

暗色调为主.地层中多发育层理、不规则泥碳斑,粘土质粉砂与粉砂质粘土薄层构成的纹层结构.

2.4 下更新统

由 58 层岩性层构成,孔深 99.20~287.70 m,厚 188.50 m.此段主要为湖、湖沼、河沼相沉积,岩性以绿灰、灰绿、灰褐色为主色调的粘土质粉砂、纹层状粉砂质粘土、含泥质粉砂薄层、粉砂、细砂、中粗砂、粗砂、含砾中粗砂,其间伴有黄灰、蓝灰、褐灰等色.

2.5 上新统

由 69 层岩性层构成,孔深 287.7~500.8 m,厚 213.1 m.此段为湖沼相、河沼相、河湖相、入湖三角洲相沉积,岩性主要为灰色、暗绿色、灰褐黄色、褐黄色粉砂质粘土与粘土质粉砂,厚层粉砂、细砂,含石膏残晶体、夹石膏残晶体薄层,局部反粒序沉积层为沉积主体.厚层粉砂质粘土与粘土质粉砂呈团块状,夹层中发育具水平状、纹层状层理的粉砂质粘土,砂层中层理欠发育.

3 第四纪地层研究

3.1 古地磁、光释光年代界定

古地磁测定 古地磁样采集 517 个,由天津地质矿产研究对磁化率与磁倾角进行测定,磁性地层依据《中国地层指南》进行划分^[3].极性时分布:0~99.2 m 段为布容正极性时,底界时限 0.78 Ma(其中 0~19.9 m 底界时限 0.128 Ma,上更新统);99.2~287.7 m 段为松山反极性时,底界时限 2.6 Ma,下更新统;287.7~368.2 m 段为高斯正极性时,时限 2.6~3.6 Ma;368.2~500.8 m 段为吉尔伯特反极性时,时限 3.6~5.0Ma(图 2).磁化率与深海氧同位素对布容正极性时段年龄划分,根据我国实情及刘东生先生建议为依据,K3 孔中更新世以来地层引用 MIS 参照系统进行对比划分^[4].综合磁化率与氧同位素 1 Ma 周期年代 ODP806 站标尺及环境气候对该区进行了划分(表 1).

光释光(OSL)年龄测试 经中国地质科学院地下科学与工程重点开放实验室赵华博士测试,光释光测年数据如下:孔深 1.2 m 样品,年龄(25.4±2.1) Ka;孔深 3.3 m 样品,年龄(42.2±3.4) Ka;孔深 4.1 m 样品,年龄(45.1±3.6) Ka.鉴于 0~1.05 m 处古地磁年龄为

0.025~0.028 Ma 莫诺湖(Mono laKe)反极性亚时;1~5 m 处磁化率峰值,与对应氧同位素 1 Ma 周期年代 ODP 806 站标尺为峰值 3 前段曲线比较,年龄应在 2.0~5.0 Ka 时间段内.

3.2 介形虫与孢粉地层

全孔在每个沉积韵律层采集适合于孢粉、微体古生物鉴定的岩性样品 148 个.

介形虫组合 K3 孔介形类从底部 500 m 到地表划分为 5 个化石组合(图 2).地表—50 m 处为 *Cyprideis-Ilyocypris-Leucocyther-Candona* 组合,伴生有有孔虫,表明中、晚更新世期有较大气候和环境的波动;98~125 m 处为:*Cyprideis-Candoniella* 组合;210~246 m 处为:*Cyprideis -Ilyocypris* 组合,表明早更新世期间,为半咸水湖沼-河沼相沉积环境;280~375 m 处为 *Candoniella-Ilyocypris-Cyprideis* 组合;415~500 m 处为:*Ilyocypris-Candoniella -Leucocythere* 组合,表明上新世期间为湖泊-沼泽相、半咸水湖沼相沉积环境.

第四系孢粉组合划分 全新统、上更新统孢粉带,0.2~20.1 m 带孢粉不丰富,孢粉组合以旱生草木植物花粉为主,气候温干,有次级变化(图 2).中更新统孢粉带,20.1~106.7 m 孢粉丰富,旱生草木植物花粉达全剖面最高值,木本植物花粉相反,表明气候可能暖干.下更新统孢粉为 2 个带,深度分别为 106.7~211.0 m、211.0~300.0 m.106.7~211.0 m 孢粉较少,木本植物花粉含量显著增高,达剖面最高值(30%左右),旱生草本植物花粉减少,为剖面最低值.211.0~300.0 m 孢粉较丰富,旱生草本植物花粉含量增高,木本植物花粉及水生草本植物花粉含量减少,其花粉成分与前带相近,气候属半干旱气候,偶见少量云杉及水生草本植物,反映局部时段气候可能转冷、转湿.

新近系孢粉带 上新统有 2 个孢粉带,深度分别为 300.0~377.7 m、377.7~500.8 m.前带孢粉尚丰富,旱生草本植物花粉含量高于木本植物花粉,但波动幅度大,主要成分为有松.后带孢粉丰富,波动幅度大.旱生草本植物花粉含量较前带明显增高,木本植物花粉减少.300.0~377.7 m 气候可能为温暖半干旱环境,在中早期有明显的增温过程.377.7~500.8 m 孢粉带 VI 时期气候总特征可能属温-暖、干旱-半干旱,其间环境有过几次剧烈波动.

表 1 中更新统以来 ODP806 站氧同位素周期与磁化率周期对比

Table 1 The contrast of oxygen isotope cycle to magnetic susceptibility cycle since Middle Pleistocene on station ODP806								
氧同位素周期	3	5	7	9	11	13	15	17
磁化率周期深度/m	7.2~8.5	14~17.5	26.3~26.8	39~47.6	60~66	72.4~75.3	80.6~83.1	86.9~87.8
K3 孔样品号	18.0~20.0	30~35.0	45.0~46.0	52~57.0	71~76	83.0~86.0	90.0~93.0	100.0~101.0
								109~114.0

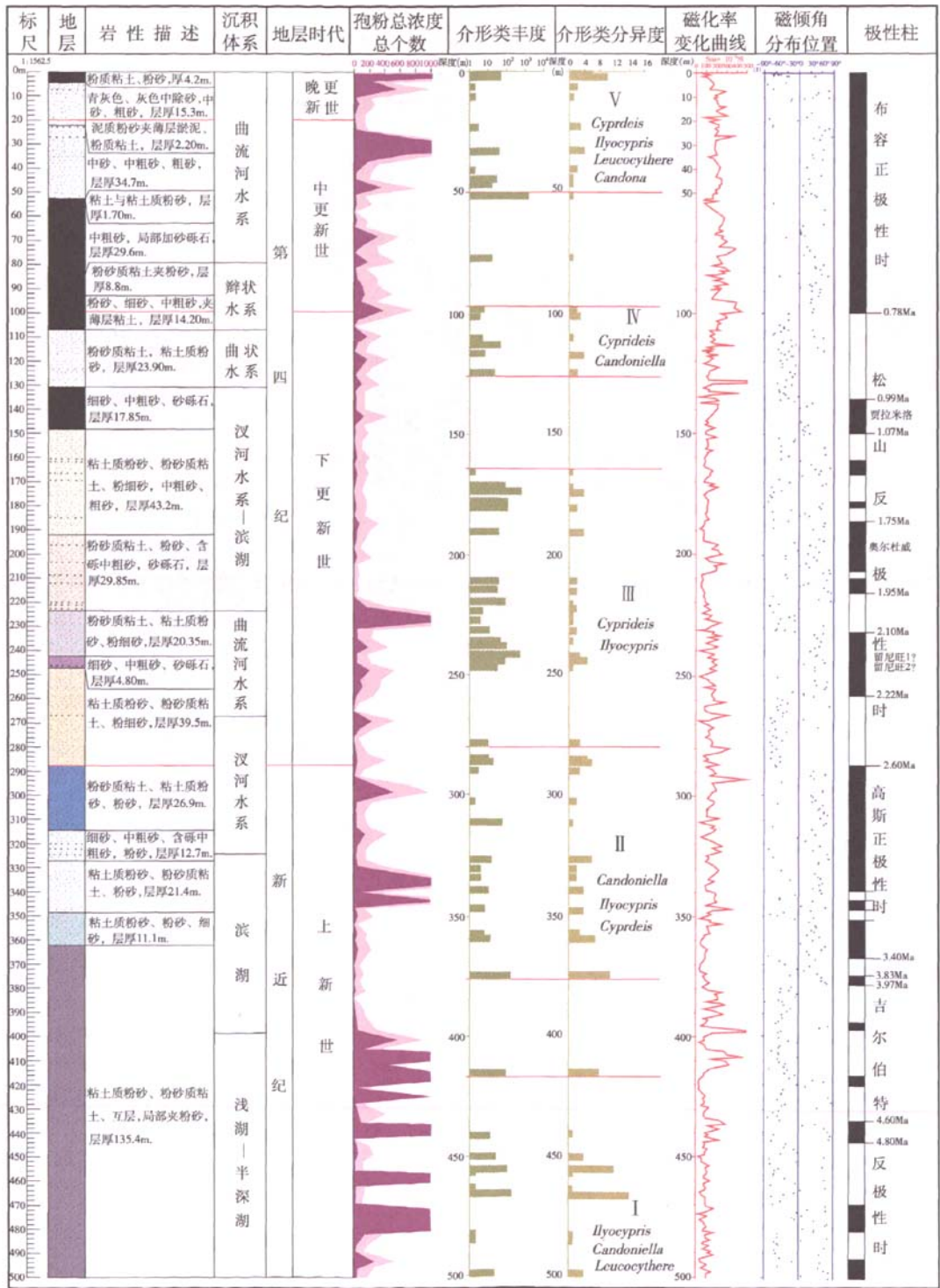


图2 新疆准噶尔盆地艾比湖流域 K3 孔第四系研究综合成果图
Fig.2 Quaternary research syntheticalmap of hole K3 For drainage area of Lake Aibi in Jungar basin of xinjiang

4 艾比湖 K3 孔沉积环境演化

4.1 K3 孔构造部位及其沉积特征

K3 孔大地构造部位为天山褶皱系与准噶尔褶皱系复合部位。喜马拉雅构造期在强烈周边山地抬升与湖区下陷的 2 个构造地区间,近山区为磨拉石沉积,远离山区为非稳定型杂色复陆屑式沉积^[1]。该孔属细粒型杂色陆屑沉积,即冲积扇-河湖相沉积体系。

4.2 沉积特点

从 K3 孔岩性和沉积相分析,区内具非稳定型杂色复陆屑式沉积特征。

岩石组合 该孔以粘土质粉砂、粉砂质粘土、粉细砂组成,以细粒级为主,主要成分为长石、石英、杂色、暗色粘土。由于这些物质远离物源区,岩石碎屑经历较长搬运和长时间物理化学风化,沉积物表现为成分单一、颗粒偏细等特征。

地层颜色特征 该地层颜色为杂色(图 2),主要为灰绿、暗绿、褐灰、灰紫、灰黑等暗色调段和黄绿、黄褐、褐黄、黄色调的亮色调段。反映属不同沉积环境的产物,其颜色变化反映杂色复陆屑沉积特征。

沉积相组合与沉积韵律旋回特征 从岩性、岩相组合、沉积构造、齿间倾向等指标分析,该孔下部为湖相(浅湖-深湖相),中间为滨湖-入湖三角洲和三角洲平原相,上部为近岸滨湖相,顶部为三角洲平原相。总体顺序以湖、三角洲、河流相为主。在 76 m、143 m、229 m、357 m 等处存在边坡滑塌且不完整浊流相沉积。从沉积体系演变曲线分析,即为内陆河、湖、三角洲相(含亚相)多韵律相旋回,显示出次稳定杂色复陆屑沉积特征。

沉积相与沉积体系 沉积相和沉积体系演变曲线显示,沉积体系(沉积相)的变化多受控于气候变化。对于杂色复陆屑建造而言,砂、泥岩组合及变化受到断陷后活动带升降运动控制。钻孔位于艾比湖断陷盆地,其沉积作用、速率受到周边山区升、降影响及控制。因此,K3 孔沉积系列演变受控于构造运动与气候变化影响。

4.3 沉积环境的气候效应

由钻孔揭示的沉积相、沉积体系、气候环境等资料,恢复了孔区近 5.3 Ma 以来的环境演变及机制^[5]。

上新世早期 孢粉显示气候为 2 个周期。早期约 5.30 Ma 前,孔深 501~475 m,为温暖偏干气候。沉积物以暗色调细颗粒为主,属半深湖沉积环境,当气候略有冷湿变化时,沉积物显示为缓流水体环境具砂波状层理的粉细砂层。该段 481 m 处孢粉成果分析为气候

温凉干旱时期,湖盆受构造下沉控制。该期正处于喜马拉雅运动第二幕期间,即哈密运动^[1]。晚期约 5.30~4.65 Ma,孔深 475~432 m,气候属偏干气候。此段沉积物显示由半深湖变为浅湖沉积,受湖流扰动出现缓水流型侧向加积、入湖河流间滩沉积。

上新世中期 约 4.65~2.90 Ma,孔深 432~317.5 m,孢粉显示气候为冷湿-温干气候交替期的 3 个周期。早期(深度 432~420 m)约 465~451 Ma,为冷湿气候环境,该段为浅湖稳定期沉积环境,以静水加积为主;中期(深 420~379 m)约 451~393 Ma,为暖干-温干气候,该段处于浅湖环境演变为滨湖环境,沉积物反映属入湖三角洲沉积环境;晚期(深 379~317.5 m)约 393~292 Ma,为偏湿、凉且具波动的半干旱-干旱气候。该期为滨湖环境中的湖盆相对稳定沉积。总之,沉积环境表现为湖滩-陆上三角洲-水下三角洲环境演变,湖盆变化完全受控于气候环境变化。

上新世末期 约 2.95~2.60 Ma,孔深 317.5~285 m,孢粉谱显示为温偏暖、偏湿气候。该段沉积物颜色为暗色调,属半氧化-半还原环境,沉积环境为滨湖三角洲沉积体系。301~297.5 m 处孢粉谱显示气候由干旱向湿润方面变化,地层存在 297.5 m 处不整合面。因此,301~297.5 m 处存在构造活动产生的湖盆沉积相变化。

早更新世初期 约 2.60~2.30 Ma,孔深 285~265 m,孢粉显示为温凉、偏湿气候环境。270.6 m 处样品中含少量水龙骨,277~272.6 m 含半卷螺碎片及藻类化石。孢粉与生物化石分布表明,当时陆地上分布着众多水体。该段沉积物以暗色组份为主,且发育 4 段河流相二元结构沉积层。沉积构造显示有较强-强水流作用形成的交错、斜层理,含有粘土团粒、条带及植物碎屑,区域上属侵蚀基准面下降时期。岩心状态显示 301~267 m 间沉积产生了跳相、夹有泥团、泥砾及间断面的 4 次水下三角洲相物质。因此,2.20~2.25 Ma 间艾比湖区多次受喀什运动影响,逐渐脱离湖体形成三角洲平原沉积体系。

早更新世早期 约 2.25~1.86 Ma,孔深 265~197 m,孢粉显示为温偏干-温干气候环境。此段沉积物颜色以半亮色调为主。具半氧化与半还原表生地球化学特征。沉积物分为 3 段:下段 265~250 m,属泛洪盆地沉积物快速堆积;中段 250~213 m,属河流相与漫滩相间沉积;上段 213~197 m,沉积物相对变粗,以细、粉砂为主。

早更新世中期 约 1.86~1.07 Ma,孔深 197~150 m,孢粉显示为温干间湿气候。该段 197~170 m 气候略冷湿,沉积环境为泛洪盆地-高湾河系边滩。170~150 m

气候偏暖干,沉积环境为水流较急的辫状水系。

早更新世晚期 约 1.07~0.948 Ma,孔深 150~130 m,孢粉显示为温干气候环境。本段环境为湖盆收缩,水体下降,河流侵蚀力加大,沉积物变粗。132.5~131.5 m 处为该段最干早期,依其沉积构造分析,属河流心滩相。据新疆构造运动资料,早更新世末期为西域运动(盐水沟运动),由于北疆反应很弱,湖区多出现半静水环境中泛洪盆地相的混杂堆积,可能为西域运动的微弱表现。

早更新世末期 约 0.948~0.78 Ma,孔深 130~102 m,孢粉显示属温、干气候环境。此段处于高湾河河道-牛轭湖体系,沉积体系受控于气候环境变化。沉积物颜色以半亮色调为主,沉积相类型为河流相、河流天然堤相、河流决口扇相、泛洪盆地相。

中更新世早期 约 0.78~0.55 Ma,孔深 102~72 m,孢粉显示为温干气候环境。此段为内陆干旱扇中下缘-低湾河水系。沉积物颜色以亮色调为主,沉积作用受气候控制。

中更新世中期 约 0.55~0.37 Ma,孔深 72~48 m。孢粉显示总体以温干气候环境为主,夹有暂短的潮湿气候波动。以河床相、漫滩相为主沉积环境间,经历一次潮湿气候形成的泛洪盆地半还原环境沉积。

中更新世中晚期 约 0.37~0.27 Ma,孔深 48~35 m,孢粉显示总体为温、偏湿气候环境。此段,沉积构造单一,地层具河流相的下粗上细二元结构特征,沉积环境属曲状河水系中高湾河流边滩、天然堤、决口扇相。

中更新世晚期 约 0.27~0.13 Ma,孔深 35~18 m,孢粉显示为温干气候环境。沉积物颜色以半亮色调为主,沉积环境属曲状河水系中强水流侧向加积。

晚更新世早期 约 0.13~0.04 Ma,孔深 18~9 m,孢粉显示为温干气候环境。此段沉积物颜色以灰色为主,沉积环境属曲状河水系中强水流河床底滞与漫滩组成的高湾河沉积。

晚更新世晚期 约 0.04~0.02 Ma,孔深 9~0 m,孢粉显示气候为干、湿交替环境。此段沉积物下部为河床相,中段为河漫滩相,上部为泛洪盆地相。沉积序列与气候波动的干、湿交替相一致。干燥期沉积河床相粗碎屑堆积物,潮湿期沉积漫滩相、泛洪盆地相堆积物^[1]。

综合孢粉资料分析,K3孔自下而上分别经历了5个气候演变过程:①温暖荒漠灌丛、草原;②温暖半干旱灌丛、草原;③冷干间湿荒漠草原;④暖干荒漠;⑤温干荒漠草原。

5 地区沉积环境演变

综合 K3 孔 15 个层段的沉积与气候效应资料分析,艾比湖地区沉积环境与气候演变相关,只在 481.0 m、301~297.5 m、285~265 m、132.5~131 m,4 个层段受新疆境内哈密运动、喀什运动、西域运动影响,沉积体系、沉积相发生变化^[2,6]。

由 K3 孔岩性岩相分析,自上新世以来有 3 大沉积体系,其改变均受构造运动影响。第一次沉积体系变动发生于 350 Ma 喜马拉雅运动第二幕——哈密运动,将 K3 孔地区沉积相由半深湖、浅湖环境改变为滨湖-水下三角洲沉积体系;第二次沉积体系变动发生于上新世末期—早更新世初期的喜马拉雅运动第三幕——喀什运动,使该地区沉积相从滨湖-水下三角洲沉积体系变为盆地边缘-冲积扇沉积体系;第三次沉积体系变动,发生于西域运动(盐水沟运动),北疆反应弱,将该盆地边缘-冲积扇沉积体系变为曲状河水系^[1]。3 个沉积体系内沉积相、亚相的变化,由气候冷暖、干湿更迭、强弱所控制。在湖相沉积体系的气候暖湿期间,地表水体丰富,湖盆扩张,区域基准面相对抬升,河流冲刷力减弱,为深湖、半深湖相细粒物质沉积。气候暖干期间,地表水体减少、区域基准面相对下降、湖盆收缩,河流冲刷力增大,为浅湖、滨湖、盐湖相逐渐增粗的细粒物质沉积。在滨湖三角洲沉积体系中,气候温暖潮湿期间,区域水体增多、侵蚀基准面相对上升,河流坡度降低,沉积物为细粒沉积的高湾河型,河间沉积为漫滩相、泛洪盆地相。气候温暖干旱期间,区域水体减少、侵蚀基准面相对下降,河流坡降增大,沉积物为粗粒沉积的低湾河型,产生河道底滞、砂坝-天然堤、决口扇等亚相。

综上所述,区内沉积环境演变受新构造运动和气候变化两大因素控制。

6 结语

经对艾比湖区 K3 孔岩石地层学、磁性地层学、微体古生物地层、孢粉气候地层和年代地层学等测试研究,艾比湖流域第四系及沉积环境演变如下。

6.1 第四系

上更新统 孔深 0~19.90 m,厚 19.90 m,地层年代为 0.02~0.128 Ma^[7]。此段为河流相的细砂、中砂、中粗砂、含砾中粗砂、粗砂沉积。

中更新统 孔深 19.90~99.20 m,厚 79.3 m,99.20 m,为古地磁 B/M 界限,地层年代为 0.128~

0.78 Ma.此段岩性为河流相、入湖三角洲、河湖相沉积的含砾粗砂、含砾中粗砂、粗砂、中粗砂、细砂、粉砂、粘土质粉砂、纹层状粉砂质粘土、含泥质粉砂薄层。

下更新统 孔深 99.20~287.60 m,厚 188.40 m. 287.7 m 处为古地磁 M/G 界限,地层年代为 0.78~2.6 Ma,此段岩性为湖、湖沼、河沼相沉积,岩性为粘土质粉砂、纹层状粉砂质粘土、含泥质粉砂薄层、粉砂、细砂、中粗砂、粗砂、含砾中粗砂、含砾粗砂等。

6.2 新近系上新统

孔深 287.7~500.8 m,厚 213.1 m.此段为滨湖相水下三角洲(反粒序沉积层为沉积主体)、浅湖相、半深湖相沉积的厚层、中厚层状粉砂质粘土与粘土质粉砂。上新统上部古地磁年龄划分为深 287.7~368.2 m,地层年代为 2.6~3.6 Ma.上新统下部古地磁年龄划分为深 368.2~500.8 m,地层年代为 3.6~5.30 Ma.

6.3 沉积环境演变

艾比湖地区自新近纪上新世(5.30 Ma)以来受新

疆境内哈密运动、喀什运动、西域运动与区内气候变化影响,湖区由新近系上新统的半深湖、浅湖相环境演变为滨湖-水下三角洲相沉积体。上新世末期一早更新世初期又由滨湖-水下三角洲沉积体系演变为盆地边缘-冲积扇相沉积。早更新世晚期在西域运动影响下,由盆地边缘-冲积扇相演变为河流相沉积。气候由 5.3 Ma 年的暖湿变为暖干,再由暖干变为暖湿,又由暖湿变为温干与暖干旱的气候。

参 考 文 献

- [1] 中国科学院兰州地质所.准噶尔盆地构造特征及形成演化[M].1985.
- [2] 文启忠,郑洪汉.新疆地区晚更新世以来的气候环境变迁[J].科学通报,1988,(10):53-56.
- [3] 全国地层委员会.中国地层指南及中国地层指南说明书(修订版)[M].北京:地质出版社,2001.
- [4] 刘东生,施雅风,王汝建,等.以气候变化为标志的中国第四纪地层对比表[J].第四纪研究,2000,20(2):108-128.
- [5] 李吉均,方小敏,潘保田,等.新生代晚期青藏高原强烈隆起及其对周边环境的影响[J].第四纪研究,2001,21(5):381-391.
- [6] 阎顺.艾比湖及周边地区环境演变与对策[J].干旱区资源与环境,1996,12(1):24-30.
- [7] 刘嘉麒,王文远.第四纪定年与地质年表[J].第四纪研究,1997,17(3):193-200.

QUATERNARY RESEARCH AND SEDIMENTARY ENVIRONMENTAL EVOLVEMENT IN LAKE AIBI AREA OF XINJIANG

LIU-Bin^{1,2},CHEN-Xu-guang³,ZHANG Jin-qi⁴

(1.China university of geosciences,Beijing,100083,China;2.Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources Exploration and Development,Urumuqi,Xinjiang,830000,China;3.Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources Exploration and Development,the second hydrogeological Team,Changji,Xinjiang,831100,China;4.Institute of geology and mineral resources of Tianjin,Tianjin,300170,China)

Abstract:Lake Aibi is a representative lake of Quaternary paleo-geographical evolvement of Jungar basin.According to the results of paleo-geomagnetism, sporopollen, micropaleo-organism and OSL in hole K3, the article discusses the division of systems since Upper Pliocene, elaborates paleo-geographical environmental evolvement of the area and explains that sedimentary environmental evolvement of Lake Aibi is controlled and developed by new tectonic movement and paleo-climate change in Lake Aibi area of Xinjiang.

Key words:Quaternary research;Sedimentary environment;Paleo-geographical evolvement;Lake Aibi