

太白山西佛爷池沉积物有机碳、氮同位素记录的过去 1800 多年的气候-环境变化

高艺坤 王红亚[†] 程颖 刘鸿雁 朱晨怡

地表过程与模拟教育部重点实验室, 北京大学城市与环境学院, 北京 100871; [†] 通信作者, E-mail: why@urban.pku.edu.cn

摘要 在秦岭主峰太白山南坡的冰蚀湖西佛爷池中取得一个深 50 cm 的沉积物柱芯(XFYC12-2)。对 XFYC12-2 的样品做加速器质谱(AMS) ¹⁴C 测年和有机碳、氮稳定同位素分析, 并据此重建这一高山湖泊周边过去 1800 多年的气候-环境变化。结果表明: 1811~1380 (或 1440) aBP 偏冷干; 1380 (或 1440)~840 aBP 温暖湿润, 这一阶段可能与中世纪暖期相当; 840~460 (或 520) aBP 转为寒冷干旱, 这一阶段或许相当于小冰期; 460 (或 520)~100 aBP 又趋暖湿。上述气候-环境变化过程与太白山南坡高海拔地段另外两个湖附近的变化过程、中国东部地区的总体变化趋势及 4 个代表性地点的变化过程相似。

关键词 太白山; 西佛爷池; 碳、氮稳定同位素; 气候-环境变化

中图分类号 P531

Climatic and Environmental Changes in More Than the Past 1800 Years as Recorded by Isotopic Carbon and Nitrogen in Organic Matter of Sediments from Western Foye Chi (Buddha Pond) on Taibai Mountain

GAO Yishen, WANG Hongya[†], CHENG Ying, LIU Hongyan, ZHU Chenyi

Key Laboratory for Earth Surface Processes (MOE), School of Urban and Environmental Sciences, Peking University, Beijing 100871;

[†] Corresponding author, E-mail: why@urban.pku.edu.cn

Abstract A 50-cm core (hereafter referred to as “XFYC12-2”) was retrieved from western Foye Chi (Buddha Pond), a glacier-scour lake on southern slope of Taibai Mountain that is the main massif and peak of Qinling Mountain Range. Accelerator mass spectrometry (AMS) ¹⁴C dating and analyses of isotopic carbon and nitrogen of organic matter were performed on samples from XFYC12-2. Climatic and environmental changes occurring around this alpine during over the past ~1800 years were therefore reconstructed. Climatic and environmental conditions were still fairly cool and arid during 1811–1380 (or 1440) aBP. In 1380 (or 1440)–840 aBP, the climate and environment were warm and humid. This episode is probably corresponding to Medieval Warm Period (MWP). Climatic and environmental conditions deteriorated subsequently and were thus cold and dry over the period of 840–460 (or 520) aBP. This phase may correspond to Little Ice Age (LIA). Climatic and environmental conditions have turned to be warm and wet again during 460 (or 520)–100 aBP. The aforementioned process of climatic and environmental changes appears quite similar to what was reconstructed around another two lakes at the high altitudes of Taibai Mountain, what was generalized for eastern China and what was identified at another four study areas in eastern China.

Key words Taibai Mountain; western Foye Chi (Buddha Pond); carbon and nitrogen isotopes of organic matter; climatic and environmental changes

秦岭山脉的主峰太白山(107°19′—107°53′E, 33°40′—34°10′N; 3767.2 m)是中国大陆东部地区(105°E 以东)最高山峰(图 1)。在末次冰期, 太白山高海拔地段曾有冰川发育^[1-3]。全新世以来, 气候转暖后, 冰川消融, 在冰蚀洼地中或冰碛垄环绕处形成若干湖泊和沼泽^[2], 是中国大陆东部唯一的一组分布在海拔 3000 m 以上的高山和亚高山湖沼。由于所处海拔较高, 这些湖沼中的沉积物较少受到人类活动的扰动, 因此这些沉积物或能提供较为详尽可靠的全新世, 特别是晚全新世的气候-环境变化记录。在过去的几十年间, 已有一些太白山湖泊沉积物代用指标分析和测试结果发表, 揭示了这一高海拔地段全新世气候-环境变化过程^[4-10]。

佛爷池(3410 m)是这些湖沼中唯一一个处在现代林线附近的湖盆, 因而在太白山全新世气候-环境变化研究中备受关注。佛爷池为一冰蚀洼地, 一个凸起的基岩残体将其分隔成东、西两部分, 通常分别称为“东佛爷池”和“西佛爷池”(图 2)。张彩娜等^[8]对从位于东佛爷池、深度为 70 cm 的沉积物剖面(FYC07-1)取得的样品做了加速器质谱(AMS) ¹⁴C 测年、总有机碳含量(TOC)和碳氮比(C/N)分析、低频磁化率和非滞后性剩磁测试、粒度和孢粉分析等, 并由此重建了太白山高山带距今 5520 年以来的气候-环境变化。

过去 2000 年间发生的气候-环境变化是过去全球变化(Past Global Changes, PAGES)研究的重点之一, 与人类社会的关系更为密切, 研究结果对预测未来的气候-环境变化具有更直接的启示意义^[11-16]。然而, FYC07-1 剖面的表层部分(0~9 cm)缺失, 上部(9~27.5 cm, <2000 aBP)仅有一个测年数据, 9~13 cm 间仅取得 1 个样品^[8], 因此, 其分析和测试结果不能够详尽地反映过去 2000 年间的气候-环境变化。

湖泊沉积物的有机碳、氮稳定同位素变化可能指示流域内的植被种类、湖水硬度、大气中的 CO₂ 和湖水中 HCO₃⁻供给水生生物的碳的比例以及湖泊初级生产力等的变化, 因而能够反映古气候-古环境的变化。与湖泊沉积物的一些代用指标相比, 有机碳、氮稳定同位素在古气候-古环境重建中有独特的优势^[17]。湖泊沉积物或含有内生或成岩磁性矿物, 故利用低频磁化率等磁学参数重建的古气候-古环境有可能在一定程度上失真。孢粉、硅藻等在湖泊沉积物中的保存需要一定的条件, 有时难以完

好地保存, 致使其对古气候-古环境的记录分辨率低, 甚至不连续。有机碳、氮稳定同位素方法则较少受到上述制约, 越来越普遍地用于全新世气候-环境变化研究^[18-19]。

我们在西佛爷池取得一个完整的沉积物柱芯, 对这一柱芯做高分辨率取样, 对样品进行 AMS ¹⁴C 测年和有机碳、氮稳定同位素分析, 重建太白山高海拔地段过去 1800 多年以来的气候-环境变化。

1 研究区概况

秦岭为中国南方亚热带气候和北方暖温带气候的过渡带, 也是中国南、北方的地理分界线(图 1)。太白山是秦岭的主峰和最高峰, 处在东亚季风的影响下。

太白山主体由燕山期酸性岩浆大规模入侵形成的花岗岩构成。在燕山运动期间及之前, 曾有多次构造变形和岩浆活动, 使古生代及更古老的地层发生不同程度的变质, 因此一些变质岩或受变质作用影响的岩石在这一山地也有出露^[20]。在海拔 800~1300 m 黄土覆盖的低山区, 出露花岗片麻岩; 在海拔 1300~3000 m 峰林发育的石质中山区, 出露片岩和片麻岩; 在海拔 3000~3767 m 冰川遗迹遍布的石质高山区, 出露片麻岩和花岗岩^[20-22]。

由于存在较大的海拔高差, 太白山气候的垂直分带明显。在北坡, 随着高度上升, 依次出现暖温带(<1300 m)、温带(1300~2600 m)、寒温带(2600~3350 m)和亚寒带(>3350 m)^[23]。年平均气温随着海拔的升高而降低。太白山南、北坡的气温递减率分别为 0.61°C/100 m 和 0.53°C/100 m^[24-26]。在太白山南坡, 2250 m 以下的年降水量随海拔升高而增加, 2250 m 以上的年降水随海拔升高而减少^[7,26]。除此之外, 植被也随着海拔高度的变化而发生变化, 呈现出明显的垂直分带性。在太白山南坡, 栎树林(780~2300 m)、桦树林(2300~2730 m)、冷杉林(2730~3200 m)和太白红杉林(3200~3400 m)依次出现。3400 m 以上, 植被为高山-亚高山灌丛或高山草甸^[7,26]。

佛爷池为太白山南坡的一个冰蚀洼地。全新世初期, 气候转暖, 太白山高海拔地段的冰川消融, 佛爷池积水成湖^[2]。正常年份湖水深 1~2 m, 湖水面积为 8000~12000 m²; 较干旱的年份湖水深度不足 1 m, 湖水面积仅 100~200 m²。湖水的平均 pH 值约为 5.89。西佛爷池大部分已干涸, 但湖底若干低洼

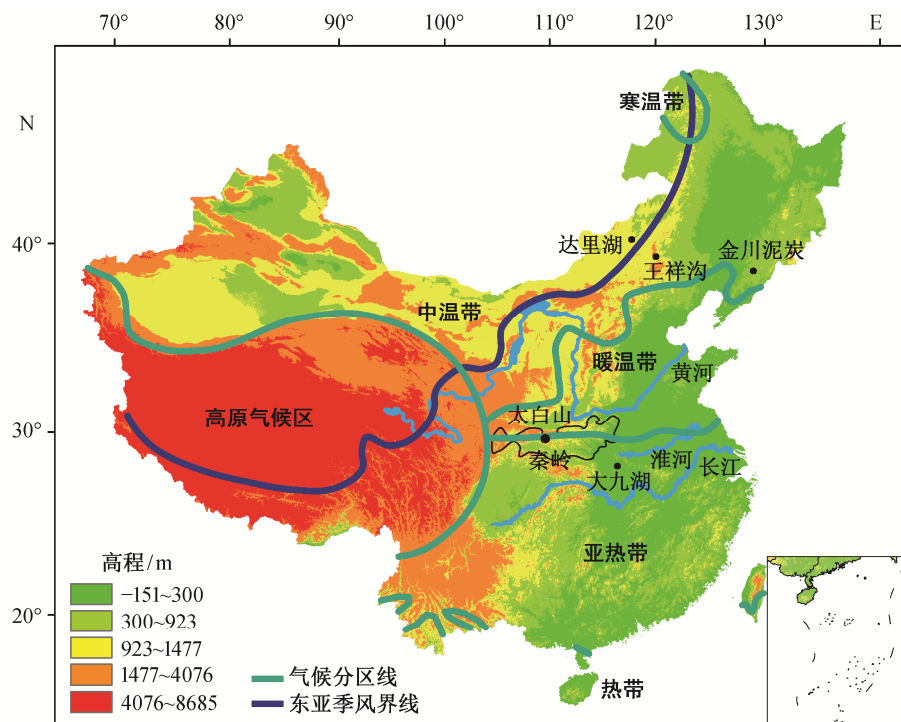
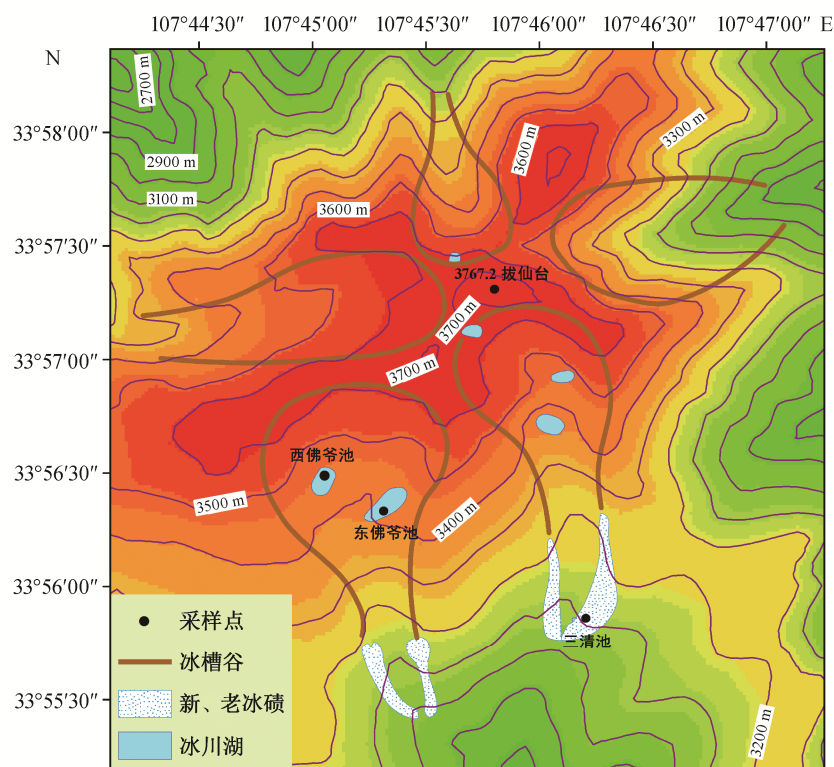


图 1 秦岭山脉、太白山以及文中提到的几个地点的位置

Fig. 1 Locations of Qinling Mountain Range, Taibai Mountain and several other places mentioned in the text



基于文献[1]中图 2 及本研究组 1997, 2007, 2012 年和 2013 年太白山野外调查和取样结果

图 2 东、西佛爷池和三清池在太白山南坡的位置

Fig. 2 Locations of western Foye Chi, eastern Foye Chi and Sanqing Chi on southern slope of Taibai Mountain

处仍然有积水(图 3)。佛爷池汇水流域的海拔高度为 3550~3600 m, 面积约为 4.87 km², 主要由花岗岩组成, 由其风化而形成的碎屑散布在流域内的坡地上。根据估算, 佛爷池的年均温约为-0.71℃, 年降水量约为 714 mm^[7]。这一湖泊汇水流域内的植被为高山-亚高山灌丛或高山草甸, 主要土壤为高山草甸土和亚高山草甸森林土。

2 研究方法

2.1 样品采集和预处理

2012 年 8 月, 使用俄罗斯钻在西佛爷池底一水洼(图 3)内取得长 50 cm 的沉积物柱芯(XFYC12-2), 取样点的地理坐标为 33°56'25.0"N, 107°45'20.7"E, 海拔高度为 3410 m。在现场, 对沉积物的岩性做了观察, 未发现沉积间断的迹象; 随后, 以 1 cm 的间隔对这一柱芯取样, 共得到 49 个样品, 用自封塑料袋分装。在室内将沉积物样品风干。

2.2 年龄测定

在北京大学考古文博学院加速器质谱实验室, 对深度分别为 22.5, 29.5 和 49.5 cm 的样品做 AMS ¹⁴C 年龄测定。在沉积物中, 没有发现适用于测年的植物残体。佛爷池及其流域处在花岗岩类地区, 无河流注入, 陆源“老碳”进入湖泊的机会相对较小, 沉积物中自生碳酸盐含量很低, 因此推测“碳库效应”的影响相对较小, 故用沉积物有机质测年。

对测年结果做了树轮校正。所用 ¹⁴C 的半衰期为 5568 年, “BP”为距 1950 AD 的年龄。树轮校正用的曲线为 IntCal04, 所用程序为 OxCal v3.10。

2.3 有机碳、氮稳定同位素分析

对 49 个样品做有机碳、氮稳定同位素分析。将风干后的样品置于玛瑙研钵中, 以不破坏样品的自然颗粒组成为限, 轻轻地研磨。将沉积物与浓度为 0.5 mol/L 的盐酸反应 6 小时以上, 以消除其中的无机碳, 用去离子水洗净过量盐酸, 随后将样品烘干。将烘干后的样品进一步粉碎, 使之至少能通过 60 目的筛子。用微量分析天平称取适量经过上述处理的样品, 上机进行分析。所用仪器为 Thermo finnigan MAT253 气体同位素比值质谱仪和 Thermo finnigan flashEA1112HT 元素分析仪。质谱仪的分析测量精度 E.P<0.04‰。δ¹³C (‰)相对于国际标准 V-PDB, δ¹⁵N (‰)相对于国际标准 N₂-Air。

2.4 孢粉分析

对深度分别为 10.5, 14.5, 19.5 和 31.5 cm 的样品做孢粉分析, 在北京大学地表过程分析与模拟教育部重点实验室完成。每个样品称重后加入石松孢子, 用常规酸碱处理方法和重液悬浮法对样品进行处理和孢粉提取^[27]。所得孢粉浓缩物用甘油封存, 制成临时装片。在 Leica 生物显微镜下进行孢粉鉴定和统计。每个样品统计孢粉 500 粒以上, 最后计算孢粉含量。



箭头所指为钻取沉积物柱芯(XFYC12-2)的水洼

图 3 西佛爷池及采样点

Fig. 3 Western Foye Chi and the sampling site

3 年代框架建立与分析结果

3.1 年代序列及沉积速率

测年结果表明,深度为 22.5、29.5 和 49.5 cm 处样品的 ^{14}C 年龄分别为 1515 ± 20 、 1560 ± 30 和 1900 ± 30 aBP (表 1)。对这 3 个 ^{14}C 年龄进行树轮校正,得到相应的树轮校正年龄分别为 1382、1455 和 1830 aBP (表 1)。由此可见,这一柱芯涵盖过去 1800 多年,且获得 3 个测年数据。从取自东佛爷池的 FYC07-1 大致相同时期的沉积物柱芯段,仅获得一个测年数据^[8]。因此,与 FYC07-1 相比,XFYC12-2 或能提供有关这一高海拔地段更为详尽的气候-环境变化信息。由这 3 个年代数据算得 49.5~29.5、29.5~22.5 和 22.5~0 cm 的平均堆积速率分别为 0.533、0.959 和 0.163 mm/a。沉积物粒度大小的变化(图 4)或许可以解释不同部分平均堆积速率的明显差别。48.5~25.0 cm (1811~1410 aBP),沉积物多为棕色细粉砂,颗粒明显比较粗。25.0~13.5 cm 的沉积物为黑色粗黏土;13.5~8.0 cm 和 1.5~0 cm 的沉积物均为灰色细黏土;仅 8.0~1.5 cm 的沉积物为细粉砂。因此,25.0~0 cm 的沉积物颗粒总体上较细。结合测年结果(表 1)可以看出,49.5~29.5 cm (1830~1455 aBP)和 29.5~22.5 cm (1455~1382 aBP)的平均堆积速率明显较快;22.5~0 cm (1382~0 aBP)的平均堆积速率明显偏慢。利用平均堆积速率,通过线性内插法获得其他深度的年龄,并将柱芯的深度换算成年龄(图 4)。

表 1 太白山西佛爷池沉积柱芯(XFYC12-2)测年结果
Table 1 Radiocarbon dating for XFYC12-2 from western Foye Chi, Taibai Mountain

实验室 编号	深度/cm	^{14}C 年龄 ($\pm 1\sigma$)/aBP	校正后		
			年龄/ aBP	年龄($\pm 1\sigma$)/ aBP	年龄($\pm 2\sigma$)/ aBP
BA150621	22.5	1510 \pm 20	1382	1368~1410	1346~1417
BA121206	29.5	1560 \pm 30	1455	1400~1520	1380~1530
BA121205	49.5	1900 \pm 30	1830	1820~1885	1730~1930

3.2 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$

$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在 -26‰ ~ -24.6‰ 之间波动,平均值为 -25.1‰ ; $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 在 1.9‰ ~ 3.5‰ 之间波动,平均值为 2.7‰ (图 4)。

在柱芯 XFYC12-2 底部, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 明显偏大;自 1500 aBP,特别是 1380 aBP 始, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 显著减小,故

1380~840 aBP 的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 明显偏小。此后, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 转为增大,故在 840~460 aBP, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 再度明显偏大。自 460 aBP 开始, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 又趋减小,故在 460~100 aBP, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 显著偏小(图 4)。

在柱芯 XFYC12-2 中, $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 的变化呈现与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 相反的趋势(图 4)。在一些层位上, $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 的变化较 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 相应的变化稍早。例如,约在 1440 aBP, $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 即开始增大,但迟至 1380 aBP, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 才开始减小。又如,约在 520 aBP, $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 便开始增大,但 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 迟至 460 aBP 才开始减小。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 变化的这一滞后现象的原因有待探究。

根据孢粉分析的结果,计算上述 4 个沉积物样品以栎、桦、榆等落叶阔叶树孢粉和松、云杉、冷杉等针叶树孢粉为主的“木本植物”孢粉(arboreal pollen, AP)与以草本植物孢粉为主的“非木本植物”孢粉(non-arboreal pollen, NAP)的比值(AP/NAP),结果见图 4。

4 讨论

4.1 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 的气候-环境指示意义

有多种解译湖泊沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 变化的模式^[18,28-30]。

当气候转为温暖湿润时,湖泊流域内的 C_4 植物减少, C_3 植物增多,沉积物的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 可能减小,因此湖泊沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 减小隐喻气候-环境趋于暖湿^[28]。反之,湖泊沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 增大可能是流域内 C_3 植物减少, C_4 植物增多,气候-环境转为寒冷干旱所致^[28]。在中国的高纬度和高海拔地区,一些湖泊沉积物的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 变化主要是由供给植物合成有机质的大气 CO_2 与湖水中 HCO_3^- 比例的波动造成的^[28]。当气候温暖时,湖水淡化,硬度降低,水中溶解的大气 CO_2 含量增大,造成湖泊生物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 降低,同时 C_3 植物也较繁盛,故沉积物的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 减小;当气候寒冷时, C_3 植物稀少,湖泊生产率较低, HCO_3^- 含量升高,致使沉积物的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 增大^[28]。西佛爷池及其流域位于太白山高海拔地段现今林线以上,流域内植被为高山-亚高山灌丛或高山草甸。本文论及的时段仅为过去 1800 多年,在这个较短的期间,流域内气候变化的幅度可能不足以使 C_4 和 C_3 植物的比例发生显著的变化,沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的变化更有可能主要是由供给植物合成有机质的大气 CO_2 与 HCO_3^- 比例变化造成的。因此,本文选择这种解译高纬度和高海拔湖泊沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 变化

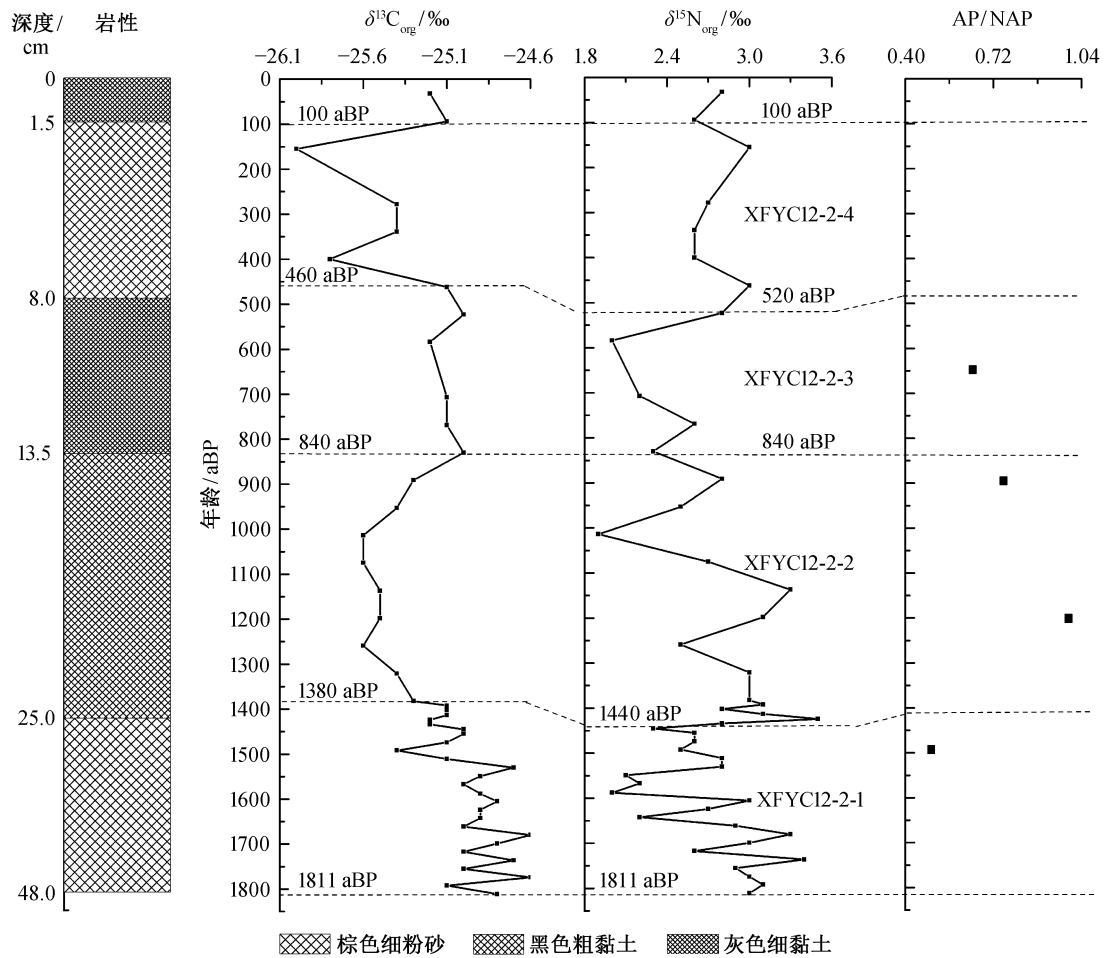


图 4 西佛爷池沉积物柱芯 XFYC12-2 有机碳、氮稳定同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$)及其岩性和几个层位的木本植物孢粉-非木本植物孢粉比(AP/NAP)

Fig. 4 Stable isotopic carbon and nitrogen ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$) of organic matter with lithology and ratios of arboreal pollen to non-arboreal pollen for several levels of XFYC12-2, a sediment core sampled from western Foye Chi

的模式^[28]。

有研究将湖泊沉积物 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 变化与湖泊初级生产力变化, 进而与气候-环境变化相联系^[29-31]。当气候-环境向温暖湿润变化时, 湖泊初级生产力提高, 沉积物的 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 增大; 当气候-环境转向寒冷干旱时, 湖泊初级生产力降低, 沉积物的 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 随之减小^[29-31]。本文选用这种解译柱芯 XFYC12-2 中 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 变化的模式。

在过去 1800 多年中, 当气候变得暖湿时, 原本主要生长在低海拔的落叶阔叶树和较低海拔的针叶树可能会出现在西佛爷池的流域内, 但气候改善的幅度可能不足以使这些木本植物广泛存在于这一高海拔流域内。然而, 落叶阔叶树和针叶树带有可能向高海拔移动, 距离西佛爷池更近, 这些木本植物的孢粉可能更容易被风搬运至这一湖盆内, 致使沉

积物中这些孢粉的含量增大。因此, 沉积物的 AP/NAP 增大, 可能表明气候-环境趋于暖湿。

4.2 气候-环境状况重建

根据柱芯 XFYC12-2 的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 变化情况, 并考虑岩性的变化, 将 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 明显偏大而 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 明显偏小的层位划为一段, 同时将 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 显著偏小而 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 显著偏大的层位划为一段。由此, 将柱芯 XFYC12-2 涵盖的 1800 多年划分为 5 个时段(图 4)。然而, 在此柱芯中, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 与 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 的变化并不完全同步, 故对某些时段而言, 在 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 与 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 中的界线会有细微的差别(约 60 年)。考虑到测年数据的有限性以及 AMS ^{14}C 测年方法的局限性, 所推导的这一柱芯上部或顶部的年代可能会有较大的误差, 加上在最新一段(<100 aBP)的沉积物中仅取得 2 个样品, 因此, 只对较早 4 个时段

$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 的变化情况做解译, 重建气候-环境状况。

1) 样品 XFYC12-2-1 (1811~1380 (或 1440) aBP)。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 较大, 表明 HCO_3^- 供给比例较大, CO_2 供给比例相对较小, 湖水的硬度较大。 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 虽有波动, 但总体上偏小, 表明湖泊初级生产力较低。AP/NAP 很低, 表明流域中木本植物很少, 针叶林及阔叶林带距这一流域很远。沉积物颗粒较粗, 或因流域内植被稀疏, 侵蚀强烈。从总体上看, 气候-环境偏寒冷干旱。

2) 样品 XFYC12-2-2 (1380 (或 1440)~840 aBP)。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 明显减小, $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 仍有波动, 但总体上比前一阶段增大, 表明湖水淡化, 硬度降低, 水中溶解的大气 CO_2 增多, 湖泊初级生产力显著提高。AP/NAP 显著增大, 表明木本植物在流域中有所增加, 或针叶林及阔叶林带上移, 距这一流域稍近。沉积物颗粒变细, 或因植被覆盖度增大, 侵蚀减弱。由此看来, 气候-环境明显改善, 变为温暖湿润。

3) 样品 XFYC12-2-3 (840~460 (或 520) aBP)。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 显著增大, $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 则较前一阶段减小。因此, 水中溶解大气 CO_2 减少, HCO_3^- 增多, 湖泊初级生产力有所降低。AP/NAP 有所减小, 但不明显。沉积物颗粒更细, 或许暗喻: 尽管流域内植被可能稀疏, 但因降水和地表径流极少, 侵蚀却更微弱。由此推测, 气候-环境明显恶化, 变为寒冷干旱。

4) 样品 XFYC12-2-4 (460 (或 520)~100 aBP)。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 再度明显减小, 表明湖水中溶解的 CO_2 再度增加。 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 相应地明显增大, 表明湖泊初级生产力显著提高。沉积物颗粒显著变粗, 或许暗喻: 尽管植被覆盖度可能有所增大, 但因降水和地表径流极为丰沛, 侵蚀作用明显增强。由此可见, 气候-环境再度明显改善, 变得非常暖湿。

4.3 与其他地点的对比

如前所述, 柱芯 XFYC12-2 的有机碳、氮稳定同位素变化揭示了过去 1800 多年间西佛爷池周边的气候-环境变化。我们将这一气候-环境变化记录与太白山另外两个地点(东佛爷池和三清池)的记录^[8,10]做对比, 考察它们相似或相异的程度(图 5)。东佛爷池与西佛爷池毗邻。三清池(3080 m; 33°55.845'N, 107°46.159'E)为一冰碛湖, 位于太白山南坡(图 2)。三清池及其汇水流域处在冷杉林带内。根据推算, 三清池所在海拔高度的年均温为 2°C, 年降水量为 750 mm^[10]。

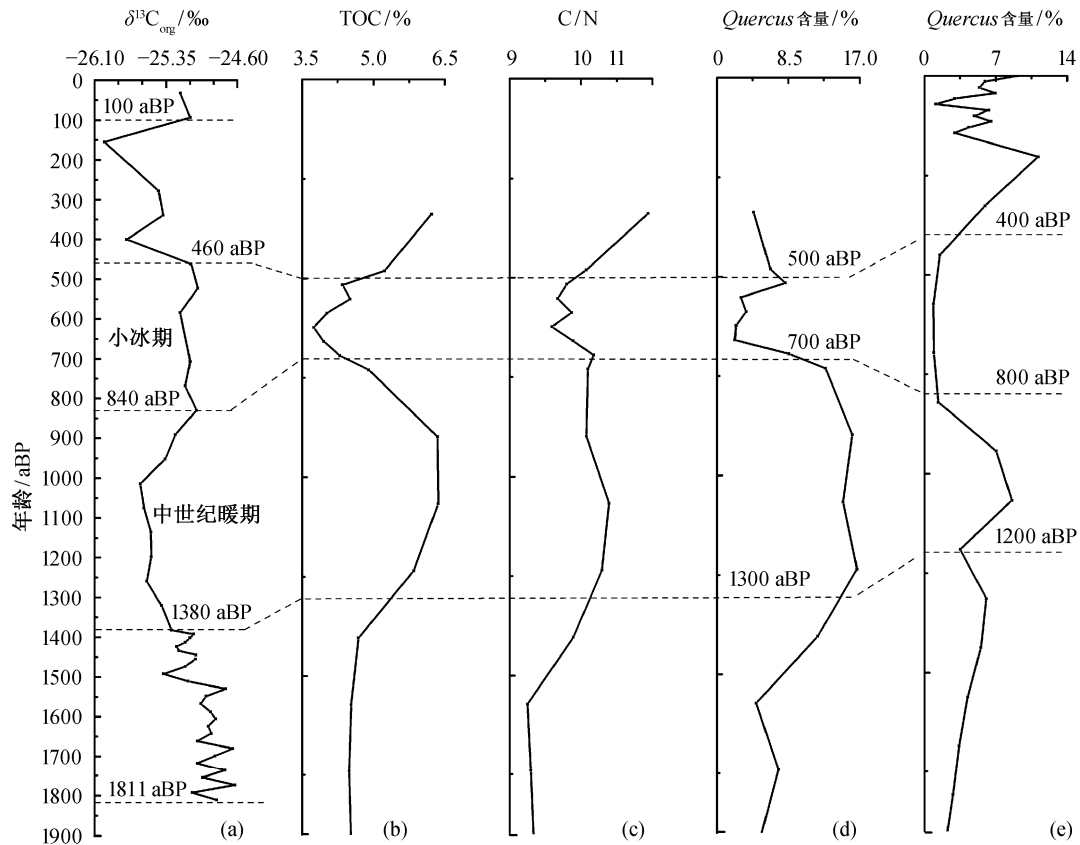
自 1380 aBP 起, 西佛爷池周边的气候-环境开始改善, 直至 840 aBP, 一直温暖湿润(图 5(a))。与之毗邻的东佛爷池自 1300 aBP 起, 沉积物的 TOC、C/N 和栎属孢粉含量开始升高(图 5(b)~(d)), 表明沉积物有机质含量升高, 陆源有机质的贡献增大, 东佛爷池周边的植被开始繁茂, 原本主要生长在低海拔地段(780~2300 m)的栎树开始出现在其汇水流域, 或栎林向高海拔移动, 距离东佛爷池更近。东佛爷池沉积物代用指标的上述变化印证了气候-环境转向暖湿的推测。在东佛爷池周边, 这种温暖湿润的气候-环境持续到 700 aBP(图 5(b)~(d))。

在三清池沉积物中, 约 1200 aBP 起, 栎属孢粉含量开始升高(图 5(e)), 表明栎树开始在其汇水流域出现并增多, 或栎林开始上移, 气候-环境开始改善。在三清池周边, 这种暖湿气候-环境一直持续到 800 aBP(图 5(e))。太白山高海拔地段这一明显暖湿的阶段可能与出现在中国许多地区的中世纪暖期(medieval warm period, MWP)^[32-33]相当(图 5)。自大约 840 aBP 起, 西佛爷池周边的气候-环境急剧恶化, 因而 840~460 aBP 气候-环境寒冷干旱(图 5(a))。在东佛爷池和三清池周边, 自 700 (或 800) aBP 起, 气候-环境开始转向冷干, 并持续至 500 (或 400) aBP(图 5(b)~(e))。在中国很多地区, 曾经发现存在类似欧洲“小冰期(little ice age, LIA)”的寒冷阶段^[32]。太白山高海拔地段的这一冷干时期可能与小冰期相当。460~100 aBP, 西佛爷池周边的气候-环境又转为温暖湿润(图 5(a))。与之相仿, 小冰期过后, 在东佛爷池和三清池附近, 气候-环境也趋于改善。在东佛爷池周边, 自 500 aBP 起气候-环境转为暖湿(图 5(b)~(d))。在三清池周边, 相应的暖湿状况出现在 400~150 aBP(图 5(e))。

综上所述, 西佛爷池周边过去 1800 多年间的气候-环境变化过程与东佛爷池和三清池相同, 一些气候事件的起讫年代与东佛爷池和三清池也非常接近。

我们还将西佛爷池沉积物碳、氮稳定同位素揭示的气候-环境变化过程(图 6(a))与中国东部地区的总体变化趋势以及一些地点的变化过程做了对比(图 6(b)~(e))。

Ge 等^[34]利用历史文献等重建了黄河和长江中下游地区过去 2000 年来冬半年温度的距平变化(图 6(b)), 结果表明 1380~640 aBP 气候温暖(图 6(b))。这一温暖时期开始的年代与西佛爷池周边中世纪暖



(a) 取自西佛爷池柱芯 XFYC12-2 的有机碳稳定同位素(本研究); (b) 取自东佛爷池沉积物剖面 FYC07-1 的总有机碳含量^[8]; (c) 取自东佛爷池沉积物剖面 FYC01-1 的碳/氮比值^[8]; (d) 取自东佛爷池沉积物剖面 FYC07-1 的栎属(*Quercus*)孢粉含量^[8]; (e) 取自三清池沉积物剖面的栎属(*Quercus*)孢粉含量^[10]

图 5 西佛爷池与东佛爷池、三清池沉积物气候-环境变化记录的对比

Fig. 5 Comparison of the record of climatic and environmental changes of sediments from western Foye Chi with those of sediments from eastern Foye Chi and Sanqing Chi on Taibai Mountain

期开始的年代相同, 都是 1380 aBP (图 6(a))。

何报寅等^[35]利用神农架地区大九湖(31°24′—31°33′N, 109°59.9′—110°11′E, 1700 m, 位置见图 1)泥炭孢粉数据重建的近 2600 年的年均气温(图 6(c))表明, 1450~650 aBP (500~1300 AD)期间气候温暖。这一时期可能相当于隋唐温暖期或中世纪暖期。重建的年均温还表明, 自 650 aBP 起气候转为寒冷, 进入小冰期(图 6(c))。

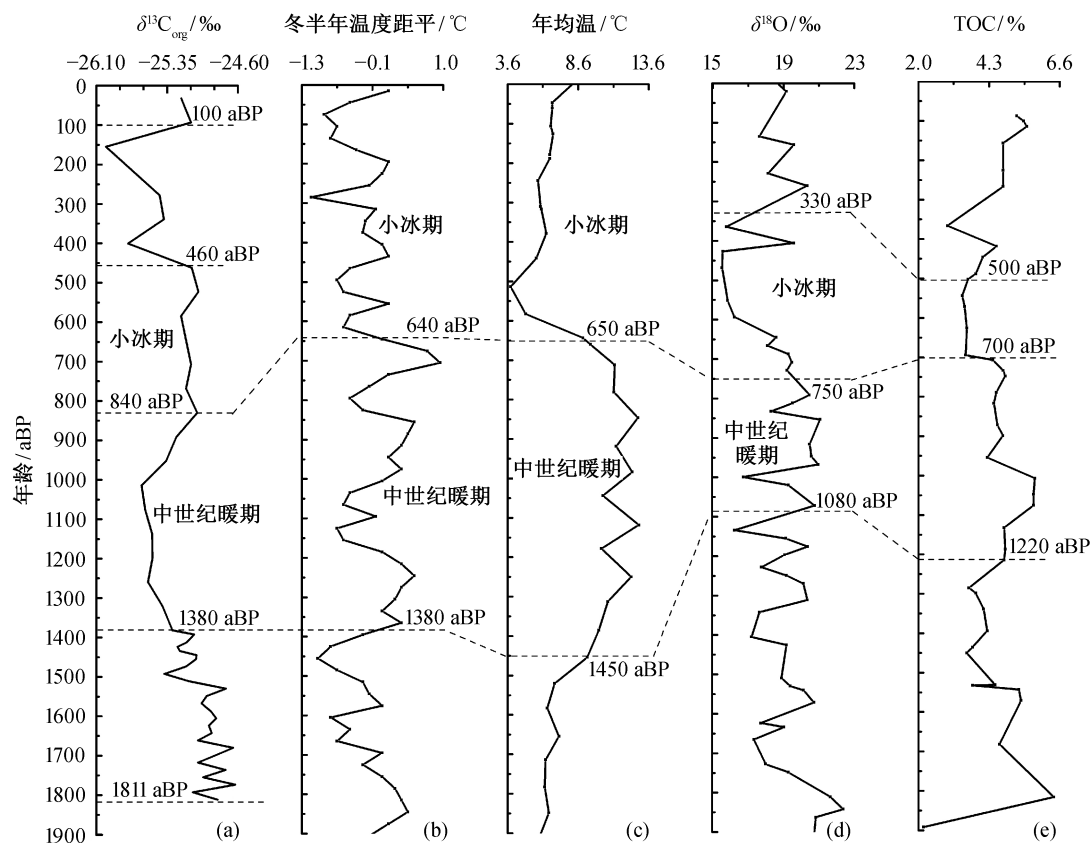
洪业汤等^[36]对金川泥炭(42°20′N, 126°22′E, 600 m, 位置见图 1)沉积物的氧同位素分析结果表明, 1080~750 aBP 气候温暖, 为中世纪暖期; 750~330 aBP 气候寒冷, 为小冰期(图 6(d))。

范佳伟等^[37]对内蒙古达里湖(43°13′—43°23′N, 116°29′—116°45′E, 位置见图 1)沉积物的 TOC 分析表明, 1220~700 aBP 沉积物的 TOC 较高, 气候-环境可能相对温暖湿润, 或与中世纪暖期相当; 700~

500 aBP 沉积物的 TOC 明显降低, 气候-环境可能变冷干, 或与小冰期相当(图 6(e))。

李宜垠等^[38]利用西辽河流域(41°24′—45°40′N, 116°16′—123°35′E)生态样带上的典型剖面——王祥沟剖面(WXG, 位置见图 1)的孢粉组合指示的植被变化, 重建了这一地区的气候变化。结果表明, 1460~755 aBP 以落叶阔叶林为主, 气候温暖湿润, 这一时期可能相当于中世纪暖期; 755~300 aBP 以典型草原为主, 气候寒冷, 这一时期可能相当于小冰期。

综上所述, 西佛爷池周边的气候-环境变化过程与中国东部的总体变化趋势以及 4 个有代表性地点的变化过程十分相似。西佛爷池中世纪暖期开始的年代与黄河和长江中下游地区^[34]相同, 与大九湖隋唐暖期或中世纪暖期^[35]以及西辽河流域中世纪暖期^[38]颇为接近。西佛爷池小冰期开始的年代比



(a) 取自西佛爷池柱芯XFYC12-2 的有机碳稳定同位素(本研究); (b) 黄河及长江中下游地区的冬半年温度^[34]; (c) 利用神农架大九湖泥炭孢粉数据重建的年平均温度^[35]; (d) 金川泥炭沉积物的氧同位素^[36]; (e) 达里湖沉积物的总有机碳含量^[37]

图 6 西佛爷池周边气候-环境变化过程与中国东部总体的变化趋势和另外 3 个地点的变化过程对比

Fig. 6 Comparison of the process of the climatic and environmental changes occurring around western Foye Chi with the general tendency of the changes in eastern China and processes of the changes occurring at another three places

上述地区(或地点)早一些,与金川泥炭地^[36]、达里湖^[37]以及西辽河流域^[38]更接近。

张小艳等^[39]总结了有关中世纪暖期和小冰期的研究成果,认为中世纪暖期和小冰期分别出现在 1300~700 aBP 和 700~200 aBP。高建慧等^[33]认为,中国东部中世纪暖期出现的时间为 900~1300 AD (1050~650 aBP)。由此看来,柱芯 XFYC12-2 揭示的中世纪暖期和小冰期偏早。Yao 等^[40]指出,全球变化或气候事件在高海拔区域显现相对较早。He 等^[41]认为全新世大暖期在海拔较高的中国西部开始和结束要比在东部早。西佛爷池是中国东部海拔最高的研究地点之一,这一高山湖泊及其流域与中国东部其他研究地点的相对高差虽不及中国东、西部之间的相对高差,但也相当可观。中世纪暖期和小冰期或许由于类似的原因在西佛爷池附近显现相对较早。一般认为,¹⁴C 测年技术适用于年龄为 50000~1000 aBP 的样品。因此,在柱芯 XFYC12-2

中,由测年结果推算出的<1000 aBP 的年龄可能误差较大。柱芯 XFYC12-2 揭示的中世纪暖期在西佛爷池开始的年代虽偏早,但与其他研究地点的偏差相对较小;相对而言,小冰期在西佛爷池开始的年代与其他研究地点的偏差更大。这可能表明,在柱芯 XFYC12-2 中,越近顶部,推算的年龄误差越大。

因此,尽管柱芯 XFYC12-2 揭示了过去 1800 多年间西佛爷池附近气候-环境的变化过程以及几个晚全新世重要气候事件在这一地点的发生,但这些变化或事件发生的确切年代有待进一步探究。

5 结论

取自太白山西佛爷池的沉积物柱芯 XFYC12-2 的有机碳、氮稳定同位素揭示了过去 1800 多年间这一高山湖泊附近的气候-环境变化。在 1811~1380 (或 1440) aBP,气候-环境偏冷干。此后,气候-环境开始改善,1380 (或 1440)~840 aBP,气候-环境温

暖湿润,这一阶段可能与中世纪暖期相当。随后,气候-环境显著恶化,冷干的局面一直持续到 460 或 520 aBP,这一阶段(840~460 (或520) aBP)或许相当于小冰期。在这之后,暖湿的气候-环境再度出现,并持续至 100 aBP。上述气候-环境变化过程与太白山高海拔地段另外两个湖泊(东佛爷池和三清池)周边的变化过程、中国东部的总体变化趋势及另外 4 个具有代表性研究地点的变化过程相似。

参考文献

- [1] 田泽生. 太白山第四纪冰川遗迹的探讨. 西北大学学报(自然科学版), 1981, 22(3): 59-69
- [2] 谢又予. 太白山冰缘地貌的初步研究. 地理科学, 1986, 6(2): 183-190
- [3] 田泽生, 黄春长. 秦岭太白山古冰川发育与黄土高原气候变迁. 地理研究, 1990, 9(3): 15-22
- [4] 童国榜, 张俊牌, 范淑贤, 等. 秦岭太白山顶近千年来的环境变化. 海洋地质与第四纪地质, 1996, 16(4): 95-104
- [5] 刘鸿雁, 王红亚, 崔海亭. 太白山高山带 2000 多年以来气候变化与林线的响应. 第四纪研究, 2003, 3(3): 299-308
- [6] 刘耕年, 傅海荣, 崔之久, 等. 太白山佛爷池剖面湖泊沉积理化分析反映的 8000 aBP 以来环境变化. 水土保持研究, 2005, 12(4): 1-4
- [7] Wang H Y, Liu H Y, Liu Y H, et al. Mineral magnetism and other characteristics of sediments from an alpine lake in central China and implications for late Holocene climate and environment. *Journal of Paleolimnology*, 2010, 43(2): 345-367
- [8] 张彩娜, 王红亚, 刘鸿雁, 等. 太白山高山带距今 5520 年以来气候-环境变化: 佛爷池沉积物的多指标记录及其结果的解译. 北京大学学报(自然科学版), 2015, 51(6): 1091-1101
- [9] 宋雅琼, 罗耀, 李双成, 等. 太白山三清池湖泊沉积物记录的全新世气候变化及周期讨论. 湖泊科学, 2016, 28(4): 899-908
- [10] Wang H Y, Song Y Q, Cheng Y, et al. Mineral magnetism and other characteristics of sediments from a sub-alpine lake (3080 m a.s.l.) in central east China and their implications on environmental changes for the last 5770 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 452: 44-59
- [11] 吉磊. 中国过去 2000 年湖泊沉积记录的高分辨率研究: 现状与问题. 地球科学进展, 1995, 10(2): 169-175
- [12] 葛全胜, 刘浩龙, 郑景云, 等. 中国过去 2000 年气候变化与社会发展. 自然杂志, 2013, 35(1): 9-21
- [13] 方修琦, 萧凌波, 魏柱灯. 18~19 世纪之交华北平原气候转冷的社会影响及其发生机制. 中国科学: 地球科学, 2013, 43(5): 810-823
- [14] 魏柱灯, 方修琦, 苏筠, 等. 过去 2000 年气候变化对中国经济与社会发展影响综述. 地球科学进展, 2014, 29(3): 336-343
- [15] 王乃昂, 赵强, 胡刚, 等. 近 2 ka 河西走廊及毗邻地区沙漠化过程的气候与人文背景. 中国沙漠, 2003, 23(1): 95-100
- [16] 孙继敏, 丁仲礼, 袁宝印. 2000 a B.P. 来毛乌素地区的沙漠化问题. 干旱区地理, 1995, 18(1): 36-42
- [17] 赵艳, 吴福莉, 迟云平. 总有机碳同位素组成在古环境研究中的应用. 地球环境学报, 2013, 4(6): 1519-1530
- [18] Meyers P A, Lallier-Vergés E. Lacustrine sedimentary organic matter records of Later Quaternary Paleoclimates. *Journal of Paleolimnology*, 1999, 21: 345-372
- [19] Meyers P A. Applications of organic chemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of example from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, 2003, 34: 26-289
- [20] 夏正楷. 太白山古冰川地貌与地质构造. 冰川冻土, 1990, 12(2): 155-160
- [21] 雷梅, 陈同斌, 冯立孝, 等. 太白山北坡成土因素及不同土壤垂直带谱的比较. 地理研究, 2001, 20(5): 583-592
- [22] 邱安安, 罗耀, 王红亚. 太白山不同海拔植被带土壤矿物磁性变化规律研究. 土壤通报, 2010, 47(5): 1090-1096
- [23] 黎邦永, 安里宁. 太白山土壤考察报告//《太白山自然保护区综合考察论文集》编辑委员会. 太白山自然保护区综合考察论文集. 西安: 陕西师范大学出版社, 1987: 77-94
- [24] 傅抱璞, 李兆元. 秦岭山地的气候特点. 陕西气象, 1983, 11(1): 1-11
- [25] 傅抱璞, 虞净明, 李兆元. 太白山气候要素随海拔高度变化的考察报告//《太白山自然保护区综合考察论文集》编辑委员会. 太白山自然保护区综合考察论文集. 西安: 陕西师范大学出版社, 1987: 36-45

- [26] 崔海亭, 刘鸿雁, 戴君虎. 山地生态学与高山林线研究. 北京: 科学出版社, 2005: 117-121
- [27] 李育, 王乃昂, 许清海, 等. 中国北方第四纪孢粉提取方法研究. 沉积学报, 2007, 25(1): 124-130
- [28] 吴敬禄, 王苏民. 湖泊沉积物中有机质碳同位素特征及其古气候. 海洋地质与第四纪地质, 1996, 16(2): 103-109
- [29] Talbot M R, Jensen N B, Lærdal T, et al. Geochemical responses to a major transgression in giant African lakes. *Journal of Paleolimnology*, 2006, 35: 467-489
- [30] Parplies J, Lücke A, Vos H, et al. Late glacial environment and climate development in northeastern China derived from geochemical and isotopic investigations of the varved sediment record from Lake Shilongwan (Jilin Province). *Journal of Paleolimnology*, 2008, 40: 471-487
- [31] Xu H, Ai L, Tan L C, et al. Stable isotopes in bulk carbonates and organic matter in recent sediments of Lake Qinghai and their climatic implications. *Chemical Geology*, 2006, 235: 262-275
- [32] 徐海. 中国全新世气候变化研究进展. 地质地球化学, 2001, 29(2): 9-16
- [33] 高建慧, 刘健, 王苏民. 中国中世纪暖期气候研究综述. 地理科学, 2006, 26(3): 376-383
- [34] Ge Q S, Zheng J Y, Fang X Q, et al. Winter half-year temperature reconstruction for the middle and lower reaches of the Yellow River and Yangtze River, China, during the past 2000 years. *Holocene*, 2003, 13: 933-940
- [35] 何报寅, 张穗, 蔡述明. 近 2600 年神农架大九湖泥炭的气候变化记录. 海洋地质与第四纪地质, 2003, 23(2): 109-115
- [36] 洪业汤, 姜洪波, 陶发祥, 等. 近 5 ka 温度的金川泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 记录. 中国科学: D 辑, 1997, 27(6): 525-530
- [37] 范佳伟, 肖举乐, 温锐林, 等. 内蒙古达里湖全新世有机碳氮同位素记录与环境演变. 第四纪研究, 2015, 35(4): 856-870
- [38] 李宜垠, 崔海亭, 胡金命. 西辽河流域古代文明的生态背景分析. 第四纪研究, 2003, 23(3): 291-299
- [39] 张小艳, 周亚利, 庞奖励, 等. 光释光测年揭示浑善达克沙地中世纪暖期和小冰期环境变迁与人类活动的关系. 第四纪研究, 2012, 32(3): 537-546
- [40] Yao T D, Liu X D, Wang N L, et al. A study on the amplitude of climatic variation in Tibetan plateau. *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45(1): 98-105
- [41] He Y, Theakstone W H, Zhang Z, et al. Asynchronous Holocene climatic change across China. *Quaternary Research*, 2004, 61: 52-63