

萨拉乌苏地区末次冰期酒坊台剖面 光释光年代及其环境意义

刘 凯^{1,2}, 赖忠平¹, 樊启顺¹, 李保生³

(1. 中国科学院青海盐湖研究所, 青海 西宁 810008

2 中国科学院研究生院, 北京 100039; 3 华南师范大学地理系, 广东 广州 510631)

摘 要: 萨拉乌苏地区位于毛乌素沙漠东南部, 属于东亚季风的北部边缘区。由于萨拉乌苏地区还拥有我国非常重要的旧石器考古遗址, 该地区的气候变化广受国内外学者的关注。通过野外考察发现, 在萨拉乌苏河谷酒坊台地区的上部地层中, 广泛沉积有两层湖相沉积物。在米浪沟湾选择剖面, 共采集了 8 个光释光样品, 以此来恢复湖泊发育的年代及环境变化。根据地层沉积相对比和年代学结果, 得出在约 40~30 ka 毛乌素沙漠东南边缘地区发育有古湖泊, 说明当时的有效湿度较高。通过区域对比, 发现毛乌素沙漠和其他亚洲季风区在氧同位素 3 阶段 (MIS) 晚期都有古湖形成或高湖面记录, 说明这些湖泊的演化过程存在一定的等时性, 反映当时亚洲夏季风的增强及有效湿度的增加。

关键词: 萨拉乌苏; 末次冰期; 光释光测年; 环境变化

中图分类号: P534.63

文献标识码: A

文章编号: 1008-858X(2010)03-0001-08

1 引 言

湖泊沉积体系保存着丰富的自然演化信息, 对古气候和古环境变化有着灵敏的记录^[1]。通过地貌学和年代学研究, 表明腾格里沙漠^[2-5]和巴丹古林沙漠^[2,6]在深海氧同位素 MIS 晚期保存有高湖面的记录。同样, 在青藏高原地区广泛发育有“大湖期”(40~25 ka BP)^[7]、“暖湿期”(40~30 ka BP)^[8]和“泛湖期”(40~30 ka BP)^[1]。同一时期的高湖面在青藏高原及其以北的沙漠地区都有出现, 但是在东北部的毛乌素沙漠却缺少相关方面的研究。

毛乌素沙漠 (37°28'~39°23'N, 106°10'~110°30'E) 位于现在东亚夏季风边缘的干旱—

半干旱区, 处于黄土高原的北部 (图 1)。该地区的气候对东亚季风的强弱变化非常敏感。在探讨毛乌素沙漠的古环境变化时, 年代学研究具有十分重要的意义。目前, 由于缺少可靠的年代学研究, 毛乌素沙漠的古气候变化还未得到很好的重建。年代学框架主要依赖与黄土时间序列的对比^[9]以及 ¹⁴C 定年方法^[10-11]。对于干旱区的湖相沉积物, 由于定年范围不大 (小于 40 ka)、缺少有机物质和碳库效应的限制, ¹⁴C 定年方法也很难建立可靠的年代学框架^[12]。

最近光释光 (OSL) 定年方法已经得到了很大的发展^[13-14]。在我国光释光定年方法已经被广泛应用于风成砂^[15-18]和湖相沉积物^[19-22]的年代测定。最近在毛乌素沙漠, OSL 定年方

收稿日期: 2010-04-06 修回日期: 2010-05-14

基金项目: 中国科学院“百人计划”项目, 国家自然科学基金项目 (40872119)

作者简介: 刘凯 (1984-), 男, 硕士研究生, 主要研究方向为第四纪环境与释光年代学。E-mail: liuka@40922@sina.com

法被用于测定风成砂和古土壤的年龄,以重建其全新世的古环境变化^[15-17]。钾长石光释光测年已经被成功地应用于萨拉乌苏地区湖相、河相沉积年龄的测定^[23]。本研究采用石英光释光定年方法,对毛乌素沙漠东南缘的萨拉乌苏地区进行研究,建立年代学框架,以探讨该地区末次冰期古湖泊的演化过程及其与亚洲季风

强弱的关系。

2 研究区概况

萨拉乌苏地区位于毛乌素沙漠东南边缘。黄土高原位于该地区的南面和东南面(图 1)。该地区实际上位于沙漠—黄土过渡地带,其生

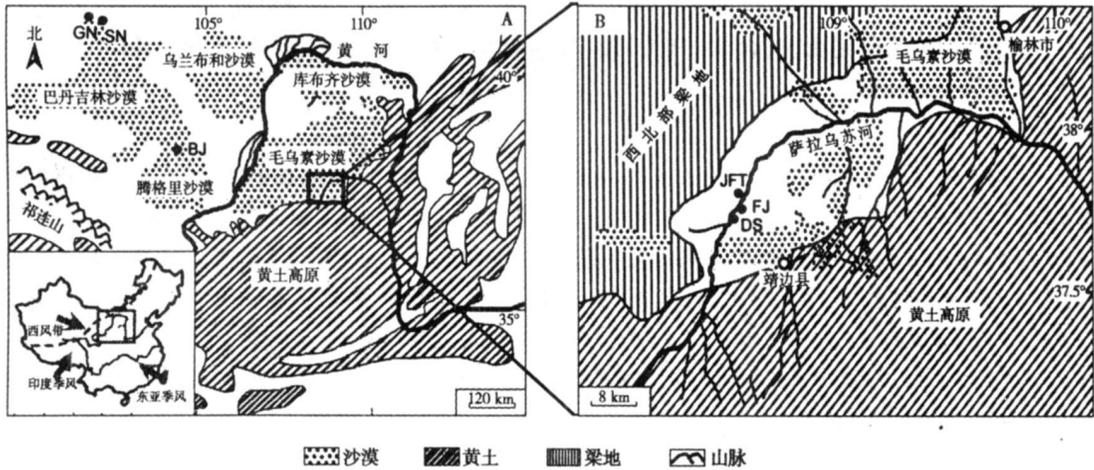


图 1 研究区域位置图 (A)我国中北部地区, BJ 白碱湖^[2], GN和 SN 嘎顺淖尔和苏泊淖尔^[6];
(B)萨拉乌苏地区, JFT 酒坊台(本文), DS 滴哨沟湾剖面^[32], FJ 范家沟湾剖面^[24]

Fig 1 Map showing the location of the researching site (A) The north-central part of China, BJ Baijian Hu², DN and SN Gashun, Sogun Nur⁶; (B) The Salawusu area, JFT Jiu fan tai, DS Dishiagouwan section³², FJ Fanjiagouwan section²⁴

态环境十分脆弱,对气候变化非常敏感。在萨拉乌苏地区,发育有我国北方晚更新世河湖相标准地层,也是我国非常重要的旧石器考古遗址之一^[24]。本文研究地点位于萨拉乌苏河沿岸。萨拉乌苏河是无定河的上游,发源于黄土高原北部的白于山。现代风成砂不连续地覆盖在该地区。由于接近夏季风的前缘,该地区是研究东亚季风强弱变化的理想地点。在夏季,暖湿的夏季风为该地区带来了一年中的大部分降水。在冬季半年,冷干的大陆气团控制着该地区,盛行北风或西北风,经常引起沙尘天气。目前,该区的年均降水量是 380 mm,年均气温为 7.5 °C^[25]。前人研究主要是关注于该地区长尺度的气候变化^[25-27]以及含化石层位的年代学研究^[28-31],而关于末次冰期湖泊演化方面的研究却很少。在萨拉乌苏河谷,我们发现酒坊台及相邻地区的同一层位上都存在湖相或湖

沼相沉积,说明该地区的古气候存在一个明显的湿润期。

3 剖面描述及样品采集

选取酒坊台附近萨拉乌苏河左岸的第四纪沉积地层,并命名为酒坊台剖面(JFT)。该剖面的地理坐标为 37° 46' 05.2" N, 108° 33' 46.0" E 海拔高度为 1 283 m,厚度为 12 m。剖面顶部距河面的垂直高度约为 60 m。该剖面为风成砂和湖相交交互沉积(图 2),从上到下 0.00~0.50 m 为灰褐色砂质古土壤,有机质含量比较高,该层古土壤在萨拉乌苏地区分布广泛。0.50~8.00 m 浅黄或灰黄色细砂,上层含有锈斑、黑色有机质,有层理发育,在 5.20 m 存在一层钙板。8.00~8.55 m 为灰色含粘土细砂。8.55~10.60 m 为灰黄色细砂,底部

有黄色透镜体。10.60~11.10 m 为灰绿色含粘土粉砂, 存在融冻卷曲现象。11.10~12.00 m 为灰黄色或灰色细砂, 有水平层理和斜层理, 未见底, 在 11.30 m 处, 发育有钙结核。

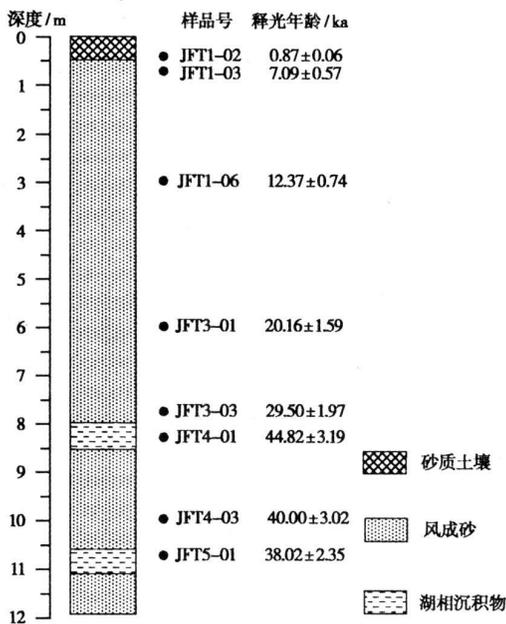


图 2 酒坊台岩性柱状剖面及光释光年代

Fig 2 Lithologic histogram and OSL ages of the Jiu fan gai section

其中第 3 层灰色为含粘土细砂和第 5 层灰绿色含粘土粉砂的沉积相为湖相沉积, 在萨拉乌苏河谷广泛分布。在距离酒坊台剖面西南约 5 km 的滴哨沟湾剖面 (图 1B), 相同层位上发育了一层粉砂质粘土和一层粘土质粉砂, 两层的厚度都约为 0.5 m 呈现灰黑色、灰绿色, 具有水平薄层理^[32]。而在范家沟湾剖面 (图 1B), 一层湖沼相沉积发育在两个砂层之间, 和酒坊台的湖相沉积大致处于同一层位上, 也表现出融冻卷曲现象^[24]。

在采 OSL 样品前, 首先清除剖面表层的附着物和含水量不稳定的沉积物, 然后将黑色棉布放入不锈钢钢管 (长度为 20 cm 直径为 6 cm) 的一端, 从另一端顺地层产状打入地层。取出管子后, 用不透明胶带快速进行避光密封, 并放入黑色塑料袋内。另外, 在采 OSL 样品的相应位置, 采一袋全样以备实验室测定样品的年剂量率和含水量。该剖面共采得 8 个 OSL

样品。

4 释光特征

图 3 显示了样品 MI4-02 和 MI5-01 的释光信号衰减曲线和生长曲线。从图 3 a 和 3 c 我们可以看出在检测第 1 秒钟之内, 样品的释光信号都快速衰减, 在 2 秒钟内衰减到背景值。这表明计算等效剂量的基本都是快速组分, 长石含量非常低, 达到了实验要求。大多数样片的恢复系数都在 0.9~1.1 的范围之内, 超出范围的样片将不会用于等效剂量的计算。所有样品的生长曲线都能很好地用线性加指数的方程进行拟合 (图 3 b 和 3 d)。

样品的等效剂量分布可以用来反映 OSL 样品最后一次沉积之前的曝光程度。从图 4 中, 可以看出样品的等效剂量分布接近于正态分布。这表明所采得的 OSL 样品的年代学结果可以很好地反映出沉积物的沉积年代。

5 年代学结果及分析

所有样品的前处理都在红光暗室中进行, 石英颗粒 (38~63 μm) 的提取按照赖忠平和 Wintle 所描述的程序完成^[33]。等效剂量的测定在中科院青海盐湖研究所释光实验室完成, 使用仪器为 Risø TL/OSL DA-20 全自动释光仪。样品的铀、钍和钾含量在中国原子能科学院采用中子活化法完成。所有样品的测年结果和相关见图 2 和表 1。剖面年代基本上是和地层的深度相吻合的。需要指出的是, 湖相样品 JFT4-01 的释光结果为 44.82 ± 3.19 ka 其年龄略大于下层样品的年龄。造成湖相释光样品年代高估的因素较多, 如样品含水量的偏差, 湖相沉积物可能存在曝光不完全等。但从地层沉积序列上看, JFT4-01 的沉积年代应该在 40~80 k 范围之内。如果考虑到释光年代结果的误差, 剖面的年代分布基本上随着沉积深度的增加而变老。

结合剖面的沉积相, 研究表明在约 40 ka 以前, 研究区域沉积了风成砂。风成砂的存在指示了沙漠活化、发展, 表明是冬季风相对强劲,

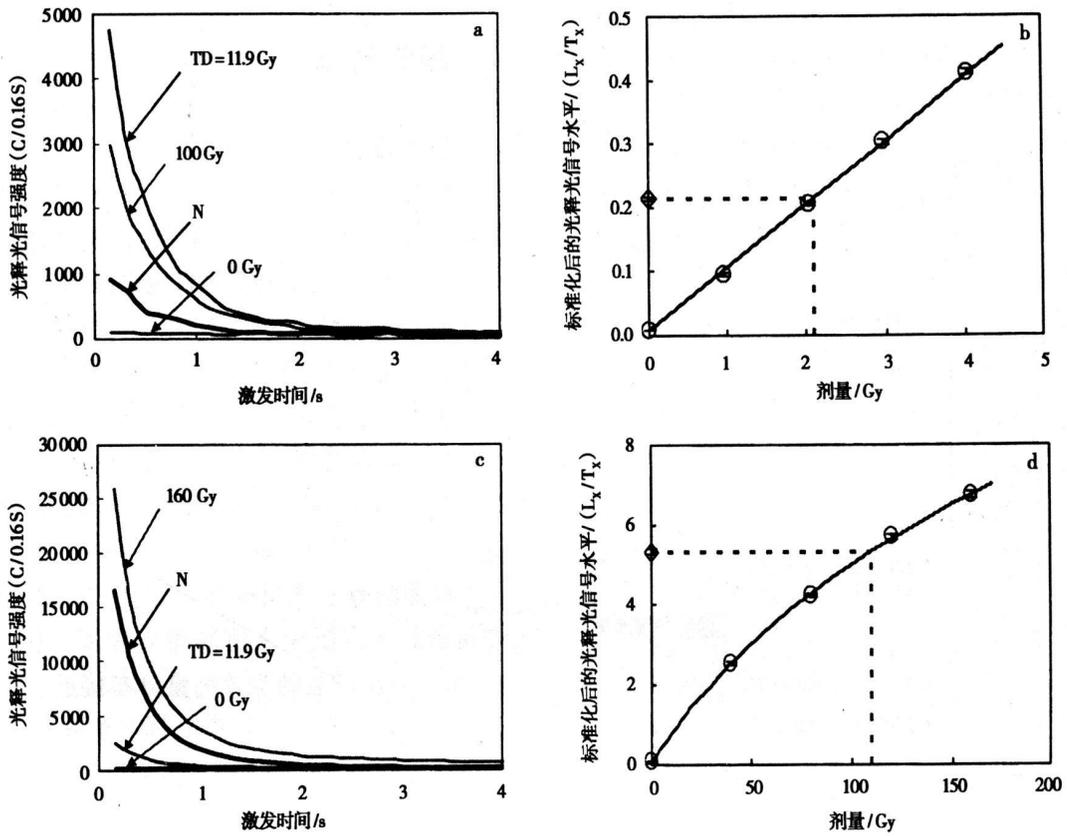


图 3 样品 JFT1-02 (a b) 和 JFT5-01 (c d) 的衰减曲线和生长曲线

Fig 3 OSL decay curves and growth curves for sample JFT1-02 (a b) and JFT5-01 (c d)

表 1 酒坊台剖面的 8 个样品的光释光年代测定结果

Table 1 OSL results for eight samples from section JFT

样品号	深度 /m	K/%	Th/ 1×10^{-6}	U/ 1×10^{-6}	含水量 / %	年剂量率 / (Gy/ka)	样片个数	等效剂量 / Gy	光释光年代 / ka
JFT1-02	0.44	1.55±0.05	4.51±0.15	0.93±0.16	10±3	2.06±0.15	6 ^a +12 ^b	2.02±0.03	0.87±0.06
JFT1-03	0.74	1.56±0.05	4.14±0.21	1.20±0.10	5±3	2.23±0.16	6 ^a +8 ^b	17.64±0.95	7.09±0.57
JFT1-06	3.00	1.45±0.05	4.54±0.20	0.82±0.11	5±3	2.00±0.15	5 ^a +12 ^b	28.07±0.75	12.37±0.84
JFT3-01	6.00	1.49±0.05	3.28±0.14	1.21±0.38	5±3	2.11±0.19	6 ^a +12 ^b	45.92±0.93	20.16±1.59
JFT3-03	7.70	1.56±0.05	4.34±0.20	1.23±0.13	5±3	2.22±0.17	6 ^a +12 ^b	70.77±1.46	29.50±1.97
JFT4-01	8.30	1.46±0.05	5.29±0.20	1.01±0.11	10±3	1.88±0.15	6 ^a +12 ^b	97.12±3.22	44.82±3.19
JFT4-03	10.00	1.55±0.05	3.73±0.17	1.03±0.10	5±3	2.13±0.17	6 ^a +12 ^b	91.20±3.66	40.00±3.02
JFT5-01	10.85	1.67±0.06	7.74±0.23	2.66±0.15	10±3	2.55±0.19	6 ^a +14 ^b	105.96±2.38	38.02±2.35

a 使用 SAR 方法测得样片个数; b 使用 SGC 方法测得样片个数

夏季风趋于萎缩。这也恰好对应于末次冰期的干冷气候环境。而在 40~30 ka 之间, 该地区却存在两层湖相沉积物, 这表明此前的干冷气候环境有一定程度的改观, 东亚夏季风在末次冰期存在一个较为强盛的时期。在研究区, 降水量有所增加, 古湖泊发育。但在两层湖相沉积之间, 夹杂着一层风成砂, 表明东亚夏季风的强

盛期间存在着一个短暂的萎缩时期, 气候趋于干冷, 沙漠一度扩展, 古湖泊湖面下降乃至出现干涸的现象。这也说明末次冰期的湿润期具有一定的不稳定性。在 30 ka 以后, 研究区沉积了厚层的风成砂。这一时期涵盖了末次冰盛期。此期间冬季风十分强劲, 夏季风强度减弱。原来的古湖泊湖面下降, 最终干涸。湖相沉积被

大规模的风成砂掩盖。干冷的气候一直到全新世时期才稍有好转, 发育了一层砂质土壤。

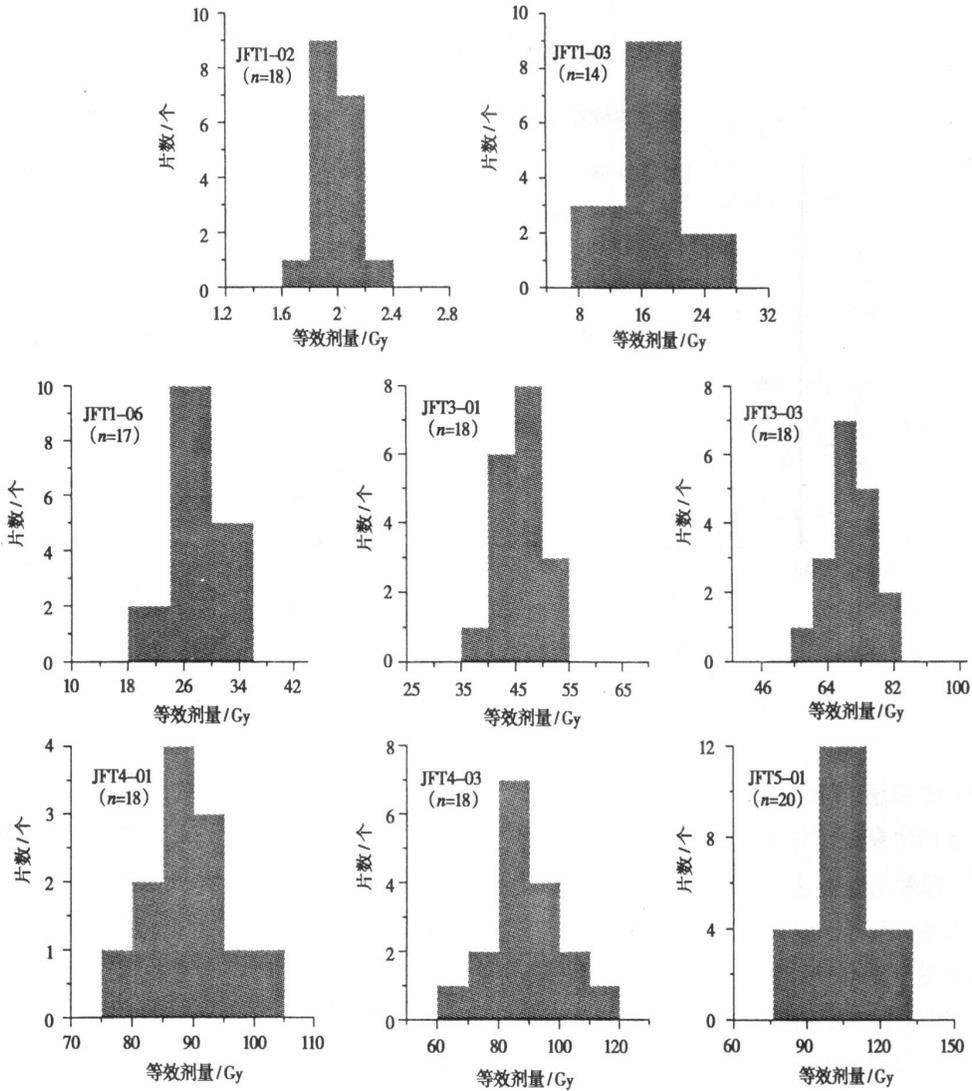


图 4 所有样品的等效剂量柱状分布图

Fig 4 The histograms of De distribution for all samples

6 讨 论

由于萨拉乌苏地区位于现在东亚季风的西北边界, 该地区的湖泊演化可以很好地反映东亚季风系统的变化。研究结果表明在酒坊台剖面的底部 (8 ~ 11 m), 发育了两层湖相沉积物。从测年结果来看, 湖相沉积物的年代范围约为 40 ~ 30 k 之间。这表明在末次冰期东亚夏季风气候存在约 10 k 的相对强盛时期, 和末次冰期干冷的气候形成了鲜明对比。研究结果也得

到了生物地层学的支持。邵亚军^[34]对滴哨沟湾剖面进行了孢粉分析, 在与酒坊台湖相沉积相对应的沉积层位上, 木本植物花粉占绝对优势 (达 88%), 蕨类植物孢子和草本植物花粉各占 6%; 反映该沉积时期为森林草原景观, 气候温凉湿润。

通过与相邻地区的对比分析, 发现萨拉乌苏地区末次冰期的湖泊演化并不是一个局部的现象。在其他东亚季风边缘区以及印度季风区都有同时期的高湖面记录, 并对应于南京石笋葫芦洞氧同位素的低值^[35]和北纬 33°的平均太

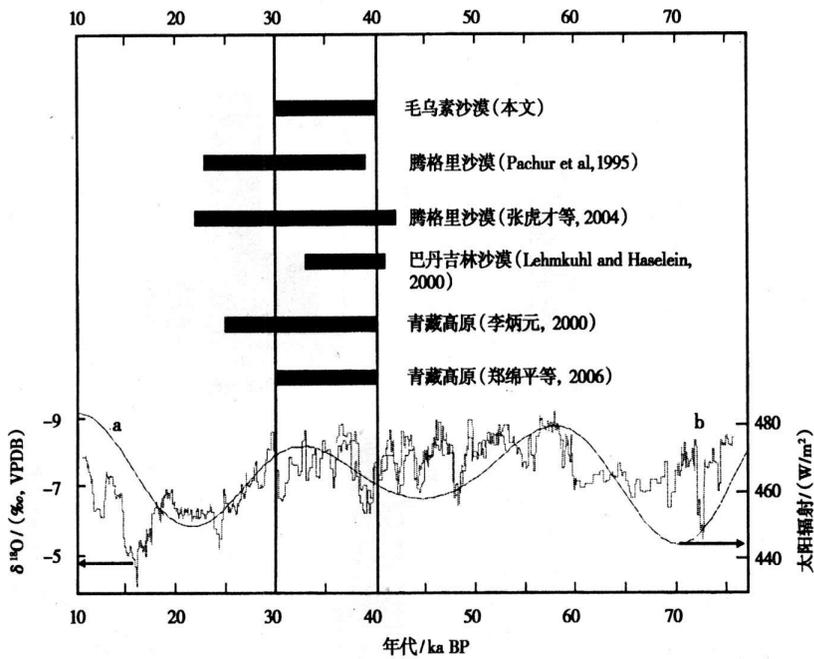


图 5 毛乌素沙漠及相邻季风区的湖泊演化对比图

Fig 5 Comparison of the Patterns of Palaeolake evolution between the Mu Us Desert and other monsoon areas

阳辐射的高值时期 (图 5)^[36-37]。南京葫芦洞石笋氧同位素与亚洲夏季风的强度为反相关关系^[38], 即氧同位素的低值对应于较强夏季风, 反之亦然。从图 5 中, 可以看到 40~30 ka 之间的湖泊发育恰好对应于石笋氧同位素的低值, 指示东亚夏季风的增强。加强的夏季风为季风区边缘地区带来相对较多的降水, 维持研究区的湖泊存在。腾格里沙漠和巴丹吉林沙漠都位于祁连山以北, 也位于东亚季风区的边缘。这两个沙漠的降水都受到东亚季风的影响^[2]。在腾格里沙漠, Pachur 等^[2]认为白碱湖的最高湖面发生在大约 39 ka BP 湿润的气候一直持续到 23 ka BP (图 1A 图 5)。Zhang 等^[3-5]认为腾格里古大湖在大约 42~40 ka BP 开始发育, 其气候背景为暖湿; 在 35~22 ka BP 之间维持着最高的湖面 (图 5)。在巴丹吉林沙漠, Lehmkuhl 和 Haselein^[6]证实在嘎顺淖尔和苏泊淖尔地区的最高湖面发生在 41~33 ka 之间 (图 1A 图 5)。巴丹吉林沙漠腹地的湖泊在晚第四纪以来经历了明显的变化, 存在一个 ¹⁴C 年龄约为 30 ka BP 的湖岸, 说明巴丹吉林沙漠西北缘和沙漠腹地的湖泊在大约 30 ka BP 湖泊水位

都比较高^[39]。另外, 根据青藏高原十多个湖泊沉积测年数据, 李炳元^[7]认为高原大湖期的年代多为 40~25 ka BP 形成原因与亚洲夏季风特别强盛有关 (图 5)。青藏高原湖泊地貌和湖泊沉积学研究表明, 众多高湖面和/或淡水湖存在于 40~30 ka BP 之间, 暗示存在一个非常强大的印度季风气候^[8]。通过综合研究青藏高原 17 个湖区, 郑绵平等^[11]指出在大约 40~30 ka BP 之间, 青藏高原被巨大泛湖系掩盖, 成为规模宏大的“东亚古水塔” (图 5)。

综上所述, 在毛乌素沙漠及其相邻的其他季风区, 古湖泊演化过程在 MIS 晚期或未次冰期大间冰阶存在一定的等时性 (约 40~30 ka), 反映了此时期亚洲夏季风普遍增强。

7 结 论

本研究通过光释光测年方法, 对 8 个样品进行年代测定。通过地层对比和年代学研究, 我们得出如下结论:

- 1) 光释光测年方法适用于萨拉乌苏地区的风成和湖相沉积物的年代测定;
- 2) 在约 40~30 ka 毛乌素沙漠东南边缘地

区发育有古湖泊,说明当时的有效湿度较高;

3)通过区域对比,发现毛乌素沙漠和其他亚洲季风区在氧同位素 3 阶段 (MIS) 晚期都有古湖形成或高湖面记录,说明这些湖泊的演化过程存在一定的等时性,反映当时亚洲夏季风的增强及有效湿度的增加。

参考文献:

- [1] 郑绵平,袁鹤然,赵希涛,等. 青藏高原第四纪泛湖期与古气候[J]. 地质学报, 2006, 80(2): 169-180
- [2] Pachur H J, Wünnemann B, Zhang H C. Lake evolution in the Tengger Desert, northwestern China, during the last 40 000 years [J]. Quaternary Research, 1995, 44(2): 171-180
- [3] Zhang H C, Ma Y Z, Li J J et al. Palaeolake evolution and abrupt climate changes during last glacial period in NW China [J]. Geophysical Research Letters, 2001, 28(16): 3203-3206
- [4] Zhang H C, Wünnemann B, Ma Y Z et al. Lake level and climate change between 40 000 and 18 000 ¹⁴C years BP in Tengger Desert, NW China [J]. Quaternary Research, 2002, 58(1): 62-72
- [5] Zhang H C, Peng J L, Ma Y Z et al. Late Quaternary palaeolake levels in Tengger Desert, NW China [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2004, 211(1-2): 45-58
- [6] Lehmkühn F, Haselein F. Quaternary palaeoenvironmental change on the Tibetan Plateau and adjacent areas (Western China and Western Mongolia) [J]. Quaternary International, 2000, 65/66: 121-145.
- [7] 李炳元. 青藏高原大湖期[J]. 地理学报, 2000, 55(2): 174-182
- [8] Shi Y F, Yu G, Liu X D et al. Reconstruction of the 30-40 ka BP enhanced Indian monsoon climate based on geological records from the Tibetan Plateau [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2001, 169(1-2): 69-83
- [9] Dong G R, Gao S Y, Jin J et al. The formation, evolution and cause of the Mu Us Desert in China [J]. Science in China (Series B), 1989, 32(7): 33-45.
- [10] 苏志珠,董光荣. 萨拉乌苏地层研究新进展[J]. 地理科学, 1996, 16(3): 266-273
- [11] Li B S, Wen X H, Qiu S F et al. Phases of environmental evolution indicated by primary chemical elements and palaeontological records in the Upper Pleistocene-Holocene series for the Salawusu River Valley, China [J]. Acta Geologica Sinica, 2007, 81(4): 555-565
- [12] Zhang H C, Ming Q Z, Lei G L et al. Dilemma of dating

- on lacustrine deposits in a hyperarid inland basin of NW China [J]. Radiocarbon, 2006, 48(2): 219-226
- [13] Wintle A G. Luminescence dating of aeolian sands: an overview [M]. // Pye K, Ed. The dynamics and environmental context of aeolian sedimentary systems. Geological Society London Special Publication, 1993(72): 49-58.
- [14] Duller G A T. Recent developments in luminescence dating of Quaternary sediments [J]. Progress in Physical Geography, 1996, 20(2): 133-151
- [15] Li S H, Chen Y Y, Li B et al. OSL dating of sediments from deserts in northern China [J]. Quaternary Geochronology, 2007(2): 23-28.
- [16] Li S H, Sun J M. Optical dating of Holocene dune sands from the Hulun Buir Desert, northeastern China [J]. The Holocene, 2006, 16(3): 457-462
- [17] Sun J M, Li S H, Han P et al. Holocene environmental changes in central Inner Mongolia based on single aliquot quartz optical dating and multi-proxy study of dune sands [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2006, 233(1-2): 51-62.
- [18] Zhan H, Lu Y C, Yin J H. Optical dating of Holocene sand dune activities in the Horqin sand-fields in Inner Mongolia, China, using the SAR protocol [J]. Quaternary Geochronology, 2007, 2(1-4): 29-33.
- [19] 赖忠平,张景昭,卢演涛. 沙漠黄土边界带湖相沉积腹地湾剖面红外释光测年[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2001, 21(1): 75-80
- [20] Yang X P, Preusser F, Radtke U. Late Quaternary environmental changes in the Taklamakan Desert, western China, inferred from OSL-dated lacustrine and aeolian deposits [J]. Quaternary Science Reviews, 2006, 25(9-10): 923-932
- [21] Long H, Lai Z P, Fan Q S et al. Applicability of a quartz OSL standardised growth curve for De determination up to 400 Gy for lacustrine sediments from the Qaidam Basin of the Qinghai-Tibetan Plateau [J]. Quaternary Geochronology, 2010, 5(2-3): 212-217.
- [22] Fan Q S, Lai Z P, Long H et al. OSL chronology for lacustrine sediments recording high stands of Gahai Lake in Qaidam Basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau [J]. Quaternary Geochronology, 2010, 5(2-3): 223-227
- [23] Li B, Li S H, Wintle A G. Overcoming environmental dose rate changes in luminescence dating of waterlain deposits [J]. Geochronometria, 2008(30): 33-40
- [24] 黄慰文,侯亚梅. 萨拉乌苏遗址的新材料: 范家沟湾 1980年出土的旧石器[J]. 人类学学报, 2003, 22(4): 309-320
- [25] Li B S, David D Z, Jin H L et al. Palaeomonsoon activities of Mu Us Desert, China since 150 ka BP - a study of the stratigraphic sequences of the Mijiangouwan Sec-

- tion Salawusu River area [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 2000 162 (1-2): 1-16
- [26] 孙继敏, 丁仲礼, 袁宝印. 再论萨拉乌苏组的地层划分及其沉积环境 [J]. *海洋地质与第四纪地质*, 1996 16 (1): 23-31
- [27] 靳鹤龄, 李明启, 苏志珠, 等. 萨拉乌苏河流域地层沉积时代及其反映的气候变化 [J]. *地质学报* 2007 81 (3): 307-315
- [28] 原思训, 陈铁梅, 高世君. 用铀子系法测定河套人和萨拉乌苏文化的年代 [J]. *人类学学报*, 1983 2(1): 90-94
- [29] 苏志珠, 董光荣, 靳鹤龄. 萨拉乌苏组地层年代学研究 [J]. *地质力学学报*, 1997 3(4): 90-96
- [30] 董光荣, 苏志珠, 靳鹤龄. 晚更新世萨拉乌苏组时代的新认识 [J]. *科学通报*, 1998 43(17): 1869-1872
- [31] 尹功明, 黄慰文. 萨拉乌苏遗址范家沟湾地点的光释光年龄 [J] // 高星, 刘武. 纪念裴文中教授百年诞辰论文集, *人类学学报*, 2004 23(增刊): 272-276
- [32] 袁宝印. 萨拉乌苏组的沉积环境及地层划分问题 [J]. *地质科学*, 1978(3): 320-334
- [33] Lai Z P, Wintle A G. Locating the boundary between the Pleistocene and the Holocene in Chinese loess using luminescence [J]. *The Holocene* 2006 16 (6): 893-899
- [34] 邵亚军. 萨拉乌苏河地区晚更新世以来的孢粉组合及其反映的古植被和古气候 [J]. *中国沙漠*, 1987 7(2): 22-27
- [35] Wang Y, J Cheng R, L Edwards Z S et al. A high-resolution absolute dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China [J]. *Science* 2001 294 (5550): 2345-2348
- [36] Berger A. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic change [J]. *J Atmos Sci*, 1978 35(12): 2362-2367.
- [37] Paillard D, Labeyrie L, Yiou P. Macintosh program performs time-series analysis [J]. *BOS (Transactions American Geophysical Union)*, 1996 77 (39): 379.
- [38] 程海, 艾思本, 王先锋, 等. 中国南方石笋氧同位素记录的重要意义 [J]. *第四纪研究*, 2005 25(2): 157-163.
- [39] Yang X P. Changes of the aridity index in the arid regions of northwestern China since the late Pleistocene: an understanding based on climatic geomorphology [J]. *Zeitschrift für Geomorphologie* 2002 126 (Suppl): 169-181

OSL Chronology and Palaeoenvironment Implications of Jiu fang tai Section from the Salawusu Area during the Last Glaciation

LIU Kai², LAI Zhong ping, FAN Qi-shun, LI Bao-sheng

(1. Qinghai Institute of Salt Lakes, Chinese Academy of Sciences, Xining 810008, China

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China

3. Department of Geography, South China Normal University, Guangzhou 510631, China)

Abstract The Salawusu area is located in the southeast margin of the Mu Us Desert, which actually belongs to the northern margin area of the East Asian Monsoon. The Salawusu area is also a key Paleolithic site in northeastern Asia. Based on field observation, the authors found there existed widely two layers of lacustrine sediments in the upper part of Jiu fang tai sedimentary sequence in Salawusu valley. In order to date the age of the Palaeolake and to reconstruct the climate changes, luminescence samples were collected from one sedimentary section. Based on stratigraphical and chronological studies, the authors conclude that there existed a Palaeolake in the southeast margin of the Mu Us Desert during the period between ~40 ka and ~30 ka, suggesting relatively high effective moisture. Comparison with other climatic records in adjacent areas suggests that the lake evolution occurred nearly contemporaneous in the Mu Us Desert and other neighboring Asian monsoon areas during the later phase of marine oxygen isotope stage 3, suggesting increased Asian summer monsoon intensity.

Key words Salawusu, Last glaciation, Optically stimulated luminescence (OSL) dating, Environmental change