

王彬,韩庆杰,刘冰,等.沙面温度对风蚀动力过程的影响[J].中国沙漠,2023,43(6):10-19.

沙面温度对风蚀动力过程的影响

王彬^{1ab,2}, 韩庆杰^{1ab}, 刘冰^{1cd}, 特列吾汗·巴合提³, 萨根古丽³

(1.中国科学院西北生态环境资源研究院 a.沙漠与沙漠化重点实验室, b.敦煌戈壁荒漠生态与环境研究站, c.中国生态系统研究网络临泽内陆河流域研究站, d.内陆河流域生态水文重点实验室, 甘肃 兰州 730000; 2.中国科学院大学, 北京 100049; 3.新疆罗布泊野骆驼国家级自然保护区管理局, 新疆 乌鲁木齐 830000)

摘要:大量关于土壤可蚀性的研究证明,低温的沙面更易被风蚀。但大多研究以中低纬度低海拔地区为背景,建立的模型并不能完全适用于高海拔寒冷地区。我们使用青藏高原错那湖湖岸的地表沙,利用高低温实验箱调节沙面温度,开展了风洞模拟实验,量化了不同粒径、风速条件下风蚀率随沙面温度的变化关系,旨在分析地表温度对风蚀动力过程的影响及作用机制。结果表明:(1)沙面温度与风蚀率之间呈负线性相关,低温沙面更易被风蚀。这与空气温度影响风蚀过程的作用机理类似,即低温沙面可以增加近地表空气密度和气流拖曳力,使沙粒更容易起动,风蚀量也随之增大;另外,沙面与空气间的温差,会破坏大气稳定度,影响湍流强度,进而影响风蚀强度,这可能也是沙面温度影响风蚀过程的一种主要机制。(2)在自然情况下,寒冷沙面对水汽具有一定的冷凝效应,从而对沙粒的起动与风蚀过程起到抑制作用,而且这种冷凝效应,在低风速、粗颗粒沙面上表现得更为明显。(3)高温沙面可以在一定程度上抑制风蚀。作为影响高寒地区风力侵蚀过程的重要自然因素,沙面温度对青藏高原典型风沙区的风蚀过程起到了重要的控制作用。

关键词:沙面温度;风蚀过程;风蚀率;高寒区

文章编号: 1000-694X(2023)06-010-10

DOI: 10.7522/j.issn.1000-694X.2023.00052

中图分类号: P931.3

文献标志码: A

0 引言

任何影响地面与气流相互作用的因素(风速、降水、蒸发、气温、空气相对湿度、地表颗粒粒度组成、水分含量等)都有可能影响风蚀强度^[1-2]。目前已经有大量学者,针对多种自然因素条件下的土壤风蚀过程开展过相关研究^[3]。关于风力侵蚀过程的相关研究及模型集中在中低纬度温暖的沙漠地区^[4-5]。现有土壤风蚀预报模型及其评价指标非常丰富,包括WEQ、WEPS、WEELS、RWEQ等,但以上的模型各具理论局限性^[6-7]。建立在温暖气候背景下的相关模型并不能完全模拟高寒区的风蚀过程^[8-10],因此对高海拔寒冷地区地表环境变量影响风蚀过程的研究尚不完善^[11]。根据已掌握的相关文献,国外关于高寒区风蚀的研究区域有限^[12-14],而国内关于高寒区地表侵蚀过程的研究多在冻融侵蚀、水力侵蚀、冻土稳定

性变化等方面^[15-19],而非风力侵蚀。

以往相关研究集中于空气温度在风沙传输中的作用机制,根据Bagnold^[20]与Iverson等^[21]的风洞实验结果,温度可以通过改变空气密度影响风蚀过程,起动风速会随着温度的降低而降低,低温条件下风蚀量也会较大。对此结果,Neuman^[22-24]的推论是低温会导致空气密度增大,沙粒所受到的拖曳力也增大,沙粒更容易起动。Han等^[25-26]通过分析海拔及气温差异引起的空气密度变化对风蚀过程的影响,认为空气密度的降低会增大沙粒的起动摩阻风速,降低输沙率。由此我们可以了解到,温度可以改变空气密度进而破坏大气的稳定性,然后对风蚀量产生影响。

地表温度是影响土壤风蚀的重要变量^[27-28]。Kong等^[29]研究了起动风速、地表温度、植被对风蚀过程的影响作用,发现春季土壤温度可明显影响沙粒的起动风速,随着起动风速变小,风蚀量会相应

收稿日期:2023-03-13; 改回日期:2023-04-21

资助项目:国家自然科学基金项目(41771010,42071048);兰州铁道设计院有限公司技术开发项目(兰院科13-04-01);宁夏沙坡头规模化防沙治沙试点项目生态监测工程(宁沙管合字[2021]08号)

作者简介:王彬(1994—),男,甘肃兰州人,硕士研究生,主要研究方向为风沙物理。E-mail: wangbin202@mails.ucas.ac.cn

地变大,夏季则相反。因此不仅仅是空气温度,地表温度的降低同样会引起风蚀量的显著增加。土壤结构的季节性波动也会影响土壤抗蚀性^[30],相关野外观测也发现,高寒干旱区土壤风蚀多发生在冬季及春季,特别是春季。春季地表温度是影响风蚀起沙的决定性因子^[31],风蚀量与地表温度之间呈现负相关^[32]。但自然环境因素复杂多变,以上野外观测并没有量化解释沙面温度对风蚀过程的作用过程及内在机制。

青藏高原地表温度变化剧烈。研究表明,青藏高原地区冬季(12月至来年2月),除了雅鲁藏布江大峡谷附近较温暖外,其余高原地区地表温度皆在0℃以下;夏季(6—8月)平均地表温度空间分布的基本特点是河谷盆地温度高,一般在20℃以上,高山、高原温度低,一般在11~12℃^[33]。不同于高原常年低温,低纬度沙漠地区夏季沙面温度甚至可达50℃以上。因此前人以常规温度为背景建立的风蚀模型便存在一定的局限性。

高寒区风蚀传输比一般沙漠环境更为复杂,由于青藏高原地表长期处于低温状态,沙粒本身容易起动,干河床、干湖床的沙源供应充足^[34]。而气候变化导致地表升温,会进一步引起高原冻土的消融

解体^[35],为风蚀提供更多松散颗粒物。加之风旱同季的气候特征,由此产生的风沙危害,不仅对青藏高原脆弱的生态系统产生了严重破坏,也对相关工程建设及青藏铁路的安全运营造成了威胁^[36-37]。

综上所述,针对地表温度对高寒区沙面风蚀过程的影响机制尚需进一步研究。而在青藏高原地表热量随着全球气候剧烈变化的背景下^[38-39],亟须加强对不同温度梯度下风蚀过程的深入了解。研究地表温度对青藏高原风蚀传输过程的影响,将进一步完善高寒区风蚀过程中相关风蚀参数的实验研究,揭示高寒环境下风蚀过程的独特性,同时为高寒区防沙工程建设及青藏铁路的安全运营提供一定的理论支撑。

1 材料与方法

风洞实验在中国科学院西北生态环境资源研究院敦煌戈壁荒漠研究站完成,实验所用风洞为直流吹气式可移动风洞,风洞总长度为11.4 m,其中实验段长6 m,截面积为0.63 m×0.63 m,实验段入口风速0~16 m·s⁻¹连续可调,边界层厚度15 cm^[41-42]。

实验沙样是取自青藏铁路沿线错那湖巴索曲特大桥旁的地表天然沙(图1)。采样区域海拔



图1 采样及风洞装置照片

Fig.1 Field sampling diagram and wnd tunnel installation diagram

4 500 m 以上,属于高原亚寒带半湿润季风气候,该地区年平均气温 $-1.3\text{ }^{\circ}\text{C}$,冬季最冷月平均气温为 $-12.9\text{ }^{\circ}\text{C}$,极端最低气温为 $-41.2\text{ }^{\circ}\text{C}$,最热月平均气温 $8.0\text{ }^{\circ}\text{C}$,极端最高气温 $24.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ^[42]。冬、春季大风(8级以上: $17.2\sim 20.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)频发,巴索曲特大桥两侧风沙堆积严重,有可能直接影响行车安全^[42]。

首先,将采集的沙子通过不同孔径的振动筛筛分为 0.15 、 0.2 、 0.25 、 0.315 、 0.4 、 0.6 、 0.8 、 1 mm 等8种粒径,每种粒径的沙样质量为 $40\sim 50\text{ kg}$ 。将每种粒径的沙样,分批次放入烘箱 $105\text{ }^{\circ}\text{C}$ 烘 8 h 以上,装入封装袋中密封存放。实验时将预制好的不同粒径沙样,分别平铺于开口 $20\text{ cm}\times 20\text{ cm}$ 、深度 3 cm 的不锈钢盘中,用钢尺刮平沙盘表面,并用保鲜膜严密包裹后,放入高低温实验箱加热或冷冻 4 h 以上,参考错那湖地区的实际气温数据,我们将实验沙层温度预设 -20 、 0 、 20 、 40 、 $60\text{ }^{\circ}\text{C}$,其中保鲜膜的作用是防止冷冻过程中,空气中的水分凝结于沙面。

风洞实验在室外可移动式风洞中进行(图1),为降低实验期间外界空气温度、湿度变化对结果的影响,我们选择白天气温大致相同的时间段来开展风洞模拟实验(每日 $10:00\sim 18:00$)。此时间段内,室外气温 $10\sim 20\text{ }^{\circ}\text{C}$,空气湿度 $27\%\sim 39\%$ 。将沙盘从高低温箱中取出,称重并记录其初始质量后,迅速将沙盘放置到风洞实验段的末端,分别选择 9 、 12 、 $15\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的风速,在净风条件下吹蚀。在保证沙面没有出现明显风蚀坑之前,确定在3种风速情况下,其吹蚀时间分别为 5 、 15 、 30 s 。由于沙盘面积较小、吹蚀时间也较短,为降低风洞风速上升及下降过程中产生的误差干扰,实验开始前使用大号不锈钢盘覆盖实验沙盘区域,待风速调节至预定值后,迅速撤走不锈钢盘,吹蚀计时结束后再迅速用不锈钢盘覆盖实验沙盘区域,然后将风速调低至 0 。吹蚀完成后将沙盘取出称重,计算吹蚀前后的质量损失。在风洞吹蚀过程的前、中、后,使用手持式红外线测温仪(德力西DM-500)分别对沙面温度进行3次测量,初始温度为 T_1 ,吹蚀中的温度为 T_2 ,吹蚀完成后的温度为 T_3 ,将三者平均值与实验预设温度值的偏差控制在 $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之内。由沙面面积、吹蚀时间、质量损失,计算不同粒径、风速、沙面温度下的风蚀率:

$$E = (m_1 - m_2) / (s \cdot t) \quad (1)$$

式中: E 为风蚀率($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$); m_1 为风蚀前质量(kg); m_2 为风蚀后质量(kg); s 为实验沙盘表面积

(m^2); t 为实验沙盘风蚀时间(h)。

参考青藏高原错那湖地区的地表风速资料^[42-46],以及中国气象局发布的风力等级对照表,青藏铁路错那湖段年平均大风(≥ 8 级: $17.2\sim 20.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)日数为 157 d ,且冬、春季大风天气较多。同时也只有风速达到和风(4级: $5.5\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)以上才能吹起沙尘,因此实验中风速梯度设置为 9 、 12 、 $15\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,分别对应风力等级对照表中的5级清风($8.0\sim 10.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)、6级强风($10.8\sim 13.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)、7级劲风($13.9\sim 17.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)。

2 结果与分析

2.1 沙面大气稳定度的变化特征

大气稳定度是近地层大气抑制空气垂直运动的能力,空气温差及密度差是影响大气稳定度的主要因素。实验中由于沙面温度的剧烈变化,改变了贴近沙面的薄层空气温度,并与上方的空气温度形成了巨大温差,沙面上方空气由中性层结转化为非中性层结,大气稳定度遭到破坏。

实验中沙面与气流交界面的空气温度接近沙面温度,我们将实验期间的大气压(920 hPa)和沙面温度数据代入理想气体状态方程^[47],获得了不同沙面温度下沙面与气流交界面空气密度的变化情况(表1)。可以发现,随着沙面温度的升高,空气密度明显减小。

表1 不同温度下沙面与气流交界面空气密度

Table 1 Air density at the intersection of sand surface and airflow at different temperatures

气压/hPa	沙面温度/ $^{\circ}\text{C}$	沙面与气流交界面空气密度/($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)
920	-20	1.266
	0	1.174
	20	1.093
	40	1.024
	60	0.962

2.2 粒径、风速、沙面温度对风蚀率的影响

图2表明,在不同沙面温度下,风速一定时,随着粒径增大,风蚀率总体呈现显著的下降趋势。但当粒径大于 0.8 mm 时,即使地表温度在 $-20\sim 60\text{ }^{\circ}\text{C}$ 剧烈变化,也基本不会对风蚀量产生影响,这与南岭等^[5]关于常温下沙粒风蚀的研究结果一致,即粒径大于 0.84 mm 的沙粒可以归结为不可蚀粒子。

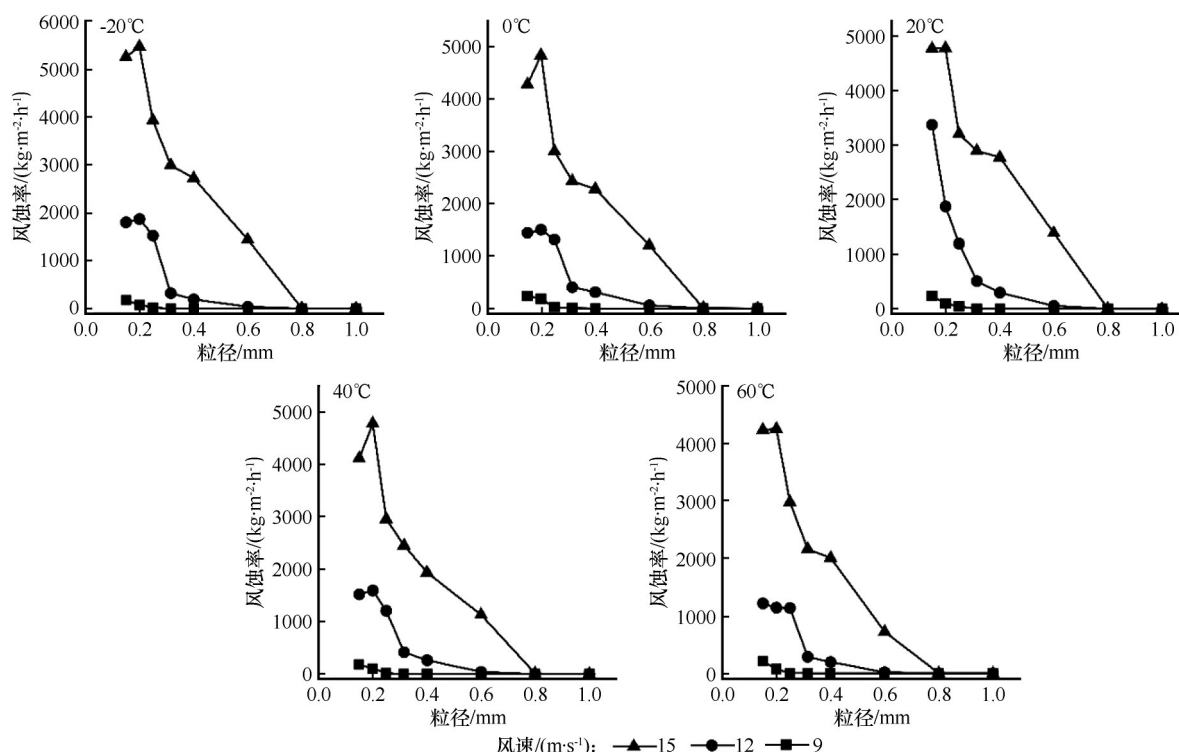


图2 风蚀率随粒径及风速的变化

Fig.2 Change of wind erosion rate with particle size and wind speed

通过对图2数据点进行拟合,得出不同沙面温度下,风蚀率与粒径之间符合二项式分布规律:

$$E = a \cdot d^2 + b \cdot d + c \quad (2)$$

式中: E 为风蚀率($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$); d 为沙粒粒径(mm); a 、 b 、 c 为拟合系数(表2)。

由 R^2 可知,在 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的大风情况下,拟合效果较好(R^2 均大于0.84)。而 $9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 风速下的数据拟合较差,可能原因是该风速下各粒径的风蚀率都很小,且当粒径大于 0.25 mm 时,沙面基本不会发生风蚀。

另外,在同一风速下, 0.15 mm 的沙粒,其风蚀量反而小于 0.2 mm 的沙粒,该结果与颗粒起动风速的希尔兹曲线规律相符,即对于 0.1 mm 以下的微粒,由于颗粒间黏聚力和内摩擦力的增强,其起动风速反而会增大,从而抑制风蚀的发生。

图3表明,在不同风速和粒径条件下,风蚀率随沙面温度的升高而降低,特别是在 $12 \sim 15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的高风速情况下,表现得更为明显。当沙面温度高于或低于实验期间室外空气温度,即当沙面温度处于 $-20 \sim 0$ 、 $20 \sim 60 \text{ } ^\circ\text{C}$ 时,风蚀率随沙面温度的升高而减小;而当沙面温度由 $0 \text{ } ^\circ\text{C}$ 升高至 $20 \text{ } ^\circ\text{C}$ 时,风蚀率随着沙面温度的升高反而呈增加趋势,该温度区间内,风蚀量发生了转折,与沙面温度升高、风蚀量减

小的整体趋势相反。

实验过程中,沙面温度为 -20 、 $0 \text{ } ^\circ\text{C}$ 时,空气中的水蒸气会凝结于沙表面,形成薄层的湿沙斑块(图4),考虑到低温沙面凝结水对实验结果的影响,我们仅对 20 、 40 、 $60 \text{ } ^\circ\text{C}$ 等3个温度梯度下的风蚀率数据进行了拟合,拟合结果表明,不同粒径和风速下,风蚀率与沙面温度之间呈负线性相关:

$$E = at + b \quad (3)$$

式中: E 为风蚀率($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$); t 为沙面温度($^\circ\text{C}$); a 、 b 为拟合系数(表3)。

1 mm 粒径的沙面风蚀量极小,因此我们没有进行拟合,且 0.8 mm 的沙样风蚀量也很小,拟合效果不佳。对于粒径小于 0.8 mm ,处于可蚀粒径范围内的沙粒,在各风速条件下,其风蚀率与沙面温度之间呈现出较强的负线性相关性。

3 讨论

3.1 寒冷沙面对水汽的冷凝效应

为了防止水分对风蚀过程的影响,本次实验沙样全部经过了烘干处理并密封保存。但实验期间室外空气温度为 $10 \sim 20 \text{ } ^\circ\text{C}$,当沙面温度在零度及零度以下时,沙面温度远低于空气温度。此时进行风

表 2 不同沙面温度及风速下风蚀率与粒径间的拟合关系

Table 2 Parameters of binomial fitting between wind erosion rate and particle size under different sand surface temperature and wind speed

沙面温度/°C	空气密度/(kg·m ⁻³)	风速/(m·s ⁻¹)	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>R</i> ²
-20	1.266	9	518.25	-707.00	208.74	0.68
		12	6 187.76	-9 167.75	3 133.55	0.87
		15	7 957.51	-15 598.53	7 601.87	0.97
0	1.174	9	813.45	-1 115.11	332.41	0.71
		12	4 475.12	-6 879.11	2 491.65	0.90
		15	6 719.62	-13 058.45	6 318.47	0.94
20	1.093	9	710.16	-970.01	287.31	0.70
		12	9 542.32	-13 644.47	4 407.73	0.84
		15	5 923.05	-12 547.34	6 538.05	0.96
40	1.024	9	576.05	-784.14	230.53	0.69
		12	4 875.95	-7 365.14	2 596.92	0.91
		15	7 117.68	-1 3371.45	6 259.11	0.94
60	0.962	9	603.72	-814.58	235.47	0.62
		12	3 859.66	-5 843.13	2 065.85	0.89
		15	8 022.93	-14 265.62	6 276.72	0.97

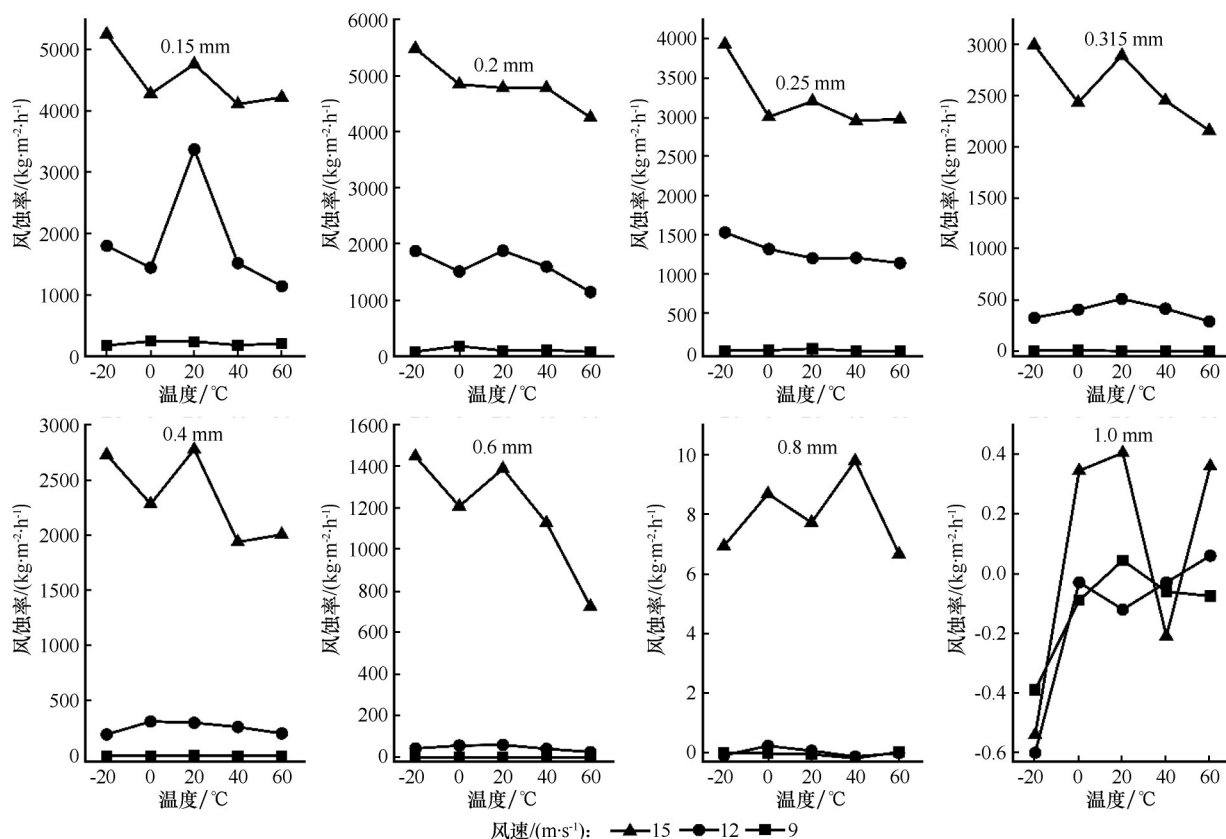


图 3 风蚀率随沙面温度的变化

Fig.3 Change of wind erosion rate with sand surface temperature



图 4 寒冷沙面对水汽的冷凝效应

Fig.4 Condensation of water vapor on cold sand surface

表 3 不同粒径和风速下风蚀率与沙面温度之间的拟合关系

Table 3 Parameters of linear fitting between wind erosion rate and sand surface temperature under different particle size and wind speed

粒径 /mm	风速 /(m·s ⁻¹)	系数 a	系数 b	R ²
0.15	9	-0.759	239.560	0.271
	12	-55.764	4 242.000	0.872
	15	-13.523	4 909.900	0.598
0.2	9	-0.632	119.460	0.539
	12	-18.342	2 272.200	0.982
	15	-13.253	5 129.400	0.753
0.25	9	-0.800	56.740	0.800
	12	-1.571	1 244.400	0.694
	15	-5.666	3 270.960	0.674
0.315	9	-0.036	2.345	0.892
	12	-5.481	626.160	0.995
	15	-18.342	3 236.760	0.987
0.4	9	-0.046	2.695	0.868
	12	-2.451	353.360	0.980
	15	-19.319	3 011.040	0.686
0.6	9	-0.005	0.285	0.862
	12	-0.860	76.660	0.997
	15	-16.556	1742.130	0.985
0.8	9	0.002	-0.155	0.124
	12	-0.002	0.045	0.145
	15	-0.026	9.100	0.109

洞实验,0.8 mm 和 1 mm 粗颗粒所对应的风蚀率出现了负值(图 3),即吹蚀后沙盘质量不降反增;同时发现当-20 ℃的沙面暴露于气流中时,沙面会快速形成冷凝水甚至冰晶(图 4)。

因此我们推测,在-20 ℃和 0 ℃的低温情况下,空气中的水汽会快速凝结于低温沙面,形成薄层的湿沙层或冰冻层斑块,这些斑块抑制了风蚀,进而会导致低温下风蚀率的降低。

为了证明-20~0 ℃的低温情况下,0.8 mm 和 1 mm 粗颗粒沙面风蚀量的异常降低现象可能是表面凝结水所导致,我们进行了补充验证实验。对于粒径小于 0.8 mm 的沙面,表面的凝结水会在一定程度上抑制风蚀,但这些较小颗粒的风蚀量较大,沙面不稳定,无法具体量化其表面微量的凝结水质量。因此针对 0.8 mm 和 1.0 mm 的粗颗粒,其沙面温度处于 0 ℃及-20 ℃时,沙盘经历风洞吹蚀过程并称重后,我们又进行了烘干和再次称重。结果发现烘干前后,两次称重存在明显质量差,烘干后的沙盘质量均减小了 0.63~1.56 g,即冷凝效应形成的凝结水重量约为 0.63~1.56 g(表 4)。因此,该验证实验证明了 0 ℃以下的沙面在风蚀过程中产生了凝结水。

表 4 粗颗粒低温沙面的冷凝水质量

Table 4 Quality of condensate on the surface of coarse-grained low-temperature sand

粒径 /mm	风速 /(m·s ⁻¹)	0 ℃冷凝水 质量/g	-20 ℃冷凝水 质量/g
0.8	9	1.09	1.34
	12	0.63	1.27
	15	—	—
1.0	9	0.98	1.56
	12	0.81	1.10
	15	1.02	0.89

综合目前实验观测数据(图 3)、沙面状态照片(图 4)和验证实验中的凝结水质量数据(表 4),我们认为自然情况下,寒冷沙面对空气中的水汽具有一定的冷凝效应,从而对沙粒的起动与风蚀过程起到抑制作用,但该作用和低温沙面促进风蚀的效应相反。该过程中,湿沙或冰晶斑块的面积变化(图 4),在控制风蚀强度方面起到了很大作用。

表 4 中,在 15 m·s⁻¹ 风速下,0.8 mm 沙面被吹掉了一层,所以没有取得相应的微量冷凝水数据。在

其他情况下,沙面温度越低,冷凝水质量越大,其对气流的冷凝效应也越强;而且粗颗粒的低温沙面,其冷凝水质量随风速的升高而降低,说明低风速更有利于水汽在低温沙面的凝结,这可能与低风速下的风干效应较弱、沙面较为稳定相关。

自然条件下土壤表层所含的水分对风蚀作用有着极其重要的影响。冬季低温条件下水可能会以雪或冰的形式存在于沙面,对风蚀的抑制作用会更大。而春季温度上升后,风会先带走土壤表层的水分,然后将干沙粒吹走,伴随着较高的风速,春季风蚀更容易发生。因此,未来需要更多基于不同季节及其他自然条件下,特别是寒冷冬季针对风吹雪及孔隙冰存在的情况,沙粒风蚀动力过程的野外观测研究,深入阐明更加复杂环境下,地表、空气温度对风蚀过程的影响。

3.2 大气稳定度对风蚀强度的影响

本实验中,我们认为贴近沙表面的薄层空气温度近似等于沙面温度,根据实验结果,沙面温度(-20 、 0 、 20 、 40 、 60 $^{\circ}\text{C}$)与实验时空气温度($10\sim 20$ $^{\circ}\text{C}$)之间差异明显,均为非中性层结。

梅凡民等^[48]通过野外观测,研究了大气稳定度对空气动力学粗糙度的影响,并推测大气稳定度会影响风蚀强度,因为它会增加或减弱相同风速条件下的湍流强度。即不稳定层结条件下,湍流强度增加对应着风蚀强度的增加,而稳定层结条件下,空气动力学粗糙度减小则对应着风蚀强度降低。这与本次风洞模拟实验的结果一致。

因此我们认为,沙面温度与空气温度间的差异,会引起沙面薄层空气温度的变化,破坏大气稳定度,影响湍流强度,进而影响沙粒的起动和风蚀率,使得沙面温度越低,风蚀率越大。所以,沙面与气流之间的温差导致了大气稳定度和湍流强度的改变,可能也是沙面温度影响风蚀过程的一种机制。

3.3 沙面温度影响风蚀过程的机理

大气温度、湿度、压力是大气的三要素,是表征气流特征的关键因子,会强烈影响风沙运动的起动、传输与蚀积等全过程。根据理想气体状态方程,这3个要素综合起来改变了地表气流的密度,从而控制着风蚀过程的发生和发展。低密度气流(低气压)是高寒区风沙活动的驱动力,也是青藏铁路

沿线风沙环境与致灾机理区别于低海拔地区的关键特征。我们发现,在影响风蚀过程方面,温度与大气压的变化实质上是空气密度发生了改变。Han等^[25-26]通过在青藏高原不同海拔的风洞实验,发现随着海拔的升高,大气压下降,空气密度随之下降。此时风对沙粒的剪切应力减小,导致沙粒起动摩擦阻风速增大,输沙率降低。这一基本规律与火星地表关于低密度气流风蚀效应的研究^[49-51]结果一致。

本实验中大气压基本保持恒定,不同沙面温度梯度的风洞实验结果表明,沙面温度的降低会导致风蚀率的线性增加,该现象的实质,依然是空气密度的增加导致了风蚀率的增加。因此,造成这种现象的主要机制,与空气温度影响风蚀动力过程的机理相类似,即贴近沙面的气流温度与沙面温度相当,低温沙面会使贴地层的气流密度增大,此时沙粒所受到的气流拖曳力增大,从而沙粒更容易起动,风蚀量也随之增大。

但沙面温度及空气温度对风蚀过程的影响作用必然是综合的,譬如海陆风形成的机理,由于沙面与空气比热容不同,太阳辐射日夜的交替变化,地表温度在清晨日出时上升很快,夜间太阳落后后又下降很快,因此沙面与空气之间的昼夜温差也可能破坏近地表大气稳定度,进而导致相同风况下,昼夜之间风蚀量的微量差异。可见地表与空气间的温差及温度传导过程引起的气流特征变化,对颗粒的起动也有一定的影响。而在高寒区等日温差较大环境下,大气稳定度变化会更加剧烈,风蚀过程所受到的影响可能更大,因此该现象也值得我们进一步去探究。

3.4 青藏铁路错那湖段风沙防护

青藏铁路错那湖段巴索曲特大桥两侧沙源极其丰富,冬春季节地表长期处于低温状态,极低的沙面温度可能在一定程度上提升区域风蚀强度,并加剧路基风沙危害。目前该地区的风沙防护措施主要包括各类规格的阻沙障、固沙障、U形拦沙堤、截沙沟、砾石覆盖等机械措施。

本研究表明,低温沙面会加剧颗粒的起动与风蚀过程,但目前我们并没有大规模改变沙面温度的技术,也不清楚自然状态下,人工提升沙面温度究竟在多大程度上能够抑制风蚀。因此,目前的研究结果尚不能对该地区不同季节的路基风沙防护提供有价值的建议。但高温沙面可以在一定程度上

抑制风蚀,该实验结果对未来青藏高原高寒区及其他类似地区的风沙防护,在理论上为我们指明了一种可能的方向。

4 结论

作为影响风力侵蚀过程的重要自然因素,沙面温度在影响青藏高原地表风蚀过程方面,起到了重要的控制作用。沙面温度的降低可以增加近地表的空气密度和气流拖曳力,从而使沙粒更容易起动,风蚀量也随之增加。这与空气温度影响风蚀过程的机理相类似,但是在自然环境中,地表风蚀过程的变化必然是地表温度及空气温度等多个因子相互作用影响下的结果。

沙面温度与空气温度之间的差异,会引起贴近沙面薄层空气温度的变化,破坏大气稳定度。无论沙面温度高于或者低于空气温度,非中性层结都会引起湍流强度的增加或减弱,影响风蚀强度。所以,沙面与气流之间的温差导致了大气稳定度和湍流强度的改变,可能也是沙面温度影响风蚀过程的一种主要机制。

通常自然情况下,寒冷沙面对空气中的水汽具有一定的冷凝效应,从而对沙粒的起动与风蚀过程起到抑制作用,但该作用和低温沙面促进风蚀的效应相反。而且由于低风速下粗颗粒的风蚀量极小,沙面较为稳定,有利于冷凝过程的发生,微量的冷凝水又在很大程度上提高了沙面的抗风蚀性能。因此,低温沙面对水汽的冷凝效应和相应的抗风蚀作用,在低风速时的粗颗粒沙面上表现得更为明显。

风洞实验只能模拟少量环境因素对风蚀过程的影响,并不能完全替代复杂多变的自然环境。考虑到影响风蚀的地表环境因素的复杂性,未来需要更多基于不同季节及其他自然条件下,特别是寒冷冬季针对风吹雪及孔隙冰存在的情况下,沙粒风蚀动力过程的野外观测研究,从而深入阐明更加复杂环境下地表、空气温度对风蚀过程的综合影响。

由于风洞实验的局限性,虽然尽力模拟了错那湖地区的下垫面及温度条件,但由于采样点与实验点的海拔差异,空气密度方面还不能完全模拟青藏高原的气流环境,得到的结论在支撑高寒区防沙工程建设方面也仅能作为参考。但本实验发现高温沙面抑制风蚀的结果,对未来青藏高原高寒区及其他类似地区的风沙防护,在理论上为我们指明了一种可能的方向。

参考文献:

- [1] 刘宝元,张科利,焦菊英.土壤可蚀性及其在侵蚀预报中的应用[J].自然资源学报,1999,14(4):345-350.
- [2] Smalley I J. Cohesion of soil particles and the intrinsic resistance of simple soil systems to wind erosion[J]. European Journal of Soil Science, 2010, 21(1): 154-161.
- [3] 邹学勇,董光荣.风沙物理学的发展与展望[J].地球科学进展,1993,8(6):44-49.
- [4] 董治宝,王涛,屈建军.100 a来沙漠科学的发展[J].中国沙漠,2003,23(1):3-7.
- [5] 南岭,杜灵通,展秀丽.土壤风蚀可蚀性研究进展[J].土壤,2014,46(2):204-211.
- [6] 高广磊,殷小琳,丁国栋,等.土壤风蚀可蚀性研究进展评述[J].中国水土保持科学,2022,20(1):143-150.
- [7] 邹学勇,张春来,程宏,等.土壤风蚀模型中的影响因子分类与表达[J].地球科学进展,2014,29(8):875-889.
- [8] Sharratt B S, Lindstrom M J. Laboratory simulation of erosion from a partially frozen soil [C]// American Society of Agricultural and Biological Engineers. International Symposium on Soil Erosion Research for the 21st Century. St. Joseph, Michigan, USA: American Society of Agricultural and Biological Engineers, 2001: 159.
- [9] 董治宝,董光荣,陈广庭.风沙物理学研究进展与展望[J].大自然探索,1995,14(3):30-38.
- [10] Sherman D J, Li B. Predicting aeolian sand transport rates: a re-evaluation of models [J]. Aeolian Research, 2012, 3 (4): 371-378.
- [11] Koster E A. Ancient and modern cold-climate aeolian sand deposition: a review [J]. Journal of Quaternary Science, 1988, 3 (1): 69-83.
- [12] Barchyn T E, Hugenholtz C H. Winter variability of aeolian sediment transport threshold on a cold-climate dune [J]. Geomorphology, 2012, 177: 38-50.
- [13] Speirs J C, McGowan H A, Neil D T. Meteorological controls on sand transport and dune morphology in a polar-desert: Victoria Valley, Antarctica [J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2008, 33(12): 1875-1891.
- [14] Koster E A. Progress in cold-climate aeolian research [J]. Quaestiones Geographicae, 1995, 4(4): 139-160.
- [15] 李森,高尚玉,杨萍,等.青藏高原冻融荒漠化的若干问题:以藏西-藏北荒漠化区为例[J].冰川冻土,2005,27(4):476-485.
- [16] 范昊明,蔡强国.冻融侵蚀研究进展[J].中国水土保持科学,2003,1(4):50-55.
- [17] 吴青柏,牛富俊.青藏高原多年冻土变化与工程稳定性[J].科学通报,2013,58(2):115-130.
- [18] 谢胜波,屈建军,韩庆杰.青藏高原冻融风蚀形成机理的实验研究[J].水土保持通报,2012,32(2):64-68.
- [19] 姚晓亮,齐吉琳,宋春霞.冻融作用对青藏粘土工程性质的影响[J].冰川冻土,2008,30(1):165-169.
- [20] Bagnold R A. The Physics of Blown Sand and Desert Dunes

- [M].North Chelmsford Massachusetts, USA: Courier Corporation, 2012.
- [21] Iversen J D, Greeley R, Marshall J R, et al. Aeolian saltation threshold: the effect of density ratio [J]. *Sedimentology*, 1987, 34(4): 699–706.
- [22] Neuman C M. A review of aeolian transport processes in cold environments [J]. *Progress in Physical Geography*, 1993, 17(2): 137–155.
- [23] Neuman C M. Effects of temperature and humidity upon the transport of sedimentary particles by wind [J]. *Sedimentology*, 2004, 51(1): 1–17.
- [24] Neuman C M. Effects of temperature and humidity upon the entrainment of sedimentary particles by wind [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2003, 108: 61–89.
- [25] 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(4): 1024–1038.
- [26] Han Q J, Qu J J, Dong Z B, et al. The effect of air density on sand transport structures and the adobe abrasion profile: a field wind-tunnel experiment over a wide range of altitude [J]. *Boundary-layer Meteorology*, 2014, 150: 299–317.
- [27] Xie S B, Qu J J, Wang T. Wind tunnel simulation of the effects of freeze-thaw cycles on soil erosion in the Qinghai-Tibet plateau [J]. *Sciences in Cold and Arid Regions*, 2016, 8(3): 187–195.
- [28] 王岩, 张立峰, 刘玉华, 等. 地表覆被因子对华北寒旱区土壤抗风蚀力的影响 [J]. *水土保持学报*, 2013, 27(1): 65–70.
- [29] Kong K, Nandintsetseg B, Shinoda M, et al. Seasonal variations in threshold wind speed for saltation depending on soil temperature and vegetation: a case study in the Gobi Desert [J]. *Aeolian Research*, 2021, 52: 100716.
- [30] Chepil W S. Seasonal fluctuations in soil structure and erodibility of soil by wind [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1954, 18(1): 13–16.
- [31] 胡文峰. 巴丹吉林沙漠拐子湖地区春季风沙观测研究 [D]. 乌鲁木齐: 新疆师范大学, 2012.
- [32] Shen X. Analysis on the relationship between soil desertification and character of climate in the north of Inner Mongolia [J]. *Journal of Agro-Environment Science*, 2006, 25(6): 1554–1559.
- [33] 李栋梁, 钟海玲, 吴青柏, 等. 青藏高原地表温度的变化分析 [J]. *高原气象*, 2005, 24(3): 291–298.
- [34] 邹学勇, 董光荣, 李森, 等. 西藏荒漠化及其防治战略 [J]. *自然灾害学报*, 2003, 12(1): 17–24.
- [35] 谢胜波, 屈建军, 俎瑞平, 等. 沙漠化对青藏高原冻土地温影响的新发现及意义 [J]. *科学通报*, 2012, 57(6): 393–396.
- [36] 陈长委, 伍永秋, 谭利华, 等. 青藏铁路错那湖段沙漠化土地变化及成因分析 [J]. *干旱区地理*, 2019, 42(4): 885–892.
- [37] 安志山, 张克存, 屈建军, 等. 青藏铁路沿线风沙灾害特点及成因分析 [J]. *水土保持研究*, 2014, 21(2): 285–289.
- [38] 朱智, 师春香, 谷军霞, 等. 近10 a来青藏高原地表温度时空变化特征分析 [J]. *科学技术与工程*, 2020, 20(10): 3828–3837.
- [39] 柏露, 姚宜斌, 雷祥旭, 等. 近40年青藏高原地区地表温度的年际及季节性变化特征分析 [J]. *测绘地理信息*, 2018, 43(2): 15–18.
- [40] Tan L H, Zhang W M, Qu J J, et al. Aeolian sediment transport over gobi: Field studies atop the Mogao Grottoes, China [J]. *Aeolian Research*, 2016, 21: 53–60.
- [41] Zhang W M, Tan L H, Liang L H, et al. Dynamic processes of dust emission from gobi: a portable wind tunnel study atop the Mogao Grottoes, Dunhuang, China [J]. *Aeolian Research*, 2022, 55: 100784.
- [42] 杨印海, 蒋富强, 王锡来, 等. 青藏铁路错那湖段沙害防治措施研究 [J]. *中国沙漠*, 2010, 30(6): 1256–1262.
- [43] 殷代英, 屈建军, 韩庆杰, 等. 青藏铁路错那湖段风沙活动强度特征分析 [J]. *中国沙漠*, 2013, 33(1): 9–15.
- [44] 吴佳, 吴婕, 闫宇平. 1961–2020年青藏高原地表风速变化及动力降尺度模拟评估 [J]. *高原气象*, 2022, 41(4): 963–976.
- [45] 唐信英, 宋云帆, 王鸽, 等. 1970–2020年青藏高原近地面风速时空变化特征 [J]. *应用与环境生物学报*, 2022, 28(4): 844–850.
- [46] 姚慧茹, 李栋梁. 1971–2012年青藏高原春季风速的年际变化及对气候变暖的响应 [J]. *气象学报*, 2016, 74(1): 60–75.
- [47] 周淑贞. *气象学与气候学* [M]. 北京: 高等教育出版社, 1997.
- [48] 梅凡民, Rajot J, Alfaro S, 等. 平坦沙地的空气动力学粗糙度变化及其物理意义 [J]. *自然科学进展*, 2006, 16(3): 325–330.
- [49] Almeida M P, Parteli E J R, Andrade Jr J S, et al. Giant saltation on Mars [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2008, 105(17): 6222–6226.
- [50] Breed C S, Grolier M J, McCauley J F. Morphology and distribution of common 'sand' dunes on Mars: comparison with the Earth [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1979, 84(B14): 8183–8204.
- [51] Greeley R, Leach R, White B, et al. Threshold windspeeds for sand on Mars: wind tunnel simulations [J]. *Geophysical Research Letters*, 1980, 7(2): 121–124.

The influence of sand surface temperature on wind erosion dynamic process

Wang Bin^{1ab,2}, Han Qingjie^{1ab}, Liu Bing^{1cd}, Baheti Teliewuhan³, Guli Sagen³

(1.a.Key Laboratory of Desert and Desertification / b.Dunhuang Gobi and Desert Ecology and Environment Research Station / c.Linze Inland River Basin Research Station / d.Key Laboratory of Ecohydrology of Inland River Basin, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; 2.University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3.Xinjiang Lop Nur Wild Camel National Nature Reserve Administration, Urumqi 830000, China)

Abstract: Numerous studies on soil erodibility have demonstrated that sand surfaces at low temperatures are more susceptible to wind erosion. However, these studies have mostly been conducted in low altitude regions at middle and low latitudes, and the models derived from them may not be entirely applicable to cold regions at higher altitudes. In this study, we conducted wind tunnel simulation experiments using surface sand from Cuona-hu Lake on the Qinghai-Tibetan Plateau. We utilized high and low temperature experimental chambers to adjust the sand surface temperature and quantified the relationship between wind erosion rate and sand surface temperature under different grain size and wind speed conditions. Our goal was to analyze the influence of surface temperature on the dynamic process of wind erosion and the underlying mechanism driving it. The result shows that: (1) There is a negative linear correlation between sand surface temperature and wind erosion rate, and the low temperature sand surface is more prone to wind erosion. This is similar to the mechanism by which air temperature affects the wind erosion process, the low temperature sand surface can increase the near-surface air density and airflow drag force, which makes the sand particles easier to start and the wind erosion rate increases; In addition, the temperature difference between the sand surface and the air, which destabilizes the atmosphere and affects the intensity of turbulence and the intensity of wind erosion, may also be a major mechanism by which the temperature of the sand surface affects the wind erosion process. (2) Under natural conditions, the cold sand surface can cause water in gas to condense, which inhibits the process of sand initiation and wind erosion. This effect is more pronounced on surfaces with low wind speeds and coarse-grained sand. (3) Additionally, high temperature sand surfaces can also partially inhibit wind erosion. These experimental results suggest a new direction for future wind and sand protection in alpine areas. Therefore, as one of the crucial natural factors influencing wind erosion in alpine regions, the temperature of the sand surface plays a vital role in regulating the wind erosion process in typical wind-sand areas on the Qinghai-Tibet Plateau. This study enhances our comprehension of the impact of surface temperature on wind erosion and offers theoretical backing for the development of sand control projects in alpine regions.

Key words: sand surface temperature; wind erosion process; wind erosion rate; alpine region