

## 梵净山九龙池沉积物氮同位素组成与全新世气候演变过程\*

张琛华<sup>1,3</sup>, 彭海军<sup>1</sup>, 王洁<sup>1,3</sup>, 丁寒维<sup>1,3</sup>, 姚虎<sup>1,3</sup>, 范宝祥<sup>1,3</sup>, 高洋<sup>2</sup>, 洪冰<sup>1\*\*</sup>

(1: 中国科学院地球化学研究所 环境地球化学国家重点实验室, 贵阳 550081)

(2: 贵州师范大学喀斯特研究院, 贵阳 550001)

(3: 中国科学院大学, 北京 100049)

**摘要:** 湖泊沉积物氮同位素( $\delta^{15}\text{N}$ ) 在古环境、古气候变化方面有着指示气候干湿变化的重要作用, 但目前学界对于 $\delta^{15}\text{N}$  记录作为气候代用指标所指示的气候干湿变化特征仍缺乏深入探索。本文以贵州省梵净山九龙池湖泊沉积物为研究对象, 分析并探讨 $\delta^{15}\text{N}$  所记录的梵净山地区气候干湿变化过程与特征, 并结合总有机碳(TOC)、总氮(TN)和碳氮比值(C/N) 数据进行对比研究, 结果表明: (1) 由于九龙池湖泊沉积物有机质受流域输入影响, 气候湿润时, 陆生植物增多, 土壤湿度增大, 外源输入对湖泊沉积物有机质影响增大, 沉积物 $\delta^{15}\text{N}$  值偏负; 气候干旱时, 陆生植物减少, 土壤湿度降低, 外源输入对湖泊沉积物有机质影响减小, 沉积物 $\delta^{15}\text{N}$  值偏正; (2) 九龙池湖泊沉积物 $\delta^{15}\text{N}$  记录很好地揭示了梵净山地区全新世的气候干湿变化过程, 即早期(11.5–9.2 ka B.P.) 亚洲季风增强, 气候从干旱期向湿润期转变, 中期(9.2–3.0 ka B.P.) 亚洲季风强盛, 气候整体处于湿润期, 晚期(3.0–2.2 ka B.P.) 亚洲季风减弱, 气候由湿润期向干旱期方向发展。该记录与中国西南地区其他气候代用指标所记录的全新世气候变化具有区域一致性, 但在部分时段有明显差异, 说明西南地区气候和环境演变即响应了全球性变化又有区域特征。本研究表明, 九龙池湖泊沉积物 $\delta^{15}\text{N}$  记录可用于揭示研究区域全新世气候与环境变化的特征, 是一种具有实用价值的古气候代用记录。

**关键词:** 全新世; 气候变化; 九龙池; 氮同位素

## Nitrogen isotopic composition of Jiulong Wetland sediments in Fanjing Mountain and Holocene climate evolution process\*

Zhang Chenhua<sup>1,3</sup>, Peng Haijun<sup>1</sup>, Wang Jie<sup>1,3</sup>, Ding Hanwei<sup>1,3</sup>, Yao Hu<sup>1,3</sup>, Fan Baoxiang<sup>1,3</sup>, Gao Yang<sup>2</sup> & Hong Bing<sup>1\*\*</sup>

(1: *State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, P.R. China*)

(2: *Institute of Karst Research, Guizhou Normal University, Guiyang 550001, P.R. China*)

(3: *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, P.R. China*)

**Abstract:** The nitrogen isotope ( $\delta^{15}\text{N}$ ) of lake sediments plays an important role in indicating climate change in terms of paleoenvironment and palaeoclimate change. However, there is still a lack of in-depth research on the characteristics of climate change indicated by  $\delta^{15}\text{N}$  records as a proxy for climate change. This paper took the sediment of Jiulong Wetland in Fanjing Mountain, Guizhou Province, as a research object, and analysed and discussed the process and characteristics of dry and wet climate change in the Fanjing Mountain area recorded by  $\delta^{15}\text{N}$ , combined with the data of total organic carbon (TOC), total nitrogen (TN) and carbon-nitrogen ratio (C/N). Finally, a comparative study was carried out, the results showed that: (1) Because the organic matter in the sediment of Jiulong Wetland was mainly from the watershed, when the climate was wet, the soil moisture increased and terrestrial plants grew well, leading to the increased external input on the organic matter to the lake and the negative  $\delta^{15}\text{N}$  value of

\* 2022-11-20 收稿; 2023-02-07 收修修改稿。

国家自然科学基金项目(41907288, 41873047)、贵州省科技计划项目(黔科合基础[2020]1Y193)和中国科学院“西部之光”项目联合资助。

\*\* 通信作者; E-mail: hongbing@mail.gyig.ac.cn。

sediment. When the climate was dry, the terrestrial plants and soil moisture decreased, leading to the reduction of the impact of external input on the organic matter in the lake sediments, the  $\delta^{15}\text{N}$  value of sediments was positive. (2) The  $\delta^{15}\text{N}$  records of the Jiulong Wetland sediments revealed well the Holocene climatic processes (dry/wet changes) in the Fanjing Mountain area. In the early (11.5–9.2 ka B.P.), the Asian summer monsoon was enhanced, and the climate evolved from dry to wet. In the middle (9.2–3.0 ka B.P.), the Asian summer monsoon was strong and the climate was in an overall wet period. In the late period (3.0–2.2 ka B.P.), the Asian summer monsoon weakened and the climate evolved from wet to dry. This record is regionally consistent with Holocene climate change recorded by other climate proxy indicators in southwest China, their differences in some periods indicating significant regional characteristics. This study shows that the sediment  $\delta^{15}\text{N}$  record of Jiulong Wetland can be used to reconstruct the characteristics of Holocene climate and environmental changes in the study area, and it is a very useful palaeoclimate proxy record.

**Keywords:** Holocene; climate change; Jiulong wetland; nitrogen isotope

亚洲夏季风带来的降水变化不仅对中国西南地区人口的生活及生产活动带来了巨大影响<sup>[1]</sup>,还可能通过印度洋的大规模水汽输送影响整个东亚地区<sup>[2-3]</sup>,深入了解亚洲夏季风活动的规律将对全球变暖背景下该地区可能发生的气候干湿变化具有重要意义。Zhang 等利用星云湖岩芯恢复该地区全新世的气候演变历史,结果表明:11.06–9.98 ka B.P.,印度季风增强,气候湿润;9.98–5.93 ka B.P.,印度季风强盛 5.6–1.35 ka B.P.,印度季风减弱,气候变干<sup>[4]</sup>。Dykoski 等利用董哥洞石笋重建该地区 16 ka 以来的季风变化历史,研究表明大约在 11.5 ka B.P.左右季风强度增强,约在 3.5 ka 左右,季风强度减弱<sup>[5]</sup>。Hong 等利用四川红原泥炭重建该地区过去 10 ka 年以来的气候变化历史,研究表明在 10–5.5 ka B.P.期间,红原地区季风强盛,气候湿润,约从 5.5 ka B.P.起,红原地区季风强度减弱,气候变干<sup>[6]</sup>。Wu 等利用滇池沉积物记录 13 ka B.P.以来该流域内的古气候环境演化序列,研究表明 10.2–7.5 ka B.P.温暖湿润,7.5–4 ka B.P.继续保持暖湿,4 ka B.P.开始气候变干<sup>[7]</sup>;Yang 等通过腾冲青海湖沉积物相关指标重建该区古气候演变历史,得出在 12.39–8.32 ka B.P.期间,西南季风逐渐增强,气候增湿,在 4.73–0.37 ka B.P.期间,西南季风逐渐减弱,气候变干<sup>[8]</sup>。综合以上各研究成果,可以得出西南地区虽然深受亚洲季风控制,但其气候变化仍存在着地区差异性,尤其是降雨的区域性差异明显,气候环境的演化受到降水量多寡的控制。因此,采用多种气候替代性指标,进行重建结果的对比研究是探寻西南地区全新世气候干湿变化的关键。

在古气候研究中,湖泊沉积物因具有记录信息量丰富、沉积连续性较强、时间分辨率较高等优势<sup>[9]</sup>,已成为记录过去气候环境变化的理想载体之一。其中,湖泊沉积物氮同位素作为研究湖泊生态环境演化的常用手段,在反映湖泊初级生产力水平<sup>[10-11]</sup>、指示有机质来源<sup>[12-13]</sup>、示踪氮素的来源<sup>[14-16]</sup>等方面发挥重大作用。通过近年的研究,学者们在利用  $\delta^{15}\text{N}$  值指示气候变化方面找到一些规律。湖泊沉积物有机质氮同位素来源分为外源(陆源植物碎屑及土壤有机质)和内源(水生维管束植物、浮游植物和藻类)<sup>[17]</sup>。有学者认为,陆生植物的氮源是豆科植物固氮作用以及雨水的直接沉积,这使其  $\delta^{15}\text{N}$  值相对偏负;在湿润期,外源输入对于湖泊沉积物有机质的贡献占主导地位,从而导致湖泊沉积物  $\delta^{15}\text{N}$  值偏负,在干旱期,外源输入对湖泊沉积物有机质的贡献小,从而导致湖泊沉积物  $\delta^{15}\text{N}$  值偏正<sup>[18]</sup>。但也有学者认为,气候暖湿时,土壤的生物降解速率较高,导致土壤有机质<sup>15</sup>N 富集,土壤被径流或雨水冲刷进入湖区后使湖泊沉积物  $\delta^{15}\text{N}$  偏正;气候干冷时,湖泊流域内土壤被冻结,导致土壤有机质分解速率较低,土壤有机质<sup>14</sup>N 富集,导致湖泊沉积物  $\delta^{15}\text{N}$  偏负<sup>[19]</sup>。还有学者认为,虽然在气候湿润时期,湖泊周围流域植被旺盛,随入湖水流入湖泊的有机质增多,但同时湖泊水位也会增高,使得湖泊垂直交换减弱,溶解氧含量降低,生物反硝化作用占主导,导致沉积物的  $\delta^{15}\text{N}$  值较高,反之,在干旱环境下,湖泊周围流域植被不发育,入湖有机质含量较少,同时干旱条件下强烈的蒸发作用使得湖泊垂直混合作用加强,溶解氧含量上升,生物硝化作用加强,导致沉积物的  $\delta^{15}\text{N}$  值降低<sup>[20]</sup>。因此,在研究  $\delta^{15}\text{N}$  变化过程中,还需要结合其他指标(TOC、TN、C/N)的对应关系,这对于理解气候变化过程至关重要。

贵州梵净山九龙池演化阶段连续且完整,其受亚洲夏季风影响强烈,是用于探索地区环境与气候变化的理想场所。陈佩英等对九龙池地层做过详细的孢粉研究,获得了该区全新世孢粉和植被序列与气候干湿变化的信息,表明该处是研究全新世古气候变化的重要研究点<sup>[21-22]</sup>,但分析指标较单一且研究时间分辨率

较低,对于梵净山地区全新世气候干湿变化过程以及应对全球突变事件响应的研究尚有不足。本文将通过研究  $\delta^{15}\text{N}$  值的变化趋势,并结合 TOC、TN、C/N 值的特征变化,探究九龙池古气候干湿变化演变规律和环境演变过程,并且进一步完善氮同位素指示意义。

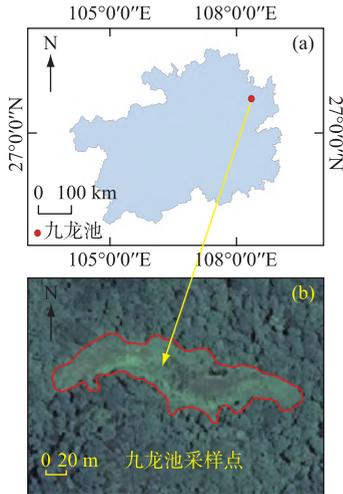


图1 研究区位置示意图  
(a: 贵州省域及九龙池采样点位置; b: 采样点航拍)

Fig.1 The sketch map of the study area and locations (a: Location map of sampling site in Guizhou Province and Jiulong Wetland; b: Aerial photo of sampling site)

## 1 研究区概况

梵净山 ( $27^{\circ}49'50''\sim 28^{\circ}01'30''\text{N}$ ,  $108^{\circ}45'55''\sim 108^{\circ}48'30''\text{E}$ ) 位于贵州省东北部(图1),属亚热带季风山地湿润气候<sup>[23]</sup>。该地区降水丰富,水热同期,降水主要集中在4—10月,一般年降水可以达到2500 mm<sup>[24]</sup>。土壤以山地黄壤为主,具有垂直分布现象,发育的植被为湿润性常绿阔叶林<sup>[25]</sup>。九龙池曾是梵净山地区面积最大的冰斗湖<sup>[26]</sup>,位于梵净山背斜穹面金顶与凤凰山的鞍部,目前是一个高山峡谷区相对封闭的洼地沼泽,是周围山地的汇水区<sup>[27]</sup>。采样区无明显的沉积间断现象,生态保存良好且受人类活动影响较小,是古气候与环境研究的理想地区。

## 2 材料与方法

### 2.1 样品与测试

于2019年在九龙池中心位置( $27^{\circ}53'57''\text{N}$ ,  $108^{\circ}41'33''\text{E}$ ;海拔2048 m)采集了两根沉积岩芯,两钻孔间隔距离30 cm,互为平行样品,长度均为450 cm,其编号分别为FJ19A和FJ19B。样品采集完后,将其转移到PVC管中,用保鲜膜覆盖固定,然后运送回实验室,低温保存于4℃的冰箱,本研究利用FJ19B样品进行分析,在实验室进行1 cm间隔的切割分样,共得到样品450份。对获取的450份样品,每隔2 cm取1份样品进行有机地球化学分析,包括TOC、TN和 $\delta^{15}\text{N}$ 。加盐酸后,将处理好的样品冷冻干燥后研磨均匀,用天平称取20~30 mg的样品用锡纸包好,用vario EL III元素分析仪(德国Elementar公司)测定TOC和TN含量,并计算C/N值。剩余的样品再用天平称取10~12 mg用锡纸包好,用MAT253型同位素质谱仪(美国Thermo Fisher公司)测定 $\delta^{15}\text{N}$ 。 $\delta^{15}\text{N}$ 计算公式如下:

$$\delta^{15}\text{N}(\text{‰}) = \left[ \frac{(R_{\text{sample}} - R_{\text{standard}})}{R_{\text{standard}}} \right] \times 1000, R = {}^{15}\text{N}/{}^{14}\text{N} \quad (1)$$

式中, $R_{\text{sample}}-R_{\text{standard}}$ 分别为所测样品和所选择的标样的同位素比值。测试结果参照国际PDB标准,标准测量误差 $<0.02\text{‰}$ <sup>[28]</sup>。以上分析测试均在中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室完成。

### 2.2 沉积岩性和年代序列建立

FJ19B和FJ19A沉积物柱芯相隔较近,FJ19B钻孔沉积物的主要组成物质为粘土,顶部10 cm为棕褐色粘土,10~50 cm为灰黄色粘土,50~200 cm为灰黑色粘土,200~380 cm为灰色粘土,380~410 cm为灰黄色粘土,410~450 cm为黄色粘土,并且对FJ19A和FJ19B的TOC含量结果进行了差异性比较(图2)得出:二者在整个沉积过程中,剖面岩性变化一致,TOC含量变化无明显差异,再标出FJ19A的定年点,通过对二者的TOC深度序列进行对比,得到FJ19B的对应点,结合FJ19A的测年结果,得到FJ19B的年代框架。

## 3 结果与讨论

### 3.1 年代测定结果

挑选25个样品进行 $^{14}\text{C}$ 测年,所有样品均在美国Beta实验室进行测定,样品的详细情况和年代测定结果详见文献[29]。

基于25个AMS $^{14}\text{C}$ 数据,将测定结果输入OxCal程序中,利用IntCal13曲线进行校正<sup>[30]</sup>,再基于Bayesian统计法的WinBacon.2.2R软件包为不同年代控制点选择合适的函数,从而建立可靠的年代-深度

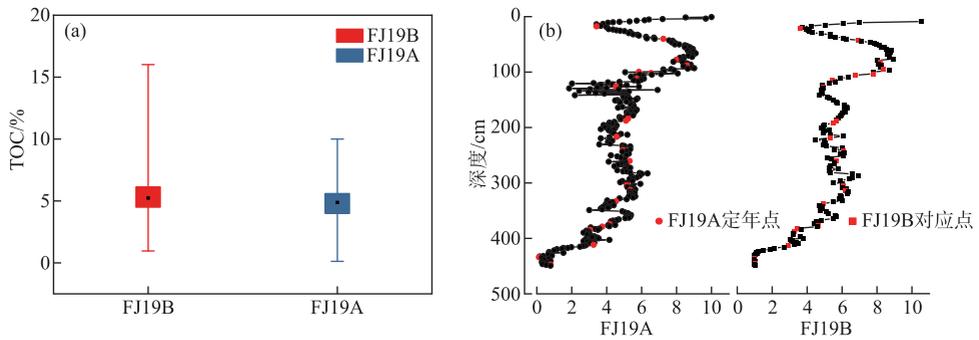


图2 FJ19A 和 FJ19B 的 TOC 含量结果差异(a)及深度序列对比(b)  
Fig.2 Significant difference chart (a) and comparison chart of depth series (b)  
of TOC contents results of FJ19A and FJ19B

Bacon 模型<sup>[31]</sup>。样品 FJ19A 剖面底部 446 cm 和顶部 17 cm 处 AMS<sup>14</sup>C 测年结果分别为 (9970±40) a B.P. (校正年龄为 11509—11259 cal a B.P.) 和 (2230±30) a B.P. (校正年龄为 2277—2153 cal a B.P.)。这指示该样涵盖近乎整个早、中全新世阶段,样品沉积连续且平均沉积速率为 0.039 cm/a<sup>[29]</sup>。基于 FJ19A 的测年结果,得到 FJ19B 对应点的年代结果(图 3)。

### 3.2 $\delta^{15}\text{N}$ 和 C/N 变化特征及古环境意义

湖泊沉积物氮同位素有机质来源分为内源和外源,其中外源包括陆生植物碎屑和地表土壤有机质,陆生植物的氮源主要包括大气、土壤、雨水中的氮等<sup>[32]</sup>。一般情况下,大气中的  $\delta^{15}\text{N}$  值接近 0‰<sup>[33]</sup>,大气降水中的  $\delta^{15}\text{N}$  值小于 0‰<sup>[34]</sup>。陆生植物不能直接吸收大气中的氮气,主要靠吸收土壤中的无机氮实现氮同位素富集<sup>[35-36]</sup>,而土壤中有机氮向无机氮的转换受到降水影响,降水增多时,土壤湿度增大,影响土壤微生物活性,使得土壤硝化作用减弱,土壤  $\delta^{15}\text{N}$  贫化,导致陆生植物  $\delta^{15}\text{N}$  偏负<sup>[37]</sup>,当气候干旱时,降水减少,土壤氨化作用和反硝化作用增强,土壤  $\delta^{15}\text{N}$  富集,使得植物  $\delta^{15}\text{N}$  增大<sup>[38]</sup>。因此,在气候湿润条件下,湖泊周围的陆生植物生长茂盛,地表径流会携带相对丰富的陆源植物碎屑和地表土壤进入湖泊,外源有机质输入影响增大,导致湖泊沉积物  $\delta^{15}\text{N}$  偏负。

氮元素是生物体中的重要元素,蛋白质是生物体中最重要的含氮成分,由于 C/N 是蛋白质含量的指示剂<sup>[39-40]</sup>,所以 C/N 可以区分不同生物体中含氮量,从而揭示有机质的来源。一般来说,陆生植物的 C/N 一般大于 20<sup>[41]</sup>;水生维管束植物的 C/N 在 10~20 之间<sup>[42]</sup>;湖泊浮游藻类的 C/N 一般介于 6~8 之间<sup>[43]</sup>。但是,由于湖泊有机质的来源并非单一,所以 C/N 在 10~20 之间通常指示湖泊有机质来源同时受到湖泊内源和外源输入的影响<sup>[44]</sup>。湖泊沉积物的 C/N 值可以反映陆生植物对沉积物有机质贡献的相对大小,C/N 值增大,指示陆生有机质贡献增大,C/N 值减小,指示陆生有机质贡献减小<sup>[45]</sup>。图 4 显示,11.5—10.6

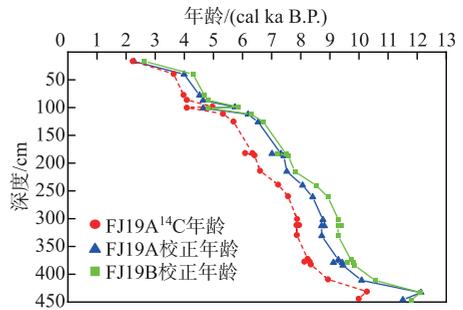


图3 九龙池 FJ19A 和 FJ19B  
年代—深度模型

Fig.3 The age-depth model of Jiulong  
Wetland FJ19A and FJ19B

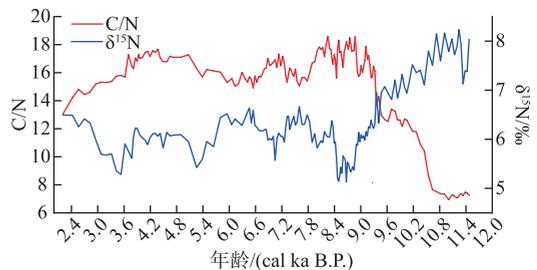


图4 FJ19B 岩芯 C/N 与  $\delta^{15}\text{N}$  变化特征对比  
Fig.4 Comparison of C/N and  $\delta^{15}\text{N}$   
variation characteristics of FJ19B core

ka B.P.阶段, FJ19B 的 C/N 在 6~8 之间波动,  $\delta^{15}\text{N}$  位于高值, 表明该阶段九龙池沉积物有机质来源以湖泊浮游藻类为主, 外源有机质对九龙池沉积物有机质贡献很小。10.6—2.2 ka B.P. 阶段, C/N 位于 10~19 之间, 表明该阶段九龙池沉积物有机质来源受到内外源共同影响, 但是从整体来看, C/N 与  $\delta^{15}\text{N}$  呈现反相关关系, 对 C/N 和  $\delta^{15}\text{N}$  进行相关性分析 (Pearson's  $r = -0.896$ ), 表明当外源有机质对九龙池沉积物有机质贡献增大时, C/N 值增大,  $\delta^{15}\text{N}$  下降, 反之, 外源有机质对九龙池沉积物有机质贡献减小时, C/N 值减小,  $\delta^{15}\text{N}$  上升。

### 3.3 TOC、TN 变化特征及古环境意义

TOC 和 TN 通常是湖泊研究中用来反映沉积物中有机质丰度的基本参数, 其含量是识别湖泊沉积环境的指标<sup>[46]</sup>, TOC 和 TN 含量受多种因素影响, 如湖泊的初始生产力高低、有机质输入状况以及有机质沉积后的保存能力等<sup>[47-48]</sup>。而对于受人类活动影响较小的湖泊, 其生产力与当时的气候环境有密切的关系, 当气候适宜、降水丰富时, TOC 和 TN 上升; 气候干燥、降水少时, TOC 和 TN 降低<sup>[49-50]</sup>。图 5 显示, 11.5—9.2 ka B.P. 阶段, TOC 和 TN 含量低, 可判断出该阶段九龙池地区气候干旱、降水量少; 9.2—6.2 ka B.P. 阶段, TOC 和 TN 含量较上一阶段呈上升趋势, 可判断出该阶段九龙池地区气候由干旱转向湿润、降水量逐渐增大; 6.2—3.0 ka B.P. 阶段, TOC 和 TN 含量较高, 可判断出该阶段九龙池地区气候处于湿润期、降水量大; 3.0—2.2 ka B.P. 阶段, TOC 和 TN 含量呈降低趋势, 可判断出该阶段九龙池地区气候处于湿润向干旱过渡期、降水量减少。

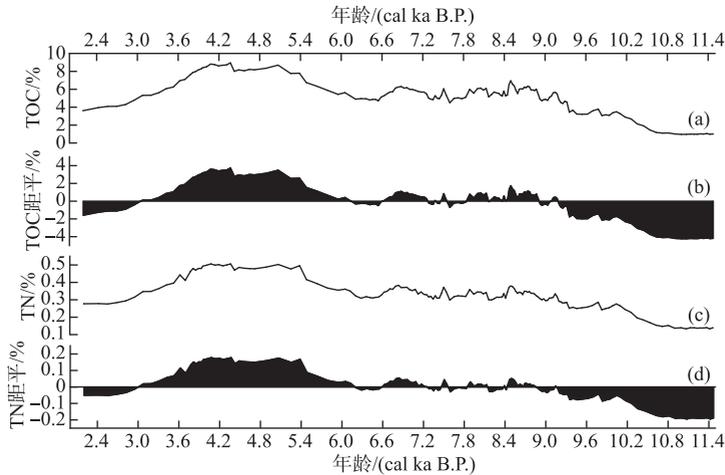


图 5 FJ19B 岩芯 TOC、TN 变化特征及距平

Fig.5 Change characteristics and departure of TOC and TN of FJ19B core

### 3.4 九龙池气候环境演化过程

通过以上对 TOC、TN、C/N 分析, 初步得出: 11.5—9.2 ka B.P. 阶段, 九龙池地区气候干旱、降水量少, 9.2—6.2 ka B.P. 阶段, 九龙池地区气候由干旱转向湿润、降水量逐渐增大, 6.2—3.0 ka B.P. 阶段, 九龙池地区气候处于湿润期、降水量大, 3.0—2.2 ka B.P. 阶段, 九龙池地区气候处于湿润向干旱过渡期、降水量减少。据此, 将梵净山九龙池湖泊全新世的环境演化过程分为 4 个阶段 (图 6)。

1) 阶段 I (11.5—9.2 ka B.P.):  $\delta^{15}\text{N}$  显著偏正, 处于平均值以上, 与此同时, TOC、TN 显著偏负, 处于平均值以下, 显示该阶段气候处于干旱期, 降水量少, 结合同时显著偏负的 C/N, 反映出该阶段外源有机质输入对九龙池沉积物有机质贡献较低;  $\delta^{15}\text{N}$  与 TOC、TN、C/N 值呈现明显的反相关关系。表明当气候干旱时, 九龙池流域内陆生植被发育较差, 土壤有机质对湖泊沉积物的影响较低, 外源输入较少, 沉积物  $\delta^{15}\text{N}$  偏正。

2) 阶段 II (9.2—6.2 ka B.P.):  $\delta^{15}\text{N}$  较上一阶段呈现快速下降趋势, TOC、TN 较上一阶段呈现快速上升趋势, 且大多位于平均值以上, 显示该阶段气候由干旱期转为湿润期, 降水量增多; C/N 较上一阶段也呈现快速上升趋势, 反映出该阶段九龙池湖泊沉积物有机质来源中陆生植物占比增多。  $\delta^{15}\text{N}$  和 TOC、TN、C/N 存在明显的阶段性变化特征, 在 9.0—7.8 ka B.P. 和 7.2—6.8 ka B.P. 阶段,  $\delta^{15}\text{N}$  处于低值, 与此对应, TOC、TN、C/N 却达到峰值; 在 7.8—7.4 ka B.P. 和 6.6—6.2 ka B.P. 阶段,  $\delta^{15}\text{N}$  达到峰值, 而 TOC、TN、C/N 却处于低值。

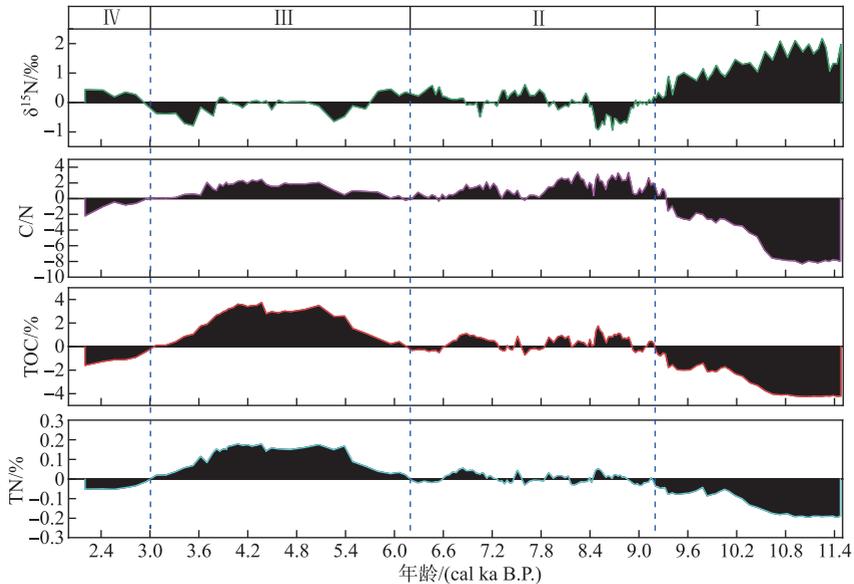


图6 九龙池气候环境变化距平结果

Fig.6 Departure map of climate and environment change in Jiulong Wetland

这表明该阶段气候整体处于湿润期,但期间存在着气候波动。当气候转干时、降水减少,外源有机质对九龙池沉积物有机质贡献降低, $\delta^{15}\text{N}$  增大,反之,当气候转湿时、降水增多,外源有机质对九龙池沉积物有机质贡献增多, $\delta^{15}\text{N}$  减小。

3) 阶段Ⅲ(6.2—3.0 ka B.P.):  $\delta^{15}\text{N}$  值整体显示偏负,大多处于平均值以下,TOC、TN 较上一阶段迅速增加,显示出该阶段气候处于湿润期,且是 11.5—2.2 ka B.P. 整个研究阶段中最湿润的时期,降水丰富;C/N 显著偏正,显示九龙池湖泊沉积物有机质来源以陆生植物为主,表明当气候处于湿润期时,九龙池流域内陆生植被茂盛,土壤有机质对湖泊沉积物的影响较大,外源输入较多,沉积物  $\delta^{15}\text{N}$  偏负。

4) 阶段Ⅳ(3.0—2.2 ka B.P.):  $\delta^{15}\text{N}$  较上一阶段呈现上升趋势,且位于平均值以上,TOC、TN 较上一阶段呈现下降趋势,位于平均值以下,显示气候由湿润转向干旱,降水减少,结合同时呈现下降趋势的 C/N,反映出该阶段九龙池湖泊沉积物有机质来源中陆生植物占比降低。表明当气候由湿润转向干旱时,外源有机质对九龙池沉积物有机质贡献降低, $\delta^{15}\text{N}$  增大。

九龙池沉积物  $\delta^{15}\text{N}$  较好地响应了全新世气候的干湿变化,结合 TOC、TN、C/N 指标的对比和验证,表明当气候湿润时,流域内陆生植物增多,土壤湿度大,外源有机质对九龙池沉积物有机质贡献增大, $\delta^{15}\text{N}$  值减小;反之,当气候干旱时,流域内陆生植物减少,外源有机质对九龙池沉积物有机质贡献减小, $\delta^{15}\text{N}$  值增大。因此,湖泊沉积物中相对偏正和偏负的  $\delta^{15}\text{N}$  分别反映较为干旱和湿润的气候特征。

### 3.5 区域气候对比分析

通过上述  $\delta^{15}\text{N}$ 、TOC、TN、C/N 的综合分析,发现在 11.5—9.2 ka B.P. 期间,梵净山九龙池区域的气候由干旱转为湿润,在 9.2—3.0 ka B.P. 期间,气候处于湿润期,且属于历史气候中最湿润的阶段,在 3.0—2.2 ka B.P. 期间,气候由湿润向干旱过渡。高洋等对该区九龙池湖泊岩芯进行孢粉的研究表明:11.9—8.0 ka B.P. 期间温度上升,最暖湿的时期是在 8.0—4.6 ka B.P. 期间,在全新世后期逐渐变干冷。其中,在 10.7—8.0 ka B.P. 期间和 4.6—2.6 ka B.P. 期间有两个相对潮湿的时期<sup>[51]</sup>;戎钺锰等<sup>[29]</sup> 认为降水会引起碳累积速率增加,利用碳累积速率得出九龙池在全新世时期存在两个明显的峰值,分别出现在 10—6 ka B.P. 和 5—3.8 ka B.P. 两个时期,为湿润期,这都与本研究中的气候湿润期(9.3—3.0 ka B.P.) 较为一致;全明英等<sup>[52]</sup> 在孢粉的研究基础上增加 TOC、TN、C/N 等环境指标重建该区的气候变化,结果显示该地区的气候经历了从干-湿-干的交替变化,对比

表明,由湖泊沉积物  $\delta^{15}\text{N}$  所记录的九龙池气候干湿变化过程(即全新世早期气候由干旱转湿润,中期整体湿润,后期由湿润向干旱过渡)与上述的研究结果基本一致。

九龙池 FJ19B 沉积物地球化学指标揭示了全新世我国梵净山地区的气候环境演变。为了进一步研究全新世九龙池湿地气候变化的区域一致性,选取与梵净山地区地域上接近的云南星云湖沉积物记录(图 7a)、贵州荔波董哥洞石笋记录(图 7b)和四川红原泥炭纤维素记录(图 7c)进行对比研究。研究发现:大约从 11.5 ka B.P.开始,星云湖、董哥洞、红原和梵净山都显示出全新世早期季风增强。在 9.2—3.0 ka B.P.期间,四者的记录对于全新世中期气候湿润都有很好的响应,均表现出全新世中期最湿润的阶段,但是星云湖的记录在 7.0 ka B.P.显示出气候转干的特征,这可能是由于董哥洞和梵净山地区气候受印度季风和东亚季风共同影响,而在整个全新世期间,亚洲季风强度直接受到 7 月中旬  $30^\circ\text{N}$  太阳辐射的控制,在 7.0 ka B.P.后,日照驱动的热带辐合带南移,印度夏季风开始减弱,导致降水减少<sup>[4]</sup>。在 3.0—2.2 ka B.P.期间,梵净山的记录出现了由湿转干的特征,而星云湖、董哥洞和红原的记录对于该特征反映不明显,但董哥洞和红原的记录都显示出从 3.0 ka B.P.至今具有由湿转干的特征,而星云湖的记录却没有显示转干的特征。总体而言,梵净山记录与同处西南地区的星云湖、董哥洞和红原记录相似,表明在全新世气候变化背景下,西南地区全新世气候干湿变化特征显示出早期由干转湿,中期湿润,晚期由湿转干的特征。

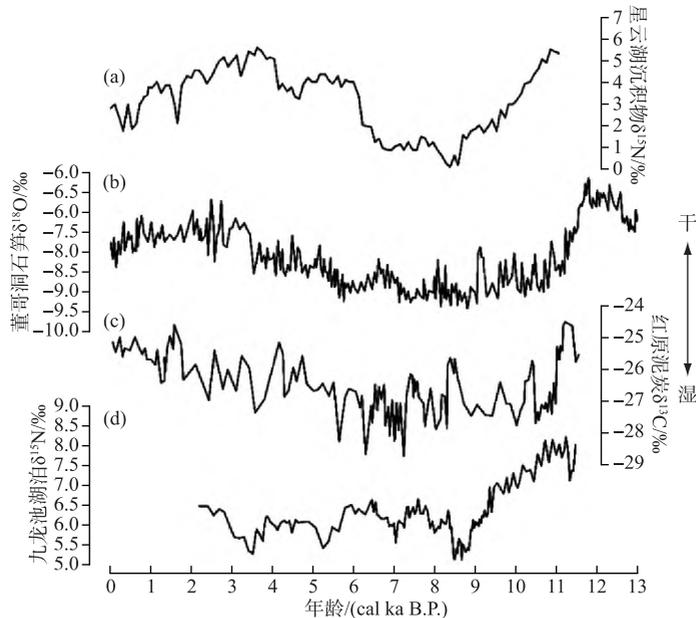


图 7 全新世时期 (a) 星云湖沉积物  $\delta^{15}\text{N}$  记录<sup>[4]</sup>、(b) 董哥洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录<sup>[5]</sup>、(c) 红原泥炭  $\delta^{13}\text{C}$  记录<sup>[6]</sup>、以及 (d) 梵净山九龙池湖泊  $\delta^{15}\text{N}$  记录

Fig.7 Time series in Holocene in lake  $\delta^{15}\text{N}$  records of Xingyun sediments (a), speleothem  $\delta^{18}\text{O}$  records from Dongge Cave (b), peat  $\delta^{13}\text{C}$  records from Hongyuan (c), and lake  $\delta^{15}\text{N}$  records from Fanjingshan (d)

#### 4 结论

通过对九龙池湖泊沉积物的 TOC、TN、C/N 与  $\delta^{15}\text{N}$  结果对比研究,进一步完善氮同位素在指示气候干湿变化的意义,并对梵净山地区全新世的气候环境变化进行了初步探讨。研究发现:九龙池  $\delta^{15}\text{N}$  高值代表气候干旱,低值则代表气候湿润,并得出梵净山地区全新世的气候干湿变化过程,即早期(11.5—9.2 ka B.P.)气候从干旱向湿润转变,中期(9.2—3.0 ka B.P.)气候整体湿润,晚期(3.0—2.2 ka B.P.)气候由湿润向干旱过渡。此外,本研究还将梵净山九龙池湖泊  $\delta^{15}\text{N}$  记录与董哥洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录、红原泥炭  $\delta^{13}\text{C}$  记录、星云湖沉积物  $\delta^{15}\text{N}$  记录进行对比,发现九龙池湖泊沉积物  $\delta^{15}\text{N}$  记录与中国西南地区全新世气候变化的一般模式相吻合,

具有指示气候环境变化过程的潜力。

## 5 参考文献

- [1] Hong B, Lin QH, Hong YT. Correlation between Holocene Asian monsoon, ENSO and high northern latitude climate. *Chin Sci Bull*, 2006, **51**(17): 1977-1984. [洪冰, 林庆华, 洪业汤. 全新世亚洲季风, ENSO 及高北纬度气候间的关联. 科学通报, 2006, **51**(17): 1977-1984.]
- [2] Ding Y. Seasonal march of the East-Asian summer monsoon. World Scientific Series on Asia-Pacific Weather and Climate East Asian Monsoon, 2004: 3-53. DOI: 10.1142/9789812701411\_0001.
- [3] Chen F, Chen X, Chen J *et al.* Holocene vegetation history, precipitation changes and Indian Summer Monsoon evolution documented from sediments of Xingyun Lake, South-west China. *J Quat Sci*, 2015, **29**(7): 661-674.
- [4] Zhang WX, Ming QZ, Shi ZT *et al.* Lake sediment records on climate change and human activities in the Xingyun Lake Catchment, SW China. *PLoS One*, 2014, **9**(7): e102167. DOI: 10.1371/journal.pone.0102167.
- [5] Dykoski CA, Edwards RL, Cheng H *et al.* A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth and Planetary Sci Lett*, 2005, **233**(1/2): 71-86.
- [6] Hong YT, Hong B, Lin QH *et al.* Correlation between Indian Ocean summer monsoon and North Atlantic climate during the Holocene. *Earth and Planetary Sci Lett*, 2003, **211**: 369-378.
- [7] Wu YH, Wu RJ, Xue B *et al.* Paleoenvironmental evolution in Dianchi Lake area since 13 ka B.P.. *J Lake Sci*, 1998, **10**(2): 5-9. DOI: 10.18307/1998.0202. [吴艳宏, 吴瑞金, 薛滨等. 13 ka B.P.以来滇池地区古环境演化. 湖泊科学, 1998, **10**(2): 5-9.]
- [8] Yang Y, Zhang H, Chang F *et al.* Vegetation and climate history inferred from a Qinghai Crater Lake pollen record from Tengchong, south-western China. *Palaeogeog Palaeoclim Palaeoecol*, 2016, **461**: 1-11. DOI: 10.1016/j.palaeo.2016.07.017.
- [9] Wang SM, Zhang ZK. New progress in the study of lake sedimentation and environmental evolution in China. *Chin Sci Bull*, 1999, **44**(6): 579-587. [王苏民, 张振克. 中国湖泊沉积与环境演变研究的新进展. 科学通报, 1999, **44**(6): 579-587.]
- [10] Herczeg AL, Smith AK, Dighton JC. A 120 year record of changes in nitrogen and carbon cycling in Lake Alexandrina, South Australia: C:N,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$  in the sediments. *Appl Geochem*, 2001, **16**: 73-84.
- [11] Talbot MR, Jensen NB, Lærdaal T *et al.* Geochemical responses to a major transgression in giant African lakes. *J Paleolim*, 2006, **35**(3): 467-489. DOI: 10.1007/s10933-005-2828-z.
- [12] Cifuentes LA, Sharp JH, Fogel ML. Stable carbon and nitrogen isotope biogeochemistry in the Delaware estuary. *Limnol Oceanogr*, 1988, **33**(5): 1102-1115.
- [13] Lin L, Wu JL. Isotopic geochemical evidence of eutrophication in Meiliang Bay, Taihu Lake. *Science in China (Series D)*, 2005, **35**(S2): 55-62. [林琳, 吴敬禄. 太湖梅梁湾富营养化过程的同位素地球化学证据. 中国科学: D辑, 2005, **35**(S2): 55-62.]
- [14] Xiao HY, Liu CQ. Nitrogen isotope studies on seasonal nitrogen pollution of inflowing rivers of Hongfeng Lake, Guizhou Province. *Earth and Environment*, 2004, **32**(1): 71-75. [肖化云, 刘丛强. 氮同位素示踪贵州红枫湖河流季节性氮污染. 地球与环境, 2004, **32**(1): 71-75.]
- [15] Xiao HY, Liu CQ. Discrimination between exogenous nitrogen input and endogenous nitrogen release in lakes. *Science in China (Series D)*, 2003, (6): 576-582. [肖化云, 刘丛强. 湖泊外源氮输入与内源氮释放辨析. 中国科学(D辑: 地球科学), 2003, (6): 576-582.]
- [16] Li SL, Liu CQ, Xiao HY *et al.* Using  $\delta^{15}\text{N}$  to assess groundwater nitrogen pollution in Guiyang. *Geochimica*, 2005, **34**(3): 257-262. [李思亮, 刘丛强, 肖化云等.  $\delta^{15}\text{N}$  在贵阳地下水氮污染来源和转化过程中的辨识应用. 地球化学, 2005, **34**(3): 257-262.]
- [17] Meyers PA, Lallier-vergès E. Lacustrine sedimentary organic matter records of late quaternary paleoclimates. *J Paleolim*, 1999, **21**(3): 345-372. DOI: 10.1023/A: 1008073732192.
- [18] Wolfe BB, Edwards TW, Aravena R. Changes in carbon and nitrogen cycling during tree line retreat recorded in the isotopic content of lacustrine organic matter, western Taimyr Peninsula, Russia. *The Holocene*, 1999, **9**: 215-222.
- [19] Pan JJ, Huang JH, Zhang R *et al.* The variation of carbon and nitrogen isotopic compositions in the Dajiuhe sediments and climate changes since late Pleistocene in the western Hubei of central China. *Quat Sci*, 2021, **41**(4): 916-930. [潘进疆, 黄俊华, 张蕊等. 鄂西大九湖晚更新世以来沉积物的碳氮比值、有机碳氮同位素特征与气候环境演变. 第四纪研究, 2021, **41**(4): 916-930.]
- [20] Zhong W, Zhang J, Yin HL *et al.* Study on the climatic and environmental implication of stable nitrogen isotopes from the Holocene lacustrine sediments in Balikun Lake in Xinjiang. *J South China Norm Univ (Nat Sci Ed)*, 2013, **45**(6): 182-188. [钟巍, 张进, 尹焕玲等. 新疆巴里坤湖全新世湖泊沉积物稳定氮同位素的气候与环境意义研究. 华南师范大学学报: 自然科学版, 2013, **45**(6): 182-188.]
- [21] 陈佩英, 周启永, 林树基等. 贵州梵净山九龙池一万年来来的植被和气候变化. 贵州地质, 1992, **9**(2): 167-177.
- [22] 陈佩英. 贵州省梵净山九龙池剖面全新世孢粉组合与古环境. 贵州地质, 1989, (2): 110-116.
- [23] Lv YN, Xiong KN, Rong L *et al.* Comparative analysis of world heritage values on biological and ecological evolution in Fanjingshan Mountain. *World Regional Studies*, 2016, **25**(5): 131-141. [吕伊娜, 熊康宁, 容丽等. 梵净山生物生态演化的世界自然遗产价值对比分析. 世界地理研究, 2016, **25**(5): 131-141.]
- [24] 谢仁波, 毛江, 白琴琴. 梵净山气候特点及旅游气候初步分析. 贵州气象, 2015, **39**(2): 34-36.
- [25] Qiao YL, Chen PY, Shen CM *et al.* Quantitative reconstruction of vegetation and climate of Fanjingshan section in Guizhou during last 10 000 years. *Geochimica*, 1996, **25**(5): 445-457. [乔玉楼, 陈佩英, 沈才明等. 定量重建贵州梵净山一万年来的植被与气候. 地

- 球化学, 1996, 25(5): 445-457.]
- [26] 《贵州梵净山科学考察集》编辑委员会. 贵州梵净山科学考察集. 北京: 中国环境科学出版社, 1987: 5-10.
- [27] 黄威廉, 屠玉麟, 杨龙. 贵州植被. 贵阳: 贵州人民出版社, 1988: 312-324.
- [28] Yoshioka T, Wada E, Saijo Y. Isotopic characterization of Lake Kizaki and Lake Suwa. *Jpn J Limnol*, 1988, 49(2): 119-128.
- [29] Rong YM, Peng HJ, Ding HW *et al.* A study on the  $^{14}\text{C}$  chronology of Jiulongchi Wetland deposit on the Fanjingshan Mountain and its carbon accumulation rate during the Holocene. *Earth and Environment*, 2022, 50(1): 14-24. [戎钊锰, 彭海军, 丁寒维等. 贵州梵净山九龙池沉积物 $^{14}\text{C}$ 年代学研究及全新世碳累积速率变化. 地球与环境, 2022, 50(1): 14-24.]
- [30] Reimer PJ, Baillie MGL, Bard E *et al.* IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal B.P. *Radiocarbon*, 2009, 55(4): 1869-1887.
- [31] Blaauw M, Christen JA. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 2011, 6(3): 457-474.
- [32] Liu XZ, Zhang Y, Su Q *et al.* Progress of research on relationships between terrestrial plant nitrogen isotope composition and climate environment change. *Adv Earth Sci*, 2014, 29(2): 216-226. [刘贤赵, 张勇, 宿庆等. 陆生植物氮同位素组成与气候环境变化研究进展. 地球科学进展, 2014, 29(2): 216-226.]
- [33] Peters KE, Sweeney RE, Kaplan IR. Correlation of carbon and nitrogen stable isotope ratios in sedimentary organic matter. *Limnol Oceanogr*, 1978, 23(4): 598-604.
- [34] Talbot MR. Nitrogen isotopes in palaeolimnology. In: Birks HJB, Lotter AF, Steve Juggins S *et al.* eds. Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Physical and Geochemical Methods, Vol. 2. Kluwer Academic Publishers, 2001: 401-439.
- [35] Eshetu Z, Högberg P. Effects of land use on  $^{15}\text{N}$  natural abundance of soils in Ethiopian Highlands. *Plant and Soil*, 2000, 222(1): 109-117.
- [36] Aranibar JN, Anderson IC, Epstein HE *et al.* Nitrogen isotope composition of soils,  $\text{C}_3$  and  $\text{C}_4$  plants along land use gradients in southern Africa. *J Arid Environ*, 2008, 72(4): 326-337.
- [37] Sah S, Brumme R. Altitudinal gradients of natural abundance of stable isotopes of nitrogen and carbon in the needles and soil of a pine forest in Nepal. *J For Sci*, 2012, 49(1): 19-26.
- [38] Austin AT, Sala OE, Schulze ED *et al.* Foliar  $\delta^{15}\text{N}$  is negatively correlated with rainfall along the IGBP transect in Australia: Authors' reply. *Aust J Plant Physiol*, 1999, 26(3): 293-298.
- [39] Bustamante MMC, Martinelli LA, Silva DA *et al.*  $^{15}\text{N}$  natural abundance in woody plants and soils of central Brazilian savannas (cerrado). *Ecol Appl*, 2004, 14(SP4): 200-213.
- [40] Ge CD, Wang Y, Pedersen TF *et al.* Variability of organic carbon isotope, nitrogen isotope, and C/N in the Wanquan River estuary, eastern Hainan Island, China and its environmental implications. *Quat Sci*, 2007, 27(5): 845-852. [葛晨东, 王颖, Pedersen TF 等. 海南岛万泉河口沉积物有机碳、氮同位素的特征及其环境意义. 第四纪研究, 2007, 27(5): 845-852.]
- [41] Mayer LM. Surface area control of organic carbon accumulation in continental shelf sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1994, 58(4): 1271-1284.
- [42] Kendall C, Silva SR, Kelly VJ. Carbon and nitrogen isotopic compositions of Particulate organic matter in four large river systems across the United States. *Hydrology Processes*, 2001, 15: 1301-1346.
- [43] Redfield AC, Ketchum BH, Richards FA. The influence of organisms on the composition of sea-water. *Sea*, 1963.
- [44] Zhao Y, Wu F, Fang X *et al.* Topsoil C/N ratios in the Qilian Mountains area: Implications for the use of subaqueous sediment C/N ratios in paleo-environmental reconstructions to indicate organic sources. *Palaeogeog Palaeoclim Palaeoecol*, 2015, 426: 1-9.
- [45] Xu H, Yu K, Lan J *et al.* Different responses of sedimentary  $\delta^{15}\text{N}$  to climatic changes and anthropogenic impacts in lakes across the Eastern margin of the Tibetan Plateau. *J Asian Earth Sci*, 2016, 123: 111-118.
- [46] 张玉清. 河流功能区水污染物容量总量控制的原理和方法. 北京: 中国环境科学出版社, 2001.
- [47] Xiao JL, Si B, Zhai DY *et al.* Hydrology of Dali Lake in central-eastern Inner Mongolia and Holocene East Asian monsoon variability. *J Palaeolimnol*, 2008, 40(1): 519-528. DOI: 10.1007/s10933-007-9179-x.
- [48] Xue B, Wang SM, Wu YH *et al.* Palaeoenvironmental reconstruction of Zoige Basin of Eastern Tibetan Plateau during the past 140 ka. *J Lake Sci*, 1999, 11(3): 206-213. DOI: 10.18307/1999.0303. [薛滨, 王苏民, 吴艳宏等. 若尔盖盆地 RM 孔揭示的过去 14 万年古环境. 湖泊科学, 1999, 11(3): 206-213.]
- [49] Xiao J, Wu J, Si B *et al.* Holocene climate changes in the monsoon/arid transition reflected by carbon concentration in Daihai Lake of Inner Mongolia. *The Holocene*, 2006, 16(4): 551-560.
- [50] Meyers PA. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: A summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Org Geochem*, 2003, 34(2): 261-289.
- [51] Gao Y, Xiong KN, Quan MY *et al.* Holocene climate dynamics derived from pollen record of Jiulongchi wetland in Fanjing Mountain, southwest China. *Quat Int*, 2019, 513: 1-7. DOI: 10.1016/j.quaint.2019.01.009.
- [52] Quan MY, Gao Y, Xiong KN *et al.* Paleoclimate change of the Fanjingshan World Natural Heritage property since Holocene. *Earth and Environment*, 2019, 47(5): 610-620. [全明英, 高洋, 熊康宁等. 梵净山世界自然遗产地全新世的古气候变化. 地球与环境, 2019, 47(5): 610-620.]