西藏羌北高原多格错仁盐湖中更新世晚期 以来的环境演化记录

李金锁¹⁾,刘喜方¹⁾,牛新牛¹⁾,商斌^{1,2)},李国臣³⁾

1) 中国地质科学院矿产资源研究所,北京,100037;

2) 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院,北京,100083; 3) 中国煤炭地质工程总公司,北京 100073

内容提要:通过对西藏藏北高原多格错仁盐湖湖岸 3101cm 高度剖面进行地形地貌、地层沉积特征、矿物学特 征及粒度、频率磁化率等气候环境变化指标的分析研究发现,整个剖面反映出大致 6 个较大的气候变化过程: 233.3kaBP~223.5kaBP 气候波动较大,总体趋势气候趋于干冷,期间出现过两次较温暖气候,之后气候逐渐变冷; 在 223.5kaBP~213.6kaBP 总体变化为气温大幅度上升,但在期间有一次较大的相对冷干过程;213.6kaBP~ 170kaBP 之间总体变化气候趋于变冷,中间有 2 次明显的气候变暖湿过程及两次冷干过程;170kaBP~117.1kaBP 气候转为明显湿热;117.1kaBP~75.6kaBP 气候变化趋势明显降低;75.6kaBP~56.7kaBP 气候又明显上升达到湿 热状态。以上气候波动规律与极地冰芯记录及深海氧同位素记录的古气候波动规律有很好的一致性,同时本盐湖 区与柴达木盆地察尔汗盐湖区的 CH0310 钻孔及青海湖南岸二郎剑阶地的 QH-86 钻孔所揭示的中更新世晚期以 来的气候变化的分析对比,发现西藏羌北的多格错仁盐湖区与青海的察尔汗盐湖区及青海湖湖区在更新世中晚期 以来的气候环境变迁存在极好的可比性,说明青藏高原的气候演化在中晚更新世以来基本具有一致性,在时间上 的微小超前与滞后具有区域上的细微变化,说明气候变迁在不同的区域又具有各自的独特性。

关键词:多格错仁盐湖;沉积特征;气候波动;粒度;频率磁化率;极地冰芯

青藏高原是北半球气候变化的启动器和调节 器。这里的气候变化不仅直接驱动我国东部和西南 部气候的变化,而且对北半球具有巨大的影响,甚至 对全球的气候变化也具有明显的敏感性、超前性和 调节性(Wu Ruijin, 1993; Hu Dongsheng et al., 2002; Zheng Mianping et al., 2006; Zeng Yongyao et al., 2018)。研究区由于处于西藏高原的腹地--羌塘北部高原无人区,属于羌北国家级自然保护区, 其具有独特的气候特征,冰期和间冰期气候的频繁 交替出现是西藏藏北高原更新世以来气候变化的总 特点。而同时期高原的不断隆起又促使气候向干冷 方向发展,并随着隆起高度的增大而使这种影响愈 加明显。这一因素使得冰期气候的干冷程度一次较 一次增强,而间冰期气候的温暖程度一次比一次减 弱,气候变化的地域差异愈来愈大。随着第四纪开 始的高原强烈隆起和全球性气候的变异,本区进入 了冰期间冰期气候交替出现的时期。西藏羌北高原 虽然处于中纬带,但由于它巨大的高度而使冰期气 候对它的影响较同纬度的我国东部平原更为明显, 因此,冰期问题自然是解决西藏高原更新世古气候 的关键问题。

根据 1962~1964 年中国科学院地理所及 1976 年郑本兴进行的研究成果,冰期的划分如表 1 所示 (Yao Tandong,2000)。随着冰期、间冰期的划分, 更新世时期的气候也相应地出现了干凉-湿热-干寒 的周期性的旋回变化过程。

上新世-早更新世本区域气候温暖湿润,湖泊发 育进入早期阶段一淡水湖阶段;早更新世末期,气候 趋向干凉;中-晚更新世时期,区域性气候具有明显 的干凉-湿润-干寒的周期性变化,湖泊范围有所扩 大,湖水明显加深,此时亦是西藏高原的大湖期;晚 更新世后期,气候逐渐转为干燥,蒸发作用显著加

引用本文:李金锁,刘喜方,牛新生,商斌,李国臣.2020. 西藏羌北高原多格错仁盐湖中更新世晚期以来的环境演化记录. 地质学报,94 (10):3130~3143, doi: 10.19762/j. cnki. dizhixuebao. 2020094.
 Li Jinsuo,Liu Xifang, Niu Xinsheng,Shang Bin,Li Guochen. 2020. Environmental evolution recorded in a saline lake on the northern Qiangtang Plateau in Tibet since Late Middle Pleistocene. Acta Geologica Sinica, 94(10):3130~3143.

注:本文为国家重点基础研究计划"973"项目(编号: 2011CB403007)资助的成果。

收稿日期:2015-06-11;改回日期:2020-04-28;网络发表日期:2020-07-09;责任编辑:黄敏。

作者简介:李金锁,1963年生,男,高级工程师,长期从事盐湖学、沉积学、第四纪及全球变化研究工作。Email:yhzx2007@163.com.

强,湖水日趋咸化,湖泊发育演化进入第二阶段一咸 水湖阶段;晚更新世末期-全新世时期,区域气候明 显干旱,湖水日趋浓缩咸化,湖泊逐渐进入到湖泊演 化的第三阶段一盐湖阶段;全新世后期,区域气候依 然持续干旱,干旱气候的持续发展,使盐湖发展成为 干盐 湖,甚至在某些地区出现了砂下湖(Hu Dongsheng et al.,2002;Zheng Mianping et al.,2006)。

表 1 西藏更新世冰期划分与名称对比表

Table 1 Comparison table of division and description

of ice age during	Pleistocene	in	Tibet	
-------------------	-------------	----	-------	--

时代	中科院地理所 (1962~1964年)	郑本兴等(1997年)		
	绒布寺冰期		绒布寺阶段	
晚更新世	末次间冰期	珠穆朗玛冰期	间阶段	
	基龙寺冰期		基龙寺阶段	
中重新带	大间冰期	加布拉间冰期		
中史初也	聂拉木冰期	聂聂雄拉冰期		
早更新世	第一间冰期	帕里间冰期		
	希夏邦马冰期	希夏邦	3马冰期	

目前针对第四纪冰期及间冰期出现的次数仍有 不少争论;另外,从时间分辨率角度来看,第四纪冰 期与间冰期之间旋回的细节研究的程度不够。而对 于青藏高原,特别是羌北高原无人区地质工作程度 很低,而在此区域对全球变化、环境、气候演化方面 的研究工作更是少而又少,所以研究区较为精细的 气候环境演化的研究工作是我们这篇文章要解决的 主要问题。

1 地质背景

研究区位于中国西藏自治区那曲地区双湖特别区境内,地处双湖特别区中部,强仁温杂日与冬布勒

山之间,地理坐标:89°15′E,35°20′N。湖区附近有 便道通行汽车,交通不便,属于无人国家级自然保护 区。湖盆为龙木错-金沙江构造带控制的构造断陷 盆地,盐湖分布方向同区域构造线和山脉走向基本 一致。盐湖面积 260km²,湖面海拔 4788m。据原 西藏地质局藏北地质队 1960 年调查资料,湖水矿化 度 266.35 g/L,pH 值 6.5,盐湖水化学类型为氯化 物型。湖区气候恶劣,年均降水量 150~200mm 左 右,年均气温-6℃以下。湖形狭长,呈东西走向。 湖岸线曲折,多半岛和湖湾。湖水主要靠冰雪融水 径流和泉水补给。多格错仁是藏北第一大湖泊。它 是一个东西向展开的狭长的湖泊,长达 80km(图 1、 图 2)。火山喷发和熔岩面积很大,专家初步估计其 大约 3Ma BP 的年轻火山(Wu Zhenhan et al., 2002;Zhu Tongxin et al.,2005)。

2 湖岸阶地地貌及剖面沉积特征

多格错仁盐湖地貌特征基本上为其北岸、西北 岸以湖蚀地貌为主,而南岸及东南岸以砂砾、岩盐碎 屑堤等湖泊沉积、堆积地貌为主。侵蚀、堆积地貌形 成的湖岸阶地环湖均有分布。所取剖面位于湖泊东 南岸,在剖面下方有季节性河流下切及湖泊侵蚀,形 成三级阶地,其中二级阶地为研究的剖面,为湖泊沉 积相(如图3所示),地层岩性及物质成分依据由下 到上的顺序取样,同时考虑地层颜色变化共分27 层;取样方法简述:取样个数及间距是依据地层厚度 及岩性而定,对于砂砾石、砂层,层厚在200cm 以 内,一般在层的中间部位取一个样,厚度在200cm 以上,间距均匀地取2~3个样;对于黏土层及含有



图 1 西藏多格错仁盐湖采样剖面平面位置图 Fig. 1 The location map of the sampling section of Dogai Coring saline lake in Tibet



..0E. TEN

机质地层视具体层厚情况一般都要采取 1~2 个以 上数量的样品。层厚在 5cm 及以下时,取一个样 品;层厚在 5~10cm 时,取两个样品;10~20cm 时, 取 3 个样品。取样时要清理掉剖面表层部分,待露 出地层的新鲜面再进行取样工作,每个样品的重量 不能少于 1.5kg,样品封装在洁净、新鲜的塑料自封 袋内,然后装在密闭的木制样品箱内。

第1层:层厚:70cm,薄层状粉砂质碳酸盐岩黏 土。岩样为薄层状含碳粉砂质黏土,具粉砂泥质结 构,矿物成分主要由黏土矿物、长石、石英组成,含少 量的泥质岩屑、燧石岩屑和微量的绢云母。黏土矿 物和炭质物集合体呈隐晶质结构。岩屑成分为泥岩 质和燧石,呈次圆状,粒径 0.05~0.1mm,长英质粉 砂呈次棱角状,粒径为 0.02~0.06mm,由泥质粉砂 与黏土相间互层构成薄层状构造,炭质物呈细分散 状,集合体呈不规则粒状或薄层状夹杂于泥层中。

第2层:层厚:200cm,灰白色细砂夹粉砂质黏 土。岩样为长英质细砂夹泥砾石,砾石成分主要是 泥岩和粉砂质泥岩,砾石呈次圆状或不规则状,大小 不一,杂乱分布,分选差,砾径为2~20mm。岩屑成 分与砾石相同,粒径一般在0.3~1.5mm。长英质 细砂和粉砂呈次棱角状,粒径多数为0.02~ 0.1mm,少数为0.2~0.6mm,石膏呈碎屑状,粒径 0.1~0.3mm,泥砾石与砂粒间为松散堆积。

第3层:层厚:10cm,含砂泥砾固结层。泥砾 岩,具中砾结构,泥砾由黏土矿物组成,呈椭圆状、次 圆状,具定向排列,砾径为3~15mm,砾间填隙物主 要为泥质和少量的长英质砂粒及微量石膏碎屑。

第4层:层厚:60cm,灰白色薄层半固结泥岩, 底部具槽模。岩石为泥岩,具泥质结构,矿物成分主 要是黏土矿物,含少量的长英质粉砂。黏土矿物具 显微隐晶质结构。长英质粉砂粒呈棱角状、次棱角 状,粒径为0.02~0.06mm,分散在泥岩中。

第5层:层厚:30cm,灰白色厚层状中-细砂。岩 样属未固结的厚层状含泥砾长英质细粒砂,砂粒成 分主要是石英、长石、泥岩屑,微量的云母。砂粒呈 次棱角状,粒径为0.06~0.2mm,具细粒砂状结构。 泥质岩屑由黏土矿物组成,颗粒大小一般在0.1~ 0.2mm,泥砾主要由黏土矿物和长石、石英砂粒组 成,颗粒形态呈不规则状,砾径2~4mm,砂粒间胶 结物很少,属颗粒支撑类型。也有粒径多数为0.2 ~0.3mm,具中粒砂状结构。泥质岩屑由黏土矿物 和铁质氧化物组成,颗粒大小一般在0.2~0.4mm 之间,砂泥砾主要由黏土矿物和长石、石英砂粒组





成,颗粒形态呈不规则状,砾径 2~4mm,砂粒间胶 结物很少,属颗粒支撑类型。

第6层:层厚:60cm,纹层状弱固结含植物碎屑 泥质粉砂。岩石为纹层状弱固结含植物碎屑的泥质 粉砂,具粉砂结构,矿物成分主要由长石、石英和黏 土矿物组成,含少量的泥质岩屑、燧石和云母以及植 物碎屑。长英质粉砂呈次棱角状,粒径为0.01~ 0.05mm,岩屑成分为泥岩质和燧石,呈次圆状,粒 径0.05~0.2mm,植物碎屑呈棒状,枝杈状被铁质 氧化物交代。胶结物为黏土矿物和铁质氧化物集合 体呈隐晶质结构。云母呈鳞片状具定向分布,岩石 具纹层状构造。

第7层:层厚:500cm,灰白色砂砾石互层。地 层为互层状砂砾石,具砂状-砾状结构,砾石成分复 杂,呈次圆状-椭圆状,分选中等,砾径 2~6mm,砾 石间隙被砂粒充填,砾石呈层状分布。砂粒成分复 杂,以杂岩屑为主,石英、长石晶粒呈次圆状,粒径 0.2~1.5mm,分选中等,砂粒间隙无填隙物呈松散 状分布,少量石膏碎屑夹杂于砂粒间。

第8层:层厚:45cm,黄白色含泥砾的长英质粉砂,具含泥砾粉砂结构,泥砾主要由黏土矿物组成, 呈次圆状,粒径2~3mm,受挤压力作用部分泥砾被 压碎细碎屑或粉状物。长英质粉砂呈次棱角状,粒 径为0.01~0.06mm,分选中等,粉砂粒间隙无填隙 物,呈松散堆积。

第9层:层厚:900cm,灰白色粉砂黏土。岩样 为含粉砂质黏土,具含粉砂泥质结构,矿物成分主要 由黏土矿物和石英组成,含少量泥岩屑和微量云母。 黏土矿物集合体呈隐晶质结构。石英细砂-粉砂呈 次棱角状,粉砂粒径为 0.02~0.06mm,细粒砂 0.1 砂与黏土成混合物集合体。

第10层:层厚:15cm,灰白色薄层黏土,粉砂质 黏土,具含粉砂泥质结构,矿物成分主要由黏土矿物 和石英组成,含少量泥岩屑、炭质物和微量云母。黏 土矿物集合体呈隐晶质结构,炭质物微粒呈细分散 状分布于黏土中。长石、石英细砂-粉砂呈次棱角 状,粉砂粒径为 0.02~0.06mm,细粒砂 0.1~ 0.2mm,泥岩屑呈次圆状,粒径 0.05~0.3mm,粉砂 与黏土成混合物集合体。

第11层:层厚:95cm,灰白色粉砂质黏土,具含 粉砂泥质结构,矿物成分主要由黏土矿物和石英组 成,含少量泥岩屑、炭质物和微量云母。黏土矿物集 合体呈隐晶质结构,炭质物微粒呈细分散状分布于 黏土中。长石、石英细砂-粉砂呈次棱角状,粉砂粒 径为0.02~0.06mm,细粒砂0.1~0.2mm,泥岩屑 呈次圆状,粒径0.05~0.3mm,粉砂与黏土成混合 物集合体。

第12 层: 层厚: 55cm, 灰绿色泥质粉砂, 粉砂质 黏土。具粉砂质泥状结构, 矿物成分主要由黏土矿 物和石英组成, 含少量泥岩屑、炭质物和微量云母。 黏土矿物集合体呈隐晶质结构, 炭质物微粒呈细分 散状分布于黏土中。石英细砂-粉砂呈次棱角状, 粉 砂粒径为0.02~0.06mm, 细粒砂0.1~0.3mm, 泥 岩屑呈次圆状, 粒径0.05~0.3mm, 粉砂与黏土成 混合物集合体构成含粉砂泥质结构。

第13层:层厚:280cm,灰绿色砂砾石层,中粒 含砾石的石英砂,具砾状-砂状结构,砾石成分主要 为流纹质和黏土质以及石英,砾石呈次圆状-椭圆 状,砾径2~3mm。砂粒成分以长石、石英为主,其 次是岩屑,砂粒呈尖棱角状、次棱角状,粒径一般在 0.2~0.5mm,部分砂粒在0.6~1.5mm,磨圆度和 分选性较差,砂粒间隙无填隙物,呈松散堆积。

第14层:层厚:48cm,底部为细砂,上部夹有棕 红色黏土,具砂质泥状结构,矿物成分主要由黏土矿 物和石英组成,含少量泥岩屑、绢云母和石膏。黏土 矿物集合体呈隐晶质结构,炭质物微粒呈细分散状 分布于黏土中。石英细砂-粉砂呈尖棱角状、次棱角 状,粉砂粒径为0.02~0.05mm,约占矿物总量的 5%,细粒砂0.1~0.2mm,占矿物总量的20%,少量 粗砂粒0.5~1mm,泥岩屑呈次圆状,粒径0.05~ 0.3mm,石膏呈碎屑状,粒径0.2~0.6mm,细砂与 黏土成混合物集合体构成砂质泥状结构。

第15层:层厚:250cm,黄绿色砂砾互层。具砂

状-砾状结构,砾石成分以粉砂岩质和泥岩质为主, 砾石呈次圆状-椭圆状,分选中等,砾径 2~6mm,砾 石间隙被砂粒、细砂粒充填,砾石呈互层分布。砂粒 呈次棱角状、次圆状,粒径大小一般为 0.6~2mm, 分选中等,砂粒成分以石英为主,其次是岩屑以及少 量石膏碎屑,砂粒间隙无填隙物,呈松散状分布。

第16层:层厚:35cm,红色含石膏的粉砂质黏 土夹有土黄色薄层粉砂。具砂质泥状结构,矿物成 分主要由黏土矿物和长石、石英组成,其次是凝灰质 岩屑,以及少量的石膏。黏土矿物集合体呈隐晶质 结构,长石、石英砂呈尖棱角状、次棱角状,粒径为 0.3~0.5mm,岩屑呈次圆状、次棱角状,粒径 0.3~ 1mm,石膏呈碎屑状,粒径 0.1~0.5mm,砂与黏土 成混合物集合体构成砂质泥状结构。

第17层:层厚:38cm,底部为棕红色粉砂质黏 土,局部夹黑色有机质,中间为砂砾互层,可见砂质 团块。含砾中粒砂,具砾状-砂状结构,砾石成分主 要为细砂岩质和凝灰岩质,砾石呈次圆状-椭圆状, 砾径2~6mm。砂粒成分以石英为主,其次是斜长 石和细岩屑含少量石膏和石盐,砂粒呈尖棱角状、次 棱角状,粒径一般在0.3~0.5mm,部分砂粒在0.6 ~1.5mm,磨圆度和分选性较差,中-粗砂粒间为弱 固结,填隙物为细砂和粉砂。依据岩样矿物组成和 组构特征,结合剖面资料分析。

第 18 层:层厚:12cm,灰黄色中砂,含有机质, 粗中粒砂,具砂状结构,砂粒成分以石英为主,其次 是斜长石和岩屑,含少量石膏。砂粒呈次棱角状,粒 径一般为 0.3~0.6mm,部分粗砂粒为 0.6~1mm, 分选中等,砂粒间未固结呈松散状分布。

第19层:层厚:65cm,灰白色中砂砾石,含有黑 色有机质及碳酸钙,可见砾石直径在1~5mm不 等,岩样为中粒含砾长石石英砂,具含砾砂状结构, 砂粒成分以石英为主,其次是斜长石和岩屑,砂粒呈 棱角状、次棱角状,粒径一般为0.3~0.6mm,部分 砾级粗砂粒为1~3mm,分选中等偏差,砂粒间未固 结呈松散堆积。

第 20 层:层厚:40cm,棕红色粉砂质黏土。具砂质泥状结构,矿物成分主要由黏土矿物和长石、石英组成,其次是细砂质岩屑。黏土矿物集合体呈隐晶质结构,长石、石英砂呈尖棱角状、次棱角状,粒径为0.1~0.2mm,约占矿物总量的30%,中粒砂0.2~0.5mm,占矿物总量的5%,岩屑呈次圆状、次棱角状,粒径0.3~1mm,砂与黏土成混合物集合体构成砂质泥状结构。

第21层:层厚:75cm,灰绿色砂砾石。

第22层:层厚:40cm,褐红色细砂质黏土,具含 砾砂质泥状结构,矿物成分主要由黏土矿物和石英 组成,含少量斜长石、岩屑、绢云母和炭质物。砾石 呈椭圆状、次圆状,砾径2~3mm,黏土矿物集合体 呈隐晶质结构,炭质物微粒成细分散状分布于黏土 中。长石、石英细砂粒呈尖棱角状、次棱角状,粒径 0.1~0.3mm,少量粗砂粒0.5~1mm,细砂与黏土 成混合物集合体构成砂质泥状结构。

第23层:层厚:80cm,灰黄色细、粉砂。含砾长 石岩屑石英砂,具砾状-砂状结构,砾石成分为流纹 质和石英,砾石呈次圆状-椭圆状,砾径2~3mm。 砂粒成分以石英为主,其次是斜长石和岩屑,砂粒呈 尖棱角状、次棱角状,粒径一般在0.2~0.5mm,部 分砂粒在0.6~1.5mm,磨圆度和分选性较差,岩屑 成分多为泥岩质,大小与石英砂粒相同。砾石与砂 粒间未固结。

第24层:层厚:10cm,灰绿色含泥砂砾。

第25 层:层厚:55cm,棕红色含砾细砂质黏土, 具含砾细砂质泥状结构,矿物成分主要由黏土矿物 和石英、长石组成,含少量黑云母。砾石呈次圆状, 砾径可达10mm,黏土矿物集合体呈隐晶质结构,长 英质粉细砂呈次棱角状,粒径为0.02~0.2mm,片 状的黑云母分散于黏土中。砾石和细砂粒与黏土成 混合物集合体构成含砾砂质泥状结构。

第26层:层厚:20cm,灰黄色砂砾石。

第27 层:层厚:13cm,棕红色黏土,含泥砾砂质 黏土,具含砾砂质泥状结构,矿物成分主要由黏土矿 物和石英组成,含少量长石、岩屑和云母。黏土矿物 集合体呈棕红色,具隐晶质结构。长石、石英细砂粒 呈尖棱角状、次棱角状,粒径 0.1~0.3mm,泥质砾 石呈椭圆状、次圆状,砾径 2~3mm,细砾石和砂粒 杂乱分布于黏土集合体中,构成含砾砂质泥状结构。

从以上湖岸剖面沉积地层可以看出,大致可以 分出 6 个沉积旋回过程(图 4),1~9(3101~ 2703cm)层为第一循环,10~14(2703~2344cm)层 为第二循环,14~17(2344~1935cm)层为第三循 环,17~19(1935~975cm)层为第四循环,20~21 (975~430cm)为第五循环,22~26(430~0cm)为第 六循环。从 6 个沉积循环中可以看出:6 个循环过 程都不同程度存在有膏盐甚至石盐的析出沉积,也 有淡水沉积的湖积物;有有机质、黏土矿物及泥砾的 存在,甚至伴随有凝灰质岩屑的出现;个别层段存在 有铁质氧化物及槽模的行迹出现。表明在这些沉积 循环过程中伴随有相应的气候环境的波动变化,普 遍存在干旱、温暖、潮湿的热干、湿热的气候环境,甚 至个别时期出现过火山喷发、地质构造的变动。而 这些火山喷发、地质构造的变动极有可能是由于新 生代构造运动的影响,而导致古构造带的再次活化, 并伴随有强烈的火山岩、岩浆岩的活动。这些活动 就其时期来讲可能主要发生在上新世-早更新世和 中-晚更新世期间。

湖泊沉积是研究区内第四纪沉积类型中分布较 广泛的一类,主要分布在各较大现代湖泊周围,如: 多格错仁、长湖、波涛湖等湖泊边缘,由砾石、砂、泥 和盐碛类等组成,砾含量5%~60%,以20%~50% 居多,局部发育风成砂丘,砾石磨圆度、分选性均较 差,成分复杂,主要为灰岩、砂岩、玄武岩、安山岩。

3 年代确定

多格错仁盐湖湖岸剖面基本由岩盐、淤泥、粉砂、细砂、砂泥砾岩等河湖相碎屑岩组成,含炭黏土 类物质及古生物较少,故测年方法选取 ESR(电子 自旋共振法)方法比较有效。电子自旋共振测年 (ESR dating) 是近 30 多年来发展起来的一种测定 第四纪物质年代技术,这种测年技术的主要特点首 先是测年的年限长,可从数千年到几百年,尤其是能 填补 C¹⁴和 U 系测年法 300~1000kaBP 间的空白, 这一点就极为引人注目;另外,可测试的样品多,如 各种生物化石,海、陆相碳酸盐,海、湖相石膏,火山 岩,石英等,远比用于碳 14 和铀系测年法的物质多, 同时样品使用量少(一般需 1~3g)。

本次 ESR 测年样品共取 6 组,从地表至下分别 测定为:35cm 处 59±5kaBP;400cm 处 80±8kaBP; 960cm 处 114±10kaBP;1640cm 处 161±16kaBP; 1945cm 处 175±17kaBP;2687cm 处 212±20kaBP。 具体测定数据见表 2 所示。

表 2 西藏多格错仁湖岸阶地 ESR 测年数据表 Table 2 ESR dating data sheet of the lakeshore section at Dogai Coring saline lake in Tibet

剖面深度(cm)	测年数据(kaBP,ESR)	备注
35	59 ± 5	由成都理工大学测试
400	80 ± 8	由成都理工大学测试
960	114 ± 10	由成都理工大学测试
1640	161 ± 16	由成都理工大学测试
1945	175 ± 17	由成都理工大学测试
2687	212 ± 20	由成都理工大学测试

通过 ESR 测年数据在 Excel 表格中进行拟合 近似函数曲线(图 5 所示),同时可以得出拟合函数



3101

图 4 西藏多格错仁盐湖湖岸剖面沉积地层柱状剖面图

Fig. 4 The columnar section of sedimentary strata of the lakeshore section at Dogai Coring saline lake in Tibet

3100



图 5 西藏多格错仁盐湖剖面地层年龄随深度变化趋势

Fig. 5 The trend of stratigraphic age changing with depth of the section at Dogai Coring saline lake in Tibet

方程及可信度 R^2 值,结果显示所拟合的理想曲线方 程为: $y=1.8112x^2+121.07x-709.22$;可信度值 $R^2=0.9982$ 。由此可以得出深度为 0cm 及 3100cm 处的地层年龄值。剖面顶部年龄为 54.2 kaBP;剖 面底部 3100cm 处的年龄为 233.3kaBP。

使用拟合曲线方程必须是在相同或近似相同的 沉积相条件下,野外现场沉积剖面岩性基本为粉砂、 细砂及砂泥砾石层及其互层的湖相沉积地层,剖面 大体可以划分为6个大的沉积旋回(图4所示),旋 回沉积序列基本为砂砾石、中细砂、粉砂、黏土,个别 部位发现槽模出现,所以所测剖面沉积相均为河湖 相沉积,因而所计算的顶、底部年龄值有一定的可 信度。

从测出的年代来看,即从 233.2~54.2kaBP,相 对应的时间范围应该为中更新世晚期一晚更新世中 晚期。

4 环境变化转换指标

4.1 粒度

从上面讨论可知,所研究的剖面从其沉积特征 看,可以分出6个沉积韵律段,也就是6次大的气候 旋回过程,体现在剖面粒度随深度变化曲线上,同样 存在6个相应的明显的变化趋势段。下面是对曲线 进行的精细分析过程。沉积韵律的第一段,即 3101 ~2901cm 段所对应的曲线段为小粒度碎屑物含量 趋向于减少,这其中经历了2次较小的含量增加过 程,而在 2913cm 处小粒度含量出现最小值,约为 5%含量。按照图 5 的拟合年龄曲线及沉积速率可 以得出此段的年龄范围及几个有特征的点的相应的 年龄值。3101~2901cm 段对应的年龄范围:233.3 ~223.5kaBP;2913cm 处小粒度含量出现最小值时 的年龄值:224.1kaBP;第二段 2901~2703cm 段,对 应的年龄为:223.5~213.6kaBP,总体趋势为小粒 度含量增多,粗粒度含量相应减少,在2719cm处小 粒度含量达到最大值:214.4kaBP。第三段 2703~ 1882cm,213.6~170kaBP,总体趋势趋于细粒度含 量减小,粗粒度含量增大的趋势,在2493cm 处为一 转折点,2703~2493cm 段为小粒度含量逐渐减小, 粗粒逐渐增大,在2493~2344cm段小粒度含量又 开始增大。而转折点 2493cm 点对应的年龄值为 202.9kaBP,2344cm 处年龄为 195.2kaBP;期间有 2336cm、2180cm及2021cm 三个明显的转折点,到 1882cm 点处细粒度含量趋于最小。其中 2344~ 2336cm 略有增大,2336~2180cm 小粒度大幅度减 小,2180~2021cm 段又出现小粒度含量大幅度增高 的趋势,到 2021~1882cm 段又明显降低。以上几段 的年龄为:195.2~194.8kaBP、194.8~182.3kaBP、 182.3~178.1kaBP、178.1~170kaBP。第四段 1882~960cm 段,特征点为 1200cm 点,趋势为小粒 度含量大幅度增高,而粗粒度含量大幅度减小。在 点 1200cm 处后增大幅度明显加大。对应年龄段为 170~117.1kaBP,特征点 1200cm 处为 131.7kaBP。 第五段 960~310cm 段,趋势为小粒度含量逐渐降 低,粗粒度含量逐渐增大,对应年龄为117.1~ 75. kaBP。第六段 310~35cm 段, 趋势为小粒度含 量增大,粗粒度含量减小。年龄段为75.6~ 56.7kaBP。体现在气候变化上,按照粒度指标转换 原理, 六段分别出现: 第一阶段即 233.3~ 223.5kaBP 气候波动相对较大,总体趋势气候趋于 干冷,期间出现过两次较温暖气候,之后气候逐渐变 冷;第二阶段在 223.5~213.6kaBP 总体变化为细 粒含量明显增多,气候大幅度上升,但在期间有一次 较大的相对冷干过程;第三阶段 213.6~170kaBP 之间总体变化气候趋于变冷,中间有2次明显的气 候变暖湿过程及两次冷干过程;第四阶段 170~ 117.1kaBP 气候转为明显湿热;第五阶段 117.1~ 75.6kaBP 气候变化趋势明显降低;最后为第六阶段

表 3 西藏多格错仁盐湖剖面样品粒度测试分析数据

Table 5 The particle size test and analysis data of the profile sample at Dogar Coring same take in The						
样品编号	$< 4.000 \ \mu m$	4.00∼8.00µm	8.00∼16.00µm	16.00 \sim 32.00 μ m	32.00∼64.00µm	$>64.000 \ \mu m$
1-平均	12.058	8.375	11.434	12.121	18.068	37.943
2 -平均	21.654	15.782	25.489	25.929	10.273	0.873
3-平均	14.523	9.443	12.935	11.055	10.333	41.711
4 -平均	31.773	19.437	23.704	17.687	5.958	1.44
5-平均	27.302	24.071	25.931	6.061	3.249	13.385
6-平均	13.664	8.026	11.52	10.168	13.665	42.958
8-平均	8.992	5.65	6.782	5.483	3.722	69.371
9-平均	7.616	5.389	6.751	5.394	3.972	70.879
10 -平均	4.893	3.698	6.248	10.275	15.743	59.143
11 -平均	16.895	11.11	15.81	19.489	19.925	16.771
12 -平均	21.217	12.812	9.94	12.256	24.385	19.39
13 -平均	17.689	9.561	10.576	8.021	5.372	48.781
14 -平均	20.277	11.393	13.642	9.892	4.163	40.633
15 -平均	11.77	7.013	8.393	7.624	18.164	47.036
16 -平均	26.324	16.079	18.59	14.317	11.291	13.398
17 -平均	27.295	18.915	21.809	16.35	9.734	5.897
18 -平均	58.545	24.098	13.098	3.044	0.543	0.673
19 -平均	48.675	18.546	13.386	7.898	6.324	5.171
20 -平均	48.762	17.289	13.101	8.483	6.441	5.923
21 -平均	50.596	12.612	9.604	7.95	10.243	8.994
22 -平均	42.114	16.169	11.483	7.462	10.488	12.283
23 -平均	14.785	5.682	5.347	5.388	13.271	55.528
24 -平均	31.955	16.035	15.216	13.139	13.987	9.668
25 -平均	37.819	16.884	16.28	12.214	8.133	8.669
26 -平均	18.313	10.134	12.754	12.144	11.036	35.619
27 -平均	48.901	16.144	12.943	9.084	6.6	6.327
28 -平均	39.536	18.995	18.183	15.271	7.354	0.661
29 -平均	21.248	10.424	10.506	11.891	17.248	28.684
30 -平均	17.779	6.061	6.775	13.643	22.286	33.457
31 -平均	9.641	4.696	5.449	5.763	7.131	67.32
32 -平均	16.232	8.377	10.946	13.748	14.075	36.621
33 -平均	27.791	14.042	13.714	10.116	7.711	26.627
34 -平均	30.015	15.156	15.253	14.379	14.03	11.167
35 -平均	64.558	16.695	10.053	4.015	1.627	3.053
36 -平均	58.442	16.976	10.066	4.766	3.658	6.092
38 -平均	36.91	16.177	14.986	11.969	10.282	9.676
39 -平均	30.884	16.861	16.15	13.049	12.415	10.641
41 -平均	30.656	15.206	15.042	12.602	10.946	15.548
42 -平均	40.68	17.206	13.236	9.724	9.769	9.386
44 -平均	60.324	17.697	11.083	5.522	3. 521	1.853

able 3 The particle size test and analysis data of the profile sample at Dogai Coring saline lake in Tibet

75.6~56.7kaBP 气候又明显上升达到湿热状态。表
3列出了 40 个样品的粒度测试数据,据此数据可拟
合出粒度随剖面深度(年代)的变化特征曲线(图 6)。

4.2 磁化率

磁化率变化可以分成以下几个阶段:3101~ 2735cm;2735~2021cm;2021~1270cm;1270~ 625cm;625~35cm,共有5个较为明显变化段。第 四纪沉积物的磁化率是反映其被地球磁场磁化强弱 的标志,而磁化率强弱变化与沉积物中的成分有关。 如果沉积物中磁性矿物含量高,那么呈现高的磁化 率,如果沉积物中无磁性矿物含量高,那么呈现低的 磁化率(Wu Ruijin et al.,1993; Wang Jian et al., 1996; Yang Xiaoqiang et al., 1999; Jin Helin et al., 2006; Tang Yuhu et al., 2008)。铁的氧化物 为具磁性矿物,能使沉积物磁化率增高,而碳酸盐类 矿物是无磁性矿物.能降低沉积物的磁化率。而在 湿热的气候条件及强烈的化学风化作用下,铁的氧 化物富集,可增强磁化率;而在干冷的气候条件下, 沉积物中碳酸盐矿物含量相对增加,可降低磁化率。 对我国的黄土研究表明,黄土的磁化率明显低于古 土壤层。因此,我们一般认为沉积物磁化率越高,气 候就越暖湿,反之气候就越干冷。另外,沉积物磁化 率的高低还与沉积物的粒度相关,粒度越细,磁化率 越高,粒度越粗,磁化率越低。一般用于古气候、古



环境演化评判指标多为磁化率及频率磁化率,而磁化 率曲线与频率磁化率曲线相比,显然频率磁化率曲线 的变化要比磁化率曲线丰富得多,高、低峰值呈有规 律的周期性变化。若按沉积速率推算年代,并与其它 气候、环境参数对照,可挖掘其变化的古气候信息。 第一段(3101~2735cm)频率磁化率变化起伏变化明 显,总体趋于增大,说明此阶段气候相对湿热,在此期 间出现两次较为明显的冷热小幅度变化;第二段和第 一段相比磁化率变化程度最小,总体趋势频率磁化率 大幅度减小,减小的幅度很大,说明在这一时期气温 出现十分明显地干冷化,并且几乎没有气候明显的波 动;第三段频率磁化率变化明显大幅度增大,并且在 此期间出现一次频率磁化率突变减小过程,而后又逐 步增大,但总体趋势为频率磁化率增大,说明此时段 的气候有一次大的气候变化过程,出现明显的湿热状 态;第四段频率磁化率变明显趋于减小,甚至减小到 近乎为零的状态。中间出现一次增大过程。说明在 此期间有一次非常大的气候降温过程,出现明显的干 冷状态,中间有一次较为明显的升温,总体气候为较 为冷干。第五阶段频率磁化率变化平稳,趋于小幅度 增大,说明在此阶段气温略有回升。考虑到频率磁化 率指标对气候变化的响应及粒度对频率磁化率变化 影响两方面的因素,经过综合分析,以上粒度反映的 气候波动过程与频率磁化率反映的气候波动过程基 本是近于一致的(图 6 所示)。表 4 同样列出了 44 个 样品的高、低频磁化率测试数据,据此数据可拟合出 磁化率随剖面深度(年代)的变化特征曲线(图 6)。

5 粒度、磁化率记录与深海氧同位素、 南极冰芯记录的气候波动对比

以上对粒度、频率磁化率两个环境变化转换指标进行了较为详细的分析和对比,通过进一步的对比发现,粒度随深度变化所反映的气候变化共有6个大的波动过程,每个大的波动过程中都不同程度地包含有多期次小的气候旋回,整个气候波动过程可分为三大冰期、三大间冰期,并且粒度变化的后期的5个阶段分别与频率磁化率的5个阶段相对应。另外,通过仔细分析、观察,发现粒度所反映的气候变化过程在时间上往往滞后于频率磁化率所反映的气候变化过程,这些可以通过图6很清楚地看到。 其次通过对图6的详细观察,会发现粒度的后期5 个阶段与频率磁化率的5个大的波动阶段恰好与深海氧同位素变化曲线、极地冰芯变化曲线相吻合,进而相互间有着惊人的一致性,同时深海氧同位素变

表 4 西藏多格错仁盐湖剖面样品频率磁化率测试分析数据 Table 4 Frequency magnetic susceptibility test and analysis data of the profile sample at Dogai Coring saline lake in Tibet

样品编号	质量(g)	低频磁化率(XLF)	高频磁化率(XHF)
1	9.54	5.27	7.405
3	11.13	7.065	9.0975
4	7.11	5.555	6.3325
5	9.03	7.015	8.0225
6	8.92	7.46	8.19
7	8.7	7.85	8.275
8	10.8	9.4	10.1
9	10.17	9.585	9.8775
10	11.32	10.66	10.99
11	8.24	9.62	8.93
12	8.1	10.05	9.075
13	12.13	12.565	12.3475
14	11.3	12.65	11.975
15	9.14	12.07	10.605
16	9.42	12.71	11.065
17	10.77	13.885	12.3275
18	10.18	14.09	12.135
19	9.57	14.285	11.9275
20	10.73	15.365	13.0475
21	10.34	15.67	13.005
22	10.91	16.455	13.6825
23	12.27	17.635	14.9525
24	9.35	16.675	13.0125
25	10.17	17.585	13.8775
26	13.72	19.86	16.79
27	9.65	18.325	13.9875
28	10.18	19.09	14.635
29	12.37	20.685	16.5275
30	10.29	20.145	15.2175
31	11.57	21.285	16.4275
32	11.08	21.54	16.31
33	13.67	23.335	18.5025
34	14.03	24.015	19.0225
35	10.21	22.605	16.4075
36	10.17	23.085	16.6275
37	13.19	25.095	19.1425
38	12.54	25.27	18.905
39	13.73	26.365	20.0475
40	12.57	26.285	19.4275
41	12.16	26.58	19.37
42	12.55	27.275	19.9125
43	12.89	27.945	20.4175
44	12.51	28.255	20.3825

化、南极冰芯变化二者也滞后于频率磁化率变化。 湖岸剖面沉积特征通过粒度、频率磁化率所反映的 气候变化规律与深海氧同位素及极地冰芯所反映的 全球气候变化规律具有可比性及高度吻合绝非是偶 然的,而是对自然气候事件必然的客观反映。

6 多格错仁盐湖与其邻区气候变化的 对比

以上是多格错仁湖区古气候演化的波动过程,在

一定意义上代表了多格错仁盐湖湖区周围一定范围 内的小区域气候波动,那么我们可以将湖区小区域气 候波动与青藏高原其它盐湖区域气候波动进行对比。

6.1 与柴达木盆地进行比较

柴达木盆地 CH0310 钻孔揭示的更新世中晚期 气候变化,兰州大学张俊辉在 2010 年 5 月对柴达木 盆地察尔汗盐湖 523m 长度连续采集岩心进行研 究,探讨了柴达木盆地更新世中晚期以来的气候变 化规律和特点。通过碳酸钙、磁化率、总有机碳 TOC 等气候环境信息指标进行详细分析研究,从 440kaBP 以来,共划分出 10 个气候变化阶段。其中 阶段 2(~29.2kaBP)、4(68.3~87kaBP)、6(126~ 214kaBP) $(257 \sim 306$ kaBP) $(10(349 \sim 381$ kaBP)) 五个阶段,TOC 含量相对较低,气候相对干冷;而阶 段 3(29.2~68.3kaBP)、5(87~126kaBP)、7(214~ 257kaBP), $9(306 \sim 349$ kaBP), $11(381 \sim 433$ kaBP) TOC含量相对较高,气候相对温湿。从440~ 21kaBP 以来气候逐渐向干旱化的方向发展。这一 结论与我们研究的多格错仁盐湖在时间及相对应的 气候波动变化规律有很好的可比性,多格错仁盐湖 的 233.3~223.5kaBP、223.5~213.6kaBP 时间段 恰恰与柴达木盆地的7阶段相对应,在这一阶段二 者的气候变化总体是由干冷到温湿的升温过程;多 格错仁盐湖的 213.6~170kaBP 时间段正好与柴达 木盆地的6阶段基本相对应,而气候变化也基本都 是趋于干冷;而多格错仁盐湖的 170~117.1kaBP 时间段基本与柴达木盆地的6阶段的一部分与5阶 段的一部分相对应,开始是干冷,逐渐变为温湿-湿 热,这一阶段的变化二者非常一致;多格错仁盐湖的 117.1~75.6kaBP时间段与柴达木盆地的5阶段的 一部分与4阶段的一部分相对应,开始是湿热,逐渐 变为干冷,这一阶段的变化二者也是非常相一致的; 多格错仁盐湖的 75.6~56.7kaBP 时间段与柴达木 盆地的4阶段的后期与3阶段的前期相重合,气候 变化由干冷逐渐变为温湿-湿热,二者甚是一致。所 以,西藏羌北的多格错仁盐湖与青海的柴达木盆地 察尔汗盐湖所反映的气候变化有非常好的可比性。

6.2 与青海湖进行对比

1993年3月,中国科学院青海盐湖研究所的山 发寿依据青海湖南岸二郎剑阶地 QH-86孔(孔深 155m)中的200余个孢粉样品的分析资料,将该孔 深78m以上的孢粉图式,从下至上划分出7个区域 性孢粉带,并结合铀系法测年数据,论述了350kaBP 以来的湖区植被和环境演变,其气候变化曲线与毗 邻的柴达木盆地甚至与深海钻孔及洛川黄土具有可 对比性。

青海湖二郎剑 QH-86 孔孢粉分析结果表明,35 万年以来的青海湖区环境经历了如下阶段:

(1)342~275kaBP 为温湿润气候,植被表现为森林一草原。

(2)275~230kaBP 为冷干气候期,湖区植被贫乏。

(3)230~175kaBP 为温暖湿润气候,植被为森林一草原。

(4)175~120kaBP为温干气候期,植被为草原。

(5)120~63kaBP 为温凉湿润气候期,其中120~ 100kaBP 为温凉湿润气候,植被为疏林一草原,湖水 淡化;100~83kaBP 为温干气候,植被为疏林一草原; 83~63kaBP 为温凉湿润气候,植被为森林一草原。

(6)63~39kaBP 为气候冷干,植被贫乏。

(7)39~26kaBP 为温暖湿润气候,湖区植被形成森林景观(Shan Fasou et al.,1993; Wu Ruijin et al.,1993)。

以上为山发寿划分的青海湖区气候环境变化的阶段,与本文多格错仁湖区划分的环境变化阶段也可进行对应比较,多格错仁湖区的233.3~223.5kaBP、223.5~213.6kaBP及213.6~170kaBP阶段恰恰与青海湖的2阶段后期及3阶段与4阶段的前期相对应,气候变化均是由干冷逐渐转为温暖湿热-温干;多格错仁盐湖的170~117.1kaBP、117.1~75.6kaBP及75.6~56.7kaBP阶段正好与青海湖区的4阶段后期及5阶段、6阶段前期相对应,这期间气候变化均是由温干-湿热再到温干-湿热的波动过程。二者之间的气候变迁过程是何等吻合。

7 结论

经过对西藏多格错仁盐湖湖岸 3101cm 高度沉 积剖面的地形地貌、地层沉积特征、矿物学特征以及 沉积物粒度、磁化率等气候环境变化指标的分析研 究以及多格错仁盐湖区气候环境变化与柴达木盆地 盐湖、青海湖气候环境变化的分析对比可以得出以 下几点认识:

(1)从中更新世晚期到全新世时期,西藏气候变 化经历了多次的冷热、干湿的旋回波动过程,由于第 四纪后期冰期的出现及青藏高原的大幅度隆升,使 得多格错仁盐湖出现了目前的地貌景观,说明盐湖 曾经出现过泛湖期,随着气候的干冷变化,盐湖岸的 一、二级阶地清楚地暴露出来。近期由于气候的不 断升温,湖区又进入间冰期状态,经过近几年的气候 不断增高,湖区的小岛已经被湖水淹没消失在湖中。

(2)整个剖面反映出大致 6 个较大的气候变化 过程:233.3~223.5kaBP 气候波动较大,总体趋势 气候趋于干冷,期间出现过两次较温暖气候,之后气 候逐渐变冷;在 223.5~213.6kaBP 总体变化为气 候大幅度上升,但在期间有一次较大的相对冷干过 程;213.6~170kaBP 之间总体变化气候趋于变冷, 中间有 2 次明显的气候变暖湿过程及两次冷干过 程;170~117.1kaBP 气候转为明显湿热;117.1~ 75.6kaBP 气候变化趋势明显降低;75.6~56.7kaBP 气候又明显上升达到湿热状态。以上气候波动规律 与极地冰芯记录及深海氧同位素记录的古气候变动 规律有很好的一致性。

(3)粒度指标所反映的气候变化共有 6 个大的 波动过程,每个大的波动过程中都不同程度地包含 有多期次小的气候旋回,整个气候波动过程可分为 三大冰期、三大间冰期,并且粒度变化的后期 5 个阶 段分别与频率磁化率变化的 5 个阶段相对应。

(4)粒度所反映的气候变化过程在时间上往往 滞后于频率磁化率所反映的气候变化过程。

(5)粒度的后期 5 个阶段与频率磁化率变化的 5 个大的波动阶段恰好与深海氧同位素变化曲线、 极地冰芯变化曲线相吻合,进而相互间有着惊人的 一致性,同时深海氧同位素变化、极地冰芯变化二者 在时间上也滞后于频率磁化率的变化。

(6)通过本盐湖区与柴达木盆地察尔汗盐湖区 CH0310 钻孔及青海湖南岸二郎剑阶地 QH-86 孔 揭示的更新世中晚期气候变化的分析对比,发现西 藏羌北的多格错仁盐湖区与青海的察尔汗盐湖区及 青海湖湖区在更新世中晚期以来的气候环境变迁存 在极好的可比性,说明青藏高原的气候演化在中晚 更新世以来基本具有一致性,在时间上的微小超前 与滞后具有区域上的细微变化,说明气候变迁在不 同的区域又具有各自的独特性。

References

- Ana María Alonso, Zarza, Lawrence H. Tanner. 2006. Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretesand Palustrine Carbonates. USA: Published by The Geological Society of America, Inc. 2006.
- Chen Yu, Liu Xingqi, He Li, Ye Li, Chen Huifen, Li kai. 2016. Microarea analysis and mechanism of varves from lake Kusai in the Hoh Xil area, northern Tibetan plateau. Acta Geologica Sinica, 90(5):1006~1015(in Chinese with English abstract).
- David J W,Piper A E. Aksu. 1992. Architecture stacked Quaternary deltas correlated with global oxygenisotopiccurve. Geology, 20: 415~418.
- Hu Dongsheng, Zhang Huajing, Li Bingyuan, Weng Jingchun. 2002.

Paleoelimatic oscillation events of the Dryas period: evideneefrom the record of lake records of late sediments in the Interior of the Qinghai — Tibet Plateau. Acta Geologica Sinica, $76(2):272 \sim 278$ (in Chinese with English abstract).

- J Imbrie, J D Hays, DG Martinson, A McIntyre, A C Mix, J J Morley, N G Pisias, W L Prell, N J Shackleton. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronologyof the marine∂¹⁸O record. Milankovitch and climate. Part, 1: 269~305.
- Jouzel J, Lorius C, Petit J R, Genthon C, Barkov N I, Kotlyakov V M, Petrov V M. 1987. Vostok ice core: A continuous isotope temperature record over the last climatic cycle(160, 000 years). Nature, 329(6138): 403~408.
- Linsley B K. 1996. Oxygen-isotope record of sea level and climatic variations in the Sulu Sea over the past 150, 000 years. Nature, 380:234~237.
- Narcisi B, Anselmi B. 1992. Lithostratigraphy of the 250,000 year record of lacustrine sediments from the Vaeldi Castiglone crater, Roma. Quaternary Science Review, 11:353~362.
- Grootes P M, Stuiver M, White J W C, Johnsen S, Jouzel J. 1993. Comparison of Oxygen-isotope records from the Gisp2 and Grip GreenlandIce Cores. Nature, 366(6455):552~554.
- Qin Xiaoguang, Yin Zhiqing, Wang Meihua, Zhao Wuji, Mu Yan, Zhang Lei. 2017. Loess records of the Holocene climate change of Gonghe and Guide basins in the northeastern boundary of the Tibet plateau. Acta Geologica Sinica, 91 (1): 266 ~ 286 (in Chinese with English abstract).
- Shan Fashou, Du Naiqiu, Kong Zhaochen. 1993. Vegetational and environmental changes in the last 350ka in Qinghai lake. Journal of Lake Sciences, 5 (1). 9 \sim 17 (in Chinese with English abstract).
- Wang Jian, Liu Zechun, Jiang Wenging, Dong Lingxiang, Zhu Mingzhe, Gao Feng. 1996. A relationship between susceptibility and grain-size and minerals, and their paleo-environmentals implications. Acta Geographica Sinica, 51(2): $155 \sim 163$ (in Chinese with English abstract).
- Wu Ruijin, 1993. Magneticsusceptibility(X) and frequencydependent susceptibility (X_{fd}) of lakesediments and their paleoclimatic implication —The case of recent sediments of Qinghai Lake and Daihai Lake. Journal of Lake Sciences, $5(2): 128 \sim 135$ (in Chinese with English abstract).
- Wu Zhenhan, Jiangwan, Doug Nelson, Bill Kidd. 2002. Strata and spores association of Dogai coring redbeds of north Tibetan plateau. Geoscience, 16(3): 225 \sim 230(in Chinese with English abstract).
- Xu, Zhaokai, Lim, Dhongil, Choi, Jinyong, Li, Tiegang, Wan, Shiming, Rho, Kyoungchan, Xu, ZK. 2014. Sediment provenance and paleoenvironmental change in the UlleungBasin of the East (Japan) Sea during the last 21 kyr. Journal of Asian Earth Sciences,93:146~157.
- Yang Xiaoqiang, Li Huamei. 1999. The sediment Susceptibility and grain-size profile respond to Change of depositional Environment in Nihewan basin. Acta sedimentologica sinica, 17(supp.): 763 ~768(in Chinese with English abstract).
- Yao Tandong. 2000. Oxygen isotope stratigraphy of the Guliya ice core. Quaternary Sciences, 20(2): 165~170 (in Chinese with English abstract).
- Yi Chaolu, Bi Weili, Yang Haijun. 2019. Genesis types of glacial sediments and sampling procedures for ESR dating. Geological review,65(1):151~167(in Chinese with English abstract).
- Wang Y J, Hai Cheng, Larry Edwards, An Z S, Wu J Y, Shen C C, Dorale J A. 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from HuluCave, China. Science, 294(5550): 2345~2348.
- Yongjin Wang, Hai Cheng, R. Lawrence Edwards, Yaoqi He, Xinggong Kong, Zhisheng An, Jiangying Wu, Megan J. Kelly, Carolyn A. Dykoski, Xiangdong Li. 2005. The holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. Science, 308 (5723): 854~857.

3143

- Zeng Yongyao, He Peifeng, Zhao Tao, Qi Hongmei, Zhao Peizhi, Gao Lei, Wang Jianshe, Zhang Wei. 2018. Magnetic parameters of the late Jurassic Xiali formation, Qiangtang basin: implications for sedimentary environment and salt formation. Acta geologica sinica, 92(3):618~628(in Chinese with English abstract).
- Zheng Mianping, Yuan Heran, Zhao Xitao, Liu Xifang. 2006. The Quaternary Pan-lake (overflow) period and paleoclimate on the Qinghai— Tibet plateau. Acta Geologica Sinica, 80(2):169~ 180(in Chinese with English abstract).
- Zhongpeng Han, Ming Xu, Yalin Li, Yushuai Wei, Chengshan Wang. 2014. Paleocene-Eocene potential source rocks in the Avengco Basin, Tibet: Organic geochemical characteristics and their implication for the paleoenvironment. Journal of Asian Earth Sciences, 93:60~73.

参考文献

- 陈钰,刘兴起,何利,叶莉,陈惠芬,李凯.2016. 青藏高原北部可可西 里库赛湖年纹层微区分析及形成机理. 地质学报,90(5):1006 ~1015.
- 胡东生,张华京,李炳元,温景春.2002. 青藏高原腹地湖泊沉积纪录的"仙女木期"古气候颤动事件. 地质学报,76(2):272~278.
- 山发寿.1993.青海湖盆地35万年来的植被演化及环境变迁.湖泊科

学,5(1):9~16.

- 秦小光,殷志强,汪美华,赵无忌,穆燕,张磊.2017. 青藏高原东北缘 共和一贵德盆地全新世气候变化. 地质学报,91 (1) 266~286.
- 王建,刘泽纯,姜文英,等.1996.磁化率与粒度、矿物的关系及其古 环境意义.地理学报,51(2):155~163.
- 吴瑞金.1993. 湖泊沉积物的磁化率、频率磁化率及其古气候意 义——以青海湖、岱海近代沉积为例. 湖泊科学,5(2):128 ~135.
- 吴珍汉,江万,Doug Nelson. 2002. 藏北多格错仁红层及孢粉组合特征.现代地质,16(3):225~230.
- 杨晓强,李华梅.1999. 泥河湾盆地沉积物磁化率及粒度参数对沉积 环境的响应. 沉积学报,17(supp.):763~768.
- 姚檀栋.2000.古里雅冰芯氧同位素地层学.第四纪研究,20(2):165 ~170.
- 易朝路,毕伟力,杨海军.2019.冰川沉积类型识别与 ESR 测年样品 采样规范.地质论评,65(1):151~167.
- 曾永耀,何沛锋,赵涛,祁红梅,赵培植,高磊,王建设,张伟.2018. 羌 塘盆地晚侏罗世夏里组磁学参数指示的沉积环境及其成盐意 义.地质学报,92(3):618~628.
- 郑绵平,袁鹤然,赵希涛,刘喜方.2006.青藏高原第四纪泛湖期与古 气候.地质学报,80(2):169~180.

Environmental evolution recorded in a saline lake on the northern Qiangtang Plateau in Tibet since Late Middle Pleistocene

LI Jinsuo^{*1)}, LIU Xifang¹⁾, NIU Xinsheng¹⁾, SHANG Bin^{1,2)}, LI Guochen³⁾

1) Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing, 100037;

2) School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences (Beijin), Beijing, 100037;
3) China Coal Geological Engineering Corporation, Beijing, 100073

* Corresponding author: yhzx2007@163.com

Abstract

Investigation of environmental change indicators, and sedimentological, mineralogical and magnetic susceptibility studies on a 3101 cm high profile on the Dogai Coring salt lake shore, northern Tibet plateau, reveal six episodes of major climate change. These are (i) a general trend of cold and dry climate between 233.3 \sim 223.5 ka BP including two episodes of warmer climate followed by gradual climate cooling; (ii) a sharp increase in temperature between 223.5 \sim 213.6 ka BP; (iii) an overall colder climate between 213.6 \sim 170 ka BP that was interrupted by two warm and wet events; (iv) between 117.1 ka B. P. \sim 75.6 ka B. P. the climate trended towards decreasing temperatures; and (vi) a hot and humid climate between 75.6 \sim 56.7 ka BP. Evidence of past climate variability and its periodicity has been preserved in polar ice cores and the deep sea oxygen isotope records. However, there is a contrast between the mid-Pleistocene palaeoclimate changes recorded in the Dongai Coring salt lake and the CH0310 borehole from the Qarhan saline lake in Qaidam basin and the QH-86 borehole on the south bank of Qinghai Lake. find that it is comparable with Qaidam basin salt lake and Qinghai lake on ancient climate change regularity.

Key words: Dogai Coring saline lake; sedimentary characteristics; climatic variability; grain size; frequency magnetic susceptibility; polar ice cores