

## 兴凯湖沉积物粒度特征揭示的 27.7kaBP 以来区域古气候演化\*

吴 健<sup>1,2</sup>, 沈 吉<sup>1\*\*</sup>

(1: 中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊与环境国家重点实验室, 南京 210008)

(2: 中国科学院研究生院, 北京 100049)

**摘 要:** 结合孢粉分析, 对兴凯湖一根长 269cm 的沉积岩芯研究表明: 沉积物粒度分布特征可以较好地反映区域气候变化, 即粗粉砂和砂增多对应于降水减少的低湖面时期, 细粉砂增多对应于降水增加的高湖面时期, 而粘土增加则对应于气候干燥的静水沉积环境. 约 27740 - 25540cal aBP 时期, 沉积物颗粒较粗, 湖区处于低湖面的冷干气候; 而随后 25540 - 23650cal aBP 时期, 中粉砂增加, 粘土较少, 分选性较好, 湖区处于冷湿气候环境. 23650 - 19940cal aBP 阶段, 湖面封冻期长, 沉积物粘土较多, 湖区气候冷干, 对应于末次盛冰期. 19940 - 14510cal aBP 阶段, 细粉砂增加, 比前期降水增多, 温度也有所升高. 14510 - 10800cal aBP 时期, 本地区进入晚冰期, 沉积物粒径波动频繁, 依次出现较高含量的细粉砂-粗粉砂-粘土阶段, 反映了暖湿到干燥的气候变化, 对应于北欧的 Bölling/Older Dryas/Alleröd/Younger Dryas 气候波动期. 10800 - 1050cal aBP, 总体上沉积物粒径变化不大, 中粗粉砂含量基本保持低值, 细粉砂逐渐增加, 粘土逐渐减少, 显示深水稳定沉积环境, 降水逐渐增多, 处于全新世暖湿期; 其中 8330 - 7000cal aBP 阶段, 粗颗粒迅速增加较多, 对应于 8.2cal kaBP 冷事件. 约 1050cal aBP 以来, 沉积物中值粒径大幅度增加, 湖面水位下降幅度较大, 气候变凉干, 也反映了人类活动增强造成水土流失加剧.

**关键词:** 东北地区; 兴凯湖; 沉积物粒度; 古气候; 湖泊沉积物

## Paleoclimate evolution since 27.7kaBP reflected by grain size variation of a sediment core from Lake Xingkai, northeastern Asia

WU Jian<sup>1,2</sup> & SHEN Ji<sup>1</sup>

(1: *State Key Laboratory of Lake Science and Environment, Nanjing Institute of Geography and limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, P. R. China*)

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

**Abstract:** Lake Xingkai, a boundary lake between China and Russia, is the largest freshwater lake in Northeast Asia. The paleoclimate variation since 27.7kaBP was reconstructed based on a 269cm-long sediment core in Lake Xingkai. The chronology was measured by <sup>210</sup>Pb and <sup>137</sup>Cs activities and AMS <sup>14</sup>C dating. Grain size distribution of the lake sediment was inferred to be a proxy for past precipitation, compared to pollen analysis. The high percentage of coarse silt and high Md values reflect a low lake level, and increase in fine silt indicating plentiful precipitation and the high clay content correspond to cold dry climate. The results show that: It was in cold-dry between 27740 and 25540 cal aBP, when lake level was low, as indicated by high Md values and coarse silt contents of the lake sediments. During 25540 and 23650 cal aBP, the sediments was characterized by low clay content, marking a significant increase in effective precipitation in cold wet climate. The Last Glacial Maximum between 23650 and 19940 cal aBP was marked by high content of clay because of the frozen lake surface, corresponding to especially cold-dry. From 19940 to 14510 cal aBP, precipitation increased when fine silt content increased. The fluctuating characteristics of the sediments grain size indicated that precipitation increased first and decreased finally during 14510 and 10800 cal aBP, corresponding to Bölling/Older Dryas/Alleröd/Younger Dryas periods. From 10800 to 1050 cal aBP, lake level rose evidently suggested by higher content of

\* 国家自然科学基金项目(40872117)资助. 2009-01-19 收稿; 2009-07-30 收修改稿. 吴健, 男, 1965 年生, 博士研究生; E-mail: jianwu88@126.com.

\*\* 通讯作者; E-mail: jishen@niglas.ac.cn.

fine silt when the precipitation was relatively abundant in Holocene, in which 90–78m section shows that the sand and coarse silt content increased sharply, indicating that the lake level experienced a rapidly decline because of cold-dry climate around the 8.2 kaBP. Since 1105 cal aBP, the portion of sand and coarse silt increased markedly, reflecting low lake level under a cool-dry climate, accompanied with remarkable increase in soil erosion and terrestrial material into lake possibly related with local human activities.

**Keyword:** Northeastern China Region; Lake Xingkai; grain size; paleoclimate; lacustrine sediments

兴凯湖地处我国黑龙江省东部边缘,横跨中俄边界,为东北亚最大的淡水湖。兴凯湖流域位于中高纬度温带典型东亚季风区内,该区域冬季受蒙古冷高压的控制,气候寒冷干燥,夏季受湿热的海洋性气团的影响,炎热多雨,全年季节性分明。其自末次盛冰期以来气候的冷暖、干湿变化较为突出,如同我国其它高纬度地带一样,温暖期起始的时间普遍比低纬度地带要早,而且持续的时间也长<sup>[1-2]</sup>,使该地区成为全球气候变化研究的敏感地区。因此,兴凯湖也是 PAGES-PEP(PAGES Pole-Equator-Pole) 极地-赤道-极地样带计划全球湖泊钻探工作的重点湖泊之一<sup>[3]</sup>。自 20 世纪 80 年代以来,国内多位学者对湖泊北面的三江平原及穆稜-兴凯平原沼泽做过一些孢粉和泥炭的研究,但兴凯湖中国一侧湖泊沉积物多种环境代用指标记录的古气候环境变化研究至今尚未见报道。湖泊沉积物粒度因具有测定简单快速、经济、对气候变化敏感等特点而作为研究古气候的常用环境代用指标<sup>[4]</sup>,在区分沉积环境、判定物质运输方式和判别水动力条件等方面具有重要作用。该文结合本岩芯的孢粉分析,对兴凯湖沉积物粒度变化特征进行阐述,探讨约 27.6kaBP 以来兴凯湖区域的古气候变化。

## 1 区域地理概况

兴凯湖为晚第三纪时期,因敦化-密山断裂带沉降凹陷而形成的构造湖,多期火山喷发形成面积最大的玄武岩台地,盆地第四纪洪积冲积物厚度可达约 300m<sup>[5]</sup>。更新世晚期以来,由于古气候的波动,使兴凯湖发生了几次湖退,湖北岸四道弧形分布的湖岗是兴凯湖变迁的天然记录和重要标志,最后一次湖退后由大湖岗分隔形成大、小兴凯湖<sup>[6]</sup>。南面的大兴凯湖位于 44°32′–45°21′N, 131°58′–132°51′E, 平均水位海拔约 69.0m, 南北长 91.3km, 东西最大宽 62.5km, 平均宽 48.0km, 湖面面积约 4380km<sup>2</sup>。湖面上以松阿察河口与白稜河口连线为界,我国境内湖面面积约 1080km<sup>2</sup>。最大水深约 10m, 平均水深 4–5m。湖滨带为砂石底质,几乎没有沉水和挺水植物。我国兴凯湖平原位于三江平原的南部,又称穆稜-兴凯平原,平原地势呈西北高、东南低,由两级湖成阶地组成。一级湖积阶地,相对高度 3–5m;二级湖成阶地,相对高度 10–15m。湖岸东南部地势平坦,湿地连片,地面高程海拔 69.5–71.0m 左右<sup>[5]</sup>。湖泊流域南部和东部濒临日本海,最高海拔一般在 1000m 以下。该地区春夏季盛行西南风,秋冬季多西北风;年平均温度 2.9–3.1℃<sup>[7]</sup>;湖面多年平均降水量为 567.5mm, 多年平均蒸发量为 587.2mm<sup>[8]</sup>。

1942 年前全湖流域面积为 22400km<sup>2</sup>, 1942 年兴修穆兴分洪道,河水一路沿穆兴水路(分洪河道)注入小兴凯湖,一路沿穆稜河原河道继续东流。现兴凯湖全湖流域面积为 36400km<sup>2</sup>, 以湖东北角松阿察河为唯一出水口<sup>[9]</sup>(图 1)。兴凯湖水系中我国境内直接流入大兴凯湖的河流主要是白稜河;俄罗斯境内主要有大乌萨奇河、科米萨罗夫卡河(新土河)、梅尔古诺夫卡河(莫河)、伊利斯塔亚河(勒富河)、斯帕索夫卡河(三道河子),它们是兴凯湖的主要水源。兴凯湖的水质特征:湖心 pH 值平均为 8.1;K<sup>+</sup>、Na<sup>+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、Ca<sup>2+</sup>、F<sup>-</sup>、Cl<sup>-</sup> 和 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 的浓度分别为 3.62、11.1、5.2、16.3、0.35、5.2 和 12.2(单位:mg/L, 以上水样数据为 2007 年在 XK-1 采样点及附近,前后 2d 各采一次水样计算的平均值,数据均在南京地理与湖泊研究所湖泊与环境国家重点实验室用 Dionex-100 型离子色谱进行实验测出),其水质特征为低矿化度的湖水;湖水含沙量高,透明度约 0.15m<sup>[10]</sup>。

## 2 样品采集与分析方法

2007 年 7 月,我们利用奥地利生产的 UWITEC 水上平台和活塞取芯设备,在兴凯湖中距离湖北岸约 18km, 位置 45°12′21.7″N, 132°30′33.3″E(图 1), 水深 6.6m 处采得两根平行岩芯,将其中一根长 269cm 的完整岩芯 XK-1 作为研究对象。XK-1 岩芯多数为灰黑色细粉砂质泥,顶部 31cm 以上为灰黑显黄绿色含砂的中粉砂质泥;在深度 90–78cm、236–230cm 和 217–214cm 段处有三个特征砂层(图 2)。岩芯带回实验室按



底部年龄进行线性外推,得到 64cm 处日历年龄约为 1050cal aBP<sup>[13-14]</sup>,XK-1 岩芯 31cm 深处日历年龄也约为 1050cal aBP. 按照 XK-1 和 XK-2 岩芯上部砂层的厚度对比关系可知两根岩芯的沉积速率约为 1:2,XK-2 岩芯 21cm 处的<sup>210</sup>Pb 计算年龄为 105aBP,XK-1 岩芯 10cm 处对应的年龄也应约为 105aBP,因此,XK-1 岩芯表层 10cm 处实测<sup>14</sup>C 年龄 4410aBP 减去约 105aBP,得到由于“碳库效应”产生的偏老<sup>14</sup>C 年龄约为 4305a. 由于 XK-1 岩芯有机碳的百分含量极低,我们测出的数据平均只有 0.5% 左右,受湖泊流域老地层侵蚀带来的“老碳”或“死碳”影响而使测出的<sup>14</sup>C 年龄偏老;假定岩芯表层和底部的“碳库效应”偏老年龄大约相等,底部 223cm 和 258cm 处两个<sup>14</sup>C 年龄 25080 ± 110aBP 和 26700 ± 130aBP 分别减去 4305aBP<sup>[15]</sup>,得到两个去“老碳”的<sup>14</sup>C 年龄分别为 20775 ± 110aBP 和 22395 ± 130aBP. 这两个去“老碳”<sup>14</sup>C 年龄再根据 Hughen K 的校正曲线<sup>[16]</sup>,采用 CalPal-online 网上在线校正,得到两个<sup>14</sup>C 年龄的校正日历年龄分别为 24763 ± 230cal aBP 和 27032 ± 529cal aBP(表 1). 据有关实验研究,沉积速率与沉积物的中值粒径呈正相关<sup>[17]</sup>,XK-1 岩芯 223 - 31cm 段的中值粒径较小(平均为 3.8μm)且基本变化不大,其沉积速率也应该变化不大(图 2). 所以,可以用内插法合理地推算出此段内各处沉积物形成的日历年龄,其它各段也根据所获得的年龄节点用内插和外推法计算其日历年龄.

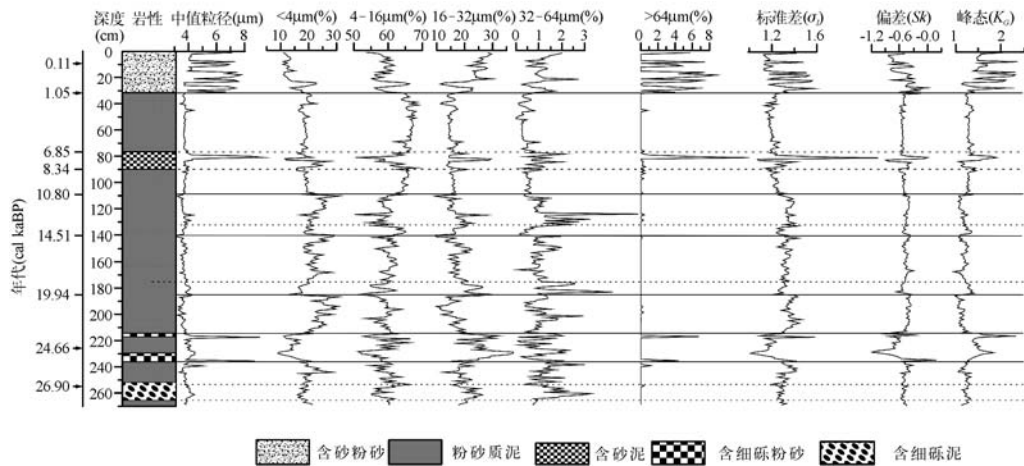


图 2 兴凯湖 XK-1 沉积岩芯的粒度分布特征

Fig. 2 Characteristics of grain-size distributions of XK-1 core from Lake Xingkai

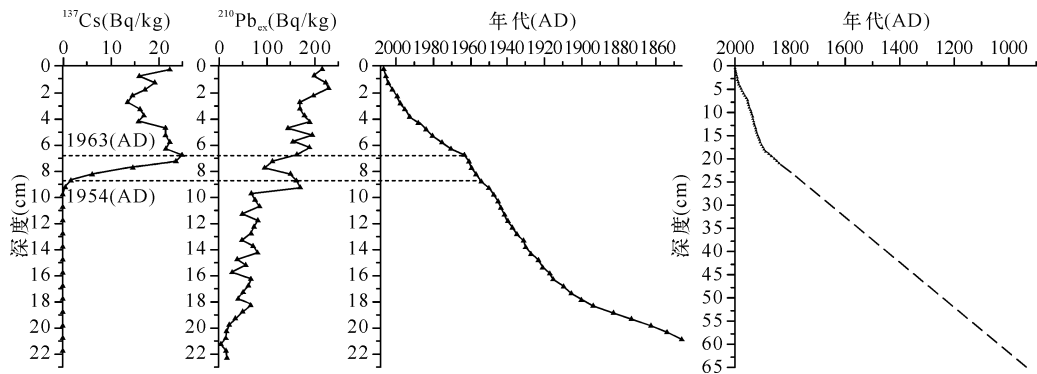


图 3 <sup>210</sup>Pb, <sup>137</sup>Cs 比活度和年代随深度变化情况

Fig. 3 Chronology-depth model from XK-2 core was established based on CRS model of <sup>210</sup>Pb and <sup>137</sup>Cs dating analysis

表 1 兴凯湖 XK-1 岩芯<sup>14</sup>C 年龄和校正日历年龄Tab. 1 The determined and calibrated <sup>14</sup>C ages of core XK-1 from Lake Xingkai

深度 (cm)	10	223	258
<sup>14</sup> C 年龄 (aBP)	4410 ± 40	25080 ± 110	26700 ± 130
去老碳 <sup>14</sup> C 年龄 (aBP)	-	20775 ± 110	22395 ± 130
校正日历年龄 (cal aBP)	105	24760 ± 230	27030 ± 529

### 3.2 兴凯湖沉积物粒度特征

已有的湖泊沉积研究表明,沉积物粒度组成及特征能够间接地反映沉积时的降水量、水动力强弱、地貌和物源状况乃至人类活动等诸多因素的影响<sup>[18]</sup>. 一般细粒和粗粒沉积物分别代表了沉积过程中水动力能量降低和增强. 通常采样点湖水越深或距岸边越远,沉积的水动力强度就越弱,反之,水动力就越强. 对于大型湖泊而言,从湖岸到湖心沉积物粒度逐渐减小<sup>[19-20]</sup>. 因此,对历史上水位波动较大的大型浅水湖泊,在长时间尺度的气候期中,同一点上岩芯的不同阶段,细粒和粗粒沉积物分别代表了湖面的扩张和收缩时期<sup>[18,21]</sup>,这期间湖泊水位是决定沉积物粒度的首要因素. 而在具体的某一气候期内湖泊水位变化不大时,湖盆流域降雨量则是关键因素,降雨量大的湿润时期,沉积物粒度相对更粗;降雨量小的干旱时期,沉积物粒度相对更细. 根据兴凯湖西岸俄罗斯新土河口附近 1000cal aBP 以来湖面下降所形成的两道砂岗<sup>[22]</sup>,粒度数据所示 1050cal aBP 以来 XK-1 岩芯相应的顶部 31cm 段粗粉砂明显增多(图 2). 又据大湖岗上第一泄洪闸 30m 以东湖岸边、相对湖面 4.3m 高度的地质剖面遗迹(表 2),其中厚度约 30cm 青灰色湖相淤泥砂层下覆厚度 1.45m 黄色的中砂到粗砂层. 据我们的光释光测年,其顶部深度 10-40cm 处年龄为 7.1cal kaBP,底部深 210-245cm 处黄色砂层形成于 14.0cal kaBP 前后,其中间淤泥层位中发掘出的新开流考古墓葬埋藏年代约为 6100cal aBP<sup>[6]</sup>,证明淤泥层形成于 14.0-7.1cal kaBP 之间,此时期发生了一次大的湖进,对应的 XK-1 岩芯此时段粒度也明显变细(图 2). 以上综合说明了对于兴凯湖这样在近百年之内水位波动幅度就达 2m 有余的大型浅水湖泊<sup>[23]</sup>,且湖心采样点离俄罗斯主要入湖河流较远,在长时间尺度里不同的古气候阶段,沉积物粗粒增加一般反映了湖泊水位下降,指示降雨量较少的时期;反之,指示降雨量较大的湿润时期.

表 2 大湖岗沙堤剖面沉积物的粒度

Tab. 2 Sediment grain size of sand levee in the Dahugang

深度 (cm)	0-10	10-40	40-70	70-90	90-100	100-130	130-210	210-245
岩性	黄色砂含 细砾石	细砾石含 少量砂	青灰色泥 砂含砾石	粗黄色砂	青灰色泥砂夹 较多粗砾石	青灰色 泥砂	黄色中砂	黄色粗砂

基于 Folk-Ward 公式的粒度参数:标准偏差( $\sigma_1$ )、偏度( $Sk$ )和峰态( $K_c$ ),已经成为沉积环境判别分析的常用指标. 其中  $\sigma_1$  反映不同粒径颗粒的分散和集中状态,标准偏差数值越大,表示其分选程度越差,反映了沉积环境对其改造作用较弱; $Sk$  用来表示频率曲线与正态分布曲线相比较时的对称性程度, $Sk$  越负,表示粗颗粒成分相对越多; $K_c$  是用来说明与正态频率曲线相比时,曲线的尖锐程度,反映了颗粒粒径分布的集中程度, $K_c$  越大,表示粒度分布相对越集中,新沉积环境对其改造越明显<sup>[24]</sup>. 根据 Udden-Wentworth 粒度划分方法进行粒径分类(砂 > 64 $\mu$ m, 细粉砂 4-16 $\mu$ m, 中粉砂 16-32 $\mu$ m, 粗粉砂 32-64 $\mu$ m, 粘土 < 4 $\mu$ m),粒度分析结果表明: XK-1 岩芯主要由细粉砂组成(49.8% - 68.5%, 平均值 60.6%),其次为中粉砂(5.8% - 37.3%, 平均值 18.4%)和粘土(8.9% - 44.3%, 平均值 19.5%),含有较少的粗粉砂(0-5.3%, 平均值 1.0%)和砂(0-12.5%, 平均值 0.46%),中值粒径 2.8-9.4 $\mu$ m, 平均值 4.0 $\mu$ m. XK-1 岩芯粒度频率曲线主要如图 4 所示, b 型(70cm 表示岩芯深度)包括 269-263cm, 256-235cm, 214-91cm 和 78-31cm 段,为单峰稍微偏重的峰态,反映了主要是单一流水控制的湖泊沉积相<sup>[25]</sup>,且水动力相对较弱; 263-256cm 段为 e 型,为单峰比较偏重的峰态,反映了处于浅水沉积环境; 236-230cm 和 217-214cm 段为主次峰 d 型,反映了浅水较强水动力湖积和冲积沉积环境; 90-78cm 段为主次峰 c 型,但比 d 型颗粒较偏细,反映了浅水较强水动力沉积环境; 31cm-0 和 230-217cm 段为 a 型,为单峰粒径分布比较偏重的峰态并有少量细砂或粉砂拖尾,

反映了水动力增强即湖面下降或人类活动对土壤表面的影响. XK-1 岩芯各层位  $\sigma_1$  值 1.02 - 2.12, 平均值 1.28, 总的分选中等;  $S_k$  值 -1.20 至 0.20, 平均值 -0.50, 总的比较偏重;  $K_c$  值 0.95 - 2.34, 平均值 1.30, 总的比较尖锐, 说明沉积物颗粒比较集中, 新沉积环境对其改造较明显. 以上粒度参数总体上反映了大型浅水兴凯湖湖区采样点相对不太强的水动力沉积环境, 显示兴凯湖沉积岩芯所沉积年代历史上一般湖面较大, 采样点沉积连续且颗粒一般较细的特征, 沉积环境对沉积物的改造明显.

### 3.3 粒度特征的垂向变化及其古气候意义

岩芯 XK-1 粒度特征垂向变化(图 2)表明, 269 - 31cm 段从下往上, 总体趋势是中粗粉砂和粘土成分减少, 细粉砂成分增加, 反映了总体上此时期降水量增加, 湖面升高的趋势, 尤其是 110 - 90cm 和 78 - 31cm 段粗颗粒最少, 中值粒径值也变化不大, 显示了较为相对稳定的水动力条件, 即降水丰富、相对稳定的深水沉积环境. 31cm - 0 段, 粒径又变粗, 显示湖面又降低. 结合本岩芯我们的孢粉数据图(图 5), 现分为 7 个阶段详述如下:

(1) 269 - 235cm(约 27740 - 25540cal aBP)段. 粗粉砂平均含量是本岩芯最高的, 粘土含量也较高, 其中 263 - 254cm 段夹杂有少量细砾石; 孢粉分析显示陆生植物以禾本科、藜和蒿为主, 云杉为本剖面最大含量, 滨岸水生莎草也较多, 植被类型为草原. 表明此阶段兴凯湖地区基本上处于低湖面的冷偏湿时期, 降水量不多.

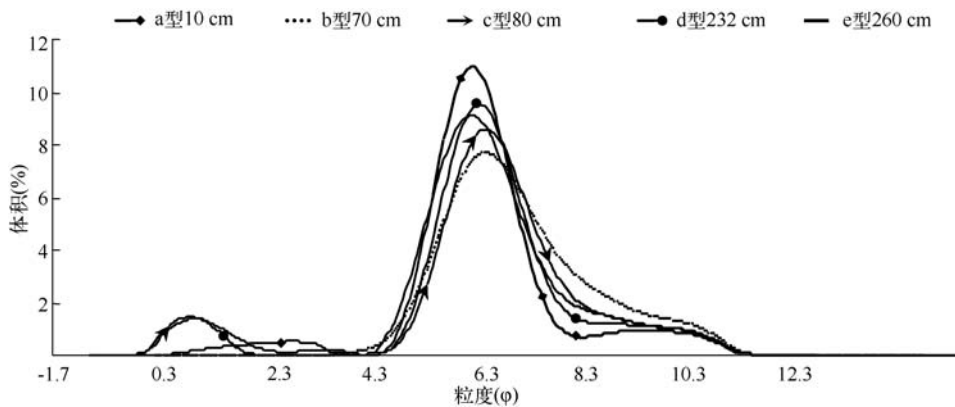


图 4 兴凯湖沉积物粒度典型频率曲线特征

Fig. 4 Representative frequency curve of sedimentary grain size of XK-1 core from Lake Xingkai

(2) 235 - 214cm(约 25540 - 23650cal aBP)段. 中粉砂以上粒径含量较高, 且顶部 2cm 和底部 4cm 厚度的岩芯内都含有较多的细砾石; 此段中间  $\sigma_1$  值是本岩芯最小的, 沉积物分选良好,  $S_k$  比较偏负,  $K_c$  值较大, 反映了粉砂较多且集中. 本段孢粉中藜大量减少, 云杉减少, 桦大量增加, 滨岸水生莎草也较多, 植被类型为稀树草原. 反映了冷湿的气候, 降水比前一段增加但采样点湖面仍然较低的沉积环境. 由于兴凯湖是出口湖泊, 浅水淘洗可能使粘土来不及沉积下来就随着出口湖流溢出<sup>[4]</sup>, 结果使粉砂较为集中, 分选性变好. 其中顶部和底部的细砾石可能是短期的强降水由河流搬运所带来的<sup>[26]</sup>.

(3) 214 - 184cm(约 23650 - 19940cal aBP)段. 中粗粉砂减少, 粘土成分增加为本岩芯最高值段; 这期间, 桦含量减少, 藜的含量达到本剖面的平均最高值, 莎草科和蒿含量仍然较高, 湖周围处于草原环境, 对应于末次盛冰期.  $\sigma_1$  有所增大, 说明降水剧减, 径流量很小, 且长期的覆冰静水沉积环境使得极细的粘土容易沉降而含量增多<sup>[19]</sup>.

(4) 184 - 140cm(约 19940 - 14510cal aBP)段. 开始时段中粗粉砂迅速增加, 中段粘土成分较多但比第三阶段低, 顶部 143 - 140cm 粘土含量的迅速升高对应于 Oldest Dryas. 此段藜的含量减少较多, 莎草科和蒿的含量仍然较高, 盘星藻大量出现, 反映了湖面升高, 比第三阶段降水增多. 同时云杉基本消失, 桦增多, 反映温度有所升高, 为草甸草原环境.

(5) 140 - 110cm(约 14510 - 10800cal aBP)阶段. 其中开始阶段粗粉砂迅速减少, 细粉砂迅速增加, 中间

中粗粉砂迅速增加,最后粘土含量又迅速增加.孢粉分析显示:开始阶段桦和狐尾藻大量增加,禾本科和藜含量迅速降低至低值,蒿也有所降低;中后期桦大量减少,蒿大量增加,狐尾藻基本消失.说明湖面开始阶段迅速升高,中间湖面又迅速降低,尤其是最后阶段粘土的迅速增加,如第三阶段中所述,气候更加寒冷干燥.这个时期总的对应于晚冰期气候升温过程中的 Bölling/Older Dryas/Alleröd/Younger Dryas 气候波动期.

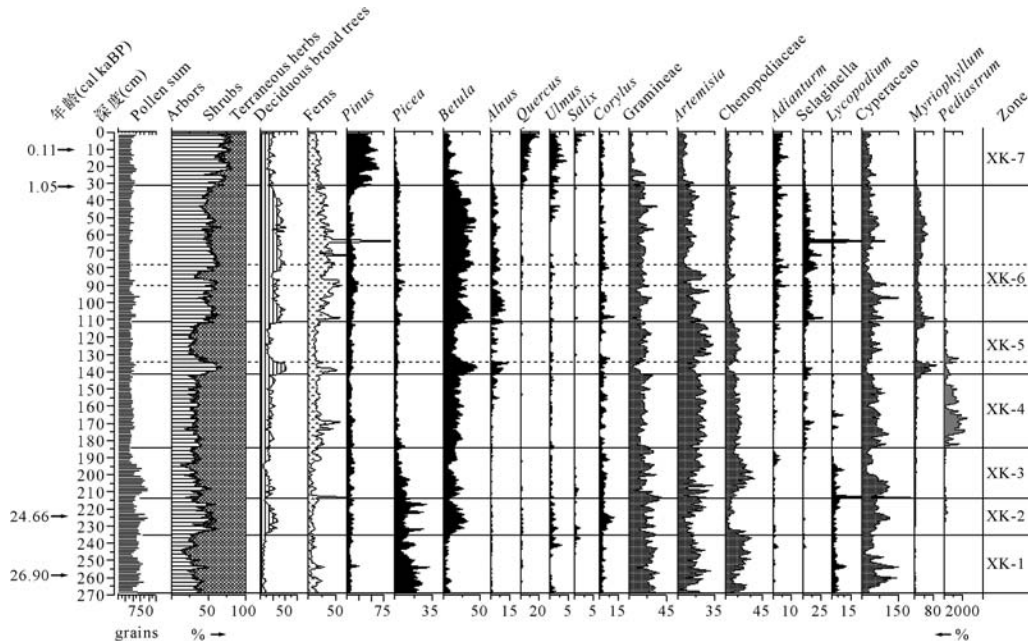


图5 兴凯湖 XK-1 岩芯沉积物主要孢粉种类百分含量

Fig. 5 Percentage diagram of selected pollen taxa from core XK-1 of Lake Xingkai sediment sequence

(6) 110–31cm (约 10800–1050cal aBP) 阶段. 总体上中粗粉砂含量比较稳定并保持低值,粘土含量下降并继续减少,只有细粉砂含量迅速升高并保持继续增加; $\sigma_1$ 值也较低并保持继续减小.与粒度较平稳变化对应的是:桦的含量迅速升高并继续增加,以桦为主的陆生乔木花粉含量与草本基本相当,使桦平均含量为本岩芯最高值;狐尾藻和蕨类孢子都迅速升高并保持高值,而蒿尤其是藜大量减少.这些都显示了降水增多的高湖面暖湿气候环境,沉积物在湖中搬运距离更远,使得分选性更好,但降水的大幅度增加使湖水吞吐流增加,粘土颗粒难以沉降下去,结果沉积物中的粘土成分自然减少,而地表径流的增加引起水动力相对增强,使得细粉砂增加.这个时期海面快速上升,沿海各地发生海侵,黑潮北进,对马暖流逐渐增加为最强时期,日本海海水表面温度比现在平均高约  $1^{\circ}\text{C}$  [27-28],兴凯湖地区变为沿海气候环境.受岁差引起的夏季太阳辐射增强使海陆热力对比度加大,东亚夏季风强大,带来丰富的低纬海洋和西太平洋暖湿气流产生的降水.但 90–78cm (约 8330–7000cal aBP) 阶段,含较多砂的粗颗粒增加,孢粉显示蒿也增加,而乔木花粉迅速降低,指示了湖面迅速下降的冷干时期,对应于北半球普遍发生的 8.2cal kaBP 的冷事件 [29-31].

(7) 31–0cm (约 1050cal aBP 以来) 阶段. 此阶段中值粒径迅速大幅度升高并频繁波动,表现为中粗粉砂及砂显著增加,细粉砂和粘土显著减少;粒度参数特征是: $\sigma_1$ 和  $K_c$  显著增大,  $Sk$  逐渐减小,表明分选性变差,且颗粒较集中,频率曲线偏重出现细砂粒拖尾(图2);指示了采样点沉积水动力较强,湖面水位下降幅度较大,反映了此时期气候干燥的趋势,也反映了人类活动对植被的破坏造成的水土流失逐渐加强.此段开始,松属大量增加并伴随着以栎为主的阔叶树,形成针阔混交林,显示了凉干的气候环境.俄罗斯方面有关研究证明,同期湖退在兴凯湖西岸的俄罗斯新土河口附近也遗留下两道砂岗的 [22],这也许与大湖岗在湖东面一分为三是对应的(图1),因为前述全新世中期形成的淤泥砂层仍位于大湖岗东面外侧分支的太阳岗顶部,内侧二道分支砂岗可能就是全新世晚期湖退后形成的.

## 4 结论

本文通过对兴凯湖沉积物频率曲线、粒度参数和粒径分布的特征分析,并结合岩芯中我们的孢粉数据图谱,重建了兴凯湖湖面升降过程及其区域气候变化,其结论如下:

(1) 外流湖泊兴凯湖的沉积物粒度组成对湖泊水位波动反应迅速,因而能够敏感地记录当时气候的干湿和降水状况.在千年尺度上,兴凯湖沉积物中的中粗粉砂和砂组分含量增多对应于低湖面、降水量少的气候环境,细粉砂组分增多对应于高湖面、降水丰富的湿润气候环境;而粘土组分的增加则对应于水沉积动力很弱、特别干旱的气候环境.

(2) 约27740-25540cal aBP时期,沉积物颗粒较粗,湖区处于低湖面的冷偏干气候.而随后25540-23650cal aBP时期,沉积物粘土成分减少,中粉砂显著增加,分选性较好,显示地表径流增加,湖区处于冷湿气候环境.23650-19940cal aBP阶段,沉积物粘土含量最高,径流量很小,湖区气候冷干,对应于末次盛冰期.然后,19940-14510cal aBP期间,细粉砂增加,比前期降水增多,温度也有所升高;14510-10800cal aBP时期,本地区进入晚冰期,沉积物粒径波动频繁,依次出现较高含量的细粉砂-粗粉砂-粘土阶段,也就是先后经历了暖湿-较干燥-干燥的气候变化,对应于北欧的Bölling/Older Dryas/Alleröd/Younger Dryas气候波动期.10800-1050cal aBP,总体上沉积物粒径变化比较平稳,中粗粉砂含量基本平稳地保持低值,细粉砂逐渐增加,粘土逐渐减少,显示湖面较高,降水逐渐增多,处于全新世暖期;其中8330-7000cal aBP阶段,含较多砂的粗颗粒增加,对应于8.2cal kaBP的冷事件.约1050cal aBP至今,沉积物中值粒径显著大幅度升高并波动频繁,湖面水位下降幅度较大,气候变凉干,也反映了人类活动增强造成水土流失加剧.

致谢:感谢薛滨研究员、张恩楼副研究员、刘恩峰副研究员和姚书春副研究员共同参加了野外平台采样,张恩楼副研究员和刘恩峰副研究员给予的实验指导和帮助.

## 5 参考文献

- [1] An ZS, Porter SC, Kutzbash JE *et al.* Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon. *Quaternary Science Reviews*, 2000, **19**: 743-762.
- [2] 李文漪. 中国第四纪植被与环境. 北京: 科学出版社, 1998: 230.
- [3] Williams DF, Kuzminb MI, Prokopenko AA *et al.* The Lake Baikal drilling project in the context of a global lake drilling initiative. *Quaternary International*, 2001, **80-81**: 3-18.
- [4] 侯新花, 吴艳宏, 杨丽原. 全新世镜泊湖粒度特征记录的该地区古降水变化历史. *湖泊科学*, 2006, **18**(6): 605-614.
- [5] 万波, 钟以章. 东北地区的新构造运动特征分析及新构造运动分区. *东北地震研究*, 1997, **13**(4): 64-75.
- [6] 裘善文, 万恩璞, 李凤华等. 兴凯湖北部平原的发展与湿地的形成. *湿地科学*, 2007, **5**(2): 153-158.
- [7] 张淑芹, 邓伟, 阎敏华等. 中国兴凯湖北岸平原晚全新世花粉记录及泥炭沼泽形成. *湿地科学*, 2004, **2**(2): 110-115.
- [8] 孟凡志, 赵艳波, 崔玉玲. 兴凯湖生态水位分析. *水资源保护*, 2008, **24**(6): 46-48.
- [9] 孙冬, 孙晓俊. 兴凯湖水文特性. *东北水利水电*, 2006, **24**(261): 21-27.
- [10] 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998: 503.
- [11] 储国强, 顾兆炎, 许冰等. 东北四海龙湾玛珥湖沉积物纹层计年与<sup>137</sup>Cs、<sup>210</sup>Pb测年. *第四纪研究*, 2005, **25**(2): 202-207.
- [12] Last WM, Smol JP. Tracking environmental change using lake sediments-Volume 1: basin analysis, coring and chronological techniques. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 2004: 171-196.
- [13] 李世杰, 王小天, 夏威夷等. 青藏高原鲁鲁错湖泊沉积记录的小冰期气候变化. *第四纪研究*, 2004, **24**(5): 578-584.
- [14] 曹洁, 张家武, 张成君等. 青藏高原北缘哈拉湖近800年来湖泊沉积及其环境意义. *第四纪研究*, 2007, **27**(1): 100-107.
- [15] 吴艳宏, 王苏民, 侯新花. 青藏高原中部错鄂全新世湖泊沉积物年代学研究. *中国科学(D辑)*, 2006, **36**(8): 713-722.



- [16] Hughen K, Lehman S, Southon J *et al.*  $^{14}\text{C}$  activity and global carbon cycle changes over the past 50,000 years. *Science*, 2004, **303**(9): 202-207.
- [17] 张书庄,肖 辉. 粘土含量对粉沙质泥沙沉降速度的影响. 水道港口, 2008, **29**(5): 310-313.
- [18] 陈敬安,万国江,唐德贵等. 洱海近代气候变化的沉积物粒度与同位素记录. 自然科学进展, 2000, **10**(3): 253-259.
- [19] 莱尔曼 A. 湖泊的化学、地质学和物理学. 王苏民等译. 北京:地质出版社, 1989: 82-89.
- [20] 殷志强,秦小光,吴金水等. 湖泊沉积物粒度多组分特征及其成因机制研究. 第四纪研究, 2008, **28**(2): 345-353.
- [21] 陈敬安,万国江,张 峰等. 不同时间尺度下的湖泊沉积物环境记录——以沉积物粒度为例. 中国科学(D辑), 2003, **33**(6): 563-568.
- [22] Bazarova VB, Mokhova LM, Orlova LA *et al.* Variation of the Lake Khanka level in the Late Holocene, Primorye. *Russian Journal of Pacific Geology*, 2008, **23**: 272-276.
- [23] 刘正茂,吕宪国,武海涛. 兴凯湖最低生态安全水位研究. 水利水电技术, 2008, **39**(2): 8-10, 25.
- [24] Folk RL, Ward WC. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1957, **27**(1): 3-26.
- [25] 孙东怀,安芷生,苏瑞侠等. 古环境中沉积物粒度组分分离的数学方法及其应用. 自然科学进展, 2001, **11**(3): 269-272.
- [26] 王心源,吴 立,张广胜等. 安徽巢湖全新世湖泊沉积物磁化率与粒度组合的变化特征及其环境意义. 地理科学, 2008, **4**(28): 548-553.
- [27] 闫国年. 距今三万年来西北太平洋洋流系统变化的初步研究. 海洋科学, 1989, (3): 13-20.
- [28] Kyung EL. Surface water changes recorded in Late Quaternary marine sediments of the Ulleung Basin, East Sea (Japan Sea). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2007, **247**(1-2): 18-31.
- [29] Thomas ER, Wolff EW, Mulvaney R *et al.* The 8.2 ka event from Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*, 2007, **26**: 70-81.
- [30] 王绍武. 8.2kaBP 冷事件. 气候变化研究进展, 2008, **4**(3): 193-194.
- [31] 金章东, Yu J, 吴艳宏等. 8.2ka BP 冷气候事件确实在中国发生过吗? 地质论评, 2007, **53**(5): 616-623.