

10-16

p531

云南鹤庆盆地 30ka 以来的古气候与环境变迁

蒋雪中 王苏民 羊向东

p532

(中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊沉积与环境开放实验室, 南京 210008)

提 要 通过云南鹤庆钻孔(HQ孔)顶部 8.11m 岩芯剖面样品的多项环境指标的综合分析,重建了云南鹤庆盆地 30kaBP 以来的古气候环境演化历史。研究表明,该区气候在千年时间尺度上表现为冷湿与暖干组合交替的特点,末次冰盛期,为明显的冷湿环境,表现为最高湖面;盆地于晚冰期,约 14.2kaBP 始被切开,造成环境指标的大变化,进入全新世后,则以温干环境为主导,出现数次冷事件,后者是与东南季风区进行比较研究的桥梁。

关键词 环境变迁, 古季风, 末次冰期, 鹤庆盆地, 古气候
分类号 P532

西南季风气候的形成与发展和青藏高原的隆升息息相关,西南季风的强弱进退与高原季风是构成东亚大气环流的重要组成部分,现有资料表明,西南季风区不同时间尺度的气候特点显然不同于东南季风区^[1],冰期时西南季风向南退缩的距离也远较东南季风区为小^[2],但至今缺乏较系统研究的晚第四纪沉积剖面。本文依据鹤庆沉积钻孔的多环境指标分析,重建该区 3 万多年来环境变化序列,以期揭示不同时间尺度环境变化的特点,水热组合与西南季风变迁的关系。

鹤庆盆地位于云南鹤庆县(100°06'—100°29'E, 25°51'—26°42'N 图 1)西北部,为构造断陷盆地,大地构造上位于青藏高原隆起带的边缘部位,属滇西北高原横断山余脉,自晚新生代以来持续沉积,勘探资料表明沉积厚度达 700m。本区气候的垂直地带性明显,盆地介于亚热带与寒温带之间的过渡区,为西南季风气候敏感地带,每年 5—8 月受来自印度洋的西南暖湿气流影响,为雨季;11 月—次年 4 月受南支西风影响,形成干季^①。盆地区年均温为 13.5℃,年均降水量为 962.5mm,植被分区属高原亚热带常绿阔叶林地带,山地垂直植被发育^[3]。

鹤庆钻孔(HQ孔)位于鹤庆盆地沉积中心,孔深 121.35m(未见底),地面海拔 2200m,本文讨论其顶部 8.11m 层段。

1 剖面岩性和研究方法

剖面 8.11m 以上均为细颗粒成分,根据沉积物颜色、粒度等特征可分为 8.11—6.50m,灰绿色泥;6.50—6.20m 为深灰色泥;6.20—4.10m 为灰绿色泥;4.10—2.50m,青灰色泥;2.50—2.03m 为褐灰色泥;2.03—1.50m 黄色泥;1.50—0.15m 棕灰色泥;0.15—0m 为人工填土。野外按 5cm 间隔连续采样,室内同步进行孢粉、碳酸盐、有机碳(TOC)、总氮(TN)、磁化率(χ_{lr})和频率磁化率(χ_{fd})等指标分析,共分析样品 162 块,其中孢粉采用常规的酸碱处理和二

· 国家自然科学基金(49572131),中国科学院重大项目(KZ951-A1-402-04)和国家科委攀登项目共同资助。
收稿日期:1998-01-04, 蒋雪中,男,1974年生,硕士研究生。
① 鹤庆县水电局水资源调查区划组,云南省鹤庆县水资源调查评论与水利化区划(内部资料),1985,1-14。

11

次重液离心提取,每个样品的孢粉统计在 200—600 粒之间,碳酸盐测定采用本所研制的碳酸盐含量自动分析仪,有机碳测定采用重铬酸钾($K_2Cr_2O_7$)容量法—外加热法(Tyrin 法),总氮采用过硫酸钾($K_2S_2O_8$)氧化法,磁化率和频率磁化率使用英国 Bartington 公司生产 MS₂ 型磁化率测量仪和 HS₂B 双频探头(高低频分别为 4.7kHz 和 0.47kHz)测定。

岩芯的年代学研究应用沉积物有机质进行 LSC¹⁴C 测年,得到 3 个测年数据:1.45m, 5885 ± 110aBP; 3.50m, 11858 ± 370aBP; 8.11m, 30586 ± 1120aBP。

2 研究结果

依据剖面多指标分析结果,大体上将剖面分为六个阶段(图 2):

2.1 阶段 I

8.11—7.25m(30—26.5kaBP),本阶段碳酸盐含量(20%—50%)和有机碳(TOC)(1.2%—2%)呈上升趋势,并有小波动,C/N 比值下部较高,为 20 左右,上部明显降低,比值为 15,磁化率较低,为 $18 \times 10^{-8} m^3 kg^{-1}$,频率磁化率在剖面中为谷值阶段。孢粉组合中,木本花粉占优势(55%—87%),灌木、草本含量很低,木本中以高山栎 *Q. semecarpifolia*、铁杉 *Tsuga chinensis*、松 *Pinus* 为主,见少量云杉 *Picea*、冷杉 *Abies*、红豆杉 *Taxus*、栎 *Quercus*、桦 *Betula* 等,草本中主要是少量禾本科及蔷薇科 *Rosaceae* 花粉,水生植物也常见,局部层位含量高达 5%,蕨类孢子含量也比较丰富(10%—35%)。

2.2 阶段 I

7.25—4.1m(26.5—14.2kaBP),反映凉偏湿的环境,可细分为 3 个亚阶段:

下部 I a 段:7.25—6.5m(26.5—23.7kaBP),碳酸盐含量, Xfd 波动升高,TOC 和 C/N 波动明显,但变化不大,孢粉中木本含量高达 90% 以上,占绝对优势,铁杉和高山栎含量升高,为剖面峰值段,水生植物含量在底部较高,向上减少,云冷杉、落叶栎、红豆杉等含量变化不大,蕨类花粉明显增多,冷湿的环境特点明显。

中部 I b 段:6.5—6.2m(23.7—22.5kaBP),碳酸盐含量、C/N 比值急剧下降,TOC 含量和频率磁化率有不同程度降低,铁杉、高山栎含量较少,松属花粉含量显著增高,环境明显变干。

上部 I c 段:6.2—4.1m(22.5—14.2kaBP),碳酸盐含量、TOC、C/N 比值、Xfd 迅速增加,在

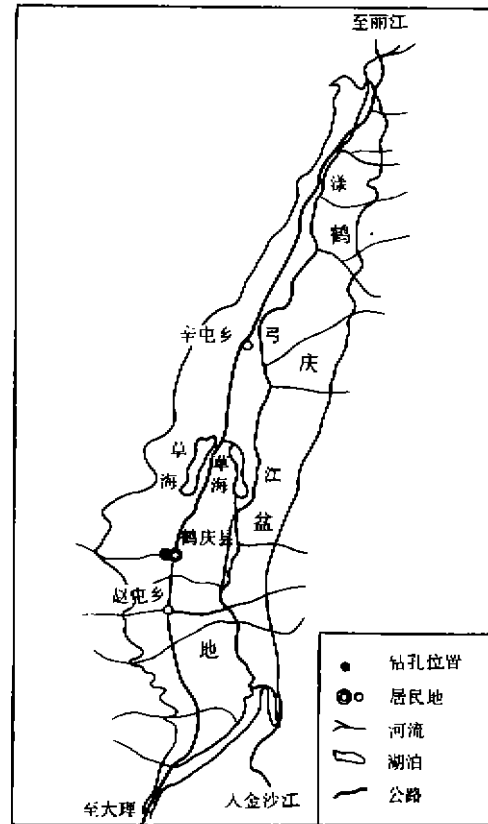


图 1 鹤庆钻孔地理位置
Fig. 1 Geographical position of Heqing (HQ) core

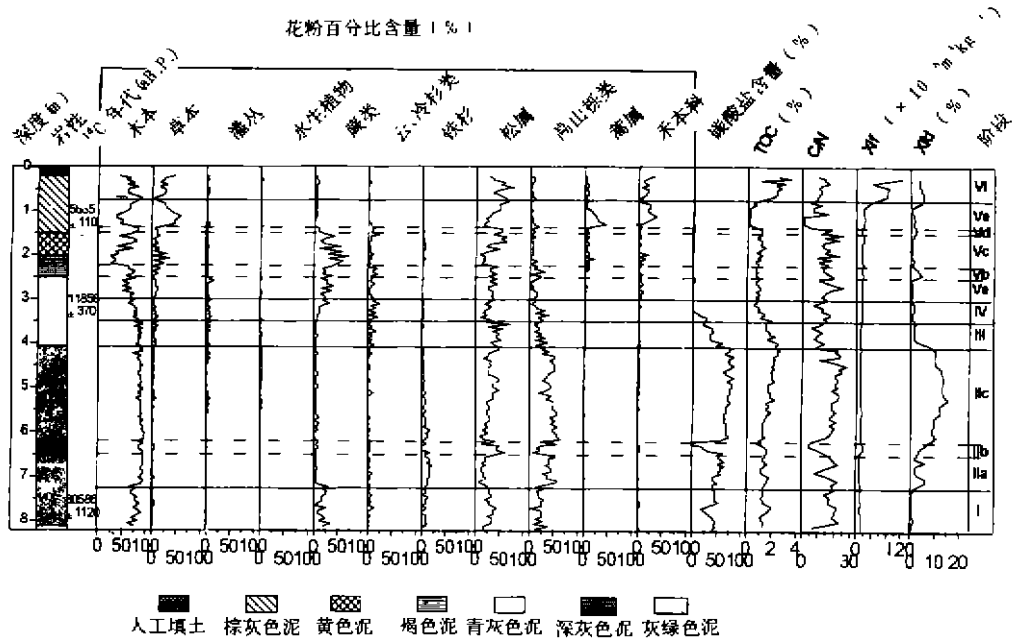


图2 HQ孔剖面环境指标曲线

Fig. 2 Vertical distribution of environmental proxies of HQ core

整个剖面中为明显的峰值段. 孢粉组合较下部有明显区别, 铁杉含量呈降低趋势, 水生植物大幅度增多, 其顶部含量高达6%, 高山栎含量与下部相近, 仍保持很高的含量, 蕨类花粉含量有明显增加. 为冷湿环境的鼎盛时期.

2.3 阶段Ⅱ

4.1—3.5m(14.2—11.3kaBP), 各指标明显呈下降趋势, 降幅最大的为Xfd, 由10降至2, 其次为碳酸盐含量, 从80%降至25%, C/N比值由25降至5左右, TOC由2%下降到1%以下. 木本花粉含量也有所下降, 草本和灌丛增加, 水生植物明显减少, 木本中云杉、松含量却有所增加, 铁杉、高山栎含量减少, 草本以蒿 *Artemisia*、禾本科为主, 含量略有上升. 本段与湖泊性质有关的指标发生急剧的变化主要与湖盆切开密切相关, 而孢粉记录表明环境的确向温干转化.

2.4 阶段Ⅳ

3.5—3.0m(11.3—10.4kaBP), 本阶段木本含量继续减少, 但含量仍很高, 云冷杉、高山栎含量增加, 为一峰值阶段, 铁杉、桦略有上升, 松含量急剧下降, 水生植物偶见, 灌丛花粉含量略增. 各环境指标, 碳酸盐含量降至零, TOC、Xfd也同步下降, C/N比值下部较高, 向上降低, 该时段再次出现了冷湿的环境面貌.

2.5 阶段Ⅴ

3.0—0.75m(10.4—3.7kaBP), 总体上是碳酸盐维持极低值, TOC较低, C/N多波动, 以

木本花粉较低含量及高草本含量、蕨类含量下高上低为特征,但内部变化仍较复杂,可进一步分为 5 个亚阶段:

Va 段 3.0—2.5m(10.4—8.7kaBP),蕨类孢子、禾本科含量有所增加,松、桦、高山栎、云杉含量为低值,环境指标中 TOC、 χ_{td} 减少,C/N 较前带增高,反映温度回升,偏湿的环境。

Vb 段 2.5—2.25m(8.7—8.2kaBP),孢粉组合中木本、草本含量增高,灌丛和蕨类含量减少,以云杉、高山栎、松为组合特征,C/N 仍保持较高比值, χ_{td} 为小峰值,TOC 无大变化,该期降温特征明显。

Vc 段 2.25—1.5m(8.2—6.0kaBP),为蕨类孢子含量峰值段,云冷杉、高山栎含量减少,但有一定含量,铁杉也略有增多,松属、桦属等含量下部较低,上部较高。 χ_{td} 、 χ_{td} 为低脊,C/N 相对低值,沉积的是黄色泥,为暖干环境。

Vd 段 1.5—1.4m(6.0—5.6kaBP),该亚阶段孢粉与 Vb 亚阶段相类似,以云杉、高山栎、松增加为主,TOC、C/N、 χ_{td} 明显增高,再次表现冷湿的环境。

Ve 段 1.4—0.75m(5.6—3.7kaBP),与 Vc 亚阶段比较,有明显变化,草本中蒿、禾本科快速增加,为明显的峰值段,木本含量变化与之相反,灌丛减少,云杉偶见,铁杉消失,高山栎含量也极低,有机碳含量降至为剖面最低值, χ_{td} 也下降,C/N 比值在下部极低,上部增加,在总体上反映温暖较干的环境。

2.6 阶段 VI

0.75m 以上(3.7kaBP 以来),木本、灌丛及水生植物花粉又开始上升,草本含量下降,云杉偶见,但铁杉、高山栎、桦增多,松的含量也很高。其它指标变化比较一致,均表现为上升趋势,进入温偏湿的环境时期。

3 讨论

3.1 古气候环境演变的序列

根据以上剖面孢粉组合,碳酸盐、TOC、C/N 比值、磁化率及频率磁化率等分析结果,得出该区 3 万年以来古气候环境变迁序列,各层段年代按¹⁴C 测年数据进行内插和外推求得。

30—14.2kaBP(8.11—4.1m) 对应于阶段 I、阶段 II,孢粉组合反映当时森林植被发育,森林中主要优势种为铁杉、高山栎、松,并伴随有少量红豆杉、冷杉、桦等,据现今的山地垂直带谱分布,铁杉等仅在青藏高原东南边缘山地寒温带针叶林地带分布,其海拔一般在 3000m 左右,与寒温带山地高山栎等分布海拔比较接近。此外,在丽江玉龙雪山的 3000m 左右为云南松、云杉、黄背栎等针阔混交林分布,向上过渡为纯云杉林,受夏季云雾的影响,生境比较湿润。根据山地垂直温度梯度率推算,气温可能比目前该地低 5—6℃左右。本时段碳酸盐含量、TOC 含量、C/N 比值高,水生植物及浮游硅藻增多,反映了当时湖泊初始生产力高,外来有机质丰富,IIa 段 χ_{td} 值开始上升,反映了沉积物中细颗粒铁磁性矿物含量增高^[4],表明当时气候存在由凉变冷、湿的过程。从各指标变化来看,在末次冰期内不同阶段的特征也很明显,晚期(22.5—14.2kaBP),TOC、C/N、 χ_{td} 和水生植物较早期明显增多,木本花粉组成也有变化,高山栎类增多,反映其湿度条件明显好于早期,表明自 26.5kaBP 后,湖面上升,为高湖面时期。约 23.7—22.5kaBP 森林中喜湿属种减少,松含量增多,水生植物及 TOC、C/N 比值、 χ_{td} 均有不同程度的减少,为一次冷干气候波动,湖面一度下降。早期(30.0—23.7kaBP),环境具过渡性,由凉偏

干转为冷湿。

14.2—10.4kaBP(4.1—3.0m) 相当于带Ⅲ和带Ⅳ,本阶段早期(14.2—11.3kaBP)孢粉组合中铁杉、高山栎类树种减少,针叶树松含量明显增加,气候偏干。 χ_{Ca} 和碳酸盐含量急剧下降,TOC、C/N 比值和水生植物减少表明陆源有机质和碳酸盐在湖内缺乏积聚条件,盆地此时被切开,盆地出流口的考察也证实这一事件的发生。晚期(11.3—10.4kaBP)森林中高山栎类和云杉树种增多,针叶树松减少,表明气候向冷湿变化,林线上升,而 TOC、C/N 的持续降低,则证明外来有机质并不很丰富,可能还有所降低。从本时段年代及气候特点来看,应属于晚冰期时期,11.3—10.4kaBP 的降温可能与新仙女木冷期对应。

应指出,末期 C/N 比值与孢粉组合反映的湿润条件并不一致,很可能与盆地开口有关,河流开始发育,尽管有效湿度有所改善,仍出现一些低湖面的特征。

10.4—3.7kaBP(3.0—0.75m) 相当于带Ⅴ,属于全新世早中期。全新世早期 10.4—8.7kaBP(带Ⅴa),森林植寒温性针叶林和云冷杉及高山栎类有所减少,但仍有一定含量,松和草本增多,显示该区温度开始上升,但湿度变化较小,为温偏湿的气候,而此时的湖泊,TOC 略有变化,但 C/N 增加表明水体中外来有机质输入仍较丰富,湖面基本维持现状,表明湖泊自晚期被切穿后,全新世早期又出现暂时平稳的状态。约 8.7—8.2kaBP,随松的减少,温性种云杉、冷杉针叶林及常绿栎林的增加,该区出现短暂的降温。约 8.2—6.0kaBP,早期草本、灌丛增多,晚期针叶树种增加,喜冷湿的云杉及高山栎类树种进一步减少,表明林线可能下降,植被为以针叶林为主的针阔混交林。但喜阴湿的蕨类植物反映当时土地湿度条件并不差,C/N 值与前一时期相比,略偏低,说明当时气温有所上升,气候偏干,沉积物性质有所变化。约 6.0—5.6kaBP(1.5—1.4m),孢粉组合中冷杉、云杉、高山栎类植物又一次增加,气候变凉湿,该区再次出现短暂降温。5.6—3.75kaBP(1.4—0.75m),该时期植被发生了转折性变化,针叶树松、云冷杉及硬叶树种高山栎类普遍减少,草本发育,森林面积明显缩小,草原成分增多,当时的植被已发育成疏树草原类型,具有干河谷的植被类型特征,当时温暖偏干。此时的湖泊,TOC、C/N 比值均大幅降低,显示降水减少,外源有机质减少,湖面下降。

约 3.7kaBP 以来,本区森林植被有一次恢复,林林中主要成分为松,但高山栎类、铁杉及林下灌丛也较发育,草本再一次退居其次,同时 TOC、TN、C/N 均增加,显示当时气候又变凉湿,湖泊初始生产力提高,外来有机质也很丰富,湖面又一次上升,表明为一次明显的降温过程,对应于新冰期。

综上所述,整个全新世,以温暖偏干的环境为特征,期间发生的两次冷事件导致演化过程的阶段性。5.6kaBP 以后的变干的 3.7kaBP 以后的变湿是明显的,在一定程度上反映本区环境对季风环流变迁的响应。

3.2 古季风变迁

鹤庆盆地钻孔环境指标的垂直分布,清楚地反映出冰期与间冰期环境的宏观差异,反映出冷湿与暖干交替的特点,显然与东南季风区冷干—暖湿的环境面貌不同。在这种背景上出现了 4 次强冷事件,把 30kaBP 以来的环境演化过程划分出不同演化阶段,在一定程度上为作者重建西南季风变迁的历史提供了可能。

现有资料表明,30kaBP 前后,青藏高原是一明显的大湖时期^[9],季风降水充沛,本区表现为温偏干的环境,这时主要的季风降水带分布在青藏高原地区。26kaBP 左右本区出现以寒湿

带森林为主导的植被,有效湿度增大,这种特点一直维持到 14.2kaBP,表明该时段季风降水带向南撤至本地区,其中 22kaBP 左右的一次降温可能受强盛的东亚冬季风的影响有关。根据北印度洋沉积剖面中白云岩、硅质碎屑颗粒和生物成因硅的堆积速率,认为冰期时印度季风向南后撤的距离仅为 200km,远比东南季风区小^[6],因此可作为上述推说的旁证。冰期时长期的高湖面为 14.2kaBP 盆地切开提供了外力条件,至于盆地切开的构造证据尚需进一步工作。随着全球增温,进入全新世,西南季风降水带向北推进,青藏高原南部和东南部普遍湿润,是湖泊扩张期,大约维持到 4kaBP 左右^[7],这时本区的环境指标均表现出温偏干的面貌,期间发生的 8.5kaBP 和 5.6kaBP 的两次冷事件在东南季风区均能找到相对应的记录^[8,9],连同新仙女木事件在本区的表现^[10],它们均是亚洲冬季风强劲时期的响应,看来冬季风造成的冷事件是西南季风区与东南季风区进行比较研究的重要桥梁。4kaBP 以后,随着小冰期来临,本区再次转为温凉偏湿的气候,而诺尔盖甘孜^[11]、昌都一带均表现出冷干的环境,湖泊普遍退缩,表明西南季风降水带再南退的过程。

通过西南季风区 30kaBP 以来的研究,在温度变化上与东南季风区有着大致同步的趋势,但在降水的分配上有着明显的差别,这为我们进一步探讨东亚大气环流的格局提供了重要的信息。

3.3 湖泊环境指标及其组合的解释

西南季风区末次冰期以来环境序列的恢复过程中,出现了东南季风区古气候研究中未曾存在的现象,例如孢粉组合的特点、碳酸盐含量与有机碳含量的关系等在讨论中值得一提。依据花粉进行古植被的重建并推测其反映的古气候环境,被认为是有效的手段之一,通常以木本花粉的含量波动来间接代表温度的相应变化。在本次研究中发现,必须分析木本花粉的组成,并结合现今植被带的垂直分布特点,木本花粉含量峰值段的主要成分是高山栎、铁杉、松、云杉、冷杉等,代表温湿的环境,以松为主要成分的木本花粉低含量段却代表温暖偏干的环境。湖泊沉积碳酸盐含量通常用来表示湖水古盐度或干旱程度,在本剖面中它的最大含量段与木本花粉峰值、TOC、C/N、 γ_{ca} 相一致,和通常的情况差别很大。考虑物源区有大范围灰岩出露,在低温条件下,灰岩的溶解度增大,使得封闭湖泊盆地中的碳酸盐积累增多,同一层段内高丰度介形类也是很好的证据;另外,TOC 的高值表明沉积时流域的生物量较高,并以外源有机质为主,而且硅藻的丰度也是高值,因此,不能排除藻类生物化学作用形成的碳酸盐的介入,造成碳酸盐高含量,而与湖水的盐度无关。上述现象的解释均有待于今后工作的深入,获得更多的信息加以验证。

致谢 本文¹⁴C 测年由吴艳宏同志完成,TOC、TN、C/N 资料由何海军提供,吴瑞金、张探克、夏威岚等参加野外采样,吕红妹帮助清绘图件,在成文过程中得到薛滨的大力帮助,在此一并感谢。

参 考 文 献

- 1 安芷生,吴锡浩,汪品先等.末次冰期以来中国古季风气候与环境变迁.见:刘东生,安芷生主编.黄土·第四纪地质·全球变化,第三集.北京:科学出版社,1992.14-30

- 2 王苏民, 施雅风, 沈吉等. 青藏高原东部 800ka 来古气候与古环境变迁的初步研究. 见: 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(1994). 北京: 科学出版社, 1995. 236—248
- 3 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
- 4 俞立中等. 太湖沉积物的磁性特征及其环境意义. 湖泊科学, 1995, 7(2): 141—150
- 5 李炳元. 羌塘高原北部湖泊演化的初步探讨. 见: 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(1994). 北京: 科学出版社, 1995. 261—266
- 6 Swiss Academy of Science. Past and present climate dynamics; reconstruction of rate change, 1990
- 7 王苏民, 王富葆. 全新世气候变化的湖泊记录. 见: 施雅风主编. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京: 海洋出版社, 1992. 146—152
- 8 羊向东, 王苏民. 江苏固城湖一万多年来的孢粉植物群及古季风气候变迁. 植物学报, 1996, 38(7): 576—581
- 9 王苏民, 冯敏. 内蒙古岱海湖泊环境变化与东南季风强弱的关系. 中国科学(B辑), 1997, (7): 759—768
- 10 吴艳宏, 吴瑞金, 薛滨等. 13kaBP 以来滇池地区古环境演化. 湖泊科学, 1998, 10(2): 5—9
- 11 李世杰, 施雅风, 王苏民. 若尔盖盆地 3 万年来气候与环境变化的地质记录. 见: 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(1994). 北京: 科学出版社, 1995. 227—235

Paleoclimatic and Environmental Changes over the Last 30000 Years in Heqing Basin, Yunnan Province

Jiang Xuezhong Wang Sumin Yang Xiangdong

(Lake Sedimentation and Environment Lab., Nanjing Institute of Geography and Limnology, CAS, Nanjing 210008)

Abstract

Heqing Basin lies in the ecotones of the southeast monsoon and southwest monsoon. According to the synthetic analysis of the top 8.11m core, we have reconstructed the history of paleoclimatic and environmental changes in the past 30ka. The study suggests that Heqing Basin underwent a climate of cold-wet and warm-dry on a long-time scale. During the last Glaciation, perhaps because of the frontal surface, there appeared great precipitation, responsible for the highest lake level. At the beginning of the Post Glacial, about 14.2kaBP, the basin was cut off.

Key Words Paleomonsoon, paleoenvironmental changes, Last Glacial Age, Heqing Basin