

云南省鹤庆盆地 2.78Ma 以来的环境演化*

肖海丰^{1,2}, 沈吉¹, 肖霞云^{1,2}

(1:中国科学院南京地理与湖泊研究所,南京 210008)

(2:中国科学院研究生院,北京 100039)

摘要:通过对云贵高原西北部鹤庆钻孔古湖相沉积岩芯的粒度、碳酸盐含量和烧失量等指标的综合分析、研究,重建了鹤庆盆地 2.78 Ma 以来的古环境演化过程. 岩芯磁性地层表明,鹤庆湖盆形成于约 2.78 Ma. 环境代用指标的综合分析显示,鹤庆盆地 2.78 Ma 以来有过三次大的环境转变,即 2.65 Ma 鹤庆湖盆积水成湖,1.55 Ma、0.99 Ma 左右山盆高差两次加大,这分别与青藏运动 B 幕、C 幕和昆黄运动耦合.

关键词:构造运动;多指标综合分析;环境演变;鹤庆盆地

Paleoenvironmental evolution of Heqing basin in Yunnan Province since 2.78 Ma

XIAO Haifeng^{1,2}, SHEN Ji¹ & XIAO Xiayun^{1,2}

(1: *Nanjing Institute of Geography and Limnology, CAS, Nanjing 210008, P. R. China*)

(2: *Graduate School, CAS, Beijing 100039, P. R. China*)

Abstract: Based on multi-proxy investigations such as grain size, content of carbonate and loss on ignition of the deep core of the ancient lake in the Heqing basin, the northwest of Yungui Plateau, it is reconstructed for a 2.78 Ma paleoenvironmental evolution. The result of magnetic stratum indicates that the Heqing lake basin was formed at about 2.78 Ma. Further, the multi-proxy analysis reveals that there had been three major environmental stages in the Heqing basin since 2.78 Ma, namely the lake basin accumulated water to be a lake in 2.65 Ma, and the height difference between the mountains and basin increased twice at about 1.55 Ma and 0.99 Ma. These stages couples well with Qingzang movement phase B, phase C and Kunlun-Huanghe movement respectively.

Keywords: tectonic movement; multi-proxy investigations; environmental evolution; Heqing basin

鹤庆盆地是云贵高原西北部的构造断陷盆地,其西北部和青藏高原相邻^[1]. 盆地位于西南季风区,其环境演化深受西南季风影响^[2]. 由于鹤庆盆地的演化历史长^[3],沉积厚度大,是研究区域地质构造和西南季风演化的较理想区域. 现有的研究主要集中于 1Ma 以前^[4-7],已显示西南季风的演化特点明显不同于东南季风区. 为探索更长时间尺度西南季风演化过程和规律,由国家科技部和中国科学院联合支持的“中国大陆环境钻探计划”将云南鹤庆盆地作为首个深钻地点,钻取岩芯 737.72 m,钻孔岩芯以湖相沉积为主. 本文通过对所取岩芯的粒度、碳酸盐含量、烧失量测试和代用指标的综合研究,为鹤庆盆地晚新生代以来的环境演化过程作分析.

1 研究区概况

鹤庆盆地(100°8′–100°17′E,26°27′–26°46′N)位于云南省鹤庆县西北部. 盆地北高南低,坡度约为 1°–3°. 盆地呈南北狭长展布,与构造带方向一致,面积约 144 km². 盆地四周群山环绕,其中向北 40 km 的玉龙雪山(5596 m),有现代冰川发育. 漾弓江发源于玉龙雪山,在流经盆地东部后汇入金沙江(见图 1). 盆

* 国家自然科学基金重点项目(40331003)资助. 2005–04–06 收稿;2005–08–03 收修改稿. 肖海丰,女,1972 年生,博士研究生;E-mail:xhf@niglas.ac.cn.

地夏季主要受孟加拉湾暖湿气流影响,冬季在西西南支急流控制下,具有冬凉干、夏温湿的季风气候特点.年降水量在 900 - 1000 mm,主要集中于夏季.年平均气温 13.5℃,1月均温 8℃,7月均温 21℃,气温的年较差较小^[3-7].

2 样品采集与实验方法

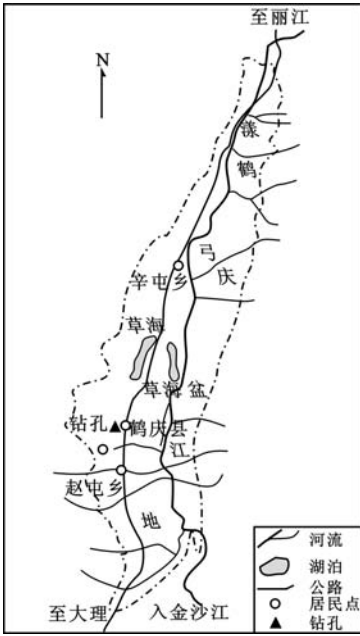


图1 鹤庆孔位置图

Fig. 1 Diagram of Heqing core site

钻孔位于(100°10'14.2"E,26°33'43.1"N)鹤庆盆地的中部,海拔 2190 m. 钻孔岩芯 200 m 以上以 20 cm 间距取样,200 m 以下按 50 cm 间距取样,共计 1989 个. 实验项目有粒度、烧失量和碳酸盐含量. 粒度分析使用 Mastersizer - 2000 激光粒度仪,多次重复测量误差 < 2%. 碳酸盐含量采用酸碱中和和滴定法测定. 烧失量测定是在马弗炉中 550℃ 灼烧 5 h 后计算失重的百分含量^[8]. 古地磁年代测定结果表明(图 2),B/M 界限位于 152.12 m,193.57 - 233.53 m 为 Jallomiro 极性事件,416.42 - 452.93 m 为 Olduvai 极性事件,Gauss 极性期的顶界在 668.52 m,整个钻孔反映约 2.78 Ma 以来的沉积过程.

3 指标的环境意义

湖泊沉积物的粒度分异受多种因素影响,其中物源区岩性、地理环境以及河湖动力作用和水位的高低可能是控制本区粒度分异的主导因素,故可间接揭示区域内的构造运动的强弱. 构造运动的活跃期,地形起伏增大入湖河流动力增强,更有利大量粗颗粒物被带入湖底;在构造运动相对平静期,物源区风化作用增强,动力作用减弱,细粒沉积物的比例一般增高,岩芯粒度偏细^[9].

干旱、半干旱区的湖泊沉积物自生碳酸盐含量指示湖水的古盐度状况,反映有效水汽的变化^[10],本区是碳酸盐岩分布地区,在物源区岩性基本不变、碳酸盐的溶蚀作用和生物自生碳酸盐的影响相对较小的情况下,碳酸盐总量也可间接反映区域有效湿度及其变化. 另外,湖泊的封闭或外流状态也影响碳酸盐含量. 烧失量主要反映沉积物中有机质含量^[11],指示湖泊及其流域初始生产力的变化. 此外湖泊沉积物碳酸盐含量和烧失量还受输入和保存两种过程和沉积速率等因素影响^[12],在输入和保存条件相对较稳定的情况下,较快的沉积速率会冲淡二者的含量.

4 环境演化阶段与讨论

根据鹤庆钻孔岩芯粒度、碳酸盐含量和烧失量的变化,结合岩性特征,初步将该地区 2.78 Ma 以来的环境演化划分为三个阶段,每阶段内部又可分出几个亚段(图 2).

1.4 阶段 A: 737.72 - 382.1 m (2.78 - 1.55 MaBP)

该阶段岩性变化很大,进一步可划分为三个亚段:

A1: 737.72 - 632.81 m (2.78 - 2.46 MaBP). 该亚段 720.71 m 以下为砾石层,从 720.71 m 向上变为泥夹砂砾,含较多炭屑. 本亚段是全芯粒度最粗,变化也较大的层段,中值粒径一般为 6 - 40 μm,结合岩性特征,指示不稳定的沉积环境. 岩芯在 694.03 m (2.65 MaBP) 附近烧失量和碳酸盐含量突然增高,在 694.03 - 689.33 m 之间有大量螺壳,显示鹤庆盆地开始积水成湖. 向上碳酸盐含量和烧失量继续波动升高,中值粒径逐渐变小,以灰绿色泥为主,指示湖水不断加深的过程. 李吉均等^[13]的研究指出,2.8 - 2.5 MaBP 发生青藏运动的第二幕. 该幕高原面隆升使古地面的高度升至 1500 - 2000 m,达到了水汽凝结高度和动力临界高度,使浅薄高原季风转变为深厚高原季风,在对流层顶形成强大的青藏高压,在夏季时可达平流层低层,促使西南季风加强^[14,15],降水增多,可能是鹤庆湖盆地积水成湖,水深增大的古气候背景.

A2: 632.81 - 489.3 m (2.46 - 2.02 MaBP). 本亚段以青灰、灰黑色泥为主,中间夹一些中、细砂层,水平

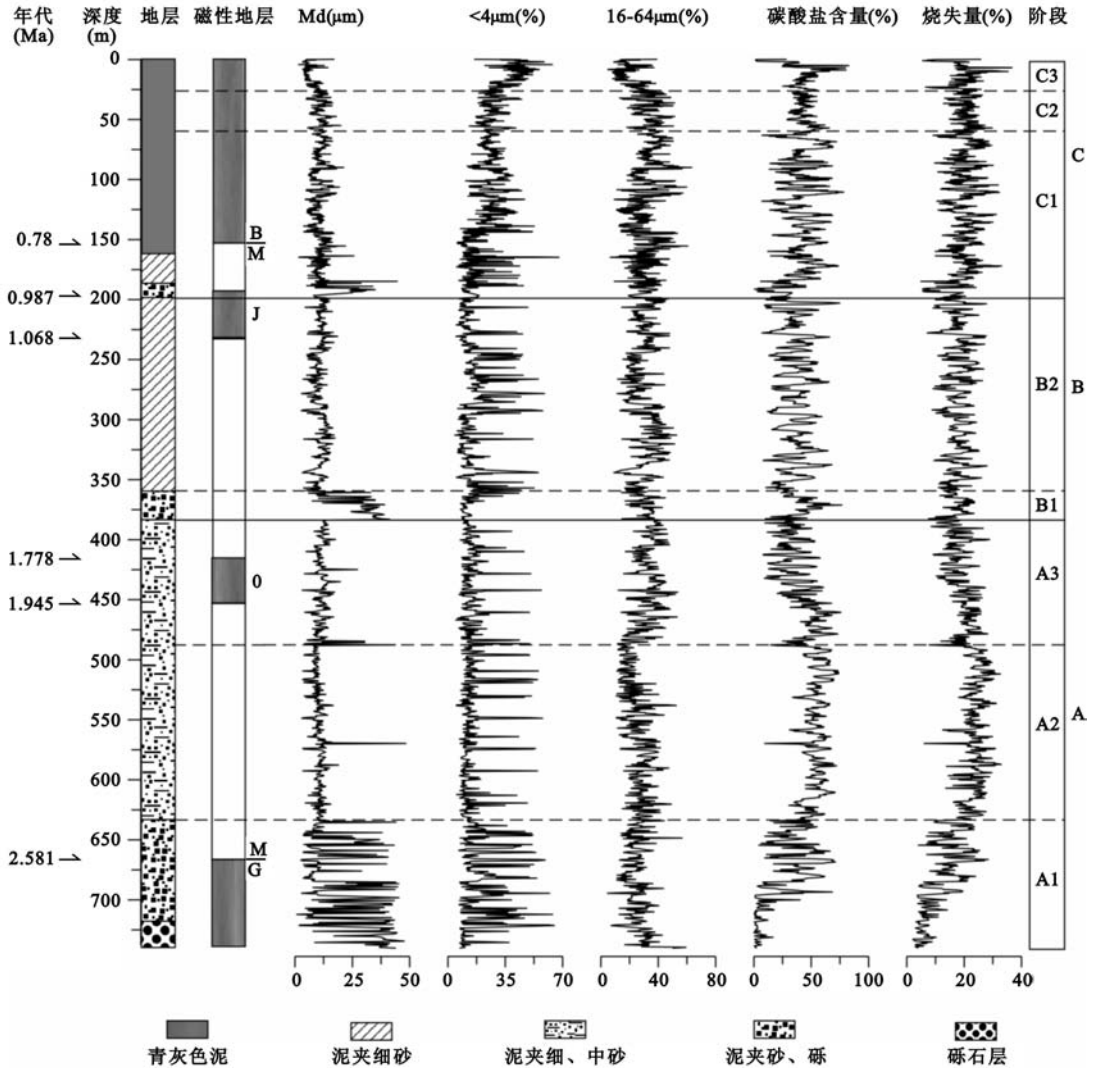


图2 鹤庆孔岩性特征与环境指标变化曲线

Fig. 2 Lithology feature and curve of environmental proxy change in Heqing core

层理构造,有机质含量高,富含炭屑. 本段中值粒径大多 $7-12\ \mu\text{m}$,是全芯相对较稳定和粒度偏小的层段. 碳酸盐含量多 $45\%-65\%$,烧失量多 $20\%-28\%$,属于全岩芯的高值段. 烧失量高值反映古湖泊高的初级生产力水平,指示湖区气候温暖水生和陆上植物繁盛. 同时,烧失量和碳酸盐含量还受早期成岩作用的影响,其高值也反映湖底具备高输入和有利保存相结合的条件. 通常湖底还原环境更有利于碳酸盐和有机质保存,尤其在水深较大的水体分层湖泊湖底多处于较强的还原环境,更利于湖底碳酸盐和有机质保存^[16]. 结合岩性和粒度特征,推测本亚段水深较大. 在 $568\ \mu\text{m}$ 左右碳酸盐含量和烧失量出现谷值,粗粒级出现峰值,岩芯为含砾石的粉砂层,可能指示一次低湖面波动.

A3: $489.3-382.1\ \mu\text{m}$ (2.02-1.55 MaBP). 本亚段以青灰色泥为主,夹多层粉砂和炭屑,水平层理发育. 本亚段中值粒径多 $8-14\ \mu\text{m}$,向上呈微弱增大趋势, $<4\ \mu\text{m}$ 粒度的百分含量向上渐变小, $16-64\ \mu\text{m}$ 粒度的百分含量多占总量的 $20\%-40\%$,向上略增大. 碳酸盐含量一般 $30\%-55\%$,向上趋于减小. 烧失量

一般为 16% - 22%, 从底部至中部趋于变小, 向上部稍有增大. 推测此阶段湖面在起伏波动中稍有变浅. 在本段底部 486.79 - 482.5 m 出现较多灰黑色砂层, 中值粒径急剧变大, 碳酸盐含量和烧失量急剧变小, 指示一次突然的水体变浅过程.

4.2 阶段 B: 382.1 - 195.65 m (1.55 - 0.99 MaBP)

本阶段底部岩性较粗, 向上变细, 可划分为两个亚段.

B1: 382.1 - 358.58 m (1.55 - 1.48 MaBP). 此段底部突变为红褐色砾石层, 向上为红褐色和青灰色泥夹砂砾, 此段中值粒径曲线为突出的峰值, 沉积速率突然增大 (图 3), 在盆地分析中通常将沉积速率突然增大^[17], 并伴随沉积粒粗增粗作为盆地周围山地上升的证据, 因而此阶段可能为一次湖盆与周围山地的高差突然加大的构造运动过程. 李吉均等的研究指出^[13], 1.7 MaBP 发生青藏运动的最后一幕. 伴随此幕隆升, 临夏东山古湖被切穿排干, 黄河诞生; 兰州盆地广泛的洪积扇砾岩覆盖在主夷平后的一级山麓剥蚀面. 张叶春等的研究显示^[18], 金沙江水系也是大致此时切穿连通昔格达各古湖诞生. 巴基斯坦杰卢姆河切穿门格拉背斜和盆地的时间为 1.5 MaBP^[19], 波特瓦尔高原大部分希瓦克利地层结束沉积褶皱成山的时间基本均为 1.6 MaBP. 以上研究显示, 1.7 - 1.6 MaBP 前后是一次非常强烈的青藏高原整体隆升, 源于高原的河流切穿早先的盆地, 形成亚洲各巨型水系的雏形. 鹤庆盆地可能受该期青藏高原隆升的构造运动影响, 控盆断裂的差异升降运动加剧从而引起山盆高差的加大.

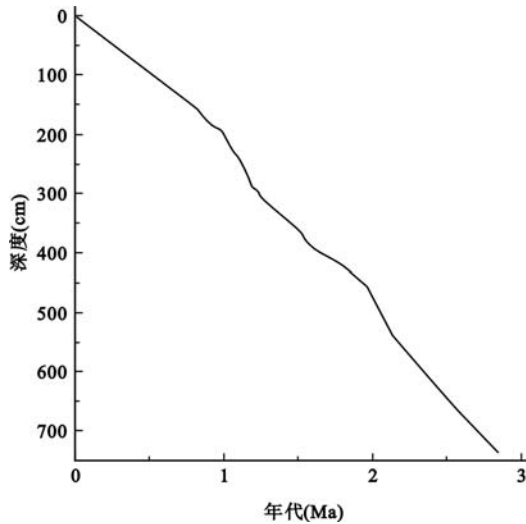


图 3 鹤庆孔深度与年代关系曲线

Fig. 3 Curve of of depth and time correlation in Heqing core

B2: 358.58 - 195.65 m (1.48 - 0.99 MaBP). 此段岩芯为青灰、灰黑、黄灰色泥, 中间夹多层粉砂. 本段为整个岩芯中粒度较细的层段, 中值粒径一般是 5 - 15 μm , <4 μm 粒度百分含量一般是 10% - 26%, 16 - 64 μm 粒度百分含量一般是 20% - 44%. 碳酸盐含量大多是 15% - 56%, 烧失量多数是 11% - 24%, 都属于全芯的中值水平. 在 285 m 附近三种粒度曲线发生突变, 中值粒径曲线和 16 - 64 μm 粒度百分含量曲线明显由高转低, 向上在波动中趋于增大, <4 μm 粒度百分含量曲线在此转为峰值波动, 向上渐趋于变小, 可能指示古湖泊从浅到深湖, 再渐变浅的演化过程.

4.3 阶段 C: 195.65 - 0 m (0.99 - 0 MaBP) 本段岩芯可划分为三个亚段:

C1: 195.65 - 60 m (0.99 - 0.3 MaBP) 依照岩性和粒度变化特征, 本段以 184.27 m 为界分为两小段.

C1.1: 195.65 - 184.27 m (0.99 - 0.91 MaBP). 本段底部 195.65 - 189.64 m 为红褐色砂砾混杂堆积, 夹杂一些大砾石, 189.64 m 以上是红褐色粗砂和泥互层. 此阶段中值粒径大多为 10 - 44 μm , 为中值粒径曲线

中突出的峰值段, <4 μm 粒度百分含量多为 8% - 18%, 为一谷值波动. 此阶段碳酸盐含量曲线和烧失量曲线中为谷值段. 本段岩芯指标变化特征可能指示山盆相对高差又一次增大, 可能是对青藏高原昆黄运动的沉积响应, 此次运动在青藏高原周边地区也有反映^[14], 柴达木盆地和孟加拉湾海底扇于 1.1 - 0.73 Ma 出现沉积速率高峰期; 南亚 MFT 在 1.1 - 0.9 Ma 曾发生最强烈活动. 又据印度洋海底沉积物的矿物分析显示, 大喜马拉雅山曾于 0.9 Ma 产生再次强烈隆升, 在高原及其周边地区伴随有一系列新湖泊形成. 李吉均等的研究指出, 昆黄运动使青藏高原原的高程超过 3000 m, 进入冰冻圈.

C1.2: 184.27 - 60 m (0.92 - 0.31 MaBP). 此亚段依照岩性和粒度变化特征又可细划为三部分. 163.2 m 之下主要为青灰色泥, 夹少量细砂层, 中值粒径曲线处于谷值, <4 μm 粒度百分含量曲线多次出现峰值波动, 推测此阶段湖水深度较大. 157.26 - 163.2 m 之间出现较多红褐色中砂层, 中值粒径曲线和 16 - 64 μm 粒度百分含量曲线出现峰值波动, <4 μm 粒度百分含量曲线出现谷值, 可能指示此阶段湖水深度变浅. 60 - 157.26 m 主要为青灰色、灰黑色泥, <4 μm 粒度百分含量向上趋于增大, 中值粒径曲线比较稳定, 可能指示此阶段湖水稳定且稍有加深的过程. 由以上分析可见, 此阶段湖水经历了较深 - 浅化 - 逐步加深的波动过程. 本亚段的碳酸盐含量和烧失量指标变化趋势不明显.

C2: 60 - 26 m (0.31 - 0.13 MaBP). 本阶段岩性主要为青灰色泥, 沉积物中值粒径集中于 7 - 14 μm , 是 C 阶段中最稳定段. 碳酸盐含量和烧失量曲线波动幅度明显变小, 也是 C 阶段中最稳定的一段. 碳酸盐含量大多是 40% - 50%, 烧失量多数是 17% - 24%, 属于全岩芯的中高值. 本阶段岩芯指标的变化特征应指示湖水较深且湖面相对较稳定.

C3: 26 - 0 m (0.13 - 0 MaBP). 自 26 m 开始出现螺壳的沉积, 自下而上岩性依次为青灰色、灰绿色、浅灰色泥, 灰绿色泥中出现泥浆. 此亚段出现碳酸盐含量和烧失量的最大峰值, 而中值粒径出现最大谷值, 推测此亚段湖水曾经达到很深. 李吉均的研究中指出^[14], 自 0.15 MaBP 左右开始的共和运动使喜马拉雅山隆升到 6000 m 左右的高度, 成为西南季风北进的障碍; 推测此时由于喜马拉雅山的阻挡, 使西南季风向北扩张由爬越转变以分支绕流为主, 其东支气流顺着山脉走向更强烈影响我国西南地区^[20]. 由于本阶段西南季风环流明显增强, 包括鹤庆盆地在内的整个西南地区降水增多, 从而出现了岩芯中高湖面波动. 井深 2.7 m 以上, 浅灰色泥中出现植物残体. 从 1.6 m 开始, 碳酸盐含量和烧失量急剧变小, 岩芯颜色也突变为灰褐色, 推测此时湖泊已经退出钻孔区域, 此转变的原因有待于进一步的探索.

综上所述, 鹤庆钻孔 737.72 m 岩芯揭示了鹤庆盆地 2.78 MaBP 以来的环境演化过程. 2.8 - 2.5 MaBP 的青藏运动 B 幕使高原加速隆升, 此幕隆升运动导致深厚高原季风形成, 使西南季风加强, 降水增加, 因此鹤庆古湖盆在 2.65 MaBP 前后积水成湖. 2.46 - 2.02 MaBP 间湖水稳定积累加深, 其中有一次低湖面波动. 2.02 - 1.55 MaBP 间湖水稍有变浅. 1.55 - 1.48 MaBP 间岩芯出现 20 m 左右含砾石沉积, 反映山盆高差又一次增大, 可能受青藏运动 C 幕的影响. 此阶段深海和黄土沉积中也存在转型, 热带大西洋 659 站氧同位素滤波曲线 100 ka 周期振幅在 1.5 Ma 前开始连续增强^[21], 1.6 Ma 黄土沉积开始受全球冰体变化影响^[22]. 此后 1.48 - 0.99 MaBP 间湖面经历了低 - 高 - 低的波动过程. 0.99 - 0.92 MaBP 间湖盆周围高差再次加大, 推测是青藏高原昆黄运动在本区的表现. 此时段发生了全球性气候转型, 气候波动的主导周期从 40 Ka 转变为 100 Ka, 同时冰期与间冰期气候反差增强, 在中国黄土堆积中, 表现为冬夏季风的显著增强^[23]. 0.92 - 0.31 MaBP 间鹤庆湖面出现一次高 - 低 - 高的波动过程. 0.31 - 0.13 MaBP 间湖面较稳定且湖水较深. 0.13 - 0 MaBP 间曾出现的深湖期, 分析因共和运动和青藏高原新一期隆升, 导致西南季风向北扩张的形式转变为分流绕行, 西南季风环流增强, 表现为鹤庆古湖最近一次深水过程.

另外, 在整个演化阶段中, 碳酸盐含量曲线和烧失量曲线出现相似的变化趋势, 推测是由于两者演化中存在共同主导控制因素引起的, 可能是由于两者的保存条件比较相似, 深水环境有利于两者的保存.

致谢 衷心感谢朱育新副研究员、夏威夷和潘红玺高级工程师、吕红妹老师以及王树标师傅在样品分析实验过程中给予的帮助和支持. 古地磁年代测定由中国科学院地球环境研究所张小科副研究员完成, 特此致谢.

5 参考文献

[1] 李峰, 薛传东. 滇西北新生代以来地球动力学背景及其环境影响. 大地构造与成矿学, 1999, 23

- (2):115 - 122.
- [2] 中国科学院青藏高原综合科学考察队. 横断山区自然地理. 北京:科学出版社,1997:90 - 97.
- [3] 云南省鹤庆县志编纂委员会. 鹤庆县志. 昆明:云南人民出版社,1991:82 - 86.
- [4] 蒋雪中,王苏民,羊向东等. 云南鹤庆盆地末次盛冰期的孢粉记录与古季风. 微体古生物学报,2001,18(3):263 - 267.
- [5] 蒋雪中,王苏民,羊向东. 云南鹤庆盆地 30Ka 以来的古气候与环境变迁. 湖泊科学,1998,10(2):10 - 16.
- [6] 彭金兰,王苏民. 云南鹤庆盆地 15 万年以来的介形类及环境变迁. 湖泊科学,2003,15(1):1 - 10.
- [7] 石英,童国榜,王苏民等. 云南鹤庆盆地晚第四纪硅藻植物群与环境. 海洋地质与第四纪地质,1998,18(4):79 - 86.
- [8] Heiri O, Lotter A F, Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content insediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 2001,25: 101 - 110.
- [9] 沈吉,吕厚远,王苏民等. 错鄂孔深钻揭示的青藏高原中部 2.8 MaBP 以来环境演化及其对构造事件响应. 中国科学 D 辑,2004,34(4):359 - 366.
- [10] 青藏项目专家委员会编. 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文年刊(1995). 北京:科学出版社,1996:112 - 117.
- [11] 张佳华,孔昭宸,杜乃秋. 烧失量数值波动对北京地区过去气候和环境的特征响应. 生态学报,1998,18(4):343 - 347.
- [12] 刘春莲,杨建林. 影响湖相沉积岩中有机碳分布的主要因素——以三水盆地为例. 沉积学报,19(10):113 - 116.
- [13] 施雅风,李吉均,李炳元. 青藏高原晚新生代隆起与环境变化. 广州:广州科技出版社,1998:399 - 401.
- [14] 李吉均. 青藏高原的地貌演化与亚洲季风. 海洋地质与第四纪地质,1999,19(1):1 - 11.
- [15] 汤懋苍,刘晓东. 一个新的划分第四纪的标志——高原季风演变的地质环境结果. 第四纪研究,1995,2(1):82 - 88.
- [16] 王冠民,钟建华. 湖泊纹层的沉积机理研究评述与展望. 岩石矿物学杂志,2004,23(1):43 - 48.
- [17] 薛滨,王苏民,夏威岚等. 若尔盖 RM 孔揭示的青藏高原 900kaBP 以来的隆升与环境变化. 中国科学(D 辑),1997,27(6):543 - 547.
- [18] 张叶春. 长江三峡贯通的时代及意义. 西北师范大学学报(自然科学版),1995,31(2):52 - 56.
- [19] Opdyke N D, Lindsay E, Johnson G D, *et al.* Magnetic polarity stratigraphy and vertebrate paleontology of the upper siwalik subgroup of northern Pakistan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1979,27: 1 - 34.
- [20] 缪启龙,刘雅芳,周锁铨编著. 气候学. 北京:气象出版社,1995:185.
- [21] Rutherford S, Hondt S D. Early onset and tropical forcing of 100000-year Pleistocene glacial cycles. *Nature*, 2000,408:72 - 75.
- [22] Liu D S, Ding Z L, Rutter N. Comparison of Milankovitch periods between continental loess and deep sea records over the last 2.5 Ma. *Quaternary Science Reviews*. 1999,18:1205 - 1212.
- [23] 郑本兴主编. 青藏高原隆升及其对自然环境的影响. 北京:科学出版社,1999:490.