表明, 在末次盛冰期期间(26000—17000 cal. yr. BP), 区域气候特征是气温低、降水少; 在 17000—14500 cal. yr. BP 期间, 异龙湖经历了显著的干旱气候, 可能与亚洲夏季风突然减弱有关; 14500—9000 cal. yr. BP, 异龙湖经历了显著的高湖面阶段, 与滇池高水位时期基本一致, 表明流域降水丰沛, 外源物质输入增加; 9000—6000 cal. yr. BP 期间, 区域温度增加导致流域干旱化加剧, 此阶段与西南地区全新世大暖期(全新世适宜期)相对应; 6000 cal. yr. BP 以后外源物质输入锐减可能指示了区域降水的降低。异龙湖地球化学沉积记录揭示的环境演变过程与区域气候环境变化具有一致性, 也具有明显的特殊性, 需要开展更加深入全面的研究工作。

**关键词:**异龙湖; 气候环境; 地球化学记录; XRF 扫描; 末次盛冰期

## Hydroclimate changes since the Last Glacial Maximum: geochemical evidence from Yilong Lake, southwestern China

LI Kai, TAN Bin, NI Jian\*, LIAO Mengna

College of Chemistry and Life Sciences, Zhejiang Normal University, Jinhua 321004, China

**Abstract:** Using X-ray fluorescence scanning and AMS  $^{14}\text{C}$  analyses, we present a geochemical record of a 4.56-m long sediment core from Yilong Lake, Yunnan Province, southwestern China. Factor analysis of the geochemical elements revealed three factors, F1, F2, and F3. F1 indicates the sources of sedimentary geochemical elements, with its positive loads relating to the increased input of exogenous materials and negative loads showing increased authigenic carbonate precipitation. F2 indicates a lacustrine redox state. F3 is probably relating to human activities. Here, we discuss the process of climate and environmental changes, based on variations in the geochemical records, as well as the magnetic susceptibility, mineral compositions and organic contents. During the Last Glacial Maximum, from 26,000 to 17,000 cal. yr. BP, a relatively cold and dry climate dominated this region. The climate trended to be drier, probably in relation to the rapid decrease in monsoonal precipitation from 17,000 to 14,500 cal. yr. BP. After 14,500 cal. yr. BP, the water level in Yilong Lake rose, lasting until 9000 cal. yr. BP. This high lake level was consistent with that of Dianchi Lake, indicating a regional humid condition in response to an increase in monsoonal precipitation. From 9,000 to 6,000 cal. yr. BP, the regional temperature increased in response to the Holocene Megathermal Maximum. After 6,000 cal. yr. BP, a decreased in

基金项目:国家重点研发计划子课题(2016YFC0502101-01);国家自然科学基金青年基金(41702181)

收稿日期:2018-06-01; 修订日期:2018-12-19

\* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: nijian@zjnu.edu.cn

exogenous materials indicates that the regional precipitation probably decreased. Although the hydroclimate evolution of Yilong Lake is consistent with the effects of regional climate change, it is also with obvious particularity, and more studies are needed to gain a comprehensive understanding of the regional historic environment change.

**Key Words:** Yilong Lake; hydro-climate change; geo-chemical record; XRF scanning; Last Glacial Maximum

湖泊沉积与环境演化是过去全球变化研究的重要方向之一<sup>[1-2]</sup>。云南地区湖泊众多,广泛分布的湖泊沉积物为研究过去环境变化、季风气候演化等重大科学问题提供了理想的材料。加之云南地区受亚洲夏季季风气候影响显著,对气候变化敏感,因而成为古气候环境研究的热点地区之一。末次盛冰期(LGM, Last Glacial Maximum)被认为是最近一次全球冰盖体积最大时期,全球陆地被冰覆盖面积约有 24%,海平面可能比现代低 130 m,温度比现代低 10—12℃<sup>[3]</sup>。以湖泊沉积为载体进行的 LGM 以来的环境变化研究在云南地区的气候环境记录多有报导,但不同记录反映的气候演化过程存在较大的差异,例如,LGM 在云南地区的发生时间和气候特征<sup>[3-5]</sup>、末次冰消期的快速气候波动事件在云南湖泊中的记录<sup>[6-7]</sup>、以及全新世气候高湖面出现时间等<sup>[7-8]</sup>。因此,依然需要大量的研究工作,以揭示西南地区 LGM 以来的气候环境格局及其演化过程,为深入理解区域环境演变、西南夏季季风气候演化提供支持。

异龙湖位于云南省红河哈尼族彝族自治州石屏县境内,是云南九大高原湖泊之一,也是典型的高原浅水湖泊<sup>[9]</sup>。异龙湖受到干湿季节分明的亚热带高原湿润季风气候影响,年内水位波动可达 1 m,对气候变化的响应十分敏感<sup>[10]</sup>。本文选择异龙湖沉积岩芯作为研究对象,通过快速、无破坏性、连续测试元素的 XRF 岩芯扫描分析方法,获取高分辨地球化学元素数据<sup>[11]</sup>,基于精确的年代控制点,结合矿物组成和有机质含量,探讨异龙湖沉积记录的 LGM 以来的气候环境演变过程及其与亚洲夏季季风之间的关系。

## 1 研究区概况

异龙湖(23°38′—23°42′, 102°30′—102°39′),为高原断陷湖,湖盆呈葫芦状(图 1),水位 1412.2 m,汇水面积 303.6 km<sup>2</sup>,湖面面积 38 km<sup>2</sup>,平均水深 2.8 m,最大水深 6.2 m<sup>[9]</sup>。异龙湖原属于珠江水系,出水口在湖东北处,高程 1414.0 m,经泸江流入南盘江。1971 年青鱼湾隧道工程竣工后,湖水经五郎沟河汇入红河,1978 年青鱼湾隧道封闭,异龙湖成为外流区闭流类湖泊<sup>[9]</sup>。异龙湖补给水源主要来自于湖面降水、地表径流及地下水,地表径流中除城河以外均为季节性河流。湖区属亚热带高原湿润季风气候,年平均温度 18.0℃,1 月和 7

月平均气温分别为 11.5℃和 22.2℃,年内极端最低和最高温度分别为-2.4℃和 34.0℃。多年平均降水量 928 mm,集中于 5—10 月份,占全年降水量的 81.3%,年均蒸发量为 1034.5 mm<sup>[9]</sup>。

异龙湖作为云南省九大高原湖泊中人为破坏最严重的湖泊之一,湖泊水质为地面水环境质量 V 类,呈严重的富营养化状态,存在湖泊沼泽化程度加剧,水质恶化、供需矛盾突出等环境问题<sup>[12]</sup>。由于围湖造田、放水发电等原因,异龙湖湖面高程自 1952 年的 1416.87 m 逐渐降低,至 1979—1981 年连续干旱,导致 1981 年 4 月 28 日至 5 月 18 日发生有记载以来的干湖事件<sup>[9]</sup>,1994 年以后,随着退田还湖工作的开展,水面开始有所恢复<sup>[12]</sup>。据 1993 年调查资料,异龙湖透明度 0.25 m, pH 值 8.84,矿化度 457.07 mg/L,属重碳酸盐类镁组 II 型水。1997 年测量资料显示,异龙湖表层沉积物中总磷、CaCO<sub>3</sub>和有机质含量分别为 0.79 mg/g、12.5%和 17.5%,Ca、Mg、K、Fe、Na、Mn、Zn、Pb 和 Cd 分别为 49.0、7.2、10.7、35.2、0.4、0.44、0.06、0.19 mg/g 和 0.02 mg/g<sup>[13]</sup>。

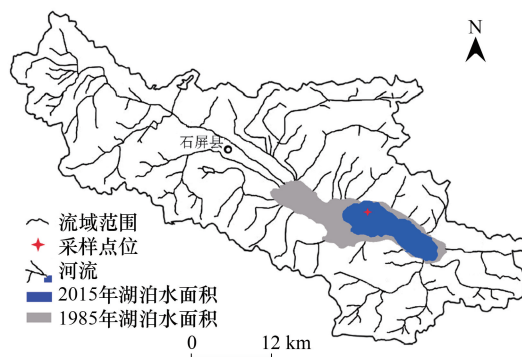


图 1 异龙湖流域概况及采样点位置

Fig.1 The basin of Yilong Lake and the sampling site

## 2 材料与方 法

2017 年 5 月,利用奥地利生产的 UWITEC 水上采样平台,在异龙湖西北部采集了总长度 558 cm 的长岩芯钻孔沉积物,采样点位水深 4.1 m(图 1)。所采集样品在湖面进行密封、标记、测量并记录,上岸后运回实验室,进行后续分析工作。2017 年 6 月,在南京师范大学地理科学学院利用 GeoTek 岩芯切割机(Core Splitter)对异龙湖沉积岩芯进行了剖样,并进行了岩相学描述:岩芯顶部为棕黑色淤泥质沉积,向下至 43 cm 逐渐过渡为青灰色泥质沉积,其中含有大量的底栖动物壳体;43—180 cm 为青灰色细粘土、粉砂质沉积物,含水率较低;180—230 cm 为灰色淤泥质沉积,含水量明显高于上下层位;230 cm 以下为青灰色细粘土粉砂质沉积,含水率较上部层位低。

在异龙湖岩芯不同深度选择了 13 件样品进行了 AMS  $^{14}\text{C}$  年代学分析,包括表层 0—1 cm 的沉积物以及钻孔最底部钻头样品(456—460 cm)。所有前处理以及测试均由美国 Beta 放射性碳测年实验室完成。对其中 7 个样品,前处理方法采用酸—碱—酸(AAA)化学处理,在处理后的样品中挑出碳屑以及植物残体进行分析;而其他 6 个样品的前处理采用酸处理去除碳酸盐,获得沉积物全有机质进行分析(表 1)。对原始测年数据给出的常规  $^{14}\text{C}$  年代,根据 IntCal13 曲线<sup>[14]</sup>进行年龄校正,校正过程利用 CALIB 6.0 软件进行<sup>[15]</sup>,所有校正年代均表示为 cal. yr. BP。年代深度模型的构建则使用 R 软件内的 Bacon 2.2 程序,利用 Bayesian 统计来完成<sup>[16]</sup>。

利用 MSCL-S Specifications(GeoTek Ltd.)进行了高分辨率 XRF 岩芯扫描分析,获取了岩芯高分辨率图像、磁化率以及半定量元素分析结果。由于表层 10 cm 沉积物含水率较高而过于松软,无法进行有效分析,故岩芯扫描从 10 cm 开始进行。扫描过程中以 15 keV、1 cm 间隔、30 s 测量时间进行,采用标准样品进行元素含量校正。利用 SPSS 19.0 对获取的元素数据进行了因子分析,以判别沉积物中不同元素及其组合的来源贡献。

根据岩芯扫描结果,对沉积岩芯进行了拼接,获得了总长度为 456 cm 的连续沉积岩芯。以 1 cm 间隔进行分样,获得了 456 件连续的沉积物样品,经冷冻干燥后正在进行后续的沉积学、矿物学、同位素以及微体古生物等指标的分析测试。此次研究涉及的数据中,有机碳含量采用烧失法获得,矿物组分和含量在中国科学院青海盐湖研究所使用 X 衍射分析仪(XRD)获得。

## 3 结 果

### 3.1 年代学模型

异龙湖沉积物 AMS  $^{14}\text{C}$  年代学结果见表 1,13 个年代学结果无地层倒置现象,表层沉积物为现代碳样品,最下部沉积物年龄为 26874  $\pm$  313 cal. yr. BP。所有年代结果随深度呈线性分布,样品校正后的 AMS  $^{14}\text{C}$  年龄与深度呈现出较好的一致性。

依据异龙湖沉积钻孔中的 13 个 AMS  $^{14}\text{C}$  测年结果作为年代控制点,利用 Bayesian 统计建立深度—年代模型<sup>[16]</sup>,重建深度为 1—456 cm,重建间隔为 1 cm,常规  $^{14}\text{C}$  年龄用 IntCal13 来进行校正(图 2)。根据重建的深度—年代序列,异龙湖钻孔沉积物底部的沉积年龄为 27144—27629 cal. yr. BP,平均年龄为 27396 cal. yr. BP,表明此次获取的异龙湖岩芯代表了 LGM 以来的沉积记录。异龙湖岩芯钻孔沉积速率变化范围为 0.006—0.068 cm/yr,平均沉积速率为 0.017 cm/yr。异龙湖沉积速率表现出明显的阶段性变化,最大沉积速率发生在 9000—6000 cal. yr. BP 期间,平均沉积速率为 0.039 cm/yr,而在 14500—9000 cal. yr. BP 的平均沉积速率仅为 0.01 cm/yr。

### 3.2 元素含量变化

利用 XRF 岩芯扫描系统获得了 Al、Ca、Cu、Fe、K、Mn、P、Pb、Si、Sr、Ti、Zn、Zr 等元素含量,其中以 Fe、Al、Si、Ca 的含量为多。Fe 的含量变化范围为 51.0—361.7 mg/g,平均含量为 196.2 mg/g;Al 的含量变化范围为

74.4—186.0 mg/g, 平均含量为 141.3 mg/g; Si 的含量变化范围为 33.9—196.5 mg/g, 平均含量为 120.6 mg/g; Ca 的含量变化范围为 5.5—464.2 mg/g, 平均含量分别为 109.2 mg/g。其他 9 种元素 Cu、K、Mn、P、Pb、Sr、Ti、Zn 和 Zr 的平均含量分别为 0.2、12.8、1.9、3.2、0.7、0.5、5.6、0.3 mg/g 和 0.7 mg/g。

表 1 异龙湖岩芯 AMS  $^{14}\text{C}$  测年结果

Table 1 AMS  $^{14}\text{C}$  results of the sediment core from Yilong Lake

实验室编号 LAB ID	深度/cm Depth	测年材料 Materials	常规 $^{14}\text{C}$ 年龄 Conventional Radiocarbon Age: BP	校正年龄 Calibrated Age: cal. yr. BP
Beta468347	0—1	全有机质	-30 +/- 30	100.37 +/- 0.37 pMC
Beta492284	39—40	碳屑+植物残体	2820 +/- 30	2914 +/- 90
Beta492285	79—80	碳屑+植物残体	4820 +/- 30	5511 +/- 36
Beta468348	90—91	全有机质	5560 +/- 30	6298 +/- 52
Beta492286	139—140	碳屑+植物残体	6330 +/- 30	7245 +/- 72
Beta468349	169—170	碳屑+植物残体	7510 +/- 30	8345 +/- 46
Beta492287	179—180	碳屑	7860 +/- 30	8673 +/- 90
beta492288	229—230	碳屑+植物残体	12460 +/- 40	14612 +/- 347
Beta468350	254—255	全有机质	13880 +/- 40	16802 +/- 216
Beta492289	279—280	全有机质	14800 +/- 40	18003 +/- 157
Beta468351	324—325	全有机质	16400 +/- 50	19794 +/- 200
Beta468352	382—383	全有机质	21980 +/- 70	26199 +/- 222
Beta468353	456—460	碳屑+植物残体	22560 +/- 80	26874 +/- 313

BP: Before present, "present = 1950", 表示距 1950 年; pMC: Probably modern carbon, 表示现代碳样品。

各种元素随岩芯时间序列表现出明显的变化(图 3)。自 27366 至 14000 cal. yr. BP, Al、Fe、K、P、Si、Ti、Zr 表现出较小幅度的波动变化, Mn 呈现出较为明显的增加趋势, 在此阶段末期, Ca、Sr 元素开始出现, 同时 Al、Si、Zr 等元素波动降低, Fe、Mn 显著增加。自 14000 至 9000 cal. yr. BP, 所有元素表现出较为明显的变化, 其中 Al、K、P、Si、Ti、Zr 的含量较前一阶段显著增加, 而 Fe、Mn 元素含量显著降低, Ca、Sr 元素含量重新降低为 0。自 9000 cal. yr. BP 以来, Al、K、P、Si、Ti、Zr 开始逐渐降低, Fe、Mn 含量迅速增加之后开始逐渐降低, Ca、Sr 呈现出显著的增加趋势。在 5500—3000 cal. yr. BP 期间, Al、Fe、K、Mn、P、Si、Ti、Zr 处于显著的低值, 而 Ca、Sr 的含量则显著高于其他元素。自 3000 cal. yr. BP 之后 Al、K、Si、Ti、Zr 等元素迅速增加, 而 Ca、Sr 则开始降低。Pb 元素自 4000 cal. yr. BP 开始表现出明显的增加趋势。

采用 SPSS 19.0 软件中的因子分析方法对元素数据进行了分析, 获得了三个特征值大于 1 的主要影响因素 F1、F2 和 F3, 方差贡献率分别为 56.0%、16.2% 和 11.8%, 累计达到 84.1% (表 2)。

### 3.3 烧失量、磁化率和矿物组分变化

异龙湖岩芯烧失量变化范围为 9.4%—34.4%, 平均为 20.1%。在 27366 至 20000 cal. yr. BP 期间, 烧失量逐渐增加至剖面最大值, 而在 20000—14000 cal. yr. BP 期间持续降低, 并在 14000—9000 cal. yr. BP 保持在稳定的低值。自 9000 cal. yr. BP, 烧失量迅速增加之后开始波动降低, 直至 4000 cal. yr. BP 又重新开始波动增加。磁化率变化范围为  $1-22 \times 10^{-5}$  SI, 平均值为  $6.15 \times 10^{-5}$  SI, 除 14000 至 9000 cal. yr. BP 期间 MS 处于低值阶段之外, MS 均表现为较为明显的波动变化(图 4)。

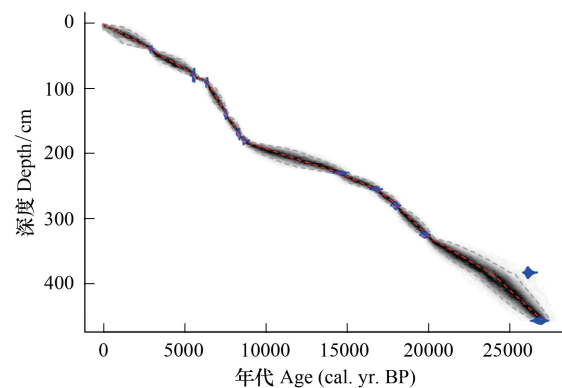


图 2 异龙湖岩芯深度-年代模型

Fig.2 Chronology model of Yilong Lake

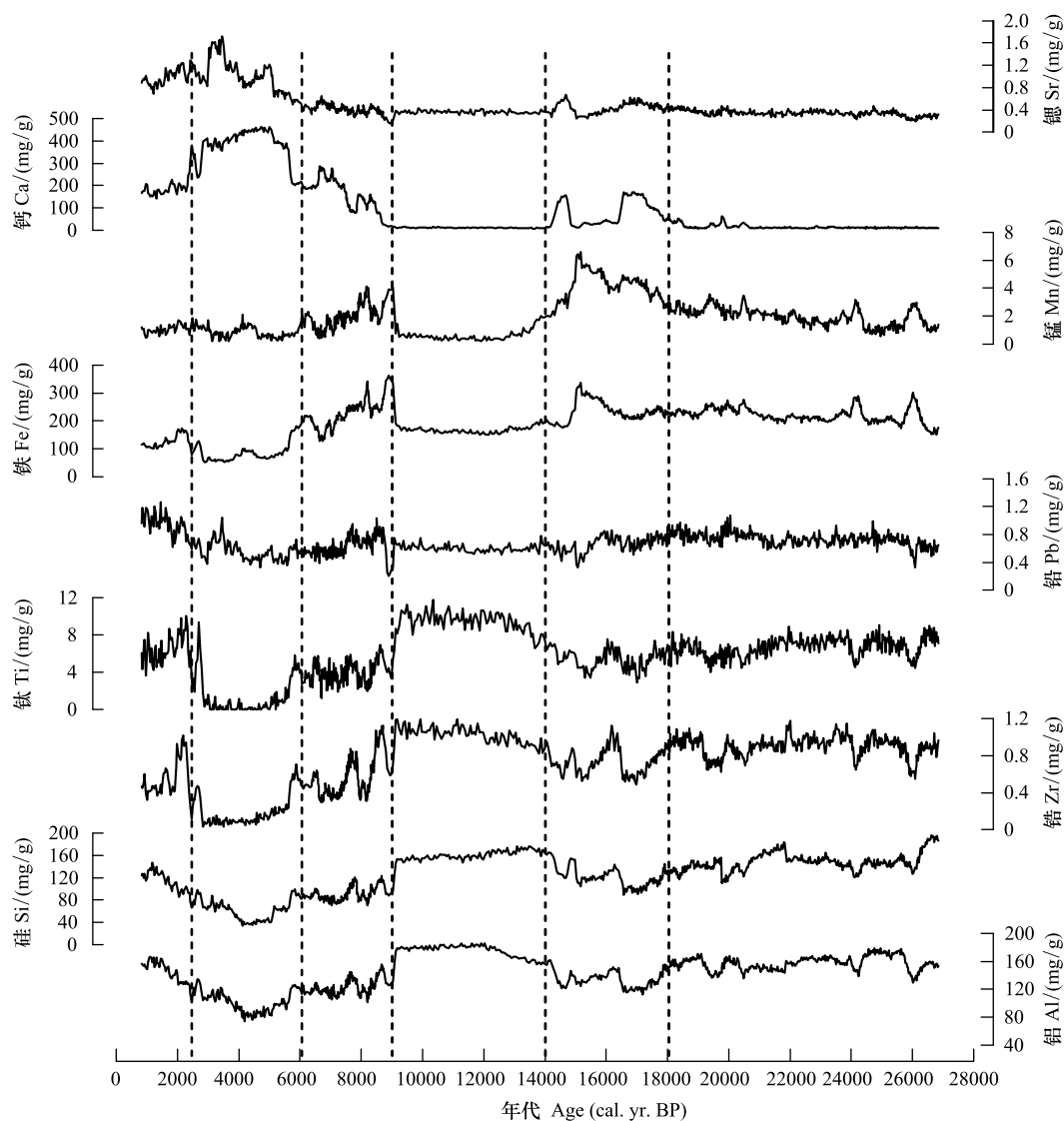


图 3 异龙湖岩芯部分元素变化

Fig.3 Variations of selected elements of the core sediment from Yilong Lake

表 2 元素因子分析结果

Table 2 Component matrix of the selected elements

元素 Elements	因子 1 Factor 1	因子 2 Factor 2	因子 3 Factor 3	元素 Elements	因子 1 Factor 1	因子 2 Factor 2	因子 3 Factor 3
铝 Al	0.929	0.259	0.067	锶 Sr	-0.708	0.408	0.456
硅 Si	0.909	0.107	0.010	铁 Fe	0.534	-0.785	-0.123
钛 Ti	0.900	0.223	-0.002	锰 Mn	0.096	-0.919	0.056
锌 Zn	0.887	-0.034	0.178	铅 Pb	0.351	-0.063	0.771
钾 K	0.839	0.292	-0.166	铜 Cu	0.339	-0.031	0.754
磷 P	0.645	0.461	-0.291	方差贡献率 Variance explained/%	56.000	16.249	11.842
锆 Zr	0.957	0.000	-0.001	累计方差贡献 Cumulative of variance explained/%	56.000	72.250	84.092
钙 Ca	-0.961	0.231	0.046				

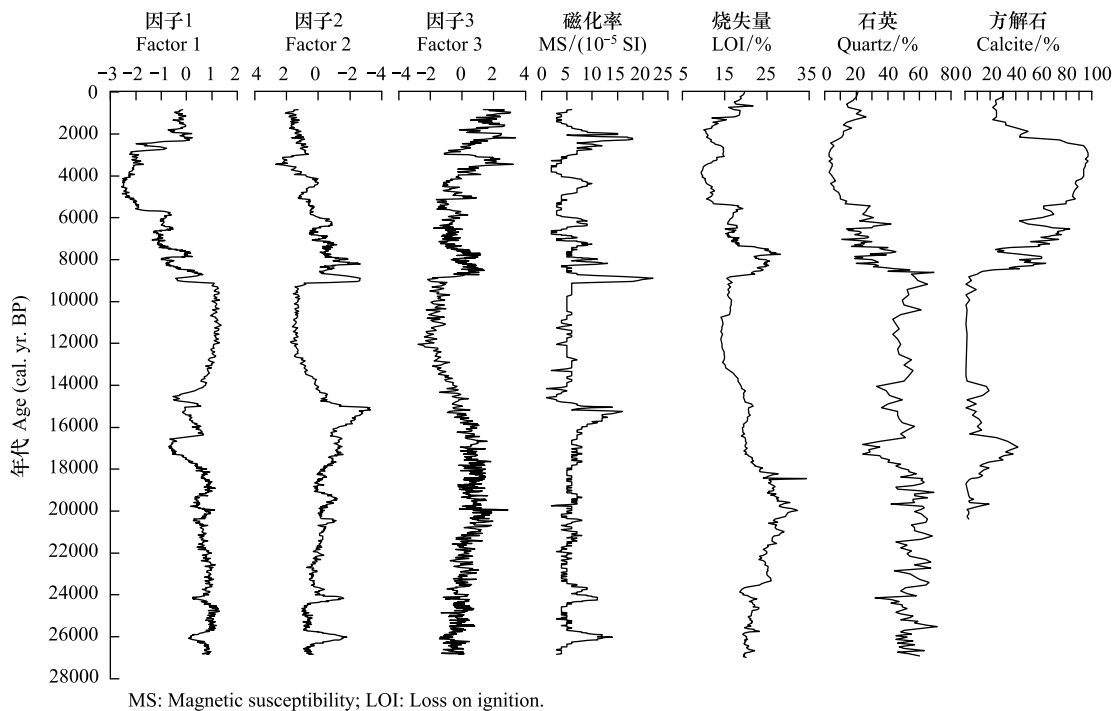


图4 因子得分曲线及其他沉积指标变化

Fig.4 Curves of principal component factors and proxies variations in the core sediment of Yilong Lake

XRD 矿物衍射分析结果显示,异龙湖沉积岩芯中主要矿物组分为石英和方解石,剖面平均含量分别为 39.7%和 27.3%,此外还有白云母、磁铁矿、菱锰矿,以及少量的文石、白云石和斜绿泥石等矿物。矿物组合中变化最为显著的是方解石和石英反相位变化,且石英和 Al 和 Si 等元素变化基本一致,而方解石和 Ca 元素同步变化。

## 4 讨论

### 4.1 年代学不确定性

湖泊沉积物 AMS  $^{14}\text{C}$  受到碳库效应以及测量误差的影响,不同测年物质得到的 AMS  $^{14}\text{C}$  年龄的精度和准确性具有较大差异<sup>[17-18]</sup>。在云南高原湖泊中,沉积物 AMS  $^{14}\text{C}$  年代也存在较为明显的碳库效应。为了解决沉积物碳库效应,常采用的方法包括表层沉积物年代校正<sup>[17]</sup>,或者用陆生植物残体或者碳屑来进行 AMS  $^{14}\text{C}$  测试<sup>[19-20]</sup>。陈思思等<sup>[10, 21]</sup>对异龙湖 35 cm 长的短岩芯(23°39'53"N, 102°36'15"E)进行了放射性 $^{210}\text{Pb}$ 和 $^{137}\text{Cs}$ 测试,结果显示在 20 cm 深度存在沉积速率突变的现象。从此次研究所采用的异龙湖长岩芯岩性变化来看,43 cm 以上存在非常丰富的底栖生物壳体,表明沉积环境与下部存在明显的差异,可能与近代人类活动的强烈干扰有关<sup>[9]</sup>。此外,前人针对区域内的杞麓湖和星云湖研究表明,在过去 8500 年间的湖相沉积物存在 960—2200 年的碳库效应<sup>[22]</sup>。基于此,我们对异龙湖表层沉积物进行了 AMS  $^{14}\text{C}$  分析,结果显示为现代碳样品,无碳库现象。在异龙湖沉积序列不同深度,我们采用不同的沉积材料进行分析,碳屑、植物残体的测试结果也与全有机质结果较为一致(表 1)。综合目前结果并不支持异龙湖沉积岩芯碳库效应的存在,可能指示了异龙湖沉积较区域其他湖泊具有一定的特殊性。但是碳库效应会随着沉积环境的变化而改变,本文采用的年代学模型可能存在一定的不确定性。考虑到岩芯上部 43 cm 的沉积环境可能发生了较大变化,所以本文讨论中将不涉及 3000 年以来的时间范围。我们也将进一步利用其他独立的定年手段来对年代学模型进行验证和提高。

## 4.2 元素地球化学数据分析

湖泊沉积过程是一个长期而复杂的过程,受到气候、流域性质、径流输入以及水体物理、化学和生物环境等多种过程的控制,因此沉积物地球化学元素也受到多种因素的影响。湖泊沉积物中的元素主要来自于湖泊流域以及湖泊水体内生沉淀,因此元素的组成直接取决于物源变化<sup>[23]</sup>。因子分析为复杂的地球化学数据分析提供了一个有效手段,以区分不同元素的组合特征及其可能来源。

由表 2 可见,F1 因子的方差贡献率达到了 56%,是异龙湖岩芯沉积物中的元素变化的主要组分。F1 因子正载荷包括 Al、Si、Ti、K、P、Zr、Zn 和 Fe 元素,而负载荷则为 Ca 和 Sr 元素。沉积物外源输入主要是流域岩石风化作用与土壤侵蚀作用带来的颗粒态碎屑组分,以 Al、K、Si、Ti 等元素为主。在地球化学研究中,这些元素主要被认为来自于土壤母质或者基岩的铝硅酸盐,也常用来指示流域输入的参比元素<sup>[24]</sup>。由于气候条件是控制流域化学风化的基本要素,降水是控制化学风化以及驱动土壤侵蚀输入不可缺少的条件,因此,沉积物中 Al、Ti 等元素的含量变化可以指示流域降水量的多少,在一定程度上反映了区域气候的干湿状况。Ca 和 Sr 元素在碳酸盐沉淀尤其是生物壳体形成过程中富集<sup>[25]</sup>,反映了异龙湖中的碳酸盐类化学沉积物的含量变化。湖泊自生碳酸盐主要受到气候变化和浮游生物活动的影响,一方面气温升高或者水体蒸发加强会破坏湖泊的水热平衡引起化学沉淀,另一方面湖泊浮游生物繁盛对水体中的 CO<sub>2</sub> 消耗也会引起碳酸盐类沉淀。异龙湖岩芯沉积物有机质含量和碳酸盐含量显著负相关( $r=-0.7, P<0.001$ ),与前人的研究结果一致<sup>[21]</sup>,说明影响异龙湖碳酸盐含量变化的主要原因是物理化学因素,即温度或者水体蒸发强度变化。因此,我们认为 F1 因子的正载荷代表了流域物质输入的变化,指示了流域降水量增加,而负载荷代表了湖泊自生碳酸盐沉积过程,指示了温度增加或者水体蒸发加强。

F2 因子的方差贡献率为 16.2%,主要负载荷为 Fe 和 Mn 元素。湖泊沉积物中 Fe 和 Mn 的含量及其比值能够反映湖泊的氧化还原状态,在还原条件下,Fe 和 Mn 常被溶解,而在氧化条件下,Fe 和 Mn 则被氧化为不可溶的氧化物而保存于沉积物中<sup>[26]</sup>。F3 因子的方差贡献率为 11.8%,主要正载荷为 Pb 和 Cu。湖泊沉积物中的 Pb 和 Cu 主要来自于流域侵蚀输入,但是人类活动出现后的金属冶炼活动,也会导致湖泊沉积物 Pb 和 Cu 的逐渐累积<sup>[27-28]</sup>。因此,F2 因子与湖泊水体的氧化还原状态有关,而 F3 因子可能在一定程度上指示了人类活动导致的重金属累积。

## 4.3 异龙湖地球化学指标的气候指示意义

云南地处低纬度,受亚热带高原季风气候影响显著,表现出明显的干湿季节变化特征,近年来季风降水异常引起的极端气候事件常有报导。与气候变化相对应,云南湖泊水位呈现较大波动,年内变化甚至可达 1 m。异龙湖是典型的高原浅水湖泊,其沉积物对气候变化和水化学条件改变的响应十分敏感,同时作为一个受到人类活动强烈干扰的湖泊,对人类活动的影响也有响应,同样,其岩芯地球化学组成也主要受到区域气候变化 F1、水体氧化还原条件 F2 以及近代人类活动 F3 的影响。图 4 展示了异龙湖因子得分情况以及其他代用指标变化序列,基于此我们对异龙湖沉积环境演化过程进行探讨。

AMS<sup>14</sup>C 测年结果显示异龙湖沉积岩芯底部沉积物沉积于 2.7 万年以前,属于极寒冷的 LGM 时期(26500—19000 cal. yr. BP)<sup>[3]</sup>。异龙湖沉积序列中 F1 因子得分在 27366—18000 cal. yr. BP 之间缓慢降低,而 F2 因子得分逐渐增加,岩芯中有机质含量逐渐增加,综合指示了 LGM 期间气温低、降水少的气候特征,这与亚洲夏季风气候变化一致<sup>[29]</sup>。降水减少导致流域物质输入量降低,表现为异龙湖岩芯中的侵蚀输入组分逐渐减少;同时干旱可能引起水位降低,水环境逐渐向氧化条件转变;虽然此时期降水逐渐减少,但是矿物组合仍以外源输入的石英为主。异龙湖地球化学记录与泸沽湖硅藻记录和星云湖孢粉记录较为一致<sup>[4, 6]</sup>,共同揭示了 LGM 期间冷干的气候特征。

在 17000—14500 cal. yr. BP 期间,异龙湖经历了显著的干旱气候。F1 因子得分降低表明外源物质输入量减少,湖泊处于氧化条件,碳酸盐阶段性析出。这一干旱化过程可能与亚洲夏季风突然减弱有关<sup>[29]</sup>。亚洲夏季风减弱,导致流域降水减少,湖泊水位显著降低。此阶段对应于北半球 H1 冰伐碎屑事件<sup>[30]</sup>,亚洲冬季风

强度开始加强<sup>[31]</sup>,北半球冬季粉尘活动加剧,异龙湖沉积物中的磁化率表现出高值。但是值得指出的是,此阶段与前一阶段类似,有机质含量处于全剖面最高值,有可能指示了寒冷气候条件下有机质的分解速率较低或者浅水湖泊的季节性沼泽化现象,依然需要进行更多指标的验证。

在 14500—9000 cal. yr. BP 期间,异龙湖沉积序列中的 F1 因子得分显著增加,同时 F2 因子得分显著降低,指示了区域气候更加湿润。从 14500 cal. yr. BP 开始,异龙湖流域降水丰沛,流域物质输入增加表现为 Al、Si、Ti、P 等元素含量的增加,同时期水位显著升高,湖泊处于还原状态,表现为沉积物中的 Fe、Mn 含量显著降低。这一过程与亚洲夏季风强度增加一致<sup>[32]</sup>,更与区域高湖面记录基本吻合,如滇池高湖面阶段发生在 14000—9000 cal. yr. BP 期间<sup>[8]</sup>。此阶段仍属于冰消期末段,全球温度开始不稳定回升,但气候变率较大,对应异龙湖流域生产力低,沉积物中的有机质含量较低。此外,异龙湖沉积记录中没有新仙女木事件(YD)的信号,这可能与代用指标对气候变化的敏感性有关,或者是因为 YD 事件的信号在热带和亚热带湖泊中不明显<sup>[33]</sup>。此阶段的末期,对应于全新世早期(11000—8200 cal. yr. BP),气候依然存在较大的变率,北半球高纬度气候寒冷而多变<sup>[34]</sup>。

9000—6000 cal. yr. BP 期间,异龙湖沉积物中 F1 因子得分迅速降低,指示了区域温度增加的同时流域干旱化加剧,可能对应于全新世大暖期(全新世适宜期)<sup>[35]</sup>。施雅风提出中国全新世大暖期存在于 8500—3000 cal. yr. BP<sup>[36]</sup>,但是在不同的地区发生的时间存在显著差异<sup>[19, 36-37]</sup>。在西南地区,天才湖孢粉记录显示全新世适宜期发生于 10000—6000 cal. yr. BP<sup>[7]</sup>,腾冲青海湖花粉证据显示全新世大暖期发生于 83000—4600 cal. yr. BP<sup>[20]</sup>,均表现为高温高湿的气候特征。此阶段区域重建结果显示亚洲夏季风强盛<sup>[32]</sup>,降水丰沛,引起异龙湖沉积环境变化的主要原因应是全新世大暖期温度的上升。温度和湿度的配置变化也揭示了此阶段与 LGM 期间沉积环境显著差异的原因。全新世大暖期期间,我国的平均温度增加了大约 2℃<sup>[35]</sup>。异龙湖为典型的高原浅水湖泊,对环境变化尤其是温度变化的响应十分敏感<sup>[21]</sup>。增温加剧了水面蒸发作用,引起水体浓缩,进而打破了水化学平衡,导致碳酸盐类沉积物大量沉淀。同时在高温高湿的环境下,流域初级生产力较高,沉积物中有机质的含量显著高于前一阶段。

6000—3000 cal. yr. BP 期间,异龙湖沉积序列中 F1 因子得分显著降低,方解石含量达到剖面最大值,指示湖水进一步浓缩,同时有机质含量进一步降低,可能共同指示了温度的降低和降水的减少。6000 cal. yr. BP 以后,亚洲夏季风开始减弱<sup>[32]</sup>,对应区域降水开始减少,外源物质输入减少,表现为沉积物中 F1 因子正载荷元素含量的降低。此时期全新世温度虽然逐渐降低,但处于较高的阶段<sup>[35, 38]</sup>,湖水蒸发作用依然较强势,导致沉积物中蒸发岩类矿物的富集,方解石大量沉淀。此时的有机质含量低可能是碳酸盐类矿物的稀释作用。

异龙湖元素地球化学记录的环境演变与区域气候环境变化具有一致性,尤其是在冰消期表现出和季风降水强度之间具有很好的相关性。但是本文讨论的气候演变过程受限于年代学以及代用指标的气候敏感性和有效性,仍具有一定的不确定性。

## 5 结论

通过对云南异龙湖 4.56 m 沉积岩芯进行 XRF 扫描分析,获得了高分辨率的元素扫描数据,结合 13 个 AMS <sup>14</sup>C 测年结果以及其他代用指标,对 LGM 以来的异龙湖沉积环境演化进行了研究。对含量较高的 Al、Ca、Cu、Fe、K、Mn、P、Pb、Si、Sr、Ti、Zn、Zr 等元素进行因子分析,提取了三个主要因子,其中 F1 因子揭示了沉积地球化学元素的来源,其正载荷代表了流域外源物质输入加强,而负载荷则指示了湖泊自生碳酸盐沉淀的增加,F2 因子指示了湖泊氧化还原状态,F3 因子可能与人类活动有关。基于此,对异龙湖沉积环境演化过程进行探讨:在 27366—17000 cal. yr. BP 期间,对应于末次冰期冰盛期冷干的气候;在 17000—14500 cal. yr. BP 期间,异龙湖经历了显著的干旱气候,可能与亚洲夏季风突然减弱有关;在 14500—9000 cal. yr. BP,异龙湖经历了显著的高湖面阶段,与滇池高水位线基本一致,流域降水丰沛,流域物质输入增加;9000—6000 cal. yr.



BP 期间,区域温度增加同时流域干旱化加剧,此阶段与西南地区全新世大暖期(全新世适宜期)相对应;6000 cal. yr. BP 以后区域降水开始减少,外源物质输入锐减,湖水进一步浓缩,碳酸盐类沉积物开始大量沉淀。

#### 参考文献 (References):

- [ 1 ] 张振克, 王苏民. 中国湖泊沉积记录的环境演变: 研究进展与展望. 地球科学进展, 1999, 14(4): 417-422.
- [ 2 ] 沈吉. 湖泊沉积研究的历史进展与展望. 湖泊科学, 2009, 21(3): 307-313.
- [ 3 ] 王绍武, 闻新宇. 末次冰期冰盛期. 气候变化研究进展, 2011, 7(5): 381-382.
- [ 4 ] 王倩. 盛冰期以来云南泸沽湖生态环境演化及其对西南季风气候的响应[D]. 北京: 中国科学院大学, 2012.
- [ 5 ] 羊向东, 王苏民, 童国榜, 吴敬禄, 蒋雪中. 云南鹤庆古湖晚更新世的孢粉记录及其古气候学意义. 第四纪研究, 1998, 18(4): 335-343.
- [ 6 ] 纪明. 滇中星云湖记录的 52ka 以来植被演替与古气候变迁[D]. 北京: 中国科学院大学, 2013.
- [ 7 ] Xiao X Y, Haberle S G, Yang X D, Shen J, Han Y, Wang S M. New evidence on deglacial climatic variability from an alpine lacustrine record in northwestern Yunnan Province, southwestern China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2014, 406: 9-21.
- [ 8 ] Sun X J, Wu Y S, Qiao Y L, Walker D. Late pleistocene and holocene vegetation history at Kunming, Yunnan Province, southwest China. *Journal of Biogeography*, 1986, 13(5): 441-476.
- [ 9 ] 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998.
- [ 10 ] 陈思思. 异龙湖湖泊沉积对流域气候及人类活动的响应[D]. 昆明: 云南师范大学, 2015.
- [ 11 ] 成艾颖, 余俊清, 张丽莎, 高春亮. XRF 岩芯扫描分析方法及其在湖泊沉积研究中的应用. 盐湖研究, 2010, 18(2): 7-13.
- [ 12 ] 刘晓海, 宁平, 张军莉, 陈建国, 杨逢乐, 张秀敏. 围湖造田和退田还湖对异龙湖的影响. 昆明理工大学学报: 理工版, 2006, 31(5): 78-81, 94-94.
- [ 13 ] 蒋志文, 吴遇安, 宋学良, Whitmore T J, Brenner M, Curtis J H, Moore A M, Engstrom D R. 云南湖泊的水质及沉积物地球化学. 云南地质, 1997, 16(2): 115-128.
- [ 14 ] Reimer P J, Bard E, Bayliss A, Beck W J, Blackwell P G, Bronk Ramsey C, Buck C E, Cheng H, Edwards R L, Friedrich M, Grootes P M, Guilderson T P, Haflidason H, Hajdas I, Hatté C, Heaton T I, Hoffmann D L, Hogg A G, Hughen K A, Kaiser K F, Kromer B, Manning S W, Niu M, Reimer R W, Richards D A, Scott E M, Southon J R, Staff R A, Turney C S M, Van Der Plicht J. IntCal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 2013, 55(4): 1869-1887.
- [ 15 ] Stuiver M, Reimer P J. Extended  $^{14}\text{C}$  data base and revised CALIB 3.0  $^{14}\text{C}$  age calibration program. *Radiocarbon*, 1993, 35(1): 215-230.
- [ 16 ] Blaauw M, Christen J A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 2011, 6(3): 457-474.
- [ 17 ] Mischke S, Weynell M, Zhang C J, Wiechert U. Spatial variability of  $^{14}\text{C}$  reservoir effects in Tibetan Plateau lakes. *Quaternary International*, 2013, 313-314: 147-155.
- [ 18 ] 汪勇, 沈吉, 刘兴起, 王苏民, 张恩楼. 青海湖全新世硬水效应随时间变化性及其对沉积物 $^{14}\text{C}$  年龄的校正. 湖泊科学, 2010, 22(3): 458-464.
- [ 19 ] Zhang E L, Wang Y B, Sun W W, Shen J. Holocene Asian monsoon evolution revealed by a pollen record from an alpine lake on the southeastern margin of the Qinghai - Tibetan Plateau, China. *Climate of the Past*, 2016, 12(2): 415-427.
- [ 20 ] Yang Y P, Zhang H C, Chang F Q, Meng H W, Pan A D, Zheng Z, Xiang R. Vegetation and climate history inferred from a Qinghai Crater Lake pollen record from Tengchong, southwestern China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2016, 461: 1-11.
- [ 21 ] 陈思思, 张虎才, 常凤琴, 吴汉, 卢慧斌, 刘东升. 异龙湖湖泊沉积对流域人类活动的响应. 山地学报, 2016, 34(3): 274-281.
- [ 22 ] Zhou A F, He Y X, Wu D, Zhang X N, Zhang C, Liu Z H, Yu J Q. Changes in the radiocarbon reservoir age in Lake Xingyun, southwestern China during the Holocene. *PLoS One*, 2015, 10(3): e0121532.
- [ 23 ] Boyle J F. Inorganic geochemical methods in palaeolimnology//Last W M, Smol J P, eds. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 2: Physical and Geochemical Methods*. Dordrecht: Springer, 2002: 83-141.
- [ 24 ] Covelli S, Fontolan G. Application of a normalization procedure in determining regional geochemical baselines. *Environmental Geology*, 1997, 30(1/2): 34-45.
- [ 25 ] Jin Z D, An Z S, Yu J M, Li F C, Zhang F. Lake Qinghai sediment geochemistry linked to hydroclimate variability since the last glacial. *Quaternary Science Reviews*, 2015, 122: 63-73.
- [ 26 ] 沈吉, 薛滨, 吴敬禄, 吴艳宏, 刘兴起, 羊向东, 刘健, 王苏民. 湖泊沉积与环境演化. 北京: 科学出版社, 2010.
- [ 27 ] Shen J, Yang L Y, Yang X D, Matsumoto R, Tong G B, Zhu Y X, Zhang Z K, Wang S M. Lake sediment records on climate change and human activities since the Holocene in Erhai catchment, Yunnan Province, China. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2005, 48(3): 353-363.

- [28] Hillman A L, Abbott M B, Yu J Q, Bain D J, Chiou-Peng T. Environmental legacy of copper metallurgy and Mongol silver smelting recorded in Yunnan Lake sediments. *Environmental Science & Technology*, 2015, 49(6): 3349-3357.
- [29] Wang Y J, Cheng H, Edwards R, An Z S, Wu J Y, Shen C C, Dorale J A. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 2001, 294(5550): 2345-2348.
- [30] 王绍武. D/O 循环与 H 事件. *气候变化研究进展*, 2011, 7(6): 458-460.
- [31] Chu G Q, Sun Q, Zhu Q Z, Shan Y B, Shang W Y, Ling Y, Su Y L, Xie M M, Wang X S, Liu J Q. The role of the Asian winter monsoon in the rapid propagation of abrupt climate changes during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 2017, 177: 120-129.
- [32] Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, Yuan D X, Cai Y J, Zhang M L, Lin Y S, Qing J M, An Z S, Revenaugh J. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 233(1/2): 71-86.
- [33] Singer C, Shulmeister J, McLea B. Evidence against a significant younger dryas cooling event in new zealand. *Science*, 1998, 281(5378): 812-814.
- [34] 王绍武. 早全新世气候振荡. *气候变化研究进展*, 2009, 5(3): 185-186.
- [35] 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 唐领余, 王富葆, 姚檀栋, 赵希涛, 张丕远, 施少华. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件. *中国科学 B 辑*, 1992, (12): 1300-1308.
- [36] Zhou W J, Yu X F, Jull A J T, Burr G, Xiao J Y, Lu X F, Xian F. High-resolution evidence from southern China of an early holocene optimum and a mid-Holocene dry event during the Past 18,000 Years. *Quaternary Research*, 2004, 62(1): 39-48.
- [37] Zhao J J, An C B, Huang Y S, Morrill C, Chen F H. Contrasting early Holocene temperature variations between monsoonal East Asia and westerly dominated Central Asia. *Quaternary Science Reviews*, 2017, 178: 14-23.
- [38] 王绍武. 全新世大暖期. *气候变化研究进展*, 2011, 7(5): 383-384.