

## 新疆孔雀河北岸 72—51 ka BP 湖相沉积物中粘土矿物特征\*

白友良, 吴润江, 闫长红, 王华伟, 田 坤

(西北核技术研究所, 西安 710024)

**摘 要:** 对新疆孔雀河北岸 LX02 剖面湖相沉积物开展光释光和粘土矿物样品 X 射线衍射分析, 根据样品中的粘土矿物成分及质量分数对本区古气候演化进行了探讨。结果显示, 该剖面湖相沉积自 72 ka BP 延续到 51 ka BP。这期间, 研究区粘土矿物以伊利石占绝对优势 (56%~64%, 平均为 61%), 其它粘土矿物有绿泥石 (18%~26%, 平均为 22%)、高岭石 (7%~12%, 平均为 8%) 和伊/蒙混层 (5%~15%, 平均为 9%), 这与塔里木盆地粘土矿物组成颇为一致。具体来说, 72.4—66.8 ka BP, 伊利石和绿泥石含量之和较高, 同时绿泥石含量较高, 对于高岭石而言, 除了一个样品外, 其它样品的平均值较低, 伊/蒙混层含量较低, 指示该时段为冷干气候环境; 66.8—56.1 ka BP, 伊利石和绿泥石含量之和最低, 同时绿泥石含量亦最低, 高岭石、伊/蒙混层含量较高, 指示该时段为暖湿气候环境; 56.1—51.0 ka BP, 伊利石和绿泥石含量之和增大, 同时绿泥石含量亦增大, 高岭石、伊/蒙混层含量较低, 指示该时段为较冷干气候环境。这与孢粉植物群、地球化学元素含量及其主成分 F1 和粒度、色度及碳酸盐主成分 F1' 所反映的古气候特征及其变化一致, 亦与柴达木盆地东部介形类丰度特征研究、柴达木盆地东部古湖泊高湖面光释光年代学研究、北京平原区有机碳同位素研究等结果吻合较好。研究表明塔里木盆地东部晚更新世气候仍以暖湿—冷干气候变化模式为主。

**关键词:** 晚更新世; 粘土矿物; 冷干—暖湿气候; 孔雀河; 新疆东部; 湖相沉积物

## Characteristics of the clay mineralogy from the 72 – 51 ka BP lake sediments in the northern margin of the Peacock River, Xinjiang

BAI Youliang, WU Runjiang, YAN Changhong, WANG Huawei & TIAN Kun

(Northwest Institute of Nuclear Technology, Xi'an 710024, P.R. China)

**Abstract:** In this study, a 5.4-m-thick section of lake sediment was discovered from a LX02 profile in the northern margin of the Peacock River in Northwestern China. It is located at Tarim town (89°55'E, 40°40'N), Yuli County, eastern Xinjiang Province. From the upper to bottom, six ages of the Optically Stimulated Luminescence (OSL) samples were achieved, dated in 53.1±4.4 ka BP at 0.18 m, 56.1±3.2 ka BP at 1.19 m, 57.9±3.3 ka BP at 2.21 m, 60.5±4.0 ka BP at 3.10 m, 67.0±6.0 ka BP at 3.71 m, and 71.0±3.6 ka BP at 4.69 m, respectively. These suggest that this section spans Late-Pleistocene interval during 72 – 51 ka BP and establishes a reliable chronological framework for the LX02 section. Meanwhile, 18 clay mineral samples collected from the section were examined by the XRD. On the whole, illite is the dominant clay minerals, ranging from 56% to 64% in abundance with an average of 61%. Chlorite is the less dominant, fluctuating between 18% and 26% in abundance and averaging to 22%. Kaolinite ranged from 7% to 12% in content and had a mean of 8%. A mixed-layer illite-smectite ranged from 5% to 15% in content and had a mean of 9%. The presence of these clay minerals and their content variations were well consistent with those from the Tarim region. Specifically, the section is divided into three stages: in zones I (72.4 – 66.8 ka BP) the sum of illite and chlorite, chlorite was high in abundance while the Kaolinite and mixed-layer illite-smectite was usually low. In zones II (66.8 – 56.1 ka BP) the sum of illite and chlorite, chlorite was low in abundance while the Kaolinite and mixed-layer illite-smectite was usually high. In zones III (56.1 – 51.0 ka BP), the sum of illite and chlorite, chlorite was less high in abundance while the Kaolinite and mixed-layer illite-smectite was usually less low. These suggest that climate in the study area varied generally between dry-cold and humid-warm patterns during the Late-Pleistocene period. This mode of climate change in the study area is well correlated with the changes of weathering intensity revealed by pollen, geochemical elements. Principle components F1 and F1' of clay types

\* 2014-12-22 收稿; 2015-04-21 收修改稿。白友良 (1980~), 男, 硕士, 工程师; E-mail: baiyouliang008@126.com.

are consistent well with Ostracoda abundance in the upper of Core Dacan1 located in the southeast Qaidam Basin, and also agreement with the luminescence chronology-based high lake levels of the paleolakes in eastern Qaidam Basin and with changes based on organic carbon isotopic characteristics from Beijing Plain. Nevertheless, the internal forcing mechanism for this mode of climate changes in the study area remains unclear up to now and deserves further investigation.

**Keywords:** Late-Pleistocene; clay mineral; dry-cold and humid-warm climate; Peacock River; eastern Xinjiang; lake sediments

伴随晚新生代印度板块持续推挤亚洲板块和全球显著降温,我国内陆新疆地区因山地强烈隆升和丰富的沉积记录受到广大地质工作者越来越多的关注<sup>[1-4]</sup>.在构造尺度上,新疆地区的古环境重建通常通过磁性地层定年建立年代地层框架<sup>[5-8]</sup>.全新世以来新疆地区的环境研究工作多集中于考古<sup>[9-11]</sup>和水资源调查<sup>[12-15]</sup>.位于新疆东南部的塔里木盆地东部地区,第四纪研究很不平衡.赵振宏等<sup>[16]</sup>、林景星等<sup>[17]</sup>、王永等<sup>[18]</sup>、闫顺等<sup>[19]</sup>、王弭力等<sup>[20]</sup>的研究揭示了该地区第四纪的气候与环境演化,但分辨率较低.罗超<sup>[21]</sup>、贾红娟等<sup>[22]</sup>研究了晚更新世晚期以来的气候与环境演化.相比之下,塔里木盆地东部地区晚更新世早中期的较高分辨率的记录相对较少.这在很大程度上制约了晚更新世早中期全球气候变化在该地区响应的分析研究工作.另一方面,塔里木盆地东部地区第四纪研究主要是通过孢粉、粒度、地球化学、微体化石等环境代用指标完成,作为古气候环境研究有效手段的粘土矿物研究<sup>[23]</sup>鲜有报道.

此外,塔里木盆地东部地区更新世以来的气候演化历史研究还存在明显的分歧.罗超等<sup>[24-27]</sup>通过对罗布泊 CK-2 钻孔湖相沉积物多指标研究显示,新疆东部气候与环境的变化与北半球高纬度紧密关联,呈现冷湿和暖干的气候特征.这样的气候特征在新疆乃至西北其他地区<sup>[28-30]</sup>也有较好的显示.但是,在 7.0—6.0 ka BP 期间,塔里木盆地东部台特玛湖地区出现了相对暖湿的环境特征<sup>[31]</sup>.同样,释光和<sup>14</sup>C 年代学研究显示,罗布泊盐湖北岸和东岸普遍发育的三级湖积台地分别形成于 90~130 ka BP、30 ka BP 左右和 7.0—7.5 ka BP,似乎在时间上对应深海氧同位素第 5 阶段、第 3 阶段及全新世大暖期,进而反映暖期湿度大、湖面高的气候演化模式<sup>[32]</sup>.那么,塔里木盆地东部在更新世到底受冷湿-暖干的气候模式主宰还是受暖湿-冷干的气候模式主宰还不清楚<sup>[33]</sup>.

鉴于此,本文选择新疆东部孔雀河北缘出露较好的 LX02 剖面为目标剖面,自下而上采集 6 个光释光年龄样品以期建立年代框架.同时,采集了相应具代表性的粘土矿物样品,以期通过粘土矿物特征探讨该区的气候环境演化.

## 1 地质地理背景及样品采集

研究区位于塔里木盆地内孔雀河断裂和阿尔金断裂的交汇区域.上述两组断裂走滑作用下形成了洼地<sup>[34]</sup>.洼地夹持于库鲁克塔格断隆和阿尔金断隆之间,西与英吉苏凹陷相依,东与北山断块相接,为典型的封闭内陆干盐湖,面积约  $1.0 \times 10^5 \text{ km}^2$ .受区域大环境制约,洼地具有降水量小、蒸发量高、温差大及风力强等典型的大陆干旱气候特征.区内多大风,以 NE 和 NEE 向为主.常见的地貌形态有沙漠、雅丹和谷地.沙漠以位于洼地东南的库木塔格沙漠为主.洼地北部、东部和西部分布着面积为  $3.0 \times 10^3 \text{ km}^2$  左右的雅丹地貌,主要有孔雀河下游雅丹、白龙堆雅丹、三垅沙附近雅丹以及阿奇克谷地零星分布的雅丹.阿奇克谷地呈 NE-SW 向位于洼地东部.就地貌类型而言,研究区位于洼地西北缘的孔雀河下游的雅丹地貌区,隶属于湖相沉积平原.由于受到后期库鲁克塔格断隆构造的抬升作用,该地区形成数级湖积台地.LX02 剖面位于湖积台地上,海拔约 813 m,其位置如图 1 所示.

LX02 剖面位于新疆尉犁县塔里木乡,其坐标为(40°40'N, 89°55'E'),厚度为 5.4 m.剖面共分为 15 个自然沉积层(图 2),自上而下可划分为 3 个单元:(1) 0~1.28 m,其中 0~0.67 m 为土黄色粉质亚粘土层,0.67~1.28 m 为浅灰绿色粉砂质亚粘土,0.18、1.19 m 处采集光释光年代样;(2) 1.28~4.25 m 为土黄色粉质亚粘土层,夹薄层粉质亚砂土、粉砂土,2.21、3.10 和 3.71 m 处采集光释光年代样;(3) 4.25~5.41 m,其中 4.25~4.68 m 为浅灰色、浅灰绿色砂土层,4.68~5.41 m 为土黄色粉质亚粘土层,夹薄层粉砂土,4.69 m 处采集光释光年代样.

## 2 实验方法

剖面中共获取 6 个光释光年代数据,系中国地震局地震动力学国家重点实验室测试.各年龄数据点的位

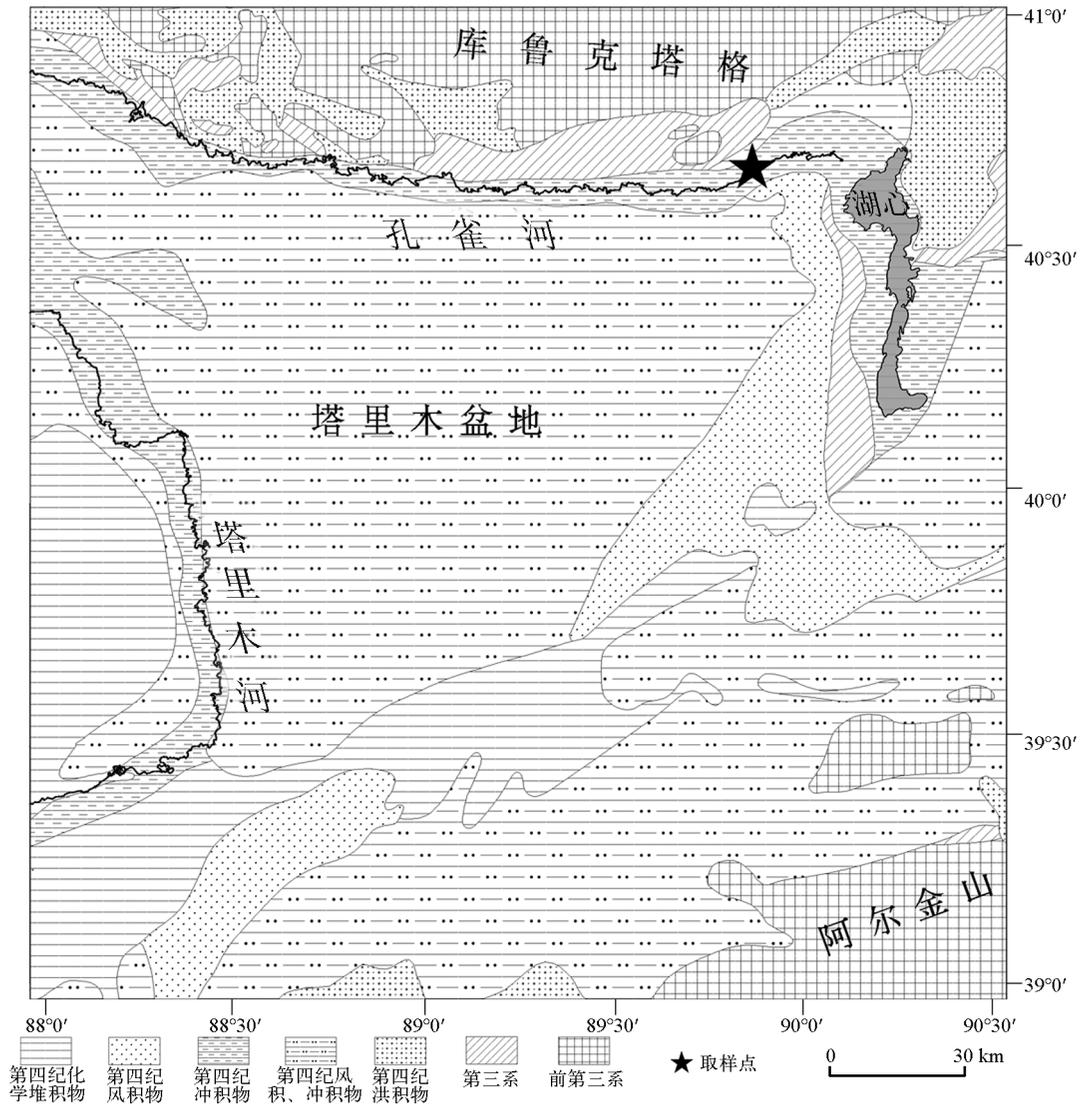


图 1 研究区地貌特征及 LX02 剖面的地理位置

Fig.1 Geomorphology of the study area and location of LX02 profile

置分别为距顶部 0.18、1.19、2.21、3.10、3.71、4.69 m 处(表 1)。经数据处理得出年代与剖面深度的回归方程为  $Y=3.950X+51.007$ , 相关系数  $R^2=0.9087$ , 相关性很好(图 3)。据此, 剖面年龄通过线性内插获得。根据沉积速率推算, 剖面底和顶的年代分别是 72.4 和 51.0 ka BP。

对研究剖面(厚度为 540 cm)自上而下以 6.0~76.0 cm 不等的间距采集 18 块粘土矿物样品, 以期揭示该剖面典型沉积期粘土矿物特征。样品的分析鉴定在中国地震局地质研究所和中石油天然气研究院实验中心完成。每个样品称重 100 g, 实验前加适量双氧水和稀盐酸, 去除有机质和碳酸盐, 并根据 Stoke 沉积原理<sup>[35]</sup>, 从沉积物中提取出  $d<2\ \mu\text{m}$  的粘土矿物, 制成“N 片”、“EG 片”和“T 片”3 种类型, 完成上述制片后上机进行样品的 X 射线衍射分析。测试仪器为日本理学电机公司的 D/MAX2500 衍射仪, 采用 Cu 靶, 仪器工作状态为: 管压、管流分别为 40 kV、100 mA, 扫描速度为  $4^\circ/\text{min}$ , 扫描范围分别为  $2.6^\circ\sim 15^\circ$  (N、T 片) 和  $2.6^\circ\sim 30^\circ$  (EG 片)。

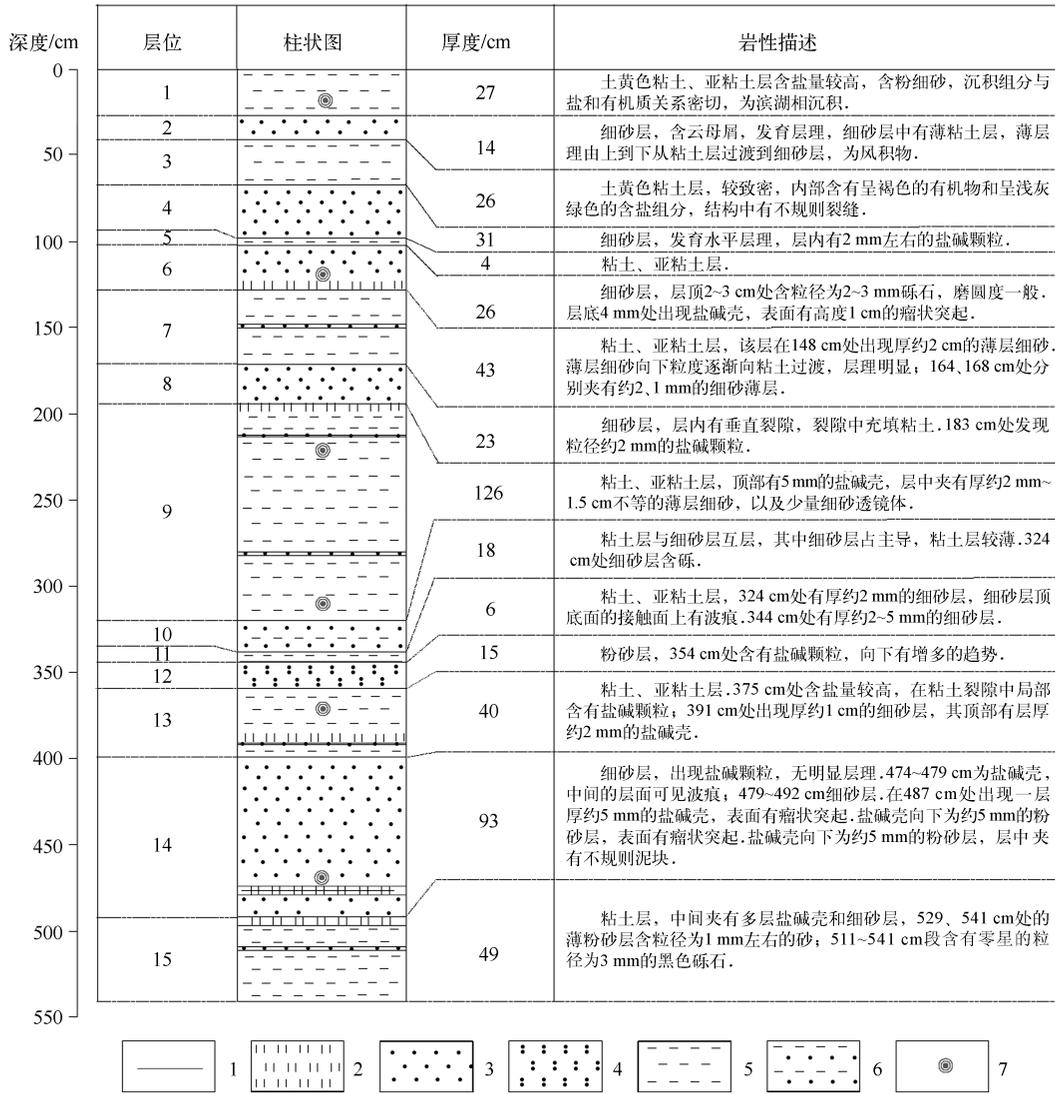


图2 剖面柱状图

(1:波痕;2:化学沉积;3:细砂;4:粉砂;5:粘土、亚粘土;6:细砂粘土互层;7:年代取样点)

Fig.2 Histogram of the profile

### 3 粘土矿物特征

综合相关分析结果显示,研究区 72.4—51.0 ka BP 期间沉积环境比较稳定,为湖相沉积.沉积物中粘土矿物由伊利石(I)、绿泥石(CH)、高岭石(K)和伊/蒙混层(I/S)等组成,占整个剖面样品的 7.9%~41.5%,平均为 29.9%.其中伊利石占绝对优势(56%~64%,平均为 61%),绿泥石次之(18%~26%,平均为 22%),高岭石(7%~12%,为平均 8%)和伊/蒙混层(5%~15%,平均为 9%)含量较少(表 2).根据粘土矿物类型和含量变化特征,得出研究区粘土矿物参数变化的 3 个阶段(图 4).上述 3 个阶段的划分与该剖面沉积物中地球化学元素含量的主成分(F1)和粒度、色度及碳酸盐主成分(F1')所揭示的结果<sup>[36]</sup>一致(图 4).

阶段 I (3 个样品,72.4—66.8 ka BP)粘土矿物以伊利石和绿泥石为主,含有少量的伊/蒙混层和高岭石,不含其它粘土矿物.其中伊利石占绝对优势,含量为 56%~60%,平均为 58%;其次为绿泥石,含量为 23%~

表 1 LX02 剖面地层深度与光释光年龄的关系

Tab.1 Relationship between the depth of LX02 profile and the age of OSL

地层深度/m	光释光年龄/ka BP
0.18	53.1±4.4
1.19	56.1±3.2
2.21	57.9±3.3
3.10	60.5±4.0
3.71	67.0±6.0
4.69	71.0±3.6

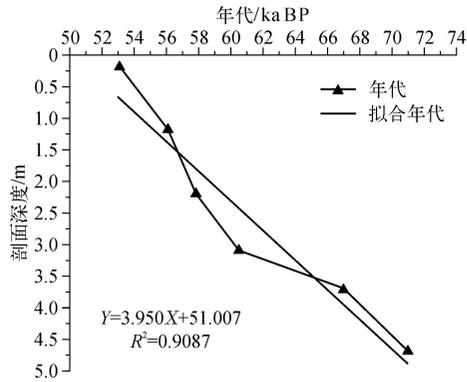


图 3 年龄与剖面深度的关系

Fig.3 The relationship between age and stratigraphic thickness

26%, 平均为 25%; 伊/蒙混层含量为 5%~9%, 平均为 7%; 高岭石含量为 7%~12%, 平均为 9%; 伊利石和绿泥石的含量为 82%~85%, 平均为 83%. 对应于 F1 和 F1' 分别为 -0.57729 和 -0.46852.

表 2 粘土矿物 X 射线衍射分析结果

Tab.2 Clay mineral X-ray diffraction analytical results

样品编号	深度/cm	年代/ ka BP	粘土矿物相对含量/%				
			I/S	I	K	CH	I+CH
X005	26	52.03	5	64	9	22	86
X006	32	52.27	5	63	9	23	86
X010	57	53.26	9	58	8	25	83
X012	81	54.21	10	61	8	21	82
X015	101	55.00	5	65	8	22	87
X017	111	55.39	11	57	8	24	81
X024	148	56.85	12	58	8	22	80
X031	184	58.28	15	59	7	19	78
X039	229	60.05	13	61	8	18	79
X049	280	62.07	10	61	10	19	80
X056	322	63.73	8	63	10	19	82
X060	343	64.56	8	60	9	23	83
X062	353	64.95	10	60	9	21	81
X068	385	66.21	9	63	8	20	83
X072	405	67.00	10	61	8	21	82
X079	481	70.01	5	60	12	23	83
X086	510	71.15	9	56	9	26	82
X090	529	71.90	8	59	7	26	85

阶段II (9 个样品, 66.8—56.1 ka BP) 粘土矿物以伊利石和绿泥石为主, 含有少量的伊/蒙混层和高岭石, 不含其它粘土矿物. 其中伊利石占绝对优势, 含量为 58%~63%, 平均为 61%; 其次为绿泥石, 含量为 18%~23%, 平均为 20%; 伊/蒙混层含量为 8%~15%, 平均为 11%; 高岭石含量为 7%~10%, 平均为 9%; 伊利石和绿泥石的含量为 78%~83%, 平均为 81%. 对应于 F1 和 F1' 分别为 0.42772 和 0.37514.

阶段III (6 个样品, 56.1—51.0 ka BP) 粘土矿物以伊利石和绿泥石为主, 含有少量的伊/蒙混层和高岭石, 不含其它粘土矿物. 其中伊利石占绝对优势, 含量为 57%~64%, 平均为 61%; 其次为绿泥石, 含量为 21%~

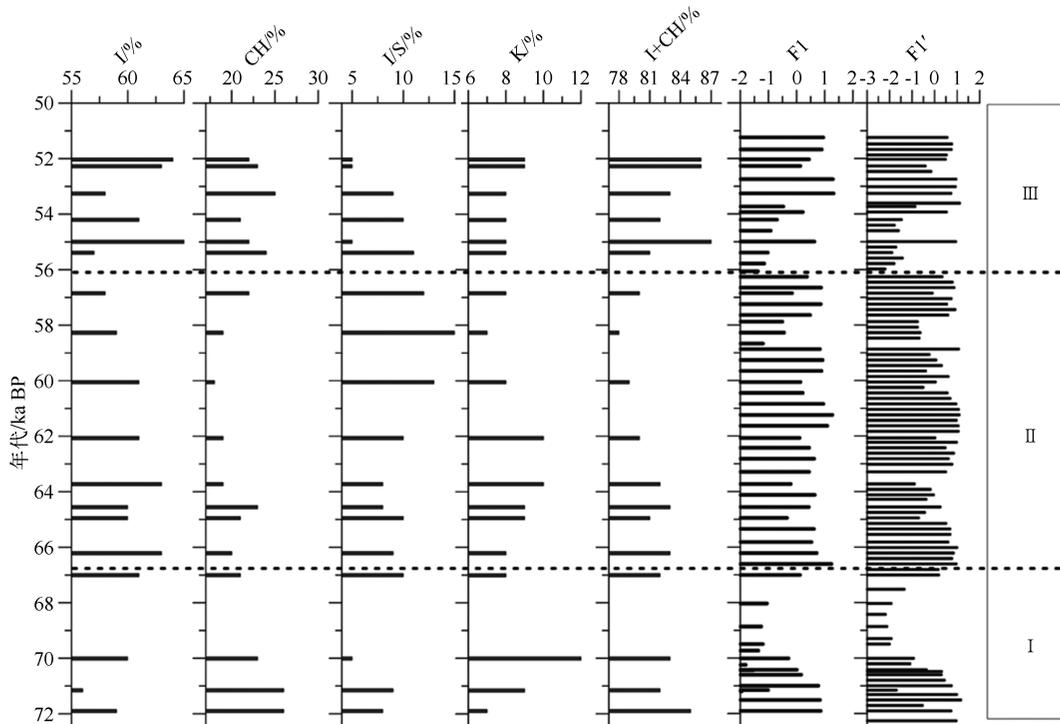


图4 粘土矿物含量、F1 和 F1' 的分布曲线

Fig.4 Distribution curves of clay mineral content, F1 and F1'

25%, 平均为 23%; 伊/蒙混层含量为 5%~11%, 平均为 7%; 高岭石含量为 8%~9%, 平均为 8%; 伊利石和绿泥石的含量为 81%~87%, 平均为 84%. 对应于 F1 和 F1' 分别为 0.02378 和 -0.30747.

#### 4 讨论与结论

粘土矿物的形成及演变记录着丰富的气候变化信息. 一般认为, 气候暖湿利于高岭石的形成<sup>[37]</sup>; 蒙脱石易形成于干湿交替的气候环境, 它的存在是寒冷气候特征的反映; 伊/蒙混层一般形成于中等程度化学风化的地表环境<sup>[38]</sup>, 代表气候逐渐转为潮湿的环境; 伊利石一般形成于干冷的气候条件下, 其晶格混层中  $K^+$  不断淋失, 可向蒙脱石演化, 如果气候湿热, 化学风化彻底, 伊利石进一步分解形成高岭石<sup>[39]</sup>; 绿泥石一般只能在化学风化作用受抑制的地区保存下来<sup>[40]</sup>. 绿泥石和伊利石含量增加一般代表逐渐变干的气候环境<sup>[41]</sup>.

研究区为封闭内陆干湖泊, 其沉积物搬运距离较短, 埋藏较浅, 无明显成岩作用, 可推测粘土矿物组合类型、含量以及伊利石结晶度变化是物源成分受源区及沉积区古气候及气候差异引发的沉积环境变化的结果. 对于正常沉积盆地, 蒙脱石经伊/蒙混层向伊利石完全转化的温度超过 200°C, 塔里木盆地伊利石的形成受控于成岩作用者较少; 在富含钾离子的盐湖环境中不仅易于形成伊利石, 而且易于长期保存伊利石. 塔里木盆地的环境和水介质条件为伊利石的形成创造了条件<sup>[42]</sup>. 此外, 如果粘土矿物组分中伊利石、高岭石和绿泥石共存, 表明该沉积物无显著的埋藏; 伊利石结晶度在地层中未出现从下往上的结晶度变小的趋势, 亦说明沉积物未受到埋藏作用影响. 因此, LX02 剖面沉积物粘土矿物特征可以反映研究区的古气候环境.

阶段 I: 72.4—66.8 ka BP, 沉积物中伊利石和绿泥石含量之和以及绿泥石含量较高, 高岭石平均值较低 (一个样品除外), 伊/蒙混层含量较低, 指示该时段为冷干气候环境. 该阶段沉积物针叶树花粉最高, 阔叶树花粉含量最低,  $Fe/Mn$ 、 $Rb/Sr$ 、 $(Fe+Al+Mn)/(K+Ca+Mg)$ 、CIA 较低, 亦指示该时段为冷干气候环境<sup>[36]</sup>. 倪志云等<sup>[43]</sup>通过北京平原区有机碳同位素研究认为 76—67 ka BP 为较干冷的气候, 且间冰期到冰期是突变的过渡形式, 属于气候的转型期, 这一过程也是突然的降温事件. 景民昌等<sup>[44]</sup>通过对柴达木盆地东部参 1 井中

两种主要介形类 (*Ilyocypris inermis* 和 *Cyprideistorosa*) 的丰度特征研究,认为末次冰期早冰阶早期,即 75~69 ka,介形类丰度很低,指示气候寒冷,不适宜生物发育.这与粘土矿物指示的气候相吻合.

阶段 II:66.8—56.1 ka BP,沉积物中伊利石和绿泥石含量之和剖面最低,同时绿泥石含量亦最低,高岭石、伊/蒙混层含量较高,指示该时段为暖湿气候环境.该阶段阔叶树花粉含量明显增加,而针叶花粉含量明显降低,山核桃和百合科稳定出现,Fe/Mn、Rb/Sr、(Fe+Al+Mn)/(K+Ca+Mg)、CIA 值明显增加,指示暖湿气候<sup>[36]</sup>.这与倪志云等<sup>[44]</sup>通过北京平原区有机碳同位素研究的 67—56 ka BP  $\delta^{13}C_{org}$  稳定且保持相对上升趋势,平均值达到-22.48%,表明气温回升,以及 Yang 等<sup>[45]</sup>研究的北京地区 MIS4 阶段晚期冬季风减弱气候温和的特征相吻合.樊自顺等<sup>[46]</sup>通过对柴达木盆地东部古湖泊高湖面光释光年代学研究,认为尕斯湖古高湖面出现在 82—73.63—55.55 ka 之后湖面逐渐下降,高湖面指示区域的温暖湿润气候.景民昌等<sup>[44]</sup>通过柴达木盆地东部介形类丰度特征研究,认为 69 ka 之后,介形类丰度经过两次高低波动,至 57 ka 左右过渡进入间冰阶,指示该阶段气候较上阶段稍暖.这与粘土矿物反演的气候特征相一致.

阶段 III:56.1—51.0 ka BP,沉积物中伊利石和绿泥石含量之和增大,同时绿泥石含量亦增大,高岭石、伊/蒙混层含量较低,指示该时段为较冷干气候环境.该阶段阔叶植物花粉、针叶植物花粉含量均降低,Fe/Mn、Rb/Sr、(Fe+Al+Mn)/(K+Ca+Mg)、CIA 值略有降低,指示较冷干的气候条件<sup>[36]</sup>.这与倪志云等<sup>[44]</sup>通过北京平原区有机碳同位素研究的 56—48 ka BP  $\delta^{13}C_{org}$  波动幅度较小、粒度曲线上细粒含量较少,气候干冷,以及 Chen 等<sup>[47]</sup>对黄土高原的研究结果一致.而景民昌等<sup>[44]</sup>通过对柴达木盆地东部介形类丰度特征研究,认为 57—32 ka 为弱暖期.本剖面研究发现该阶段虽为干冷气候,但整个剖面松含量持续降低<sup>[36]</sup>,暗示气候在变暖.这与前人研究成果中该时段内我国北方气候变化趋势一致.

综上所述,一方面,粘土矿物组合特征及质量百分比变化特征可反映该地区古气候演化特征.另一方面, LX02 剖面反映了 72.4—51.0 ka BP 塔里木盆地东部气候经历了冷干—暖湿—较冷干的变化,这与孢粉植物群、地球化学元素含量及其主成分 F1 和粒度、色度和碳酸盐主成分 F1' 所反映的古气候特征及其变化一致,亦与柴达木盆地东部介形类丰度特征研究、柴达木盆地东部古湖泊高湖面光释光年代学研究、北京平原区有机碳同位素研究等结果吻合较好.这样看来,塔里木盆地东部晚更新世气候仍以暖湿—冷干气候变化模式为主,但这一气候变化规律的内部驱动机制还有待进一步深入研究.

## 5 参考文献

- [1] 孙继敏,朱日祥.天山北麓晚新生代沉积及其新构造与古环境指示意义.第四纪研究,2006,26(1):14-19.
- [2] 李有利,司苏沛,吕胜华等.构造运动和气候变化对天山北麓奎屯河阶地发育的影响作用.第四纪研究,2012,32(5):880-890.
- [3] 吕红华,李有利.天山北麓活动背斜带的变形特征.第四纪研究,2010,30(5):1003-1011.
- [4] 杨海军,李日俊,师骏等.南天山晚新生代褶皱冲断带构造特征.第四纪研究,2010,30(5):1030-1043.
- [5] Tang ZH, Ding ZL, White P et al. Late Cenozoic central Asian drying inferred from a palynological record from the northern Tian Shan. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 302(3/4):439-447.
- [6] 陈杰,Heemance RV, Burbank DW 等.中国西南天山西域砾岩的磁性地层年代与地质意义.第四纪研究,2007,27(4):576-587.
- [7] 吕红华,李有利,刘运明等.新疆塔西河地区 8Ma 以来沉积环境演化及其构造意义.第四纪研究,2008,28(2):243-252.
- [8] 陈杰,卢演涛,丁国瑜.塔里木西缘晚新生代造山过程的记录—磨拉石建造及生长地层和生长不整合.第四纪研究,2001,21(6):528-539.
- [9] 马春梅,王富葆,曹琼英等.新疆罗布泊地区中世纪暖期及前后的气候与环境.科学通报,2008,53(16):1942-1952.
- [10] 吕厚远,夏训诚,刘嘉麒等.罗布泊新发现古城与 5 个考古遗址的年代学初步研究.科学通报,2010,55(3):237-245.
- [11] 赵克良,李小强,周新郢等.新疆新塔拉遗址农业活动特征及其影响的植物指标记录.第四纪研究,2012,32(2):219-225.
- [12] 李保国,马黎春,蒋平安等.罗布泊“大耳朵”干盐湖地形特征与干涸时间讨论.科学通报,2008,53(3):327-334.
- [13] 樊自立,艾里西尔·库尔班,徐海量等.塔里木河的变迁与罗布泊的演化.第四纪研究,2009,29(2):232-240.

- [14] 李忠勤, 李开明, 王 林. 新疆冰川近期变化及其对水资源的影响研究. 第四纪研究, 2010, **30**(1): 96-106.
- [15] 吴敬禄, 曾海鳌, 马 龙等. 新疆主要湖泊水资源及近期变化分析. 第四纪研究, 2012, **32**(1): 142-150.
- [16] 赵振宏, 候光才, 齐万秋等. 浅谈新疆罗布泊地区第四纪下限. 干旱区地理, 2001, **24**(2): 130-135.
- [17] 林景星, 张 静, 尉远景等. 罗布泊地区第四纪岩石地层、磁性地层和气候地层. 地层学杂志, 2005, **29**(4): 317-322.
- [18] 王 永, 赵振宏, 林景星. 罗布泊 AK1 孔沉积物地球化学组成与古气候. 地球学报, 2004, **25**(6): 653-658.
- [19] 闫 顺, 穆桂金, 许英勤等. 新疆罗布泊地区第四纪环境演变. 地理学报, 1998, **53**(4): 332-340.
- [20] 王弭力, 刘成林, 焦鹏程等. 罗布泊盐湖钾盐资源. 北京: 地质出版社, 2001: 27-70.
- [21] 罗 超. 新疆罗布泊地区末次冰期晚期的环境变化及其对全球变化的响应[学位论文]. 合肥: 中国科学技术大学, 2008.
- [22] 贾红娟, 秦小光, 刘嘉麒. 楼兰佛塔剖面 10. 84 ka B. P. 以来的环境变迁. 第四纪研究, 2010, **30**(1): 175-184.
- [23] Solotchina EP, Prokopenko AA, Kuzmin MI *et al.* Climate signals in sediment mineralogy of Lake Baikal and Lake Hovsgol during the LGM-Holocene transition and the 1-Ma carbonate record from the HDP-04 drill core. *Quaternary International*, 2009, **205**(1/2): 38-52
- [24] 罗 超, 杨 东, 彭子成等. 新疆罗布泊地区近 3. 2 万年沉积物的气候环境记录. 第四纪研究, 2007, **27**(1): 114-121.
- [25] 罗 超, 彭子成, 刘卫国等. 新仙女木事件在罗布泊湖相沉积物中的记录. 地球科学-中国地质大学学报, 2008, **33**(2): 190-196.
- [26] 罗 超, 刘卫国, 彭子成等. 新疆罗布泊地湖相沉积物有机碳同位素的变化序列及其古环境意义. 第四纪研究, 2008, **28**(4): 621-628.
- [27] Luo C, Peng ZC, Yang D *et al.* A lacustrine record from Lop Nur, Xinjiang, China: Implications for paleoclimate change during Late Pleistocene. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2009, **34**: 38-45.
- [28] 李吉均. 中国西北地区晚更新世以来环境变迁模式. 第四纪研究, 1990, (3): 197-204.
- [29] 闫 顺, 李树峰, 孔昭宸等. 乌鲁木齐东道海子剖面的孢粉分析及其反映的环境变化. 第四纪研究, 2004, **24**(4): 463-468.
- [30] 钟 巍, 舒 强, 熊黑钢. 塔里木盆地南缘尼雅剖面的孢粉组合与环境. 地理研究, 2001, **20**(1): 91-95.
- [31] 钟 巍, 吐尔逊, 克依木等. 塔里木盆地东部台特玛湖近 25. 0 ka BP 以来的气候与环境变化. 干旱区地理, 2005, **28**(2): 183-187.
- [32] 王富葆, 马春梅, 夏训诚等. 罗布泊地区自然环境演变及其对全球变化的响应. 第四纪研究, 2008, **28**(1): 150-153.
- [33] 冯晓华, 闫 顺, 倪 健. 基于孢粉的新疆全新世植被重建. 第四纪研究, 2012, **32**(2): 304-317.
- [34] 夏训诚. 中国罗布泊. 北京: 科学出版社, 2007: 20-54.
- [35] 中华人民共和国石油天然气行业标准 SY/T 5163-1995. 沉积岩粘土矿物相对含量 X 射线衍射分析方法. 北京: 石油工业出版社, 1995.
- [36] 白友良. 罗布泊西北缘 72. 4~51. 0 ka B. P. 气候与环境变化[学位论文]. 兰州: 兰州大学, 2013.
- [37] Singer. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediment. *Earth-Science Reviews*, 1984, **21**(4): 251-293.
- [38] Chamley H, Robert C, Muller DW. The clay mineralogical record of the last 10 million years off northeastern Australia. *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, 1993, **133**: 461-470.
- [39] 洪汉烈. 粘土矿物古气候意义研究的现状与展望. 地质科技情报, 2010, **29**(1): 1-8.
- [40] Jain M, Andon SK. Quaternary alluvial stratigraphy and palaeoclimatic reconstruction at the Thar margin. *Current Science*, 2003, **84**(8): 1048-1055.
- [41] Winkler A, Wolf-Welling TCW, Statterger K. Clay mineral sedimentation in high northern latitude deep sea basins since the middle Miocene (ODP Leg 151, NAAG). *International Journal of Earth Science*, 2002, **91**(1): 133-148.
- [42] 赵杏媛, 杨 威, 罗俊成等. 塔里木盆地粘土矿物. 武汉: 中国地质大学出版社, 2001: 252-253.
- [43] 倪志云, 杨桂芳, 黄俊华等. 北京平原区晚更新世以来有机碳同位素特征及其古环境意义. 地球学报, 2011, **32**(2): 171-177.
- [44] 景民昌, 杨革联, 孙乃达. 末次间冰期-末次冰期柴达木盆地东部气候演化形式. 地球科学与环境学报, 2004, **26**(3): 83-87.
- [45] Yang GF, Ge ZL, Dai Q *et al.* A grain-size record from Beijing Region in Northern China: Late Quaternary paleoclimate oscillation in response to global change. *Frontiers of Earth Science*, 2009, **3**(2): 164-170.
- [46] 樊启顺, 赖忠平, 刘向军等. 晚第四纪柴达木盆地东部古湖泊高湖面光释光年代学. 地质学报, 2010, **84**(11): 1652-1660.
- [47] Chen FH, Rao ZG, Zhang JW *et al.* Variations of organic carbon isotopic composition and its environmental significance during the last glacial on western Chinese Loess Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 2006, **51**(13): 1593-1602.