

DOI: 10.16285/j.rsm.2017.1128

多年冻土活动层浅层包气带 水-汽-热耦合运移规律

张明礼^{1,2,3}, 温 智³, 董建华¹, 王得楷², 侯彦东¹,
薛 珂³, 杨晓宇¹, 孙国栋¹

(1. 兰州理工大学 土木工程学院, 甘肃 兰州 730050; 2. 甘肃省科学院 地质自然灾害防治研究所, 甘肃 兰州 730000;
3. 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)

摘 要: 活动层水热状态直接影响多年冻土和寒区工程的稳定性。已有研究大多基于附面层理论研究冻土温度场变化, 较少研究液态水和水汽运移过程及其对冻土温度场的影响。结合多年冻土活动层包气带水-热耦合运移的物理过程和内在机制, 以温度和含水率为基本变量, 建立了考虑液态水和水汽相变、水分对流传热和水汽运移的土壤-地表-大气能量平衡及土壤内部水热变化的耦合模型, 分析了真实野外气象条件下活动层液态水和水汽运移规律。计算结果表明: 白天温度梯度水分向土壤内部运移, 夜间温度梯度水分向土壤表层运移; 暖季温度梯度水分以向土壤内部运移为主, 冷季温度梯度水分以向地表运移为主; 就全年而言, 活动层各个深度处水汽运移作用大于 15%, 水势梯度水汽运移极小可以忽略不计, 特别是浅层土壤在无降雨状态下, 水分运移以温度梯度水汽运移为主; 水势梯度液态水通量受降雨影响明显, 在降雨事件期间和之后, 液态水和水汽下渗占主导地位, 降雨降低表层土壤温度、减小土壤热传导通量, 有利于土壤热稳定性。

关 键 词: 非饱和土; 活动层; 水分运移; 热传递; 水汽流动; 蒸发

中图分类号: TU 445

文献标识码: A

文章编号: 1000-7598 (2018)02-0561-10

Coupled water-vapor-heat transport in shallow unsaturated zone of active layer in permafrost regions

ZHANG Ming-li^{1,2,3}, WEN Zhi³, DONG Jian-hua¹, WANG De-kai²,
HOU Yan-dong¹, XUE Ke³, YANG Xiao-yu¹, SUN Guo-dong¹

(1. College of Civil Engineering, Lanzhou University of Technology, Lanzhou, Gansu 730050, China;
2. Geological Hazards Prevention Institute, Gansu Academy of Sciences, Lanzhou, Gansu 730000, China;
3. State Key Laboratory of Frozen Soil Engineering, Northwest Institute of Eco-Environmental and Resources,
Chinese Academy of Sciences, Lanzhou, Gansu 730000, China)

Abstract: The thermal-moisture dynamics of the active layer directly affects the stability of permafrost and engineering projects in cold regions. Previous studies mainly focus on the thermal stability of permafrost based on the adherent layer theory. The migration process of liquid water and water vapor and its effects on the active layer are still lack of consideration. Considering the physical process and mechanism of liquid water-vapor transfer in unsaturated soils, a new heat and mass transfer model in saturated-unsaturated partially frozen soil was developed, in which the moisture migration in both vapor and liquid phases and heat transfer by means of conduction, convection and phase change were accommodated. The established water-vapor-heat transport model was used to analyze the water-vapor-heat transport in the shallow unsaturated zone of active layer under the in-situ meteorological conditions. The results show that the liquid water and water vapor are driven by the temperature gradient flow downward during daytime but upward at night, the liquid water and water vapor are driven by the temperature gradient flow upward in warm season but downward in cold season. Vapor water accounts for more than 15% of the water flux in the active layer and the

收稿日期: 2017-06-06

基金项目: 国家自然科学基金项目 (No. 41471061, No. 41690144, No. 51778275); 甘肃省科技计划资助——青年科技基金 (No. 17JR5RA115); 冻土工程国家重点实验室自主课题 (No. SKLFSE-ZT-22); 中科院寒旱所 STS 项目 (No. HHS-TSS-ST5-1502); 中国博士后科学基金 (No. 2017M623268)。This work was supported by the National Natural Science Foundation of China (41471061, 41690144, 51778275), the Science and Technology Foundation for Youth of Gansu Province (17JR5RA115), the Research Project of the State Key Laboratory of Frozen Soils Engineering (SKLFSE-ZT-22), the Fund of the Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute (HHS-TSS-ST5-1502) and the China Postdoctoral Science Foundation (2017M623268).

第一作者简介: 张明礼, 男, 1987 年生, 博士 (后), 讲师, 主要从事冻土工程方面的研究。E-mail: mingli_0919@126.com

通讯作者: 温智, 男, 1976 年生, 男, 博士, 研究员, 博士生导师, 主要从事冻土力学与寒区工程方面的研究。E-mail: wenzhi@lzb.ac.cn

water vapor driven by the pressure head can be neglected throughout the year. The moisture transport is mainly controlled by temperature gradient in sunny days. During and after rainfall events, rainfall infiltration is significantly enhanced and liquid water and water vapor mainly infiltrate downward. Rainfall can significantly decrease surface soil heat flux, heat conduction and soil temperature, which mitigate the permafrost degradation process.

Keywords: unsaturated soil; active layer; water transport; heat transfer; vapor flow; evaporation

1 引言

活动层作为大气与多年冻土相互作用的缓冲带,对气候变化敏感且反应迅速,大气-地面-冻土之间水分和能量交换则主要通过活动层来实现^[1]。活动层水热状况是影响地表植被生长、地气能量平衡以及多年冻土稳定性的重要因素。气候变化和人类工程活动的增加显著地改变了多年冻土与外界环境的热交换条件和水热运输过程,加速了区域内的冻土退化^[2],研究多年冻土水热运输特征,对分析现有建筑物的稳定性和多年冻土的赋存状态等均具有重要意义。

天然场地多年冻土活动层大多为非饱和状态,研究土体内部水热传输特征就是研究多年冻土活动层浅层包气带水-汽-热耦合运移的过程,该过程是以物质(水)和能量同时迁移,即耦合流的形式实现^[3]。活动层内部冻融循环和外部气象因素作用(降水、蒸发和辐射等)引起的冻土水热变化就是冻土水分场和温度场耦合的过程。为了实现对冻土水、热状态的预测,已有学者建立了水动力模型^[4]、刚性冰模型^[5]和水热力模型^[6]等理论模型来表征土体冻融过程的水热特性变化。但这些模型没有考虑水汽运移和水汽相变,传统的水热模型^[7-8]认为水汽运移对整个冻结土壤的水分传输贡献可忽略。然而,研究发现在地下水位较深、土壤含水率较低(如中国西北干旱地区)的地区,土壤中水汽运移是水分迁移的主要组成^[9]。另外,水汽蒸发、凝结也消耗或积累大量潜热^[10]。因此,明确水汽传输在非饱和土壤水热传输中的作用至关重要。Saito^[11]、An^[12]、Zhang^[13]、Zeng^[14-15]等完整描述了水-汽热耦合作用,证实了液态水和水汽在融土水分和能量运移中的作用,但上述模型是针对融土建立的,同时也没有考虑土壤内部空气的运移。滕继东等^[16]综合考虑水分的蒸发、冷凝和冻结3个相变过程,建立了非饱和冻土水-热-汽耦合迁移的数学模型,重现了温度梯度下的气态水迁移、成冰过程,但该模型边界为第1类边界条件。目前的冻土换热机制研究中,大多采用附面层原理^[17]表征地表边界条件(第1类边界条件),不能够反映降水、辐射、风速等气象因素变化对多年冻土的水热影响。

本文针对多年冻土水热运输机制、理论模型及边界条件问题,建立土壤-地表-大气相互作用地气耦合模型,分析真实野外气象条件下活动层液态水和水汽运移规律及降雨作用下活动层水热动态响应过程,为多年冻土保护和长期稳定性预测提供参考和依据。

2 水-汽-热耦合模型

2.1 质量守恒方程

冻土中水分运移包括液态水和水汽运移两部分,且都由水势梯度、温度梯度控制^[18-19]。液态水运移规律与非饱和融土中水分运移规律相似^[18],土壤水汽流动可由 Fick 定律确定。据质量守恒原理,单位时间进出土体的水量平衡,二维部分冻结、变饱和土壤水分运移可表示为水分场质量守恒方程:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot [K_{th} \nabla(h+y) + K_{Tt} \nabla T] + \nabla \cdot [K_{vh} \nabla h + K_{vT} \nabla T] - \frac{\rho_v}{\rho_w} \frac{\partial}{\partial t} (\rho_{or} - \theta_l - \theta_i) \quad (1)$$

式中: y 为竖坐标; h 为压力水头; T 为土壤温度; K_{th} 和 K_{Tt} 分别为土壤水势梯度、温度梯度作用下的液态水导水系数; K_{vh} 、 K_{vT} 分别为土壤水势梯度、温度梯度作用下的水汽扩散系数; θ_l 为液态水体积含量; θ_i 为体积含冰量; θ 为液态水体积含量和等效体积含冰量之和; ρ_{or} 为孔隙率; ρ_w 、 ρ_i 、 ρ_v 分别为液态水、冰、水汽密度; t 为时间。

式(1)等号左边代表单位时间土壤含水率变化量,等号右边第1项代表了由于水势梯度、重力和温度梯度引起的液态水体积变化量,等号右边第2项代表了由于水势梯度和温度梯度引起的水汽体积变化量。

2.2 能量守恒方程

冻土传热模型应该反映冻融过程中土壤热传导、液态水和水汽的热对流及相变等最基本的土壤水热物理过程。因此,变饱和土壤能量守恒方程表示为

$$C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \cdot [\lambda_p \nabla T] - C_1 \nabla(q_l T) - C_v \nabla(q_v T) - L_w \rho_w \nabla q_v + L_i \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} - L_w \rho_w \frac{\partial \theta_v}{\partial t} \quad (2)$$

式中: C_p 、 C_1 、 C_v 分别为土壤、液态水、水汽的

体积热容; λ_p 为土壤导热系数; q_l 、 q_v 分别为液态水和水汽通量; L_w 为液态水蒸发潜热; L_f 为液态水冻结或冰融化潜热; θ_v 为水汽体积含量。

式(2)等号左边代表单位时间土壤能量含量变化、冰和水汽的相变潜热变化。式(2)等号右边分别代表土壤热传导、液态水和水汽对流传热、水汽扩散潜热。由于水汽的热容太小,水汽对土壤体积热容的影响忽略不计。

2.3 模型参数化

水-热耦合方程(1)、(2)中含水率 θ 和温度 T 为因变量,但方程中包含多个参数和变量,需要将所有参数用因变量表示出来,也就是建立参数方程。根据土壤冻结过程和干燥脱湿过程的相似性,融土状态的土-水特征曲线也可以拓展到描述冻结过程中未冻水含量与基质势的关系,可以由 Van Genuchten^[20]模型和 Mualem^[21]模型表征;温度梯度下的渗透系数是在土水势作用下的渗透系数基础上考虑温度效应的结果^[13];土壤水势梯度、温度梯度作用下的水汽扩散系数需要考虑液岛效应和水汽增强运移效应^[22-23]。文献[13]详细给出了各水热参数的求解过程。

土冻结后,并非其中所有的液态水都转变成固态的冰,而由于颗粒表面能的作用,未冻水含量与负温保持着动态平衡关系^[24]。徐敦祖等^[24]通过大量试验研究了未冻水含量与负温的关系,提出未冻水含量是初始含水率和温度的函数,并建立了函数关系式,即冻结过程中的最大未冻水含量 $\theta_{u\max}$ 为

$$\theta_{u\max} = a(T - 273.15)^{-b} \quad (3)$$

式中: a 、 b 为与土壤性质相关的参数。

在此,认为只有负温冻结驱动力克服了土壤颗粒表面能后,土壤才开始冻结,土壤的冻结点不是一个固定值,而是与由含水率和温度共同决定的;而颗粒表面能与液态含水率有关,即只有土壤含水率超过 $\theta_{u\max}$ 时才会冻结,超过的部分即为冰的含量。如此避免了采用阶梯函数^[25]或者直接给定相变区间造成的计算误差。由于水-热耦合方程以 θ 和 T 为因变量,体积液态水含量和含冰量可以通过等效体积含水率和温度确定:

$$\theta_1 = \begin{cases} \theta & \text{其他} \\ \theta_{u\max} & T < T_f \text{ 和 } \theta > \theta_{u\max} \end{cases} \quad (4)$$

$$\theta_1 = \frac{\rho_w}{\rho_i}(\theta - \theta_i) \quad (5)$$

$$\theta_v = p_{or} - \theta_1 - \theta_i \quad (6)$$

式中: T_f 为土壤冻结温度。

2.4 水热通量边界条件

为了体现降雨、蒸发、辐射等气象因素实时变化对冻土水分和热通量边界的影响,引入地表大气动力学理论,构建地表能量平衡方程^[13,26]

$$R_n - H_s - L_w E - G = 0 \quad (7)$$

式中: R_n 为地表净辐射,可现场实测,也可根据经验公式求得; H_s 为感热通量; $L_w E$ 为潜热通量; E 为地表水分蒸发速率; G 为地表热通量。地表净辐射可以由辐射 4 个分量求得。地表蒸发水分通量为^[27]

$$E = \frac{\rho_{vss} - \rho_{va}}{r_a + r_s} \quad (8)$$

式中: ρ_{vss} 为地表土壤水汽密度; ρ_{va} 为地表大气水汽密度; r_a 为空气对水汽扩散的阻力; r_s 为土壤表面对水汽的阻力。

感热通量可以表示为^[13]

$$H_s = \frac{C_a(T_s - T_a)}{r_a} \quad (9)$$

式中: T_s 为地表土壤温度; T_a 为实测空气温度; C_a 为空气体积热容。将式(8)、(9)及实测的净辐射代入式(7)可以得到地表土壤热通量,并将其作为温度场上边界。

北麓河地区降水绝大部分以降雨为主,多以短期、高频次降雨为主,降雪量极少、积雪厚度薄、积雪覆盖时间短^[28]。因此,研究场地按无积水、无径流考虑,地表水分通量为蒸发速率减去降水速率。即:

$$q = E / \rho_w - P_{rain} \quad (10)$$

式中: P_{rain} 为降雨速率。

式(10)为土壤水分传输的上边界条件。即将气象驱动数据输入模型获得水热上边界条件。水热下边界条件可以根据区域地温梯度和深层岩土体含水率特征给定。

2.5 模型验证

为了验证土壤水-汽-热耦合模型及计算方法的可靠性,文献[13]选取中国科学院青藏高原北麓河冻土工程与环境综合观测研究站降雨、气温、辐射为模型上边界条件的气象驱动数据,采用水-汽-热耦合模型的求解采用 COMSOL Multiphysics 软件模拟了研究区域气象条件下土壤水、土壤温度动态变化。结果表明:温度年平均误差 $|MBE| < 1.204$ °C、一致性指数 $d > 0.802$; 含水率年平均误差 $|MBE| <$

1.35%、一致性指数 $d > 0.853$ 。温度、含水率模拟值与实测值变化趋势相同，一致性较好，误差在允许范围内，构建的考虑地表能量平衡的水热耦合运移模型及数值方法可靠，可以用于分析气象因素实时变化对冻土水热的影响。

3 活动层水分运移

以青藏高原北麓河冻土观测站附近天然冻土场地为研究对象，建立一维模型，深度取为 15 m。在热流和水流时空变化剧烈的活动层网格尺寸最小，0~2.5 m 网格尺寸为 0.01 m；2.5~15 m 最小网格尺寸为 0.01 m，最大网格尺寸为 0.1 m，计算最大时间步长 900 s。以 2012 年 10 月 1 日~2013 年 10 月 1 日为研究区段，根据实测气象资料为模型驱动数据，并根据式 (7)~(10) 得到水分上边界和地表热通量上边界。根据北麓河实测地温资料的统计分析结果，取 15 m 深度处下边界地温梯度为 $0.03 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}^{[13]}$ ；模型底部常年处于冻结状态，取为零通量边界。提取液态水和水汽运移各分量，分析活动层液态水和水汽运移规律及其在能量和水分运移中的作用，进一步考虑暖季降雨对活动层水热的影响。

3.1 温度梯度水分通量

由图 1 可以看出，受地表气象条件的影响，在 2013-07-12 T08:00—19:00 期间，温度升高和降低剧烈，地表温度高于土壤温度，水分向土壤内部迁移；2013-07-12 T19:00—13T8:00 之间，温度变化缓慢，地表温度低于土壤温度，水分向土壤表层运移。2、5、10、30 cm 深度处液态水通量日变化范围分别为 $-0.048 \sim 0.020$ 、 $-0.027 \sim 0.013$ 、 $-0.015 \sim 0.005$ 、 $-0.002 \sim 0.001 \text{ cm/d}$ ，相应深度 q_{vT} 日变化范围分别为 $-0.089 \sim 0.029$ 、 $-0.051 \sim 0.016$ 、 $-0.021 \sim 0.016$ 、 $-0.01 \sim 0.001 \text{ cm/d}$ 。据此可知，随着深度增加水分通量有明显减小趋势，水分日变化区域在地表 30 cm 以内，且在地表浅层 q_{vT} 明显大于 q_{rT} ，说明温度梯度水汽通量占主导地位。整体而言，在白天，温度梯度水分通量往土壤深处运移，夜间水分向表层运移。

就温度梯度水分通量季节分布来看（见图 2），在暖季水分通量为负，温度梯度水分通量以向土壤内部运移为主，由此可能导致水分向土壤内部的聚集；在冷季，水分通量为正，温度梯度水分通量以向地表运移为主。2012 年 10 月—2013 年 9 月期间，温度梯度水分通量整体以负值为主，可见由于温度梯度导致的水分通量以向土壤内部聚集为主，将导致土壤水分增加。

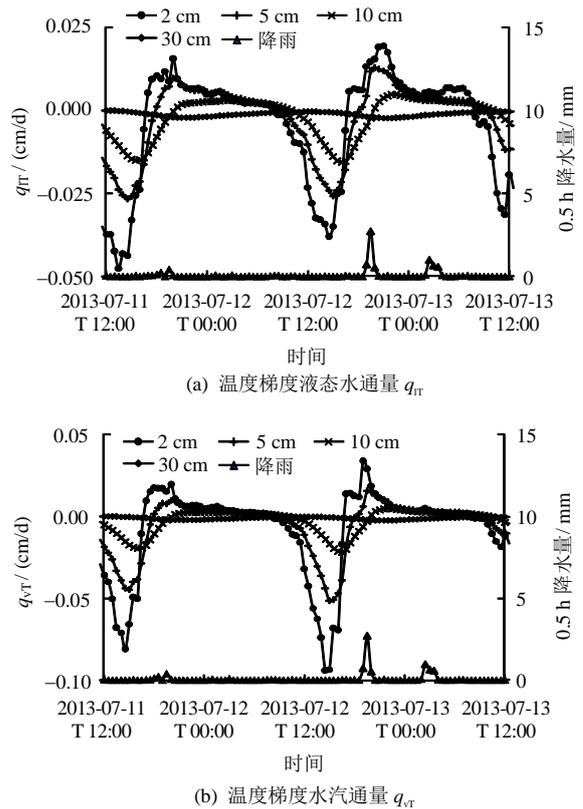


图 1 温度梯度水分通量日变化
Fig.1 Daily variation of water flux driven by temperature gradient

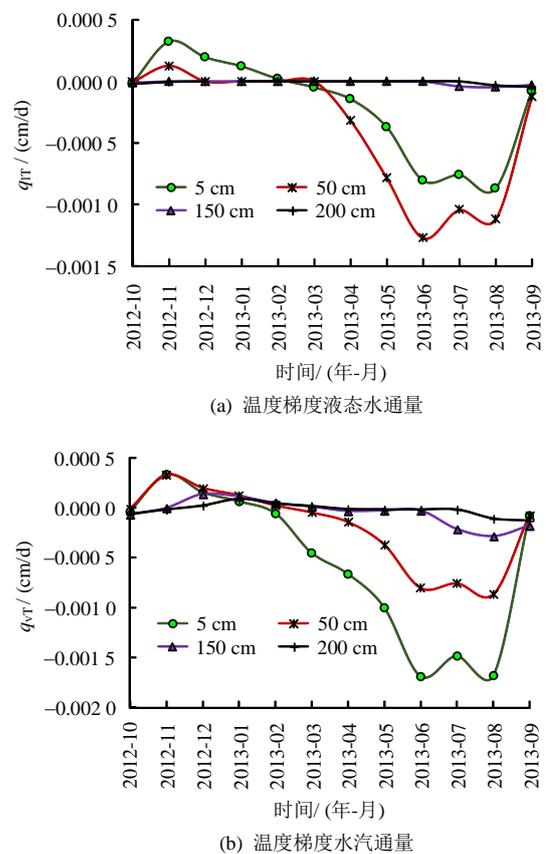
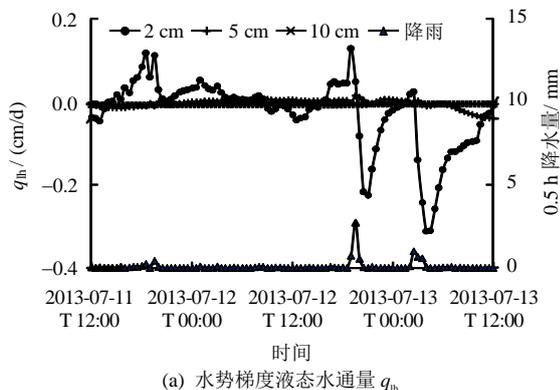


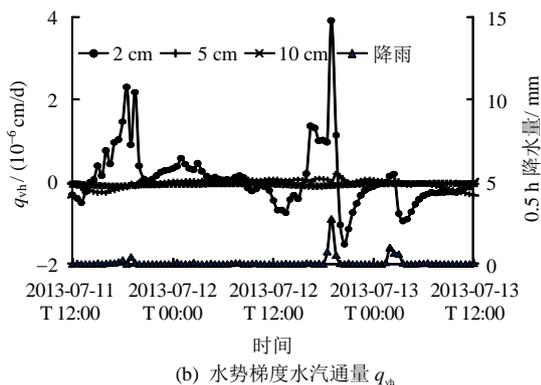
图 2 不同深度处水分运移分量月变化
Fig.2 Monthly variation of water transport in different depths

3.2 水势梯度水分通量

土壤水势反映了土壤水分的能量状态，影响包气带中的水-汽-热耦合运移，研究区域土壤含盐量较低，忽略溶质势，土壤水势仅考虑基质势和重力势。图 3 给出不同深度处土壤水势梯度液态水通量 q_{lh} 和土壤水势梯度水汽通量 q_{vh} 日变化图。无降雨条件下水势作用下水分通量日变化明显小于降雨情景下的水分通量变化。降雨作用使得表层土壤含水率明显大于深层土壤，水分梯度水势梯度向下，降雨入渗作用导致水分通量整体向下，特别是在 7 月 12 日 18 时和 7 月 13 日 2 时两次明显降雨作用下，水分通量明显增大，这种变化趋势随着深度增加而减弱。当降雨结束后，土壤在蒸发作用和入渗作用下，下部含水率高于表层含水率，水势梯度为正，水分通量也变为正。



(a) 水势梯度液态水通量 q_{lh}



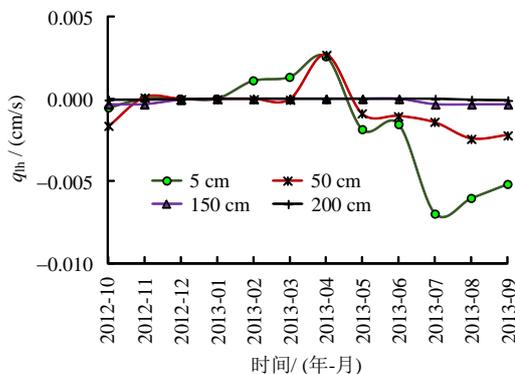
(b) 水势梯度水汽通量 q_{vh}

图 3 水势梯度水分通量时空分布

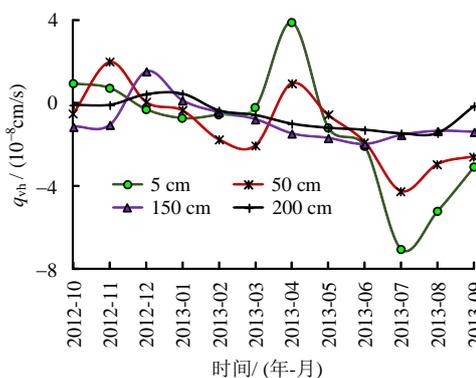
Fig.3 Spatial and temporal distribution of water flux driven by water potential gradient

结合图 4 水势梯度作用下水分运移月变化可以看出：在夏季和秋季，受降雨影响，土壤表层含水率较大，水分通量为负，水势梯度水分通量以向土壤内部运移为主，由此可能导致水分向土壤内部的聚集；在冷季，降水量极少，地表以蒸发为主，表层土壤含水率小于深层土壤含水率，水分通量为正，

水势梯度水分通量以向地表运移为主。同时， q_{vh} 比 q_{lh} 小 4 个数量级以上，在分析水分运移时可以忽略 q_{vh} 。在无降雨状态下，对比于相同时间区段 q_{lr} 、 q_{vr} 、 q_{vh} 和 q_{lh} 发现，浅层土壤水分运移以温度梯度水汽运为主，水势梯度液态水通量受降雨影响明显。



(a) 水势梯度液态水通量 q_{lh}



(b) 水势梯度水汽通量 q_{vh}

图 4 不同深度处水分运移分量月变化

Fig.4 Monthly variation of water flux in different depths

3.3 水量平衡分析

研究场地地下水位较深，同时下部多年冻土层水分处于常年冻结状态，无水分下渗和地下水的补给。一般区域水量平衡组成主要包括降水、蒸散发、土壤储水量变化和产流，根据水量平衡方程：

$$\Delta W = P + IR + Q_g - R - E_T - \Delta Q \quad (11)$$

式中： ΔW 为土壤储水量； P 为有效降水量； IR 为灌溉补水量； Q_g 为潜水补给土壤水量； R 为地表径流量； E_T 为作物与土壤蒸发量； ΔQ 为深层渗漏补给地下水。

模型模拟时不考虑地下水的影响，同时假定最深层土壤无下渗，由于研究区域降雨量不大，且降雨多为高频次、少量降雨，不考虑径流。图 5 给出研究区域降水与蒸发关系，可以看出，在温度梯度和水势梯度共同作用下，随着月降水量增大，地表

蒸发量也相应增大；在夏季降雨量会大于蒸发量，土壤会存储一部分降水；冬季和春季蒸发量远大于降水量。全年降水量为 305 mm，年蒸散量为 302.7 mm，降雨绝大部分通过蒸发耗散，土壤水分有少量累积。

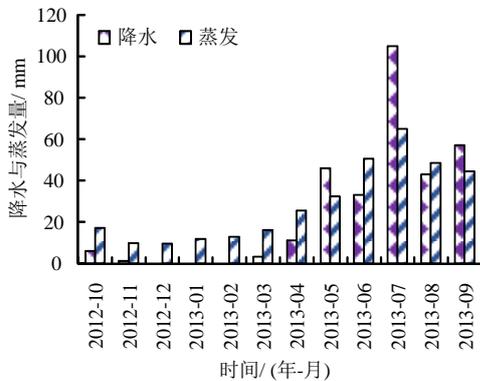


图5 降水及蒸发月变化

Fig.5 Monthly variation of precipitation and evaporation

3.4 液态水及水汽在水分运移中的作用

由质量守恒式(7)可知，土壤水分传递通过液态水和水汽对流实现，不同深度处土壤水分运移特征与土壤的冻结融化状态密切相关。根据 3.2 节和 3.3 节分析可知：对于较深层土壤的能量传递，在冬季，依然是水汽运移控制着水分的传递，由于土壤表层温度低于内部土层，内部水汽密度大于表层，水汽向土壤表层运移(+)；而夏季，由于土层深度较深，温度梯度降低，温度势引起的水汽运移相对于浅层土壤有一定降低，大气降雨使得地表含水率和水汽密度较大，液态水和水汽向土壤内部运移(-)。

为进一步分析全年液态水和水汽运移对水分传输的作用，表 1 给出了各分量年贡献率。就全年而言，液态水运移贡献率大于 80%，水分主要是以液态水运移为主。不同深度处，水汽运移作用大于 15%，特别是浅层土壤在无降雨状态下，以水汽运移为主，在分析长期水热作用时不可忽略。因此，在分析土壤长期水分运移过程中，水汽运移和液态

表 1 不同深度水分运移分量在土壤水分能量传递中作用 (2012 年 10 月—2013 年 10 月)

Table 1 Annual mean contribution of each water flux component in different depths (October 2012–October 2013)

深度 / cm	液态水 / %	水汽 / %
5	32.8	67.2
15	80.9	19.1
75	80.5	19.5
150	82.2	17.8
220	83.4	16.6

水运移都应当予以考虑。

4 活动层能量运移

为了分析较长时间尺度能量分量的变化规律，图 6 给出 5、25、75、150 cm 深度处 4 个能量分量的月平均值变化。可以看出，各能量分量暖季变化明显，随着深度增加月变化减弱。热传导月变化最为明显，冷季为负，向外界放热；暖季为正，从外界吸热。在冷季(11 月—次年 3 月)，75 cm 以上土层热传导是主要的能量传递途径。冷季水分通量极低，水分传热作用弱，热传导通量比对流和潜热通量大一个数量级。在暖季(4—10 月)，由于降雨作用使得土壤液态水和水汽运移活跃，土壤表层液态水对流热通量、水汽对流热通量及水汽潜热波动明显，月平均最大值分别达到 1.25、0.84、1.63 W/m²，液态水和水汽运移将外部热量运移至内部土层，加速土壤的升温过程，而在此区段热传导最大月平均值为 13.5 W/m²。因此，在暖季由降雨引起的土壤表层水分对流和水汽潜热相当可观，在能量传递中的作用不可忽略。

图 7 给出 4 个分量沿深度的月变化，可以看出，随着深度增加，能量通量数值和振幅逐渐减小。水分对流和扩散热通量在 75 cm 深度处已经很小，年变化也不明显，至 100 cm 及以下区域年变化可以忽略。因此，水分运移对土壤能量传递的主要作用区域在 75 cm 范围内，100 cm 及以下区域能量传递基本不受水分运移影响。同时，也注意到，夏季液态水对流潜热、水汽对流及水汽扩散量较大，其他月份均极小。可见，液态水和水汽运移传热主要集中在暖季。

尽管短期内热量传递各分量变化明显，特别是在夏季降雨期间，能量分量数值及其贡献率变化剧烈，就全年而言，热量主要是以热传导方式传递，水汽对流作用极小，可以忽略不计。但地表 75 cm 范围内，液态水对流传热和水汽扩散潜热作用明显，应当在能量传递中予以考虑。

5 降雨对活动层水热影响

5.1 降雨对水分运移的影响

土壤含水率的变化是液态水和水汽运移的结果，图 8 给出降雨区段 5 cm 液态水和水汽的变化过程(为了便于比较，此处所说的大小均为绝对值)。在 7 月 23—24 日较大降雨作用下，5 cm 处液态水通量由降雨前 -5.67×10^{-10} m/s 变为降雨后 -2.55×10^{-9} m/s，液态水通量明显增大；5 cm 处水汽通量

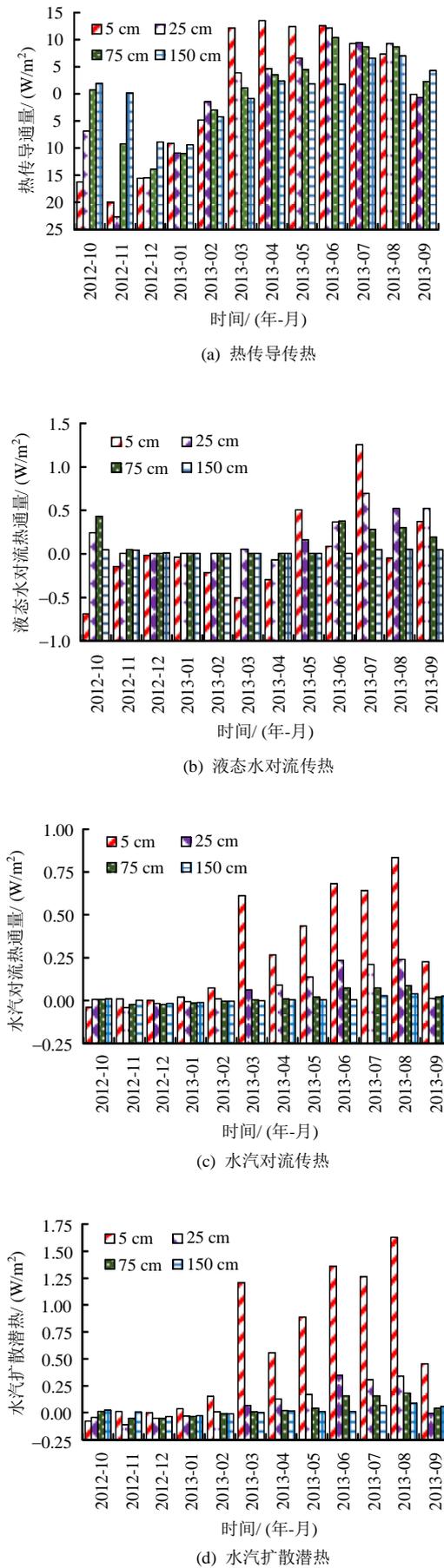


图 6 不同深度处能量分量月平均值
Fig.6 Monthly average of energy component in different depths

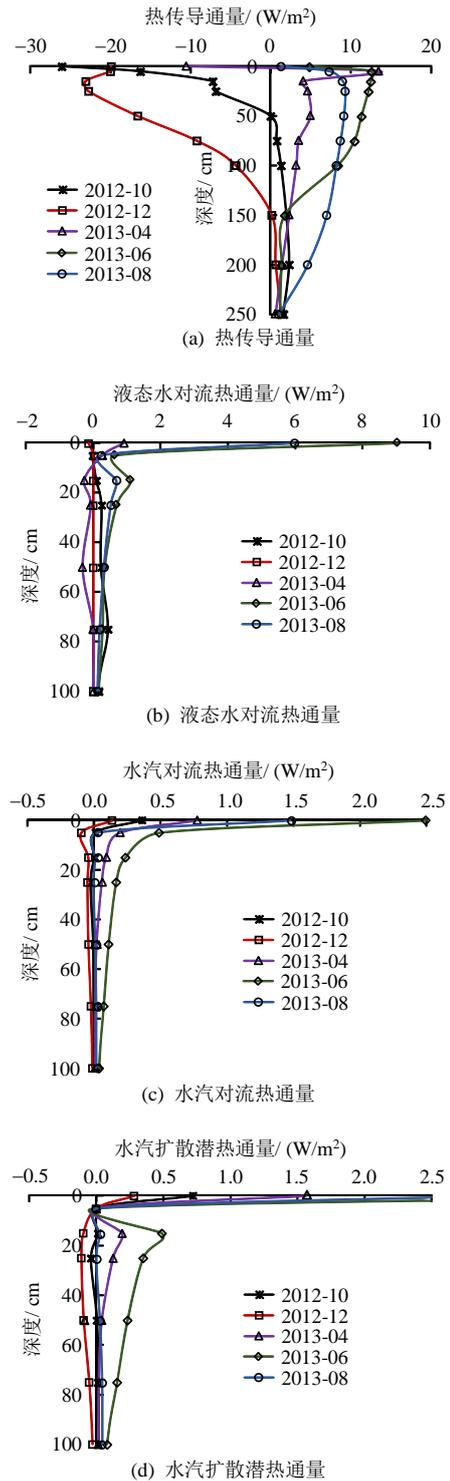


图 7 不同季节能量传递沿深度变化
Fig.7 Variation of heat transport with depth in different seasons

由降雨前 -9.1×10^{-10} m/s 变为降雨后 -2.37×10^{-9} m/s, 水汽水通量也明显增大。可以看出, 在降雨事件期间和之后, 液态和水汽运移明显增强, 液态水和水汽以下渗为主。

图 9 为夏季降雨作用下土壤 5、75 cm 深度处含水率变化情况。可以看出, 5 cm 处在降雨后 1 h 后水分增加 1.0%, 而 75 cm 处则在降雨 1 d 后含水率增加

量 0.2%。说明在降雨后土壤水分下渗导致土壤不同深度处含水率有不同程度的增加，但沿深度存在滞后。结合降雨期间液态水和水汽运移可以推断，降雨后土壤含水率的增加正是由于液态水通量和水汽通量增

加导致的。

5.2 降雨对能量传递的影响

降雨作用下热传导通量、水分对流传热及水汽相变潜热的改变，进而导致土壤温度场变化。如图 10 所示，在 7 月 24 日降雨作用下，5 cm 处热传导通量日最大值降雨后减小 71.9 W/m²，液态水对流传热

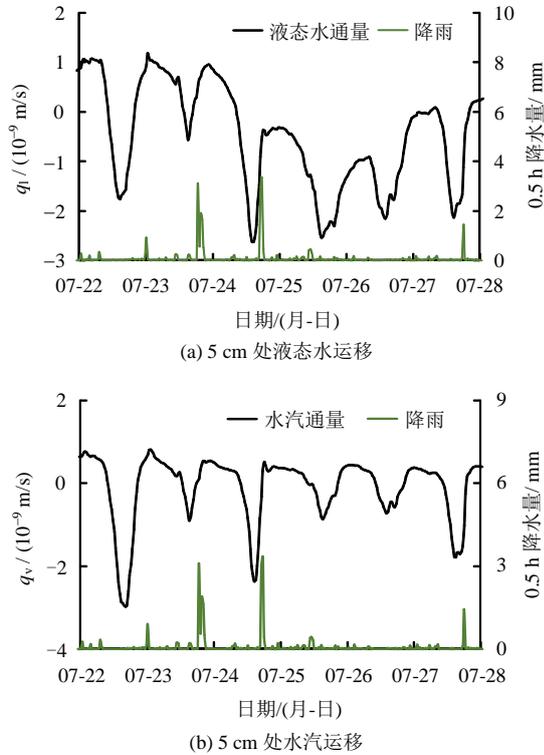


图 8 降雨对水分水运移的影响

Fig.8 Influence of rainfall on water transfer

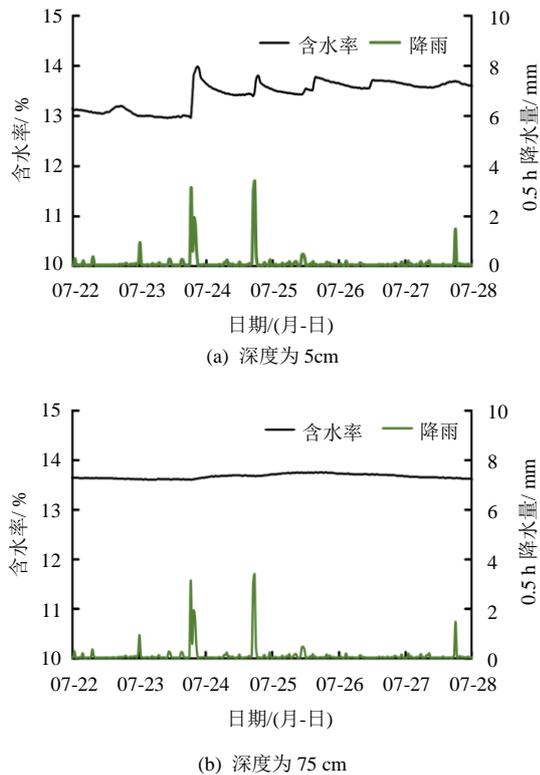


图 9 降雨对含水率的影响

Fig.9 Influence of rainfall on water content of soil

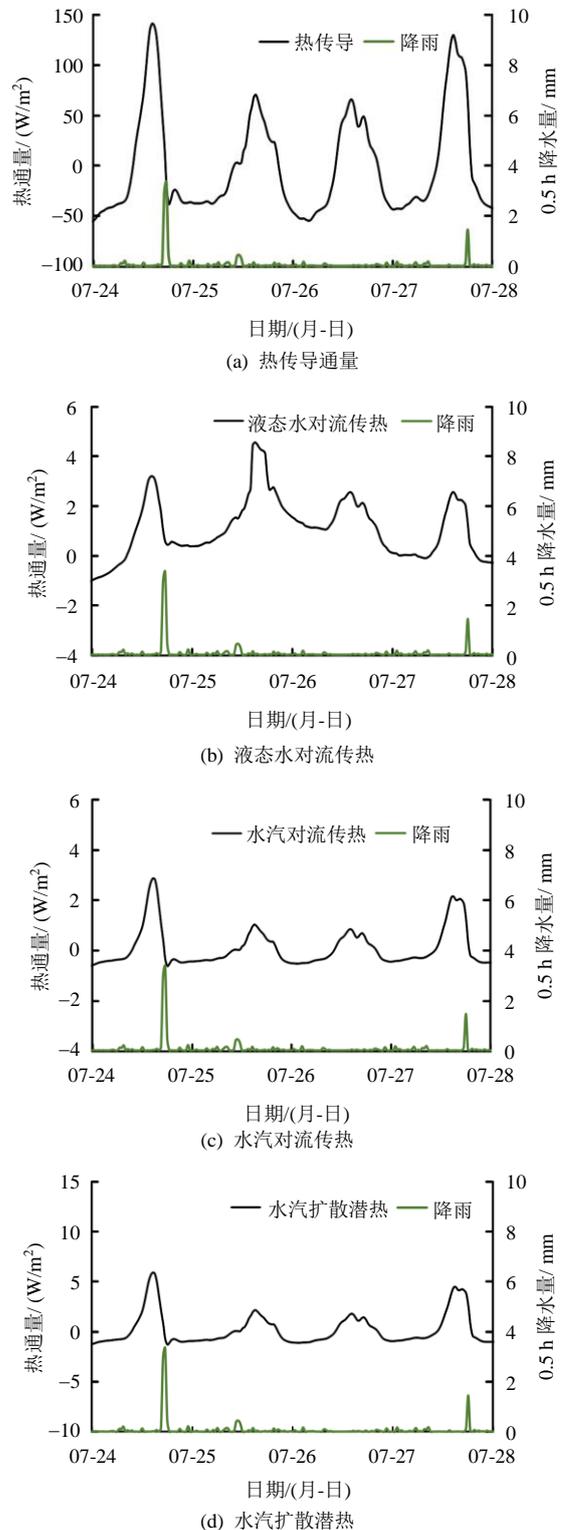


图 10 降雨对 5 cm 深度能量传递的影响

Fig.10 Influence of rainfall on latent heat of vapor at 5 cm

通量日最大值降雨后增大 1.36 W/m^2 , 水汽对流热通量日最大值减小 1.80 W/m^2 , 水汽潜热日最大值减小 3.61 W/m^2 。可以看出, 降雨作用使得液态水对流热通量增大, 而水汽对流传热、水汽扩散潜热和土壤热传导通量降低, 特别是土壤热传导通量降低幅度最大。降雨引起的土壤热通量的上述变化使得降雨后土壤温度降低, 但降雨的影响随着土壤深度增加而衰减且存在明显的滞后。在7月24日降雨作用下, 5 cm 土壤温度降低 $0.8 \text{ }^\circ\text{C}$ (见图 10), 而 75 cm 温度降低 $<0.1 \text{ }^\circ\text{C}$ (见图 11)。

整体而言, 降雨会降低表层土壤温度、减小土壤热传导通量、增大液态水对流热通量、减少水汽对流传热和水汽相变潜热。但土壤热传导通量降低值远大于液态水对流热通量的增大值, 在短期内降雨能够减少土壤热通量、降低土壤温度, 有利于土壤的热稳定。

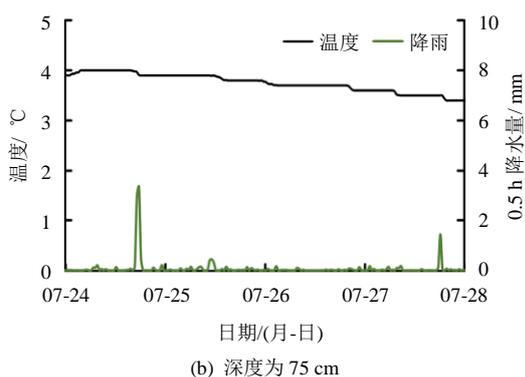
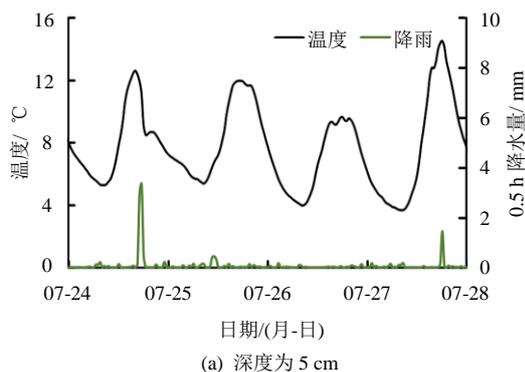


图 11 降雨对温度影的影响

Fig.11 Influence of rainfall on soil temperature

6 结 论

(1) 建立了基于地表能量平衡水热通量边界条件的水-汽-热耦合运移模型, 分析了多年冻土活动层浅层包气带水分(水汽和液态水)和能量(传导、对流、扩散作用)输运过程及机制。

(2) 在白天, 温度梯度水分通量往土壤深处运移, 夜间水分向表层运移; 在暖季, 温度梯度水分

通量以向土壤内部运移为主, 在冷季, 温度梯度水分通量以向地表运移为主。

(3) 就全年而言, 水势梯度水汽运移极小可以忽略不计; 各个深度处, 液态水运移贡献率大于 80%, 水汽运移作用大于 15%, 特别是浅层土壤在无降雨状态下, 以水汽运为主。因此, 在分析土壤长期水分运移过程中, 水汽运移和液态水运移都应当予以考虑。

(4) 降雨对包气带浅层水热输运影响显著, 在降雨事件期间和之后, 液态水和水汽下渗占主导地位, 降雨降低表层土壤温度、减小土壤热传导通量, 有利于土壤热稳定性。

参 考 文 献

- [1] 李勃, 赵林, 丁永建, 等. 青藏公路沿线多年冻土区活动层动态变化及区域差异特征[J]. 科学通报, 2012, 57(30): 2864—2870.
LI Ren, ZHAO Lin, DING Yong-jian, et al. Temporal and spatial variations of the active layer along the Qinghai-Tibet Highway in a permafrost region[J]. **Chinese Science Bulletin**, 2012, 57(30): 2864—2870.
- [2] WEN Z, NIU F J, YU Q H, et al. The role of rainfall in the thermal-moisture dynamics of the active layer at Beiluhe of Qinghai-Tibetan Plateau[J]. **Environmental Earth Science**, 2014, 71(3):1195—1204
- [3] 赵林, 程国栋, 李述训, 等. 青藏高原五道梁附近多年冻土活动层冻结和融化过程[J]. 科学通报, 2000, 45(11): 1205—1210.
ZHAO Lin, CHENG Guo-dong, LI Shu-xun, et al. Thawing and freezing processes of active layer in Wudaoliang region of Tibetan Plateau[J]. **Chinese Science Bulletin**, 2000, 45(11): 1205—1210.
- [4] HARLAN R L. An analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil[J]. **Water Resources Research**, 1973, 9: 1314—1323.
- [5] O'NEIL K, MILLER R D. Exploration of a rigid ice model of frost heave[J]. **Water Resources Research**, 1985, 21(3): 281—296.
- [6] LAI Y M, PEI W S, LI S Y, et al. Study on theory model of hydro-thermal- mechanical interaction process in saturated freezing silty soil[J]. **International Journal of Heat and Mass Transfer**, 2014, 78: 805—819.
- [7] 张明礼, 温智, 薛珂, 等. 青藏铁路多年冻土区润湿地段斜坡路基温度与变形分析[J]. 岩石力学与工程学报, 2016, 35(8): 1677—1687.
ZHANG Ming-li, WEN Zhi, XUE Ke, et al. Temperature and deformation analysis on slope subgrade with rich

- moisture of Qinghai-Tibet railway in permafrost regions[J]. **Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering**, 2016, 35(8):1677—1687.
- [8] ZHOU J, WEI C, LI D, et al. A moving-pump model for water migration in unsaturated freezing soil[J]. **Cold Regions Science and Technology**, 2014, 104(8): 14—22.
- [9] ZHANG S, TENG J, HE Z, et al. Importance of vapor flow in unsaturated freezing soil: A numerical study[J]. **Cold Regions Science & Technology**, 2016, 126: 1—9.
- [10] SAKAI M, TORIDE N, SIMUNEK J. Water and vapor movement with condensation and evaporation in a sandy column[J]. **Soil Science Society of America Journal**, 2009, 73(3): 707—717.
- [11] SAITO H, SIMUNEK J, MOHANTY B P. Numerical analysis of coupled water, vapor, and heat transport in the vadose zone[J]. **Vadose Zone Journal**, 2006, 5(2): 784—800.
- [12] AN N, HEMMATI S, CUI Y. Numerical analysis of soil volumetric water content and temperature variations in an embankment due to soil-atmosphere interaction[J]. **Computers & Geotechnics**, 2017, 83: 40—51.
- [13] ZHANG Ming-li, WEN Zhi, XUE Ke, et al. A coupled model for liquid water, water vapor and heat transport of saturated-unsaturated soil in cold regions: Model formulation and verification[J]. **Environmental Earth Sciences**, 2016, 75(8): 1—19.
- [14] ZENG Y J, SU Z B, WAN L, et al. A simulation analysis of the advective effect on evaporation using a two-phase heat and mass flow model[J]. **Water Resource Research**, 2011, 47(10), W10529. doi: 10.1029/2011WR010701.
- [15] ZENG Y J. Coupled dynamics in soil: Experimental and numerical studies of energy, momentum and mass transfer[M]. Heidelberg: Springer, 2012.
- [16] 滕继东, 贺佐跃, 张升, 等. 非饱和土水气迁移与相变: 两类“锅盖效应”的发生机制及数值再现[J]. **岩土工程学报**, 2016, 38(10):1813—1821.
- TENG Ji-dong, HE Zuo-yue, ZHANG Sheng, et al. Moisture transfer and phase change in unsaturated soils: Physical mechanism and numerical model for two types of ‘Canopy Effect’[J]. **Chinese Journal of Geotechnical Engineering**, 2016, 38(10): 1813—1821.
- [17] 吴紫汪, 程国栋, 朱林楠, 等. 冻土路基工程[M]. 兰州: 兰州大学出版社, 1988.
- WU Zi-wang, CHENG Guo-dong, ZHU Lin-nan, et al. Permafrost subgrade engineering[M]. Lanzhou: Lanzhou University Press, 1988.
- [18] 谭贤君, 陈卫忠, 伍国军, 等. 低温冻融条件下岩体温度-渗流-应力-损伤(THMD)耦合模型研究及其在寒区隧道中的应用[J]. **岩石力学与工程学报**, 2013, 32(2): 239—250.
- TAN Xian-jun, CHEN Wei-zhong, WU Guo-jun, et al. Study of thermo-hydro-mechanical-damage(THMD) coupled model in the condition of freeze-thaw cycles and its application to cold region tunnels[J]. **Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering**, 2013, 32(2): 239—250.
- [19] O’NEIL K, MILLER R D. Exploration of a rigid ice model of frost heave[J]. **Water Resources Research**, 1985, 21(3): 281—296.
- [20] VAN GENUCHTEN M T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. **Soil Science of American in Journal**, 1980, 44(5): 892—898.
- [21] MUALEM Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media[J]. **Water Resources Research**, 1976, 12(3): 513—522.
- [22] CASS A G, CAMPBELL G S, JONES T L. Enhancement of thermal water vapor diffusion in soil[J]. **Soil Science Society of America Journal**, 1984, 48(1): 25—32.
- [23] CAMPBELL G S. Soil physics with BASIC: Transport models for soil-plant systems[M]. New York: Elsevier, 1985.
- [24] 徐敦祖, 王家澄, 张立新. 冻土物理学[M]. 北京: 科学出版社, 2010.
- XU Xiao-zu, WANG Jia-cheng, ZHANG Li-xin. Frozen soil physics[M]. Beijing: Science Press, 2010.
- [25] ZHOU Jia-zuo, LI Dong-qing. Numerical analysis of coupled water, heat and stress in saturated freezing soil[J]. **Cold Regions Science and Technology**, 2012, 72: 43—49.
- [26] BANIMAHDI S A, ZAND-PARSA S. Simulation of evaporation, coupled liquid water, water vapor and heat transport through the soil medium[J]. **Agricultural Water Management**, 2013, 130: 168—177.
- [27] CAMILLO P J, GURNEY R J. A resistance parameter for bare-soil evaporation models[J]. **Soil Science**, 1986, 141(2): 95—105.
- [28] 张明礼, 温智, 薛珂, 等. 降水对北麓河地区多年冻土活动层水热影响分析[J]. **干旱区资源与环境**, 2016, 30(4): 159—164.
- ZHANG Ming-li, WEN Zhi, XUE Ke, et al. The effects of precipitation on thermal-moisture dynamics of active layer at Beiluhe permafrost region[J]. **Journal of Arid Land Resources and Environment**, 2016, 30(4): 159—164.