文章编号:1007-9432(2003)06-0647-04

雪层中水热耦合迁移模型的建立

邢述彦,郑秀清

(太原理工大学 建筑与环境工程学院,山西太原 030024)

摘 要:建立了雪层中水、热耦合迁移模型,利用该模型分析了水、热、溶质交换的复杂的物理 过程及雪层对土壤表面能量传输、水分迁移的影响,可用于预测冻融期积雪层的物理变化过程及雪 层对土壤水热状况的影响。

关键词:雪层;水热耦合迁移;仿真模型 中图分类号:S161.6 文献标识码:A

在我国北方大部分地区,季节性冻融期土壤表 层常覆盖有一定厚度的积雪,积雪层有时可延续2 ~3个月。雪的存在犹如一床大棉被,将大地严严 实实地封存起来,对下伏土壤中热量的传输具有很 大影响。积雪消融后,融雪水向下入渗,对土层的水 量平衡产生作用。同时,积雪本身也在进行着一系 列物理的积累、压密、消融等变化过程,其中的水、热 迁移是一个重要的物理过程。为了更好地体现水、 热、溶质交换的复杂的物理过程,预测冻融期大田土 壤水热状况,建立了雪层中水、热耦合迁移模型,该 模型包括了积雪层中的净辐射、潜热和显热、降雨引 起的热迁移以及雪层内热储量的变化,并分析了雪 层的加厚及压密规律、融雪水在雪中的运动及下渗 规律。在该模型描述的系统中,积雪层厚度随降雪 和融化而变化,所以模型中的雪层是一个动力学组 分。雪层中能量和水分输入是由上部边界即地表附 近(距地表大约2m范围内的气象条件)及底部边 界即土壤条件决定的,上、下边界决定了雪层内部的 动力作用过程。该模型由3部分组成,即雪层中能 量平衡方程、水量平衡方程和边界条件。

1 积雪层内的能量平衡

1.1 雪层内的能量平衡方程

根据能量平衡原理,在垂向一维条件下,雪层中 每个节点的能量平衡方程必须满足如下条件,即进 入每一层的净能量通量等于雪层内温度的变化。对 于积雪内的一个无限薄层来说,描述能量平衡的二 阶偏微分方程为

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_{\rm sp} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + S = \rho_{\rm sp} c_{\rm i} \frac{\partial \theta}{\partial t} + \rho_{t} u_{t} \frac{\partial \varphi_{\rm w}}{\partial t} + u_{\rm s} \left(\frac{\partial \rho_{\rm m}}{\partial t} + \frac{\partial q_{\rm m}}{\partial z} \right) . \tag{1}$$

式中: $\frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_{sp} \frac{\partial \theta}{\partial t} \right)$ 为雪层内的热传导,W/m³;S为 源/汇项,W/m³; $\rho_{sp} c_i \frac{\partial \theta}{\partial t}$ 为温度升高储存的能量, W/m³; $\rho_{L} u_i \frac{\partial w_{sp}}{\partial t}$ 为融化雪所需的的潜热,W/m³; $u_s \left(\frac{\partial \rho_m}{\partial t} + \frac{\partial q_m}{\partial z} \right)$ 为升华潜热,W/m³.

以上各项中的变量为:z从地表计算的雪层厚 度,m; λ_{sp} 雪层的热导率,W/m・ \mathbb{C} ; θ 雪层的温 度, \mathbb{C} ; u_s 升华潜热,2835 kJ/kg; u_i 融化潜热,335 kJ/kg; q_m 水汽传输通量,kg/m²・s; ρ_{sp} 雪层中冰的 密度,kg/m³;c冰的比热,J/kg・ \mathbb{C} ;t时间,s; ρ_i 液 态水密度,1000 kg/m³; φ_w 雪中液态水的体积分 数; ρ_v 雪层中的水汽密度,kg/m³.

式(1)中的热迁移机理包括热传导和水汽迁移。 能量储存项包括温度增加和融化潜热。液态水引起 的热对流在雪层水量平衡的计算中加以考虑。

1.2 方程中各项的确定

1.2.1 热传导

雪层内能量传导的主要机理是冰晶之间和冰晶 内部的热传导。许多研究者的实验研究结果表明, 尽管雪晶体的几何形状对热传导有影响,但雪的热 传导主要与其密度有关,其关系式为^[1]

$$k_{
m sp} = a_{
m sp} + b_{
m sp} (
ho_{
m sp}/
ho_l) c_{
m sp}.$$

式中,*a*_{sp},*b*_{sp}和 *C*_{sp}为经验系数,其余符号同前。 1.2.2 源(汇)项

能量方程中的源(汇)项是指雪层内吸收的能量,包括积雪吸收的短波辐射和长波辐射。

1.2.3 比热

雪层吸收的能量必将引起雪层内温度的变化。 雪的体积比热可根据雪的密度 ρ_{sp}和冰的比热 c_i 计 量,冰的比热 c_i 为绝对温度的函数

 $c_i = 92.96 + 7.73T.$

根据 List(1951)的研究结果,当温度变化在 0 ~-80℃内时,由以上经验方程计算的比热在 4 J/ kg・℃之内。

1.2.4 融化潜热

当雪层处于 0℃时,雪层吸收能量必将引起冰 的融化。计算过程中假定雪层的含冰率在计算时间 步长内是恒定的,该时段内的实际融化量将在该时 段末根据雪层中质量、能量平衡原理进行调整。

1.2.5 升华潜热

升华传导的潜热是在温度梯度作用下,水汽通 过雪层传导的结果。假定雪层中的水汽密度等于作 用于冰上的水汽密度,那么它只是温度的函数。雪 层的暖端水汽密度大,于是向冷端扩散,由于水汽过 饱和,所以升华出现,同时释放潜热。冰的水汽密度 与由冰点降低方程决定的水的水汽密度有关,即

$$\rho'_{\mathrm{m}i} = \rho'_{\mathrm{m}} \exp\left[\frac{m_{\mathrm{w}}L_{\mathrm{t}}\theta}{RT}\right]$$

式中: m_w 为水的分子质量(0.018 kg/mol);R 为通 用气体常数,8.314 3 J/mol·K; ρ'_m 为水的饱和水 汽密度,kg/m³,由 Campbell 给出的近似经验表达 式确定^[2]

$$o'_{\rm m} = \frac{18}{RT} \exp(52.576\ 63 -$$

6 790.498 5/T-5.028 08 lnT). 通过雪层的水汽通量可由下式计算

$$q_m = D \frac{\partial \rho_y}{\partial z}$$
.

式中,D为水汽在雪中的有效扩散系数,其值随温度 而变化,即

$$D = D_0 \; rac{101\; 300}{p} \Bigl(rac{T}{273.\, 16}\Bigr)^{''_{
m d}}.$$

式中:D₀为在 0℃ 和 101.3 kPa 条件下,水汽在雪中 的有效扩散系数; p 为大气压, Pa; nd 为经验指数。 雪层中小薄层的升华净潜热等于水汽密度的增量减 去该层的净水汽传导。

2 雪层中的水量平衡方程

根据能量平衡计算液态水含量变化时,每个积 雪层的密度和含冰率为常数。若在计算时间步长 内,液态水含量减少,即部分液态水冻结,那么该层 密度将增加;若液态水量增加,则该层厚度减小。若 整个计算雪层全部融化了,那么融水将迂回流出雪 层,流出量用衰减系数确定,此时需对雪层的密度作 进一步调整。

2.1 雪层中液态水的出流量

由于毛细力的存在,雪层中总是持有一定数量的液态水。雪的持水量(wc)可由下式计算:

 $w_{ ext{c}} = w_{ ext{cmin}} + (w_{ ext{cmax}} - w_{ ext{cmin}}) \cdot rac{
ho_{ ext{c}} -
ho_{ ext{sp}}}{
ho_{ ext{c}}} \ , (
ho_{ ext{sp}} <
ho_{ ext{c}}).$

式中: w_{emin} 为雪层的最小持水量,压实雪层具有较小的持水量; w_{emax} 为雪的最大持水量; ρ_e 为压实雪层之上雪的密度, kg/m^3 。

雪的渗透性变化非常大,且不易确定。因此,当 雪层中液态水超出其本身持水量(w_c)之后,多余的 液态水将缓慢从雪层中排出。对厚度为 d_{sp}的雪层 来说,液态水排出的最长时间为^[1]

 $t_{\text{wmax}} = t_{L1} [1 - \exp(-0.025 d_{sp} / \rho_{sp})].$ 式中: t_{L1} 为最大允许滞后时间 h. 实际液态水的出流 时间取决于雪层中的剩余水量(超出持水量的部 分),并可由下式确定

$$t_{\rm w} = rac{t_{
m wmax}}{100t_{1.2}h+1} \, .$$

式中:h 为剩余水量深度,m;t_{L2}为经验系数,cm⁻¹. 雪层出流量由下式计算

$$W_{\rm o} = rac{W_{
m sp} + h_{
m L}}{1 + C_{L3} \exp[C_{
m LA} h_{
m L}
ho_{
m sp} / (
ho_{
m l} d_{
m sp})]} \, .$$

式中:h_L为雪层中滞后的剩余水量的深度 m;W_{sp}为储存的剩余水量,m;C_{L3}和 C_{L4}为经验系数。

2.2 雪层的密度变化

由于雪的压实、下沉及其中水汽迁移等作用,雪 的密度不再是常数,而是时间的函数。雪的压密是 由于上覆雪层的增厚而引起的,雪的下沉是气候条 件变化引起雪的结构变化的结果,而水汽由较高温 度区向较低温度区的迁移则是雪层中温度梯度直接 作用的结果。

2.2.1 雪层的压密作用

描述雪在荷载作用下变形速率的基本方程为

$$\frac{1}{\rho_{\rm sp}}\frac{\partial\rho_{\rm sp}}{\partial t} = \frac{m_{\rm sp}}{v} \,. \tag{2}$$

式中,msp为上覆雪层质量(用与水相对应的厘米数

表示); v 为雪的粘滞系数 cm/h,它的值随雪的温度 和密度而变化,其函数关系为^[1]

$$\nu = \frac{1}{C_1} \exp[-0.08\theta + C_2 \rho_{\rm sp} / \rho_{\rm l}].$$
(3)

式中: C_1 为单位时间内,在与水相当的单位厚度雪层的作用下,雪的密度的变化; C_2 为经验系数,($C_2 \approx 21.0$); θ 为摄氏温度。

将式(3)代入式(2),得

$$\frac{1}{\rho_{\rm sp}}\frac{\partial W_{\rm sp}}{\partial t} = C_1 m_{\rm sp} \exp[0.08\theta - C_2 \rho_{\rm sp}/\rho_{\rm l}].$$

该式定义了已知雪层温度和密度条件下,单位时间 内与施加荷载相对应的雪层的密度的增量。

2.2.2 雪的下沉

降雪后,水分子向着新雪层运动到冰晶表面,经 过所谓的变质作用改变了冰晶的形状。根据热力学 观点,冰晶向着减小表面积与体积之比的最小自由 能方向运动。新降雪的晶体通常具有较大的比表面 积。变质作用将雪的星形状晶体变为圆形,在此过 程中,雪下沉,体积减小并伴随密度增加。在降雪后 的早期阶段,这种作用更为显著。雪的这种变化将 一直进行到雪的密度达到稳定值 150 kg/m³ 时为 止。Anderson(1976)建立了如下由于下沉而引起 的雪层密度变化的关系式

$$\frac{1}{\rho_{\rm sp}} \frac{\partial \rho_{\rm sp}}{\partial t} =$$

 $(C_3 \exp(C_4 \theta)),$

 $C_3 \exp(C_4 T) \exp[-46(\rho_{sp} - \rho_d)], \rho_{sp} > \rho_d.$ 式中, C_3 为雪层温度为 0℃,雪层密度小于 ρ_d 时,雪的下沉速率; C_4 为经验系数。

 $ho_{
m sp} <
ho_{
m d}$;

液态水的存在将增加下沉速率,所以当雪中存 在液态水时,下沉率的计算还需乘以一个大于等于 1.0 的因子 C₅.

3 雪层的大气边界条件

雪层的上边界条件是雪、气交界面,雪层中水热 特性主要是由上边界控制的。进入雪层的太阳辐射 是影响雪层动态特征的主要能源。投射在地表的总 太阳辐射(S_t)由直射(S_b)和散射(S_d)两部分组成。 直射和散射的吸收和传导方式有很大差异,需要分 别确定。

3.1 进入到雪层中的太阳辐射

由于雪层中冰晶的多次反射和散射,投射到积 雪的绝大部分太阳辐射都返回到大气。在雪层厚度 较大的地方,进入到积雪中的净太阳辐射绝大部分 被顶部雪层吸收,下部吸收的较少。在雪层比较薄的地方,净辐射除被雪吸收外,还有部分辐射穿过雪 层进入下伏土层并由土壤吸收。

进入到雪层中的净辐射主要取决于投射到地表 的太阳辐射及雪的反射率,由下式计算

$$S_0 = (S_s - S_d)(1 - \alpha_{sp}).$$

式中,S₀ 地表的净短波辐射通量,W/m²;a_{sp}积雪反 射率,其值取决于雪的颗粒大小、密度、太阳照射角 度和雪层厚度。我国北方地区雪层厚度通常较小。 如果地表平坦,雪层覆盖均匀,则薄雪层的反射系数 可由下式计算

$$\alpha'_{\rm sp} = \frac{1 - x(1 - y)/2}{1 + x(1 - y)/2} \,.$$

式中,

$$x = 2\left(\frac{1-\alpha_{\rm sp}}{1+\alpha_{\rm sp}}\right),$$
$$y = \frac{e^{-ud_{\rm sp}}\left[1-\alpha+x\left(\frac{1-\alpha}{2}-1\right)\right]}{x\left(\frac{1-\alpha}{2}-1\right)\cosh(ux)-(1-\alpha)\sinh(ux)}.$$

其中,α为下伏土壤的反射率;d_{sp}为雪层厚度,cm; 为辐射穿过积雪时的消光系数。在深度为 Z 处,净 太阳辐射通量可表述为

$$S_z = S_0 e^{-uz}.$$

式中辐射穿过积雪时的消光系数由下式计算[1]。

$$v = C_v (\rho_{\rm sp} / \rho_t) d_S^{-\frac{1}{2}}.$$

式中,C。为经验系数。

3.2 雪层的长波辐射

大气和雪层之间的净长波辐射交换是能量平衡的一个重要组成部分,由大气放出的长波辐射可由 Stefan-Boltzman 定律计算

$$L_a = \varepsilon_a \sigma T^4$$
.

式中: ϵ_a 为大气辐射率; σ 为 stefan-Boltzman 常数, 5.669 7×10⁻⁸.

晴朗天空大气的辐射率由下式计算[3]

$$\epsilon_{\rm a} = 1 - \alpha_{\epsilon} {\rm e}^{-b_{\epsilon} \theta_{\rm a}^2}.$$

式中: θ_a 为摄氏气温; α_{ϵ} 和 b_{ϵ} 为计算晴朗天空辐射 率的经验系数,分别为 0.261 和 7.77×10⁻⁴ \mathbb{C}^{-2} .

阴天的辐射率接近于 1.因此多云天气的辐射 率在晴朗天空辐射率和 1 之间变化,其值取决于云 的覆盖率 C,即^[4]

$$\mathbf{\epsilon}_{ac} = \mathbf{\epsilon}_{a} + C \left(1 - \mathbf{\epsilon}_{a} - \frac{4\Delta\theta}{\theta_{a}} \right)$$

式中,Δθ是气温和云的本底温度之差。假定对某天

而言,云的覆盖率为常数,则 C 可根据总短波传导 系数 K 估算^[2]。即

C = 2.4 - 4K.

晴朗天空的 K>0.6, 而完全被云覆盖时 K<0.35.

在雪表面的净长波辐射通量取决于从大气吸收 的辐射通量和地表的辐射。假定长波吸收率等于辐 射率,则积雪的净辐射为

$$L_{\rm sp} = \varepsilon_{\rm sp} (L_{\rm a} - \sigma T^4).$$

式中:L_{sp}为雪层表面的净长波辐射通量;T为雪的 绝对温度;L_a为投射到雪表面的长波辐射。

本文所建立的有具物理基础的雪层中水热耦合 迁移模型较好地体现了雪层中水、热交换的复杂的 物理过程,有助于我们更好地理解季节性冻融过程 中雪层覆盖下的冻融土壤系统。该模型可用于预测 冻融期积雪层的物理变化过程及雪层对土壤水热状 况的影响。

参考文献:

- [1] Anderson E A. A point energy and mass balance model of a snow cover[R]. U S Dept of commerce, National oceanic and atmospheric administration, national weather service, NOAA technical report NWS 19,1976:150.
- [2] Campbell G S. An introduction to environmental biophysics[M]. New York; Springer-Verlag, 1977; 159.
- [3] Idso S B, Jackson R D. Thermal radiation from the atmosphere[J]. Jour of geoph res, 1969, 74(23): 5 397-5 403.
- [4] Bristow K L, Campbell G S, Saxton K E. An equation for separating daily solar radiation irradiation into direct and diffuse components[J]. Agric and for meteor, 1985, 35:123-131.

[5] 郑秀清.水分在季节性冻土中的运动[J].太原理工大学学报,1998,29(1):62-66.

The Coupled Numerical Model of Water and Heat Transfer in Snow Layer

XING Shu-yan , ZHENG Xiu-qing

(College of Civil & Environmental Engineering of TUT, Taiyuan 030024, China)

Abstract: This paper constituted the model of coupled water and heat transfer in snow layer. The model described the physics process of water, heat and solute exchange, and the influences of snow layer on energy transfer and moisture migration of overlying soil. It can be used for estimating the physics variety process of snow layer during winter and spring and its influence on farmland.

Key words: snow layer; coupled transfer of water and heat; numerical model

(编辑:任万森)