

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2018.0079

WANG Luyang, WU Qingbai, JIANG Guanli. Numerical simulation of the effect of aeolian sand accumulation on permafrost[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2018, 40(4): 738-747. [王陆阳, 吴青柏, 蒋观利. 风沙堆积对下伏多年冻土影响的数值模拟[J]. 冰川冻土, 2018, 40(4): 738-747.]

风沙堆积对下伏多年冻土影响的数值模拟

王陆阳^{1,2}, 吴青柏¹, 蒋观利¹

(1. 中国科学院西北生态环境资源研究院 冻土工程国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000;

2. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 青藏高原沙漠化所产生的风沙堆积作为一种重要局地因素, 其对下伏多年冻土的具体影响目前尚未清楚。通过数值方式, 模拟了红梁河沙害严重地区高温退化型多年冻土在13种厚度的干湿风积沙覆盖下10年内的变化情况。结果表明: 在土体浅层, 沙层越厚, 地温较差越小, 且干沙下地温较差变化幅度明显大于湿沙; 干沙越厚, 最大季节融深越小, 湿沙则对最大季节融深影响微弱; 积沙无论干湿, 沙层越厚, 冷暖季年热循环量均越小, 且干沙下年热循环量变化幅度明显大于湿沙。因此, 风积沙对其下伏多年冻土退化有不同程度减缓, 沙层越厚, 减缓作用越强, 且干沙减缓多年冻土退化的能力明显强于湿沙。

关键词: 青藏高原; 风沙堆积; 多年冻土; 数值模拟

中图分类号: P642.14 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2018)04-0738-10

0 引言

冻土是指含有冰且具有负温或零温的岩石或土壤^[1-2], 是地气系统长期相互作用和平衡的产物^[3]。青藏高原属于高寒干旱半干旱气候区^[4], 海拔高, 气温低, 该区域多年冻土广泛分布, 约有 $1.49 \times 10^6 \text{ km}^2$, 是世界中低纬度地带海拔最高、面积最大的冻土区^[5]。

大的气候背景决定了多年冻土分布的宏观格局, 但局部因素, 如地形地貌、积雪、积沙、植被和水体等, 在一定条件下可能会超过大气背景的影响, 造成同样气候背景下多年冻土的“异常”分布或非地带性分布^[6]。其中, 沙漠化所形成的大面积堆沙作为一种重要的局部因素, 会导致地表反照率以及地-气系统之间的能量交换平衡改变, 从而对多年冻土分布产生影响^[7-8]。

青藏高原独特的自然地理环境不仅有利于冻土发育, 同时也为沙漠化发展提供了先决条件^[9-10]。目前青藏高原沙漠化土地面积达 $3.13 \times 10^5 \text{ km}^2$,

潜在沙漠化土地总面积达 $2.99 \times 10^4 \text{ km}^2$, 分别占青藏高原土地总面积的13.96%和1.33%^[11]。随着气候变暖和人类活动加剧, 青藏高原沙漠化呈现强烈发展态势^[4], 这不仅对青藏高原地区冻土环境造成了严重影响, 而且对正在运营的青藏公路和铁路产生了严重危害^[12-16]。积沙作为一种影响冻土环境的局部因素, 相比于积雪、植被等其他因素, 其对冻土影响的研究开展相对较晚。由于青藏公路和铁路沙害日益严重, 我国学者在20世纪90年代开始关注此问题, 且取得了一些研究成果^[17]。目前主要有三种观点: (1) 沙层覆盖会提高冻土地区的地温, 促使冻土发生一定程度退化^[18-20]。(2) 薄沙层(10~20 cm)会降低地温, 有利于冻土保护; 厚沙层(>20 cm或厚沙丘)会提升地温, 加速冻土退化^[4,21-23]。(3) 沙层无论薄厚, 均有利于冻土保护, 且厚沙层保护作用略强于薄沙层^[12,24]。

同样的问题为何会出现三种不同甚至是相悖的结论, 究其原因有如下几点: (1) 缺乏长期系统的观测, 无法确保数据完整性和连续性。(2) 缺乏相

收稿日期: 2017-09-22; 修订日期: 2017-11-03

基金项目: 中国科学院前沿科学重点研究项目(QYZDJ-SSW-DQC011); 国家自然科学基金项目(41690144)资助

作者简介: 王陆阳(1992-), 男, 天津人, 2015年在兰州理工大学获学士学位, 现为中国科学院西北生态环境资源研究院在读硕士研究生, 从事冻土环境数值模拟研究。E-mail: lywucas@163.com

通信作者: 吴青柏, E-mail: qbwu@lzb.ac.cn.

关室内冻融模拟试验。在已有室内试验中^[25], 沙层最大厚度只取到 10 cm, 所得结论并不能完整描述风沙堆积对其下伏冻土影响。(3) 缺乏对沙层热力学性质系统的研究^[26-27]。沙的热力学性质随其干湿程度、密实程度、沉积时间与沉积环境等物理和时空特性的不同而发生变化, 但以往研究较少考虑这些因素。(4) 缺乏相关数值模型试验。野外观测和室内试验中, 对土体上下边界条件以及沙层参数、厚度等因素的控制无法达到精确要求, 而数值模拟可弥补这方面不足, 作为野外观测或室内冻融试验的拓展和数据补充。

本文以青藏高原红梁河沙害严重地区一钻孔三年连续观测到的冻土温度资料为基础, 模拟冻土在不同厚度及干湿条件的风积沙层下冻融指标变化, 分析各种情景下土体年热循环过程的变化, 初步得出沙层对该场地多年冻土影响。

1 计算模型

1.1 数学模型

由传热理论, 忽略土体中对流传热和变形, 考虑土体相变, 建立土体一维传热模型^[28]。

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \cdot (\lambda \nabla T) + L\rho_d w \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (1)$$

$$H(T, d) = \begin{cases} 1 & (T \geq d) \\ \frac{3T}{4d} - \frac{T^3}{4d^3} + \frac{1}{2} & (-d < T < d) \\ 0 & (T \leq -d) \end{cases} \quad (2)$$

$$\lambda = \lambda_f + (\lambda_u - \lambda_f)H(T - T_i + T_d/2, T_d/2) \quad (3)$$

$$C = C_f + (C_u - C_f)H(T - T_i + T_d/2, T_d/2) \quad (4)$$

$$\eta = 1 - H(T - T_i + T_d/2, T_d/2) \quad (5)$$

$$C_m \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \cdot (\lambda \nabla T) \quad (6)$$

$$C_m = C + L\rho_d w \delta(T - T_i + T_d/2, T_d/2) \quad (7)$$

在移动相界面处的温度和热流条件为

$$T_f(\xi(t), t) = T_u(\xi(t), t) = T_i - T_d/2 \quad (8)$$

$$\lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial t} \Big|_{x=\xi(t)} - \lambda_u \frac{\partial T_u}{\partial t} \Big|_{x=\xi(t)} = L\rho_d (w - w_d) \frac{\partial \xi(t)}{\partial t} \quad (9)$$

上述式中: C 为体积热容, C_u 和 C_f 分别为土体融化和冻结状态的体积热容 ($\text{kJ} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{C}^{-1}$); $H(T, d)$ 为 Heaviside 阶跃函数, $\delta(T, d)$ 为 $H(T, d)$ 关于 T 的一阶连续导数; λ 为导热系数, λ_u 和 λ_f 分别为土体融化和冻结状态的导热系数 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$); $\xi(t)$ 为相变界面深度 (m); $(T_i - T_d, T_i)$ 为相变区间, T_i 为土体开始冻结温度 ($^{\circ}\text{C}$), $(T_i - T_d/2)$ 为相界面临界温度 ($^{\circ}\text{C}$); η 为质量含冰率 (%); L 为水相变潜热, 取为 $335 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$; ρ_d 为土体干容重 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$); w 为土体质量含水率 (%); w_d 为未冻水含量 (%)。

1.2 物理模型与计算参数

计算场地表层堆积风积细沙层, 且无植被覆盖。计算中只考虑上层较新风积沙层的影响, 下层沉积沙层视为地层一部分。各土层含水率为现场测得, 考虑到粗细颗粒土中水分迁移随温度变化规律的不同, 浅层土体含水率在冷暖季取值有所不同。其中暖季指每年 4 月至 9 月, 冷季指 1 月至 3 月、10 月至 12 月。地层分布及含水率见表 1。

表 1 场地土层分布及含水率
Table 1 Stratigraphic column and water content at various depth at the study site

土性	深度/m	暖季含水率/%	冷季含水率/%
积沙层	0 ~ 0.40	5	3
细沙土	0.40 ~ 1.15	6	6
亚砂土	1.15 ~ 1.80	15	15
黏土	1.80 ~ 30.00	15	15

根据以往研究^[27], 风积沙导热系数同其含水率有密切关系, 模拟中取干沙导热系数为 $\lambda_u = 0.258 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$, 体积热容取为 $C_u = 1.610 \times 10^3 \text{ kJ} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{C}^{-1}$; 含水率为 3% 时, $\lambda_u = 0.258 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$, $\lambda_f = 1.270 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$; 含水率为 5% 时, $\lambda_u = 1.500 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$, $\lambda_f = 1.540 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$; 湿沙体积热容取为 $C_u = 1.610 \times 10^3 \text{ kJ} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{C}^{-1}$, $C_f = 1.510 \times 10^3 \text{ kJ} \cdot$

表 2 土层热物理参数

Table 2 Thermophysical parameters of the soil stratum

土性	ρ_d /($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)	C_u /($\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{C}^{-1}$)	C_f /($\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{C}^{-1}$)	λ_u /($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$)	λ_f /($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$)
密实细沙土	1 700	2.456×10^6	1.825×10^6	2.180	2.550
亚砂土	1 700	2.659×10^6	1.941×10^6	1.421	1.652
黏土	1 600	2.879×10^6	2.350×10^6	1.525	1.751

$m^{-3} \cdot ^\circ C^{-1}$ 。计算中风积沙干密度取为 $\rho_d = 1\ 300\ kg \cdot m^{-3}$ ，其余各土层热物理参数如表 2 所示。

1.3 边界条件与初始条件

取 2012 年 11 月 28 日场地观测地温插值后作为初始边界条件进行稳态计算，将其结果作为初始温度场，在此基础上进行时间长度为 10 a 的瞬态计算。场地下边界条件为热流边界条件，根据以往研究，取为 $0.06\ W \cdot m^{-2}$ [29-30]，左右边界为绝热边界。根据附面层理论，上边界取为下附面层底部，由实测温度数据进行拟合得到上边界条件为

$$T = -0.5 + 12.5 \cos\left(\frac{2\pi}{8760}t + 0.74\pi\right) \quad (10)$$

1.4 计算内容

模型求解基于有限元法，通过 Comsol Multiphysic 软件实现。积沙厚度从 0 cm 开始，每增加 10 cm 计算一次，直到厚度达 120 cm，共计算包括干湿沙在内的 25 种覆沙情景。在分析土体温度场时，统计起始点为沙层底部；在分析最大季节融深及年热循环时，由于沙层参与了上部冻融循环和热量循环过程，故从沙层表面开始分析。

1.5 模型验证

为验证模型适用性，依据现场实测资料，计算该场地覆盖 40 cm 厚湿沙时自 2012 年 11 月 28 日至 2016 年 1 月 23 日地温情况。对比两场地等温线及地温曲线的观测与计算结果，如图 1~2 所示。由图 1 可知，观测的与计算的等温线分布结果吻合较好，趋势基本一致，但是在接近地表附近有较明显误差，这是因为上边界采用了附面层理论中的温度边界，一定程度简化了地表附面层中复杂的温度变化和热量交换。图 2 为 2015 年场地四季观测的与计算的地温曲线对比。该场地年平均地温大约为 $-0.5\ ^\circ C$ ，年变化层深度大约为 4.2 m，属热极不稳定型多年冻土 [31]。图 1 和图 2 表明，虽然实测地温和计算地温之间在浅层存在一定误差，但从总体分析问题角度考虑，这种误差在可接受范围内，所以模型适用于该场地冻土状态的模拟。

2 结果与分析

2.1 温度场

图 3、图 4 分别为场地在湿沙和干沙覆盖下第 10 年中四个不同时期的地温曲线。这四个时期分别代表土体负温阶段，正温阶段以及正负温过渡阶段。模拟结果表明，随着沙厚增加，地温变化具有规律性，故只取沙厚 0 cm、30 cm、60 cm、90 cm、

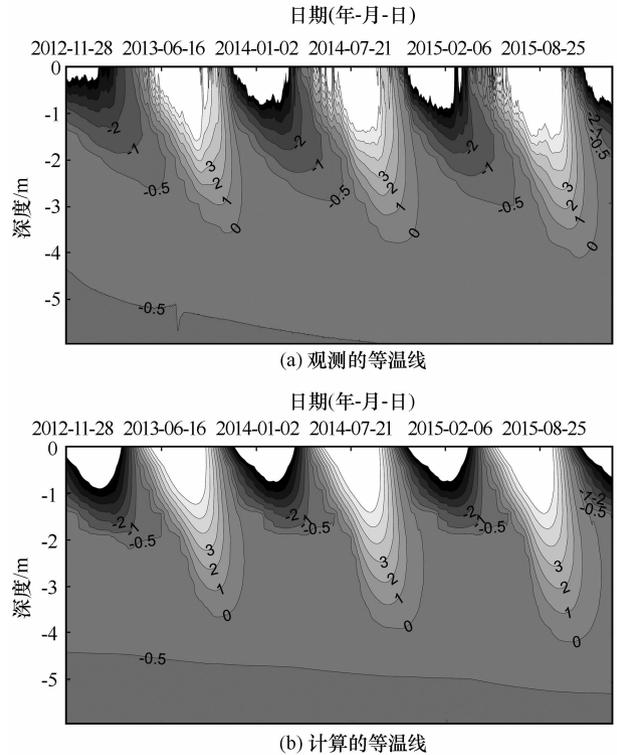


图 1 场地观测的等温线与计算的等温线
Fig. 1 Isolines of the measured (a) and simulated (b) soil temperatures at the study site

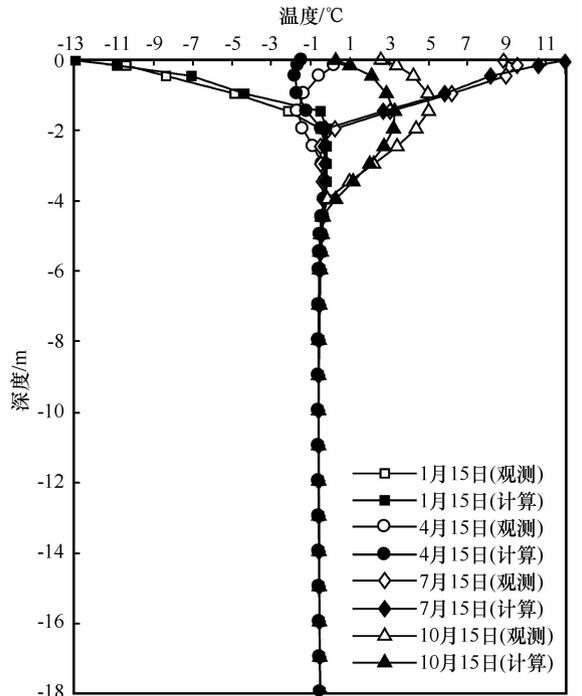


图 2 2015 年场地观测的与计算的地温曲线
Fig. 2 The measured and simulated soil temperature profiles at the study site in 2015

120 cm 五种情况下的地温曲线来说明问题。
由图 3 可知，在不同厚度湿沙覆盖下，浅层

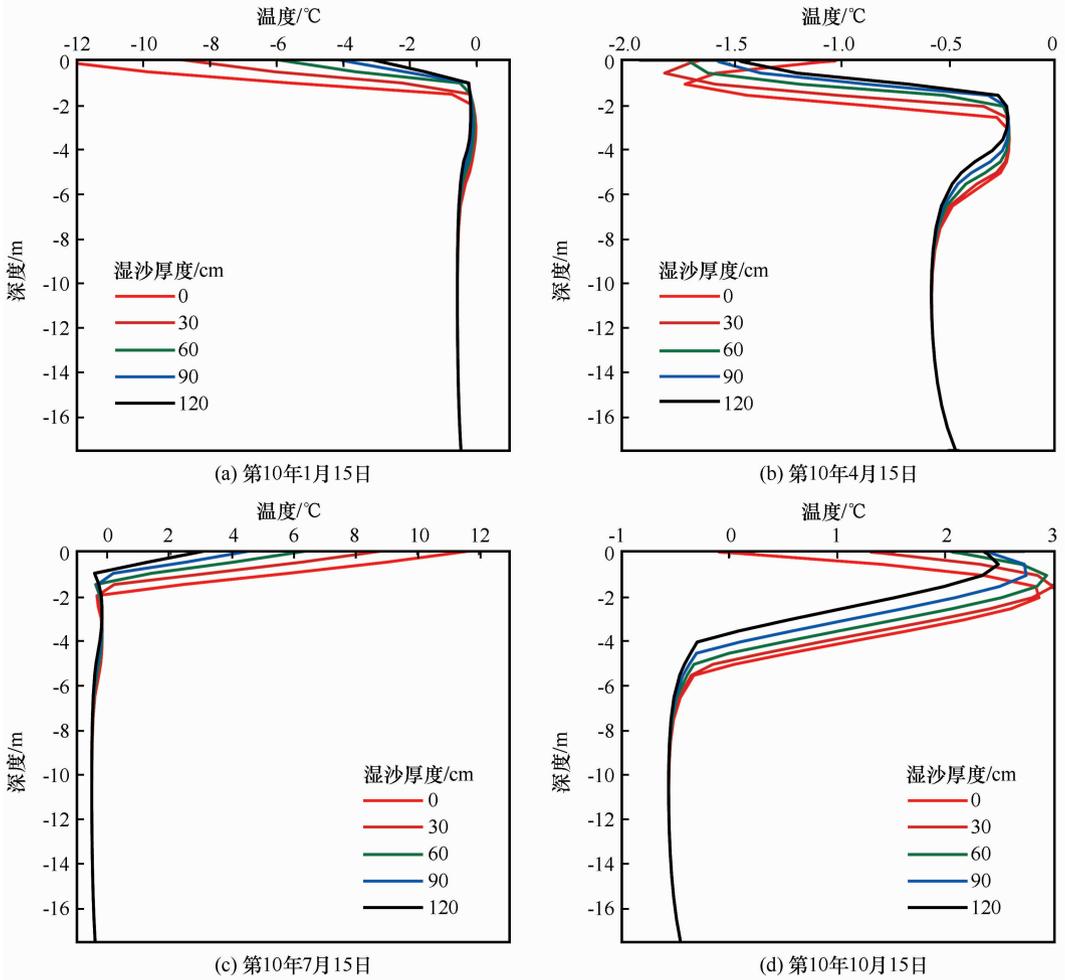


图3 湿沙覆盖下第10年的地温曲线

Fig. 3 Soil temperature profiles under moist sand of various depths on Jan. 15 (a), April 15 (b), July 15 (c) and Oct. 15 (d) in the 10th operation year

(约 2.0 ~ 6.0 m) 土温随时间呈季节性变化，而深层(6.0 m 以下)土温基本保持稳定。对浅层土体而言，在负温阶段，沙层越厚地温在负温范围内越高；在正温阶段，沙层越厚地温越低；在负温向正温转变阶段，沙层下土体表面附近温度因发生转变而升高，沙层越厚升高幅度越小；而在正温向负温转变阶段，沙层下土体表面附近温度因发生转变而降低，沙层越厚降低幅度越小。而 6.0 m 以下的深层土体几乎不受沙层与季节变化影响，土温基本维持在约 -0.45 °C。

由图 4 可知，干沙下地温曲线变化趋势同湿沙下基本一致，只是对于相同厚度干湿沙而言，干沙覆盖下其土温变化幅度更大。例如在厚度均为 30 cm 干湿沙覆盖下，土体表面温度在 1 月 15 日分别为 -3.61 °C 和 -8.85 °C，相较无沙地表温度分别升高 8.89 °C 和 3.65 °C，在 7 月 15 日分别为 3.01 °C 和 9.13 °C，相较无沙地表温度分别降低

8.99 °C 和 2.87 °C；在正负温相互过度阶段，其不仅温度改变幅度大于对应湿沙覆盖下，且其温度转折相比于湿沙也发生延迟。如在厚度均为 30 cm 干湿沙下，湿沙覆盖下在 4 月 15 日已经在约 1.0 m 深度处出现明显温度转折，而此时干沙覆盖下仍然处于负温阶段而没呈现出明显过渡特征。

图 5、图 6 为湿沙和干沙覆盖下场地四个深度处地温随时间变化。如图 5 所示，各深度处地温随时间呈周期性变化。对于相同深度处，沙层越厚，其冷暖季地温较差越小，暖季温度越低，冷季温度在负温范围内越高；在 2.05 m 深度以下，暖季较差随时间有小幅增大，而冷季较差已减小至 0。对于相同沙厚，深度越深，冷暖季较差越小。在土体表面，冷季较差略大于暖季较差，但随深度加深，冷季较差减小幅度大于暖季较差减小幅度，因此逐渐呈现出暖季较差大于冷季较差，例如在 30 cm 湿沙覆盖下，在土表面冷暖季较差分别为

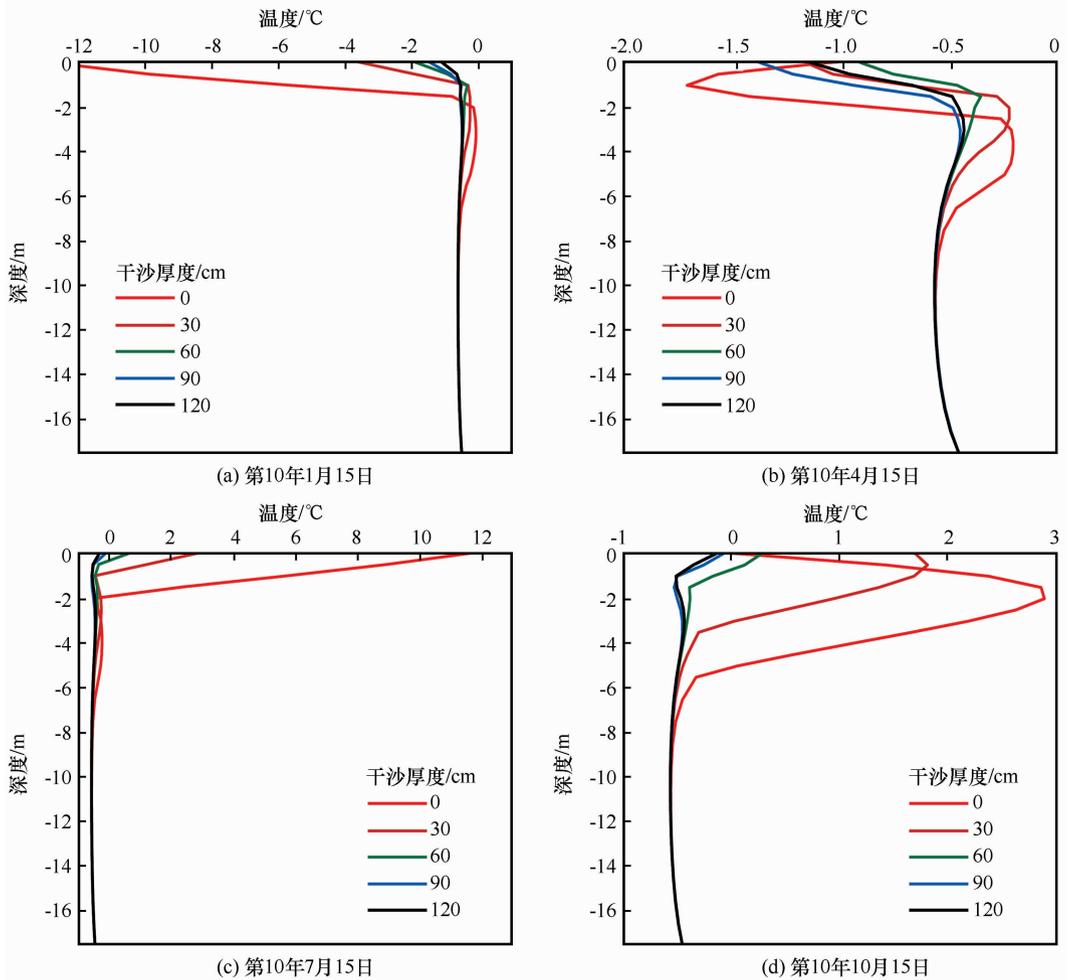


图4 干沙覆盖下第10年的地温曲线

Fig. 4 Soil temperature profiles under dry sand of various depths on Jan. 15 (a), April 15 (b), July 15 (c) and Oct. 15 (d) in the 10th operation year

9.50 °C 和 9.10 °C，而在 1.05 m 深度处分别为 4.50 °C 和 5.01 °C，在 2.05 m 深度处则分别为 1.10 °C 和 2.14 °C。

干沙覆盖下各深度地温随时间变化同湿沙覆盖下趋势基本一致，如图 6 所示。但是对于相同厚度沙层而言，干沙覆盖下各深度冷暖季地温较差均小于湿沙覆盖下，且从 1.05 m 深度开始，干沙厚度从 60 cm 深度开始，其下土体温度冷暖季较差均已基本为 0 °C。

2.2 最大季节融深

图 7 为场地在不同覆沙情境下最大季节融深随时间变化。图 7(a) 为在干沙覆盖下，沙层越厚，其下最大季节融深越小。当沙厚小于 60 cm，最大季节融深随时间逐渐增大；当沙厚大于 60 cm，最大季节融深基本保持稳定。而图 7(b) 为在湿沙覆盖下，无论是何种厚度沙层，其下最大季节融深均随

时间逐渐增大，但与干沙明显不同的是，不同厚度湿沙下最大季节融深差别较小，且湿沙下的最大季节融深基本均大于相同厚度干沙下，例如湿沙厚为 10 cm 和 110 cm 时第 10 年最大季节融深分别为 5.25 m 和 5.05 m，而相同厚度干沙下第 10 年最大季节融深分别为 4.60 m 和 1.25 m。

3 讨论

忽略土体湍流热交换和蒸发耗热，不同性质沙层之所以对场地冻土产生不同效应，是因为不同沙层导热能力不同所造成。由于青藏高原特殊的气候条件，使地表风积沙层含水率较低，而风积沙导热系数在含水率很低情况下普遍很小，通常该地区风积沙导热系数小于 $0.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}$ ，这相当于在地表覆盖一层隔热层，其改变了下伏冻土年热量循环条件，从而造成土体温度及冻融状态的变化。

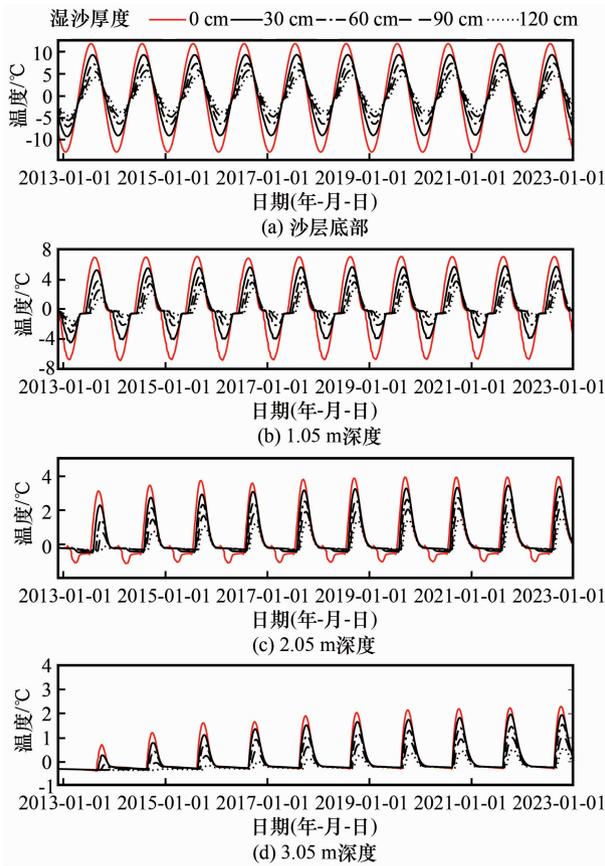


图5 湿沙覆盖下各深度温度随时间变化

Fig. 5 Variations of soil temperatures under moist sand cover at the bottom of sand (a), 1.05 m depth (b), 2.05 m depth (c) and 3.05 m depth (d)

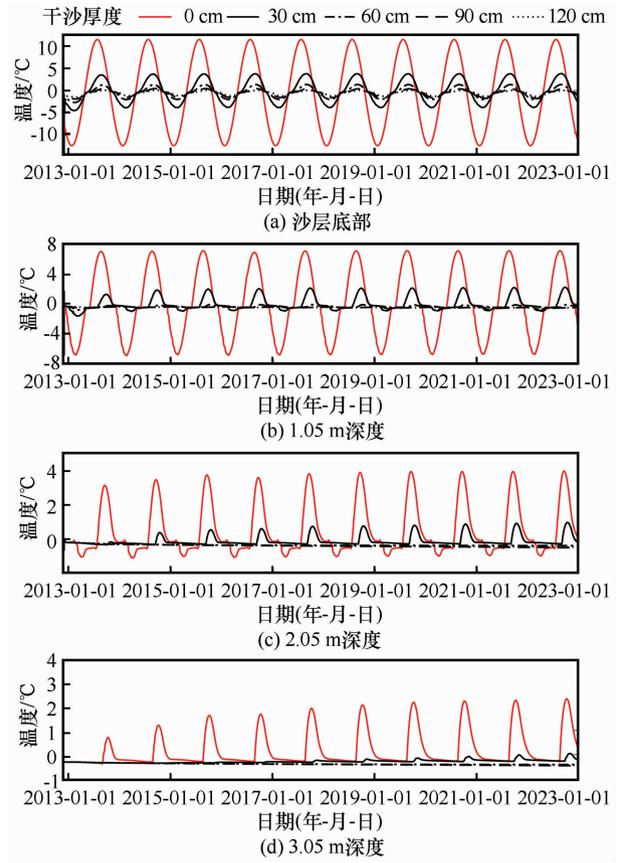
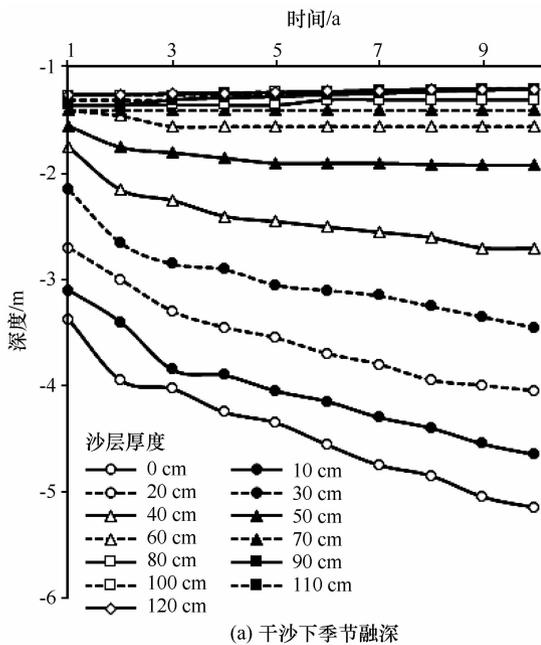
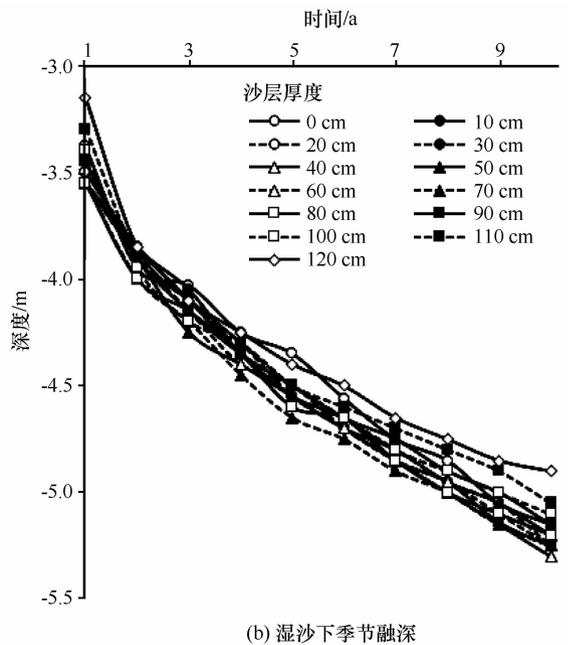


图6 干沙覆盖下各深度温度随时间变化

Fig. 6 Variations of soil temperatures under dry sand cover at the bottom of sand (a), 1.05 m depth (b), 2.05 m depth (c) and 3.05 m depth (d)



(a) 干沙下季节融深



(b) 湿沙下季节融深

图7 最大季节融深

Fig. 7 Annual variations of the maximum seasonal thawing depths under dry sand cover (a) and under moist sand cover (b)

在能量收支发生季节变化的地球气候带中，一年期间土体温度的变化分为两部分：半年变热和半年变冷，半年变热期间土体吸收和半年变冷期间土体支出的热量分别称作年热循环量 B^+ 与 B^- 。 B^+ 越小，暖季土体温度越低，季节融化深度越小，冻土有发育趋势； B^- 越小，冷季土体温度越高，潜在季节冻深越小，冻土有退化趋势。在地表周期性定常温度状态下 $B^+ = B^-$ ，然而现实中通常不存在热循环零平衡，也即 $\Delta B = B^+ - B^-$ 不等于 0。 ΔB 表征土体一年内截流的热量，若 $\Delta B > 0$ ，土体热量收入大于支出，冻土有退化趋势；相反，若 $\Delta B < 0$ ，土体热量支出大于收入，冻土有加积趋势^[32-33]。

综上所述，年热循环过程与冻土温度状态及冻融特征密切相关，而温度状态和冻融特征又直接反映冻土发展态势。因此，分析年热循环过程的变化，在一定程度上可判断冻土态势。

年热循环量按照 B. A. 库德里亚夫采夫和 B. G. 麦拉麦德提供的积分方法计算^[34]，为

$$B = \int_{\tau_1}^{\tau_2} \int_0^{\xi} q(\tau, \xi) dz d\tau \quad (11)$$

式中： τ_1 与 τ_2 分别为一年中地表热通量符号转变的两个时刻； ξ 为土层厚度 (m)； $q(\tau, \xi)$ 为土体热通量 ($W \cdot m^{-2}$)。此处只分析第 10 年年热循环变化情况， B^- 取绝对值，计算结果如图 8、图 9 所示。

如图 8 所示，无论是何种覆沙条件，土体最大季节融深、 B^+ 二者之间保持近似正相关关系。因为在沙层下，随沙厚增加，相当于隔热层增厚，隔热能力加强，使暖季进入土体的热量显著减少，从而减小 B^+ 并降低土体温度，这是不同深度暖季地

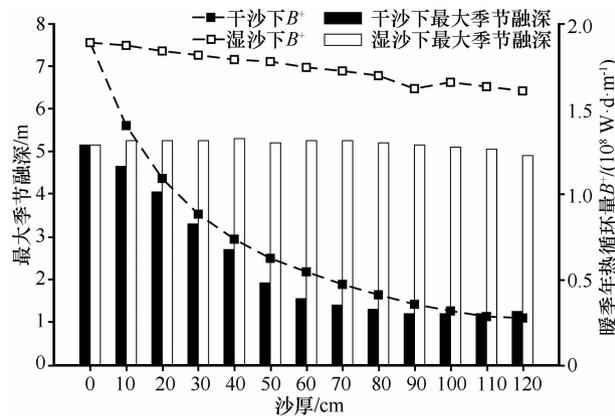
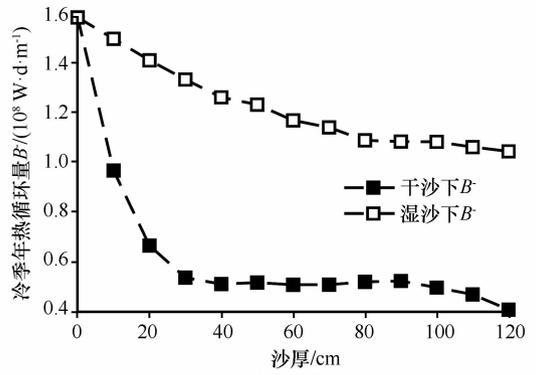
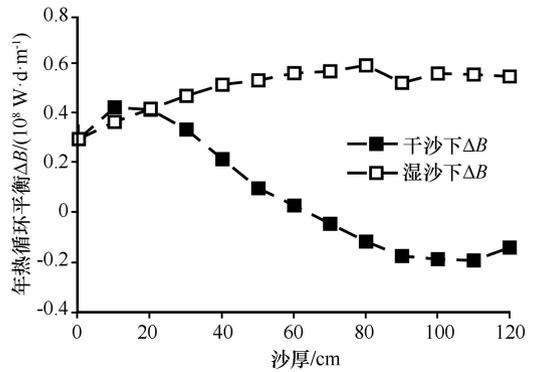


图 8 第 10 年不同覆沙情景下暖季年热循环量与初始地表最大季节融深

Fig. 8 Maximum seasonal thawing depth and annual heat cycle B^+ in warm season changing with sand cover condition (dry and moist), sand cover thickness in the 10th operation year



(a) 冷季年热循环量



(b) 年热平衡

图 9 第 10 年场地不同覆沙情景下冷季年热循环量与年热平衡

Fig. 9 Annual heat cycle B^- in cold season (a) and annual heat balance ΔB (b) changing with sand cover condition (dry and moist), sand cover thickness in the 10th operation year

温较差减小的原因，而 B^+ 主要用来融化已冻土体，所以最大季节融深减小，二者之间呈现正相关关系，且均随沙厚增加而减小。此外，由于不同含水率的沙其导热能力差距较大，故在暖季其隔热能力也差别较大，因而造成干湿沙覆盖下其冻土特征变化程度的不同。由图 8 中可以看出，干沙下，随着沙厚增加， B^+ 与最大季节融深均快速减小，沙厚每增加 10 cm， B^+ 和最大季节融深将分别平均减小 $0.150 \times 10^8 W \cdot d \cdot m^{-1}$ 和 0.33 m，当干沙厚达到 120 cm，二者分别减小至 $8.860 \times 10^8 W \cdot d \cdot m^{-1}$ 和 1.25 m。而湿沙下，随着沙厚增加， B^+ 减小速率缓慢，沙厚每增 10 cm， B^+ 平均减小 $0.094 \times 10^8 W \cdot d \cdot m^{-1}$ ，沙厚 120 cm 时，减小至 $0.758 \times 10^8 W \cdot d \cdot m^{-1}$ ，而最大季节融深随沙厚增加仅在 4.90~5.20 m 范围内微弱变化。因此，干沙使 B^+ 和最大季节融深减小程度明显大于湿沙。

积沙不仅会明显改变暖季土体 B^+ ，同时也会影响冷季土体 B^- 。如图 9(a) 所示，沙层越厚， B^-

越小, 这表明沙层减少了冷季土体流失的热量, 地温上升, 这也是不同深度冷季地温较差减小的原因, 同时土体潜在季节冻深减小。当干沙厚度小于 30 cm 时, 随沙厚增加, B^- 快速减小, 沙厚大于 30 cm 时, 随沙厚增加, B^- 几乎保持平稳, 沙厚从 90 cm 开始, B^- 又开始小幅度减小; 而湿沙下, 随着沙厚增加, B^- 小幅度均匀减小。沙厚增加 10 cm, 干湿沙下 B^- 分别平均减小 $0.098 \times 10^8 \text{ W} \cdot \text{d} \cdot \text{m}^{-1}$ 和 $0.045 \times 10^8 \text{ W} \cdot \text{d} \cdot \text{m}^{-1}$, 直到沙厚 120 cm 时, B^- 由无沙地表时的 $1.580 \times 10^8 \text{ W} \cdot \text{d} \cdot \text{m}^{-1}$ 分别减小至 $0.410 \times 10^8 \text{ W} \cdot \text{d} \cdot \text{m}^{-1}$ 和 $1.044 \times 10^8 \text{ W} \cdot \text{d} \cdot \text{m}^{-1}$, 因此干沙造成 B^- 减小程度明显大于湿沙。

积沙使 B^+ 和 B^- 均减小, 但其减小幅度不同, 这种不同体现在年热循环平衡 ΔB 上。如图 9(b) 所示, 随沙厚增加, 干沙下 ΔB 大幅度减小, 沙厚每增加 10 cm, ΔB 平均减小 $0.037 \times 10^8 \text{ W} \cdot \text{d} \cdot \text{m}^{-1}$, 当干沙厚大于 70 cm 时 ΔB 转变为负值, 因此多年冻土退化趋势减缓甚至出现加积可能。而湿沙下, 随沙厚增加, ΔB 仅在 $0.306 \times 10^8 \sim 0.560 \times 10^8 \text{ W} \cdot \text{d} \cdot \text{m}^{-1}$ 范围内小幅度变化, 对冻土影响微弱。综上所述, 堆积沙层会减弱年热循环过程, 因此会不同程度减缓多年冻土的退化速度。

4 结论

因风沙堆积所形成的积沙对多年冻土温度及冻融特征有明显作用, 且在一定程度影响该场地多年冻土发展趋势。通过分析和讨论, 得出以下结论:

(1) 该地区多年冻土呈退化状态, 而其退化趋势因风积沙层的产生而发生变化。沙层越厚, 最大季节融深与土温年较差减小幅度越大。同时, 在相同厚度沙层下, 干沙下最大季节融深和地温较差改变幅度均比湿沙下显著。

(2) 沙层因其热导能力较差, 改变了冻土冷暖季年热循环量及年热循环平衡, 进而影响了冻土冻融特征及发展趋势。沙层越厚, 暖季年热循环量越小, 则暖季进入土体热量越少, 进而土体暖季温度较差和最大季节融深减小; 沙层越厚, 冷季年热循环量也越小, 则冷季进入土体冷量越少, 进而土体冷季温度较差和潜在季节冻深减小。随沙厚增加, 干沙下年热循环平衡显著减小, 甚至出现负值, 而湿沙下年热循环平衡只有小幅度变化。此外, 对于相同厚度沙层下, 干沙引起年热循环过程变化程度明显大于湿沙。

综上所述, 风积沙层改变了其下冻土热量收支平衡关系, 造成土体温度较差降低, 最大季节融深减小, 故风沙堆积对该地区多年冻土退化有不同程度减缓作用。

参考文献 (References):

- [1] USSR Academy of Sciences. Siberian Branch. Permafrost Institute. General geocryology [M]. Guo Dongxin, Liu Tieliang, Zhang Weixin, et al. trans. Beijing: Science Press, 1988. [苏联科学院西伯利亚分院冻土研究所. 普通冻土学 [M]. 郭东信, 刘铁良, 张维信, 等译. 北京: 科学出版社, 1988.]
- [2] Xu Xiaoming, Wu Qingbai, Zhang Zhongqiong. Responses of active layer thickness on the Qinghai-Tibet Plateau to climate change [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2017, 39(1): 1-8. [徐晓明, 吴青柏, 张中琼. 青藏高原多年冻土活动层厚度对气候变化的响应 [J]. 冰川冻土, 2017, 39(1): 1-8.]
- [3] Williams P J, Smith M W. The frozen earth [M]. New York: Cambridge University Press, 1989: 59-82.
- [4] Wang Shaoling, Zhao Lin, Li Shuxun. Interaction between permafrost and desertification on the Qinghai-Tibet Plateau [J]. Journal of Desert Research, 2002, 22(1): 33-39. [王绍令, 赵林, 李述训. 青藏高原沙漠化与冻土相互作用研究 [J]. 中国沙漠, 2002, 22(1): 33-39.]
- [5] Qiu Guoqing, Liu Jingren, Liu Hongxu. Geocryological glossary [M]. Lanzhou: Gansu Science and Technology Press, 1994: 145. [邱国庆, 刘经仁, 刘鸿绪. 冻土学辞典 [M]. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1994: 145.]
- [6] Cheng Guodong. The influence of local factor on distribution of permafrost and the revelation of design for Qinghai-Xizang Highway [J]. Science in China: Series D, 2003, 33(6): 602-607. [程国栋. 局地因素对多年冻土分布的影响及其对青藏铁路设计的启示 [J]. 中国科学: D 辑, 2003, 33(6): 602-607.]
- [7] Jackson R D, Idso S B. Surface albedo and desertification [J]. Science, 1975, 189: 1012-1013.
- [8] Xie Yingqin. The influence of desertification on permafrost in Qinghai-Tibet Plateau from the perspective of surface heat balance [C]// The observational studies annual report of Observation and Research Station of Qinghai-Tibet Plateau, Chinese Academy of Sciences: vol 3. Lanzhou: Lanzhou University Press, 1995: 56-62. [谢应钦. 从地表热量平衡论青藏高原沙漠化对冻土的影响 [C]// 中国科学院青藏高原综合观测研究站观测研究年报: 第 3 卷. 兰州: 兰州大学出版社, 1995: 56-62.]
- [9] Wang Tao. Study on sandy desertification in China 3: key regions for studying and combating sandy desertification [J]. Journal of Desert Research, 2004, 24(1): 1-9. [王涛. 我国沙漠化研究的若干问题 3: 沙漠化研究和防治的重点区域 [J]. 中国沙漠, 2004, 24(1): 1-9.]
- [10] Li Sen, Yang Ping, Gao Shangyu, et al. Dynamic changes and developmental trends of the land desertification in Tibet Plateau over the last 10 years [J]. Advances in Earth Science, 2004, 19(1): 63-69. [李森, 杨萍, 高尚玉, 等. 近 10 年青藏高原土地沙漠化动态变化与发展态势 [J]. 地球科学进展, 2004, 19(1): 63-69.]
- [11] Li Sen, Dong Yuxiang, Dong Guangrong, et al. Regionalization of land desertification on Qinghai-Xizang Plateau [J]. Journal of Desert Research, 2001, 24(4): 418-427. [李森, 董玉祥, 董

- 光荣, 等. 青藏高原土地沙漠化区划[J]. 中国沙漠, 2001, 21(4): 418-427.]
- [12] Xie Shengbo, Qu Jianjun, Zu Ruiping, et al. Effect of sandy sediments produced by the mechanical control of sand deposition on the thermal regime of underlying permafrost along the Qinghai-Tibet Railway[J]. Land Degradation & Development, 2013, 24(5): 453-462.
- [13] Xue Zhide, Liu Shihai, Xu Zhaoyi, et al. Efficiency of wind erosion control measures along Cuona Labe on Qinghai-Tibet Railway, western China[J]. Journal of Beijing Forestry University, 2010, 32(6): 61-65. [薛智德, 刘世海, 许兆义, 等. 青藏铁路措那湖沿岸防风固沙工程效益[J]. 北京林业大学学报, 2010, 32(6): 61-65.]
- [14] Zhang Tingjun, Harry T, Cheng Guodong, et al. The Qinghai-Tibet Railroad: a milestone project and its environmental impact [J]. Cold Regions Science and Technology, 2008, 53: 229-240.
- [15] Zhang Kecun, Qu Jianjun, Niu Qinghe, et al. Protective mechanism and efficiency of sand-blocking fences along Qinghai-Tibet Railway[J]. Journal of Desert Research, 2011, 31(1): 16-20. [张克存, 屈建军, 牛清河, 等. 青藏铁路沿线阻沙栅栏防护机理及其效应分析[J]. 中国沙漠, 2011, 31(1): 16-20.]
- [16] Wu Zhiqiang, Zhang Mingyi, You Zhilang, et al. Study of the effect of sand cover on the albedo of railway ballast layer[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2016, 38(6): 1598-1606. [吴志强, 张明义, 游志浪, 等. 积沙对铁路道渣层反射率的影响研究[J]. 冰川冻土, 2016, 38(6): 1598-1606.]
- [17] Zu Ruiping, He Zhilin, Zong Yumei, et al. Review on the influences of sand accumulation on permafrost in the Tibet Plateau [J]. Journal of Desert Research, 2014, 34(5): 1208-1214. [俎瑞平, 贺志霖, 宗玉梅, 等. 青藏高原风沙堆积对多年冻土影响研究进展[J]. 中国沙漠, 2014, 34(5): 1208-1214.]
- [18] Qiu Guoqing. Distribution characteristics and formation conditions of permafrost and talik of Tuotuo River in Qinghai-Tibet Plateau[C]// Argumentative papers of Glaciology and Geocryology Society of GSC. Beijing: Science Press, 1982: 19-26. [邱国青. 青藏高原沱沱河盆地融区和多年冻土的分布特征及形成条件[C]//中国地理学会冰川冻土学会议论文集. 北京: 科学出版社, 1982: 19-26.]
- [19] Huang Yizhi, Guo Dongxin, Zhao Xiufeng. The desertification in the permafrost region of Qinghai-Xizang Plateau and its influences on environment[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1993, 15(1): 52-57. [黄以职, 郭东信, 赵秀锋. 青藏高原冻土区沙漠化及其对环境的影响[J]. 冰川冻土, 1993, 15(1): 52-57.]
- [20] Wu Qingbai, Yu Wenbing, Jin Huijun. No protection of permafrost due to desertification on the Qinghai-Tibet Plateau[J/OL]. Scientific Reports, 2017, 7 [2018-08-13]. <https://www.nature.com/articles/s41598-017-01787-0>.
- [21] Wang Shaoling, Xie Yingqing. Study on the ground temperature of sandy area in the Qinghai-Xizang Plateau[J]. Journal of Desert Research, 1998, 18(2): 137-142. [王绍令, 谢应钦. 青藏高原沙区地温研究[J]. 中国沙漠, 1998, 18(2): 137-142.]
- [22] Wang Shaoling, Ding Yongjian, Zhao Lin, et al. The influence of local factor on surface layer ground temperature in Qinghai-Xizang Plateau[J]. Plateau Meteorology, 2002, 21(1): 85-89. [王绍令, 丁永建, 赵林, 等. 青藏高原局地因素对近地表层地温的影响[J]. 高原气象, 2002, 21(1): 85-89.]
- [23] Lü Lanzhi, Jin Huijun, Wang Shaoling, et al. Dual influence of local environmental variables on ground temperatures on the interior-eastern Qinghai-Tibet Plateau (II): sand-layer and surface water bodies[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2008, 30(4): 546-555. [吕兰芝, 金会军, 王绍令, 等. 青藏高原中、东部局地因素对地温的双重影响(II): 砂层和水被[J]. 冰川冻土, 2008, 30(4): 546-555.]
- [24] Xie Shengbo, Qu Jianjun, Zu Ruiping, et al. New discoveries on the effects of desertification on the ground temperature of permafrost and its significance to the Qinghai-Tibet Plateau[J]. Chinese Science Bulletin, 2012, 57(8): 838-842.
- [25] He Zhilin, Zu Ruiping, Zhang Kecun, et al. Laboratory experiment of the influence of aeolian sand accumulation on permafrost temperature[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2015, 37(1): 156-161. [贺志霖, 俎瑞平, 张克存, 等. 风沙堆积对多年冻土温度影响的室内试验研究[J]. 冰川冻土, 2015, 37(1): 156-161.]
- [26] Sui Xiaofeng, Yu Mingzhi, Peng Xiaofeng. Experimental study on thermal conductivity measurement of wet sands[J]. Journal of Thermal Science and Technology, 2009, 8(1): 20-24. [隋晓风, 于明志, 彭晓峰. 含湿沙导热系数的测试与实验研究[J]. 热科学与技术, 2009, 8(1): 20-24.]
- [27] Chen Lin, Yu Wenbing, Yang Chengsong, et al. Conductivity of aeolian sand on the Tibetan Plateau based on microstructure[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2014, 36(5): 1220-1226. [陈琳, 喻文兵, 杨成松, 等. 基于微观结构的青藏高原风积沙导热系数变化机理研究[J]. 冰川冻土, 2014, 36(5): 1220-1226.]
- [28] Zhou Jiazuo, Li Dongqing, Fang Jianhong, et al. Numerical analysis of heat and mass transfers in saturated freezing soil in open system[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2011, 33(4): 791-795. [周家作, 李东庆, 房建宏, 等. 开放系统下饱和正冻土热质迁移的数值分析[J]. 冰川冻土, 2011, 33(4): 791-795.]
- [29] Wang Jiacheng, Li Shude. Analysis of geothermal conditions near the permafrost base along the Qinghai-Tibet Highway[C]// Professional papers on permafrost studies of Qinghai-Xizang Plateau. Beijing: Science Press, 1983: 38-43. [王家澄, 李树德. 青藏公路沿线多年冻土下限面附近的热状况分析[C]//青藏高原冻土研究论文集. 北京: 科学出版社, 1983: 38-43.]
- [30] Wu Qingbai, Jiang Guanli, Pu Yibin, et al. Relationship between permafrost and gas hydrates on Qinghai-Tibet Plateau[J]. Geological Bulletin of China, 2006, 25(2): 29-33. [吴青柏, 蒋观利, 蒲毅彬, 等. 青藏高原天然气水合物的形成与多年冻土的关系[J]. 地质通报, 2006, 25(2): 29-33.]
- [31] Wu Qingbai, Zhu Yuanlin, Liu Yongzhi. Assessment model of permafrost thermal stability under engineering activity[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2002, 24(2): 129-133. [吴青柏, 朱元林, 刘永智. 工程活动下多年冻土热稳定性评价模型[J]. 冰川冻土, 2002, 24(2): 129-133.]
- [32] Kudriavtsev V A. Fundamentals of frost forecasting in geological engineering investigations [M]. Guo Dongxin, Ma Shimin, Ding Dewen, et al. trans. Lanzhou: Lanzhou University Press, 1992: 24-25. [库德里亚采夫 V A. 工程地质研究中的冻土预报原理[M]. 郭东信, 马世敏, 丁德文, 等译. 兰州: 兰州大学出版社, 1992: 24-25.]
- [33] Yershov E D. Dynamic geocryology[M]. Tong Boliang, trans. Lanzhou: Lanzhou University Press, 2016: 128-164. [叶尔绍夫 E D. 动力冻土学[M]. 童伯良, 译. 兰州: 兰州大学出版社, 2016: 128-164.]

[34] Feldman G M. Computing method of temperature regime of frozen soil[M]. Xu Xiaozu, Cheng Guodong, Ding Dewen, et al. trans. Beijing: Science Press, 1982: 23 - 72. [费里德曼 G M.

冻土温度状况计算方法[M]. 徐教祖, 程国栋, 丁德文, 等译. 北京: 科学出版社, 1982: 23 - 72.]

Numerical simulation of the effect of aeolian sand accumulation on permafrost

WANG Luyang^{1,2}, WU Qingbai¹, JIANG Guanli¹

(1. State Key Laboratory of Frozen Soil Engineering, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Aeolian sand accumulation caused by desertification is a significant local factor for permafrost in the Tibetan Plateau. However, the mechanisms about the effect of the aeolian sand on permafrost are still unclear. In this study, based on the soil phase change heat transfer theory and Comsol Multiphysics software, the states of soil temperature and the active layer depth of warm degenerate permafrost under 13 dry and moist sand covers are simulated for 10 years in the sand hazard area in Honglianghe. The results show that the shallow permafrost temperature range and the maximum seasonal thawing depth, as well as the heat cycle in cold and warm seasons, decrease with the sand cover thickness. In addition, the decreasing amplitude of permafrost temperature, active layer depth and heat cycle with dry sand cover are larger than that with moist sand cover. Therefore, aeolian sand accumulation can slow down the permafrost degradation in different levels in the research area. The thicker the sand cover is, the stronger the slowing effect is. Furthermore, the slowing effect of dry sand cover is stronger than that of moist sand cover obviously.

Key words: Tibetan Plateau; aeolian sand accumulation; permafrost; numerical simulation

(本文编辑: 武俊杰)