

# 16000 a 以来青海茶卡盐湖的演化过程 及其对气候的响应

刘兴起<sup>1)</sup>, 王永波<sup>1,2)</sup>, 沈吉<sup>1)</sup>, 王苏民<sup>1)</sup>, 杨波<sup>3)</sup>

1) 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 210008

2) 中国科学院研究生院, 北京, 100039

3) 中国科学院盐湖研究所, 西宁, 810008

**内容提要:** 本文通过系统分析青海茶卡盐湖 CKL-2004 孔盐类矿物、碳酸盐矿物、碎屑岩矿物以及碎屑岩中的总有机碳(TOC)和总氮(TN), 揭示了该湖 16000 a 以来的演化过程。结果表明: 16000~11700 cal. a BP 期间, 茶卡湖为一淡水湖, 其间记录了 Bölling-Alleröd 暖期(13900~12400 cal. a BP)和 Younger Dryas 冷期(12400~11700 cal. a BP); 11700~5900 cal. a BP 期间, 湖泊萎缩、咸化; 5900~5250 cal. a BP 期间, 茶卡盐湖经历了一个明显的短暂淡化期; 5250 cal. a BP(?) 以后, 特别是 2300 cal. a BP(?) 以来, 湖泊极度萎缩、咸化。总体而言, 相对于晚冰期, 茶卡盐湖盐类矿物的出现是在全新世增温的背景条件下逐步萎缩形成的, 表明全新世温度的增高引起的蒸发量的增加, 远远大于东亚季风增强所带来的降水量的增加。

**关键词:** 茶卡盐湖; 矿物组成; 气候演化

内陆盐湖一般分布在干旱一半干旱地区, 这些地区生态环境系统极度脆弱, 对于气候环境的变化响应十分敏感。内陆盐湖的沉积物通常是由淡水湖经咸水湖演化为盐湖而形成的, 它们忠实地记录了其形成过程中温度、降水、蒸发和水量平衡等古气候环境要素的变化信息, 是进行第四纪古气候环境演化研究的理想地质载体之一(Chivas et al., 1986; Torgersen et al., 1986; Marlene et al., 1993; 郑绵平等, 1998)。上世纪 70·80 年代期间, 美国、加拿大、澳大利亚等国家针对不同地区的盐湖均开展了古气候环境的演化研究(Smith, 1979; Spencer et al., 1985; Bowler et al., 1986; Last et al., 1988)。中国在这方面的研究始于 80 年代中期, 国内许多单位曾先后在柴达木盆地察尔汗盐湖(中国科学院盐湖研究所, 1986; 中国科学院中澳第四纪合作研究组, 1987; 黄麒等, 1990; 张彭熹等, 1991; 魏新俊等, 1993), 西藏(齐文等, 1995; 魏乐军等, 2002, 2004)和内蒙古(魏东岩等, 1995; 陈延成等, 1995; 江德昕等, 1997)等地区的盐湖进行了古气候环境演化的研究工作, 取得了一些可喜的成

果, 为过去全球变化的研究提供了宝贵的区域性对比资料。然而, 过去的研究多注重于环境演化序列的建立上, 而对于盐湖演化过程同东亚季风的关系以及对全球气候的响应等问题上, 没有给予足够的重视。本文将选择位于柴达木盆地最东端的茶卡盐湖, 系统分析盐湖在形成过程中沉积物组成的矿物变化特征, 揭示 16000 a 以来茶卡盐湖的演化过程, 探讨中国西部干旱化及湖泊的萎缩对气候的响应过程。

## 1 研究区概况

茶卡盐湖位于柴达木盆地的最东段(图 1), 祁连山南缘新生代凹陷的山间自流小盆地内(张彭熹等, 1987)。湖区流域面积为 11600 km<sup>2</sup>。茶卡盐湖地区年均降水量为 197.6 mm, 年均蒸发量达 2074.1 mm。现有面积为 100 km<sup>2</sup> 左右, 水深在丰水季节为 50 cm 左右, 枯水季节仅 5 cm 左右。湖水的矿化度高达 320 g/L, 目前处于氯化钠析盐阶段。已有钻孔资料(张彭熹等, 1987)显示茶卡盐湖自形成以来化学沉积相对连续稳定, 化学沉积盐层厚度

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 40373016)资助成果。

收稿日期: 2006-09-11; 改回日期: 2007-05-16; 责任编辑: 周健。

作者简介: 刘兴起, 男, 1966 年生。研究员, 主要从事湖泊沉积与环境演化研究。通讯地址: 210008, 江苏省南京市北京东路 73 号, 中国科学院南京地理与湖泊研究所; 电话: 025-86882142; Email: xingqiliu@yahoo.com。

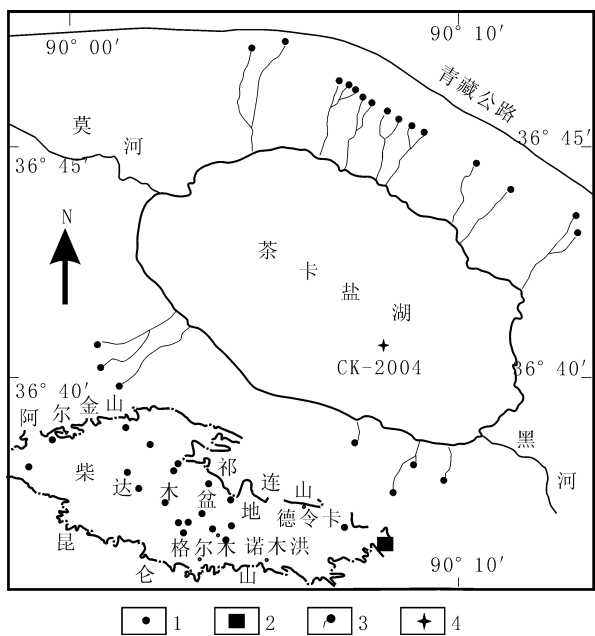


图1 茶卡盐湖及CKL-2004孔位置图

Fig. 1 Location of Chaka salt lake and core CKL-2004

1—盐湖分布点; 2—茶卡盐湖位置; 3—泉水; 4—钻孔位置

1—Salt lake; 2—location of Chaka salt lake;

3—spring; 4—core site

以石盐为主,其次为石膏、钙芒硝、芒硝等。茶卡盐湖的水化学类型属于硫酸镁亚型,这种类型的盐湖及盐类沉积广泛分布于中国内陆盐湖区,尤其是柴达木盆地盐湖区,具有很好的代表性。

## 2 样品的采集与分析测试

### 2.1 样品的采集

2004年10月13~20日,在盐湖的东部(36°42'12"N, 99°8'20"E)获得钻孔一口(CKL-2004),孔深9.4 m,采样处水深5 cm左右。现将CKL-2004孔的岩性特征自下而上简述如下(图2):

940~926 cm: 黄褐色泥质砂,夹浅黑色条带,较致密,自926 cm向上逐步过渡为浅黑色泥质粉砂。该层未见底。

926~692 cm: 深黑色泥质粉砂,具有很强的H<sub>2</sub>S臭味,底部颜色较浅,向上逐步变黑。该层氧化后成为灰褐色。

692~566 cm: 深黑色泥质粉砂,含大量结晶很好的石膏,底部石膏以粒状为主,向上逐步过渡为针状和片状,上部可见钙芒硝。

566~560 cm: 深黑色泥质粉砂为主,含有较多钙芒硝,并含有粗颗粒石盐(粒径在1~2 cm左右)。

较大,一般4~8 m,最厚可达10 m。化学沉积主要

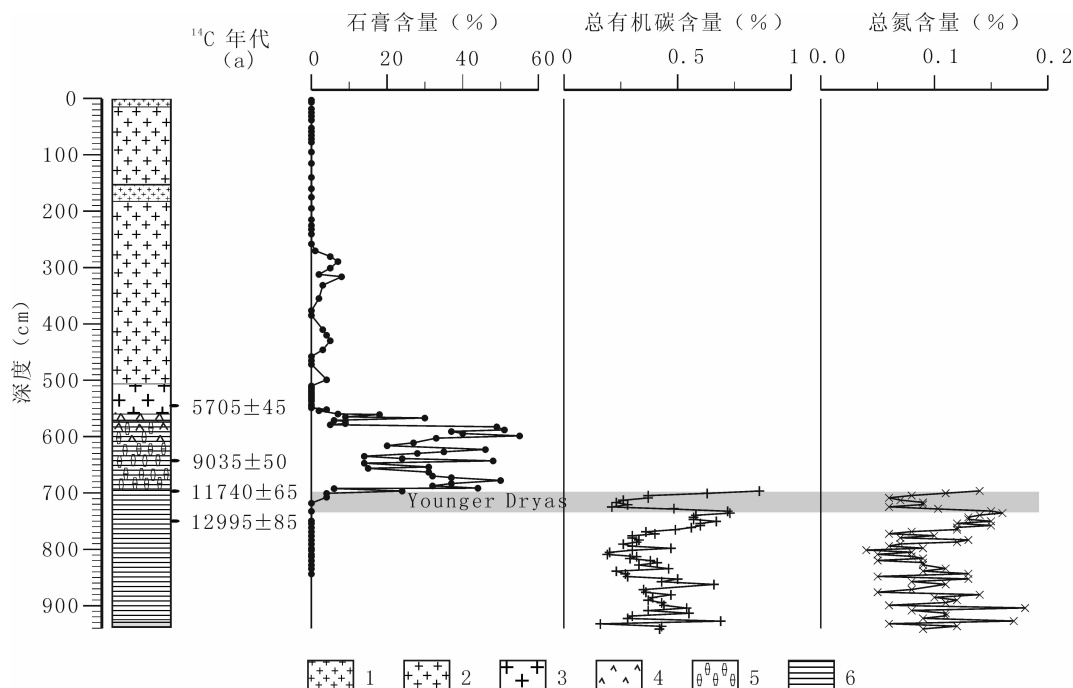


图2 茶卡盐湖CKL-2004孔石膏、总有机碳和总氮含量的变化

Fig. 2 Variations in content of Gypsum, TOC and TN in the core CKL-2004 of Chaka salt lake

1—细粒石盐; 2—中粗粒石盐; 3—粗粒石盐; 4—钙芒硝; 5—石膏; 6—粉砂

1—Fine-grained halite; 2—medium coarse-grained halite; 3—coarse-grained halite; 4—glauberite; 5—gypsum; 6—silt

560~508 cm:底部 8 cm 左右为含粗颗粒石盐的深黑色泥质粉砂,向上逐步过渡为含深黑色泥质粉砂的粗粒石盐层。该层石盐粒径大约在 2 cm 左右,石盐结晶较好。

508~15 cm:中粗粒石盐,粒径大都在 0.8 cm 左右,石盐晶体中含黑色淤泥,岩层中也含 1% 左右的泥。该层中上部 B2(150~180 cm)为晶性较好的细粒石盐,粒径在 0.3~0.5 cm 左右,石盐晶体较纯净,含泥较少。

15~0 cm:松散细粒石盐,晶性不好,粒径 0.5 cm 左右,大的粒径可达 0.8 cm 左右。表层 2 cm 左右为较致密坚硬的盐盖,细粒石盐,晶性不好,含 1% 左右的褐红色泥。

岩心运回实验室,以 1 cm 或 2 cm 间距进行分样。

## 2.2 分析测试方法

矿物组成的 XRD 半定量分析:本文对 CKL-2004 孔 843 cm 以上的岩心进行了系统的 X-ray 衍射测试。样品经过烘干后研磨至 100 目左右,XRD 图谱在中国科学院盐湖研究所利用 XPert Pro X 射线衍射仪获得。

样品中不同矿物的重量百分数采用 Chung (1974)提出的方法获得,其公式如下:

$$X_i = \left( \frac{K_{i,n}}{I_{i,n}} \sum_{j=1}^m \frac{I_{j,n}}{K_{j,n}} \right)^{-1}$$

其中  $X_i$  为样品中  $i$  矿物重量百分数, $K_{i,n}$  和  $K_{j,n}$  为矿物  $i$  和  $j$  分别在衍射线  $n$  上的(参照强度比值) $f$ , $I_{i,n}$  和  $I_{j,n}$  是矿物  $i$  和  $j$  分别在衍射线  $n$  上的积分强度; $m$  是样品中所有矿物的个数。

由于粘土矿物和长石类矿物比较复杂,这种半定量方法只能给出碎屑矿物中石英的半定量结果,而较难给出粘土矿物和长石类矿物的半定量结果。因此,我们把除去碳酸盐矿物、盐类矿物和石英含量后的结果,归为粘土和长石类矿物等的含量。

总有机碳(TOC)和总氮(TN)分析:本文对 CKL-2004 孔碎屑沉积物(692~940 cm)中的总有机碳(TOC)和总氮(TN)进行了分析。除净样品中

碳酸盐后,用 CE440 型元素分析仪进行有机 C、N 含量的测定。

## 3 年代序列的建立

利用 4 个样品中的有机质进行年代的测试。样品的预处理在美国迈阿密大学进行,年代的测试在美国的亚利桑那大学 AMS  $^{14}\text{C}$  实验室完成(表 1)。

如图 2 所示,在深度 692~725 cm 处总有机碳和总氮含量明显降低,其后从 692 cm 处石膏开始沉积。根据其间的沉积速率推算,总有机碳和总氮含量明显降低时段的年龄为 11700~12400 a BP( $^{14}\text{C}$  年龄),而石膏开始沉积时(692 cm)的年龄为 11700 a BP( $^{14}\text{C}$  年龄)。总有机碳和总氮含量在 11700~12400 a BP( $^{14}\text{C}$  年龄)期间的降低,应该同 Younger Dryas 事件相对应;而 11700 a BP( $^{14}\text{C}$  年龄)石膏开始时应该对应全新世的开始,这与全新世一般意义上的起始年龄 10000 a BP( $^{14}\text{C}$  年龄)相比要老 1700 a。由于中国西部干旱区湖泊的年代普遍存在“硬水效应”,如与该湖相隔仅 150 km 的青海湖存在 1039 a 的硬水效应(Shen et al., 2005);西藏 Ahung Co 的硬水效应为 600~700 a(Morrill et al., 2006)。因此,我们推断茶卡盐湖可能存在 1700 a 的硬水效应。为此,统一将 4 个年代除去 1700 a 的影响,之后再利用 Calib 5.0.1 程序将  $^{14}\text{C}$  年龄转换为日历年龄。546 cm 以下 4 个年代其深度同年龄之间具有很好的线性关系(图 3),其间各样品的年代利用相邻两点的沉积速率内插和外推获得。0~546 cm 处石盐沉积层中有机质含量非常低,无法利用  $^{14}\text{C}$  法完成测年,但考虑到 0~546 cm 处沉积物主要以较为稳定的中粗粒石盐为主,且目前该湖尚未完全干涸,因此 0~546 cm 各样品的年龄按照其间 1.22 mm/cal a 的沉积速率进行推算。

## 4 16000 a 以来青海茶卡盐湖的演化过程

经 XRD 分析表明,CKL-2004 孔中的碎屑岩矿

表 1 青海茶卡盐湖 CKL-2004 孔 AMS  $^{14}\text{C}$  及日历年龄

Table 1 AMS  $^{14}\text{C}$  dates and calendar ages of the core CKL-2004 in Chaka Salt Lake

样品编号	Lab I. D.	深度(cm)	$^{14}\text{C}$ 年龄(a)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	扣除 1700 a 后的 $^{14}\text{C}$ 年龄(a BP)	日历年龄(cal. a BP)
CK-308	AA67512	546~548	5705±45	-17.5	4005±45	4401~4586 (4493)
CK-395	AA67514	642~643	9035±50	-18.4	7335±50	8021~8208 (8114)
CK-435	AA67515	695~696	11740±65	-22.7	10040±65	11270~11824 (11574)
CK-480	AA67517	749~750	12995±85	-22.8	11295±85	12997~13321 (13159)

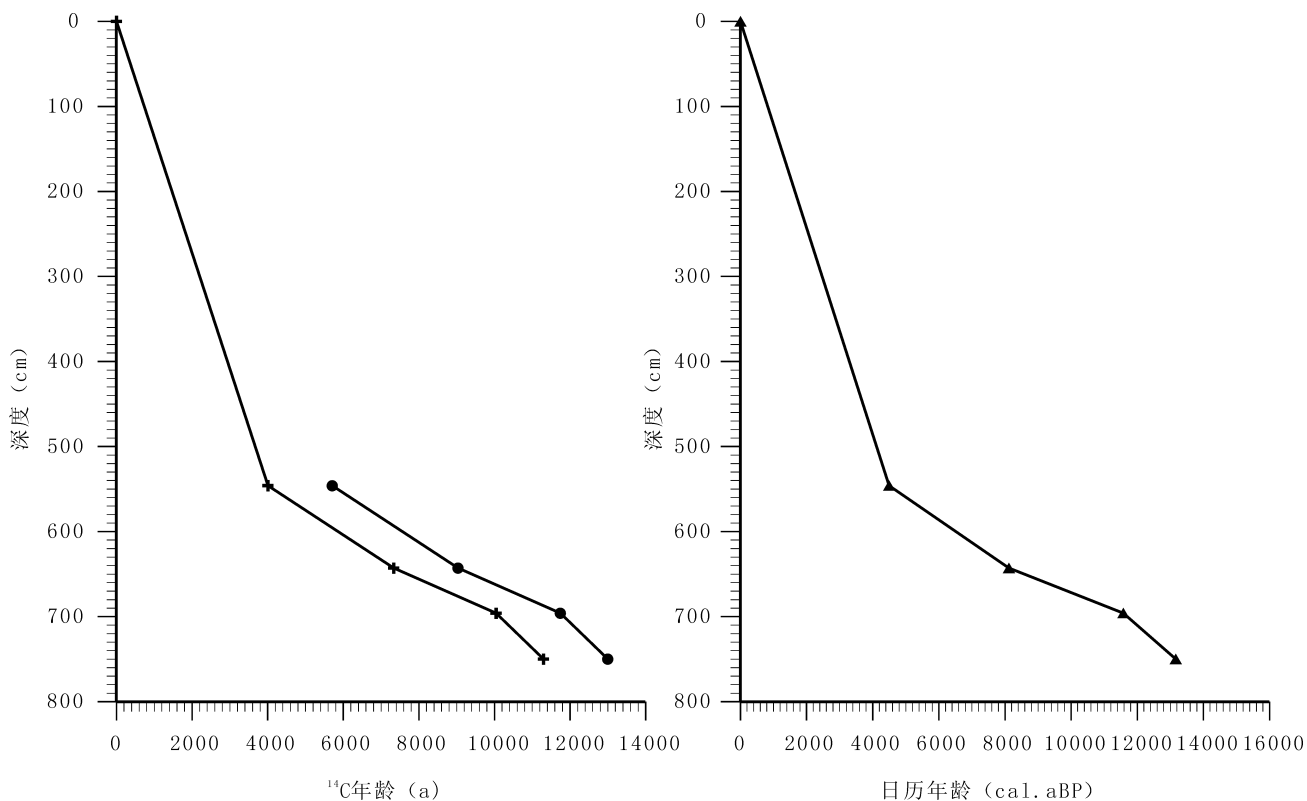


图3 茶卡盐湖 CKL-2004 孔年代随深度变化关系图

Fig. 3 Relationship between depth and age in the core CKL-2004 of Chaka salt lake

物主要由石英、粘土、长石等组成；碳酸盐矿物主要有方解石和文石两种构成；检出的盐类蒸发矿物主要有石盐 ( $\text{NaCl}$ )、石膏 ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ )、钙芒硝 ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$ )、芒硝 ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ )、白钠镁矾等，另外还有少量的杂卤石  $\text{K}_2\text{MgCa}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  和泻利盐 ( $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ) 等。肉眼和显微镜下观察这些蒸发盐矿物和碳酸盐矿物结晶均很好，表明它们大都是湖水蒸发过程中形成的原生矿物，而非后期改造形成的次生矿物。根据 CKL-2004 孔沉积物和矿物组成的变化，将茶卡盐湖 14000 a 以来的湖泊演化过程讨论如下(图 4)：

(1) 16000~11700 cal. a BP, 沉积物为深黑色泥质粉砂，碎屑岩成分占 80% 左右，其中石英占 30% 左右，粘土和长石类矿物占 45% 左右，碳酸盐矿物为 10% 左右，除顶部含 5% 左右的石膏外，无其他盐类矿物。此阶段沉积物的矿物组合特征表明，茶卡盐湖在 16000~11700 cal. a BP 期间，水体较淡。在深度 776~732 cm (相当于 13900~12400 cal. a BP) 处，TOC 和 TN 的含量明显升高，表明气候相对较为温暖，此温暖期可与欧洲的 Bölling-Alleröd 暖期相对应。其后的 725~692 cm (相当于 12400~11700 cal. a BP) 处，TOC 和 TN 的含量明

显降低，表明气候显著转冷，此期可对应于 Younger Dryas 冷期。

(2) 11700~7400 cal. a BP, 沉积物中大量出现以石膏为主的盐类矿物，含量波动于 14%~50% 之间，平均 31%。碎屑岩矿物占 60% 左右，其中石英占 25%，粘土及长石类矿物等占 35% 左右。碳酸盐矿物的含量较前期有所降低，平均在 5% 左右。石膏的大量出现，以及碎屑岩矿物含量的降低，表明此时茶卡盐湖逐步萎缩，湖泊进入硫酸盐沉积阶段。

(3) 7400~5900 cal. a BP, 沉积物中盐类矿物的含量急剧增高，已超过 50%，盐类矿物中除石膏的含量进一步增高到 40% 左右外，还大量出现了钙芒硝，其含量在 20% 左右，同时可见有少量石盐，含量 < 10%。相应地碎屑岩矿物的含量逐步降低至 20%~40% 左右。碳酸盐矿物除早期有 10% 的含量外，后期其含量只有 2% 左右。钙芒硝的大量出现以及少量石盐的出现，表明茶卡盐湖进一步萎缩，但仍处于硫酸盐的沉积阶段。

(4) 5900~5250 cal. a BP, 盐类矿物含量急剧下降至 15% 左右，以少量的石膏和石盐为主，钙芒硝消失。碎屑岩矿物的含量增至 75% 左右，碳酸盐矿物的含量也增加到 10% 左右。表明此时茶卡盐

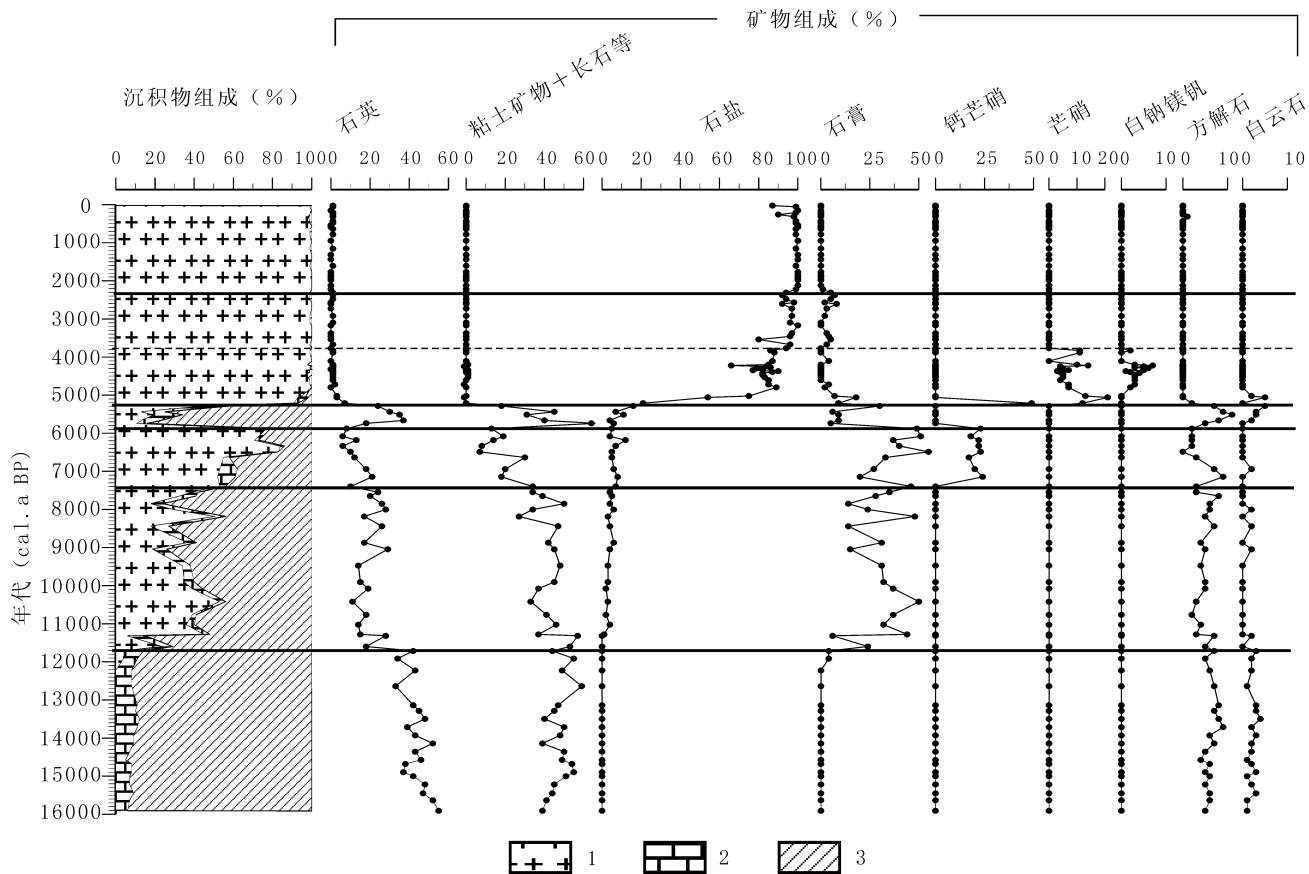


图 4 茶卡盐湖 CKL-2004 孔沉积物矿物组成变化

Fig. 4 Variation in minerals in the core CKL-2004 of Chaka salt lake

1—蒸发盐; 2—碳酸盐; 3—碎屑岩

1—Evaporitic mineral; 2—carbonate; 3—detrital mineral

湖经历了一个明显的淡化过程。

(5) 5250(?)~2300 cal. a BP(?), 盐类矿物急剧增高到 90% 以上, 碳酸盐和碎屑岩矿物几乎消失。5250~3800 cal. a BP 期间, 早期盐类矿物以钙芒硝(45%)、石膏(20%左右)为主, 含少量的石盐(15%左右); 后期则以石盐为主(80%), 含少量的白钠镁矾(5%~10%)、石膏(5%左右)和芒硝(<5%), 表明 5250(?)~3800 cal. a BP(?) 期间, 茶卡盐湖经历了一个硫酸盐沉积—氯化物沉积的过渡阶段, 白钠镁矾和少量芒硝的出现, 指示气候转冷(郑绵平等, 1998)。自 3800 cal. a BP(?) 开始, 盐类矿物则以石盐为主, 含量达到 80%~90% 左右, 并见少量的石膏(<5%), 表明茶卡盐湖再次萎缩, 盐度进一步升高, 盐湖达到了氯化物的沉积阶段。

(6) 2300(?)~0 cal. a BP, 主要以石盐为主, 含量在 90% 以上, 碎屑岩, 碳酸盐矿物以及其他盐类矿物如石膏几乎消失, 表明茶卡盐湖全面进入氯化物沉积阶段。

## 5 区域对比与讨论

晚冰期时期, 茶卡湖为一淡水湖, 其间记录了 Bölling-Alleröd 暖期(13900~12640 cal. a BP) 和 Younger Dryas 冷期(12400~11000 cal. a BP) 两次气候波动事件, 这同位于茶卡盐湖以东 150 km 左右的青海湖的气候具有很大的相似性(Liu et al., 2002; Shen et al., 2005)。青海湖的研究表明(Liu et al., 2002; Shen et al., 2005), 晚冰期期间青海湖高湖面的出现, 同气候转暖引起的冰川消融有关。茶卡湖在晚冰期为淡水湖而未出现咸化, 可能同冰融水的补给也有关。

许多古气候记录和气候模拟实验证实, 受太阳辐射的影响, 陆地和海洋间热力差的增强, 使得东亚夏季季风在 12000 cal. a BP 和 6000 cal. a BP 期间加强(COHMAP Members, 1988; Herzschuh, 2006)。一些来自中国西部不同载体的古气候资料, 如青海湖(Liu et al., 2002; Shen et al., 2005)、色

林错(Kashiwaya et al., 1995)、班戈错(Gasse et al., 1991, 1996)、黄土高原(Feng et al., 2005)等的记录均表明,全新世中早期时的气候要比现在温暖潮湿;全新世中期东亚季风强度达到最大,中国大部分地区的气候进入最适宜期,而且蒙古北部许多湖泊在全新世中期出现的高湖面,可能同东亚季风的向北迁移有关(Harrison et al., 1996; Tarasov 1996; Tarasov et al., 1998; Grunert et al., 2000)。然而,茶卡盐湖在进入全新世时湖泊开始萎缩,全新世早期(11700~7400 cal. a BP)大量出现石膏沉积,即便是在全新世中期(7400~5900 cal. a BP)的气候最适宜期,茶卡盐湖的盐度反而进一步增高。

许多研究表明,6000 cal. a BP以后,亚洲夏季风开始减弱,引起气候的变冷和转干(Sirocko et al., 1993; Overpeck et al., 1996; Liu et al., 2002; Shen et al., 2005; Herzsuh, 2006)。茶卡盐湖在亚洲季风开始减弱的初期(5900~5250 cal. a BP),湖泊有一个短暂的淡化期,随后茶卡盐湖逐步萎缩,并在3800 cal. a BP(?)以后,特别是2300 cal. a BP(?)以后,茶卡盐湖极度咸化萎缩。

目前我们的资料还不能够显示全新世中早期,茶卡盐湖的降水是否随亚洲夏季风的加强而增加。但可以肯定的是,无论亚洲夏季风带来的降水到达茶卡盐湖与否,相对于晚冰期而言,茶卡盐湖总体上是在全新世增温的背景条件下,逐步萎缩咸化形成的,这说明全新世时段内,气温增高引起的蒸发量的增大,远远大于降水量。这似乎启示我们,今后在全球变暖的气候背景条件下,西部干旱区湖泊的萎缩咸化可能会加剧。

## 6 结论

茶卡盐湖 CKL-2004 孔沉积物矿物组成的变化,十分清楚地记录了该湖 16000 a 以来的湖泊演化过程。茶卡盐湖在晚冰期期间,为一淡水湖。自全新世开始,茶卡盐湖开始萎缩,出现盐类沉积,即便是在全新世中期的气候适宜期,茶卡盐湖仍表现为进一步的萎缩状态。全新世晚期,盐湖的萎缩咸化进一步加剧。温度的作用对于茶卡盐湖的形成演化起着至关重要的作用。相对于晚冰期,全新世温度增高引起的蒸发量的增大,远远大于降水量。

## 参 考 文 献

陈延成,魏东岩,王鉴津,关绍曾,钱作华,杨清堂,刘振敏. 1995.

- 内蒙古伊古昭盟盐湖晚第四纪氧碳同位素记录及古气候研究. 化工矿产地质, 17(4): 229~238.
- 黄麒,陈克造. 1990. 七十三万年来柴达木盆地察尔汗盐湖古气候波动的形式. 第四纪研究, 3: 205~212.
- 江德昕,魏俊. 1997. 内蒙古查干诺尔盐湖晚更新世至全新世孢粉植物与古气候. 沉积学报, (Suppl.): 147~151.
- 齐文,郑绵平. 1995. 西藏扎布耶湖 ZK91-2 钻孔沉积特征与气候环境演化. 湖泊科学, 7(2): 133~140.
- 魏东岩,陈延成,王鉴津,关绍曾,钱作华,杨清堂,刘振敏. 1995. 内蒙古伊克昭盟盐湖最近 23 ka 古气候波动模式的研究. 化工矿产地质, 17(4): 239~247.
- 魏乐军,郑绵平,刘喜方,蔡克勤,乜贞. 2002. 西藏洞错硼砂芒硝层的发现及其古气候意义. 地质学报, 76(2): 261~271.
- 魏乐军,郑绵平,马志邦. 2004. 西藏台错盐湖 TT-1 剖面的沉积特征和年代学研究. 地球学报, 23(4): 1~10.
- 魏新俊,姜继学. 1993. 柴达木盆地第四纪盐湖演化. 地质学报, 67(3): 255~265.
- 张彭熹,张保珍. 1991. 柴达木地区近三百万年来古气候环境演化的初步研究. 地理学报, 46(3): 326~335.
- 张彭熹,等. 1987. 柴达木盆地盐湖. 北京: 科学出版社, 1~235.
- 郑绵平,赵元艺,刘俊英. 1998. 第四纪盐湖沉积与古气候. 第四纪研究, 4: 297~307.
- 中国科学院盐湖研究所. 1986. 青海柴达木盆地晚新生代地质环境演化. 北京: 科学出版社, 1~156.
- 中国科学院中澳第四纪合作研究组. 1987. 中国-澳大利亚第四纪学术讨论会论文集. 北京: 科学出版社, 1~250.
- Bowler J M, Huang Q, Chen K Z, Head M J, Yuan B Y. 1986. Radiocarbon dating of Playa-Lake hydrologic changes: Examples from Northwestern China and central Australia. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 54: 241~260.
- Chivas A R, Toegersen T, Bowler J M. 1986. Palaeoenvironments of salt lakes. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 54: 1~328.
- Chung F H. 1974. Quantitative interpretation of X-ray diffraction patterns of mixtures. II. Adiabatic principle of X-ray diffraction analysis of mixtures. Journal of Applied Crystallography, 7: 526~531.
- COHMAP Members. 1988. Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. Science, 241: 1043~1052.
- Feng Z D, Wang W G, Guo L L, Khosbayar P, Narantsetseg T, Jullid A J T. 2005. Lacustrine and eolian records of Holocene climate changes in the Mongolian Plateau: preliminary results. Quaternary International, 136: 25~32.
- Gasse F, Arnold M, Fontes J C, Fort M, Gibert E, Huc A, Li B Y, Li Y F, Liu Q, MeHlieres F, Van Campo E, Wang F B, Zhang Q S. 1991. A 13,000-Year climate record from western Tibet. Nature, 353: 742~745.
- Gasse F, Fontes J C, van Campo E, Wei K. 1996. Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet): 4. Discussions and conclusions. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 120: 79~92.
- Grunert J, Lehmkühnl K, Walther M. 2000. Paleoclimatic evolution of the Uvs Nuur basin and adjacent areas (Western Mongolia). Quaternary International, 65/66: 171~192.
- Harrison S P, Yu G, Tarasov P E. 1996. Late Quaternary lake-level record from northern Eurasia. Quaternary Research, 45: 138~159.

- Herzschuh U. 2006. Palaeo-moisture evolution in monsoonal Central Asia during the last 50,000 years. *Quaternary Science Reviews*, 25:163~178.
- Kashiwaya K, Masuzawa T, Morinaga H, Yaskawa K, Yuan B, Liu J, Gu Z. 1995. Changes in hydrological conditions in the central Qing-Zang (Tibetan) Plateau inferred from lake bottom sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 135: 31~39.
- Last W M, Slezak L A. 1988. The salt lakes of western Canada: a paleolimnological overview. *Hydrobiol.*, 158:301~316.
- Liu X Q, Shen J, Wang S M, Yang X D, Tong G B, Zhang E L. 2002. A 16000-year pollen record of Qinghai Lake and its paleoclimate and paleoenvironment. *Chinese Science Bulletin*, 47 (22): 1931~1937.
- Morrill C, Overpeck J T, Cole J E, Liu K B, Shen C M, Tang L Y. 2006. Holocene variations in the Asian monsoon inferred from the geochemistry of lake sediments in central Tibet. *Quaternary Research*, 65(2): 232~243.
- Overpeck J, Anderson D, Trumbore S, Prell W. 1996. The southwest Indian Monsoon over the last 18,000 years. *Climate Dynamics*, 12: 213~225.
- Shen J, Liu X Q, Wang S M, Matsumoto R. 2005. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18,000 years. *Quaternary International*, 136: 131~140.
- Sirocko F, Sarnheim M, Erlenkeuser H, Lange H, Arnold M, Duplessy J C. 1993. Century-scale events in monsoonal climate over the past 24,000 years. *Nature*, 364: 322~324.
- Smith G I. 1979. Subsurface stratigraphy and geochemistry of late Quaternary evaporates, Searles Lake, California, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1043, 130.
- Spencer R J, Eugster H P, Jones B F. 1985. Geochemistry of Great Salt Lake, Utah. II: Pleistocene—Holocene evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49:739~747.
- Tarasov P E, Harrison S P. 1998. Lake status records from the former Soviet Union and Mongolia: a continental-scale synthesis. *Palaeoklimaforschung*, 25:115~130.
- Tarasov P E. 1996. Lake Status Records from the Former Soviet Union and Mongolia: Documentation of the Second Version of the Database. World Data Center—A for Paleoclimatology, Boulder, Colorado.
- Torgersen T, De deckker P, Chivas A R, Bowler J M. 1986. Salt lakes; a discussion of processes influencing palaeoenvironmental interpretation and recommendations for future study. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 54:7~9.

## Evolution of Chaka Salt Lake during the Last 16000 Years and Its Response to Climatic Change

LIU Xingqi<sup>1)</sup>, WANG Yongbo<sup>1,2)</sup>, SHEN Ji<sup>1)</sup>, WANG Sumin<sup>1)</sup>, YANG Bo<sup>3)</sup>

1) *Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing, Jiangsu, 210008*

2) *Graduate School, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100039*

3) *Institute of Salt Lakes, Chinese Academy of Sciences, Xining, Qinghai, 810008*

### Abstract

Evaporate minerals, carbonate, detrital minerals, and total organic carbon (TOC) and total nitrogen (TN) in detrital sediments from core CKL-2004 in Chaka salt lake, are used to reconstruct the evolution of the lake during the last 16000 years. The lakewater was fresh between 16000 and 11700 cal. a BP. The Blling-Aller d warm event and Younger Dryas cold event respectively between 13900 and 12400 cal. a BP, and between 12400 and 11700 cal. a BP, were recorded. The lake began to shrink between 11700 and 5900 cal. a BP. A short and obvious desalt period occurred between 5900 and 5250 cal. a BP. The lake shrank fast after 5250 cal. a BP(?), especially after 2300 cal. a BP(?). In general, evaporate minerals appeared just at the beginning of the Holocene when temperature increased relative to the late glacial, indicating that increase of evaporation proceeding more quickly at higher temperature in the Holocene is far larger than increase of Asian monsoon precipitation.

**Key words:** Chaka Salt Lake; mineral composition; climatic change; Tibet