盖龙飞,安福元,胡锦荣,等. 柴达木盆地察尔汗湖相沉积中风成—湖成二元沉积互层研究及其物源示踪[J]. 盐湖研究,2026,34(2):93-102.
Gai L F, An F Y, Hu J R, et al. Bimodal aeolian-lacustrine sedimentary intercalations and provenance in Qarhan Playa, Qaidam Basin[J]. Journal of Salt Lake Research, 2026, 34(2): 93-102.
DOI:10.3724/j.yhyj.2025082
CSTR:32273.14.j.yhyj.2025082

# 柴达木盆地察尔汗湖相沉积中风成—湖成二元沉积互层研究及其物源示踪

盖龙飞[1,2],安福元[1,2*],胡锦荣[1,2],王郁晗[1,2],张振平[1,2]

(1. 青海师范大学,青藏高原地表过程与生态保育教育部重点实验室,青海 西宁 810008;
2. 青海师范大学地理科学学院,青海省自然地理与环境过程重点实验室,青海 西宁 810008)

**摘 要**:柴达木盆地更新世以来的古湖相沉积记录对于揭示亚洲内陆干旱化过程及其驱动机制具有重要研究价值。文章以盆地中东部的察尔汗地区具有风成—湖成二元沉积互层的古湖相剖面为研究对象,利用粒度、地化元素指标,并结合粒度端元模型,探讨沉积物的组分特征、沉积机制及物源关系。结果表明:剖面20~100 cm(Ⅰ区)与100~270 cm(Ⅱ区)沉积特征存在差异,Ⅰ区以均一细粒湖相沉积为主,Ⅱ区为风成砂质层与静水细粒湖相层交替的互层结构,互层的频率、厚度与高能风力事件相关;二元沉积互层中的湖成组分物源可能与上游格尔木河流域的径流补给有关,而风成组分物源可能与柴达木盆地西部的风力活动有关。研究揭示了该剖面沉积互层的二元性及其沉积机制,反映出风力与水动力对干旱区湖泊沉积过程的影响,为干旱区湖泊的复杂沉积过程提供了剖面尺度的新证据;同时,对剖面物源的分析,证明干旱内陆湖泊沉积通常是多物源混合的产物。

**关键词**:湖泊沉积物;粒度端元;地化元素;物源分析
**中图分类号**:P343.5 **文献标志码**:A **文章编号**:1008-858X(2026)02-0093-10

湖泊沉积物是古气候与古环境研究中广泛应用的材料[1]。在湖泊沉积中,湖泊是物质汇集区,可沉积由大气降水或径流带入的陆源碎屑[2];位于干旱—半干旱地区的湖泊还会接收来自风力活动所携带的风成沉积物[3],形成具有风成—湖成沉积组分特征的二元沉积体。因此,研究干旱—半干旱地区的湖泊沉积物对于理解区域物质循环与沉积动力变化具有重要意义。

柴达木盆地位于青藏高原东北部,属于典型高原大陆性干旱气候,处于西风—季风的交汇区域,是响应全球气候变化的敏感区[4]。因受到构造演化与气候影响,盆地西部出露的古湖相地层发生风化并不断为其下风向区域提供粉尘物质[5]。察尔汗地区是盆地第四纪以来的沉积中心[6],由于受到发源于东昆仑山的格尔木河的补给,其内部发育了众多小湖泊。因此,察尔汗地区的湖泊沉积物具备发育二元组分的沉积条件,尽管目前的研究已关注该区域中湖泊沉积物的风成—湖成组分的识别[7],但多依赖单一的岩芯材料,缺少在剖面尺度的验证,而暴露的剖面可提供更直观可靠的沉积证据[8]。基于此,本研究对察尔汗地区进行了野外调查,发现了具有典型风成—湖成(浅色粗粒—深色细粒)二元沉积互层的古湖相剖面。综合剖面粒度分析与端元模型拟合,识别并确定其沉积互层的二元性,并进一步利用地化元素示踪方法探索其物源。研究结果以期为干旱半干旱地区古环境重建研究提供新的支撑。

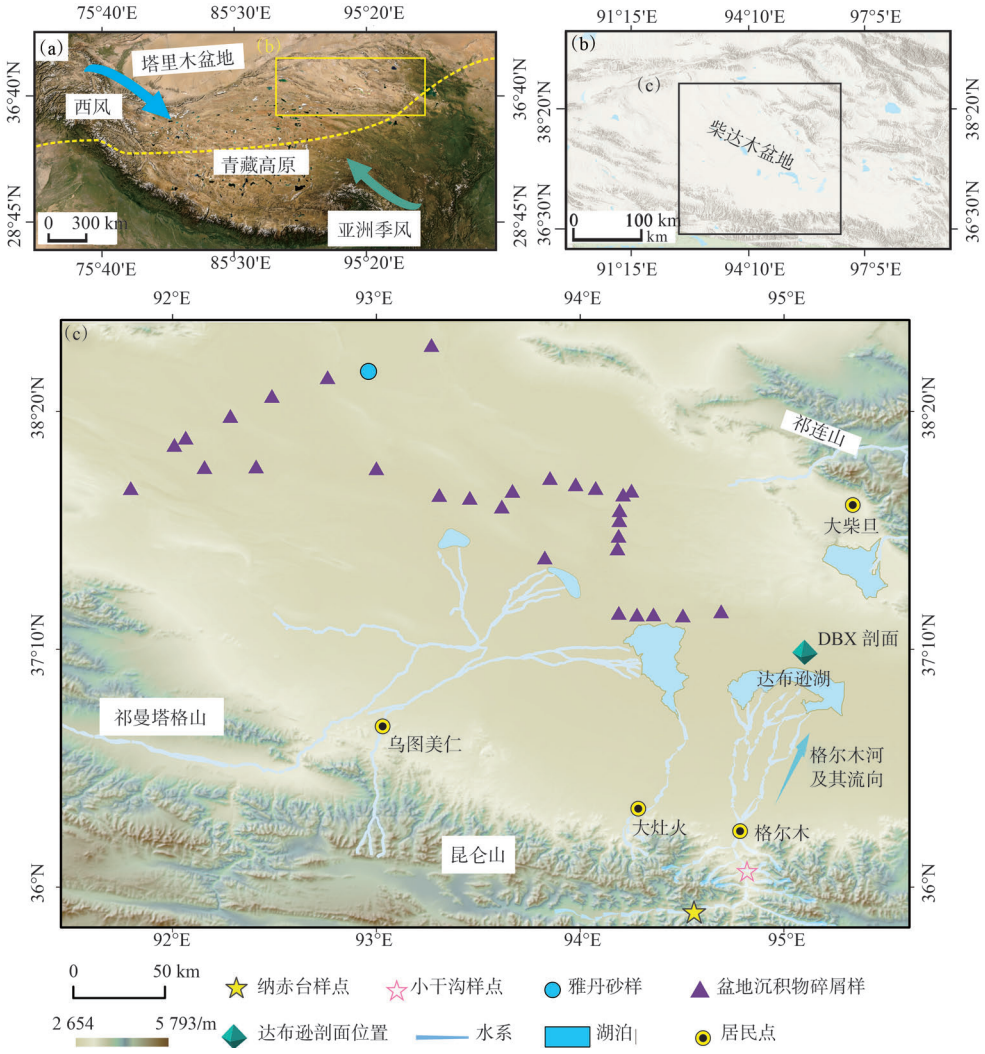
## 1 区域概况

柴达木盆地(35°N~39°N,90°E~99°E)位于青藏高原东北缘,四周为阿尔金山,祁连山与昆仑山所环绕。该区属于典型的大陆干旱气候区,蒸发强烈[9],盆地内部在冬春季盛行的强劲西北风作用下,

**收稿日期**:2025-10-11;**修回日期**:2025-10-22
**项目基金**:国家自然科学基金项目(42371019)
**作者简介**:盖龙飞(2000—),男,硕士,研究方向:流域地貌与区域风化。Email:18748235521@163.com。
**通信作者**:安福元(1981—),男,教授,主要从事流域地貌演化与地表过程等方面的研究。Email:dongzhu8@sina.com。

塑造了广布的风蚀地貌，对区域沉积物的搬运与再分布产生了显著影响[10]。柴达木盆地拥有多个盐湖，其中察尔汗盐湖面积最大，具有丰富资源[10]。

达布逊湖区位于柴达木盆地中东部的察尔汗盐湖地区（36.8°N ~ 37.04°N，94.9°E ~ 95.3°E）（图 1b）。湖体呈东西狭长形态，长约 30 km，宽 4 ~ 7.5 km，湖面海拔 2 675 m[11]。湖区隶属于格尔木河流域，其主要补给为源自昆仑山北麓的格尔木河东、西支流汇入[12]（图 1c）。此外，研究区周围岩性复杂，包含变质岩、沉积岩、火山岩及多期侵入的花岗岩等；其物源组分多样，既有基底变质岩，也有火山岩及外来碎屑物，反映了多期构造—沉积环境的演化[13]。




（a）青藏高原卫星图（卫星图来源：Google maps；季风分界线引自[14]）；（b）柴达木盆地地形图；（c）研究区高程图（DEM 数据来自地理空间数据云，SRTMDEMUTM 30 m 分辨率）

**图 1** 研究区域概况图

**Fig. 1** Overview of the study area

## 2 采样与方法

### 2.1 样品采集

达布逊古湖相剖面（DBX，37°09′09.48″N，95°06′07.91″E）处于现达布逊湖的北侧（图 1c），位于南北走向土路旁的人工挖掘深坑剖面处，其北西方向约 2 ~ 3 km 处为雅丹地貌、风成沙丘，东南方向约 1 km 处为干盐滩。剖面高度约 3 m、未见底。剖面主要为湖相沉积地层，从上至下的结构依次为：上部的 20 cm 为白色盐壳，质密坚硬；20 ~ 100 cm 主要为灰黑色湖相沉积，间夹白色盐层与黄棕色风砂层，黄棕色风砂层出现频率较低；100 ~ 270 cm 主要表现为黄棕色砂层与灰黑色（部分灰绿色）湖相沉积层的水平互层，互层出现频率无明显变化规律，砂层出现频率较上部 0 ~ 100 cm 多（100 ~ 180 cm 密集出现），整体上，砂层厚度不一致（图 2）；同时，因砂层厚度存在

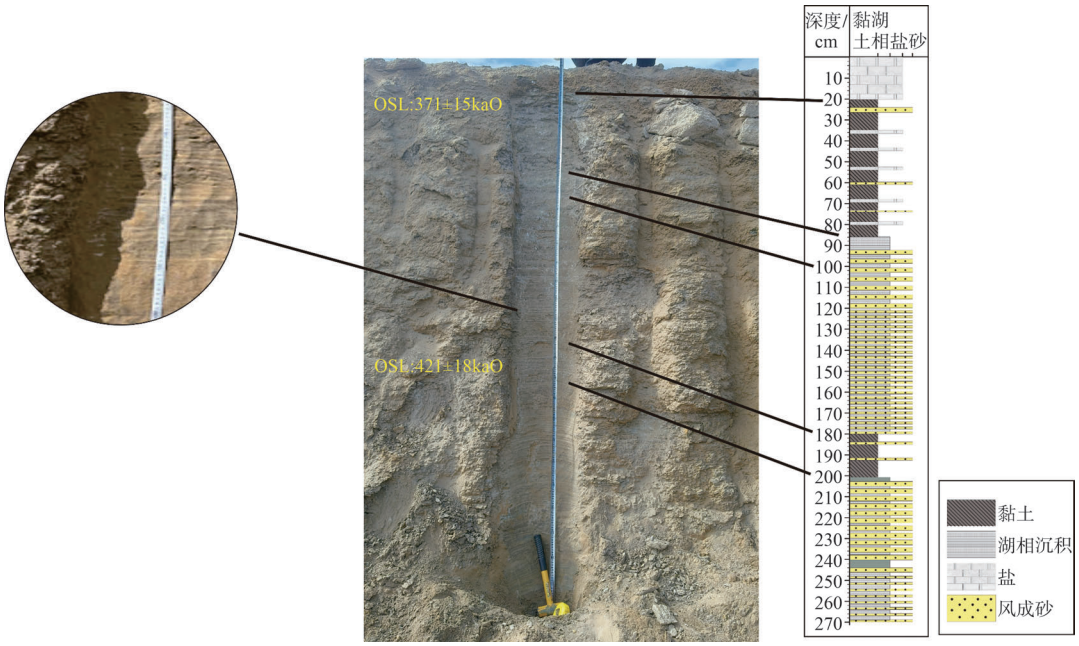



**图2**　DBX剖面形态及地层柱状图(剖面年代引自前人研究[15])

**Fig. 2**　Morphology and lithological column of the DBX section (chronology of the section is adapted from previous research[15])

极薄现象,且暴露剖面具有样品混合情况,故只以砂层在剖面中的宏观形态划分。考虑盐壳层可能影响地化元素的实验分析,实际采样自 20 cm 以下,以 3 cm 为间隔,共采集了 87 个沉积物样品。

### 2.2　研究方法

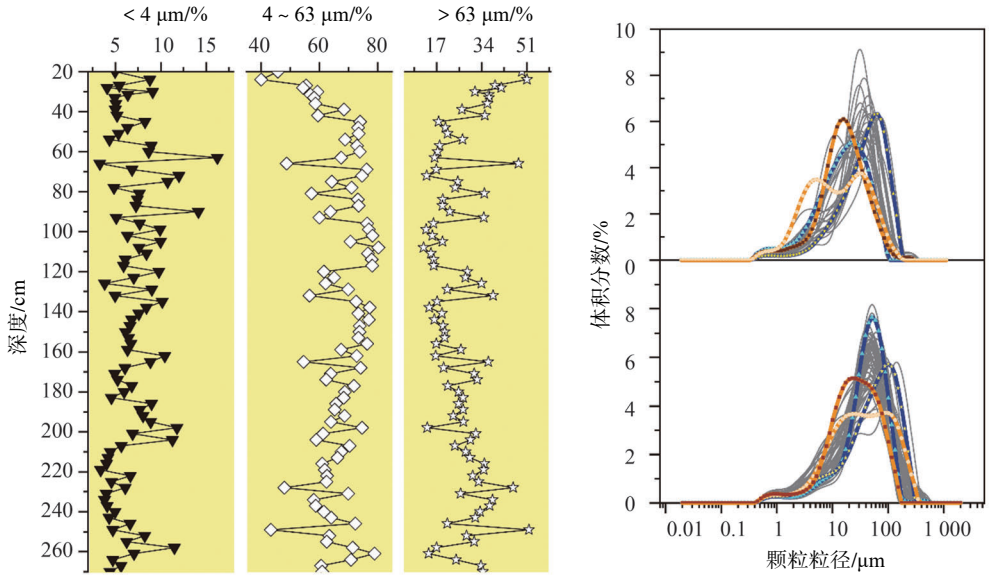
本文利用粒度、磁化率、地化常量元素测试及粒度端元分析方法对该剖面进行相关环境指标的测定。采用激光粒度仪(英国 Malvern Mastersizer 2000,量程 0.02 ~ 2 000 μm)测量粒度;地化元素按照 GB/T 14506.28-2010 标准,利用荷兰帕纳科 Axios 型波长色散 X 荧光光谱仪进行测试;本文 DBX 年代数据引自前人研究[15],通过测试样品中钾长石颗粒的 OSL 信号,对沉积物进行测年分析,样品的前处理工作与上机测试均在中国科学院青海盐湖研究所光释光实验室完成,测试仪器为 RisØ TL/OSL-DA-20 型光(热)释光测试仪器;粒度端元分析采用 PATERSON 等[16]提出的参数化端元模型,通过 Matlab 2022 b 软件加载 Analysize 程序,假设端元数在 1 ~ 10 的基础上采用 Gen.Weibull 参数法对粒度数据进行端元分析,端元的选取原则通常是决定系数 $R^2$ 大于 0.8(表示数据拟合程度,值越高表示拟合程度越好,对原数据代表性越好)、角度偏差小于 5(反映曲线形状的拟合偏差程度,值越大说明存在的拟合误差越大)、EM 相关越小(反映端元间是否存在过度拟合情况,值越高表示端元间分布重合性大,可能存在过度拟合情况),在满足上述条件情况下,应对端元数量尽量选取最少。

## 3　结果与分析

### 3.1　粒度结果与分析

根据野外观察中剖面不同深度互层发育情况,将剖面分为Ⅰ区(20 ~ 100 cm)、Ⅱ区(100 ~ 270 cm)。经粒度分析后,依据 Folk-Ward 提出的图解公式[17]计算各粒度参数,结果见表 1,并划分粒度组分,绘制粒度频率分布曲线等(图 3)。

结果显示:Ⅰ区以细粒湖相沉积为主,< 4 μm 的黏土含量为 3% ~ 16%(均值为 7.32%),4 ~ 63 μm 的粉砂含量为 40% ~ 77%(均值为 62.60%),> 63 μm 的砂含量为 13% ~ 51%(均值为 26.97%);Ⅱ区多次出现粗细互层,< 4 μm 的黏土含量大多< 10%(均值为 4.42%),4 ~ 63 μm 的粉砂含量为 41% ~ 79%(均值为 68.52%),> 63 μm 的砂含量为 14% ~ 53%(均值为 26.57%)。Ⅱ区平均粒径较Ⅰ区增大,两区分选均属中等—较差,偏态均为微正偏,峰态均为中等—偏窄(表 1)。粉砂是两区最大组分,且Ⅱ区粉砂比例更高,反映整个沉积过程始终伴有风尘输入且Ⅱ区更




（a）粒度组分随深度变化曲线　　（b）粒度频率曲线

**图3** DBX粒度特征分析图

**Fig. 3** Grain size characteristics of the DBX section

显著。砂级虽非最大组分，但与平均粒径呈协同变化趋势—平均粒径在Ⅱ区增大，且Ⅱ区砂含量随深度总体上升[图3(a)]。在66 cm、93 cm、132 cm、165 cm、228 cm、249 cm等深度，砂级含量出现峰值，且砂组分与粉砂、黏土呈显著负相关(表2，$P < 0.01$)，指示砂级颗粒在整体粒度结构中具有关键作用。此外，Ⅰ、Ⅱ区的粒度频率曲线均呈多峰形态[图3(b)]，结合前人对察尔汗盐湖地区的湖泊沉积物粒度组分的划分[18]，DBX剖面Ⅰ、Ⅱ两区的粒度频率曲线均可识别出风成组分(10～70 μm，70～650 μm)与湖成组分(2～10 μm)。

**表1** 粒度参数各分区的平均数值

**Table 1** Mean values of grain size parameters in each section %

| 分区 | < 4 μm | 4 ~ 63 μm | >63 μm | 分选 | 偏度 | 峰度 | 平均粒径/μm |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ⅰ区 | 7.32 | 62.60 | 26.97 | 1.57 | 0.26 | 1.01 | 31.60 |
| Ⅱ区 | 4.42 | 68.52 | 26.57 | 1.57 | 0.25 | 1.13 | 32.42 |

**表2** 粒度参数相关分析

**Table 2** Correlation analysis between grain size parameters

| 粒度组分 | < 4 um | 4 ~ 63 um | > 63 um |
|---|---|---|---|
| < 4 um | 1 | | |
| 4 ~ 63 um | 0.216* | 1 | |
| > 63 um | −0.455** | −0.968** | 1 |

注：**：$P < 0.01$；*：$P < 0.05$

## 3.2 地化元素结果与分析

本研究从86件样品中选取了分别位于Ⅰ、Ⅱ区具有代表性的22个层位的样品进行地化元素测试，并计算了化学蚀变指数CIA(表3)。结果表明，Ⅰ、Ⅱ区的整体元素含量变化差别较小。为进一步揭示DBX剖面沉积环境特征，选取Mn/Fe、FeO/$Fe_2O_3$比值用于指示Ⅰ、Ⅱ区的湖泊水深条件(比值偏高表示气候湿冷且湖泊水位高；反之则气候干燥，水位较低[19])，Ti/Al值指示粗碎屑和黏土输入的相对变化(比值升高代表粗碎屑的增多或黏土的减少，反之代表黏土增多或钛矿物输入相对不足[20])。结果表明，Ⅰ区的Mn/Fe、FeO/$Fe_2O_3$与Ti/Al值的均值为0.927、0.015和0.056，Ⅱ区的均值为1.047、0.017和0.065(表4)。Ⅱ区的上述比值整体高于Ⅰ区，表明Ⅱ区时期湖泊水位相对较高，气候湿润且湖泊水体还原性较强(湖水体积增大也可能导致铁元素的稀释与迁移)。同时，Ⅱ区Ti/Al值偏高，反映出粗碎屑和富钛矿物含量较多，与粒度整体变粗的特征相一致。相较之下，Ⅰ区比值偏低，指示湖泊水位较浅、氧化性较强，粗碎屑与富钛矿物摄入有限，黏土组分相对占优。综合分析表明，Ⅰ区湖泊环境以气候干旱、浅水、强氧化为特征，而Ⅱ区则表现为气候湿润，水位较高、还原性强，并伴随一定量的粗碎屑输入。

## 3.3 粒度端元结果与分析

利用参数化粒度端元分析方法对DBX剖面粒度数据进行了分解拟合(图4)。结果显示，端元数为2时，$R^2 > 0.8$，但角度偏差> 5，EM相关为0.05，不符

**表 3**　剖面常量元素含量及CIA值

**Table 3**　Major element contents and CIA values of the profile　%

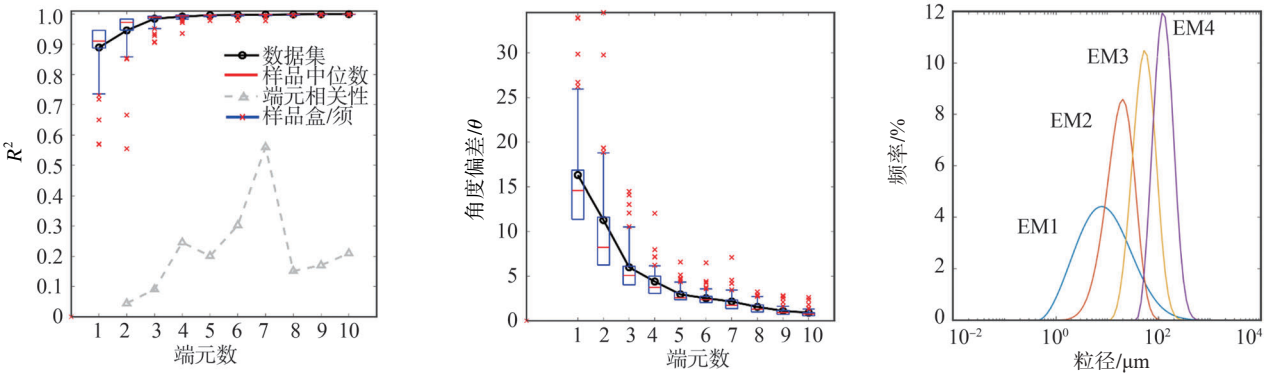
| 深度/cm | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | MnO | $P_2O_5$ | $TiO_2$ | CIA |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 28 | 49.85 | 12.52 | 2.03 | 6.98 | 6.95 | 2.73 | 3.11 | 0.08 | 0.15 | 0.61 | 50.35 |
| 31 | 51.96 | 11.19 | 1.67 | 7.07 | 6.59 | 2.42 | 2.51 | 0.08 | 0.16 | 0.59 | 51.83 |
| 39 | 54.37 | 13.03 | 2.25 | 4.95 | 6.06 | 2.86 | 2.38 | 0.07 | 0.16 | 0.64 | 52.29 |
| 48 | 52.55 | 12.22 | 2.68 | 5.14 | 7.48 | 2.67 | 2.69 | 0.08 | 0.19 | 0.67 | 51.63 |
| 57 | 54.76 | 13.00 | 3.02 | 3.80 | 6.01 | 3.14 | 2.47 | 0.07 | 0.16 | 0.63 | 52.37 |
| 63 | 51.68 | 16.17 | 3.71 | 3.79 | 6.35 | 3.78 | 2.14 | 0.08 | 0.12 | 0.59 | 51.25 |
| 78 | 49.26 | 11.8 | 2.43 | 7.43 | 7.48 | 2.63 | 2.22 | 0.09 | 0.17 | 0.59 | 52.28 |
| 96 | 55.29 | 11.57 | 1.99 | 6.53 | 5.71 | 2.40 | 2.62 | 0.08 | 0.22 | 0.72 | 52.91 |
| 102 | 53.03 | 13.26 | 2.52 | 7.01 | 4.77 | 2.85 | 2.57 | 0.08 | 0.16 | 0.60 | 52.99 |
| 105 | 54.39 | 11.36 | 2.04 | 8.16 | 4.97 | 2.37 | 2.78 | 0.08 | 0.18 | 0.61 | 52.90 |
| 129 | 53.04 | 10.86 | 1.67 | 10.60 | 4.81 | 2.25 | 2.31 | 0.10 | 0.17 | 0.62 | 51.14 |
| 132 | 53.01 | 10.47 | 1.70 | 11.29 | 4.91 | 2.11 | 2.40 | 0.10 | 0.10 | 0.72 | 52.04 |
| 171 | 57.21 | 12.02 | 1.80 | 8.75 | 3.70 | 2.47 | 2.34 | 0.07 | 0.20 | 0.65 | 51.07 |
| 195 | 55.60 | 12.32 | 2.06 | 8.91 | 3.83 | 2.50 | 2.52 | 0.08 | 0.20 | 0.74 | 51.88 |
| 201 | 53.88 | 13.40 | 2.66 | 8.60 | 4.07 | 2.81 | 2.43 | 0.10 | 0.18 | 0.73 | 52.32 |
| 207 | 57.33 | 11.25 | 1.83 | 9.58 | 3.68 | 2.28 | 2.73 | 0.07 | 0.19 | 0.63 | 53.00 |
| 210 | 55.47 | 11.83 | 1.84 | 9.19 | 4.52 | 2.44 | 2.26 | 0.09 | 0.18 | 0.70 | 53.24 |
| 216 | 58.42 | 11.49 | 1.75 | 9.24 | 3.60 | 2.32 | 2.27 | 0.07 | 0.22 | 0.72 | 52.94 |
| 225 | 58.17 | 11.63 | 1.77 | 9.24 | 3.63 | 2.35 | 2.41 | 0.07 | 0.21 | 0.68 | 51.83 |
| 234 | 57.36 | 11.37 | 1.76 | 9.41 | 3.76 | 2.29 | 2.31 | 0.07 | 0.19 | 0.66 | 53.06 |
| 258 | 54.86 | 12.16 | 1.94 | 9.73 | 4.28 | 2.53 | 2.32 | 0.09 | 0.17 | 0.69 | 53.12 |
| 270 | 57.49 | 11.33 | 1.78 | 9.26 | 3.94 | 2.25 | 2.14 | 0.07 | 0.23 | 0.74 | 53.83 |
| UCC | 65.89 | 15.17 | 5.00 | 2.20 | 4.19 | 3.89 | 3.39 | 0.20 | 0.50 | 0.06 | 47.95 |
| PAAS | 62.80 | 18.90 | 7.22 | 2.20 | 1.30 | 1.20 | 3.70 | 0.16 | 1.00 | 0.11 | 70.38 |

**表 4**　剖面Ⅰ、Ⅱ区特征元素比值均值

**Table 4**　Mean values of characteristic element ratios in zones Ⅰ and Ⅱ of the profile

| 分区 | Mn/Fe | $FeO/Fe_2O_3$ | Ti/Al |
|---|---|---|---|
| Ⅰ区 | 0.927 | 0.015 | 0.056 |
| Ⅱ区 | 1.047 | 0.017 | 0.065 |

合选取条件;端元数为3时,$R^2>0.8$但角度偏差>5,EM相关为0.1,不符合选取条件;端元数为4时,$R^2>0.8$,角度偏差<5,EM相关为0.25,满足选取条件;端元数为5时,$R^2>0.8$,角度偏差<5,EM相关为0.23,满足选取条件。根据满足上述选取条件下,端元数应选择最少的原则,选择4个端元为最优(4个端元共可解释99.2%的方差),代表了DBX剖面粒度数据中最具代表性且物理意义不同的沉积组分。其各端元峰值对应黏土—细粉砂(7.7 μm)、中粉砂(20 μm)、粗粉砂(51.6 μm)和细砂—中砂粒级(116 μm)[21]。




(a)参数化端元分析拟合特征　(b)参数化端元分析拟合角度偏差　(c)参数化粒度端元频率分布曲线

**图 4**　DBX剖面端元分析结果图

**Fig. 4**　End-Member analysis results of the DBX profile

# 4 讨 论

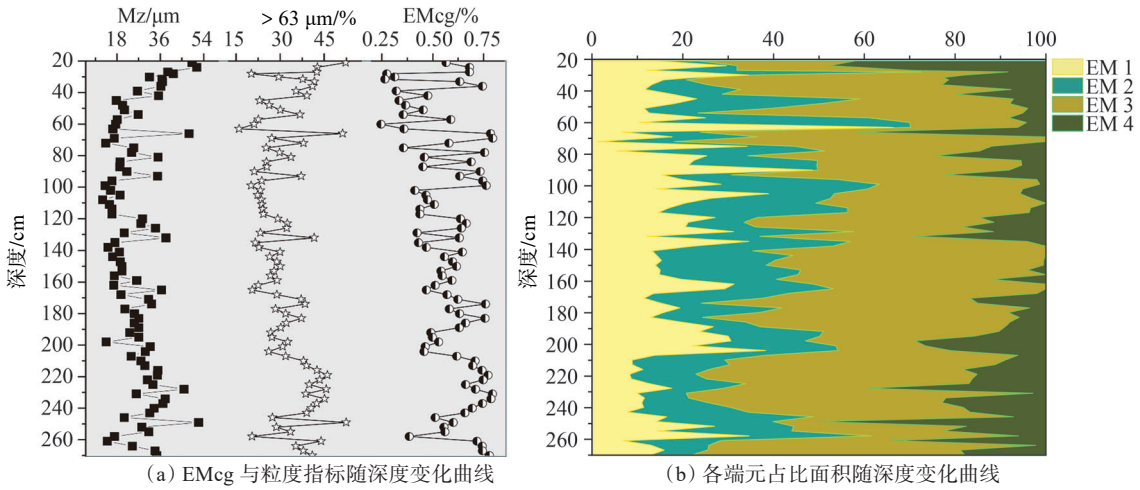
## 4.1 端元指示意义与交互层形成机制

### 4.1.1 端元指示意义

EM 1(7.7 μm)为黏土级的端元组分。以往研究表明,直径< 10 μm 的微尘可作为背景气溶胶沉降在高原湖区[22],而湖泊对此细粒级有着“捕获”效应,使其在沉积物中富集[23],对于干旱区湖泊而言,河流入湖的黏土级部分往往在靠近河口的三角洲附近沉积,远湖区的沉积以悬浮粉砂为主[24]。DBX 剖面位于古湖盆的近中心位置且地处亚洲季风与西风的过渡区,因此 EM 1 应代表高空西风带来的粉尘沉降,径流输入的贡献相对较少;EM 2(20 μm)为细粉砂端元,此粒径粉砂在正常风力条件下通常无法长距离输送,当进入湖泊水体后,在静水条件下可长时间悬浮并缓慢沉降[25],在苏干湖和冬给错那湖等研究均已将 15 ~ 30 μm 的端元归因于湖内悬浮沉积或近源粉尘沉降[26],此外河流的悬移输入对其形成也有一定影响[27]。总体而言,EM 2 应代表低能静水环境中形成的细粉砂沉积,其富集意味着风力减弱或水体相对平静的时期;EM 3(51.6 μm)属于粗粉砂端元,该粒级颗粒可以由湖区周边沙漠、沙地在常规大风天气条件下向湖内搬运。对于柴达木盆地区域,当冬季风相对稳定或略弱时,沙尘的输送以中等强度为主,其搬运颗粒主要为粉砂[7]。因此,可以认为 EM 3 代表在常年冬春季节频繁出现但相对常规强度的风力条件下,湖泊接收的风成组分;EM 4(116 μm)属于细砂端元。粒径>100 μm 的颗粒可代表冬季风力活动[21],这种粗颗粒进入水体后,自重大、沉降快,沉淀成独立的粗粒层,形成与冬季风强度密切相关的风成砂层[28]。因此,可将 EM 4 视为反映冬季风较强阶段或沙尘暴频发时期的端元组分。

### 4.1.2 交互层形成机制

基于以上端元特征,可见 DBX 剖面中砂级组分主要与风力活动密切相关。研究指出,干旱半干旱区湖泊沉积物的砂级组分多为风力活动所携至[3],而本剖面中粒度频率曲线可识别出风成组分的特征(图 3b),且粒度端元结果显示剖面中 EM 3、EM 4 两个粗粒端元代表中等、较强程度的冬季风活动。结合 DBX 沉积特征(图 2),综合推测,DBX 中的砂级组分主要是源于 EM 3、EM 4 所反映的风力活动所携带并沉积。通过对粗粒端元 EM 3、EM 4 在总端元中的相对含量[End-Member of Coarse grained, EMcg, EMcg = (EM 3 + EM 4)/(EM 1 + EM 2+EM 3 + EM 4)]与粒度指标进行对比(图 5a)。结果发现,曲线有着较好的协同变化趋势(图 5a),且 EMcg 与砂呈显著正相关(表 5,$P < 0.01$)。此外,剖面中未见明显横向透镜体分布与连续粗粒层等典型洪水扰动的沉积特征(图 2),由此可确定剖面中存在风成成因的砂质层,其形成动力主要为较强风力活动,而非洪水事件[29]。图 5(b)中端元垂向分布特征揭示了交互层的形成机制:Ⅱ区中的 EM 2 含量波动相对平缓且均值较高,反映出该阶段湖泊水体较为静稳、粗粒端元(EM 3、EM 4)峰值出现频率高于上部Ⅰ区,平均含量也略有增大,粗粒端元的峰值出现频率增高,表明Ⅱ区时期湖泊经历了频繁的中—高强度风力活动冲击(表 6,图 5b)。因此,我们认为Ⅱ区互层的形成与间歇性的强风事件(Aeolian Extreme Event, AEE)相




(a) EMcg 与粒度指标随深度变化曲线　(b) 各端元占比面积随深度变化曲线

**图 5** EMcg 与粒度指标及粒度端元垂直变化特征

**Fig. 5** Vertical variations of EMcg, grain size indices, and grain size end-members

关。参考青藏高原湖泊的端元—风速研究,> 90 μm颗粒的启动需较高的剪切风速> 0.8 m/s(跃移);40 ~ 90 μm 对应 0.2 ~ 0.8 m/s(短时悬浮);< 40 μm 颗粒在> 0.3 m/s 下可长期悬浮[30]。对照本研究中粗粒端元EM 3、EM 4 峰值粒径为 51.6 μm、116 μm,分别属于风速为 0.2 ~ 0.8 m/s、> 0.8 m/s 的区间,故定义 AEE 发生时的剪切风速阈值为≥0.8 m/s,该阈值仅作为过程界定,不用于绝对风速的直接反演。结合 EM 2、EM 3、EM 4 指示意义与垂向变化(图 5b),本研究认为,当 AEE 发生时(EM 3 或 EM 4 显著增大),湖泊先处于原有的静稳状态,随后接收一定的粗粉砂—细砂的沉积,这种粗颗粒重力大、会优先沉降,从而形成交互层中的砂质层;随后风力减弱,湖泊进入相对低能的静水期(EM 2 显著增大),悬浮于水中的细粒物质逐渐沉降,覆于砂层之上形成深色的粉砂泥质层,从而构成一对完整的风成砂层—湖相细粒层的交互层。由上文可知砂层厚度不一致且出现频率无固定规律(图 2),因此 AEE 导致的风成砂层沉积还可能受到季节气候及极端事件影响。

其他干旱区湖泊的研究也印证了上述结果:例如,柴达木盆地北部苏干湖的沉积物中> 63 μm 粗颗粒组分经证实主要由风力搬运入湖,其含量变化可指示强风事件的强度和频次演化,粗颗粒的峰值可对应湖区历史上的高风暴活动期,并形成独立的粗砂层[31];可可西里地区的库赛湖,其沉积物粒度端元表明约 35.9% 的物质来源于风成输入,冬季湖面冰层上收集的风成沉积物粒径相对较粗,指示高能风况下风沙大量入湖,而静水期沉积物粒度则逐渐变细[32];此外,河西走廊猪野泽湖全新世剖面中发育着与 DBX 剖面相似的砂层与湖相泥层互层,对其砂层石英颗粒的扫描电镜分析发现,其表面同时具有风成磨圆和水成碰撞特征,但水成特征覆于风成特征之上且剖面砂层未见岸堤相的斜层理构造。这表明其砂层是先经历强烈风力活动将砂粒搬运至湖内,随后在稳定的湖水环境中沉积下来的产物,其间河流作用很小,唯有在湖泊水位较高且水力静稳时,风携粗颗粒入湖才能形成此砂层沉积[33]。DBX 剖面中 Mn/Fe、Ti/Al 等比值指示Ⅱ区为气候湿冷、高水位的湖泊环境,EM 2 含量均值增大,指示水体稳定,这可使粗颗粒经风输入湖后有效分选成砂层;而Ⅰ区较干旱、水位低,水体扰动大,不足以支撑粗颗粒进行再分选沉积成明显砂层,故证明Ⅱ区互层与猪野泽互层沉积过程相一致,展现出干旱区湖泊沉积对间歇性风力活动的普遍响应。综上,本研究确定 DBX 剖面中存在风成成因的砂质层,其形成动力主要来自冬春季的风力活动。当湖泊具有较高水位和静稳水体作为前提时,间歇性强风事件(AEE)及其后的静水沉积共同形成了风成砂层—湖相细粒层的交互层,这一结果揭示了干旱区湖泊沉积中风—水动力耦合作用的影响。

**表 5**　EMcg 与粒度组分相关分析

**Table 5**　Correlation analysis between EMcg and grain size components

| EM cg 与粒度组分 | EM cg | < 4 μm | 4 ~ 63 μm | > 63 μm |
|---|---|---|---|---|
| EMcg | 1 | | | |
| < 4 μm | −0.434** | 1 | | |
| 4 ~ 63 μm | −0.314** | 0.216* | 1 | |
| > 63 μm | 0.398** | −0.455** | −0.968** | 1 |

注:**:$P < 0.01$;*:$P < 0.05$

**表 6**　各端元及 EMcg 的分区均值

**Table 6**　Mean values of each end-member and EMcg in different zones　%

| 分区 | EM 1 | EM 2 | EM 3 | EM 4 | EM 3+4 | EM cg |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Ⅰ区 | 20.87 | 20.77 | 43.89 | 14.45 | 58.35 | 0.53 |
| Ⅱ区 | 18.31 | 21.60 | 48.02 | 12.08 | 60.09 | 0.60 |

### 4.2　DBX 剖面的物源探讨

达布逊湖主要受东昆仑山格尔木河补给,DBX 剖面位于达布逊湖北部,物质来源同样受格尔木河物源输送影响(图 1c)。同时,达布逊湖区常年受柴达木盆地内强劲的西北风影响(冬季尤为明显),湖泊中可能捕获了大量西部古湖相物质[34],考虑上述地理位置与气候背景,我们认为盆地西部与格尔木河流域上游是其潜在的物源区,并选取其样品地化数据进行对比分析,包括上游格尔木河流域组:小干沟(XGG)与纳赤台(NCT)剖面样品[4]、盆地西部组:盆地西部雅丹地貌剖面沉积物(CX)风砂样品[35]、盆地西部至 DBX 剖面位置附近的地表沉积物碎屑样品(CDM)。为确定盆地西部、格尔木河流域上游与 DBX 的物源关系,本文对上述样品进行 CIA 值计算,并投影到可反映化学风化趋势的 A-CN-K 三角风化图中[36](图 6),需注意的是,沉积物中的 CIA 可能受到粒度、碳酸盐与蒸发盐、K-交代及物源混合影响而产生系统偏差[37]。为降低这类影响,本研究已对样品进行了酸洗去除碳酸盐与蒸发盐,并采用 $CaO^*$ 计算,结合柴达木盆地已有研究在采取类似处理后获得的结果[38],CIA 在本区作为“相对风化强度”指标仍具有适用性与可比性。此外,还选取了

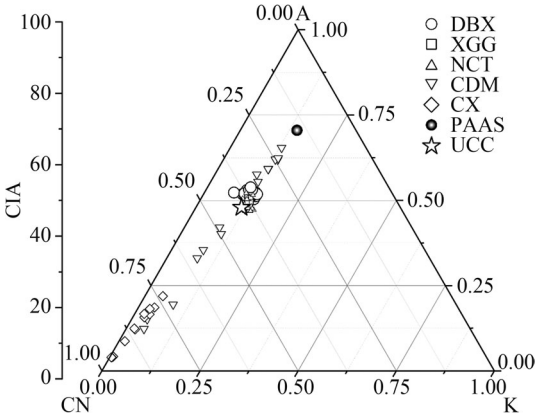



**图 6** 剖面及流域组、盆地西部组 A-CN-K 三角图

**Fig. 6** A-CN-K ternary diagram for the profile, catchment group and western basin group

$MgO/Al_2O_3$-$K_2O/Al_2O_3$、$K_2O/Al_2O_3$-$TiO_2/Al_2O_3$ 比值指示沉积物物源和 $SiO_2/Al_2O_3$-$TiO_2/Al_2O_3$ 和 $Na_2O/Al_2O_3$-$K_2O/Al_2O_3$ 比值指示沉积物的输送与迁移[39,40]。结果发现各组的化学风化强度总体表现为，由盆地西部（CX、部分 CDM 组）至东部（DBX 组）化学风化强度逐渐增加，DBX 的 CIA 值介于 50 ~ 60 之间，属于较低的化学风化程度，反映出柴达木干旱环境下弱风化的特征。各样品组的特征元素比值投点表明（图 7）：流域组（NCT、XGG）的沉积物元素特征比值表现为较高的 Si/Al 与稳定的 K/Al 值，指示具有共同的成熟度高且物源区较远特征，物源可能来自格尔木河上游东昆仑山区稳定的河流系统；盆地西部 CDM 组的碎屑沉积物以较高的 Mg/Al、Na/Al 值为特征，反映了局部基性或中性岩石风化物的贡献以及相对较低的风化成熟度；西部 CX 组样品的元素比值分散性显著，揭示其物质搬运机制以风蚀为主，受到物源混合与再搬运过程的影响。DBX 组元素组成则主要介于上述流域组与盆地西部组的特征之间（DBX 组表现出中等的 Si/Al、K/Al 及中等偏高的 Mg/Al、Na/Al 值，呈现出湖相沉积的多源混合特征），表明 DBX 物源同时包括河流携带的远源成熟碎屑以及区域风成输入的近源碎屑物质。将 DBX 物源特征与邻域湖泊记录对比，可进一步凸显其复合物源的代表性，例如：苏干湖（位于柴达木盆地西北缘）以地下水补给为主，但其沉积物中清晰记录了区域沙尘暴的沉积信号，其中粗粒组分（> 63 μm）主要由强风携带入湖且占比较大，反映了区域尘暴事件，细粒组分主要来源于流域径流输入[41]；相比之下，冬给错纳湖（位于青藏高原东北缘）主要受夏季风降水控制，湖泊沉积物以高山冰雪融水和降雨径流补给的碎屑为主，风成物质影响相对较小，代表了以河流物源为主的另一端元情形[42]。DBX 剖面的物源特征既包含了类似苏干湖的风成输入，又存在类似冬给错纳湖的水成供给，这种物源的复合性使 DBX 成为察尔汗盐湖区域内具有代表性的剖面沉积记录，体现了干旱区湖泊沉积特征的共性与独特性。

综上，DBX 物源包括来自格尔木河上游径流的成熟碎屑与柴达木盆地西部风力携入的基性岩屑等粗粒物。区域 Sr-Nd 同位素研究显示，察尔汗 ISL1A 岩芯风成组分与盆地西部古湖相地层同域[7]。基于此，本文推测，互层中砂层可能主要来自盆地西部的风成输入；湖相细粒沉积层以流域上游径流供给为主（除湖泊自身沉积物质外）。此外，需提及的是，粒度分选效应（粗粒近源沉降、细粒远输并富集黏土矿物）可能使沉积物的化学组成相对源区发生系统性偏移，本文未对该效应做独立量化，仅基于特征元素比值、CIA（$CaO^*$）等方法判定 DBX 物源。

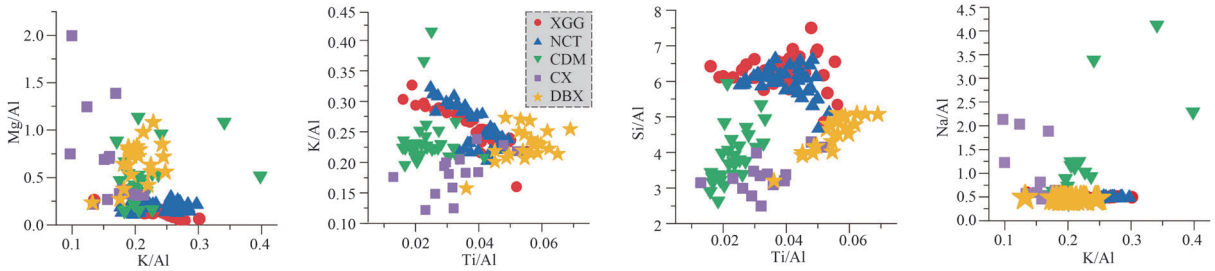



**图 7** DBX 剖面及流域组、盆地西部组特征元素比值散点图

**Fig. 7** Scatter plots of characteristic element ratios for the DBX profile, catchment group, and western basin group

## 5 结 论

（1）DBX 剖面Ⅰ区、Ⅱ区表现出不同的沉积特征。剖面Ⅰ区（20 ~ 100 cm）以均一细粒湖相沉积为主，属于干旱浅水的湖泊环境；Ⅱ区（100 ~ 270 cm）发育多层的砂层—湖相细粒层交互沉积，属于湿润高水位且有风力活动影响的湖泊环境。

（2）交互层的形成机制与高能风力事件（AEE）

密切相关。在湖泊水位高、水体稳定的Ⅱ区阶段,AEE(剪切风速≥0.8 m/s)携带粗颗粒入湖后快速沉降形成砂层;风力减弱后,细粒悬浮物逐渐沉积并覆于砂层之上形成湖相层,二者交替构成互层结构。Ⅰ区由于水位较浅,水体动荡,难以对粗颗粒有效分选,进而形成明显的互层。

(3) DBX剖面物源具有多源性,包括:格尔木河流域上游的成熟远源碎屑、柴达木盆地西部风力输送的近源基性碎屑。通过区域Sr-Nd同位素的研究结果,推测互层的砂质物源以盆地西部风成输入为主;湖相细粒以流域径流的持续输入为主。这种多源复合的物源关系证明干旱区湖泊沉积通常是多物源混合的结果。

## 参考文献


[1] BOYAL L, MARTIN-PUERTAS C, TJIALLINGII R, *et al*. Holocene climate evolution and human activity as recorded by thesediment record of lake Diss Mere, England[J]. Journal of Quaternary Science, 2024, 39(6): 972-986.

[2] VYSE S A, HERZSCHUN U, PFALZ G, *et al*. Sediment and carbon accumulation in a glacial lake in Chukotka (Arctic Siberia) during the Late Pleistocene and Holocene: combining hydroacoustic profling and down-core analyses[J]. Biogeosciences, 2021, 18(16): 4791-4816.

[3] 沈吉,汪勇,羊向东,等. 湖泊沉积记录的区域风沙特征及湖泊演化历史:以陕西红碱淖湖泊为例[J]. 科学通报, 2006, 51(1): 87-92.

[4] 程夏丽. 格尔木河流域晚更新世以来沉积物的风化过程及驱动机制[D]. 西宁:青海师范大学, 2023.

[5] KAPP P, PELLETIER J D, ROHEMANN A, *et al*. Wind erosion in the Qaidam basin, central Asia: Implications for tectonics, paleoclimate, and the source of the Loess Plateau[J]. GSA Today, 2011, 21(4/5): 4-10.

[6] CHEN K Z, BOWLER J M. Late Pleistocene evolution of salt lakes in the Qaidam basin, Qinghai province, China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1986, 54(1/4): 87-104.

[7] AN F Y, LAI Z P, LIU X J, *et al*. Abnormal Rb/Sr ratio in lacustrine sediments of Qaidam Basin, NE Qinghai-Tibetan Plateau: A significant role of aeolian dust input[J]. Quaternary International, 2018, 469: 44-57.

[8] 印森林,吴胜和,冯文杰,等. 基于辫状河露头剖面的变差函数分析与模拟[J]. 中南大学学报(自然科学版), 2013, 44(12): 4988-4994.

[9] 陈碧珊,潘安定,杨木壮. 近50年柴达木盆地气候要素分布特征及变化趋势分析[J]. 干旱区资源与环境, 2010, 24(5): 117-123.

[10] STOBER I, ZHONG J, BUCHER K. From freshwater inflows to salt lakes and salt deposits in the Qaidam Basin, W China[J]. Swiss Journal of Geosciences, 2023, 116(1): 5.

[11] 魏超. 达布逊湖面积变化及驱动力分析[D]. 西安:西安科技大学, 2019: 9-10.

[12] 周玉静,金晓媚,马靖宣,等. 青海东达布逊湖湖泊面积和水量的变化研究[J]. 自然资源遥感, 2024(3): 1-10.

[13] 许长坤,刘世宝,赵子基,等. 青海省东昆仑成矿带铁矿成矿规律与找矿方向研究[J]. 地质学报, 2012, 86(10): 1621-1678.

[14] CHEN F H, YU Z C, YANG M L, *et al*. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history[J]. Quaternary Science Reviews, 2008, 27(3/4): 351-364.

[15] 徐一帆. 基于多源遥感影像融合的察尔汗中更新世以来古湖岸重建及其古环境意义[D]. 西宁:青海师范大学, 2024: 39-40.

[16] PATERSON G A, HESLOP D. New methods for unmixing sediment grain size data[J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2015, 16(12): 4494-4506.

[17] FOLK R L, WARD W C. Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters[J]. Journal of Sedimentary Research, 1957, 27(1): 3-26.

[18] 安福元,马海州,魏海成,等. 柴达木盆地察尔汗湖相沉积物的粒度分布模式及其环境意义[J]. 干旱区地理, 2013, 36(2): 212-220.

[19] 杜晨,张兵,张世涛,等. 浅谈湖泊沉积环境演变中元素地球化学的应用及原理[J]. 地质与资源, 2012, 21(5): 487-492.

[20] SUN W W, ZHANG E L, Liu E F, *et al*. Impacts of chemical weathering and grain-size distribution on Lake Xingkai sediment geochemistry since the last interglacial period[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2018, 512: 71-79.

[21] 孙千里,周杰,肖举乐. 岱海沉积物粒度特征及其古环境意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2001, 21(1): 93-95.

[22] JIANG H C, ZHONG N, LI Y H, *et al*. A continuous 13.3-ka record of seismogenic dust events in lacustrine sediments in the eastern Tibetan Plateau[J]. Scientific Reports, 2017, 7(1): 15686-15686.

[23] QIANG M R, LIU Y Y, JIN Y X, *et al*. Holocene record of eolian activity from Genggahai Lake, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau, China[J]. Geophysical Research Letters, 2014, 41(2): 589-595.

[24] 肖舜,陈发虎,强明瑞,等. 青海苏干湖表层沉积物粒度分布模式与大气粉尘记录[J]. 地理学报, 2007, 62(11): 1153-1164.

[25] LIN Y C, MU G, XU L. Grain size and sedimentary sorting characteristics of atmospheric dust in the Cele Oasis, southern margin of Taklimakan Desert[J]. Sustainability, 2022, 14(13): 8093.

[26] ZHANG B W, LIU X Q, LI J F. The aeolian component inferred from lake sediments in China[J]. Aeolian Research, 2021, 50: 100700.

[27] YAN D, WÜNNEMANN B, STAUCH G, *et al*. Late Quaternary seasonal process variations in lake basins on the NE Tibetan Plateau[J]. Quaternary Science Reviews, 2021, 252: 106736.

[28] 陈钰,刘兴起,何利,等. 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[J]. 地质学报, 2016, 90(5): 1006-1015.

[29] 温煜未,李瑜琴,黄春长,等. 淮河支流澧河晚更新世以来古洪水事件沉积特征及其水文气候背景[J]. 地理科学进展, 2025, 44(3): 642-656.

[30] DIETZE E, MAUSSION F, Ahlborn M, *et al*. Sediment transport processes across the Tibetan Plateau inferred from robust

grain-size end members in lake sediments[J]. Climate of the Past,2014,10(1):91-106.
[31] 强明瑞,陈发虎,周爱锋,等. 苏干湖沉积物粒度组成记录尘暴事件的初步研究[J]. 第四纪研究,2006,26(6):915-922.
[32] 刘兴起,姚波,杨波. 青藏高原北部可可西里库赛湖沉积物及风成物的粒度特征[J]. 第四纪研究,2010,30(6):1193-1198.
[33] 李育,周雪花,李卓仑,等. 基于扫描电镜分析的猪野泽全新世砂层成因探讨[J]. 沉积学报,2013,31(1):149-156.
[34] 李永国,安福元,张啟兴,等. 柴达木盆地西部湖相地层风力侵蚀对黄土高原物源贡献的研究进展[J]. 盐湖研究,2017,25(2):105-111.
[35] 郜学敏,屈欣,王萌,等. 柴达木盆地西北部长垄状雅丹沉积物地球化学元素组成及指示意义[J]. 中国沙漠,2021,41(3):127-136.
[36] 李继彦,赵二丹,柳文龙,等. 察尔汗盐湖线形沙丘沙物质来源及输移路径[J]. 中国沙漠,2018,38(5):909-918.
[37] AlGEO T J,HONG H,WANG C. The chemical index of alteration (CIA) and interpretation of ACNK diagrams[J]. Chemical Geology,2025,671:122474.
[38] BAO J,YANG Y,YE C,*et al*. Evolution of weathering intensity in the Qaidam Basin, northeastern Tibetan Plateau, since the Middle Miocene:Insights from clay mineral records[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2024, 645:112210.
[39] ZHANG L,QIN X G,LIU J Q,*et al*. Geochemistry of sediments from the Huaibei Plain (east China):Implications for provenance,weathering,and invasion of the Yellow River into the Huaihe River[J]. Journal of Asian Earth Sciences,2016,121:72-83.
[40] HAO Q Z,GUO Z T,QIAO Y S,*et al*. Geochemical evidence for the provenance of middle Pleistocene loess deposits in southern China[J]. Quaternary Science Reviews,2010,29(23/24):3317-3326.
[41] QIANG M,CHEN F H,ZHANG J,*et al*. Grain size in sediments from Lake Sugan:a possible linkage to dust storm events at the northern margin of the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Environmental Geology,2007,51(7):1229-1238.
[42] OPITZ S,WÜNNEMANN B,AICHNER B,*et al*. Late Glacial and Holocene development of Lake Donggi Cona,north-eastern Tibetan Plateau,inferred from sedimentological analysis[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2012, 337:159-176.

# Bimodal Aeolian-Lacustrine Sedimentary Intercalations and Provenance in Qarhan Playa, Qaidam Basin

GAI Longfei[1,2], AN Fuyuan[1,2*], Hu Jinrong[1,2], Wang Yuhan[1,2], Zhang Zhenping[1,2]

(1. *Key Laboratory of Tibetan Plateau Land Surface Processes and Ecological Conservation (Ministry of Education), Qinghai Normal University, Xining*, 810008, *China*; 2. *Qinghai Provincial Key Laboratory of Physical Geography and Environmental Process, College of Geographical Sciences, Qinghai Normal University, Xining*, 810008, *China*)

**Abstract**: The palaeolacustrine sedimentary record of the Qaidam Basin since the Pleistocene is of great significance for understanding the aridification process in the Asian interior and its driving mechanisms. This study focuses on a palaeolacustrine section from the Qarhan region in the east-central Qaidam Basin, which is characterized by interbedded aeolian and lacustrine deposits. Using grain-size and geochemical element indices combined with grain-size end-member modeling, we investigate the compositional characteristics of the sediments, their depositional mechanisms, and provenance. The results show clear differences in sedimentary characteristics between the 20 ~ 100 cm (Zone Ⅰ) and 100 ~ 270 cm (Zone Ⅱ) intervals of the profile. Zone Ⅰ is dominated by homogeneous fine-grained lacustrine deposits, whereas Zone Ⅱ consists of interbedded aeolian sand and still-water fine-grained lacustrine layers. The frequency and thickness of these intercalations are associated with high-energy wind events. The lacustrine component in the bimodal interlayers likely originates from runoff in the upper reaches of the Golmud River, whereas the aeolian component is likely derived from wind activity in the western Qaidam Basin. This study reveals the bimodal nature of the sedimentary intercalations and their depositional mechanism, reflecting the influence of both wind and hydrodynamic processes on lake sedimentation in arid regions. It provides new profile-scale evidence for the complex sedimentary processes in lakes of arid regions. Furthermore, provenance analysis confirms that sedimentation in arid inland lakes is often the result of multiple-source mixing.

**Key words**: Lacustrine sediments; Grain size end-members; Geochemical elements; Provenance analysis