

范亚伟,杜鹤强,卢善龙,等.长江源卓乃湖流域地表沉积物粒度分布与风沙流结构[J].中国沙漠,2023,43(3):47-56.

长江源卓乃湖流域地表沉积物粒度分布 与风沙流结构

范亚伟^{1,2}, 杜鹤强¹, 卢善龙³, 韩致文¹, 刘秀帆^{1,2}, 刘欣雷^{1,2}

(1.中国科学院西北生态环境资源研究院 干旱区生态安全与可持续发展全国重点实验室,甘肃 兰州 730000; 2.中国科学院大学,北京 100049; 3.中国科学院空天信息创新研究院 中国科学院数字地球重点实验室,北京 100094)

摘要:干涸湖盆是干旱与半干旱地区沙尘暴的主要策源地。长江源地区卓乃湖流域湖泊溃堤后,大量湖底碎屑物质出露地表成为新的沙源,不断加剧的风沙灾害严重威胁着卓乃湖的生态环境与青藏铁路的安全运营。通过对卓乃湖西岸、南岸和东侧3个部位的风沙活动进行系统观测,获得了卓乃湖溃堤后地表及风沙流中沙尘物质的粒度分布以及风沙流结构。结果表明:卓乃湖西岸是流域内风沙活动最为强烈的区域,西岸和南岸是流域内的主要起沙起尘区;东侧为沉积沉降区,风沙沉积物既包括本地沙物质,也包含来自西岸和南岸的沙尘;由于湖相沉积物粒度较细,西岸的风沙流结构随高度线性递减。结合地表和风沙流中沙尘的粒度分析特征,认为卓乃湖流域沙尘以流体起动为主,而非传统观点认为的以跃移物质的轰击起动为主。高原地区干涸湖盆的风沙活动具有独特性,在风沙防治中不可照搬低海拔地区的防治模式。

关键词:卓乃湖流域;干涸湖盆;粒度分布;风沙流结构;沙尘起动方式

文章编号: 1000-694X(2023)03-047-10

DOI: 10.7522/j.issn.1000-694X.2022.00138

中图分类号: P931.3

文献标志码: A

0 引言

湖泊萎缩或者干涸导致湖底碎屑物质被风力吹蚀,会形成严重的风沙灾害^[1]。国外关于干涸湖底风沙盐尘灾害的研究集中在中亚的咸海^[2-4]和北美的欧文斯湖^[5-7]。Mees等^[3]发现咸海南岸沉积物表面所覆盖的结皮是该地盐尘暴的潜在来源,并对盐壳的质地结构进行了研究。Cahill等^[5]在以往研究的基础上对欧文斯湖进行了实地观测,从而确定沙尘暴发生的主要原因是干涸湖床的表面结皮受到侵蚀。除了对干涸湖泊的湖底沉积物进行实地观测之外,学者还结合建模手段计算了干涸湖床的沙尘通量^[6-7]。Gillette利用模型确定了欧文斯湖粉尘的空间分布,并计算得到2000年7月1日至2001年6月30日的PM₁₀通量为7.2万t^[7]。国内的研究集中在西北内陆湖区,如罗布泊^[8]、青土湖^[9-10]以及艾比湖等^[11-16]。罗布泊是气候变化和人类活动耦合作

用下而干涸的典型湖泊。王富葆等^[8]对罗布泊历史时期的环境变迁做了总结,指出目前罗布泊已完全干涸,其湖底被厚20~40 cm的盐壳覆盖,全年大风、沙尘暴和扬尘日数达102.5天。位于石羊河下游的青土湖由于断水干涸之后,形成了盐碱化荒漠。郭树江等^[9-10]对青土湖的风沙流结构以及植被与地表输沙量的关系进行了研究,为青土湖的沙尘治理提供了数据支撑。位于新疆的艾比湖一直以来也是国内干涸湖盆研究的焦点。通过多年的努力,学者对艾比湖湖底沉积物的物质组成、风沙特征、沉积通量以及输送过程等科学问题均取得了较系统的认识^[11-16]。

当前对干涸湖泊风沙运动研究多在干旱、半干旱地区,在寒旱地区的研究较少。前人认为与分布在中国北方的几大沙尘源区相比,青藏高原的风沙灾害指数并不高且不具备粉尘源区的条件^[17],但最新研究成果显示,青藏高原由于其特殊的自然条

收稿日期:2022-09-06; 改回日期:2022-10-16

资助项目:第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0202); 国家重点研发计划项目(2020YFA0608402)

作者简介:范亚伟(1997—),女,山西长治人,硕士研究生,主要从事沙尘释放方面的研究。E-mail: fanyawei@necer.ac.cn

通信作者:杜鹤强(E-mail: dilikexue119@163.com)

件,具有很高的沙尘释放潜力^[18]。Du等^[18]基于高原低温低压的气候环境,将空气密度作为一个重要参数来改进沙尘模型,计算结果表明青藏高原的沙尘释放量可以达到中国北方的2/3,说明青藏高原存在剧烈的风沙活动且强度不容忽视,是全球重要的沙尘源。此外,有研究显示,季节性干涸湖盆比永久性干涸湖盆拥有更强的沙尘释放能力,这主要是因为前者表面结构和沉积物对风蚀的响应更迅速,而后者由于坚硬的表面,如果没有外力作用的干扰,很难发生沙尘释放^[19]。阿根廷北部的马奇基塔湖(Mar Chiquita Lake)由于异常降水在30年间湖区面积扩大了3倍,2003年开始大面积萎缩。Bucher等^[20]的模拟结果显示湖泊2009年的盐尘释放总量高达650万t。事实上,21世纪以来,青藏高原出现了较为明显的暖湿化倾向,造成众多湖泊面积扩大,湖泊退水后大量碎屑物质暴露在空气中,为风沙活动提供了丰富的物源,同样导致沙尘事件频发^[21-24]。2011年9月之前的连续降水导致可可西里地区卓乃湖湖泊面积急剧增加,继而发生了一系列的湖岸溃堤和湖水外溢事件,卓乃湖湖水的外泄导致西岸和南岸的大面积沙化湖底裸露^[22,24],在青藏高原高风能环境影响下,风沙活动加剧,沙尘暴发生频率显著增高。卫星遥感数据反演结果显示,湖泊溃堤之后,2011—2020年每年的11月至次年3月的年均沙尘暴天数为32 d,而在此之前,整个流域内通过遥感数据均未观测到沙尘暴天气。每次沙尘暴来临的影响区域都会延伸数百千米^[25],危害极大。然而由于卓乃湖流域位于可可西里自然保护区,野外条件艰苦,观测设备稀缺,尤其是风沙活动的实地观测尚处于空白状态。由于观测数据的缺乏,流域内沙源的分布状况以及沙尘物质的运输过程等均尚未明确。

为了进一步探明以上问题,须对流域的地表土壤粒度分布和风沙流结构进行系统的研究。粒度作为沉积物的主要特征,在反映物质来源、搬运方式和动力特点以及沉积后的环境作用等方面具有重要意义^[26]。风沙流结构是指气流中单位面积、单位时间输沙量随高度的分布及其变化规律,是风沙运动研究的核心内容^[27-28],对研究风沙灾害防治具有重要的意义。自从Bagnold建立起输沙率与风速以及沙粒粒径的关系之后,国内外学者围绕沙丘表面风速廓线和风沙流结构展开了大量研究^[27,29-32]。然而前人的研究多在干旱半干旱地区,对高寒地区

沙尘事件的粒度分析和风沙流结构研究较少。事实上,由于高原地区的低温低压环境,其风沙活动不同于低海拔地区,沉积物的粒度分布以及风沙流结构特征也区别于一般的平原地区。寒冷环境下的空气密度更大,从而能够对颗粒物施加更强的拖曳力,在同等条件下,将同样的颗粒物带到一定的高度所需的风速更低^[33]。而对于给定大小的土壤颗粒,在低气压环境下,土壤颗粒起动需要更高的摩阻起动风速^[34]。总而言之,高原低温低压环境下的风沙运动特征具有更强的复杂性和不确定性,不能直接套用平原地区的研究经验。高寒地区的沉积物粒度分布和风沙流结构特征分析是风沙活动研究中必不可少的一部分内容,对扩展风沙科学研究内容、补充低温低压环境下风沙活动研究具有重要意义。

为了弥补高原地区风沙活动特征研究的缺失,研究团队多次深入卓乃湖流域进行土壤采样和风沙观测,旨在通过对流域内地表土壤粒径和风沙流结构的分析,得到卓乃湖湖岸输沙量随高度的分布特征,从而探明流域的风沙规律,为青藏高原干涸湖盆的风沙运动研究提供案例,为防治风沙灾害提供理论依据和科研支撑。

1 研究方法

1.1 研究区概况

长江源卓乃湖流域位于被称为“生命禁区”的青藏高原可可西里自然保护区,远离内陆,平均海拔在4 000 m以上,区域总面积8 564 km²。此外,流域的自然环境非常恶劣,属于高寒草原半干旱气候,年均气温-5℃,年降水量200~300 mm,风力强劲,一年有近一半的天数最大风速大于10.7 m·s⁻¹,风向以西偏南风为主^[24]。流域自西向东依次分布着卓乃湖、库赛湖、海丁诺尔湖和盐湖四大湖泊,均为内流湖(图1)。卓乃湖是最著名的藏羚羊产羔地,每年的5月底至6月初,上万只藏羚羊前往卓乃湖产仔,故此处被称为“藏羚羊大产房”。卓乃湖的地势西高东低,2011年9月连续降水事件导致卓乃湖湖水外泄,洪水退却后,卓乃湖的西岸、南岸出现了大面积的干涸湖底,湖底的碎屑物质在高原的强风力驱动下,已经引发了一系列的生态和环境灾害。谢昌卫等^[24]基于遥感影像解译了流域的沙漠化面积,结果显示仅仅是湖泊周围受风沙侵蚀的草地面积便达

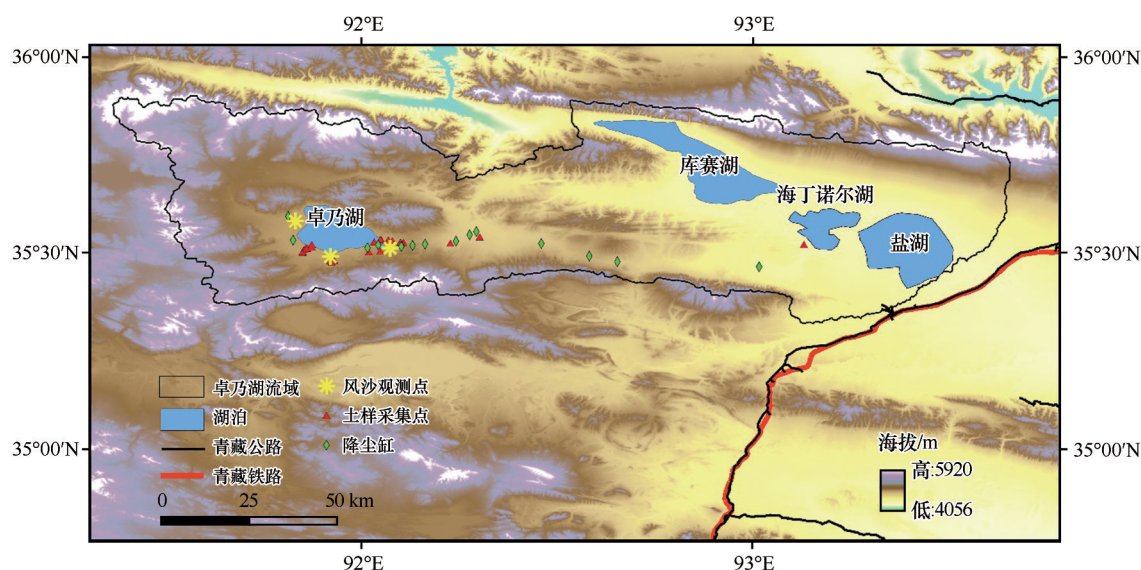


图1 研究区概况图

Fig. 1 Sketch map of the study area

到 470 km², 严重威胁着藏羚羊的生存环境。此外, 下游的盐湖距离青藏铁路和青藏公路不足 8 km, 被风吹蚀的沙物质堆积在铁路和公路周围, 给铁路及公路安全造成了极大的威胁。

1.2 样品采集

1.2.1 土壤样品采集

2018年11月, 在裸露的湖岸、湖泊溃堤口、溃堤河道以及未溃堤地面进行了土壤样品采集。土壤采集样方大小为 5 cm×5 cm, 深度为 10 cm, 每个样方设 3 个重复样本。本次土壤样品采集共设置 34 个采样点, 其中溃堤后的裸露湖岸共 13 个, 分别位于西岸观测场与南岸观测场; 未溃堤地面 10 个, 其中在东侧沉降区(沙化草地) 2 个; 湖泊溃堤口和溃堤河道 11 个。

1.2.2 风沙观测仪器架设与数据采集

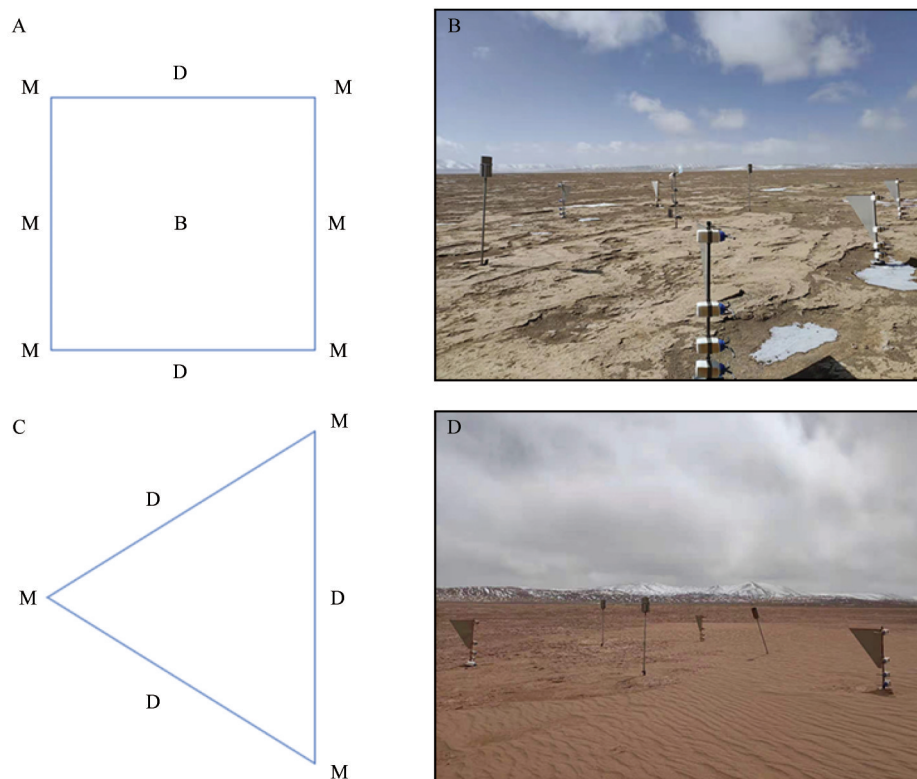
为了探明卓乃湖流域的风沙活动特点, 2020年11月8—16日, 在卓乃湖布设了风沙观测场, 该观测场是目前可可西里无人区唯一一个风沙活动观测场。该观测场共包括 BSNE (Big Spring Number Eight) 集沙仪 2 套、MWAC (Modified Wilson and Cook) 集沙仪 15 套和不锈钢降尘缸 40 套, 用于观测区域内的风沙通量与降尘过程。其中 BSNE 包括 4 个高度(40、80、120、160 cm)的风沙沉积物采集盒, 每个进沙口横截面积为 2 cm×4 cm。MWAC 集沙仪包括 4 个高度(10、20、40、80 cm)的采集盒, 进沙口与出气口直径均为 1 cm。选取两种集沙仪的目的

是对不同集沙仪采集的数据进行交互验证。降尘缸口径为 15 cm, 深度为 25 cm, 架设高度距地表 1.5 m。共布设了 3 个风沙观测场, 分别为湖泊西岸(W)、南岸(S)和东侧沉降区(E)。西岸为浅水区湖底, 由于卓乃湖溃堤退水而裸露, 目前已被风沙严重剥蚀, 为卓乃湖主要起沙起尘区。南岸与西岸情况类似, 但是起沙起尘情况较西岸有所缓和, 西岸与南岸观测场仪器布局如图 2A 所示, 由 1 套 BSNE 集沙仪、6 套 MWAC 集沙仪和 2 套不锈钢降尘缸(安装在主风向上)组成。东侧沉降区是一个对比观测场, 用于观测本地起沙及西岸与南岸的沙尘搬运和沉积过程, 布局如图 2C 所示, 由 3 套 MWAC 集沙仪和 3 套不锈钢降尘缸(三角形观测区域底边与主风向垂直)组成。

由于卓乃湖流域位于可可西里北部无人区, 分布着大量季节性冻土, 只有在季节性冻土冻结后才可通行深入研究区。此外, 受高海拔、低温环境和强风等恶劣天气的影响, 观测和取样难度较大。因此, 在架设风沙观测仪器之后, 分别于 2021 年 4 月 6—12 日和 2022 年 3 月 20—22 日依照之前采样时记录的样点坐标进入卓乃湖流域对风沙水平通量与降尘数据进行了两次采集, 并对仪器进行了加固。对集沙仪不同高度的沙尘进行标号, 带回实验室进行数据处理, 获得了第一手的研究资料。

1.3 粒度分析方法

在实验室中去除样品中的植物根须、动物残骸



A. 西岸、南岸观测场仪器安装示意图; B. 南岸观测场概况图; C. 东侧观测场仪器安装示意图; D. 东侧观测场概况图。

图中B代表BSNE集沙仪, M代表MWAC集沙仪, D代表降尘缸

图2 风沙观测场仪器组安装示意图与架设点概况图

Fig.2 Schematic diagram of instrument group installation and erection point of aeolian sand observation field (A, The instrument installation schematic of W and S observation field. B, The sketch maps of S observation sites. C, The instruments installation schematic of E observation field. D, The sketch map of E observation field. B represents BSNE Sand Collector, M represents MWAC Sand Collector, D represents Dust Cylinder)

等杂质之后,利用 Marvern 粒度仪 (MS3000)测定其粒径分布,量程为0.01~3 500 μm 。为方便作图和运算分析,测得的粒径值使用以下公式进行对数转化:

$$\varphi = -\log_2 d \quad (1)$$

式中: φ 和 d 均表示颗粒直径(前者单位为 Φ ,后者单位为mm)。

不同粒级沉积物的粒度范围和类别名称如表1所列^[35-36]。此外,鉴于MS3000的粒度范围,在进行测定之前先用筛孔为3.5 mm的筛子去除样品中的砾石。

利用Folk-Ward图解法对土壤样品的平均粒径(M_z)、分选系数(σ)、偏度(SK)以及峰态(K_g)等粒度特征参数进行计算^[37]:

$$M_z = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}}{3} \quad (2)$$

$$\sigma = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{6.6} \quad (3)$$

$$SK = \frac{\Phi_{84} + \Phi_{16} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{\Phi_{95} + \Phi_5 - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{95} - \Phi_5)} \quad (4)$$

$$K_g = \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{2.44(\Phi_{75} - \Phi_{25})} \quad (5)$$

式中: Φ_n 表示累计质量分数为 $n\%$ 时粒径的 Φ 值。计算得到的粒度参数的划分标准如表2所列。

1.4 风沙流结构分析

风沙流结构是研究区域风沙运动规律的重要一环,通过定量的研究区域内风沙流中沙粒随高度的变化规律,能够判定地表的蚀积情况并为区域风沙危害防治等提供科学依据。本文选用3个观测场均布设的MWAC集沙仪的数据进行分析,BSNE集沙仪的数据用于交叉验证。

此外,为了进一步探明研究区域不同地表的风沙吹蚀、沉积和搬运过程,参考吴正^[38]提出的风沙流结构特征值(λ)进行计算并分析结果。由于本研

表 1 沉积物粒级范围和类别名称
Table 1 Sediment particle size range and category

沉积物	粒径/ Φ	类别名称	沉积物	粒径/ Φ	类别名称	沉积物	粒径/ Φ	类别名称
砾石	<-8	巨砾	砾石	-1~-2	极细砾	粉砂	5~4	极粗粉砂
	-6~-8	卵石	砂	0~-1	极粗砂		6~5	粗粉砂
	-5~-6	极粗砾		1~0	粗砂		7~6	中粉砂
	-4~-5	粗砾		2~1	中砂		8~7	细粉砂
	-3~-4	中砾		3~2	细砂		8~9	极细粉砂
	-2~-3	细砾		4~3	极细砂	黏粒	> 9	黏粒

表 2 分选系数、偏度和峰度划分标准
Table 2 Classification standard of sorting coefficient, skewness and kurtosis

分选系数 σ		偏度 SK		峰度 K_g	
范围/ Φ	描述	范围	描述	范围	描述
<0.35	分选极好	-1.0~-0.3	极负偏	<0.67	很宽
0.35~0.50	分选很好	-0.3~-0.1	负偏	0.67~0.90	宽
0.50~0.71	分选较好	-0.1~ 0.1	近对称	0.90~1.11	中等
0.71~1.00	分选中等	0.1~0.3	正偏	1.11~1.50	窄
1.00~2.00	分选较差	0.3~1.0	极正偏	1.50~3.00	很窄
2.00~4.00	分选很差			>3.00	非常窄
>4.00	分选极差				

究中集沙仪最底层的高度为 10 cm,根据吴正的计算公式,将风沙流结构特征值定义为 λ' :

表 3 地表土壤粒度参数
Table 3 The particle size parameters of surface soil

土样采集部位	粒度参数				
	平均粒径 M_z/Φ	平均粒径标准差 S_d	分选系数 σ/Φ	偏度 SK	峰态 K_g
西岸观测场	6.771	1.177	1.8433	-0.0031	1.0796
南岸观测场	6.156	0.787	2.2729	0.0045	0.8975
东侧沉降区	5.103	1.107	1.9635	0.1024	1.3478
溃堤口与溃堤河道	5.879	0.577	2.0749	0.0111	0.9465
未溃堤地面	5.685	0.425	2.4684	0.0449	0.7716

卓乃湖流域地表土壤的分选系数集中在 0.81~2.72 Φ 范围内,仅在溃堤后近湖边缘有一土壤样品分选中等,其余均为很差和较差(表 3),说明总体来看,流域土壤粒径分布较为分散,粒度范围较广。

研究区域表土样品中 83% 的偏度集中在-0.1~0.1,以近对称为主(表 3)。其中,溃堤后的裸露沙地、东侧溃堤口和溃堤河道的土壤样品偏度大多为

$\lambda' = Q_{10-80}/Q_{0-10}$ (6)

式中: Q_{10-80} 为气流 10~80 cm 高度内的输沙量; Q_{0-10} 为气流 0~10 cm 高度内的输沙量,即最大层输沙量。

2 结果与分析

2.1 地表土壤粒度特征

流域内表层土壤的平均粒径 4~7.8 Φ ,大部分为粉砂,只有极少の中沙(表 3)。溃堤后的裸露沙地中,虽然大部分为粉砂,但是以中粉砂与细粉砂为主,约占 70%,是流域中细颗粒物质的来源;东侧溃堤口以及溃堤河道的土壤样品也均为粉砂,但是以中粉砂和粗粉砂为主,不含细粉砂;未溃堤地面采样点分别分布在卓乃湖南缘的草溃堤河道边缘以及下游盐湖附近,均为中粉砂和粗粉砂,同样不含细粉砂。

近对称分布,近对称分布的样品所占比例分别为 70%、100% 和 89%,说明湖相沉积物的分布对称性较好。而未溃堤地面土壤样品偏度仅 40% 呈近对称分布,剩余以正偏为主,说明未溃堤地面土壤中的粗颗粒物较沙化湖底更多。研究区域内地表土壤的峰度 0.63~2.88,峰态以窄和很窄为主,说明区域内的沉积物峰值范围较为集中(表 3)。

总体而言,溃堤口、溃堤河道与未溃堤地面的粒度参数具有较强的一致性,因为溃堤口与溃堤河道在卓乃湖未溃堤之前与未溃堤地面的土壤条件、植被条件等均有很高的相似性,证明在短时间内,洪水的冲刷作用对地表土壤粒度的改变尚不明显。而对比上述两者与裸露沙地的粒度特征,可以看出,未溃堤地面土壤平均粒径大于裸露沙地的湖相沉积物,这是因为裸露沙地中存在比重较大的细粉砂,而其余地方均为中粉砂和粗粉砂。

2.2 风沙流中沙粒的粒度特征

数据显示风沙流中沙粒的平均粒径较地表土壤(表3)的更粗,集中在 $2.7\sim 7.5\Phi$ (表4)。因为根据Shao^[39]的沙粒起动公式,粒径在 $60\sim 200\mu\text{m}$ 的颗粒物最易起动。在此范围之外,受粒径间内聚力和

自身重力的影响,随着粒径的增大或减小,其起动风速均有显著上升。风沙流中沙粒的粒径有22%分布在该范围,而卓乃湖周边湖岸地表粒径测试结果显示,约87.5%的颗粒物粒径集中在小于 $60\mu\text{m}$ 的区间内,小于易起动的颗粒范围,因此风沙流中沙粒的平均粒径大于地表颗粒物。各个观测场风沙流中沙粒的粒径分布显示,西岸观测场以极粗粉砂为主,约1/4为中粉砂和细粉砂;南岸观测场则以细砂和极细砂为主,约占总体的80%,湖岸均以细颗粒物物质为主,具有典型的湖相沉积物特征。东侧沉降区有少量的极细砂,剩余均为极粗粉砂,颗粒物粒径大于湖岸。通过数据分析和实地观测,发现卓乃湖西岸裸露沙地为该流域的最主要的沙尘源,风沙沉积物中沙尘含量最高,其次为卓乃湖南岸。

表4 风沙流中沙粒粒度参数
Table 4 The particle size parameters in aeolian-sand flow

沙粒采集部位	粒度参数				
	平均粒径 M_z	平均粒径标准差 S_d	分选系数 σ	偏度 SK	峰态 K_g
西岸观测场	5.225 Φ	0.996	1.9972 Φ	0.0760	0.8388
南岸观测场	4.653 Φ	0.339	2.0914 Φ	0.1133	1.0685
东侧沉降区	3.595 Φ	0.748	1.5590 Φ	0.2148	1.6214

此外,通过对观测场的实地考察以及数据分析,发现南岸和西岸的地表分布着大量细颗粒物,并且发生了较为严重的风蚀。而东侧观测场的地表风蚀程度较缓,但是从集沙仪中收集到的颗粒物来看,其沙尘量并没有显著低于南岸与西岸观测场。主要是因为湖岸是研究区的主要起沙起尘区,而东侧观测场是沉积沉降区。流域的气流吹过溃堤后的湖相沉积物,夹带较细的颗粒并搬运至东侧沉降区。目前的沙尘运输范围主要是以卓乃湖为中心的大面积沙化草地,同时也有向整个流域输移的倾向。

风沙流中沙粒的分选性与表层沉积物相比变化不大(表4)。风沙流中沙粒的偏度集中在 $0.1\sim 0.3$,以正偏为主,约占72.8%,近对称则占不到20%,这主要是因为风力的作用下,被吹蚀的主要是可蚀性物质。峰度 $0.62\sim 2.27$,且中等水平集中在西岸观测场,说明西岸较南岸和东侧沉降区而言,集中了大部分的细颗粒物。

2.3 风沙流中沙粒粒径随高度的变化特征

风沙流中沙粒粒径随高度的变化是表征风沙蚀积特征的重要指标。根据集沙仪的采样高度,对流域地表以及3个观测场风沙流中的沙粒进行粒度分析测试,得到的结果按照集沙仪高度($1\sim 10$ 、 $2\sim 20$ 、 $3\sim 40$ 、 $4\sim 80\text{ cm}$)绘制成粒度分布曲线,如图3所示。

粒度分布曲线显示,流域内西岸与南岸的地表和观测场(图3C和图3D)风沙流沙粒的粒径分布大致呈现三峰态,具有典型湖相沉积物特征。西岸和南岸风沙流中的沙粒除了集中在易起动颗粒粒径组($60\sim 200\mu\text{m}$)外,还有大量 $1\sim 20\mu\text{m}$ 粒径组的细颗粒物。主要是因为湖岸分布着大量细颗粒物,在流域的强风力作用下极易被吹蚀。东侧沉降区(图3B)呈现较为明显的双峰态,风沙流中与地表颗粒物粒度分布相似,粒级集中在 $60\sim 200\mu\text{m}$,只有少量分布在 $1\sim 20\mu\text{m}$ 粒径组的细颗粒物。此外,西岸观测场和东侧沉降区每个高度下分布在可蚀性颗粒物范围内的变化趋势不一致,高度越高,峰值范围越靠近较低的粒径组,而南岸观测场每个高

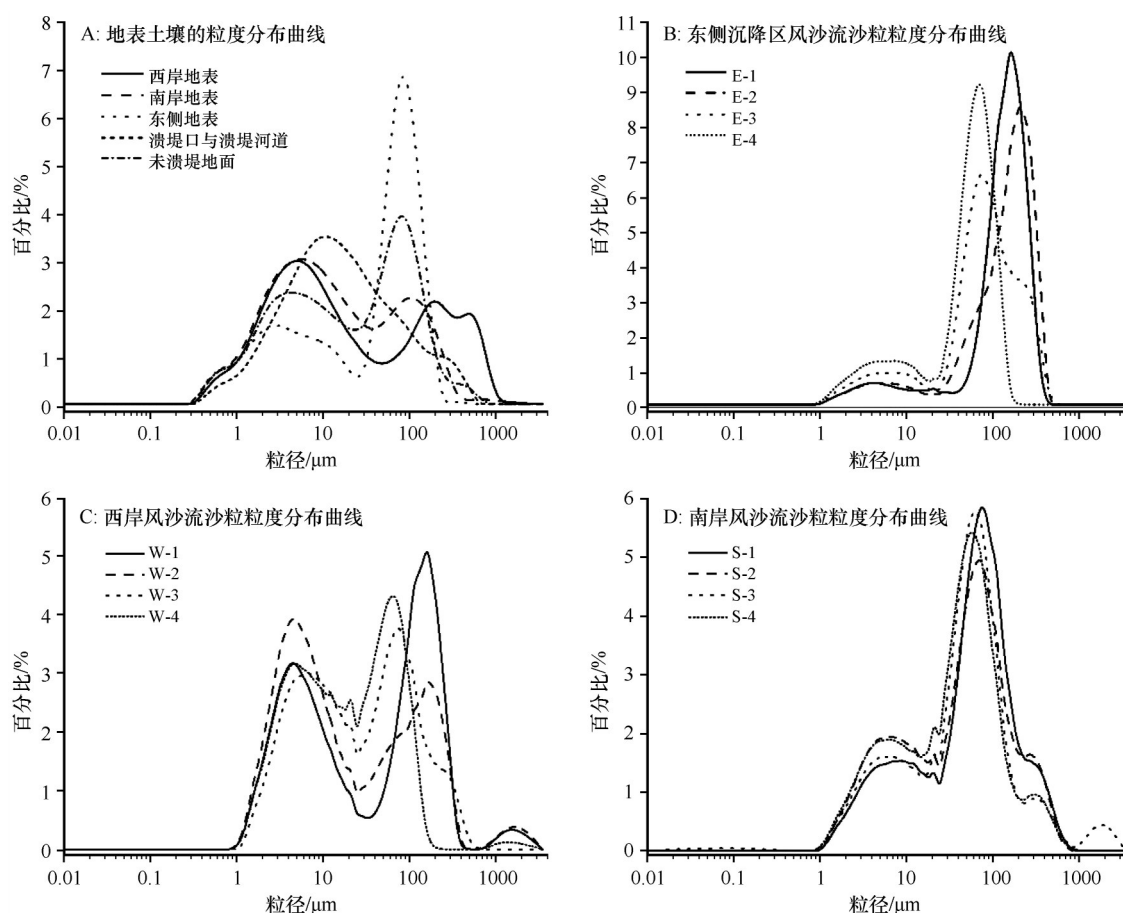


图3 地表土壤与风沙流沙粒粒径随高度分布

Fig.3 Distribution of land surface and aeolian sand flow particle size with height

度的颗粒物变化趋势相近。这主要与地表颗粒物的粒径分布有关,南岸地表颗粒物的标准差比较小,分选较好,因此其风蚀沉积物的粒径分布也呈现较一致的状态;而西岸和东侧沉降区的标准差都比较大,地表粒径分选较差,由于粒径自身重力原因,在各高度上分布不一致。

此外,对地表和风沙流中沙粒的粒度分布曲线进行分析,结果对研究区域的沙尘起动方式有一定的指示作用。在风沙物理界普遍认为,由于土壤颗粒之间的内聚力,沙尘最有效的起动方式是冲击启动,即来自上风向的跃移颗粒,通过对地表的轰击作用,破坏细颗粒间的内聚力,导致沙尘物质的起动。然而近年来,随着研究的深入,学术界对于沙尘的起动方式有了新的见解。Zhang等^[40]发现在地表沙尘物质充足的条件下(例如风洞实验运行的前2~3 min),沙尘的起动方式是以流体起动为主。Marticorena等^[41]通过风洞试验分别讨论了3种土壤类型下的轰击起动和流体起动的粉尘浓度,结果显示细颗粒物质占比例更多的土壤,流体起动的粉

尘占比更多。另外,基于主流轰击起动公式,无论是MaB95、Z03或S04,风沙的水平跃移通量($60\mu\text{m} < D_p < 200\mu\text{m}$)远远高于垂直尘通量($D_p < 60\mu\text{m}$),且存在数量级上的差异^[41-43]。然而通过图3A发现,西岸和南岸地表的细颗粒物质所占比例都很大,尤其是西岸,其沙尘物质与跃移沙物质几乎没有数量级上的差异,另外风沙流中沙粒随高度的粒径分布图也显示(图3C和3D),起动的沙尘物质中细颗粒物质同样占很大的比例。因此我们可以推断:在高原的特殊风能环境中,如果地表覆盖有足量的松散物质(比如研究区域中的湖相沉积物地表),沙尘的起动方式可能以流体起动为主,而非轰击起动为主。

2.4 风沙流结构

为了更加清晰地对比分析,对集沙仪各个高度的输沙量进行归一化处理,用各高度的输沙量与总输沙量的比值代替其绝对输沙量。

3个观测场内输沙量均集中在10 cm 以下的高

度内。在0~10 cm的高度内,由西岸到南岸再到东侧,输沙量百分比依次增大(图4A)。说明风沙流的侵蚀效应逐渐减弱,堆积效应逐渐增强。这和我们的设置以及实地考察到的结果相吻合:东侧风沙沉降区是选定的一个对比观测区,它位于卓乃湖东侧

溃堤口附近,但是不在卓乃湖的裸露湖底,其周边沙土呈板结状,存在明显的剥蚀痕迹。该点的沙尘既包含本地的沙尘,也包含卓乃湖西岸和南岸经过长距离输送并沉降于此的沙尘。故在10 cm高度内,其输沙量大于西岸和南岸观测场。

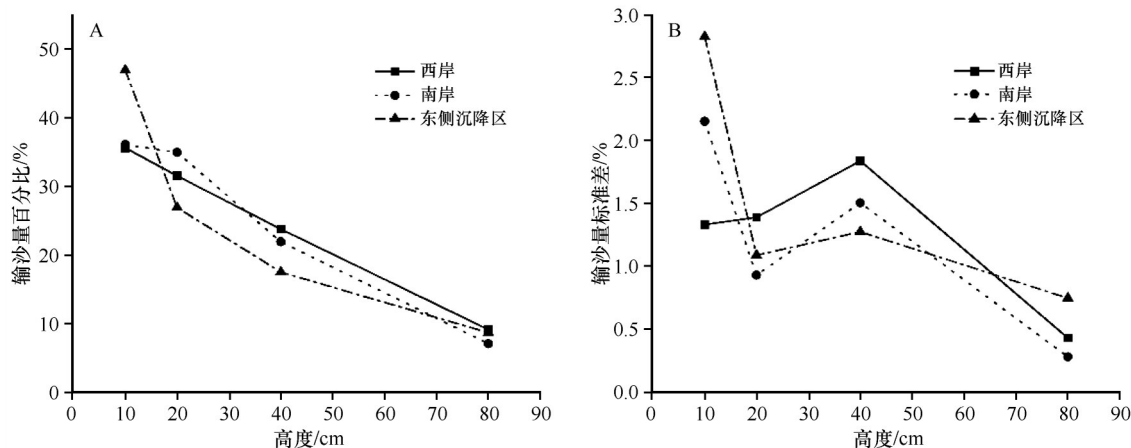


图4 3个观测场输沙量百分比和标准差随高度的分布

Fig.4 Distribution of sediment discharge and standard deviation with height in three observation fields

3个观测场输沙量标准差随高度变化趋势有明显差异,但是标准差均较低,说明观测场的数据具有较好的代表性(图4B)。整体上,南岸和东侧观测场的标准差变化趋势大致相同,在10 cm高度内大于10 cm高度外的标准差,说明10 cm高度内输沙量的变率最大。此外,对比近地表10 cm高度内的输沙量标准差,发现东侧沉降区高于湖岸。这主要是因为东侧沉降区的地表颗粒物分选性较差,在风力的分选作用下导致地表可蚀性颗粒物的空间异质性更为明显。对于西岸观测场,无论是输沙量还是标准差,都与另外两个观测场的变化有明显差别,这主要是因为西岸湖泊溃堤之后的裸露湖岸细颗粒物含量更高,集中了区域内很大面积的沙尘,是该地的主要起沙源区。

为了进一步探明输沙量随高度的分布情况,对3个观测场的风沙流内不同高度内输沙量进行了拟合(图5),发现南岸和东侧输沙量百分比随高度呈幂函数递减:

$$Q_0 = ah^3 + bh^2 + ch + d \quad (7)$$

式中: Q_0 表示输沙量百分比; h 为高度; a 、 b 、 c 、 d 均为拟合系数。拟合函数在0.05显著水平上,决定系数 R^2 均在0.99以上。通常的风沙活动中,集沙仪中的沉积物以粒度大于60 μm 的沙物质为主,其风沙流结构函数为幂函数^[44]。东侧沉降区地表细颗粒物

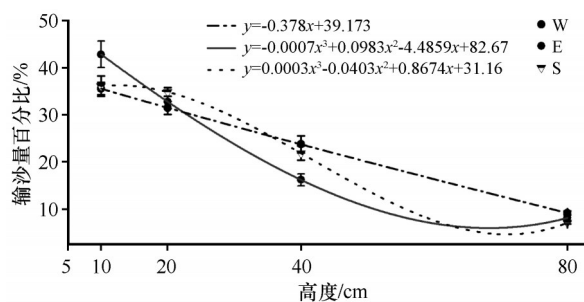


图5 风沙流结构函数

Fig.5 Structure function of aeolian-sand flow

质含量较低,集中在60~200 μm ,因此与一般风沙活动的风沙流结构一致。值得注意的是西岸观测场的风沙流拟合函数不同于一般风沙活动,呈线性减小趋势,这主要是因为西岸地表物质中细颗粒物质含量更高,粒度集中在较细的部分。而南岸被认为是一个过渡区,细颗粒物质不如西岸高,兼有西岸和东侧沉降区的风沙流特征。

总体来看,3个观测场的风沙流结构特征值(λ')集中在1.16~2.54。根据吴正^[45]的研究,风沙流结构特征值大于1时为非饱和风沙流,气流具有较大的搬运能力,说明研究区以风蚀与搬运过程为主。西岸、南岸观测场和东侧沉降区的平均风沙流结构特征值分别为1.81、1.77和1.25,说明与东侧沉降区相比,湖岸的风蚀过程更为强烈。

3 结论

卓乃湖流域的风沙活动以风蚀和搬运为主, 西岸是整个流域最主要的沙尘源, 其沙尘释放影响着全流域甚至更大尺度的沙尘事件。

卓乃湖流域地表颗粒物的粒径分布不同于一般的戈壁、沙漠地表, 湖泊的西岸和南岸为湖相沉积物, 细颗粒物含量较高, 导致其风沙流结构不同于低海拔地区。

分布在卓乃湖湖岸的集沙仪中聚集了相当一部分的细颗粒物, 这指示流域的沙尘起动方式可能以流体起动为主, 而不是轰击起动。

总体而言, 卓乃湖流域的地表物质组成、风沙流结构以及沙尘起动方式均不同于一般的低海拔地区的流沙地表。因此, 本研究对阐明高寒地区的风沙运动规律具有借鉴意义, 同时能够为高寒地区干涸湖盆的风沙灾害防治提供理论依据和数据支撑。

参考文献:

- [1] 石广玉, 赵思雄. 沙尘暴研究中的若干科学问题[J]. 大气科学, 2003, 27(4): 591-606.
- [2] Stulina G, Sektimenko V. The change in soil cover on the exposed bed of the Aral Sea[J]. Journal of Marine Systems, 2014, 47(1/4): 121-125.
- [3] Mees F, Singer A. Surface crusts on soils/sediments of the southern Aral Sea basin, Uzbekistan[J]. Geoderma, 2006, 136(1/2): 152-159.
- [4] Micklin P. The Aral Sea disaster[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2007, 35(1): 47-72.
- [5] Cahill T A, Gill T E, Reid J S, et al. Saltating particles, playa crusts, and dust aerosols at Owens (dry) Lake, California[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 1996, 21(7): 625-639.
- [6] Gillette D, Fryrear D, Gill T, et al. Relation of vertical flux of particles smaller than 10 μ m to total aeolian horizontal mass flux at Owens Lake[J]. Journal of Geophysical Research, 1997, 102(D22): 26009-26015.
- [7] Gillette D, Ono D, Richmond K. A combined modeling and measurement technique for estimating windblown dust emissions at Owens (dry) Lake, California[J]. Journal of Geophysical Research, 2004, 109(F01): F01003.
- [8] 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[J]. 第四纪研究, 2008, 28(1): 150-153.
- [9] 郭树江, 杨自辉, 王强强, 等. 青土湖干涸湖底风沙流结构及输沙粒径特征[J]. 生态学杂志, 2021, 40(4): 1166-1176.
- [10] 郭树江, 杨自辉, 王强强, 等. 青土湖干涸湖底风沙区植被特征与地表输沙量关系[J]. 水土保持研究, 2021, 28(1): 19-24.
- [11] 马倩, 武胜利, 吴焯, 等. 艾比湖流域风沙强度特征及其空间差异[J]. 水土保持通报, 2014, 34(4): 21-27.
- [12] Mu G J, Yan S, Abuduwai J, et al. Wind erosion at the dry-up bottom of Aiby Lake: a case study on the source of air dust[J]. Science in China(Series D), 2002, 45: 157-164.
- [13] 吉力力·阿不都外力. 风蚀作用对盐尘释放、输送过程的影响以新疆艾比湖地区为例[J]. 干旱区地理, 2009, 32(2): 211-217.
- [14] 刘东伟, 吉力力·阿不都外力, 王立新. 新疆艾比湖地区盐尘的沉积通量及其物质组成[J]. 冰川冻土, 2014, 36(2): 352-359.
- [15] 荆耀栋. 艾比湖干涸湖底沙尘暴形成与运行机制研究[D]. 乌鲁木齐: 新疆师范大学, 2007.
- [16] 李红军, 杨青, 何清. 艾比湖地区的输沙势分析[J]. 干旱区研究, 2003, 20(4): 322-325.
- [17] 张小曳. 亚洲粉尘的源区分布、释放、输送、沉降与黄土堆积[J]. 第四纪研究, 2001, 21(1): 29-40.
- [18] Du H Q, Xue X, Wang T, et al. Modeling dust emission in alpine regions with low air temperature and low air pressure-A case study on the Qinghai-Tibetan Plateau (QTP)[J]. Geoderma, 2022, 422: 115930.
- [19] Reynolds R L, Yount J C, Reheis M H, et al. Dust emission from wet and dry playas in the Mojave Desert, USA[J]. Earth Surface Processes Landforms, 2007, 32(12): 1811-1827.
- [20] Bucher E H, Stein A F. Large salt dust storms follow a 30-year rainfall cycle in the Mar Chiquita Lake (Córdoba, Argentina)[J]. Plos One, 2016, 11(6): e0156672.
- [21] Wen J, Qin R, Zhang S, et al. Effects of long-term warming on the aboveground biomass and species diversity in an alpine meadow on the Qinghai-Tibetan Plateau of China[J]. Journal of Arid Land, 2020, 12(2): 252-266.
- [22] Liu B K, Du Y E, Li L, et al. Outburst flooding of the moraine-dammed Zhuonai Lake on Tibetan Plateau: causes and impacts[J]. IEEE Geoscience & Remote Sensing Letters, 2016, 13(4): 570-574.
- [23] Zhong L, Xu K P, Ma Y M, et al. Evapotranspiration estimation using surface energy balance system model: a case study in the Nagqu River Basin[J]. Atmosphere, 2019, 10(5): 268.
- [24] 谢昌卫, 张钰鑫, 刘文惠, 等. 可可西里卓乃湖溃决后湖区环境变化及盐湖可能的溃决方式[J]. 冰川冻土, 2020, 42(4): 1344-1352.
- [25] Lu S L, Chen F, Zhou J F, et al. Cascading implications of a single climate change event for fragile ecosystems on the QTP[J]. Ecosphere, 2020, 11(9): e03243.
- [26] Pye K. Eolian Dust and Dust Deposits[M]. London, UK: Academic Press, 1987.
- [27] Frank A, Kocurek G. Airflow up the stoss of sand dune: limitation of current understanding[J]. Geomorphology, 1996, 17(1-3): 47-54.
- [28] 韩致文, 缙倩倩, 杜鹤强, 等. 新月形沙丘表面 100cm 高度内风沙流输沙量垂直分布函数分段拟合[J]. 地理科学, 2012, 32(7): 892-897.
- [29] Bagnold R. The transport of sand by wind[J]. Geographical Journal, 1937, 89(5): 409-438.
- [30] Bagnold R, Barndorff-Nielsen O. The pattern of natural size dis-

- tributions[J]. *Sedimentology*, 1980, 27(2): 199–207.
- [31] 杜鹤强, 韩致文, 王涛, 等. 新月形沙丘表面风速廓线与风沙流结构变异研究[J]. *中国沙漠*, 2012, 32(1): 9–16.
- [32] 刘旭阳, 宁文晓, 王振亭. 新月形沙丘脊线处的风沙流结构[J]. *中国沙漠*, 2019, 39(6): 76–82.
- [33] Selby M. Rates of denudation[J]. *Geology*, 1974, 19(12): 1169–1172.
- [34] Han Q J, Qu J J, Dong Z B, et al. Air density effects on aeolian sand movement: implications for sediment transport and sand control in regions with extreme altitudes or temperatures[J]. *Sedimentology*, 2015, 62: 1024–1038.
- [35] Friedman G M, Sanders J E. *Principles of Sedimentology* [M]. New York, USA: Wiley, 1978.
- [36] Pye K. Properties of sediment particles [M]//Pye K. *Sediment Transport and Depositional Processes*. Oxford, UK: Blackwell Scientific, 1994.
- [37] 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.
- [38] 吴正. 风沙地貌学[M]. 北京: 科学出版社, 1987: 59.
- [39] Shao Y P. *Physics and Modelling Wind Erosion* [M]. Berlin, Germany: Springer Science & Business Media, 2008.
- [40] Zhang J, Teng Z, Huang N, et al. Surface renewal as a significant mechanism for dust emission[J]. *Atmospheric Chemistry & Physics*, 2016, 16: 15517–15528.
- [41] Marticorena B, Bergametti G. Modeling the atmospheric dust cycle: 1. design of soil-derived dust emission scheme[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100: 16415–16430.
- [42] Zender C S, Bian H, Newman D. Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model: description and 1990s dust climatology[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2003, 108(D14): 4416.
- [43] Shao Y P. A model for mineral dust emission[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2001, 106(20): 239–254.
- [44] 哈斯. 河北坝上高原土壤风蚀物垂直分布的初步研究[J]. *中国沙漠*, 1997, 17(1): 11–16.
- [45] 吴正. 风沙地貌与治沙工程学[M]. 北京: 科学出版社, 2003: 66–69.

Surface particle size composition and aeolian-sand flow structure of Zuo Lake Basin in the source of Yangtze River

Fan Yawei^{1,2}, Du Heqiang¹, Lu Shanlong³, Han Zhiwen¹, Liu Xiufan^{1,2}, Liu Xinlei^{1,2}

(1. National Key Laboratory of Ecological Security and Sustainable Development in Arid Area, Northwest Institute of Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Key Laboratory of Digital Earth, Aerospace Information Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100094, China)

Abstract: The dry lake basin is one of the main sources of sandstorms in arid and semi-arid areas. With the burst of Zuo Lake in the source region of the Yangtze River, a large number of fragmentary materials from the lake bottom was exposed to the surface and became the new source of sand. The increasing sand storm disaster seriously threatened the ecological environment of Zuo Lake Basin and the safe operation of the Qinghai-Tibet Railway. In this paper, the grain size distribution and aeolian-sand flow structure of surface and aeolian-sand sediments after levee breach of Zuo Lake were obtained through systematic observation of aeolian-sand activities in three typical parts of west bank, south bank and east side of Zuo Lake. The results show that the west bank of Zuo Lake is the most intense area of sand activity in the basin, and the west bank and the south bank are the main source of sand and dust areas in the basin. The east side is the sedimentation area, and its blown sand sediments include both local sand materials and the dust from the west bank and the south bank. Due to the fine grain size of lacustrine sediments, the sand flow structure of west bank decreases linearly with height. Combined with the grain size results of surface and aeolian-sand flow sediments, it is speculated that the sand and dust initiation in Zuo Lake Basin is mainly aerodynamic entrainment, rather than the saltation bombardment as traditionally believed. The characteristics indicate that the aeolian sand activity in the dry lake basin in the plateau region is unique, and the prevention and control mode of low altitude areas cannot be copied in the prevention and control of aeolian-sand.

Key words: Zuo Lake Basin; dry lake basin; particle size distribution; aeolian-sand flow structure; dust entrainment mode