论文

考虑冻融界面变化的土壤水热耦合模型

王爱文^{①②④}, 谢正辉^{①*}, XiaoBing FENG^③, 田向军^①, 秦佩华^①^① 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029;^② 北京信息科技大学理学院, 北京 100192;^③ Department of Mathematics, University of Tennessee, Knoxville TN 37996, USA;^④ 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049

* 联系人, E-mail: zxie@lasg.iap.ac.cn

收稿日期: 2013-04-09; 接受日期: 2013-11-01; 网络版发表日期: 2014-06-20

国家自然科学基金项目(批准号: 91125016)和国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2010CB951001, 2010CB428403)资助

摘要 土壤的冻结和融化是土壤内部的重要物理过程, 其冻融界面位置的移动影响土壤水热特性以及陆面和大气之间的水分能量交换, 从而对陆面水热过程产生重要影响. 本研究将土壤冻结和融化问题归结为考虑水热耦合的多运动边界问题, 利用局部自适应网格法进行数值离散, 发展了考虑冻结和融化界面位置的移动对水热过程影响的土壤水热耦合模型. 该模型基于陆面模式分层结构的敏感性试验表明: 它能同时连续地追踪多个冻融界面, 克服了等温线法在同一土壤层不能同时模拟多个冻融界面的困难, 比高分辨率情形下的计算效率提高数倍且计算稳定. 利用站点观测对土壤冻融界面的位置、土壤温度和未冻水含量所进行的模拟验证, 进一步表明了该模型的合理性以及应用于陆面过程模式的模拟潜力.

关键词冻融界面
水热耦合模型
运动边界问题

土壤的冻结和融化是土壤内部的重要物理过程, 其冻融界面位置(深度)(齐布利斯基和基塔耶夫, 1992)的改变影响土壤水热特性以及陆面和大气之间的水分能量交换, 从而对陆面水热过程产生重要影响. 在季节性冻土区, 最大冻结界面深度是路基高度设计为防止冻胀所考虑的一个重要参数(DeGaetano 等, 2001); 多年冻土区季节活动层的加深, 将导致地面沉降, 并影响石油和天然气管道及相关设施(Nelson 等, 2001), 同时, 多年冻土中储藏的有机碳和温室气体将逐步释放到大气中. 如研究表明, 北极地区活动层厚度每增加 10 cm, 甲烷排放量增加 38%(Zhuang 等, 2004), 因此土壤冻融界面位置的移动影响陆地生态碳循环过程以及局部甚至全球气候变化(张中琼和吴青柏, 2001; 王澄海等, 2003), 成为气候变化的重

要指示器(Yi 等, 2006; Frauenfeld 等, 2004). 发生冻融过程的冻土区占全球陆地总面积 35%, 冻土面积约占中国陆地面积 72%且多年冻土主要分布在中、低纬度的青藏高原、东北北部和西部一些高山地区(徐学祖等, 2001; Li 等, 2008). 上述表明土壤冻融界面位置的移动对土壤水热过程有重要影响, 在气候系统模式中合理表示这些过程的重要性.

自 20 世纪 70 年代以来, 土壤冻融过程相关研究工作已取得了一些重要进展. Harlan(1973)认为冻土中未冻水的迁移类似于非饱和土体的水分迁移并建立了第一个水热耦合迁移模型; 人们在此基础上通过封闭和蒸发条件下的室内实验对模型进行了各种修正(Taylor 和 Luthin, 1978; Fuchs 等, 1978; Flerchinger 和 Saxton, 1989; Zhao 等, 1997), 并结合野外观测建

中文引用格式: 王爱文, 谢正辉, Feng X B, 等. 2014. 考虑冻融界面变化的土壤水热耦合模型. 中国科学: 地球科学, 44: 1572–1587

英文引用格式: Wang A W, Xie Z H, Feng X B, et al. 2014. A soil water and heat transfer model including changes in soil frost and thaw fronts. Science China: Earth Sciences, 57: 1325–1339, doi: 10.1007/s11430-013-4785-0

立了适合不同需求的冻土水热耦合模型及相应的数值模拟算法, 这些工作包括: 胡和平等(2006)建立了综合考虑土壤冻融、土壤水汽通量、植被覆盖和陆面-大气近地层水热交换的一维冻土-植被-大气连续体模型, 水分运动方程采用混合 Richards 方程, 可适应各种边界条件; 孙菽芬(2005)、Zhang 等(2007)和李倩等(2007, 2010)对干旱土壤湿度条件下完全耦合模型中能量和质量平衡方程中的不同项进行了量级分析, 建立了通用的冻土水热传输模型; 任理等(1998)为研究条带覆盖下土壤水热迁移规律, 在一维土壤水热耦合模型的基础上发展了二维土壤水热耦合模型; 雷志栋等(1988)、李述训等(1995)和杨诗秀等(1988)针对冻结条件下土壤水、热迁移的基本方程, 采用变化的空间步长和自动调节时间步长的全隐式有限差分计算格式, 对水平或垂直土柱的冻结过程进行了模拟; 尚松浩等(1997, 2009)对上述数值模拟过程进行了改进, 在土壤水、热迁移基本方程的基础上, 推导出了新的冻土水热耦合方程, 使得模型求解中的耦合迭代计算过程大为简化. 上述工作对土壤水热耦合迁移方面的研究起到很大的推动作用, 然而均未考虑冻融界面位置的移动及其对土壤水热过程的影响.

目前, 有多种方法对冻融界面深度进行估计, 典型方法是将观测或模拟得到的土壤温度通过插值得到温度的垂直分布并由此计算冻融界面的深度. 该方法在同一土壤层不能同时模拟多个冻融界面且当观测层或模式的分层较厚时, 在秋季冻结和春季融雪期间土壤温度接近冻结融化温度时, 利用这种直接法计算冻融界面深度会产生数值震荡(Yi 等, 2006). 结合参数化方法来计算冻融界面深度的半经验方法主要包括: 利用地表温度来计算单层土柱冻融界面深度的 Stefan 方法(Stefan, 1998; Kersten, 1959; Zhang 和 Stanmes, 1998; Li 和 Koike, 2003; Woo 等, 2004)以及基于 Stefan 方法从气温出发考虑积雪对气温衰减作用的 Nelson 方法(Nelson 和 Outcalt, 1983; 王澄海等, 2009)等, 这些方法没有考虑土壤本身的热容量与土壤中的热传输, 计算土壤冻融界面深度的误差随着土层含水量的减小而增大(张中琼和吴青柏, 2001; Woo 等, 2004; 庞强强等, 2006). 基于物理原理建立数学模型的冻融界面深度的计算方法(Hayashi 等, 2007; Zhang 等, 2005; 李述训等, 1996a, 1996b; 南卓铜等, 2004)则是着重考虑了土壤中的能量变化过程, 冻融条件下土壤含水率决定着冻融土壤中的固液两

相比, 进而影响着土壤的水热特性(Hansson 等, 2004), 需要考虑水热耦合及冻融界面深度的变化作用. 目前描述冻土水热过程的陆面过程模式发展迅速, 如 BATS(Dickinson 等, 1993), SSIB(Xue 等, 1996), SIB2(Sellers 等, 1996), VIC(Cherkauer 和 Lettenmaier, 1999), SHAW(Flerchinger, 2000), CoupModel(Jansson 等, 2001), COLM(Dai 等, 2003)以及 CLM(Oleson 等, 2010)等, 其土壤冻融过程参数化把冻融界面深度作为诊断量来描述. 模式较厚的土壤分层及每层土壤水热特性的均一性导致模拟的冻结与融化过程提前或延迟(李新和程国栋, 2002), 土壤冻融过程参数化需要以土壤冻融界面深度作为预报量进行准确描述以考虑冻融界面位置的移动对陆面水热过程的影响. 为此, 近期的工作(Xie 等, 2008)在高分辨率的分层框架下通过计算冻结区与未冻结区之间的运动界面来显式追踪冻融界面深度的动态变化. 本研究在考虑未冻水的情形下将土壤冻结和融化问题归结为考虑水热耦合的多运动边界问题, 并基于陆面过程模式 CLM 的土壤分层结构, 利用局部自适应变网格法进行数值离散, 发展了考虑土壤冻融界面位置的移动对陆面水热过程影响的土壤水热耦合模型.

1 考虑冻融界面变化的土壤水热耦合模型

1.1 考虑冻融界面变化的土壤水热耦合运动边界问题

考虑垂直土柱一维冻融问题. 令 $(0, L)$ 表示一个一维垂直土柱, 其中 $z=0$ 为地表, $z=L$ 为土柱的底部. 假设冻融土体在冻结过程是刚性的, 土体不发生变形; 不考虑地下水的补给和土壤的冻胀; 水分迁移过程中无溶质迁移; 土壤开始冻结/融化的 T_f °C 等温线的位置定义为土壤冻结/融化界面的位置; 土壤冻融过程中相变界面将土柱分成土壤水和冰水混合区(图 1).

1.1.1 控制方程

基于质量和能量守恒方程以及相变界面上土壤温度, 土壤体积分含水量的连续性, 土壤冻融过程可以由以下方程描述(尚松浩等, 1997, 2009)

$$\begin{cases} \frac{\partial(C(z,t)T)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda(z,t) \frac{\partial T}{\partial z} \right), & z \in R_f, R_f \text{ 层是土壤水区,} \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \end{cases} \quad (1)$$

图1 土壤冻融状态示意图

$$\begin{cases} \frac{\partial(Ce(z,t)T)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda e(z,t) \frac{\partial T}{\partial z} \right) - Ue \frac{\partial T}{\partial z}, \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial \theta_i}{\partial t}, \end{cases} \quad z \in R_j, R_j \text{ 层是土壤冰水混合区.} \quad (2)$$

式中, t, z 分别为时间(s)和空间(m)坐标(向下为正); $T(z, t)$, $\theta(z, t)$ 和 $\theta_i(z, t)$ 为 t 时刻点 z 处土壤温度(K)、土壤未冻水含量和体积含冰量; ρ_i, ρ_w 分别是冰和水的密度(kg m^{-3}); $Ce(z, t)$ 和 $\lambda e(z, t)$ 分别为 t 时刻点 z 处的土壤热容量, 土壤热传导率; $Ce(z, t)$, $\lambda e(z, t)$ 和 $Ue(z, t)$ 分别为 t 时刻点 z 处的等效体积热容量、等效热导率和等效对流速度; $D(\theta)(\text{m}^2 \text{s}^{-1})$ 以及 $K(\theta)(\text{m s}^{-1})$ 分别为非饱和土壤水力扩散率和非饱和土壤水力传导率, 土壤水热参数化公式见网络版附录(<http://earth.scichina.com>). 方程(2)中有3个未知量, 土壤未冻水含量 θ 、体积含冰量 θ_i 和土壤温度 T , 须补充一个关系, 这就是基于平衡态热力学理论推得的土壤水势和温度的关系式以及固有的土壤水力学特征本构关系来确定土壤含水量和温度之间的关系, 如下(Niu 和 Yang, 2006):

$$\theta_{\max} = \theta_s \left[\frac{L_i(T - T_f)}{g \psi_s T_f} \right]^{\frac{1}{b}}, T < T_f, \quad (3)$$

式(3)表示土壤负温条件下可能的最大未冻水含量, g 为重力加速度. 于是土壤冻结时, 多余的土壤未冻水含量即为土壤体积含冰量:

$$\theta_i = \max(\rho_w(\theta - \theta_{\max})/\rho_i, 0). \quad (4)$$

1.1.2 冻融界面方程与运动边界条件

冻融界面方程:

$$\pm Q(t) \frac{ds_j(t)}{dt} = \lambda(z, t) \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=s_j(t)^+} - \lambda(z, t) \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=s_j(t)^-}, \quad (5)$$

式中, $s_j(t)$ 为 t 时刻第 j 个冻结或融化界面的位置, $Q(t)=L_i\rho_d(W-W_u)$ 是相变热(KJ m^{-3})(庞强强等, 2006; 南卓铜等, 2004), L_i 是水的冻结或融化潜热(334.5 KJ Kg^{-1}), ρ_d 是土壤的干容重(kg m^{-3}), W 是相变界面上的土壤重量含水量, W_u 对应于起始冻结温度的土壤未冻水含量. 方程(5)描述了相变界面上的能量平衡, 若第 j 层是土壤水区, Q 前面是“+”; 若第 j 层是土壤冰水混合区, Q 前面是“-”.

运动边界条件:

$$T(z, t) \Big|_{z=s_j^+} = T(z, t) \Big|_{z=s_j^-} = T_f, \quad (6)$$

$$\left(\theta(z, t) + \frac{\rho_i \theta_i(z, t)}{\rho_w} \right) \Big|_{z=s_j(t)^+} = \left(\theta(z, t) + \frac{\rho_i \theta_i(z, t)}{\rho_w} \right) \Big|_{z=s_j(t)^-}. \quad (7)$$

方程(6)和(7)分别描述了土壤温度和土壤体积含水量的连续性. (1)~(7)式与相应的初边界条件构成了考虑冻融界面深度变化的土壤水热耦合运动边界问题, 记为模型 I. 上述模型代表土柱存在的一般状态, 随着冻融界面位置的各种变化, 可反映土柱存在的各种状态.

1.2 土壤水热耦合模型的数值算法

土壤水热耦合模型的数值离散化过程见网络版附录(<http://earth.scichina.com>). 由 t_k 时刻的土壤温度、未冻水含量和冻融界面深度, 求其下一时刻 $t_k+\Delta t$ 值的算法如下:

(1) 假设 t_k 时刻土壤各层的温度、未冻水含量和体积含冰量分别为 $T_{k,j}$, $\theta_{k,j}$ 和 $(\theta_i)_{k,j}(j=1, \dots, J)$, $k1$ 个冻结界面深度和 $k2$ 个融化界面深度分别记为 ξ_k^{m1} , $\zeta_k^{m2}(m1=1, \dots, k1; m2=1, \dots, k2)$. 判断 ξ_k^{m1} , ζ_k^{m2} 在土壤分层 Γ_h 中的位置, 即当 $|\xi_k^{m1}-z_i|>0.02$ 且 $|\xi_k^{m1}-z_{i+1}|>0.02$ 或 $|\zeta_k^{m2}-z_i|>0.02$ 且 $|\zeta_k^{m2}-z_{i+1}|>0.02$ 时, 在界面处增加新节点; 这里, 初始时刻冻结/融化界面深度通过初始温度插值取得近似值.

(2) 若增加节点, 以同时含有冻结、融化界面为例, 先把冻结界面插入到原土壤分层结构, 形成新的临时土壤分层结构 Γ_{h1} , 此时节点总数为 J_{kh1} , 更新土壤界面以及各层厚度, 更新后的各个节点的土壤温度、未冻水含量、体积含冰量分别为 $\bar{T}_{k,j}$, $\bar{\theta}_{k,j}$, $(\bar{\theta}_i)_{k,j}$ ($j=1, \dots, J_{kh1}$); 在 Γ_{h1} 基础上插入融化界面, 形成新的土壤分层结构 $\Gamma_{h2}=\{zm_j; j=1, \dots, J_k\}$, 更新土壤界面以及各层厚度, 更新后的各个节点的土壤温度、未冻水含量、体积含冰量分别为 $(T'')_{k,j}$, $(\theta'')_{k,j}$, $(\theta'_i)_{k,j}$ ($j=1, \dots, J_k$), 冻融界面上的温度为 T_f , 插值获得界面位置上的土壤未冻水含量, 确定土壤参数, 求解方程组(A15)和(A19), 对式(A19)使用非线性迭代, 求出 $(T'')_{k+1,j}$, $(\theta'')_{k+1,j}$.

(3) 根据 $zm_j(j=1, \dots, J_k)$ 与 $z_j(j=1, \dots, J)$ 的对应关系, 由 $(T'')_{k+1,j}$ 和 $(\theta'')_{k+1,j}(j=1, \dots, J_k)$, 返回到原土壤分层, 更新土柱各节点的温度、土壤未冻水含量、体积含冰量, 更新后分别为 $(T'')_{k+1,j}$, $(\theta'')_{k+1,j}$ 和 $(\theta'_i)_{k+1,j}(j=1, \dots, J)$, 再更新土壤参数.

(4) 取 $W_u=0.05$ (庞强强等, 2006; 南卓铜等, 2004; 杨成松和程国栋, 2011), 由式(A20), 求出 $t_k+\Delta t$ 时刻冻融界面深度的预报值 ξ_{k+1}^{m1} , ξ_{k+1}^{m2} ($m1=1, \dots, k1; m2=1, \dots, k2$), 判断各冻结界面与各融化界面之间的距离, 若 $|\xi_{k+1}^{m1} - \xi_k^{m2}| < 0.005$, 运动界面合并, 更新 $k1, k2$; 插值出新的冻结界面 $s1_{k+1}^{m1}$ ($m1=1, \dots, k11$) 和融化界面 $s2_{k+1}^{m2}$ ($m2=1, \dots, k12$), 按照从大到小的顺序进行编号排序, 若 $k11 > k1$, 则有 $k1=k11$, 若 $k12 > k2$, 则有 $k2=k12$, 同时 $\xi_{k+1}^{k11} = s1_{k+1}^{k11}$, $\xi_{k+1}^{k12} = s2_{k+1}^{k12}$.

(5) 若 $\max \left| \frac{\xi_{k+1}^{m1} - \xi_k^{m1}}{\xi_k^{m1}} \right| > \varepsilon$, $\max \left| \frac{(T'')_{k+1,j} - T_{k,j}}{T_{k,j}} \right| > \varepsilon$, $\max \left| \frac{(\theta'')_{k+1,j} - \theta_{k,j}}{\theta_{k,j}} \right| > \varepsilon$, $\max \left| \frac{\xi_{k+1}^{m1} - \xi_k^{m1}}{\xi_k^{m1}} \right| > \varepsilon$, 则 $T_{k,j}=(T'')_{k+1,j}$, $\theta_{k,j}=(\theta'')_{k+1,j}$, $(\theta_i)_{k,j}=(\theta'_i)_{k+1,j}$, $j=1, \dots, J$; $\xi_k^{m1} = \xi_{k+1}^{m1}$, $\xi_k^{m2} = \xi_{k+1}^{m2}$, ($m1=1, \dots, k1; m2=1, \dots, k2$), 重复(1)~(4); 否则, $(T'')_{k+1,j}$, $(\theta'')_{k+1,j}, j=1, \dots, J$; ξ_{k+1}^{m1} , ξ_{k+1}^{m2} 即为 $t_k+\Delta t$ 时刻的 $T_{k+1,j}$, $\theta_{k+1,j}$, ξ_{k+1}^{m1} , ξ_{k+1}^{m2} ($m1=1, \dots, k1; m2=1, \dots, k2$).

(6) 下一时间步重复(1)~(5).

图 2 给出了未考虑冻融界面深度循环的计算流程图.

2 模型验证

2.1 理想试验

为了检验和验证所建立的考虑冻融界面变化的土壤水热耦合模型的正确性、合理性、数值算法的稳定性以及计算效率的优越性, 做如下的敏感性试验. 首先, 在土壤体积含水量不变的理想情形下, 在陆面过程模式 CLM 的土壤分层框架下, 对多个冻融界面的情形进行模拟; 其次, 针对存在双运动界面的情形, 改变时间步长对土壤水热过程进行数值模拟; 然后, 针对第 7 层土壤, 利用本文所提出模型的计算结果和没有考虑双运动界面以及高分辨率的土壤分层下的计算结果进行对比. 具体如下:

(i) 多个冻融界面模拟. 假设模拟过程中土壤体积含水量取为 0.3, 能量方程上边界地表温度取如下条件:

$$T_{surf}(t) = \begin{cases} -5, & t < 500; \\ 5, & t < 543; \\ -5, & t < 550; \\ 5, & t < 555; \\ -5, & t \geq 555. \end{cases} \quad (8)$$

下边界采用零热通量, 初始土壤温度取为 5°C , 基于 CLM 的土壤分层格式(土柱长 3.43 m), 利用模型进行 650 h 的模拟试验, 时间步长为 1 h, 土壤的热传导率参数分别取为 $\lambda_1=0.57$, $\lambda_i=2.29$ 和 $\lambda_s=7.9353 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (Jason 等, 2001), 热容分别为 $C_w=4188$, $C_i=2177$ 和 $C_g=2166 \text{ KJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ (Jason 等, 2001). 假设 $T_f=0^\circ\text{C}$, 由于 543 h 后, 温度变化剧烈, 冻融界面交替出现, 其中蓝色区域是土壤冻结区, 白色区域是土壤未冻结区或融化区, 在 550~552 时段内, 同时出现 4 个界面, 2 个冻结界面, 2 个融化界面(图 3(c)). 该结果表明本文所提模型能同时连续地追踪多个冻融界面的模拟潜力.

(ii) 对比控制试验. 假设模拟过程中能量方程上边界取如下周期性温度边界条件:

$$T_{surf}(t) = 5 \cos\left(\frac{\pi t}{8760}\right). \quad (9)$$

下边界采用零热通量, 对于土壤水方程, 地表入渗为 0, 下边界水通量为 0, 初始土壤温度取为 5°C , 初始土壤体积含水量取为 0.3, 在 CLM 十层分层结构下进行计算, 热力学参数与试验(1)相同, 取土壤水

图 2 计算流程图

力特性参数: $K_s=5.23 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$, $\psi_s=-0.141$, $\theta_s=0.434$, $b=4.74$ (李倩和孙菽芬, 2007), 利用模型进行 730 天的模拟, 时间步长为 1 h, 模拟结果见图 4。

从图 4(a)~(d)可以看出, 就一年时间尺度而言, 随着地表温度的周期变化, 土壤内部不同深度的土壤温度、土壤湿度和冻融界面深度都存在着明显的周期变化, 而且随着土壤深度的增加, 土壤温度、土壤体积分含水量的周期变化也存在时间上的滞后。从图 4(d)可以看出, 表层土壤分别从第 92 天、457 天开始冻结, 到第 167 天、521 天冻结界面深度达到 3.43 m,

然后冻结界面深度一直保持在 3.43 m, 这是因为在计算过程中对冻结界面的最大深度做了限制导致的。从 274 天, 639 天起土壤开始消融, 到 342 天, 710 天, 冻结/融化界面在 3.43 m 处汇合, 完成冻结/融化的一个循环周期。从图 4(b)可以看出, 土壤冻结时, 土壤未冻水含量突然减少, 土壤融化时, 土壤未冻水含量突然增加, 从图 4(c)可以看出, 土壤体积分含水量在自身重力作用下逐步减少, 冻结起始阶段, 土壤体积分含水量急剧下降, 在冻结初期, 水分向冻结区迁移, 使得冻结峰面水分富集, 土壤体积分含水量很快增加并

图3 土壤温度与冻融界面深度变化示意图

FF 是冻结界面深度, TF 是融化界面深度, 黑色区域是冻结区, 白色区域是未冻结区

图4 理想状态下季节性冻土土壤温度、土壤湿度和冻融界面深度随时间的变化图

FF 是冻结界面深度, TF 是融化界面深度

达到一个稳定值. 冻结后, 由于未冻水含量较少, 同时冰的存在阻碍了水分运动, 使得冻结区水分迁移几乎处于停滞状态, 其含水量几乎保持不变. 随着土壤消融, 冻结期在上层聚集的水分向下迁移, 造成融化封面处水分富集, 表现为土壤体积含水量出现一个峰值.

在上述试验条件下, 做如下控制试验, 试验 1: 考虑双运动界面, 取时间步长分别为 1800 s, 3600 s 和 7200 s 进行计算, 冻融界面深度通过界面方程(5)求得; 试验 2: 取时间步长为 1 h, 不考虑双运动界面, 冻融界面深度依赖于土壤温度插值 0°C 等温线取得; 试验 3: 把土壤分成 483 份, 土壤每层的厚度是 1.75 cm, 取时间步长为 1 h, 不考虑双运动界面, 冻融界面深度依赖于土壤温度插值 0°C 等温线取得. 鉴于地表或深层土壤水热状况波动过大或过小, 不易进行

比较, 以第 7 层土壤(49~82 cm)的水热状况为例对上述试验进行对比. 图 5 给出了不同时间步长下的计算结果. 从图 5(a), (c)和(e)可以看出, 3 种计算情形下土壤各个变量的模拟结果几乎处于重合状态. 以时间步长为 3600 s 的计算结果为基准, 针对土壤温度, 土壤体积含水量, 冻融界面深度, 与其他两种情况的计算结果做相对误差, 从图 5(b), (d)和(e)看出, 土壤温度的最大相对误差为 0.0283, 土壤体积含水量的最大相对误差为 0.0146, 冻融界面位置的最大相对误差为 0.0294. 上述结果表明, 本文所用的数值算法是正确的、稳定的. 图 6 对试验 1~3 的模拟结果进行了比较. 从图 6 可以看出, 3 个试验模拟的土壤温度、土壤体积含水量变化趋势基本一致, 由于冻融界面的存在, 使得土壤分层结构更加精细化, 厚的土壤层水热参数更加准确, 与没考虑运动界面的结果相比, 冻

图 5 变化时间步长的对比控制试验

(b) 土壤温度误差曲线(步长为 3600 s 的计算结果与 1800, 7200 s 的结果相对误差, (d), (f)类似); (d) 土壤体积含水量的相对误差; (e) FD36, FD18 和 FD72 分别表示时间步长为 3600, 1800 和 7200 s 的冻结界面深度; TD36, TD18 和 TD72 分别表示时间步长为 3600, 1800 和 7200 s 的融化界面深度; (f) 冻融界面深度的相对误差

图 6 三种算法模拟的第 7 层土壤温度、土壤湿度和冻融界面深度随时间的变化图

T1FF, T2FF 和 T3FF 分别表示试验 1~3 模拟的冻结界面深度, T1TF, T2TF, T3TF 分别表示试验 1~3 模拟的融化界面深度

融期间试验 1 的结果更贴近试验 3 高分辨率的结果. 从图 6(d)可以看出, 3 个试验计算的冻融界面深度的变化趋势一致, 试验 1 能连续地追踪界面位置的变化, 直到冻融界面的最大深度为 3.43 m, 试验 3 通过高分辨率计算出的冻融界面的最大深度是 3.247 m, 而试验 2 受 CLM 十层节点的限制, 内插得到冻融界面的深度最大是 2.82 m, 而且由于深层土壤很厚, 试验 2 插值出的冻融界面深度部分出现间断. 从计算效率上来看试验 1 花费的时间是 8.5 s, 试验 2 是 6 s, 但试验 3 是 86 s. 由上述结果可以看出, 本文所用的局部自适应变网格算法是正确合理的、稳定的、高效的.

2.2 青藏高原 D66 站点模拟试验

D66 站(Zhang 等, 2007; 李倩和孙菽芬, 2007; Li 等, 2010)位于青藏高原北部(35°31'N, 93°47'E), 海拔 4560 m, 年降水量较少, 土壤为非匀质永冻土(杨梅学等, 2000), 质地以沙壤土为主, 含沙量为 58%, 粘土量为 10%(Zhang 等, 2007), 土壤从 -0.12°C 开始冻结(Zhang 等, 2008). D66 自动气象站观测的气象要素有 1.5 m 的每 30 min 的大气强迫场资料, 包括入射短波辐射通量、气温、气压、相对湿度, 风速和地表温度. 土壤温度的观测有红外辐射温度计获得的地表温度和 10 个白金地温探头(Pt)和数采仪获得的 10 层土壤温度 4, 20, 40, 60, 80, 100, 130, 160, 200 和 250 cm. 土壤未冻水含量的观测有 6 个时域反射仪探头

和数采仪获得的 6 层土壤湿度 4, 20, 60, 100, 160 和 225 cm. 土壤温度、未冻水含量数据每小时自动采集记录一次.

为了验证本文所发展的水热耦合模型的优越性, 与下面水热耦合模型(杨诗秀等, 1988; 尚松浩等, 2009), 记为模型 II:

$$\begin{cases} \frac{\partial Ce(z, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda e(z, t) \frac{\partial T}{\partial z} \right) - Ue \frac{\partial T}{\partial z} \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial K(\theta)}{\partial t} - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \end{cases}, 0 < z < L. \quad (10)$$

的数值模拟结果进行了比较. 模拟基于通用的陆面模式 CLM 的十层分层结构(土柱深 3.43 m), 采用观测的地表土壤温度作为上边界条件, 土壤入渗通量为上边界条件, 这里入渗通量是在 NCEP 强迫资料驱动 CLM 下, spin-up 20 年获得, 零水通量为下边界条件, 通过起始时间的观测插值得到初始值, 两个模型在计算过程中采用相同的参数化格式和初边值条件, 模拟时间是 1997 年 9 月 1 日到 1998 年 9 月 22 日, 针对下面几种情形进行模拟, 模拟循环 3 次, 分别取最后一次的结果进行分析.

(i) 情形一: 零热通量为能量方程的下边界条件, 计算所用的水力特性参数同理想实验 2.

由于地表温度变化剧烈, 冻融循环反复出现, 图 7 给出了 10 月 12 日 0:00 到 11 月 1 日 0:00 的模型

I 模拟的冻融循环示意图, 从图 7 可以看出, 近地表 0.2 m 以内发生日冻融循环. 类似地, 从 5 月 1 日到 6 月 10 日, 经常会出现两个融化界面和一个冻结界面的情形, 其日冻融循环的最大深度是 0.125 m. 图 8 表示模型 I 和 II 在 20, 60, 100 和 160 cm 处模拟的土壤温度和土壤未冻水含量以及最大冻融界面的位置随时间变化的结果, 同时与观测做比较. 土壤深度 20 cm 处, 温度从 1997 年 11 月 6 日 21:00 开始到 1998 年 3 月 3 日 4:00, 经常出现间断性批量数据的缺测, 土壤深度 60 cm 处, 温度从 1997 年 12 月 18 日 3:00 到 98 年 2 月 11 日 11:00, 也经常出现间断性批量数据的缺测. 从土壤温度、土壤未冻水含量变化趋势上来看, 两个模型的模拟结果都与观测基本相吻合, 但在冬季的冻结期, 因为运动界面处增加了计算节点, 使得土壤分层更加细化, 水热参数更加准确, 不但使得冻结期土壤温度、土壤未冻水含量计算的更准确, 而且使得融化期提前, 土壤未冻水含量的变化趋势更加贴近实际. 在土壤 20 cm 处, 除少数的模拟结果, 模型 I 和 II 模拟与观测的温度之差都不超过 $-6\sim 4^{\circ}\text{C}$, 模型 60 和 100 cm 处, 模型 I 模拟与观测的温度之差基本在 $-4\sim 4^{\circ}\text{C}$, 模型 II 的误差范围是 $-5\sim 4^{\circ}\text{C}$; 在 160 cm 处, 模型 I 和 II 模拟与观测的温度之差介于 $-5\sim 4^{\circ}\text{C}$; 从图 8(a), (c), (e), (g) 和 (i) 可以看出, 土壤各层温度与地表温度的年际变化一致, 而且随着土壤深度的增加, 这种变化存在时间上的滞后. 从图 8(b), (d), (f) 和 (h) 看出, 由于 1997 年 10 月中下旬地表已经开始冻结, 土壤未冻水含量开始下降, 到 1998 年 4 月解冻, 含水量开始增加. 地表土壤冻结的持续时间可达 6 个月左右, 并且在 6 月中旬完成一个年周期的冻融过程. 从模拟的冻结界面深度可以看出, 冻结过程大约需要 2 个月, 即在 11 月末冻结界面深度就可达到 200 cm 以上, 但在这以后, 冻结速度明显放慢, 经过 3 个月的冻结, 到 1 月初土壤冻结界面深度可达到 250 cm 左右, 土壤继续冻结, 但所观测的土柱长度最大为 250 cm, 因此图 8(j) 中体现的冻融界面的最大深度到 250 cm, 4 月份浅层土壤已经开始消融并不断向下传递, 到 7 月份, 土壤全部消融, 完成了整个土柱冻结融化的一个年周期循环. 图 8(j) 中的观测是通过温度插值得到的 $T_f^{\circ}\text{C}$ 等温线的位置. 模型 II 模拟的冻融界面深度存在明显的数值震荡, 融化期 $T_f^{\circ}\text{C}$ 等温线在 160 cm 处持续大约一个月的时间, 然后上升, 这主要是由于插值这种方法假设整个土层只能是冻

结或者融化状态, 两种状态不能共存, 包含了冻结/融化界面位置动态表示的水热耦合模型就可以避免这个问题. 由图 8 和表 1 可以看出, 对上层土壤温度和土壤未冻水含量的模拟略好于深层, 其原因可能在于深层土壤中出现大颗粒物, 且计算时分层较厚, 均一的水热特性参数使得模拟结果相对较差. 对同一土壤层来说, 模型 I 对土壤温度、土壤未冻水含量和冻融界面深度的模拟, 比模型 II 的结果有所改进, 这是因为增加了运动界面以后, 使土壤分层细化, 土壤水热参数更加准确, 使得模拟结果略有改进. 更重要的是本文所提出的模型能连续的追踪冻融界面的位置, 克服了插值出现的数值震荡.

(ii) 情形二: 零热通量为下边界条件, 对情形一下的饱和水力传导率 K_s 进行放大, 设 $K_s=5.23\times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$, 其他水热特性参数保持不变, 其模拟结果在图 9 中记为模型 III. 从图 9 可以看出, 土壤未冻水含量整体比原来偏低了. 因此, 情形一下(图 8(b), (d), (f) 和 (h))模拟的土壤温度整体上偏低, 而模拟的土壤未冻水含量整体上偏高, 可能是计算过程中土壤导水率偏小再加上观测仪器也有误差引起的.

(iii) 情形三: 土壤热方程的下边界采用月平均地温廓线实测资料计算出的热通量值, 设饱和导水率 $K_s=5.23\times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$, 其他水力特性参数同情情形一. 由于 1997 年 9 月到 1998 年 9 月 3.43 m 处缺乏实测的地温数据, 表 2 给出了 3.2 和 4.0 m 处 1996~1997 年 D66 道班 2 场地的月平均地温(王绍令和赵新民, 1999).

由 $F = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}$ 计算出土柱下边界 3.43 m 处的月

平均热通量值, 作为 1997 年 9 月到 1998 年 9 月对应月份每小时的下边界热通量(图 10)进行计算, 其模拟结果在图 11 中记为模型 IV. 从图 11 可以看出, 模型 I 和 IV 对土壤温度、未冻水含量的模拟趋势变化一致.

图 7 10 月 12 日 0:00 到 11 月 1 日 0:00 的冻融循环示意图

*表示冻结界面深度, +表示融化界面深度

图 8 在 CLM 分层结构下 D66 站点模拟与观测的土壤温度图

TEMI: 模型 I 模拟的融化界面深度; TEMII: 模型 II 模拟的融化界面深度; TEOB: 观测的融化界面深度; FDMI: 模型 I 模拟的冻结界面深度; FDMII: 模型 II 模拟的冻结界面深度; FDOB: 观测的冻结界面深度随时间的变化图

模型 IV 采用了近似实测资料计算的热通量值作为下边界条件, 对下层土壤的模拟较模型 I 略有改进. 但从图 10 可以看出, D66 站点 3.43 m 处的土壤热通量最大不超过 0.69 W m^{-2} , 因此, 其下层土壤温度和未冻水含量的模拟结果与模型 I 的结果相比变化幅度

不大. 从上面的结果可以看出, 下边界若有实测温度阔线, 最好采用实测地温阔线计算的热通量作为下边界条件, 若没有实测地温资料, 零热通量作为下边界条件也基本上能模拟出 D66 站点土壤温度, 未冻水含量的变化趋势.

表 1 模型 I 和 II 模拟的误差分析^{a)}

站点	模型	土壤深度(cm)	土壤温度(°C)		未冻水含量(m ³ m ⁻³)		冻结界面最大深度(m)		融化界面最大深度(m)	
			CC	RMSE	CC	RMSE	CC	RMSE	CC	RMSE
D66	I	20	0.96	2.20	0.92	0.02	0.71	0.53	0.78	0.69
	II	20	0.96	2.24	0.89	0.02	0.62	0.59	0.51	0.74
	I	60	0.94	2.20	0.92	0.02				
	II	60	0.91	3.27	0.90	0.02				
	I	100	0.92	2.60	0.95	0.02				
	II	100	0.88	3.60	0.71	0.02				
	I	160	0.85	3.15	0.89	0.01				
	II	160	0.82	3.75	0.81	0.01				
D110	I	20	0.99	0.62	0.96	0.04	0.75	0.43	0.78	0.63
	II	20	0.99	0.67	0.87	0.05	0.68	0.48	0.62	0.71
	I	60	0.99	1.35	0.85	0.05				
	II	60	0.98	1.76	0.81	0.07				
	I	100	0.95	2.14	0.87	0.07				
	II	100	0.94	2.50	0.85	0.08				
	I	160	0.79	2.69	0.69	0.08				
	II	160	0.77	3.16	0.61	0.08				

a) RMSE 为均方根误差, CC 为相关系数

图 9 不同饱和和导水率下 D66 站点模拟与观测的土壤未冻水含量
模型 III 中 $K_s=5.23 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$, 模型 I 中 $K_s=5.23 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$

表 2 1996~1997 年 66 道班 2 场地月平均地温

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
4 m	-0.49	-0.44	-0.38	-1.01	-0.80	-0.56	-0.49		-0.36	-0.37	-0.43	-0.47
3.2 m	-0.2	-0.26	-0.72	-1.24	-0.72	-0.62	-0.41	-0.05	-0.02	0.02	-0.09	-0.18

图 10 D66 站点土壤 3.43 m 处 1997 年 9 月 1 日到 1998 年 9 月 22 日每小时的热通量示意图

2.3 青藏高原 D110 站点模拟试验

D110 点(杨梅学等, 1999)位于青藏公路 110 道班

附近($32^{\circ}41.485'N$, $92^{\circ}51.267'E$), 在扎加藏布河南岸一级阶地上, 海拔高度 5000 m, 地表为沼泽化草丘, 有轻微盐渍化, 植被覆盖 30%~40%, 为小嵩草. 土壤为河流沉积物, 上部为粗砂、细砂组成, 下部细砂为主, 夹有粉砂透镜体. 1997 年 8 月 2 日在该处不同深度埋设了土壤温度和湿度观测系统(SMTMS), 其中土壤温度由 10 个白金地温探头(Pt)及数采仪(DATALOG)组成, 每小时记录一次, 地温探头(Pt)的埋设深度分别为 0, 4, 20, 40, 60, 80, 100, 130, 160 和 180 cm. 土壤湿度(含水量)要是由 6 个时域反射仪(TDR)和及数采仪组成, 数据进行自动采集, 每小时记录 1 次. 其中 TDR 探头的埋设深度分别为 4, 20, 60, 100, 160 和

图 11 在 CLM 分层结构下 D66 站点模拟与观测的土壤温度和土壤未冻水含量

模型 IV 以实测资料计算出的热通量作为下边界; 模型 I 以零热通量作为下边界

180 cm, 这里用 TDR 所测得的土壤湿度主要是指土壤中未冻水的体积含水量, 因此在下面的分析中, 土壤含水量指土壤未冻含水量而不包括冰。

模拟过程中初边界条件的选取和水热特性参数同 D66 站点, 因 D110 站点 3.43 m 处无实测土壤温度, 土壤热方程采用零热通量作为下边界条件。模拟时间是 1997 年 8 月 2 日到 1998 年 8 月 31 日, 模拟循环 4 次, 取最后一次的结果进行分析。图 12 表示模型 I 和 II 在 20, 60, 100 和 160 cm 处模拟的土壤温度随时间变化的结果, 同时与观测做比较。图 13 表示模型 I 和 II 在 20, 100 和 160 cm 处模拟的土壤未冻水含量随时间变化的结果, 同时与观测做比较。在土壤 20 cm 处, 模型 I, II 模拟与观测的温度之差都不超过 $-1.5\sim-2^{\circ}\text{C}$; 模型 60 cm 处, 模型 I 模拟与观测的温度之差基本在 $-2.25\sim-2.28^{\circ}\text{C}$, 模型 II 的误差范围是 $-2.25\sim-2.62^{\circ}\text{C}$; 模型 100 cm 处, 模型 I 模拟与观测的温度之差基本在 $-2.89\sim-3.23^{\circ}\text{C}$, 模型 II 的误差范围是 $-3.29\sim-4.04^{\circ}\text{C}$; 在 160 cm 处, 模型 I 和 II 模拟与观测的温度之差介于 $-5\sim-5^{\circ}\text{C}$; 从图 12(a)~(d) 可以看出, 土壤各层温度与地表温度的年际变化一致, 而且随着土壤深度的增加, 这种变化存在时间上的滞后。从图 13(a)~(d) 看出, 由于 1997 年 10 月上旬地表已经开始冻结, 土壤水分开始下降, 到 98 年 5 月份解冻, 含水量开始增加。地表土壤冻结的持续时间可达 7 个月左

右, 并且在 7 月下旬完成一个年周期的冻融过程。由图 12, 13 及表 1 可以看出, 同 D66 站点的模拟结果类似, 冬季冻结期, 模型 I 对土壤各层土壤温度、土壤未冻水含量的模拟结果要比模型 II 模拟的结果更加贴近实际, 且对上层土壤温度和土壤未冻水含量的模拟略好于深层。综合两个试验站点的模拟结果, 表明本文所发展模型的合理性以及应用于陆面和气候模式的模拟潜力。

3 讨论与结论

本研究将土壤冻结融化问题转化为一个多运动边界问题, 该问题将冻融界面深度作为预报量进行模拟, 以反映土壤冻融存在的多种状态, 同时考虑了冻融界面位置的移动对土壤水热过程的影响。在陆面过程模式 CLM 的分层结构基础上, 利用局部自适应变网格法进行数值离散, 对所发展模型进行了敏感性试验分析, 分析了模型对多个冻融界面的模拟能力, 以及是否考虑运动界面且同时变化计算结构对土壤水热过程的影响, 反映了本文所提模型对土壤水热过程及冻融界面模拟的优越性与稳定性。利用青藏高原 D66 站点、D110 站点的观测对土壤冻融界面最大深度, 土壤温度和土壤未冻水含量进行了模拟验证, 模拟结果与实测结果有较好的一致性, 且比不考

图 12 在 CLM 分层结构下 D110 站点模拟与观测的土壤温度

图 13 在 CLM 分层结构下 D110 站点模拟与观测的土壤未冻水含量

考虑冻融界面变化条件下的计算结果有所改进, 表明该模型的合理性以及应用于陆面过程模式的模拟潜力。

尽管本文对两个试验站点的模拟取得了比较好的结果, 但由于缺少观测资料(比如土壤温度、土壤未冻水含量和冻融界面深度), 本文数值试验仅选取了两个多年冻土的站点进行, 所得结果还需要更多的验证。另外, 一般陆面过程模式底层温度梯度小, 其

底边热通量相对表层变化小, 其土壤能量方程的下边界条件假设热通量为 0。如果站点下边界有观测数据的话, 可采用观测的土壤温度廓线计算出的热通量作为下边界条件进行计算。同时, 该模型在考虑土壤 T_f 相变带、地下水位变化、植被、积雪覆盖并在面上推广以及陆面过程模式耦合方面, 需要进一步验证和深入研究。

致谢 本文采用的数据来自中日国际合作项目“全球能水平衡实验-青藏高原亚洲季风实验”(GAME-Tibet), <http://www.e.lucar.edu/projects/ce.p/dm/>。感谢审稿人提出的宝贵意见和建议, 使得本论文质量有了较大提高。

参考文献

- 胡和平, 叶柏生, 周余华, 等. 2006. 考虑冻土的陆面过程模型及其在青藏高原 GAME/Tibet 试验中的应用. 中国科学 D 辑: 地球科学, 36: 755–766
- 李倩, 孙淑芬. 2007. 通用的土壤水热传输耦合模型的发展和改进研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 37: 1522–1535
- 李述训, 程国栋. 1995. 冻融土中的水热输送问题. 兰州: 兰州大学出版社. 111–143
- 李述训, 程国栋, 郭东信. 1996. 气候持续变暖条件下青藏高原多年冻土变化趋势数值模拟. 中国科学 D 辑: 地球科学, 26: 342–347
- 李述训, 程国栋. 1996. 气候变暖条件下青藏高原高温冻土热状况变化趋势数值模拟. 冰川冻土, 18(增刊): 190–196
- 李新, 程国栋. 2002. 冻土-气候关系模型评述. 冰川冻土, 24: 315–321
- 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传. 1988. 土壤水动力学. 北京: 清华大学出版社. 314
- 南卓铜, 李述训, 程国栋. 2004. 未来 50 与 100a 青藏高原多年冻土变化情景预测. 中国科学 D 辑: 地球科学, 34: 528–534
- 庞强强, 李述川, 吴通华, 等. 2006. 青藏高原冻土区活动层厚度分布模拟. 冰川冻土, 28: 390–395
- 齐布利斯基 R P, 基塔耶夫 B B. 1992. 土中水分凝聚态相界面深度的确定. 冰川冻土, 14: 193–201
- 任理, 张瑜芳, 沈荣开. 1998. 条带覆盖下土壤水热动态的田间试验与模型建立. 水利学报, 1: 76–85
- 孙淑芬. 2005. 陆面过程的物理、生化过程和参数化模型. 北京: 气象出版社. 53–69
- 尚松浩, 雷志栋, 杨诗秀. 1997. 冻结条件下土壤水热耦合迁移数值模拟的改进. 清华大学学报, 37: 62–64
- 尚松浩, 毛晓敏, 雷志栋, 等. 2009. 土壤水分动态模拟模型及其应用. 北京: 科学出版社. 65–85

- 王澄海, 董文杰, 韦志刚. 2003. 青藏高原季节冻融过程与东亚大气环流关系的研究. 地球物理学报, 46: 309–316
- 王澄海, 靳双龙, 吴忠元. 2009. 估算冻结(融化)深度方法的比较及在中国地区的修正和应用. 地球科学进展, 24: 132–141
- 王绍令, 赵新民. 1999. 青藏高原多年冻土区地温检测结果分析. 冰川冻土, 21: 159–163
- 徐学祖, 王家澄, 张立新. 2001. 冻土物理学. 北京: 科学出版社. 10–11
- 杨成松, 程国栋. 2011. 气候变化条件下青藏铁路沿线多年冻土概率预报(II): 活动层厚度与沉降变形. 冰川冻土, 33: 469–478
- 杨梅学, 姚檀栋, 丁永建, 等. 1999. 藏北高原 D110 点不同季节土壤温度的日变化特征. 地理科学, 19: 570–574
- 杨梅学, 姚檀栋, 勾晓华. 2000. 青藏公路沿线土壤的冻融过程及水热分布特征. 自然科学进展, 10: 443–450
- 杨诗秀, 雷志栋, 朱强, 等. 1988. 土壤冻结条件下水热耦合运移的数值模拟. 清华大学学报, 28: 112–120
- 张中琼, 吴青柏. 2012. 气候变化情景下青藏高原多年冻土活动层厚度变化预测. 冰川冻土, 34: 505–511
- Cherkauer K A, Lettenmaier D P. 1999. Hydrologic effects of frozen soils in the upper Mississippi River Basin. J Geophys Res, 104: 19599–19610
- Dai Y J, Zeng X B, Dickinson R E. 2003. The Common land model. Bull Amer Meteor Soc, 84: 1013–1–23
- DeGaetano A T, Cameron M D, Wilks D S. 2001. Physical simulation of maximum seasonal soil freezing depth in the United States using routine weather observation. J Appl Meteorol, 40: 546–555
- Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J. 1993. Biosphere-Atmosphere Transer Scheme (BATS) version as coupled to the NCAR Community Climate Model. NCAR Tech Note
- Flerchinger G N. 2000. The simultaneous heat and water model: Technical documentation. Boise: Technical Report NWRC
- Frauenfeld O W, Zhang T J, Barry R G, et al. 2004. Interdecadal changes in seasonal freeze and thaw depths in Russia. J Geophys Res, 109: D05101, doi: 10.1029/2003JD004245
- Flerchinger G N, Saxton K E. 1989. Simultaneous heat and water model of a freezing snow-residue-soil system I, Theory and development. Trans ASABE, 32: 565–571
- Fuchs M, Campbell G S, Papendick R I. 1978. An analysis of sensible and latent heat flow in a partially frozen unsaturated soil. Soil Sci Soc Am J, 42: 379–385
- Hansson K, Simunek J, Mizoguchi M, et al. 2004. Water flow and heat transport in frozen soil numerical solution and freeze-thaw applications. Soil Sci Soc Am J, 3: 693–704
- Harlan R L. 1973. Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil. Water Resour Res, 9: 1314–1323
- Hayashi M, Goeller N, Quinton W L, et al. 2007. A simple heat-conduction method for simulating the frost-table depth in hydrological models. Hydrol Process, 21: 2610–2622
- Jansson P E, Moon D S. 2001. A coupled model of water heat and mass transfer using object orientation to improve flexibility and functionality. Environ Modell Softw, 16: 37–46
- Jason B, Lynch A H, Stuart C F, et al. 2001. The representation of Arctic soils in the land surface model: The importance of mosses. J Clim, 14: 3324–3335
- Kersten M S. 1959. Frost penetration: relationship to air temperature and other factors. Highw Res Board Bull, 225: 45–80
- Li Q, Sun S F, Xue Y K. 2010. Analyses and development of a hierarchy of frozen soil models for cold region study. J Geophys Res, 115: D03107, doi: 10.1029/2009JD012530
- Li X, Koike T. 2003. Frozen soil parameterization in SiB2 and its validation with GAME-Tibet observations. Cold Reg Sci Technol, 36: 165–182
- Li X, Cheng G D, Jin H J, et al. 2008. Cryospheric change in China. Glob Planet Change, 62: 210–218
- Nelson F E, Outcalt S I. 1983. A frost index number for spatial prediction of ground-frost zones. In: Permafrost-Fourth International Conference Proceedings. Washington D C: National Academy Press. 907–911
- Nelson F E, Anisimov O, Shiklomanov N. 2001. Subsidence risk from thawing permafrost. Nature, 410: 889–890
- Niu G Y, Yang Z L. 2006. Effects of frozen soil on snowmelt runoff and soil water storage at a continental scale. J Hydrometeorol, 7: 937–952
- Oleson K, Lawrence D, Bonan G, et al. 2010. Technical Description of version 4.0 of the Community Land Model. NCAR Tech Note
- Sellers P J, Randall D A, Collatz G J, et al. 1996. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmosphere GCMS. Part I: model formulation. J Clim, 9: 676–705
- Stefan J. 1998. Über die theorie der eisbildung, insbesondere über die eisbildung im polarmeere sitzungsber akad. Wiss Wien math Naturwiss Kl Abt, 1: 965–83
- Taylor G S, Luthin J N. 1978. A model for coupled heat and moisture transfer during soil freezing. Can Geotech J, 15: 548–555
- Woo M K, Arain M A, Mollinga M, et al. 2004. A two-directional freeze and thaw algorithm for hydrologic and land surface modeling. Geophys Res Lett, 31: L12501, doi: 10.1029/2004GL019475

- Xie Z H, Song L Y, Feng X B. 2008. A moving boundary problem derived from heat and water transfer processes in frozen and thawed soils and its numerical simulation. *Sci China Ser A*, 51: 1510–1521
- Xue Y, Zeng F J, Schlosser C A. 1996. SSIB and its sensitivity to soil properties—A case study using HAPEX-Mobility data. *Glob Planet Change*, 13:183–194
- Yi S H, Arain M A, Woo M K. 2006. Modifications of a land surface scheme for improved simulation of ground freeze-thaw in northern environments. *Geophys Res Lett*, 33: L13501, doi: 10.1029/2006GL026340
- Zhang T, Stanmes K. 1998. Impact of climatic factors on the active layer and permafrost at Barrow, Alaska. *Permafrost Periglacial Process*, 9: 229–246
- Zhang T, Frauenfeld O W, Serreze M C, et al. 2005. Spatial and temporal variability in active layer thickness over the Russian Arctic drainage basin. *J Geophys Res*, 110: D16101, doi: 10.1029/2004JD005642
- Zhang X, Sun S F, Xue Y K. 2007. Development and testing of a frozen soil parameterization for cold region studies. *J Hydrometeorol*, 8: 690–701
- Zhang Y S, Carey S K, Quinton W L. 2008. Evaluation of the algorithms and parameterizations for ground thawing and freezing simulation in permafrost regions. *J Geophys Res*, 113: D17116, doi: 10.1029/2007JD009343
- Zhao L T, Cray D M, Male D H. 1997. Numerical analysis of simultaneous heat and water transfer during infiltration into frozen ground. *J Hydrology*, 200: 345–363
- Zhuang Q, Melillo J, Kicklighter D W, et al. 2004. Methane fluxes between terrestrial ecosystems and the atmosphere at northern high latitudes during the past century: A retrospective analysis with a process-based biogeochemistry model. *Glob Biogeochem Cycle*, 18: GB3010, doi: 10.1029/2004GB002239

论文

附录

1 土壤水热参数化公式

土壤热容量 $C(\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1})$ (Dai 等, 2007; Oleson 等, 2010) 计算公式如下:

$$C = C_g(1 - \theta_s) + C_w\theta + C_i\theta_i, \quad (\text{A1})$$

式(A1)中, θ_s 为土壤空隙率; C_g , C_w 和 C_i 分别为土壤固相、水和冰的体积比热容, 这里的 C_g 为

$$C_g = \left(\frac{2.128(\% \text{sand}) + 2.385(\% \text{clay})}{\% \text{sand} + \% \text{clay}} \right) \times 10^6.$$

$\lambda(z, t)$ 是土壤热传导率 ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$), 可表示为 (Dai 等, 2007; Oleson 等, 2010)

$$\lambda = Ke(\lambda_{\text{sat}} - \lambda_{\text{dry}}) + \lambda_{\text{dry}}. \quad (\text{A2})$$

式(A2)中, Ke 为 Kersten 数, 取为

$$Ke = \begin{cases} 0.71 \lg S_r + 1.0 \geq 0, & T \geq T_f, \\ S_r, & T < T_f. \end{cases}$$

这里, $S_r = \frac{\theta_i + \theta}{\theta_s} \leq 1$.

土壤在饱和与干燥时的热导率 λ_{sat} , $\lambda_{\text{dry}} (\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1})$ 分别为 (Dai 等, 2007; Oleson 等, 2010)

$$\lambda_{\text{sat}} = \lambda_s^{1-\theta_s} \lambda_i^{\theta_s-\theta} \lambda_l^\theta, \quad (\text{A3})$$

$$\lambda_{\text{dry}} = \frac{0.135 \rho_d + 64.7}{2700 - 0.947 \rho_d}, \quad (\text{A4})$$

式(A3)中, $\lambda_s, \lambda_i, \lambda_d$ 分别为土壤基质、冰和水的导热率 ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$), 式(A4)中的 ρ_d 为土壤的干容重 (kg m^{-3}); 这里土壤基质的热导率 λ_s (Dai 等, 2007; Oleson 等, 2010) 为

$$\lambda_s = \frac{8.80(\% \text{sand}) + 2.92(\% \text{clay})}{(\% \text{sand}) + (\% \text{clay})}.$$

$D(\theta) (\text{m}^2 \text{s}^{-1})$ 以及 $K(\theta) (\text{m s}^{-1})$ 分别为非饱和土壤水力扩散率和非饱和土壤水力传导率 (Dai 等, 2007; Oleson 等, 2010):

$$D(\theta) = \begin{cases} -\frac{bK_s \psi_s}{\theta_s} \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{b+2}, & \text{未冻结,} \\ -10^{-\theta} \frac{bK_s \psi_s}{\theta_s} \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{b+2}, & \text{冻结.} \end{cases} \quad (\text{A5})$$

$$K(\theta) = \begin{cases} K_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{2b+3}, & \text{未冻结,} \\ -10^{-\theta} K_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{2b+3}, & \text{冻结.} \end{cases} \quad (\text{A6})$$

其中, K_s 是饱和土壤水力传导率(m s^{-1}), ψ_s 是饱和水势.

令冻土的相变热容量 C_1 为

$$C_1 = L_i \rho_w \frac{d\theta_{\max}}{dT}. \quad (\text{A7})$$

则, 式(2)中冻土的等效体积热容量 Ce , 等效热导率 λe , 等效对流速度 Ue 分别定义如下(胡和平等, 2006; 尚松浩等, 2009):

$$Ce = C + C_1, \quad (\text{A8})$$

$$\lambda e = \lambda + D(\theta)C_1, \quad (\text{A9})$$

$$Ue = C_1 \frac{dK(\theta)}{d\theta}. \quad (\text{A10})$$

从式(A8)~(A10)可知, 冻土的等效比热容 Ce 除了包含比热容 C 外, 还考虑了土壤温度变化所引起的原位冻结过程中相变潜热作用, 反映了土壤温度升、降与融化、冻结间的负反馈关系; 而等效热导率 λe 除了考虑土壤表观热导率 λ 的因素外, 还考虑了水分从未冻区迁移并冻结(分凝冻结)所引起的潜热迁移. 因此方程(2)反映了土壤冻融过程中水热耦合迁移的物理本质. 若 $C_1=0$, 方程(2)即为方程(1).

2 考虑冻融深度变化的土壤水热耦合数值模型

基于 1.1 发展的土壤水热耦合运动边界问题, 本文基于包括陆面过程模式 CLM 非等距十层的分层结构, 采用局部变网格自适应方法对模型进行数值求解. 下面给出能量方程和土壤水质量方程以及运动界面方程的离散算法, 并给出计算流程.

(i) 土壤能量方程离散

令 $\{t_k\}_{k \geq 0}$ 表示 k 时刻时间步长为 Δt 的时间节点, $\Gamma_h = \{z_j; j=1, 2, \dots, J\}$ 表示区间 $[0, L]$ 上的节点. 对 s_j 细分为 k_1 个冻融界面和 k_2 个融冻界面, 位置分别记为 ξ_k^{m1}, ξ_k^{m2} . 定义 $\Gamma_{h2} = \Gamma_h \cup \{\xi_j^1, \dots, \xi_j^{k_1}, \xi_j^1, \dots, \xi_j^{k_2}\}$, $k \geq 1$, 其中 Γ_{h2} 包括 Γ_h 的所有网格点和计算所得的界面点. 图 A1 给出三层土壤 $j-1, j, j+1$, 土壤温度定义在每层节点深度 $z_j (j=1, 2, \dots, J_k)$ 处, 而热传导率 λ 定义在界面深度处. 其中土壤每层厚度 $\Delta z_j (m) (j=1, 2, \dots, J_k)$ 定义如下:

$$\Delta z_j = \begin{cases} 0.5(z_1 + z_2), & j=1, \\ 0.5(z_{j+1} - z_{j-1}), & j=2, \dots, J_k-1, \\ z_j - z_{j-1}, & j=J_k. \end{cases}$$

界面深度 $z_{j+\frac{1}{2}} (m)$ 定义为

$$z_{j+\frac{1}{2}} = \begin{cases} 0.5(z_j + z_{j+1}), & j=1, 2, \dots, J_k-1, \\ z_j + 0.5\Delta z_j, & j=J_k. \end{cases}$$

式中, z_{j-1}, z_j, z_{j+1} 为节点深度, $z_{j-1/2}, z_{j+1/2}, z_{j+3/2}$ 为界面深度.

从 j 到 $j+1$ 层的热通量 $F_{j+\frac{1}{2}} (\text{W} \cdot \text{m}^{-2})$ 定义为

$$F_{j+\frac{1}{2}} = -\lambda_{j+\frac{1}{2}} \frac{T_j - T_{j+1}}{z_{j+1} - z_j}, \quad (\text{A11})$$

图 A1 土壤水热通量数值方案示意图

其中

$$\lambda_{j+\frac{1}{2}} = \begin{cases} \frac{\lambda_j \lambda_{j+1} (z_{j+1} - z_j)}{\lambda_j \left(z_{j+1} - z_{j+\frac{1}{2}} \right) + \lambda_{j+1} \left(z_{j+\frac{1}{2}} - z_j \right)}, & j=1, \dots, J_k - 1; \\ 0, & j=J_k. \end{cases}$$

因为方程组(1)是方程组(2)的特殊情况, 故只对式(2)中的能量方程进行离散, 其全隐式差分离散格式如下:

$$Ce_j^{k+1} \frac{T_j^{k+1} - T_j^k}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z_j} \left[\frac{\lambda e_{j+1/2}^{k+1} (T_{j+1}^{k+1} - T_j^{k+1})}{z_{j+1} - z_j} - F_{j-\frac{1}{2}}^{k+1} \right] - Ue_j^{k+1} \frac{T_{j+1}^{k+1} - T_j^{k+1}}{z_{j+1} - z_j}, \quad j=1; \quad (\text{A12})$$

$$Ce_j^{k+1} \frac{T_j^{k+1} - T_j^k}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z_j} \left[\frac{\lambda e_{j+1/2}^{k+1} (T_{j+1}^{k+1} - T_j^{k+1})}{z_{j+1} - z_j} - \frac{\lambda e_{j-1/2}^{k+1} (T_j^{k+1} - T_{j-1}^{k+1})}{z_j - z_{j-1}} \right] - Ue_j^{k+1} \frac{T_{j+1}^{k+1} - T_j^{k+1}}{z_{j+1} - z_j}, \quad j=2, \dots, J_k - 1; \quad (\text{A13})$$

$$Ce_j^{k+1} \frac{T_j^{k+1} - T_j^k}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z_j} \left[F_{j+\frac{1}{2}}^{k+1} - \frac{\lambda e_{j-1/2}^{k+1} (T_j^{k+1} - T_{j-1}^{k+1})}{z_j - z_{j-1}} \right] - Ue_j^{k+1} \frac{T_j^{k+1} - T_{j-1}^{k+1}}{z_j - z_{j-1}}, \quad j=J_k. \quad (\text{A14})$$

$$\text{令: } E_j = \frac{\Delta t}{Ce_j^{k+1} \Delta z_j}, \quad j=1, \dots, J_k;$$

$$a_j = 0, \quad c_j = -E_j \lambda e_{j+\frac{1}{2}}^{k+1} \frac{1}{z_{j+1} - z_j} + \frac{\Delta t U e_j^{k+1}}{Ce_j^{k+1} (z_{j+1} - z_j)}, \quad b_j = 1 - c_j, \quad h_j = T_j^k - E_j \text{flux}(t), \quad j=1;$$

$$a_j = -E_j \lambda e_{j-\frac{1}{2}}^{k+1} \frac{1}{z_j - z_{j-1}}, \quad c_j = -E_j \lambda e_{j+\frac{1}{2}}^{k+1} \frac{1}{z_{j+1} - z_j} + \frac{\Delta t U e_j^{k+1}}{Ce_j^{k+1} (z_{j+1} - z_j)}, \quad b_j = 1 - a_j - c_j, \quad h_j = T_j^k, \quad j=2, \dots, J_k - 1;$$

$$a_j = -\left(E_j \lambda e_{j-\frac{1}{2}}^{k+1} \frac{1}{z_j - z_{j-1}} + \frac{U e_j^{k+1} \Delta t}{(z_j - z_{j-1}) Ce_j^{k+1}} \right), \quad b_j = 1 - a_j, \quad c_j = 0,$$

$$h_j = T_j^k + E_j \text{Bottomflux}(t), \quad j=J_k.$$

因而(A12)~(A14)式可写为

$$\begin{cases} b_1 T_1^{k+1} + c_1 T_2^{k+1} = h_1, j=1; \\ a_j T_{j-1}^{k+1} + b_j T_j^{k+1} + c_j T_{j+1}^{k+1} = h_j, j=2,3,\dots,J_k-1; \\ a_{J_k} T_{J_k-1}^{k+1} + b_{J_k} T_{J_k}^{k+1} = h_{J_k}, j=J_k. \end{cases} \quad (\text{A15})$$

(ii) 垂向一维非饱和土壤水方程离散

基于(i)中的土壤分层, 土壤含水量定义在每层节点深度 $z_j (j=1,2,\dots,J_k)$ 处, 而土壤水导水率 $K(\theta)$, 水分扩散率 $D(\theta)$ 和土壤水通量 q 均定义在界面深度处, 土壤水通量 q 取向向下为正方向(图 A1). 方程组(2)中土壤水方程的全隐式差分离散格式为

$$\frac{\theta_j^{k+1} - \theta_j^k}{\Delta t} = \frac{D_{j+\frac{1}{2}}^{k+1} \left(\frac{\theta_{j+1}^{k+1} - \theta_j^{k+1}}{z_{j+1} - z_j} \right) - K_{j+\frac{1}{2}}^{k+1} + q_{j-\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta z_j} - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{(\theta_i)_j^{k+1} - (\theta_i)_j^{k+1}}{\Delta t}, j=1, \quad (\text{A16})$$

$$\frac{\theta_j^{k+1} - \theta_j^k}{\Delta t} = \frac{D_{j+\frac{1}{2}}^{k+1} \left(\frac{\theta_{j+1}^{k+1} - \theta_j^{k+1}}{z_{j+1} - z_j} \right) - D_{j-\frac{1}{2}}^{k+1} \left(\frac{\theta_j^{k+1} - \theta_{j-1}^{k+1}}{z_j - z_{j-1}} \right) - K_{j+\frac{1}{2}}^{k+1} + K_{j-\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta z_j} - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{(\theta_i)_j^{k+1} - (\theta_i)_j^{k+1}}{\Delta t}, j=2,3,\dots,J_k-1, \quad (\text{A17})$$

$$\frac{\theta_j^{k+1} - \theta_j^k}{\Delta t} = \frac{0 - D_{j-\frac{1}{2}}^{k+1} \left(\frac{\theta_j^{k+1} - \theta_{j-1}^{k+1}}{z_j - z_{j-1}} \right) + K_{j-\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta z_j} - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{(\theta_i)_j^{k+1} - (\theta_i)_j^{k+1}}{\Delta t}, j=J_k. \quad (\text{A18})$$

令

$$\alpha_1 = 0, \beta_1 = 1 + \frac{\Delta t D_{\frac{3}{2}}^{k+1}}{\Delta z_1 (z_2 - z_1)}, \gamma_1 = -\frac{\Delta t D_{\frac{3}{2}}^{k+1}}{\Delta z_1 (z_2 - z_1)}, \delta_1 = \theta_1 - \frac{\Delta t}{\Delta z_1} \left(K_{\frac{3}{2}}^{k+1} - q_{\frac{1}{2}}^{k+1} \right) - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{(\theta_i)_j^{k+1} - (\theta_i)_j^{k+1}}{\Delta t};$$

$$\alpha_j = -\frac{\Delta t D_{j-\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta z_j (z_j - z_{j-1})}, \beta_j = 1 + \frac{\Delta t D_{j+\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta z_j (z_{j+1} - z_j)} + \frac{\Delta t D_{j-\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta z_j (z_j - z_{j-1})}, \gamma_j = -\frac{\Delta t D_{j+\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta z_j (z_{j+1} - z_j)},$$

$$\delta_j = \theta_j^k - \frac{\Delta t}{\Delta z_j} \left(K_{j+\frac{1}{2}}^{k+1} - K_{j-\frac{1}{2}}^{k+1} \right) - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{(\theta_i)_j^{k+1} - (\theta_i)_j^{k+1}}{\Delta t}, j=2,3,\dots,J_k-1;$$

$$\alpha_{J_k} = -\frac{\Delta t D_{J_k-\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta z_{J_k} (z_{J_k} - z_{J_k-1})}, \beta_{J_k} = 1 + \frac{\Delta t D_{J_k-\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta z_{J_k} (z_{J_k} - z_{J_k-1})}, \gamma_{J_k} = 0;$$

$$\delta_{J_k} = \theta_{J_k}^k + \frac{\Delta t}{\Delta z_{J_k}} K_{J_k-\frac{1}{2}}^{k+1} - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{(\theta_i)_j^{k+1} - (\theta_i)_j^k}{\Delta t}.$$

因此, 方程(A16)~(A18)可写为如下方程组:

$$\begin{cases} \beta_1 \theta_1^{k+1} + \gamma_1 \theta_2^{k+1} = \delta_1, j=1; \\ \alpha_j \theta_{j-1}^{k+1} + \beta_j \theta_j^{k+1} + \gamma_j \theta_{j+1}^{k+1} = \delta_j, j=2,3,\dots,J_k-1; \\ \alpha_{J_k} \theta_{J_k-1}^{k+1} + \beta_{J_k} \theta_{J_k}^{k+1} = \delta_{J_k}, j=J_k. \end{cases} \quad (\text{A19})$$

3 运动界面方程离散

假设土壤层的温度连续变化. 把 t_k 时刻第 j 个冻结或融化界面的位置 $s_j(t_k)$ 记为 s_j^k , 在土壤分层结构中的位置如图(A2)所示, 运动界面方程(5)的离散方式为

$$\pm Q^{k+1} \left(\frac{s_j^{k+1} - s_j^k}{\Delta t} \right) = \lambda_{j1+1/2}^{k+1} \frac{T_{j1}^{k+1} - T_f}{s_j^k - z_{j1}} - \lambda_{j1+3/2}^{k+1} \frac{T_f - T_{j1+2}^{k+1}}{z_{j1+2} - s_j^k}. \quad (\text{A20})$$

图 A2 模拟冻结/融化界面的自适应网格