

青藏高原冻融风蚀形成机理的实验研究

谢胜波¹, 屈建军^{1 2 3}, 韩庆杰^{1 2}

(1. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所 沙漠与沙漠化重点实验室, 甘肃 兰州 730000;

2. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所 敦煌戈壁荒漠研究站, 甘肃 敦煌 736200;

3. 甘肃省风沙灾害防治工程技术研究中心, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 青藏高原独特的高寒环境, 冻融作用强烈, 在干旱多风的气候条件下, 容易产生风蚀, 导致沙漠化的出现。冻融风蚀作为冻融侵蚀的一种主要形式, 在青藏高原表现得尤为突出。为此, 对青藏高原采集的土样进行了冻融风蚀模拟实验。结果表明, 风蚀强度随着冻融循环次数的增多、冻融过程中含水量以及冻融温差的增大而增强, 因此, 在水分参与条件下, 反复、剧烈的冻融作用所引起的土体结构的破坏是青藏高原冻融风蚀产生的主要原因, 而挟沙风又是其主要动力。

关键词: 青藏高原; 冻融风蚀; 形成机理

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2012)02-0064-05

中图分类号: S157.1, P512.4

Mechanisms of Freezing – Thawing Induced Wind Erosion in Qinghai – Tibet Plateau

XIE Sheng-bo¹, QU Jian-jun^{1 2 3}, HAN Qing-jie^{1 2}

(1. Key Laboratory of Desert and Desertification, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou, Gansu 730000, China; 2. Dunhuang Gobi and Desert Research Station, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Dunhuang, Gansu 736200, China; 3. Gansu Center for Sand Hazard Reduction Engineering and Technology, Lanzhou, Gansu 730000, China)

Abstract: Freezing and thawing cycles occur very often in the Qinghai—Tibet Plateau due to its unique environment with high elevation and cold temperature. The frequent freezing and thawing cycles lead readily to wind erosion during the dry windy conditions, resulting in the emergence of desertification. Freezing—thawing induced wind erosion prevails as a major form of erosion on the Qinghai—Tibet Plateau. Based on simulated experiments using soil samples on the surface of the Plateau, we found that the wind erosion intensity increased with the frequency of the freezing—thawing cycles, the water content of the soil, and the temperature difference in the freezing—thawing process. It is concluded that, the damage of soil structure caused by the repeated, fierce freezing—thawing behaviors was the main reason for wind erosion in the plateau, and the sand-suspended wind was the main driving force.

Keywords: Qinghai – Tibet Plateau; freezing – thawing induced wind erosion; formation mechanism

冻融侵蚀是高寒地区由于温度变化, 导致土体或岩石中的水分发生相变, 体积发生变化, 以及由于土壤或岩石不同矿物的差异胀缩, 造成土体或岩石的机械破坏并在重力等作用下被搬运、迁移、堆积的整个过程^[1]。冻融侵蚀多发生在高纬度、高海拔等气候寒冷的区域^[2], 是我国除风蚀、水蚀之外的第 3 大土壤侵蚀类型。据第 2 次全国土壤侵蚀遥感调查资料统计, 我国冻融侵蚀面积 $1.27 \times 10^6 \text{ km}^2$, 占全国水土流失总面积 $3.56 \times 10^6 \text{ km}^2$ 的 35.6%^[3], 约占全国国土总面积的 13.36%, 主要分布在东北地区、西北高

山区、青藏高原地区^[4]。其中青藏高原地处平均海拔 4 000 m 以上的高寒地带, 土壤侵蚀以冻融侵蚀为主^[5], 是我国冻融侵蚀分布最集中且侵蚀最强烈的区域^[6], 有冻融侵蚀面积 $1.04 \times 10^6 \text{ km}^2$, 占我国冻融侵蚀总面积的 82%, 其侵蚀后的产物成为长江、黄河、澜沧江等河流泥沙的主要来源之一^[7], 冻融侵蚀是青藏高原面临的主要生态环境问题^[8]。研究冻融侵蚀是完善水土保持理论的一项重要内容^[5]。

冻融风蚀是指在冻融作用下土体微结构遭受破坏而产生的风力侵蚀^[3]。冻融风蚀是冻融侵蚀其中

收稿日期: 2011-07-17

修回日期: 2011-09-22

资助项目: 国家重点基础科学(973)研究发展计划项目“青藏高原重大冻土工程的基础研究”(2012CB026105); 国家自然科学基金重点项目(40930741; 41071009); 中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-329)

作者简介: 谢胜波(1984—)男(汉族)湖南省湘乡市人, 博士研究生, 主要从事冻融荒漠化与寒区冻土相互作用研究。E-mail: xieshengbo25@163.com。

的一种表现形式,青藏高原大部分区域属于高寒干旱半干旱气候,气温低,气温日、年较差大,气温正负交替出现的日数大部分地区介于150~230 d/a,导致高原上冻融交替长时间发生^[9-10],频繁的冻融作用使表土结构受到破坏而松散破碎,为风蚀的产生提供了丰富的沙物质。加之,地表植被稀少^[11-12],气候干燥,大风频发,且旱、风同季,因此,在青藏高原上,冻融侵蚀主要表现为冻融风蚀。近年来,尽管国内外学者在青藏高原土壤冻融方面做了一些研究^[13-14],然而涉及到高原冻融风蚀方面的研究甚少。为阐述青藏高原地表的日冻融和季节冻融对风蚀产生的影响及其与风沙活动强度的关系,选择开展本研究,不仅对探讨青藏高原冻融风蚀形成机理具有理论意义,而且为了青藏高原的冻融荒漠化防治提供实践依据。

1 实验设计

风蚀实验是在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所沙漠与沙漠化重点实验室敦煌戈壁荒漠研究站野外移动式风洞中完成的,该风洞实验段长10 m,横断面0.6 m×0.6 m,为直流闭口吹气式风洞,风速可以在0~20 m/s范围内连续可调。实验用沙取自青藏高原红梁河原始地表沙。为确保风洞内风沙流轴向流速的稳定,实验段入口处铺设沙床面长达6 m,沙层厚度为5 cm,受风蚀的实验土块位于风洞实验段的末端,距离沙床面的最近距离为4 m,具体的风洞实验布置如图1所示。实验土样取自青藏高原红梁河原始地表,其干密度为1.8 g/cm³。过2 mm方孔筛后制成4 cm×4 cm×4 cm规格的试验土块,用滴管缓慢均匀地滴入蒸馏水,使实验土块分别具有0%、3%、6%、9%和12%的初始含水量,为确保冻融过程中水分的均匀与稳定,用保鲜膜和自封袋双层密封实验土块并静置一昼夜,然后以24 h为一个循环周期模拟青藏高原地表的冻融过程,冻结和融化时间均为12 h,分别冻融循环0、1、3、6、9、12、15次,冻融温差为-10~10℃, -25~15℃, -40~20℃这3组。冻融循环结束后,考虑到实验土块中的水分在冻融过程中对土体已起破坏作用而且在风蚀过程中会蒸发,为减小因水分蒸发而造成的风蚀实验误差,在实验土块经历冻融循环后进行风蚀实验前,用烘箱在110℃温度下连续烘12 h,再把烘干后的实验土块分别放入风洞中,用净风和挟沙风两种性质的风进行风蚀实验,风蚀实验风速(风洞实验段入口处中心的风速)为6、8、10、12和14 m/s,再对风蚀后的实验土块根据其受风蚀面积、持续时间和损失的质量计算风蚀

模数,其公式为:

$$E = \frac{m_1 - m_2}{st}$$

式中: E ——风蚀模数($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$); m_1 ——风蚀前质量(g); m_2 ——风蚀后质量(g); s ——实验土块受风蚀面积(m^2); t ——实验土块受风蚀时间(h)。

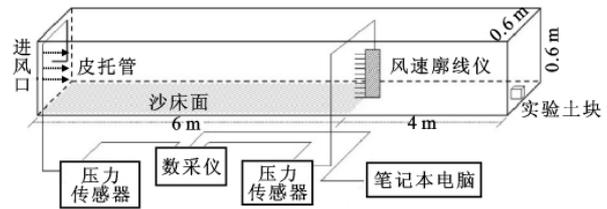


图1 风洞风蚀实验布设示意图

2 结果及分析

2.1 气流性质对风蚀强度的影响

在净风情况下,未经历冻融循环的实验土块在所有设置的实验风速下都不发生风蚀,经历冻融次数少,含水量低,实验风速小的土块也几乎不发生风蚀,只有随着冻融循环次数的增多,含水量的增加,实验风速的增大,风蚀才逐步发生,当冻融循环15次,含水量为12%,实验风速为14 m/s时,在-10~10℃, -25~15℃, -40~20℃这3组不同的冻融温差条件下,对应的最大风蚀模数也仅仅分别为1.33、1.41和1.81 $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$ (图2)。但是在同等条件下,挟沙风对实验土块的风蚀强度要远大于净风(图3)。如含水量为12%,在-40~20℃温差下冻融15次的实验土块,在净风风速为14 m/s时的风蚀模数仅为1.81 $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$,而在同等条件的挟沙风情况下,实验土块的风蚀模数为92.25 $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$,后者高出前者50多倍。

在挟沙风情况下,风洞风蚀实验结果如图3所示。由图3可见,未经历冻融循环、含水量为0的实验土块在5组实验风速下的风蚀模数分别为0.14、0.23、0.68、2.36、6.76 $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$;当实验土块经历冻融次数少,含水量低,实验风速小时,3组温差下的实验土块风蚀量都很小。如冻融1次,含水量为3%,冻融温差为-10~10℃,风速为6 m/s时,实验土块的风蚀模数仅为0.20 $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$ 。随着冻融循环次数的增多,含水量的增加、冻融温差和实验风速的增大,风蚀强度显著增大。当实验土块经历冻融循环15次,含水量为12%,冻融温差为-40~20℃,风速为14 m/s时,实验土块的风蚀模数达92.25 $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$ 。

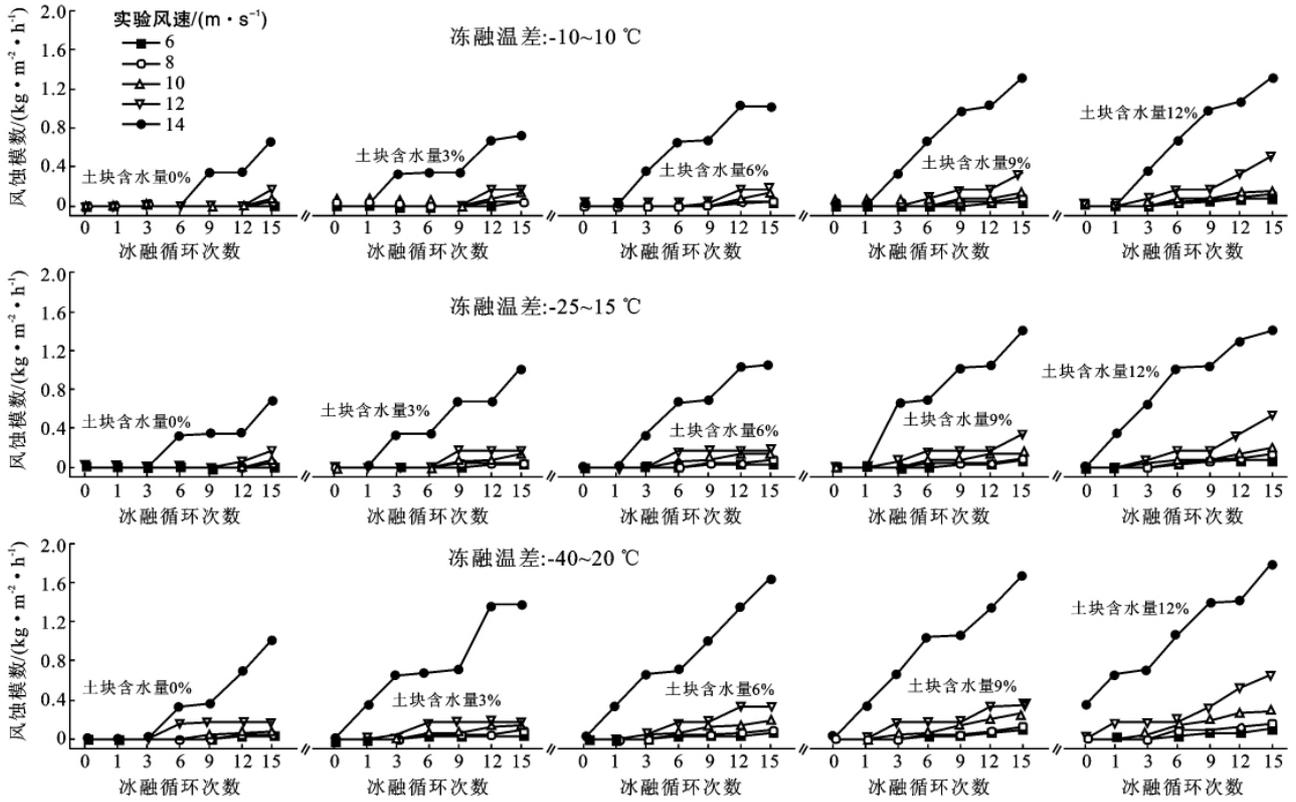


图 2 实验土块在净风下的风蚀强度

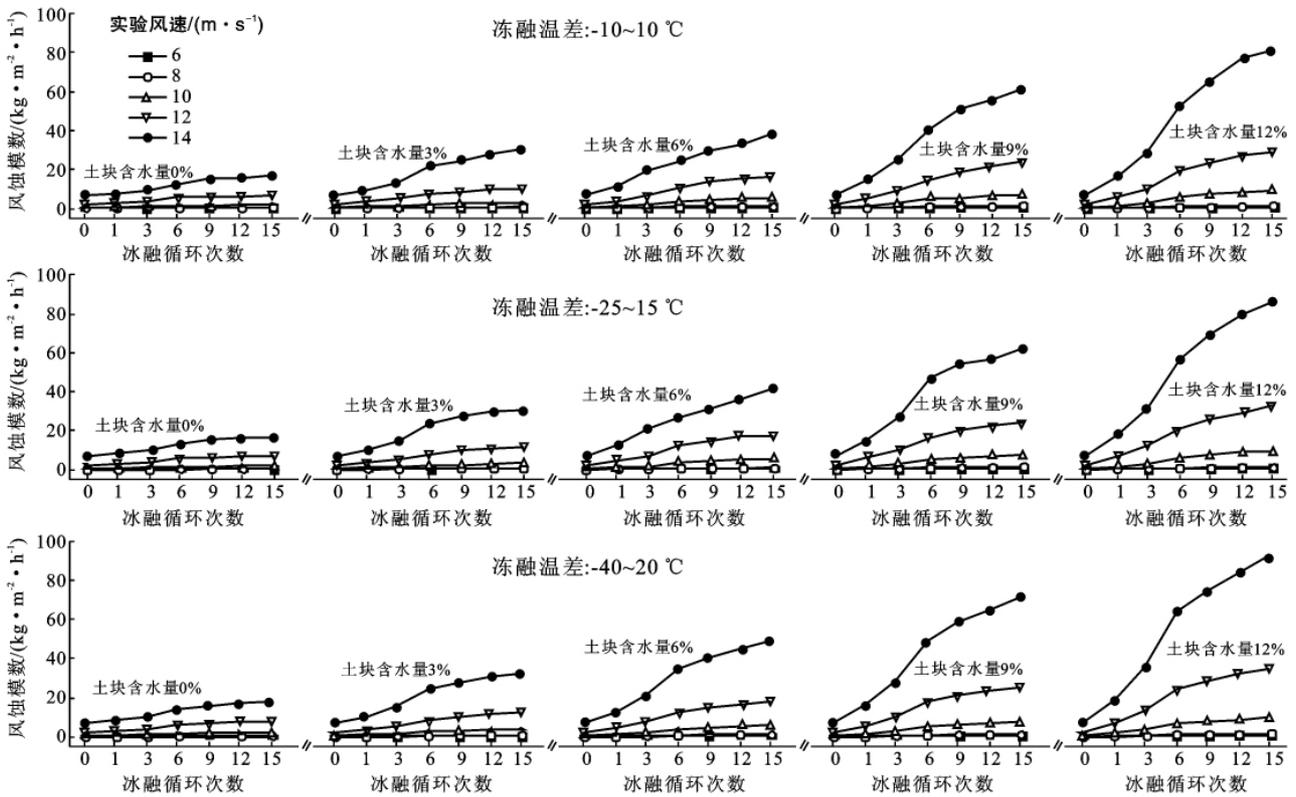


图 3 实验土块在挟沙风下的风蚀强度

造成这种现象的主要原因是处于净风中的实验土块仅受到风的剪切力作用^[15]，其作用力大小只与风速和空气密度有关。而在挟沙风中，实验土块表面除了

受净风的剪切力外，还有运动沙粒的撞击作用，其力的大小除取决于沙粒冲击速度（约为风速的几分之一）外，还与沙的比重有关，沙粒与空气的比重相差十

分悬殊,标准状态下空气密度约为 1.25 mg/cm^3 ,沙丘沙密度为 2.65 g/cm^3 ,二者相差达 2 000 多倍^[16]。此外,实验土块在挟沙风中受到气固两相流作用,气流的挟沙能力随风速的增加而增大,当上风向沙源充足,气流速度达到起沙风速以上时,即开始出现风蚀,且随气流挟沙能力的增大风蚀量迅速增加^[17]。同时,沙粒在跃移和蠕移过程中还以 $1\ 000 \sim 2\ 000 \text{ r/s}$ 的巨大旋转速度对实验土块表面产生强烈磨蚀^[18],形成裂隙,裂隙又遭受风沙流中沙粒的淘蚀,使风蚀量加大^[19]。故挟沙风风蚀作用较净风强烈。

2.2 冻融循环次数对风蚀强度的影响

当含水量、冻融温差、实验风速相同时,风蚀强度随着冻融循环次数的增加而增大(图 3),并且大约以 6 次为分段点,当冻融循环次数 ≤ 6 次时,风蚀强度增加很快,冻融循环次数 > 6 次时,风蚀强度的增加有减缓的趋势。究其原因,主要是经过反复冻融后,土的黏聚力、孔隙度、强度等物理力学性质发生了改变^[20-23],土颗粒间原有的联结受到破坏,胶结力减小,导致土体结构松散,组成物质破碎,引起实验土块的抗风蚀能力减弱。尤其是在前几次冻融循环周期内,冻融作用对土体内部结构的破坏最为严重,引起实验土块风蚀模数迅速增加,但当冻融循环次数超过 6 次后,冻融作用在破坏土颗粒间结构的同时,也使土颗粒得以重新排列^[24-25],从而趋于新的稳定,导致实验土块在经历 6 次冻融循环周期后,风蚀强度的增加有减缓的趋势。可见由冻融作用造成的物理力学性质的弱化是土体抗风蚀能力减弱的主要原因。

2.3 含水量对风蚀强度的影响

当冻融循环次数、冻融温差、实验风速相同时,风蚀强度随着冻融过程中含水量的增加而增大(图 3),尤其是在含水量超过 9% 后,风蚀强度显著增大。究其原因,主要是在冻融过程中水分对土体的破坏,这种破坏起源于水分的迁移作用,而迁移的动力即温度梯度则来自于气温的正负变化^[14, 26],由于温度的正负变化频繁,土中水反复发生冻结和融化,土颗粒不断地经受热胀冷缩作用,当土温低于土体中水的冻结温度时,土体中部分水冻结,体积膨胀,对土的空隙孔壁产生很大的压力,使土颗粒间的空隙体积增大,随着含水量增大,冻胀加剧且被增大的孔隙体积在空隙冰融化后不能完全复原^[27],使土的结构受到破坏而变得疏松,进而影响土的可蚀性^[28-31],加剧风蚀。同时,由于实验土块的粒径组成较均一、热学性质无明显差异,实验土块在冻融过程中以整体冻胀和收缩为主,实验土块破坏形式以裂隙和块状破裂为主。所以温度和水分共同作用使得风蚀作用更加剧烈^[32]。

2.4 冻融温差对风蚀强度的影响

当冻融循环次数、含水量、实验风速相同时,风蚀强度随着冻融温差的增加略有增大(图 3),说明温差愈大,冻融作用愈剧烈,对土体结构的破坏愈严重,导致风蚀强度增大。

总之,在净风条件下,实验土块的风蚀强度小;而在挟沙风条件下,与风速、冻融循环次数和含水量相比较,冻融温差对风蚀强度的影响要小得多,实验土块的风蚀强度主要受风速、冻融循环次数和含水量的影响,因此在考虑 3 因素的影响下,根据本次冻融风蚀实验的结果,利用计算机进行模拟,得出了 3 个因素影响下挟沙风的风蚀强度模型:

$$E(v, n, w) = P_1(n, w) \times (e^{P_2(n, w) \times v} - 1)$$

$$\text{其中: } P_1(n, w) = \frac{b_1(w) + c_1(w)n}{1 + a_1(w)n};$$

$$a_1(w) = 3 \times 10^{-5} w^4 - 0.001 w^3 - 0.009 w^2 + 0.023 6w + 0.047 5;$$

$$b_1 = 0.0033 1;$$

$$c_1(w) = 0.0027 \times e^{0.108 3w};$$

$$P_2(n, w) = \frac{b_2(w) + n}{a_2(w) + c_2(w)n};$$

$$a_2(w) = 0.006 8w^4 - 0.188 2w^3 + 1.582 5w^2 + 4.161 1w + 8.404 6;$$

$$b_2(w) = 0.003 7w^4 - 0.101 9w^3 + 0.851 6w^2 - 2.220 4w + 4.551 1;$$

$$c_2 = 2.033 914$$

式中: E ——风蚀模数; v ——风速; n ——冻融循环次数; w ——冻融过程中的含水量; P, a, b, c ——均为参数。

由风蚀强度模型可以看出,实验土块的风蚀强度与风速、冻融循环次数、含水量正相关。由此说明,在水分参与条件下,反复、剧烈的冻融作用所引起的土体结构的破坏是青藏高原冻融风蚀产生的主要原因,而挟沙风又是此过程的主要动力。

3 结论

(1) 在风速、冻融循环次数、冻融温差以及冻融过程中土的含水量等因素相同的情况下,青藏高原挟沙风对土壤的风蚀强度要远大于净风的风蚀强度。

(2) 在风速、含水量、冻融温差相同的情况下,青藏高原风蚀强度随着冻融循环次数的增加而增大,并且以 6 次为分段点,当冻融循环次数 ≤ 6 次时,风蚀强度增加很快,冻融循环次数 > 6 次时,风蚀强度的增加有减缓的趋势。

(3) 在风速、冻融循环次数、冻融温差相同的情

况下,青藏高原风蚀强度随着冻融过程中含水量的增加而增大。

(4) 在风速、冻融循环次数、含水量相同的情况下,青藏高原风蚀强度随着冻融温差的增加有增大的趋势。

(5) 青藏高原冻融风蚀强度受风速、风沙流性质、冻融循环次数、冻融温差以及冻融过程中含水量等因素的综合影响。在水分参与条件下,反复、剧烈的冻融作用所引起的土体结构的破坏是青藏高原冻融风蚀产生的主要原因,而挟沙风又是其主要动力。

[参 考 文 献]

- [1] Zhang Jianguo, Liu Shuzhen, Yang Siqian. The classification and assessment of freeze—thaw erosion in Tibet [J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2007, 17(2): 165-174.
- [2] 张建国, 刘淑珍. 界定西藏冻融侵蚀区分布的一种新方法[J]. *地理与地理信息科学*, 2005, 21(2): 32-34.
- [3] 景国臣. 冻融侵蚀及其形式探讨[J]. *黑龙江水利科技*, 2003(4): 111-112.
- [4] 王飞, 范昊明, 郭成久, 等. 我国两大冻融区气候环境变化对比分析[J]. *生态环境*, 2008, 17(1): 173-177.
- [5] 董瑞琨, 许兆义, 杨成永. 青藏高原冻融侵蚀动力特征研究[J]. *水土保持学报*, 2000, 14(4): 12-16.
- [6] 景国臣. 冻融侵蚀的类型及其特征研究[J]. *中国水土保持*, 2003(10): 17-18.
- [7] 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.
- [8] 董瑞琨, 许兆义, 杨成永. 青藏高原冻融侵蚀问题[J]. *人民长江*, 2000, 31(9): 39-41.
- [9] Yang Meixue, Yao Tandong, Gou Xiaohua, et al. Diurnal freeze/thaw cycles of the ground surface on the Tibetan Plateau [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2007, 52(1): 136-139.
- [10] 高荣, 韦志刚, 董文杰. 青藏高原土壤冻结始日和终日的年际变化[J]. *冰川冻土*, 2003, 25(1): 49-54.
- [11] 李森, 高尚玉, 杨萍. 青藏高原冻融荒漠化的若干问题: 以藏西—藏北荒漠区为例[J]. *冰川冻土*, 2005, 27(4): 476-485.
- [12] 卢琦. 中国沙情[M]. 北京: 开明出版社, 2000: 37-43.
- [13] 姚晓亮, 齐吉琳, 宋春霞. 冻融作用对青藏黏土工程性质的影响[J]. *冰川冻土*, 2008, 30(1): 165-169.
- [14] 王大雁, 马巍, 常小晓, 等. 冻融循环作用对青藏黏土物理力学性质的影响[J]. *岩土力学与工程学报*, 2005, 24(23): 4313-4319.
- [15] 贺大良. 地表风蚀物理过程风洞实验的初步研究[J]. *中国沙漠*, 1986(1): 25-31.
- [16] 屈建军, 张伟民, 王远萍, 等. 敦煌莫高窟岩体风蚀机理及其防护对策的研究[J]. *中国沙漠*, 1994, 14(2): 18-23.
- [17] 屈建军, 王涛, 董治宝, 等. 沙尘暴风洞模拟实验的综述[J]. *干旱区资源与环境*, 2004, 18(S): 109-115.
- [18] 董光荣. 关于土壤风蚀风洞模拟实验的某些结果[J]. *科学通报*, 1987(4): 298-299.
- [19] Kevin Hall. 南极风沙流在岩石风化过程中的作用[J]. 陈渭南, 译. *世界沙漠研究*, 1992(4): 5-8.
- [20] Formanek G E, McCool D K, Papendick R I. Freeze—thaw and consolidation effects on strength of a wet silt loam [J]. *Transactions of the ASAE*, 1984, 27(6): 1749-1752.
- [21] Sharratt B S, Lindstrom M J, Benoit, G R. Runoff and soil erosion during spring thaw in the northern US Corn belt [J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2000, 55(4): 487-494.
- [22] Williams R B G, Robinson D A. Experimental frost weathering of sandstone by various combinations of salt [J]. *Earth surface processes and landform*, 2001, 26(8): 811-818.
- [23] 马巍, 徐学祖, 张立新. 冻融循环对石灰粉土剪切强度特性的影响[J]. *岩土工程学报*, 1999, 21(2): 158-160.
- [24] Konral J M. Physical processes during freeze—thaw cycles in clayey silts [J]. *Cold Regions Science and Technology*, 1989, 16(3): 291-303.
- [25] Yong R N, Boonsinsuk P, Yin C W P. Alteration of soil behavior after cyclic freezing and thawing [C] // Netherlands: A. A. Balkema. Proc. of Fourth International Symposium on Ground Freezing. Rotterdam, 1985: 187-195.
- [26] 傅容, 张津生, 福田正已, 等. 论敦煌莫高窟砂砾岩的干湿—冻融影响[J]. *敦煌研究*, 1992(3): 67-72.
- [27] 屈建军, 王家澄, 程国栋, 等. 西北地区古代生土建筑物冻融风蚀机理的实验研究[J]. *冰川冻土*, 2002, 24(1): 51-55.
- [28] Edwin J C, Anthony J G. Effect of freezing and thawing on permeability and structure of soils [J]. *Engineering geology*, 1979, 13(1/4): 73-92.
- [29] Mostaghimi S, Young R A, Wilts A R, et al. Effects of frost action on soil aggregate stability [J]. *Transactions of the ASAE*, 1988, 31(2): 453-439.
- [30] Kok H, McCool D K. Quantifying freeze/thaw-induced variability of soil strength [J]. *Transactions of the ASAE*, 1990, 33(2): 501-506.
- [31] Sharratt B S, Lindstrom M J. Laboratory simulation of erosion from a partially frozen soil [C]. Hawaii Honolulu: Soil Erosion Research for the 21st Century, 2001: 159-162.
- [32] 屈建军, 张伟民, 王远萍. 敦煌莫高窟古代生土建筑物风蚀机理与防护对策研究[J]. *地理研究*, 1994, 13(4): 98-104.