

王伟,赵坚,陈孝兵,等. 基于 VS2DH 的低温水入渗模型验证及热弥散研究[J]. 江苏农业科学,2013,41(6):296-300.

基于 VS2DH 的低温水入渗模型验证及热弥散研究

王伟¹, 赵坚¹, 陈孝兵¹, 邓春生²

(1. 河海大学水利水电学院, 江苏南京 210098; 2. 浙江省宁波市水利水电规划设计研究院, 浙江宁波 315192)

摘要: 研究低温水入渗土壤时的温度变化规律, 进行模型验证和敏感性分析。利用土体流-固-热耦合试验系统控制入渗水温和水头, 对一维水平土柱进行低温水入渗试验, 观测土柱长度方向上 12 个观测点的温度变化过程, 对所建多孔介质水热运移模型的求解结果进行对比验证, 基于验证结果利用 VS2DH 进行一维土柱低温水入渗模拟, 对渗透率、孔隙率和弥散系数等热运移影响因素进行敏感性分析。结果表明, 模型可以准确模拟不同入渗水温和水头条件下的土壤渗流场和温度场变化; 渗透率是影响低温水入渗时热运移的主要因素, 影响程度约为孔隙率和弥散系数的 2 倍; 弥散系数对热运移的影响在渗透率大于和小于 0.2 mm/s 时呈现相反趋势。

关键词: 低温水; 入渗; 水热运移; 模型验证; 敏感性分析; 热弥散

中图分类号: TV138 **文献标志码:** A **文章编号:** 1002-1302(2013)06-0296-05

我国高坝较多, 蓄水后由于水体体积和过水面积大, 水流较缓, 导致库水垂向水温分布呈现不同的分层, 从上到下依次为表温层、跃温层和滞温层, 其中滞温层水温变化小^[1], 且常年维持在 5~12℃ 的较稳定低温状态, 学术界将这种相对于天然河道水温度较低的库水称为“水库低温水”(以下简称低温水)^[2]。水库下层低温水经引水发电下泄至河道, 入渗到两岸, 引起该区域温度场的改变, 直接威胁相关生物的生存^[3]。若以低温水作灌溉水源, 则会引起灌区土壤温度的下降, 抑制农作物生长, 导致减产甚至绝收。同样, 低温水对土壤中的微生物代谢活动存在较大抑制作用, 不利于生态系统的良性循环^[4]。因此, 以低温水入渗土壤为切入点, 研究土壤内部水热运移规律, 为采取合理的补救措施提供理论依据, 对进一步改善低温水入渗地区的动植物生存条件有着积极意义, 具有重要的学术和应用价值。目前在地下水方面, 针对水热及溶质运移的数值模拟软件较多, 其中由美国地质调查局开发的 VS2DH, 因为其前、后处理简单简洁, 模拟结果准确、能够动态显示模拟结果, 在国外应用较多。本研究利用 VS2DH 软件模拟了低温水入渗土壤时的温度变化过程, 并用室内试验实测数据进行模型验证, 进而评价所建数学模型模拟低温水入渗的可靠性及准确度。在模型验证的基础上, 对水热运移的影响因素进行敏感性分析, 并针对不同渗透条件下热弥散对水热运移的影响做进一步探讨。

1 材料与方法

1.1 仪器与设备

收稿日期: 2013-03-28

基金项目: 国家自然科学基金(编号: 51279045); 国家公益性行业(水利)科研专项(编号: 200901070); 江苏省研究生科研创新计划(编号: B10050, CXLX11-0445, CXZZ12-0246)。

作者简介: 王伟(1987—), 男, 硕士研究生, 研究方向为河流生态水文。E-mail: syauw@126.com。

通信作者: 赵坚, 博士, 教授, 博士生导师, 研究方向为地下水环境。E-mail: zhaojian@hhu.edu.cn。

仪器和设备(图 1)主要有 4 部分: (1) 高精度恒温水循环系统, 提供 5~80℃ 范围的恒温水; (2) 水位升降控制台, 提供 1~3 m 的恒定水头; (3) 多功能人工气候控制箱, 通过箱外电子控制装置可以控制箱内温度和湿度; (4) 三维渗流量-压力-温度-水分模拟信号自动采集仪, 对 Pt100 温度传感器、HM10 高精度压力传感器和 TDC220 土壤水分传感器所测温度、压力和水分数据进行实时自动采集和保存。

一维土柱模型(图 2), 采用有机玻璃圆筒, 长 120 cm, 直径 20 cm。土柱长 88 cm, 两端各预留 16 cm, 放置粗沙、卵石, 使低温水平稳进入土柱。试验所用土料为沙土, 中值粒径为 0.68 mm, 不均匀系数为 0.5, 经风干、去除杂物, 过孔径为 2 mm 的筛, 均匀装入模型。

准确观测土壤中温度变化是分析水热运移规律的基础。本试验在土柱一侧埋设 12 个温度传感器, 距低温水入渗端的距离依次为 2、10、20、28、32、38、46、56、64、68、74、82 cm, 通过采集仪与电脑相连, 实时采集并记录温度数据。

1.2 试验方法

在试验开始之前, 将土柱置于多功能人工气候控制箱内, 箱内温度控制为 20℃。首先将土柱竖直放置, 用 20℃ 水使土柱缓慢饱和, 以保证土柱内部空气充分排出, 再将土柱出水口封闭, 将土柱水平放置, 抬高出水位置, 使出水位置高于水平土柱任一点, 保证整个土柱始终处于饱和状态。通过高精度恒温水循环系统制备试验所需的低温水, 由水位升降控制台调节供水水头, 并使其达到稳定。当水温和流量稳定后, 打开入渗点阀门, 开始入渗试验, 信号采集仪每 3 s 采集并记录一次温度数据, 数据实时显示系统自动绘制各点温度变化曲线, 当最后一个观测点(12 号传感器)温度稳定时, 表明试验达到稳态, 试验结束。

2 结果与分析

2.1 低温水入渗数值模拟

2.1.1 VS2DH 简介 VS2DH 是由美国地质调查局于 20 世纪 90 年代在 VS2DT 软件基础上开发的, 用以解决变饱和和多孔介质水热运移问题。VS2DH 界面简单明了, 用户可以轻松

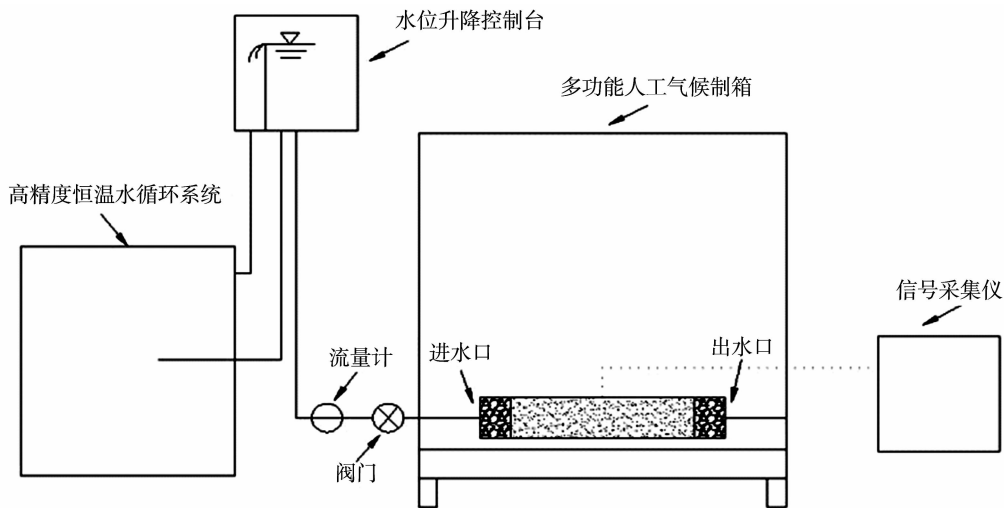


图1 试验装置构造图

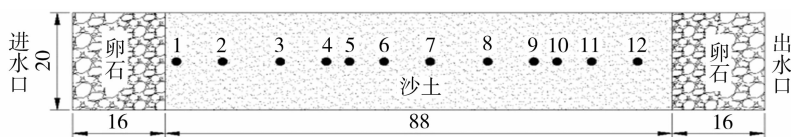


图2 一维土柱模型（单位：cm）

地完成建模,设置和改变模型大小、多孔介质参数、初始条件、边界条件以及网格划分和观测点布置。模拟结果可以动画形式显示总水头、压力水头、饱和度、温度、流速,并生成结果文件以便进一步分析^[5]。

VS2DH 增加了对流-弥散方程,不仅可以模拟液体和溶质运移,而且可以对单相液态水的能量传输进行描述,求解所用的方法为有限差分法,可以在笛卡尔坐标系或极坐标系内分析一维和二维问题。液体温度的变化直接影响着黏滞系数,黏滞系数又是流体运动方程中的重要参数,在 VS2DH 中,通过温度变量耦合了能量传输方程和流体运动方程,可以较好地模拟多孔介质水热运移问题。

2.1.2 多孔介质水热运移基本方程

2.1.2.1 水分运动方程 VS2DH 中求解流场所用的非线性流动方程如下:

$$\left[\rho v \frac{\partial \theta}{\partial h} + spvg \left(\theta \frac{\partial \rho}{\partial P} + \frac{\partial \theta}{\partial P} \right) \right] \frac{\partial H}{\partial t} - \rho \sum_{k=1}^{\hat{m}} A_k K K_r(h) \frac{\partial H}{\partial n_k} - \rho q v = 0 \quad (1)$$

式中: ρ 为密度, kg/m^3 ; s 为饱和度; θ 为孔隙率; t 为时间, s ; q 为体积源汇项, s^{-1} ; v 为单元体体积, m^3 ; h 为压力水头, m ; \bar{P} 为孔隙平均气压, Pa ; $K_r(h)$ 为相对导水系数,是压力水头 h 的函数; K 为饱和渗透系数, m/s ; g 为重力加速度, m/s^2 ; H 为总水头, m ; \hat{m} 为单元体面数; A_k 为单元体第 k 个面, n_k 为这个面的法向。

在 VS2DH 中,由于温度和水的黏滞性、饱和和渗透系数相关,因此将 K 写为关于温度的方程如下:

$$K = \rho g k / \mu(T) \quad (2)$$

式中: k 是固有渗透率, m^2 ; μ 为黏滞系数, $\text{N} \cdot \text{s}/\text{m}^2$ 。黏滞系数可通过方程(3)计算:

$$\mu(T) = 0.000\,024\,14 \times 10^{[247.8/(T+133.16)]} \quad (3)$$

虽然水的密度和温度有关,但在 VS2DH 中视为常数,因

为在非稳定饱和条件下典型的水压力和温度范围内,密度所受影响远不及黏滞系数。

2.1.2.2 热量运移方程 在 VS2DH 中,蒸气相和流体相的密度变化在模拟中可以忽略不计,因此液体被假定为单相、密度恒定的。能量传输实际是对流-弥散方程的一种形式,其理论基于一定体积多孔介质中能量存储的改变,入流液体温度的不同,能量的传导及弥散都会引起能量存储的改变。以温度作为独立变量的能量对流-传导-弥散方程(CCD 模型)可表示如下:

$$\frac{\partial}{\partial t} [\theta C_w + (1 - \phi) C_s] T = \nabla \cdot K_T(\theta) \nabla T + \nabla \cdot \theta C_w D_H \nabla T - \nabla \theta C_w v T + q C_w T^* \quad (4)$$

式中: t 为时间, s ; θ 为含水量; C_w 为水的比热容, $\text{J}/(\text{m}^3 \cdot ^\circ\text{C})$; ϕ 为孔隙率; C_s 为干燥固态物质的比热容, $\text{J}/(\text{m}^3 \cdot ^\circ\text{C})$; T 为温度, $^\circ\text{C}$; K_T 为水与固态物质之间的热传导率, $\text{W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$; D_H 为水动力弥散系数, m^2/s ; v 为流速, m/s ; q 为流体源速率, s^{-1} ; T^* 为流体温度, $^\circ\text{C}$ 。其中, $\frac{\partial}{\partial t} [\theta C_w + (1 - \phi) C_s] T$ 为一段时间后能量存储的改变值, $\nabla \cdot K_T(\theta) \nabla T$ 为热传导的能量传输, $\nabla \cdot \theta C_w D_H \nabla T$ 为热弥散的能量传输, $\nabla \theta C_w v T$ 为对流的能量传输; $q C_w T^*$ 为热量源汇项。

对流引起的能量传输源于不同温度水的运动,和溶质运移机理相同,而热传导可以看作分子扩散的一种,机理同多孔介质内的液体流动类同^[7],因为热传导和水力传导相似,水头梯度和温度梯度相似^[7]。热传导与含水量有较大关系,在 VS2DH 中,假设热传导在残余含水量与饱和含水量之间的范围内与含水量呈线性关系。

2.1.3 模型参数

2.1.3.1 土壤物理参数 对于饱和情况下的入渗,影响渗流

场的土壤物理参数只有渗透系数,因此在试验结束后需要对土壤的渗透系数进行测量。首先停止低温水入渗,并将恒温水循环系统控制温度设为 20 ℃,使其与气候箱内温度相同,以免影响测量结果;然后封堵一维土柱进水口和出水口,将其竖直立于气候箱,待温度恢复至 20 ℃;当土柱温度恢复后,从进水口通入 20 ℃ 水,通过变水头法测量土壤渗透系数。通过

多次测量并取平均值,测得渗透系数为 4.825 mm/s。
2.1.3.2 土壤热量运移模拟参数 VS2DH 土壤热量运移模拟所需要的物理参数主要为:土壤纵向弥散系数 D_L ,土壤横向弥散系数 D_T 、土壤固相比热容 C_s 、土壤液相比热容 C_w 、残余水分条件下的固液热传导率 KT_r 以及饱和条件下的固液热传导率 KT_s ,具体参数值见表 1。

表 1 土壤热特性参数

| D_L (m) | D_T (m) | C_s [J/(m ³ ·℃)] | C_w [J/(m ³ ·℃)] | KT_r [J/(m·s·℃)] | KT_s [J/(m·s·℃)] |
|--------------|--------------|----------------------------------|----------------------------------|-----------------------|-----------------------|
| 0.095 | 0.009 5 | 2 180 000 | 4 180 000 | 1.5 | 1.8 |

2.1.4 定解条件

2.1.4.1 初始条件 与试验条件相同,假设土柱初始含水率、土壤温度为均匀分布,则水分和温度的初始条件为:

$\theta(x,y,0) = \theta_0 \quad 0 \leq x \leq 88 \text{ cm}; 0 \leq y \leq 20 \text{ cm} \quad (5)$

$T(x,y,0) = T_0 \quad 0 \leq x \leq 88 \text{ cm}; 0 \leq y \leq 20 \text{ cm} \quad (6)$

式中: θ 、 T 分别为土柱内土壤的初始含水率 (cm³/cm³)、土壤初始温度 (℃)。

2.1.4.2 边界条件 计算区域的上边界 ($x=0$) 为进水边界,与试验相同,给定水头及入水水温,边界为第一类边界条件 (Dirichlet 边界),即:

$h(0,y,t) = H_0 \quad 0 \leq y \leq 20 \text{ cm}; 0 \leq t \leq 4\,200 \text{ s} \quad (7)$

$T(0,y,t) = T_0 \quad 0 \leq y \leq 20 \text{ cm}; 0 \leq t \leq 4\,200 \text{ s} \quad (8)$

式中: h 和 T 分别表示水头和水温。

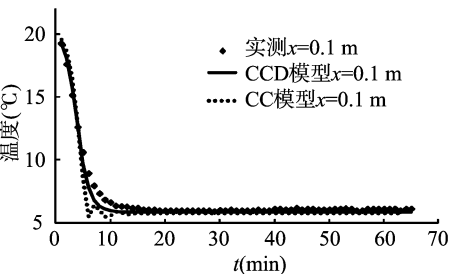
模拟计算区域的上下边界 ($y=0$ 和 $y=20$) 处,为不透水绝热边界,即零通量边界,为第二类边界条件 (Neumann 边界条件):

$-K(h)\frac{\partial h}{\partial y} = 0 \quad y=0 \text{ 或 } 20 \text{ cm}, 0 \leq x \leq 88 \text{ cm}, t > 0 \quad (9)$

$\frac{\partial T}{\partial y} = 0 \quad y=0 \text{ 或 } 20 \text{ cm}, 0 \leq x \leq 100 \text{ cm}, t > 0 \quad (10)$

模拟计算区域的右边界 ($x=88$),为自由出流边界,为第一类边界条件,即:

$\frac{\partial h}{\partial x} = 0 \quad x=88, 0 \leq y \leq 20 \text{ cm}, t > 0 \quad (11)$



2.2 水热运移模型验证及敏感性分析

2.2.1 模型验证 利用 VS2DH 对数学模型进行求解,温度观测点、模型初始条件及边界条件设置均与试验完全一致,便于温度模拟值与试验实测值进行对比。对模拟计算区域进行求解,计算 4 个工况 (如表 2 所示),计算时间与试验观测时间相同,每隔 1 min 取一次观测点温度值,对比模拟值和实测值,评价 VS2DH 的模拟准确性。

表 2 工况初始条件及计算时间

| 工况编号 | 入渗水头 (m) | 入渗水温 (℃) | 观测时间 (min) |
|------|-------------|-------------|---------------|
| A1 | 1.477 | 5.74 | 65 |
| A2 | 1.934 | 8.33 | 36 |
| A3 | 1.804 | 11.22 | 35 |
| A4 | 1.740 | 13.98 | 35 |

对于 A1,分别取观测点 2 ($x=0.1 \text{ m}$)、观测点 5 ($x=0.32 \text{ m}$)、观测点 8 ($x=0.56 \text{ m}$)、观测点 11 ($x=0.82 \text{ m}$) 温度模拟值与实测值对比。其中模拟计算分 2 种情况,即 CCD 模型 (对流-传导-弥散) 和 CC 模型 (对流-传导),温度随时间变化的曲线如图 3 所示。从图 3 可以看出,在考虑温度弥散 (CCD 模型) 的情况下,4 个观测点模拟温度在整个变化过程中均与实测温度非常吻合,观测点距入渗点越远,温度降低

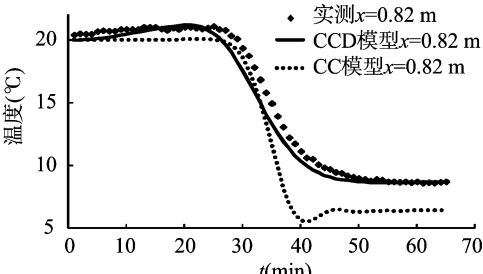
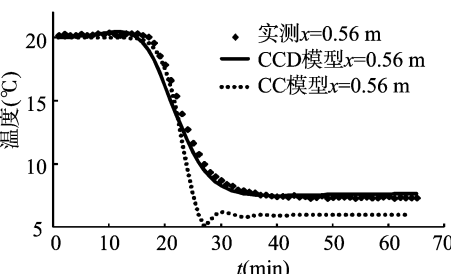
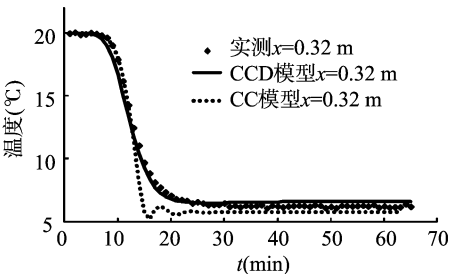


图 3 A1 模型计算温度与试验实测温度对比

越延迟,且温度降低越缓慢。无温度弥散(CC模型)情况下,模拟温度在下降过程中与实测值偏离较大,且随观测点距入渗点距离的增大而愈加显著,模拟所得温度稳定值与实测稳定值偏差增大,其中观测点 11 下降过程中偏差最大,为 5.6°C ,稳定时偏差为 2.2°C 。因此可知,在考虑温度弥散时,VS2DH 可以很好地对低温水入渗土壤的温度变化做出模拟计算,准确度较高,不考虑弥散则误差较大。

对于 4 种工况,各取观测点 2、5、8、11 进行分析,计算各测点每 1 min 内的温度下降值,得出模拟温度及实测温度随

时间的变化率,结果如图 4 所示。从温度随时间的变化率可以看出:(1)VS2DH 在考虑弥散时计算所得温度下降率曲线与实测曲线基本一致,但随着观测点距入渗点距离的增大,模拟曲线均呈现向右偏移趋势,即模拟温度下降时间点有所延缓,这可能与试验模型制作过程中土柱的不均匀有关,但误差在 3 min 以内,不影响对整体温度变化规律的判断;(2)对于同一工况,观测点距入渗点距离越远,则温度下降曲线的峰值越小,持续时间越长,即温度下降速度越慢,从初始温度到稳定温度需要的时间越长;(3)对于不同工况,同一测点,入渗

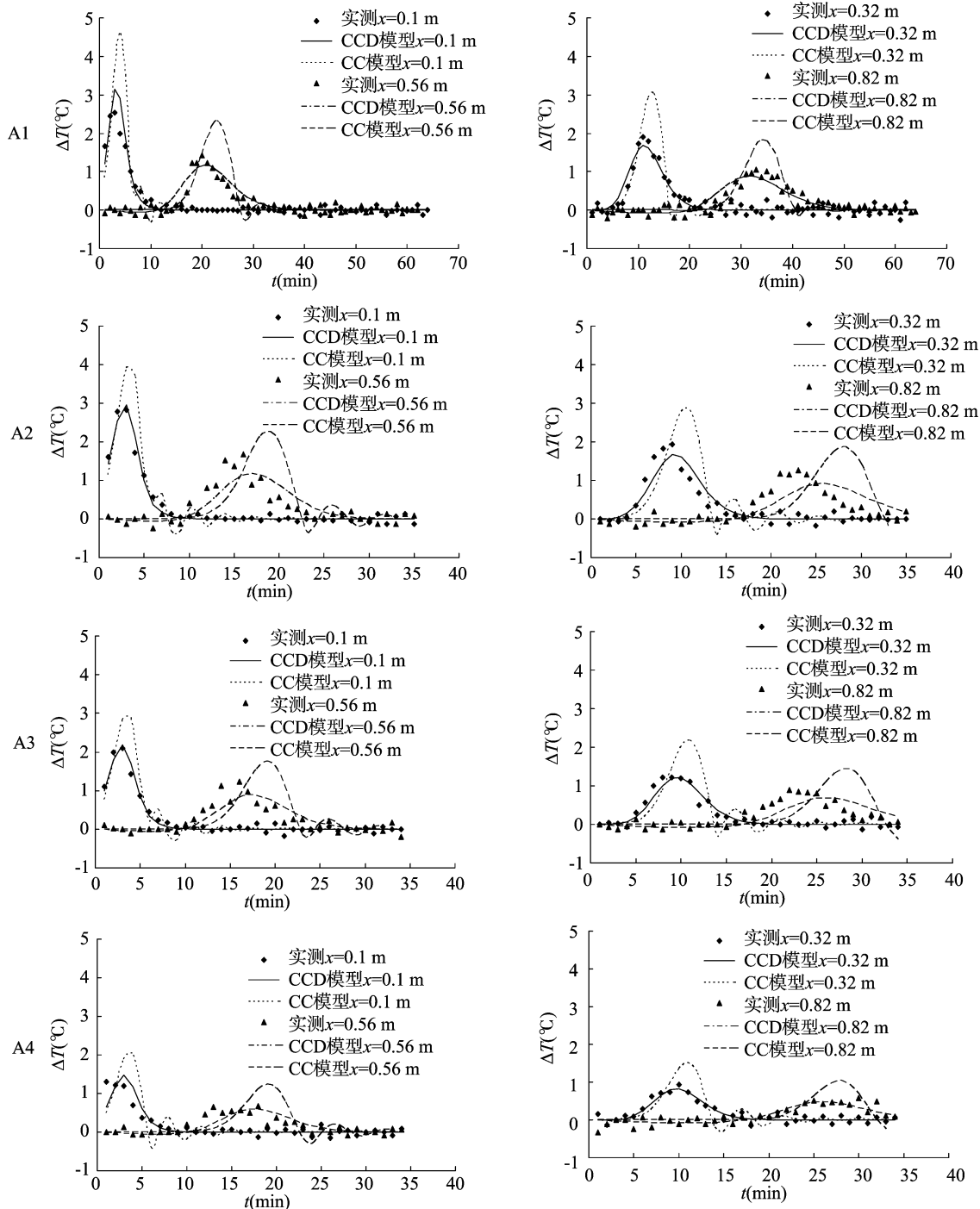


图4 4种工况下不同测点每分钟内温度变化量

温度减小,则模拟曲线向右偏移,曲线峰值降低,温度下降持续时间变长;(4)VS2DH 在不考虑弥散时,计算所得温度下降曲线与实测曲线有较大偏离,下降曲线峰值明显高于实测值,因此,对低温水入渗时的土壤温度变化进行模拟计算时,必须考虑温度弥散所产生的影响。

2.2.2 敏感性分析 在模型验证基础上,对土壤渗透率、孔隙率、弥散系数等 3 个影响多孔介质热传输的主要因素进行敏感性分析。在矩形计算区域中心取观测点,记录 $t = 600$ s 时的温度模拟值。参考点的渗透率为 0.3 mm/s ,孔隙率为 0.3 ,弥散系数为 0.1 m ,每次计算改变一个参数的 10% ,其余参数均不变,对 3 个影响因素各做 20 次计算,比较单个因素对模拟结果的影响。计算公式^[8]为:

$$X_i = \frac{x_i - x_0}{x_0} \times 100; Y_i = \frac{y_i - y_0}{y_0} \times 100\% \quad (12)$$

式中: X_i 、 Y_i 为因子和模拟结果相对变化值; x_i 、 y_i 为因子和模拟结果真实值; x_0 、 y_0 为因子和模拟结果参考值。从图 5 可见,渗透率对热传输影响最为明显,随着渗透率的减小,相同时刻观测点温度显著升高,当渗透率减小至 0.03 mm/s 时,温度较参考点升高达 70% ;反之则观测点温度显著降低,当渗透率增加 1 倍时,温度较参考点低 37.21% 。渗透率作为多孔介质渗流场的主要影响参数,决定着流速的快慢,热对流的快慢又取决于水流速度的大小,因此渗透率同样是影响热传输的关键因素。孔隙率及弥散率对热传输的影响相当,随着 2 个参数的减小,观测点温度降低。弥散系数对热传输的影响较孔隙率稍大,减小 60% 以上时,弥散系数的影响明显增大;当 2 个参数减小时,观测点温度增大,此时孔隙率对热传输的影响较弥散系数稍大。其中温度相对变化量与孔隙率相对变化量呈明显的线性负相关关系,前者约为后者的 0.16 倍。在饱和多孔介质中,孔隙率等于液相体积比,因水的比热容远大于砂和土壤,所以水的体积比越大,温度扩散越慢,热传输越慢。

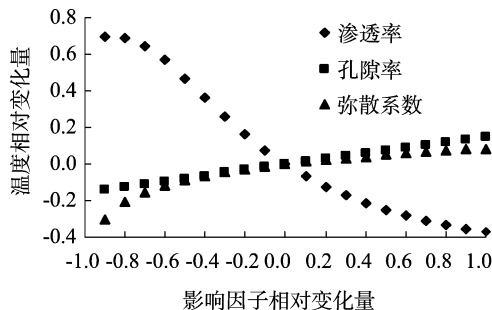


图5 敏感性分析

2.2.3 热弥散分析 采用与敏感性分析相同的研究手段,分析饱和水流条件下,不同渗流速度时,热弥散系数对热传输的影响程度。对模拟区域进行 5 组计算,渗透率分别为 0.05 、 0.10 、 0.15 、 0.20 、 0.25 mm/s 。每一组计算 20 个工况,只改变热弥散系数,从 0.01 m 至 0.2 m ,每次增加 0.01 m ,参考点为 0.1 m 。5 组计算结果对比如图 6 所示。从图 6 可以看出,当渗透率为 0.25 mm/s 时,观测点温度随弥散系数的增大而升高,即弥散系数越大,热传输越慢。结合敏感性分析数据可知,渗透率大于 0.25 mm/s 时,热传输速率与弥散系数均呈负相关关系。渗透率为 0.20 mm/s 时,观测点温度与弥散系数的相关关系发生转折,弥散系数较参考点增加 30% (0.12 m)

时,热传输速率随弥散系数的增大而增大。渗透率小于 0.20 mm/s 条件下,弥散系数与热传输速率均呈正相关关系。当渗透率减小至 0.05 mm/s 时,弥散系数对热传输影响较小,弥散系数减小 90% ,热传输速率仅减小 0.41% ,弥散系数增加 100% ,热传输速率仅增加 1.34% 。可见,在渗透系数小于一定值时,热对流和热传导占控制地位,热弥散可以忽略不计。

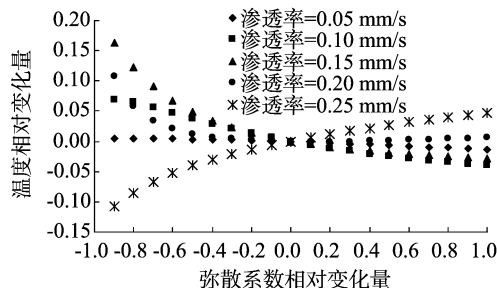


图6 不同渗透率下的热弥散

3 结论

模型计算值与试验值吻合较好,VS2DH 软件可以很好地模拟低温水入渗土壤条件下土壤温度场的变化。当高坝下游低温水入渗区土壤状况、气象条件及灌溉资料等已知时,可利用 VS2DH 对土壤温度变化情况做出模拟和预测,为采取合理有效的防低温措施提供参考,以避免低温水入渗造成的生态破坏和农作物减产,具有一定的实用价值。

敏感性分析可知,渗透率对低温水入渗饱和和土壤时热迁移的影响较弥散系数和孔隙率大,约为后者的 2 倍。弥散系数对热传输的影响随渗透率的变化而不同,在渗透率较小 (小于 0.20 mm/s) 的情况下,弥散系数与热运移速率呈正相关关系,反之则呈负相关关系,与鲁新蕊等的试验结果^[9]不同,但规律一致。本研究的试验和模拟针对的是一维情况下的低温水入渗,而实际的入渗区土壤温度变化是三维问题,因此有待将研究逐步扩展到二维和三维。

参考文献:

- [1] 贺伟伟,李 兰,张洪斌. 水库垂向水温数值模拟研究[J]. 水电能源科学,2009,27(1):109-111.
- [2] 任 杰. 水库低温水入渗条件下土壤水热运移规律研究[D]. 南京:河海大学,2011.
- [3] 钟华平,刘 恒,耿雷华. 怒江水电梯级开发的生态环境累积效应[J]. 水电能源科学,2008,26(1):52-59.
- [4] 杨 勇,赵 坚,陈孝兵,等. 河道低温水对地表水-地下水交错带温度的影响[J]. 长江科学院院报,2012,29(1):20-24.
- [5] 冯建国,李云峰,张新江,等. 变饱和带数值模拟软件 VS2DI 介绍[J]. 地下水,2007,29(1):24-27.
- [6] 张炳峰,赵 坚,陶月赞. 饱水黏性土释水响应压力规律研究[J]. 岩石力学与工程学报,2012,31:3203-3208.
- [7] 王建东,龚时宏,马晓鹏,等. 地下滴灌条件下水热运移数学模型与验证[J]. 水利学报,2010,41(3):368-378.
- [8] Sánchez - Canales M, López Benito A, Passuello A, et al. Sensitivity analysis of ecosystem service valuation in a Mediterranean watershed[J]. Science of the Total Environment,2012,440:140-153.
- [9] 鲁新蕊,龚元石. 热脉冲技术估算土壤水流通量评价[J]. 土壤学报,2011,48(5):947-956.