

基于COUPMODEL模型的冻融 土壤水热耦合模拟研究

胡国杰, 赵 林, 李 韧, 吴通华, 肖 瑶, 焦克勤, 乔永平, 焦永亮

(中国科学院青藏高原冰冻圈观测研究站 冰冻圈科学国家重点实验室
中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 利用COUPMODEL模型, 对唐古拉研究区活动层土壤的水热特征进行模拟, 与观测结果进行对比发现, 在活动层土壤温度方面, COUPMODEL模型的模拟结果 $R^2 > 0.94$, 其平均值为0.98, 均方根误差较小, 模拟效果较理想; 在活动层水分特征方面, 模拟结果存在一定偏差, R^2 介于0.88~0.93之间, 平均值0.90, 均方根误差平均值4.24, 基本反映了高海拔多年冻土区活动层水热变化; 在土壤热通量方面, 0~20 cm土壤热通量的模拟结果与观测值基本一致; 模型模拟的冻结深度在3 m左右, 接近观测值, COUPMODEL模型可用于多年冻土区活动层土壤水热变化规律研究。

关键词: COUPMODEL模型; 土壤温度; 土壤水分; 多年冻土

中图分类号: P642.14 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0690(2013)03-0356-07

中国多年冻土分布面积约占世界多年冻土面积的10%, 是世界第三冻土大国。土壤的冻结是一个非常复杂的过程, 它伴随着水分的迁移及水的相变, 热量的传输和溶质的运移^[1]。土壤冻融过程中的水热迁移作为自然界中的一个重要环节, 在农业、水资源、环境系统、基础建设中都占有极其重要的地位, 它的研究对于综合评价地表、地下水资源, 有效地利用土中水、热资源, 合理确定农业灌溉技术参数, 合理解决寒区和极地资源的开发、工程建设和环境保护的开展及土中盐渍化防治等实际问题都具有重要意义^[2]。随着气候变暖, 多年冻土呈现退化趋势, 其过程是复杂的^[3,4]。对冻土中水热耦合进行研究, 掌握其规律, 不仅有助于促进非饱和带土中水分迁移理论和热量变化的发展, 而且对于工程建设, 可以定量的确定土的性状, 对工程建设起到指导作用, 同时, 对相关学科的发展也起到一定的促进作用。因此, 研究冻融土壤中水热耦合传输问题受到众多国家的重视^[5-13]。近年来, 土壤-植被-大气系统模型在冻土水热耦合中得到广泛的应用^[14-19]。多年来冻土区活动层水热

动态过程的复杂性, 还需进一步研究。

本研究依据唐古拉点实测土壤水热资料, 结合COUPMODEL模型, 对多年冻土区活动层土壤水热特征进行模拟研究, 目的在于进一步认识青藏高原高海拔地区冻土活动层的水热变化特征。

1 模型的基本原理

1.1 模型描述

COUPMODEL是由SOIL和SOILN发展而来的, 能够模拟水、热传输过程, 同时也能模拟土壤-植被-大气传输系统中碳、氮等养分运动, 是一个一维的动态模型^[20,21]。该模型依据数学物理方法和概念, 利用偏微分方程计算公式来模拟水、热过程。其原理是质量和能量守恒定律, 流动是由水势的梯度和温度产生的。在中国寒区, 当土壤温度高于0°C或低于 T_f (土壤完全冻结临界温度阈值)时, 土壤处于非冻结或完全冻结状态(液态含水量为残余含水量), 此时不存在水分相变问题, 简单的Darcy定律或热传导方程即可反应土壤的水、热运动。但当土壤温度低于0°C但高于 T_f 时,

收稿日期: 2012-06-08; **修订日期:** 2012-08-11

基金项目: 国家自然科学基金项目(40830533, 41271081, 40871037, 40901042, 41271086)、中国科学院“百人计划”项目(51Y251571)、冰冻圈科学国家重点实验室自主课题(SKLCS-ZZ-2010-03)资助。

作者简介: 胡国杰(1987-), 男, 甘肃武威人, 博士研究生, 主要从事冻土水热耦合及陆面过程模式研究。E-mail: huguojie123@126.com

土壤水迁移与土壤温度和热量状态紧密相连,土壤实际孔隙分布、导热系数和导水率随土壤液态和固态含水量的变化而变化,土壤水分运动极为复杂,必须考虑土壤水热耦合过程,此为 COUP-MODEL 的精髓^[9]。模型的一个重要优点是可以使用有限的输入数据取得较为合理满意的模拟结果^[21]。在模型运算时,将土壤剖面分成若干个层,层的厚度根据实际观测而定。驱动的气象数据主要为降水、气温、地表温度、相对湿度、风速和辐射等。除气象资料,还需要建立土壤数据库和作物数据库。模型输出的结果以层按时间序列分别来表示:土壤温度、水分;渗漏和蒸发、蒸腾;冰的含量;水势;根部水吸收;水和热的储存变量等^[21]。

1.2 土壤水过程

土壤水流过程的模拟主要基于达西定律和水量平衡方程^[22]:

$$q_w = -k_w(\partial\psi/\partial z - 1) - D_v(C_v/\partial z) + q_{\text{bypass}} \quad (1)$$

$$\partial\theta/\partial t = -\partial q_w/\partial z + s_w \quad (2)$$

式中, q_w 是水流通量; k_w 是非饱和导水率; ∂ 为求偏导数符号; ψ 是土水势; z 是土层深度; C_v 是土壤空气中水汽浓度; D_v 为土壤水蒸汽扩散系数; t 为时间; q_{bypass} 是大孔隙绕流; θ 为土壤含水量; s_w 是源汇项。

模型对于土壤表面水分的边界状况,考虑了积雪融化及植物对降水的拦截,并对形成积水的地表水分及灌溉等情况有详细的描述。本文中不涉及以上过程,只考虑降水渗透率 q_{in} 对土壤水分的影响。渗透率 q_{in} 的是表示土壤表层渗透量 i_{cop} 的一个函数:

$$q_{\text{in}} = \begin{cases} q_{\text{th}}, i_{\text{cop}} > q_{\text{th}} \\ i_{\text{cop}}, i_{\text{cop}} \leq q_{\text{th}} \end{cases} \quad (3)$$

式中, q_{th} 为土壤表层通过的降水量。

对于土壤水分下边界则假设最下层土壤剖面的水分为非饱和状态,剖面底部不能渗透。

1.3 土壤热过程

土壤水流过程的模拟主要基于热传导定律和能量守恒方程:

$$q_h = -k_h \partial T/\partial z + C_w T q_w + L_v q_v \quad (4)$$

$$\partial(CT)/\partial t - L_v \rho (\partial\theta_i/\partial t) = \partial(-q_h)/\partial z - s_h \quad (5)$$

式中,下标 h 为热;下标 v 为气态水;下标 w 为液态水; q 为通量; k 为传导热; T 为土壤温度; C 为热容量; L 为潜热; z 为深度。下标 i 和 f 分别为冰与冻结; ρ 为密度; θ 为体积含水量; s_h 为土壤热源强度。

该过程中涉及到的主要参数土壤热传导率,

模型将土壤分为非冻结土壤、完全冻结土壤和未完全冻结土壤来计算,假定低于阈值 T_f 的土壤处于完全冻结的状态。当地温在 $0 \sim T_f$ 时,土壤处于未完全冻结状态,此时土壤导热系数为:

$$k_h = Q k_{h,i} + (1 - Q) k_h \quad (6)$$

式中, $k_{h,i}$ 为完全冻结土壤的导热系数; k_h 为未冻结土壤的导热系数; Q 为冻结土壤水分与总水量的质量比。

模型中对于热量上部边界的传导 $q_h(0)$ 计算为:

$$q_h(0) = k_{ho}(T_s - T_1)/(\Delta z/2) + C_w(T_a - \Delta T_{pa})q_{in} + L_v q_{vo} \quad (7)$$

式中, k_{ho} 为地表有机质的热传导率; T_s 为地表温度; T_1 为最上层土壤温度; T_{pa} 为参数,表示空气和降水温度间的差别; q_{in} 为水分渗透率; q_{vo} 为水汽流; T_a 为大气温度; C_w 为热容量。

模型对下边界的热传导情况用温度表示,温度 T_{lowB} 依据年均地温(T_{mean})和振幅(T_{aamp})的估计值,由传导方程进行计算:

$$T_{\text{lowB}} = T_{\text{amena}} - T_{\text{aamp}} e^{-z/d_a} \cos[(t - t_{\text{ph}})\omega - z/d_a] \quad (8)$$

式中, t 为时间; t_{ph} 为相位变化时间; ω 为循环频率; z 为深度; d_a 为减幅深度。

2 研究区概况

本文以唐古拉站(33°04'N, 91°56'E, 海拔为5100 m)为研究区,该地地势开阔平缓,地处连续多年冻土区,自然地带属高寒草原地带,植被覆盖度在30%~40%左右。该地年平均气温-4.9℃,极端最低气温-29.6℃,极端最高气温17.6℃,活动层厚度约为3 m。本文所用资料取自唐古拉站的气象及活动层监测资料,资料时段为2008年1月1日0:00至2008年12月31日23:00。气象站监测仪器接入Camp ell公司生产的CR23X型数采仪,活动层监测仪器均接入CR1000型数采仪(表1),观测以北京时间为准,采样频率每0.5 h记录1次。本文采用的数据均为日均值。

2.1 地表温度计算

唐古拉监测站0~5 cm土层的温度监测深度设在2和5 cm,从地表到5 cm厚度相对较小,可以认为土壤质地近似均一,土壤温度线性变化。这样则可以近似地认为0~2和2~5 cm间土壤温度梯度相等,则地表温度可采用以下方案估算^[15]:

$$\Delta T_1/\Delta Z_1 = \Delta T_{s2}/\Delta Z_1 \quad (9)$$

表1 观测仪器及观测项目

Table 1 Observation instruments and items in the Tanggula site

项目	仪器	架设/埋设位置
活动层土壤	温度	105T 热电偶温度传感器 2、5、10、20、50、70、90、105、 140、175、210、245、280、300 cm
	热通量	HFP01SC 自标定热通量板 5、10、20 cm
	湿度	Hydra 土壤湿度传感器 35、70、105、140、175、 210、245、280、300 cm
气象站	辐射	CNR-1/Kipp&Zonen Net Radiometer 2 m
	温度	HMP45C 温度/相对湿度传感器 2、5、10 m
	相对湿度	
	表层土壤湿度	CS616L/Water Content Reflectometer 5、10、20cm

其中, $\Delta T_1 = T_{s2} - T_0$, $\Delta Z_1 = 0.02$; $\Delta T_2 = T_{s5} - T_{s2}$, $\Delta Z_2 = 0.03$ 式中, T_0 为地表温度(°C); T_{s2} 、 T_{s5} 分别为地表以下 2、5 cm 土壤温度(°C); ΔZ_1 、 ΔZ_2 分别为从地表面到其下 2 cm, 2 cm 至其下 5 cm 处的土层厚度。地表温度可由下式计算:

$$T_0 = (5T_{s2} - 2T_{s5}) / 3 \quad (10)$$

2.2 地表热通量计算

地表土壤热通量由通过热通量板测得 5 cm 处土壤热通量与温度计算得到^[23]:

$$G_0 = G_z + C_s \int_0^z \frac{T}{t} dz \approx G_z + C_s \frac{\Delta T}{\Delta t} z \quad (11)$$

式中, G_z 为土壤深度 z 处直接观测得到的土壤热通量(W/m^2); C_s 为土壤容积热容量 [$J/(m^3 \cdot K)$]。在藏北高原 C_s 取值^[23]为 $1.18 \times 10^6 [J/(m^3 \cdot K)]$ 。

3 模型模拟及检验

模型输入数据包括大气驱动数据、模拟区域基本信息及地表参数。其中大气驱动数据包括大气温度(°C)、风速(m/s)、相对湿度(%)、大气降水(mm)、新雪(m)、太阳总辐射(W/m^2)。模拟地点的基本信息包括纬度、坡度、坡向、地表粗糙度及土壤参数(见表 2)等。土壤从地表 0 cm 至地下 400 cm 共分为 16 层, 分别为 0、2、5、10、20、35、50、

70、90、105、140、175、210、245、280、300、400 cm。

对于模拟的有效性, 采用均方根误差 RMSE (下式表示为 R_{RMSE}), 它能反映模拟值对观测值的平均偏离程度, 取值大于或等于零, 模拟无误差时为零; 其计算如下:

$$R_{RMSE} = \left\{ \frac{1}{S-1} \sum_{t=1}^S [\hat{y}(t) - y(t)]^2 \right\}^{1/2} \quad (12)$$

式中, S 为样本个数; $\hat{y}(t) (t=1, 2, \dots, S)$ 为观测值; $y(t) (t=1, 2, \dots, S)$ 为模拟值。同时也采用了相关系数 r , 当 r 越接近 1 时, 模拟效果越好。

3.1 土壤温度的模拟

图 1 可以看到, 地表 0~105 cm 土层温度的模拟值与观测值十分吻合; 140~245 cm 土层温度随着深度增加, 模拟结果出现了波动, 但是模拟温度值逐日变化趋势与观测结果的一致性依然较好。从 105 cm 深处以下, 土壤温度模拟值振幅较大; 相对于浅层土壤温度模拟结果, 土壤温度的模拟结果与观测值偏差变大。这可能与深层土壤层与层之间间隔较大, 土壤质地不均一, 土壤结构参数、水热参数变化较大有关。

表 3 看出, 该模型基本能够反演土壤日平均温度的变化。0~105 cm 土层, 相关系数十分接近于

表2 模型输入土壤质地参数

Table 2 Soil texture parameters for the CoupModel

土壤深度(cm)	沙粒(%)	粉粒(%)	粘土(%)	土壤深度(cm)	沙粒(%)	粉粒(%)	粘土(%)
0~2	85	10	5	29~49	85	10	5
2~5	85	10	5	49~83	85	10	5
5~9	75	18	7	83~138	95	3	2
9~17	70	18	12	138~230	90	5	5
17~29	65	22	13	230~380	68	20	12

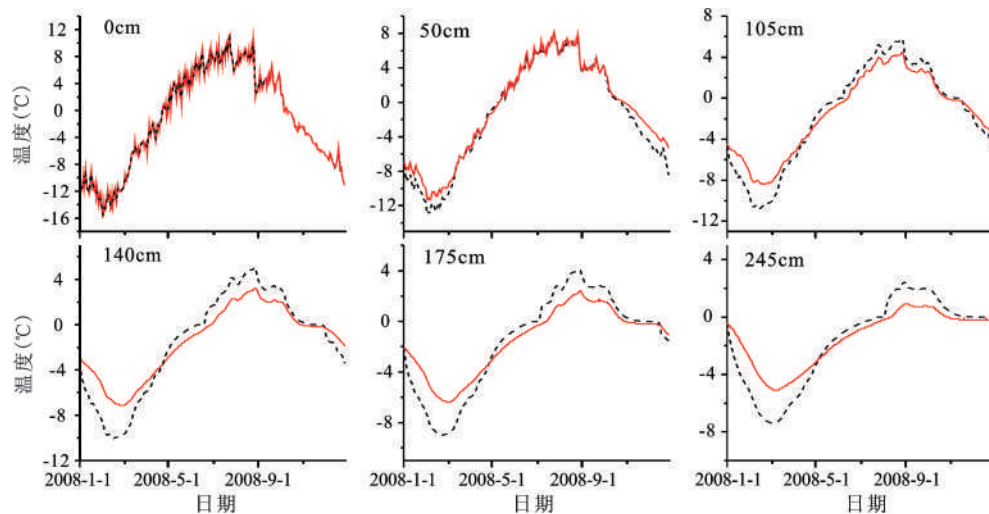


图1 唐古拉地表温度、不同深度土壤温度模拟值(虚线)与日平均观测值(实线)的比较

Fig.1 Comparison of daily simulated (dashed line) and measured (solid line) mean temperatures on surface and different depths of soil at the Tanggula site

表3 不同深度土壤温度模拟值与实测值对比分析

Table 3 Comparison of simulated and observed soil temperatures on different depths

深度(cm)	0	2	5	10	20
相关系数	1	0.99	0.99	0.99	0.99
RMSE	0.39	1.00	0.96	0.96	0.91
深度(cm)	50	70	90	105	140
相关系数	0.99	0.99	1.00	0.99	0.97
RMSE	0.95	0.54	0.55	1.13	1.56
深度(cm)	175	210	245	280	300
相关系数	0.97	0.96	0.94	0.97	0.98
RMSE	1.43	1.38	1.28	0.86	0.62

1, 根据式(12)计算均方根误差, 计算结果大部分小于1, 说明模型模拟结果与实际较吻合; 140~300 cm 模拟精度略降低, 相关系数 >0.94 , 均方根误差有所变大, 但仍在1附近。总体而言, 相关系数平均值为0.98, 均方根误差的平均值为0.97, 表明该模型模拟土壤温度的效果较理想。

3.2 土壤水分的模拟

将模型模拟的土壤未冻水含量与观测值之间进行比较, 图2给出部分结果。可以看出, 活动层浅层5、20 cm 模拟趋势与观测结果较一致, 但模拟结果均小于观测值。从70 cm 深度以下, 模拟值与观测值较吻合。可见, 深层土壤含水量的模拟略好于表层。其原因可能在于土壤表层的含水量受到降雨等因素的影响, 变化较剧烈, 特别是土壤液态含水量对天气变化极为敏感; 部分植被参数为经验系数, 导致植被吸水等方面考虑不足。

表4看出, 土壤液态含水量模拟结果与实测值

有一定的偏差, 相关系数介于0.88~0.93间, 平均值为0.90; 均方根误差介于2.07~6.92间, 平均值为4.24。表明该模型对土壤含水量的模拟与观测值之间的误差可以接受, 模拟的结果能基本反映实际情况。

3.3 土壤热通量的模拟

土壤热通量可以反映土壤的热量变化状况, 由于监测条件的限制, 只观测5、10、20 cm 热通量, 地表热通量(0 cm)根据式(11)计算。图2给出模型模拟的不同深度土壤热通量与观测值的对比结果, 看出模拟值和观测值有一定的误差, 模拟值振幅偏大。0~20 cm 相关系数分别为: 0.82、0.88、0.93、0.94; 均方根误差分别为: 7.97、5.42、4.28、3.6。随着深度的增加模拟精度有所提高, 这可能与接近地表的热通量受到外界的影响较多; 另外说明土壤热参数的取值有一定的误差。但是, 模型模拟的结果与观测值相位基本一致, 模拟效果

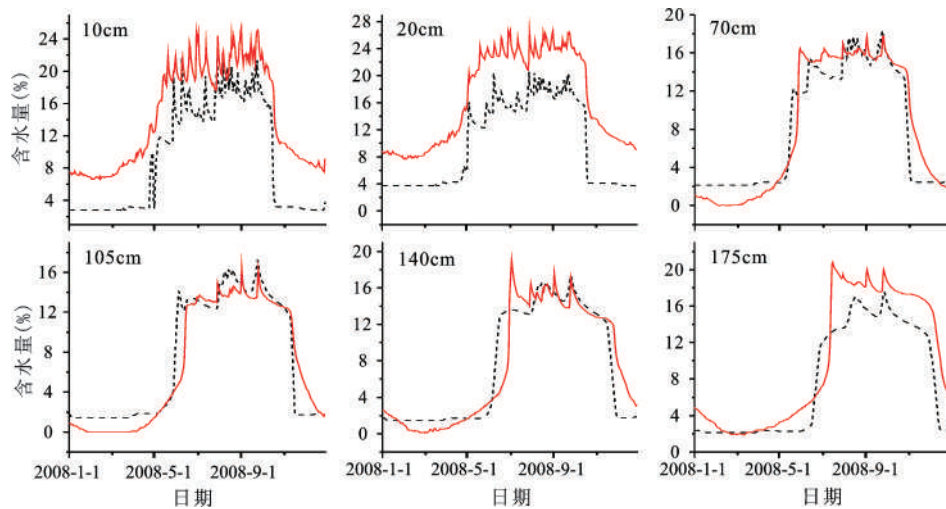


图2 唐古拉土壤未冻水量的模拟值(虚线)与日平均观测值(实线)的比较

Fig.2 Comparison of daily simulated (dashed line) and measured (solid line) mean unfrozen soil moisture at the Tanggula site

表4 不同深度土壤含水量模拟值与观测值对比分析

Table 4 Comparison of simulated and observed soil moisture on different depths

深度(cm)	5	10	20	70	105	140
相关系数	0.88	0.91	0.93	0.90	0.89	0.88
RMSE	5.42	5.58	6.92	2.19	2.07	5.42
深度(cm)	175	210	245	280	300	-
相关系数	0.91	0.93	0.89	0.90	0.89	-
RMSE	5.58	6.92	2.24	2.19	2.07	-

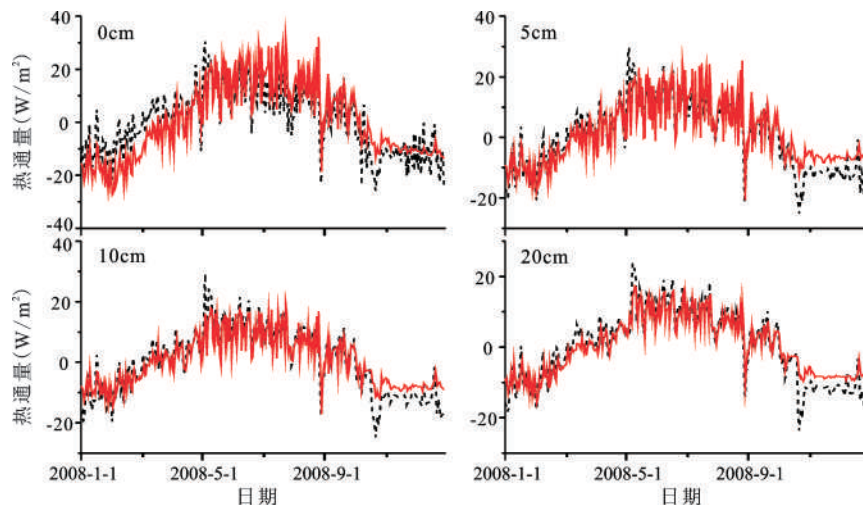


图3 唐古拉土壤热通量模拟值(虚线)与日平均观测值(实线)的对比

Fig.3 Comparison of daily simulated (dashed line) and measured (solid line) soil heat fluxes at the Tanggula site

能基本反映土壤热通量的变化情况。

3.4 冻结深度模拟

图4给出了模型模拟的冻结时间和冻结深度,通过与实测土壤温度等值线(图5)对比,可以看出,开始融化状态模拟较好,土壤从5月初开始逐

渐融化,随着温度的升高,融化深度慢慢增大,到10月中旬达到最大融化深度,并在这种状态下持续一段时间;在冻结状态时,模拟冻结时间从11月中旬开始到12月初达到完全冻结状态,冻结时间持续较短;而温度等值线则显示土壤从10月中旬

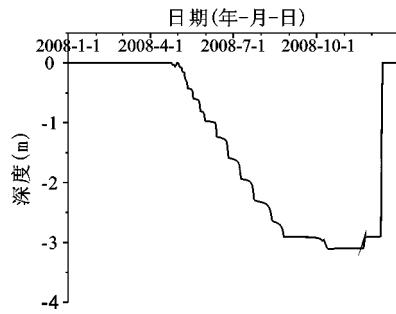


图4 唐古拉土壤冻结深度模拟值

Fig.4 The simulated frozen depth of soil at the Tanggula site

开始冻结到11月已完全冻结。由此可以看出,模型模拟冻结时间晚于实际的冻结时间,且变化较为剧烈,出现这种误差的原因可能是深层的土壤水热参数取的是模型经验参数,从而影响了冻融循环过程,使冻结过程滞后。图5看出,唐古拉活动层厚度大于3 m,同样模型计算结果也大于3 m;与实测的厚度进行比较,实测活动层厚度2006~2008年平均值为3.36 m^[24],表明模型对冻结深度模拟较理想。

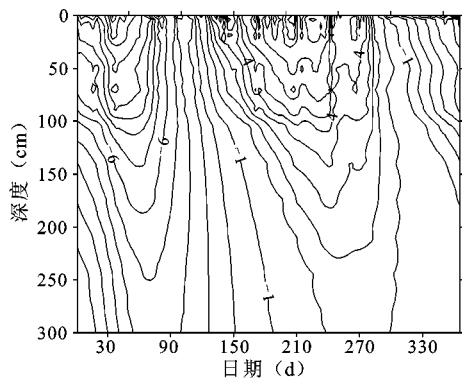


图5 唐古拉实测温度等值线

Fig.5 The contour of observed soil temperatures at the Tanggula site

4 结论

综上所述,通过 COUPMODEL 模型在青藏高原多年冻土区唐古拉地区开展的模拟试验,将模拟值与观测值对比得出如下结论:

1) 模型较对活动层不同深度的土壤温度的模拟结果较为理想。随着深度的增大,模拟值振幅偏大,但结果与观测值较吻合;对活动层冻结深度模拟结果与观测值基本一致。

2) 相对于活动层温度模拟,活动层不同深度未冻水量和土壤热通量的模拟结果存在一定偏

差,但能够反映多年冻土区活动层冻融过程中土壤的水分和热量传输变化过程。对于未冻水量和土壤热通量模拟结果稍差的原因可能是由于部分层土壤结构参数、水热动力学参数等的不确定性造成的。

3) 利用 COUPMODEL 模型模拟多年冻土区土壤水热耦合变化是基本可行的,其输出结果相对较好。但模型中多数公式均为经验性的,需做进一步修正和补充,以提高模型适用性。

因此, COUPMODEL 模型可用于多年冻土区活动层土壤水热变化规律研究。但改进模型的土壤水热参数化过程,提出适合于高原地区的参数化方案,进一步提高模型的模拟精度十分必要。

参考文献:

- [1] 徐学祖,王家澄,张立新.冻土物理学[M].北京:科学出版社,2001:1~17.
- [2] 程国栋.中国冻土研究近况[J].地理学报,1990,45(2):220~223.
- [3] 张国胜,李林,汪青春,等.青海高原多年冻土退化驱动因素的定量辨识[J].地理科学,2007,27(3):337~340.
- [4] 金会军,王绍令,吕兰芝,等.兴安岭多年冻土退化特征[J].地理科学,2009,29(2):224~227.
- [5] 王子龙.季节性冻土区雪被-土壤联合体水热耦合运移规律及数值模拟研究[D].哈尔滨:东北农业大学博士论文,2010:1~7.
- [6] 王子龙,付强,姜秋香,等.季节性冻土区不同时期土壤剖面水分空间变异特征研究[J].地理科学,2010,30(5):772~773.
- [7] Philip J R, de Vries D A. Moisture movement in porous materials under temperature gradients[J].Transactions American Geophysical Union, 1957,32(2):222-232.
- [8] Harlan R L. Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil[J].Water Resources Research,1973,9(5):1314-1323.
- [9] Lunardini V J. Application of local similarity method to nonsimilar conduction controlled freezing problems[J].International Communications in Heat and Mass Transfer,1991,18(6):813-822.
- [10] Kane D L, Hinzman L D, Zarling J P. Thermal response of the active layer to climatic warming in a permafrost environment[J].Cold Regions Science and Technology,1991,19(2):111-122.
- [11] 杨诗秀,雷志栋,朱强,等.土壤冻结条件下水热耦合运移的数值模拟[J].清华大学学报(自然科学版),1988,23(s1):112~120.
- [12] 尚松浩,雷志栋,杨诗秀.冻结条件下土壤水热耦合迁移数值模拟的改进[J].清华大学学报(自然科学版),1997,37(8):62~64.
- [13] 郑秀清,樊贵盛.冻融土壤水热迁移数值模型的建立及仿真分析[J].系统仿真学报,2001,13(3):308~311.
- [14] Nassar I N, Horton R, Flerchinger G N. Simultaneous heat and mass transfer in soil columns exposed to freezing/thawing conditions[J]. Soil Science, 2000,165(3):208-216.
- [15] 赵林,李韧,丁永建.唐古拉地区活动层土壤水热特征的模

- 拟研究[J].冰川冻土,2008,**30**(6):930-936.
- [16] Scherler M, Hauck C, Hoelzle M, et al. Meltwater Infiltration into the Frozen Active Layer at an Alpine Permafrost Site[J]. Permafrost and Periglacial Process, 2010, **21**(4): 325-334.
- [17] Wu S H, Jansson P-E, Zhang X Y D. Modeling temperature, moisture and surface heat balance in bare soil under seasonal frost conditions in China[J]. European Journal of Soil Science, 2011, **62**(6):780-796.
- [18] Wu Sihong, Jansson P-E, Kolari P. Modeling seasonal course of carbon fluxes and evapotranspiration in response to low temperature and moisture in a boreal Scots pine ecosystem[J]. Ecological Modelling, 2011, **222**(17):3103-3119.
- [19] 阳 勇, 陈仁升, 吉喜斌, 等. 黑河高山草甸冻土带水热传输过程[J]. 水科学进展, 2010, **21**(1):30-34.
- [20] Jansson P E, Moon D. A coupled model of water, heat and mass transfer using object orientation to improve flexibility and functionality[J]. Environmental Modelling & Software, 2001, **16**(1): 37-39.
- [21] Jansson P-E, Karlberg L. 土壤-植被-大气系统热量、物质运移综合模型理论与实践[M]//张洪江,程金花,王伟,等,译.北京:科学出版社,2010:1-80.
- [22] 赵 军. COUPMODEL 模拟土壤水热变化过程的研究[J]. 农业系统科学与综合研究, 2001, **17**(4):250-252.
- [23] 肖 瑶, 赵 林, 李 韧, 等. 青藏高原腹地高原多年冻土区能量收支各分量的季节变化特征[J]. 冰川冻土, 2011, **33**(5):1034-1035.
- [24] 李 韧, 赵 林, 丁永建, 等. 地表能量变化对活动层融水过程的影响[J]. 冰川冻土, 2011, **33**(6): 1235-1242.

The Water-thermal Characteristics of Frozen Soil Under Freeze-thaw Based on CoupModel

HU Guo-jie, ZHAO Lin, LI Ren, WU Tong-hua, XIAO Yao, JIAO Ke-qin, QIAO Yong-ping, JIAO Yong-liang

(Cryosphere Research Station on Qinghai-Xizang Plateau, Chinese Academy of Sciences, State Key Laboratory of Cryospheric Sciences, Lanzhou, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou, Gansu 730000, China)

Abstract: To study the water-heat characteristics of soil in the active layer in high altitude permafrost regions and to examine the interaction between soil and moisture under freeze-thaw cycles, a physical process by the CoupModel was used to simulate the soil temperature and moisture in the active layer, using the meteorological, the soil thermal and the moisture data on different depths in the active layer at the Tanggula test site. Comparisons between simulated and monitored data in situ showed that: 1) for soil temperature in the active layer, the simulated results fit well with the monitored, and the determination coefficient (R^2) is more than 0.94 with the mean value of 0.98 while mean square deviation is relatively small, implying the CoupModel could successfully simulate the soil temperatures. 2) For soil moisture, results generally reflect water content variation in the active layer with R^2 ranging from 0.88 to 0.93, the mean is 0.90 and the mean square deviation is 4.24, indicating a bit poor accuracy compared to soil temperature. 3) As to the heat flux of soil within the depth of 0-20 cm, results simulated is consistent with the monitored. The simulation accuracy is improved with depths, which may be related to the depth from the natural ground surface. The frozen depth is about 3.0 m, which is close to the observed data. It is concluded that the CoupModel can be well applied to study soil water-heat characteristics of the active layer in permafrost regions with higher elevations in Qinghai-Tibet Plateau.

Key words: CoupModel; soil temperature; soil water content; permafrost