

文章编号: 1000-0550(2010) 02-0365-08

# 兴凯湖沉积物有机碳和氮及其稳定同位素反映的 28kaBP 以来区域古气候环境变化<sup>1</sup>

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** 兴凯湖是东北亚最大的淡水湖,也是中俄界湖。我们是国内首次对兴凯湖一根长 269 m 的沉积岩心进行了研究,结果显示: $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和 TOC 之间显示较好的负相关性,说明  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  低值时期,气候温暖或湿润, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值处于高值时期,气候冷干;C/N 比值和 TOC 之间显示较好的正相关性,C/N 比值平均值为 11.4 显示兴凯湖沉积物有机质以内源浮游植物生产为主; $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  高值对应于气候冷干期,此时沉积物有机质更多的来源于浮游植物, $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  低值对应于暖湿期,但营养盐输入的减少也会造成  $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  值降低。兴凯湖沉积物有机碳和氮及其稳定同位素数据综合分析结果表明:28 480~26 160 cal aBP,湖区气候冷干;26 160~22 880 cal aBP,湖区气候温暖湿润;22 880~18 180 cal aBP,流域处于末次盛冰期多年冻土环境;18 185~12 650 cal aBP,对应于 Bølling/Ötzer Dryas/Allerød 气候波动暖期;90~78 cm 段,对应于 Younger Dryas 事件;11 500~4 570 cal aBP,进入全新世暖湿期,早期气候温干,晚期气候温湿;4 570~1 470 cal aBP,气候冷干;1470 cal aBP 以来,又转为暖湿气候。

**关键词** 有机碳和氮及稳定同位素 古气候环境 湖泊沉积岩心 兴凯湖

**第一作者简介** 吴健 男 1965 年出生 博士研究生 湖泊沉积与环境 E-mail jianwu88@126.com

**通讯作者** 沈吉 E-mail jisher@niglas.ac.cn

中图分类号 P593 文献标识码 A

兴凯湖地处我国黑龙江省的东部边缘,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,气候严寒干燥,夏季受湿热的海洋性气团的影响,炎热多雨。该地区自末次盛冰期以来气候的冷暖、干湿变化较为突出,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-极地样带计划中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棱-兴凯平原沼泽做过一些孢粉和泥炭的研究,但由于其所代表的范围小而具有区域局限性,不能很好地显示广域性特征的气候变化。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。湖泊沉积物中有机碳和氮及其稳定同位素比值的测定,可以指示沉积物有机质来源和初级生产力变化,因能够有效地指示

湖泊流域古气候环境演化而获得广泛的应用<sup>[4,5]</sup>。本研究通过对兴凯湖岩心沉积物  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 、 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ 、C/N 比值、TOC 和 TN 含量的测定,探讨约 28 kaBP 以来兴凯湖区域的古气候环境变化。

## 1 区域地理概况

兴凯湖由大小两湖组成,以一条东西向的天然沙堤湖岗将两湖隔开,中间有新开流古水道相通并流入大兴凯湖。南面的大兴凯湖位于  $\text{N}44^{\circ}32' \sim \text{N}45^{\circ}21'$ ,  $\text{E}131^{\circ}58' \sim \text{E}132^{\circ}51'$ ,水位平均海拔约 69 m,南北长 91.3 km,东西最大宽 62.5 km,平均宽 48 km,湖面积约 4380 km<sup>2</sup>。湖面上以松阿察河口与白棱河口连线为界,我国境内湖面积约 1080 km<sup>2</sup>。最大水深约 10 m,平均水深 4~5 m。兴凯湖 1942 年前全湖流域面积为 22400 km<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,一路沿穆棱河原河道继续东流,现兴凯湖全湖流域面积为 36400 km<sup>2</sup>,以湖东北角松阿察河为唯一出水口<sup>[6]</sup>(图 1)。我国兴凯湖平原位于三江平原的南部,又称

<sup>1</sup> 国家自然科学基金项目(批准号:40872117)资助。

收稿日期:2009-03-22 收修改稿日期:2009-08-27

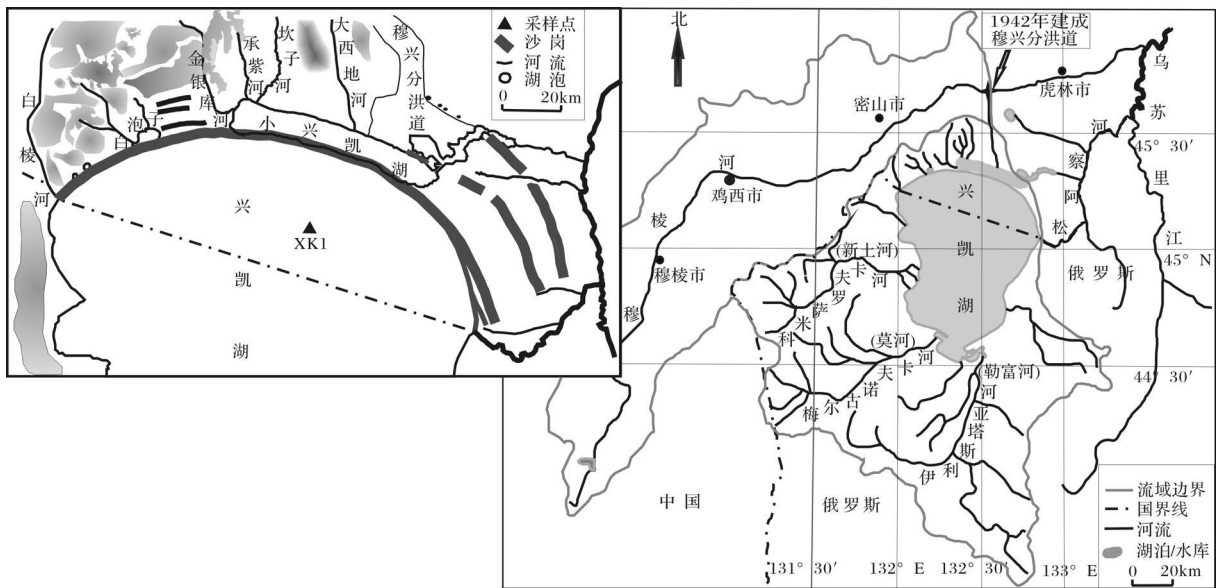


图 1 兴凯湖流域图及北部地形图和采样点位置

Fig 1 Map of the Lake Xingkai Basin, relief map of the north of the Lake Xingkai and the position of drilling

穆棱—兴凯平原, 平原地势呈西北高、东南低, 面积约 10 000 km<sup>2</sup>, 由小湖及其洼地、湖成沙堤和两级湖成阶地组成。一级湖积阶地, 相对高度 3~5 m; 二级湖成阶地, 相对高度 10~15 m<sup>[6]</sup>。湖岸东南部地势平坦, 湿地连片。平原北面为完达山, 东面为锡尼山, 西面为太平岭、那丹哈达岭, 南部和东部濒临日本海。

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棱河; 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)、伊里斯塔亚河(勒富河)、斯帕索夫卡河(三道河子), 它们是兴凯湖的主要水源。兴凯湖的水质特征为: pH = 8.1, 电导 167.2 μS/cm; TN、TP、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 0.68、0.122、3.615、11.085、5.215、16.3、0.345、5.2 和 12.15 (单位: mg·L<sup>-1</sup>, 以上水样数据为 2007 年在采样点及附近, 前后 2 天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采用 Dionex-100 型离子色谱进行实验测出), 其水质特征为低矿化度且浊度高的湖水。

中国兴凯湖平原植被属温带针阔叶混交林、草甸和沼泽地区, 本区地带性植被是红松 (*Pinus koraiensis*) 混交林, 在落叶阔叶林中以蒙古栎 (*Quercus mongolica*) 为主; 湖滨带为砂石底质, 几乎没有沉水和挺水植物。湖区年平均温度 2.9~3.1℃<sup>[7]</sup>, 一年之内 1 月份最冷, 月均 -18℃, 最低达 -39℃, 7 月份最热, 月均 21℃, 最高达 36℃。湖面多年平均降水量为

567.5 mm, 多年平均蒸发量 587.2 mm [8]。兴凯湖地区春夏季盛行西南风, 秋冬季多西北风。

兴凯湖为晚第三纪敦化—密山断裂带沉降凹陷而形成的构造湖, 多期火山喷发引起玄武岩覆盖面积最大, 第四纪洪积冲积物厚度可达约 300 m<sup>[9]</sup>。湖区随地形高低变化, 土壤分布由暗棕壤直到白浆土, 耕地黑土层厚达 20~50 cm。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, 在北岸遗留了四道古沙堤, 自岸边向外(北)依次为: 大湖岗、太阳岗、二道岗、荒岗—南岗。其中荒岗—南岗, 据测定形成于约 63 900 ± 610 cal aBP, 而大、小兴凯湖之间的湖堤是在约 12 190 ± 610 cal aBP 前后形成的, 最后一次湖退后形成小兴凯湖<sup>[6]</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 18 km, 位置 45°12'21.7"N, 132°30'33.3"E (图 1), 水深 6.6 m 处采得两根平行岩心, 把其中一根长 269 cm 的完整岩心 XK<sub>1</sub> 作为研究对象。XK<sub>1</sub> 岩心基本为青灰色细粉砂质泥, 顶部 31 cm 段为青灰色略显黄绿, 其中 22~25 cm 显示较重黄褐色。在深度 78~90 cm 和深度 214~235 cm 处有两个特征砂层 (图 2)。岩心带回实验室按 1 cm 间隔进行切割分样, 共得到样品 269 个, 于 4℃ 下塑料带中密封保存。每个样品中取出合适的量, 进行真空冷冻干燥, 研磨至

100目, 然后加入 5% 的盐酸浸泡 12 h 以上去除碳酸盐。接着蒸馏水水洗三次, 每次水洗后都用离心机离心, 分离沉积物和孔隙水。分离出的沉积物样品再进行真空冷冻干燥, 研磨至 150 目置于 45℃ 的烘箱中烘干。取 20~30 mg 用锡纸筒包紧压实, 最后在 Finnigan Delta<sup>plus</sup> 型质谱仪上用于测量有机碳含量、总氮含量、有机碳同位素组成以及氮同位素组成 ( $\delta^{13}\text{C}$  以 PDB 标准表示,  $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  以空气标准表示, 标准误差均  $\leq \pm 0.1\%$ )。

样品的红度是在南京大学地球科学与工程学院表生地球化学实验室完成, 用漫反射光谱 Peakin—Einer Lambda 900 分光光度计测量, 样品的前处理及测试分析按文献<sup>[23]</sup>的步骤进行。

### 3 结果与讨论

#### 3.1 年代序列的建立

取 XK<sub>1</sub> 岩心中 3 个全有机质样品送日本东京大学进行 <sup>14</sup>C 的 AMS 测年, 分别为岩心深度 10 cm 处、223 cm 和 258 cm 处, 结果测得其三个 <sup>14</sup>C 年龄 4 410 ± 40 aBP, 25 080 ± 110 aBP 和 26 700 ± 130 aBP (见表 1)。10 cm 处日历年龄采用 calib5.0.2 校正程序完成, 223 cm 和 258 cm 处两个日历年龄根据 Hughen K 的校正曲线<sup>[10]</sup>, 采用 CalPal-online 网上在线校正, 校正日历年龄分别为 4 965 cal aBP, 30 030 cal aBP 和 31 510 cal aBP。另外, 岩心深 78~90 cm 段有较集中的砂粒标志层, 与我们采样点附近俄罗斯境内湖泊水深 6m 处采得的岩心砂层位可以较好地对比, 确定此砂层形成于新仙女木期 (Younger Dryas)<sup>[11]</sup>。据国际第四纪联合会 (NQUA) 古气候委员会的整合冰芯、海洋和陆地古气候记录 (INTIMATE) 文献中关于新仙女木期划定的日历年龄段 12 650~11 500 cal aBP<sup>[12]</sup>, 通过平均沉积速率推算出深度 10 cm 处的日历年龄约为 1 470 cal aBP, 也就是说表层 10 cm 处由于“碳库效应”产生的年龄偏老约为 3 490 cal aBP。由于兴凯湖有机碳的百分含量极低, 平均只有 0.5% 左右, 造成湖泊流域老地层的侵蚀, 带来的“老碳”或“死碳”而使年龄偏老<sup>[13]</sup>。假定岩心表层和底部的“碳库效应”年龄大约相等, 底部两个日历年龄减去 3 490 aBP, 得到两个二次校正日历年龄分别为 26 540 cal aBP 和 28 020 cal aBP (见表 1)。由于兴凯湖岩心沉积物基本为粉砂质泥, 整个岩心中值粒径平均为 4 μm, 可以认为沉积速率变化不大, 然后再用内插和外推法按照平均沉积速率推算出岩心各处沉积物的

日历年龄 (见表 1)。

表 1 兴凯湖 XK<sub>1</sub> 岩心 <sup>14</sup>C 年龄和校正年龄

Table 1 The determined and calibrated <sup>14</sup>C ages of XK<sub>1</sub> core from Lake Xingkai

深度 / cm	10	223	258
<sup>14</sup> C 年龄 / aBP	4410 ± 40	25080 ± 110	26700 ± 130
中值校正年龄 / cal aBP	4965	30030	31510
二次校正年龄 / cal aBP	1470	26540	28020

#### 3.2 兴凯湖沉积物有机碳和氮含量及其稳定同位素变化特征和意义

湖泊沉积物有机质主要来源于陆生植物及湖泊水生植物, 其中总有机碳 (TOC) 和总氮 (TN) 含量反映了湖区初级生产力的变化。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 、 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  和 C/N 比值经常用于指示有机物质的来源和影响来源的因素, 例如温度、湿度、营养盐水平等, 所以  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 、 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  和 C/N 比值的综合分析可以比较准确地判别沉积物有机质水生或者陆生来源及其区域环境演变<sup>[14]</sup>。一般规律是: C/N 值在蛋白质含量高的藻类等水生植物中的测量值在 4~10 之间, 在纤维素含量高的维管植物中却大于 20。湖水中硝酸盐的  $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  值为 7‰~10‰, 浮游植物吸收湖水硝酸盐而使其中  $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  升高到约为 8‰; 大气中的氮气  $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  值约为 0‰, 陆生 C<sub>3</sub> 植物主要利用大气中的氮气而使其中  $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  值平均约为 1‰<sup>[4, 5]</sup>。一般的情况是: 在暖湿期, 湖泊沉积物中陆源有机质输入相对增加引起  $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  降低, 冷干期沉积物中来源于浮游植物的成分相对增加造成  $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  升高; 沉积物中  $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  也受地表径流带来的硝酸盐浓度增减的影响, 湿润的气候环境所带来流域土壤中更多的硝酸盐也会使  $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  偏高<sup>[4, 5]</sup>。根据光合作用途径的不同, 植物主要可分为两类: C<sub>3</sub> 植物和 C<sub>4</sub> 植物; C<sub>3</sub> 植物分布最广, 陆生 C<sub>3</sub> 植物  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值较低, 约 -21‰~-35‰, 平均 -28‰; C<sub>4</sub> 植物  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  为 -9‰~-20‰, 平均约 -14‰<sup>[15]</sup>。挺水植物一般直接利用大气中的 CO<sub>2</sub> 进行光合作用, 具有与陆生 C<sub>3</sub> 植物相近的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值; 沉水植物主要吸收水中重碳酸盐溶解释放出的 CO<sub>2</sub> 而非大气 CO<sub>2</sub>, 而正常情况下, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 离子中  $\delta^{13}\text{C}$  值要比溶解在水中大气 CO<sub>2</sub> 的  $\delta^{13}\text{C}$  值高 7‰~11‰ 而浮游生物如果吸收大气 CO<sub>2</sub>, 则具有同 C<sub>3</sub> 植物类似的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值, 如果吸收水中重碳酸盐溶解释放出的 CO<sub>2</sub> 则具有较高的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ; C<sub>3</sub> 植物一般生长在凉爽湿润的环境, 而 C<sub>4</sub> 植

物一般生长在干燥温暖的环境,气候环境的明显变化往往会引起  $C_3$ 植物和  $C_4$ 植物相对比例的变化<sup>[4,5]</sup>。

兴凯湖是个大型浅水湖,风浪扰动较大,造成水体富氧环境,因此 TOC 和 TN 含量都比较低,平均分别只有 0.455% 和 0.0475%。 $C_4$ 类植物在年均温度低于 10°C 的温带地区所占比例很少<sup>[4]</sup>。据吴乃琴等人的研究,我国东北地区  $C_3$ 植物所占比例在 80% 以上,且越往北其比例越高<sup>[16]</sup>。兴凯湖沉积物  $\delta^{13}C_{org}$  组成变化幅度不大 (-24.56‰ ~ -27.67‰, 平均 -26.34‰), 全部都在  $C_3$ 植物  $\delta^{13}C_{org}$  分布范围内。所以兴凯湖沉积物  $\delta^{13}C_{org}$  组成变化不是代表  $C_3$ 植物和  $C_4$ 植物的更替,而主要是受气候环境因素的变化影响。王国安等人研究表明,  $C_3$ 植物的  $\delta^{13}C_{org}$  表现出随年均温度降低而有变重的趋势<sup>[17]</sup>, 而且  $C_3$ 植物的  $\delta^{13}C_{org}$  也随着年降雨量的减少而变重<sup>[18-20,30]</sup>。因此兴凯湖沉积物  $\delta^{13}C_{org}$  值的变化主要是受流域温度和降水控制。另据国外有关人员研究结果,冷期时蓝藻对  $^{13}C$  富集也造成  $\delta^{13}C_{org}$  值升高<sup>[21,22]</sup>。兴凯湖 XK<sub>1</sub> 岩心总氮  $\delta^{15}N_{org}$  值为 1.61‰ ~ 5.96‰, 平均值为 3.79‰, 所以有约 40% 沉积物有机质来源于浮游植物; C/N 比值为 5.72~25.03 平均值为 11.4 显示沉积物有机质大部分来自于水生植物。兴凯湖沉积物

$\delta^{13}C_{org}$  和 TOC 显示较好的负相关性 (相关系数 -0.457, 显著水平 0.01); C/N 比值和 TOC 的显示较好的正相关性 (相关系数 0.508, 显著水平 0.01)。这些相关性也证实:  $\delta^{13}C_{org}$  值较低时,气候温暖或湿润,流域初级生产力增加,此时显示陆源有机质的贡献增加;气候冷干时  $\delta^{13}C_{org}$  值处于高值,湖泊内源藻类的贡献占主导地位;这几个环境代用指标的表现特征也与其在贝加尔湖所显示的古环境气候意义是一致的<sup>[4]</sup>。

### 3.3 TOC、TN、 $\delta^{13}C_{org}$ 、 $\delta^{15}N_{org}$ 和 C/N 比值记录的兴凯湖区域古气候环境变化

考虑到沉积物中有机质来源复杂,其碳和氮同位素组成的影响因素众多,在研究沉积物的有机质碳和氮同位素组成时,必须综合考虑多种控制因素,并结合其他的记录,才可能获得比较明确的气候环境变化的解释。本文通过其与红度和部分孢粉数据的对比 (见图 2), 来探讨阶段性区域古气候环境演变。红度值大小主要受控于磁铁矿和针铁矿含量,通常其高值反映暖湿的气候状况,低值反映冷干气候<sup>[23]</sup>。现分为 7 个阶段,具体分述如下。

(1) 269~214 cm (约 28480~26160 cal aBP) 阶段, TOC 含量、C/N 比值和红度平均值都很低,顶部和底部的  $\delta^{13}C_{org}$  值比较偏正, 235 cm 处以下  $\delta^{15}N_{org}$

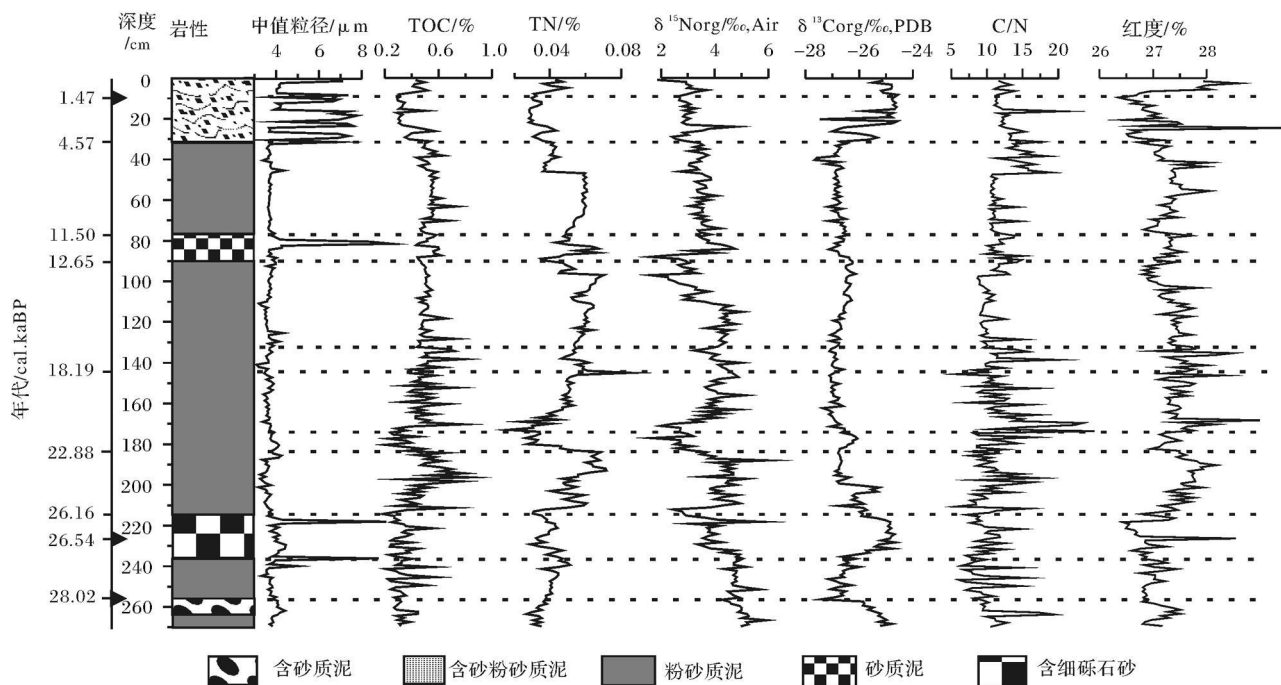


图 2 兴凯湖岩心 TOC、TN、 $\delta^{13}C_{org}$ 、 $\delta^{15}N_{org}$  和 C/N 比值的变化及其与红度的对比

Fig. 2 Vertical distributions of concentrations of TOC, TN,  $\delta^{13}C_{org}$ ,  $\delta^{15}N_{org}$  and C/N ratio compared to redness in the core from Lake Xingkai

为整个岩心平均最高值,说明沉积物中有机质主要是来源于内源的藻类<sup>[21, 22]</sup>,并且初级生产力很低,反映了湖区总体上处于冷干的气候环境;其顶部大幅度降低的  $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  值,可能来自于夏季含氮营养盐浓度很低的冰雪融水的稀释。孢粉分析显示,此时期湖区植被为疏林草原景观,造成土壤侵蚀加强,引起入湖营养盐增加,也是 235 cm 处以下  $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  值增加的一个原因。但此段中部  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值降低,显示中间温度和湿度有波动升高。其中 235~214 cm (约 27050~26160 cal aBP) 段含有较多的粉砂,且其顶部 2cm 厚度和底部 4cm 厚度的岩心内都含有较多的细砾石,显示湖泊水位很低,降水量少,流域营养盐输入也很少,造成此段  $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  相对较低,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值也就相对较高。另外根据本岩心孢粉分析数据,269~214 cm 也是云杉百分含量最高的层位,对应于东北地区高云杉含量的中顾乡屯组中哈尔滨北郊的阿什河冰阶<sup>[24, 25]</sup>,与俄罗斯兴凯湖莫河河口此阶段较高百分比含量的云杉孢粉剖面也是对应的<sup>[11]</sup>。在 28 000 cal a BP 前后,普遍为一寒冷期:同样受东亚夏季风影响的陕西渭南郭镇剖面主要由旱生植物蒿属组成;中国东北和东部则广布着以云杉、冷杉、松和落叶松为主的暗针叶林<sup>[25~27]</sup>。

(2) 214~184 cm (约 26 160~22 880 cal aBP) 阶段, TOC 和红度明显增加,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值逐渐减少,  $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  有所增加, C/N 比值先升高后降低,反映了气候状况得以改善,水生植物初级生产力增加,说明此阶段流域处于温湿气候控制之下。本岩心孢粉分析显示仍然有一定量的云杉存在,对应于东北地区中顾乡屯组的哈尔滨荒山脚下山根屯间冰阶<sup>[24, 25]</sup>,与俄罗斯兴凯湖莫河河口此阶段桦、柳属和云杉组合的孢粉剖面也是相对应的,其河口剖面浅水沉积相也证明了湖面升高的沉积环境<sup>[11]</sup>,代表北半球普遍存在的末次盛冰期来临之前的暖波动<sup>[27]</sup>。

(3) 184~143 cm (约 22 880~18 185 cal aBP) 阶段,此时期孢粉浓度也是本岩心中最低的,主要是桦(可能是耐寒的岳桦型<sup>[24, 28]</sup>)、蒿和藜等草本植物,组成疏桦林草原,与前述俄罗斯河口剖面同期蒿和藜孢粉组合也是对应的<sup>[11]</sup>,相应于末次盛冰期。其中开始的 184~174 cm 段, TOC、 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  值和红度明显降低,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值有所升高,反映水生和陆生植物的初级生产力均很低的冷干气候,持续约几百年,可能对应于北大西洋的 HE<sub>2</sub> 冷事件(Heinrich<sub>2</sub> 事件)。上部的 174~143 cm 段,开始阶段 TOC、红度值和 C/N 比值

迅速升高,显示了短时间的迅速升温。其后  $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  由低到高, C/N 比值又由高值迅速降低,反映了末次盛冰期有机质中浮游植物来源的成分逐渐增加。但是由于末次盛冰期多年冻土的存在,使流域土壤表层处于经常过湿状态<sup>[29, 30]</sup>,红度值仍然比最底部 269~214 cm 段的高,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值仍然较低;同时由于盛冰期湖泊冰封时间很长,也使得有机质易于保存,所以 TOC 仍然较高。

(4) 143~90 cm (约 18 185~12 650 cal aBP) 阶段。TOC、C/N 比值和红度由高到低波动性减少;  $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  先升高后大幅度降低,反映了后期随着降水减少,湖水营养盐也减少;  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值略有增加;总体上反映了气候由暖湿到冷干的波动性变化,对应于北欧 Bølling/Older Dryas/Allerød 暖期。

(5) 90~78 cm 段,岩性为泥夹细砂,前文已经叙述俄罗斯该湖中岩心同层位对应于 Younger Dryas 事件<sup>[11]</sup>,年代约为 12 900~11 500 cal aBP<sup>[10]</sup>。此段中间  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值和 C/N 比值明显减少,而 TOC、 $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  和红度明显升高,显示前后冷干,中间出现冷湿的阶段,与我国黄土高原东亚季风的研究结果是一致的,这是由于在新仙女木期北半球夏季太阳辐射强度比较大,造成夏季海陆间的气压梯度增大、东亚夏季风增强和降水增加<sup>[31, 32]</sup>。

(6) 78~31 cm (约 11 500~4 570 cal aBP) 阶段。TN 含量和红度逐渐增加到本剖面的较高值,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值处于低值, TOC 含量较高,反映了温度和降水逐渐增加,陆源和水生有机质输入均增加较多;本段岩心桦属花粉含量也是全部剖面中最高的,反映了流域植被茂盛,弱的地表侵蚀带来的营养盐减少,  $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  值较低且逐渐减少。这些都说明了此时期逐渐进入降水充沛的全新世暖期,其中约 8 000~5 000 cal aBP 期间,红度值和 TN 含量处于高值段,本区气候处于全新世暖湿期(气候适宜期)。11 500~4 570 cal aBP 段早期,  $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$  值较高,红度较低,显示温偏干气候;此阶段晚期, C/N 升高较多, TN 含量迅速降低,说明了湖区变为温湿气候;兴凯湖流域 11 500~4 570 cal aBP 阶段气候变化与湖北面的三江平原孢粉记录的全新世气候变化也是一致的<sup>[33]</sup>。据文献资料,在 10 000~5 500 cal aBP 时间段,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℃<sup>[34, 35]</sup>,兴凯湖地区变为沿海气候环境。冰后期北半球夏季受岁差引起的日射强度不断增加,夏季太阳

辐射增强引起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。

(7) 31 cm ~ 0 (约 4 570 cal aBP 以来) 阶段, 各环境代用指标波动较频繁。其中 31 ~ 10 cm 段 (约 4 570 ~ 1 470 cal aBP), 表现为红度值、TOC 和 C/N 比值明显降低趋势,  $\delta^{13}C_{org}$  值显著升高趋势; 显示流域初级生产力降低, 地表径流减少, 沉积有机质仍以藻类为主要来源, 反映了气候变化为冷干趋势。本段孢粉组合中松属花粉开始大量增加并成为优势属群, 地表侵蚀逐渐减弱, 带来的营养盐也减少, 造成  $\delta^{15}N_{org}$  继续波动性降低<sup>[5]</sup>。此段孢粉组合与俄罗斯莫河口孢粉剖面<sup>[28]</sup>、兴凯湖北边密山杨木、三江平原和长白山区孤山屯沼泽地泥炭孢粉剖面中<sup>[34-37]</sup> 松属大量增加的大约起始时间是对应的; 另据俄国兴凯湖附近的滨海边疆区环境考古证实, 自约 4 cal kaBP 以来, 人类开始了大规模地栽培耐干旱的粟类农作物<sup>[40-41]</sup>, 进一步印证了这个时期冷干的气候环境。10 cm ~ 0 (约 1 470 cal aBP 以来) 阶段, 红度值显著增加, TOC、TN 和 C/N 比值也有所增加,  $\delta^{15}N_{org}$  和  $\delta^{13}C_{org}$  值有所降低; 此段岩心孢粉分析中喜暖湿的栎属大量增加, 表明流域降水增加, 湖泊陆源输入增加, 湖区处于暖湿气候环境。

## 4 结论

通过对兴凯湖沉积岩心中  $\delta^{13}C_{org}$ 、 $\delta^{15}N_{org}$ 、总有机碳 (TOC) 和总氮 (TN) 含量及其比值 (C/N) 的测定, 探讨了 28 480 cal aBP 以来, 湖区生产力变化以及气候环境演化过程, 结果如下:

(1) C/N 比值和 TOC 之间显示较好的正相关性, C/N 比值平均为 11.4 显示兴凯湖沉积物有机质以内源浮游植物生产为主, 当气候温暖湿润时, 陆源有机碎屑输入增加, 流域初级生产力增加。 $\delta^{13}C_{org}$  和 TOC 之间显示较好的负相关性, 说明  $\delta^{13}C_{org}$  低值时期, 气候温暖或湿润, 流域初级生产力增加;  $\delta^{13}C_{org}$  处于高值时期, 气候冷干, 流域初级生产力降低。 $\delta^{15}N_{org}$  高值一般对应于气候冷干期, 此时沉积物有机质更多的来源于浮游植物, 但不同的冷干气候特点引起营养盐输入的减少也会造成  $\delta^{15}N_{org}$  值降低;  $\delta^{15}N_{org}$  低值一般对应于暖湿期, 此时陆源有机碎屑对沉积物中有机质的贡献增加。

(2) 28 480 ~ 26 160 cal aBP, 流域气候冷干;

26 160 ~ 22 880 cal aBP, 气候温湿; 22 880 ~ 18 185 cal aBP, 湖区处于末次盛冰期多年冻土环境; 18 185 ~ 12 650 cal aBP, 对应于 Bølling/Older Dryas/Allerød 气候波动暖期。90 ~ 78 cm 段, 对应于 Younger Dryas 冷事件; 11 500 ~ 4 570 cal aBP, 进入全新世暖期, 其中早期气候温干, 晚期气候温湿, 约 8000 ~ 5000 cal aBP 期间, 本区气候处于全新世暖湿期 (气候适宜期); 4 570 ~ 1 470 cal aBP, 气候冷干; 1 470 cal aBP 以来, 又转为暖湿气候。

致谢 感谢张恩楼、刘恩峰、姚书春副研究员和薛滨研究员共同参加了野外水上平台采样, 张恩楼和刘恩峰副研究员给予的实验指导和帮助。

## 参考文献 (References)

- 1 王志国. 吉林金川泥炭纤维素稳定碳同位素组成序列与东北季风区五千多年来的环境变迁 [J]. 矿物岩石地球化学通报, 1998, 17 (1): 52-54 [Wang Zhiguo. Reconstruction of past 5000-year humidity changes of northeast China using  $\delta^{13}C$  values of peat cellulose in Jinchuan region, Jilin Province [J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 1998, 17(1): 52-54]
- 2 李文漪. 中国第四纪植被与环境 [M]. 北京: 科学出版社, 1998 230 [Li Wenyi. Vegetation and Environment during the Quaternary in China [M]. Beijing: Science Press, 1998 230]
- 3 Williams D F, Kuzmin B I, Prokopenko A A, et al. The Lake Baikal drilling project in the context of a global lake drilling initiative [J]. Quaternary International 2001, 80-81: 3-18
- 4 Watanabe T, Naraoka H, Nishimura M, et al. Biological and environmental changes in Lake Baikal during the late Quaternary inferred from carbon, nitrogen and sulfur isotopes [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 222: 285-299
- 5 Meyers P A, Lallier V E. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates [J]. Journal of Paleontology, 1999, 21: 345-372
- 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 [J]. 湿地科学, 2007, 5(2): 153-158 [Qiu Shanwen, Wan Enpu, Li Fenghua, et al. Development of the plain in the north of the Xingkai Lake and formation of its wetlands [J]. Wetland Science, 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 [J]. 湿地科学, 2004, 2(2): 110-115 [Zhang Shuqin, Deng Wei, Yan Minhua, et al. Pollen record and forming process of the peatland in Late Holocene in the north bank of the Xingkai Lake, China [J]. Wetland Science, 2004, 2(2): 110-115]
- 8 孟凡志, 赵艳波, 崔玉玲. 兴凯湖生态水位分析 [J]. 水资源保护, 2008, 24(6): 46-48 [Meng Fanzhi, Zhao Yanbo, Cui Yuling. Analysis of ecological water level of Xingkai Lake [J]. Water Resources Protection, 2008, 24(6): 46-48]
- 9 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 [ J ]. 东北地震研究, 1997, 13 ( 4 ): 64-75 [ Wan Ba, Zhong Yizhang. Features analysis and divisions of new tectonic movement in northeast China [ J ]. Seismological Research Northeast China, 1997, 13 ( 4 ): 64-75 ]
- 10 Hugueny K, Lehman S, Souton J, *et al.*  $^{14}\text{C}$  activity and global carbon cycle changes over the past 50, 000 years [ J ]. *Science*, 2004, 303 ( 9 ): 202-207
- 11 Korokii A M, G rebennikova T A, *et al.* Lacustrine transgressions in the Late Cenozoic Ussuri-Khanka depression ( Primor' e ) [ J ]. *Russian Journal of Pacific Geology*, 2007, 1 ( 4 ): 53-68
- 12 Svante B, Michael J C, Walker. An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the NTMATE group [ J ]. *Journal of Quaternary Science*, 1998, 13 ( 4 ): 283-292
- 13 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 [ J ]. 中国科学: D 辑, 2006, 36 ( 8 ): 713-722 [ Wu Yanhong, Wang Sumin, Hou Xinhua. Chronology of Holocene lacustrine sediments in Co Ngoin central Tibetan Plateau [ J ]. *Science in China Series D*, 2006, 49 ( 9 ): 991-1001 ]
- 14 Brahney J, Clague J J, Menounos B, *et al.* Timing and cause of water level fluctuations in K han e Lake, Yukon Territory, over the past 5000 years [ J ]. *Quaternary Research*, 2008, 70: 213-227
- 15 O Leary M H. Carbon isotopes in photosynthesis [ J ]. *BioScience*, 1988, 38 ( 5 ): 328-336
- 16 吴乃琴, 吕厚远, 聂高众, 等.  $\text{C}_3$ 、 $\text{C}_4$  植物及其硅酸体研究的古生态意义 [ J ]. 第四纪研究, 1992, 3: 241-251 [ Wu Naiqin, Lu Houyuan, Nie Gaozhong, *et al.* The study of phytolith in  $\text{C}_3$  and  $\text{C}_4$  grass and its paleoecological significance [ J ]. *Quaternary Sciences*, 1992, 3: 241-251 ]
- 17 王国安, 韩家懋, 周力平. 中国北方  $\text{C}_3$  植物碳同位素组成与年均温度关系 [ J ]. 中国地质, 2002, 29 ( 1 ): 55-57 [ Wang Guoan, Han Jianmao, Zhou Liping. Relationships between  $\delta^{13}\text{C}$  values of  $\text{C}_3$  plants and the annual average temperature in northern China [ J ]. *Geology in China*, 2002, 29 ( 1 ): 55-57 ]
- 18 王国安, 韩家懋, 刘东生. 中国北方黄土区 G-3 草本植物碳同位素组成研究 [ J ]. 中国科学: D 辑, 2003, 33 ( 6 ): 550-556 [ Wang Guoan, Han Jianmao, Liu Dongsheng. The carbon isotope composition of  $\text{C}_3$  herbaceous plants in loess area of northern China. *Science in China Series D*, 2003, 46 ( 10 ): 1069-1076 ]
- 19 王国安, 韩家懋.  $\text{C}_3$  植物碳同位素在旱季和雨季中的变化 [ J ]. 海洋地质与第四纪地质, 2001, 21 ( 4 ): 43-47 [ Wang Guoan, Han Jianmao.  $\delta^{13}\text{C}$  variations of  $\text{C}_3$  plants in dry and rainy seasons [ J ]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2001, 21 ( 4 ): 43-47 ]
- 20 王国安, 韩家懋. 中国西北  $\text{C}_3$  植物的碳同位素组成与年降雨量关系初探 [ J ]. 地质科学, 2001, 36 ( 4 ): 494-499 [ Wang Guoan, Han Jianmao. Relations between  $\delta^{13}\text{C}$  values of  $\text{C}_3$  plants in northwest China and annual precipitation [ J ]. *China Journal of Geology*, 2001, 36 ( 4 ): 494-499 ]
- 21 Guy R D, Fogel M L, Berry J A. Photosynthetic fractionation of the stable isotopes of oxygen and carbon [ J ]. *Plant Physiology*, 1993, 101: 37-47
- 22 Sakata S, Hayes J M, McTaggart A R, *et al.* Carbon isotope fractionation associated with lipid biosynthesis by a cyanobacterium: relevance for interpretation of biomarker records [ J ]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 61: 5379-5389
- 23 纪俊峰, 申吉, 威廉·巴桑, *et al.* Asian monsoon oscillations in the northeastern Qinghai-Tibet Plateau since the late glacial as interpreted from visible reflectance of Qinghai Lake sediments [ J ]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 233: 61-70
- 24 王曼华. 我国东北平原晚更新世晚期植物群与古气候指标初探 [ J ]. 冰川冻土, 1987, 9 ( 3 ): 229-238 [ Wang Manhua. Preliminary study of palaeovegetation and palaeoclimatic index in the later period of late Pleistocene in Northeast Plain of China [ J ]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1987, 9 ( 3 ): 229-238 ]
- 25 孙建中, 王淑英, 王雨灼, 等. 东北末次冰期的古环境 [ J ]. 中国第四纪研究, 1985, 6 ( 1 ): 82-89 [ Sun Jianzhong, Wang Shuying, Wang Yuzhuo, *et al.* Paleoenvironment of the Last Glacial stage in Northeast China [ J ]. *China Quaternary Research*, 1985, 6 ( 1 ): 82-89 ]
- 26 孙湘君, 宋长青, 王奉瑜. 黄土高原南缘最近 10 万年来的植被 [ J ]. 植物学报, 1996, 38 ( 12 ): 982-988 [ Sun Xiangjun, Song Changqing, Wang Fengyu. Vegetation history of the southern Loess Plateau of China during the last 100 000 years based on pollen data [ J ]. *Acta Botanica Sinica*, 1996, 38 ( 12 ): 982-988 ]
- 27 刘玉英, 张淑芹, 刘嘉麒, 等. 东北二龙湾玛珉湖晚更新世晚期植被与环境变化的孢粉记录 [ J ]. 微体古生物学报, 2008, 25 ( 3 ): 274-280 [ Liu Yuying, Zhang Shuqin, Liu Jiaqi, *et al.* Vegetation and environment history of Erlongyan Maar Lake during the Late Pleistocene on pollen record [ J ]. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 2008, 25 ( 3 ): 274-280 ]
- 28 徐文铎, 何兴元, 陈玮, 等. 长白山植被类型特征与演替规律的研究 [ J ]. 生态学杂志, 2004, 3 ( 5 ): 162-174 [ Xu Wenduo, He Xingyuan, Chen Wei, *et al.* Characteristics and succession rules of vegetation types in Changbai Mountain [ J ]. *Chinese Journal of Ecology*, 2004, 23 ( 5 ): 162-174 ]
- 29 裘善文, 孙广友, 夏玉梅. 三江平原中东部沼泽湿地形成及其演化趋势的探讨 [ J ]. 湿地科学, 2008, 6 ( 20 ): 148-159 [ Qiu Shanwen, Sun Guangyou, Xia Yumei. Formation and evolution of marshes in the middle-east of the Sanjiang Plain [ J ]. *Wetland Science*, 2008, 6 ( 2 ): 48-159 ]
- 30 Michael Z, Roland Z, Bruno G. A 240, 000-year stable carbon and nitrogen isotope record from a loess-like paleosol sequence in the Tumen Valley, Northeast Siberia [ J ]. *Chemical Geology*, 2007, 242: 307-318
- 31 Zhou Weijian, Douglas J, *et al.* Variability of monsoon climate in East Asia at the end of the Last Glaciation [ J ]. *Quaternary Research*, 1996, 46 ( 3 ): 219-229
- 32 An Z S, Stephen C, Zhou W, *et al.* Episode of strengthened summer monsoon climate of Younger Dryas Age on the Loess Plateau of Central China [ J ]. *Quaternary Research*, 1993, 39 ( 1 ): 45-54
- 33 夏玉梅. 三江平原 12000 年以来植物群发展和气候变化的初步研究 [ J ]. 地理科学, 1988, 8 ( 3 ): 240-248 [ Xia Yumei. Preliminary study on vegetational development and climatic changes in the San-

- jiang Plain in the last 12000 years[J]. *Scientia Geographica Sinica* 1988, 8(3): 240-248]
- 34 阎国年. 距今三万年来西北太平洋洋流系统变化的初步研究[J]. *海洋科学*, 1989, (3): 13-20 [Lu Guonian. Changes of ocean current system in the western North Pacific since 30 000 aBP[J]. *Marine Science* 1989, (3): 13-20]
- 35 Kyung Eun Lee. Surface water changes recorded in Late Quaternary marine sediments of the Ulleung Basin (East Sea (Japan Sea)) [J]. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 2007, 247(1-2): 18-31
- 36 夏玉梅, 汪佩芳. 密山杨木 3000 多年来气候变化的泥炭记录[J]. *地理研究*, 2000, 19(1): 53-59 [Xia Yumei, Wang Peifang. Peat record of climate change since 3000 years in Yangmu, Mishan Region [J]. *Geographical Research*, 2000, 19(1): 53-59]
- 37 叶永英, 严富华, 麦学舜. 东北三江平原几个钻孔剖面的孢粉组合分析及其意义[J]. *地质科学*, 1983, 3: 259-267 [Ye Yongying, Yan Fuhua, Mai Xueshun. The spore-pollen assemblages in three well logs from Sanjiang Plain, Northeast China and their geological significance[J]. *Scientia Geologica Sinica* 1983, 3: 259-267]
- 38 张玉兰. 同江地区中全新世以来的植被与环境研究[J]. *同济大学学报*, 2003, 31(6): 668-671 [Zhang Yulan. Studies on vegetation and environment since Mid-Holocene in Tongjiang Region, Heilongjiang Province [J]. *Journal of Tongji University*, 2003, 31(6): 668-671]
- 39 刘金陵. 长白山区孤山屯沼泽地 13000 年以来的植被和气候变化[J]. *古生物学报*, 1989, 28(4): 495-511 [Liu Jinling. Vegetational and climatic changes at Gushantun bog in Jilin, NE China since 13,000 yrBP [J]. *Acta Palaeontologica Sinica* 1989, 28(4): 495-511]
- 40 Yaroslav V. Kuznii. Early agriculture in Primorye, Russian Far East: new radiocarbon and pollen data from Late Neolithic sites [J]. *Journal of Archaeological Science* 1998, 25: 813-816
- 41 Kuznii, Yaroslav V. People and environment in the Russian Far East from Paleolithic to Middle Ages: chronology, palaeogeography, interaction [J]. *Geojournal* 1995, 35(1): 79-83

## Paleoenvironmental and Paleoclimatic Changes in Lake Xingkai Inferred from Stable Carbon and Nitrogen Isotopes of Bulk Organic Matter Since 28kaBP

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;

2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049)

**Abstract** Xingkai Lake, a transboundary lake by China and Russia, is the largest freshwater lake in Northeast Asia. A 269 m long continuous sediment core, approximately 28 ka-old at the bottom, from Lake Xingkai has been analyzed first in China for the stable isotopes of carbon, nitrogen, TOC and C/N ratios, in order to study the paleoclimatic and paleoenvironmental changes in the area. The result showed that all  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values are well within the range of  $-24.56\text{‰} \sim -27.67\text{‰}$  derived from  $\text{C}_3$  vegetation, and the composition of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  in  $\text{C}_3$  plants increases with decreasing annual precipitation and temperature. So, sedimentary organic carbon in cold-dry periods is more enriched in  $^{13}\text{C}$  than that in warm-wet periods. Low TOC, which are typical for lower temperatures, coincided with lower C/N ratios, reflecting that in cold period the sedimentary organic matters mainly derived from aquatic organic matters which have higher  $\delta^{15}\text{N}$  values than terrigenous organic matters. These results enable us to reconstruct the evolution sequence of paleoclimate in Xingkai Lake region: 28 480~26 160 cal aBP, the climate was cold and dry; 26 160~22 880 cal aBP, the climate became warm and wet; 22 880~18 185 cal aBP correspond to the Last Glacial Maximum (LGM); 18 185~12 650 cal aBP, it was an frequent oscillation period corresponding to Bølling/Older Dryas/Allerød warm period; Younger Dryas cold event occurred at about 90~78 cm depth in the core; 11 500~4 570 cal aBP, climate became wet and warm gradually, in which it was temperature-dry in early stage and temperature-wet in late stage; but 8 000~5 000 cal aBP was Holocene Megathermal period (Holocene thermal optimum) in the area; During 4 570~1 470 cal aBP, it was a cold-dry climate, and since 1 470 cal aBP, climate became warm-wet again.

**Key words** organic carbon and nitrogen isotope, paleoenvironment and paleoclimate, lacustrine sediments, Lake Xingkai