

热脉冲技术估算土壤水流通量评价*

鲁新蕊¹ 龚元石^{2†}

(1 中国科学院东北地理与农业生态研究所, 长春 130012)

(2 中国农业大学资源与环境学院土壤和水科学系, 北京 100193)

摘要 土壤水流通量 (J_w) 是一个重要的水力学参数, 决定着土壤渗漏、径流和化学物质的迁移过程, 但缺少相应的实际技术来进行实时定位测定。本研究通过设置室内一维饱和土壤不同水流速率下的热脉冲试验, 根据热脉冲技术测定的热源上下游温度变化, 利用上下游最大无量纲温差法 (MDTD)、上下游温度升高比率法 (T_d/T_u) 及改进的比率法估算 J_w , 并检验其可靠性。结果表明, 三种方法估算的 J_w 与通过收集出流液测定的 J_w 存在很好的线性关系 ($R^2 > 0.99$) ($J_w < 6 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$)。三种方法估算的 J_w 均低于出流液测定值, 其中 T_d/T_u 估算的 J_w 精度最高, 而且计算简单, 需要的参数相对较少。对于质地较粗的砂土, T_d/T_u 法估算的 J_w 较为准确, 但是对于质地较细的砂质黏壤土, 尤其是 J_w 较大时, 实测值和估算值差异很大, 估算误差达到 20%。此外, 本文也分析了热脉冲技术低估 J_w 的原因, 为进一步发展热脉冲技术提供依据。

关键词 水流通量; 热脉冲技术; 热传输

中图分类号 S152.7

文献标识码 A

确定土壤水流通量对于合理管理灌溉和排水, 更好地了解土壤中的渗漏、径流和化学物质的迁移过程及地下水的补给, 提高水分和养分的管理水平至关重要。水流通量大小依赖具体的环境条件, 具有显著的时空变异性, 实时定位测定一直是个科学难题。Byrne 等首先将热作为示踪剂来间接测定水流通量, 其大小通过水流对热探头周围温度分布的影响来反映^[1-2], 但是探头的实际尺寸较大引起探头周围流场失真, 该方法未能在实践中得以广泛应用。以 Byrne 等率先采用的技术为基础, Ren 等发展了热脉冲技术来间接估算饱和土壤的水流通量^[3-4]。热脉冲技术估算水流通量以热传输理论为基础, 以热作为示踪剂, 根据热源上下游温度的动态变化来估算。

由于热脉冲探头具有设计简单、自动化程度高、能实现同一位置连续定位测定以及对自然流场破坏性小等优点, 使得热脉冲技术成为一种非常有吸引力的工具, 近年来被广泛应用于土壤定量化研究当中^[4-10]。国内对热脉冲技术应用研究相对较少, 主要集中在土壤水热动态和基本物理特性方面的研究^[7,9-10], 在估算土壤水流通量方面的应用还没涉及到。本文介绍了热脉冲技术估算土壤水流通量的原理, 对热脉冲技术估算土壤水流通量的不同方法进行评价, 并检验了其可靠性。此外, 本文也分析了热脉冲技术低估土壤水流通量的原因, 期望热脉冲技术成为研究室内和田间土壤水分运动的崭新工具。

* 国家自然科学基金项目 (50479010) 资助

† 通讯作者, E-mail: gongys@cau.edu.cn

作者简介: 鲁新蕊 (1977-), 女, 河南驻马店人, 博士, 主要从事农业水土资源利用研究。E-mail: luxinrui@163.com
收稿日期: 2009-12-31; 收到修改稿日期: 2010-05-07

1 材料与amp;方法

1.1 热脉冲技术估算土壤水流通量的原理

本研究所用的热脉冲探头基于 Ren 等的设计^[3], 由三根长 0.04 m、直径 0.0013 m、间距 0.006 m 的空心不锈钢探针组成 (图 1)。中间探针装一线形加热丝 (40 AWG, Nichrome 80 with enamel, Pelican Wire Company Inc, Naples, FL), 加热丝电阻为 $533.13\Omega\text{ m}^{-1}$ 。两侧探针中部分别有一 K 型热电偶用来感应温度。钢针内部空隙充满导热率很高的环氧树脂 (Omegabond 101, Omega Engineering, Stanford, CT) 以确保加热丝和热电偶在固定位置及周围的绝缘环境。热脉冲由稳定的直流电源向中间线性热源提供电流产生。热脉冲探头与数据采集仪和直流电源相连, 数据采集仪自动记录通过热源的电流大小以及热电偶温度随时间的动态变化。

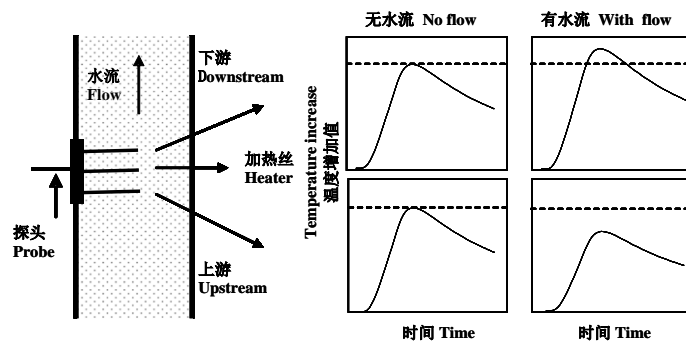


图 1 温度场变化与水流通量关系

Fig. 1 Variation of the temperature field as affected by the soil water flux

热脉冲技术测定土壤温度和热特性的技术已经相当成熟, 详见 Bristow 等^[11]。热脉冲探头垂直插入土壤中, 探头平面平行于水流方向 (图 1)。试验过程中, 直流电源向探头中间加热探针提供一定时长的热脉冲, 热量通过传导和对流由中间加热探针传到上下游温度探针引起温度升高。由于水流产生的热对流破坏了温度场, 导致温度剖面的不对称分布, 下游探针温度的增加值高于上游。因此, 上下游温度-时间变化曲线可反映水流通量信息 (图 1), 根据上下游温度差异与水流通量的关系可间接估算水流通量。

1.2 热脉冲技术估算水流通量的方法

在一个无限大的均匀多孔介质中, 当水流在 x 方向上流动时, 传统的二维热运移方程可写为:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \alpha \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) - V \frac{\partial T}{\partial x} \quad (1)$$

式中, T 表示温度增加值 ($^{\circ}\text{C}$), t 为时间 (s), α 为静态热扩散率 ($\text{m}^2\text{ s}^{-1}$), x 、 y 为空间坐标 (m); V 表示对流热脉冲速率 (m s^{-1}), 描述流动的液相相对于静态多孔介质的热流, 与水流通量线性相关 (Ren 等)^[4]。

$$V = J_w \frac{C_w}{C_b} = \theta_w \frac{C_w}{C_b} \quad (2)$$

式中, J_w 为水通量密度 (m s^{-1}), C_w 为水的体积热容量 ($\text{MJ}^{-1} \text{kg}^{-1} \text{°C}^{-1}$), C_b 为饱和土壤的体积热容量 ($\text{MJ kg}^{-1} \text{°C}^{-1}$), θ 为体积含水量 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), v_w 为孔隙速率 (m s^{-1})。

假设无限长的线性热源平行于 x - y 平面, 坐标为 $(0, 0)$ 时, Ren 等给出了式 (1) 的解析解^[4]:

$$T(x, y, t) = \frac{q}{4\pi\lambda} \int_0^{t_0} s^{-1} \exp\left(-\frac{(x-Vs)^2 + y^2}{4\alpha s}\right) ds \quad 0 < t \leq t_0 \quad (3)$$

$$T(x, y, t) = \frac{q}{4\pi\lambda} \int_{t-t_0}^t s^{-1} \exp\left(-\frac{(x-Vs)^2 + y^2}{4\alpha s}\right) ds \quad t_0 < t \quad (4)$$

式中, λ 为静态热导率 ($\text{W m}^{-1} \text{°C}^{-1}$) ($\lambda = \alpha C_b$), q 为单位长度线性热源在单位时间内释放的热量 (W m^{-1}), t_0 为热脉冲时长 (s), s 为积分变量。

1.2.1 上下游最大无量纲温度差异法 ($MDTD$) 估算水流通量 Ren 等给出了无量纲温差 (DTD) 和水流通量 J_w 的理论关系^[4]:

$$DTD = \frac{4\pi\lambda(T_d - T_u)}{q} \quad (5)$$

式中, T_d 为距热源距离 x_d (m) 时下游探针的温度升高值, T_u 为距热源距离 x_u (m) 时上游探针温度的升高值。热脉冲探头测定过程中, DTD 随时间而变化。如果上下游探针距中间加热探针的距离相等, 那么在时间为 0 时, DTD 等于 0。向中间加热探针施加一定时长热脉冲后, 上下游探针温度逐渐升高, 达到最大值, 然后又逐渐下降为 0。测定过程中 DTD 达到最大值, 即 Ren 等提出的 $MDTD$, 表示为^[4]:

$$MDTD = \int_{t_m - t_0}^{t_m} s^{-1} \left\{ \exp\left[-\frac{(x_d - Vs)^2}{4\alpha s}\right] - \exp\left[-\frac{(x_u + Vs)^2}{4\alpha s}\right] \right\} ds \quad (6)$$

式中, t_m 代表无量纲温度差异达到最大值时的时间^[4]。

当土壤的热特性已知时, 根据式 (6) 可由计算的 $MDTD$ 值和土壤热扩散率确定对流热脉冲速率 V , 然后根据式 (2) 计算 J_w 。这种方法即为估算 J_w 的最大无量纲温差 ($MDTD$) 法。Ren 等的试验结果表明 V 和 $MDTD$ 间几乎为线性关系^[4]。

1.2.2 上下游温度升高的比率法 (T_d/T_u) 估算水流通量 由于 $MDTD$ 法包含复杂的数学积分, 计算起来比较困难, Wang 等提出利用加热丝下游和上游热电偶温度升高的比率作为 J_w 的指示^[12]。他们理论分析表明, 当时间无限延长时, T_d/T_u 值 (上下游温度升高的比率) 接近一常数, 对流热脉冲速率 V 与 $\text{Ln}(T_d/T_u)$ 近似线性相关^[12]:

$$V = \frac{2\alpha}{(x_d + x_u)} \ln \left[\frac{T_d}{T_u} \right] \quad t \rightarrow \infty \quad (7)$$

根据式 (2), J_w 与 $\text{Ln}(T_d/T_u)$ 可写为:

$$J_w = \frac{2\lambda}{(x_d + x_u)C_w} \ln\left(\frac{T_d}{T_u}\right) \quad t \rightarrow \infty \quad (8)$$

式 (7) 表明, T_d/T_u 只是 x_d 、 x_u 、 V 、 α 的函数, 不像 *MDTD* 还依赖于 t_0 、 t_m 和 q , 这种简单的线性关系使比率法估算 J_w 时较 *MDTD* 法简单、明确。

1.2.3 改进的比率法估算水流通量 由式 (8) 可知, Wang 等的比率法估算 J_w 依赖于时间, 但没有明确的取样时间, 需要人为选取时间无穷长时相对稳定的 T_d/T_u 值来估算 J_w ^[12]。Kluitenberg 等对 Wang 等模型进行了改进, 校正了比率法对时间依赖性, 式 (9) 右边第一项和式 (8) 右边项相同, 右边第二项则校正了 T_d/T_u 值对中间时间段的依赖性^[6,12]。

$$J_w = \frac{2\lambda}{(x_d + x_u)C_w} \ln\left(\frac{T_d}{T_u}\right) + \frac{C_b(x_d - x_u)}{2C_w[t - (t_0/2)]} \quad t > t_0/2 \quad (9)$$

1.3 试验装置及测定过程

1.3.1 土柱制作 选取质地不同的 3 种土壤, 利用填装土柱进行室内饱和土壤稳态水流试验, 其中砂土取自河北丰宁, 粉壤土取自河北廊坊, 砂质黏壤土取自山东德州。供试土壤的机械组成、有机质含量以及填装容重列于表 1。

表 1 供试土壤机械组成、有机质含量和填装土柱的容重

Table 1 Particle-size distribution, organic matter content, and bulk density of the tested soils

质地 Texture	颗粒组成 Particle-size distribution			容重 Bulk density (Mg m ⁻³)	有机质 Organic matter (g kg ⁻¹)
	>0.05 mm	0.05~0.002 mm	<0.002 mm		
	————— % —————				
砂土 Sand	90	3	7	1.58	1.92
粉壤土 Silt loam	35	54	11	1.35	4.79
砂质黏壤土 Sandy clay loam	46	22	32	1.32	7.50

土壤样品进行风干、研磨和过筛 (2 mm) 处理后, 与蒸馏水均匀混合至含水量约 0.10 m³ m⁻³, 按预先设定的容重分层装入有机玻璃柱中。填装土柱所用的有机玻璃柱直径 8 cm, 高 35 cm, 利用磨砂机在其内表面打磨 1 mm 磨砂层, 既增加内表面的粗糙度, 又使土壤颗粒和内表面紧密接触, 以减少管壁流^[13]。在土柱盖子中心打直径 4 mm 的孔, 然后分别在离盖子中心 1.35 cm 及 2.7 cm 处均匀打相同的 6 个孔, 用环氧树脂在每个孔上粘接长 5 cm、直径 4 mm 有机玻璃管, 这样有 13 个出水口和进水口均匀分布在土柱上下端, 避免了水流在进水口时的分散和出水口时的集中, 确保水流在整个土柱横截面上均匀流动^[13]。土柱上下端分别加盖子, 盖子和土柱之间设 1.5 cm 厚的反滤层 (用细玻璃珠和 4 层尼龙网)。在土柱一侧 17.5 cm 处横向安装热脉冲探头, 探头形成一个垂直的平面, 平行于水流的方向 (图 2)。探头与有机玻璃柱间的空隙用石蜡填充, 以防止漏水。图 2 为试验装置图, 整个试验在室内恒温条件下 (20 (±1) °C) 进行。

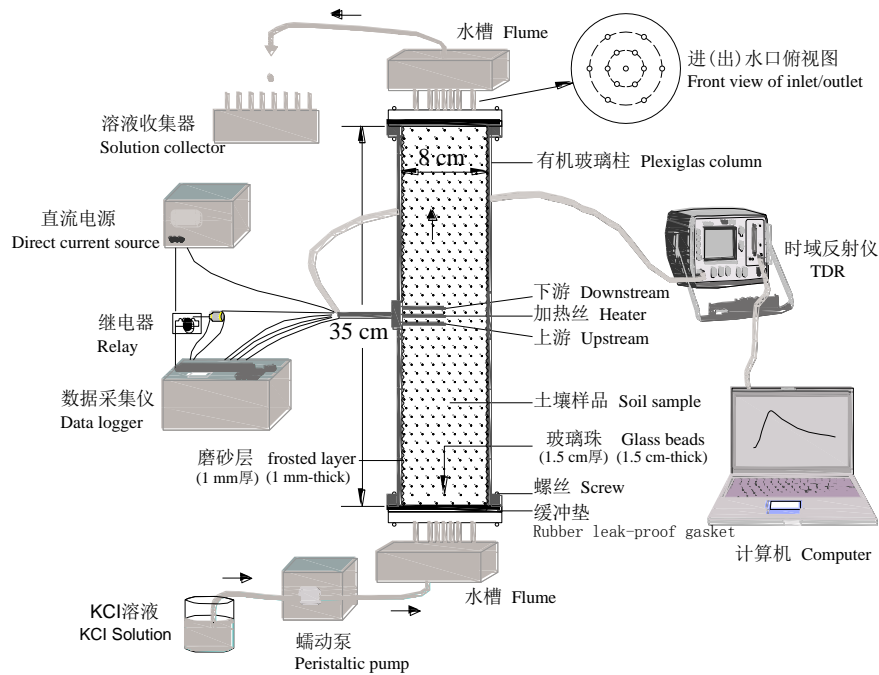


图 2 试验装置示意图

Fig. 2 Experimental setup

1.3.2 以热为示踪剂的一维稳态水流试验 试验开始前, 首先利用马氏瓶从土柱底部供水, 慢慢调节水头以确保土柱完全饱和。土柱饱和 72 h 后, 利用蠕动泵 (型号 DHL-A, 上海电子设备公司) 从土柱底部进水口输入溶液, 水流从下向上运动。手动调节蠕动泵以控制不同的水流量, 当由土柱顶部收集出流液体体积随时间不再变化时, 则视为达到稳态流, 然后利用一直流电源 (型号 HY1791-3s, 中国淮阴电子设备公司) 向中间加热探针提供 15s 的热脉冲, 热通过传导和对流从中间的加热探针向上下游传输, 数据采集仪 (型号 CR23X, Campbell Scientific, Logan, UT, 美国) 以 1s 的间隔自动记录上下游探针热电偶温度随时间的动态变化, 共记录 300 s。同时从水流出口收集出流溶液, 计算单位时间单位面积内出流液的体积变化作为实测的水流量。每个水流速率下热脉冲试验重复 6 次, 测定间隔 60 min。

1.3.3 热脉冲探针间距标定及土壤热特性测定 热脉冲探头中间加热丝与两侧热电偶之间距离的常用校正方法是, 室温 ($20 (\pm 1) ^\circ\text{C}$) 条件下利用热脉冲技术在浓度为 5g L^{-1} 的琼脂溶液中标定, 琼脂的作用是防止加热时水的自然对流。探头间距和土壤热特性是估算水流量量的关键参数, 而且热特性对探头间距极为敏感, 因此, 探头间距的标定误差将严重影响热脉冲技术的测定结果。理论分析和试验结果均表明探头间距的标定误差是影响热脉冲技术测定结果的关键因子^[7,14-16]。探头插入土壤时的左右摆动、土壤饱和过程中的膨胀性及水的流动等等因素, 均会导致探头实际间距偏离原来在琼脂溶液中标定的间距。利用已知的体积热容量, 根据热运移方程的解析解拟合热脉冲技术测定的温度—时间曲线, 可原位获得 Tottori Dune 砂土中热脉冲探头的有效间距^[17-18]。为了准确确定热脉冲探头中间加热丝与两侧热电偶之间的距离, 本研究采用 Mori 等的方法原位校正饱和土柱的热脉

冲探头间距^[17]。本试验中土壤的固相比热 (c_s) 则利用热脉冲技术实测得到^[9-10,19]。实测 c_s 的具体步骤是：土样在 105 °C 下烘干后，填装一定容重 (ρ_b) 的土柱，利用热脉冲技术测定烘干土壤体积热容量 (C)，根据 c_s 与体积热容量和容重的关系式 ($c_s=C/\rho_b$)，计算 c_s 。

水流试验结束后，采用烘干法确定饱和土壤的体积含水量，利用改进的 de Vries 模型计算饱和土壤的体积热容量为^[19]：

$$C_b = \rho_b c_s + \rho_w c_w \theta_s \quad (10)$$

式中， ρ_w (Mg m^{-3}) 和 c_w ($\text{kJ kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$) 分别为水的比重和比热， ρ_w 值为 1 Mg m^{-3} ， c_w 值为 $4.182 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ ， θ_s 为饱和土壤的体积含水量 ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)， ρ_b 为土壤容重 (Mg m^{-3})。

根据饱和土壤的 C_b 及热脉冲技术测定的温度—时间数据，利用非线性技术拟合温度—时间变化过程以获得探头间距、热扩散率及热导率。在 3 种土壤上分别采用不同的探头，所用探头中间加热丝与两侧热电偶之间的间距分别为：砂土， $x_d = 5.70 \text{ mm}$ 、 $x_u = 6.01 \text{ mm}$ ；粉壤土， $x_d = 6.20 \text{ mm}$ 、 $x_u = 6.23 \text{ mm}$ ；砂质黏壤土， $x_d = 6.29 \text{ mm}$ 、 $x_u = 6.36 \text{ mm}$ 。间距为 6 次重复测定的平均值。饱和土壤热特性及标准偏差见表 2。

表 2 土壤固体比热 (c_s)、饱和土柱体积含水量 (θ_s)、静态热扩散率 (α)、容积热容量 (C_b) 及热导率 (λ)

Table 2 Specific heat (c_s) of soil solid, saturated water content (θ_s), thermal diffusivity (α), theoretically calculated heat capacity (C_b) and thermal conductivity (λ)

质地 Texture	c_s ($\text{kJ kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$)	θ_s ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)	C_b ($\text{MJ m}^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$)	α ($10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)	λ ($\text{W m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$)
砂土 Sand	0.80 (0.011) ¹⁾	0.29 (0.003)	2.48 (0.001)	8.14 (0.041)	2.020.010)
粉壤土 Silt loam	0.84 (0.013)	0.46 (0.010)	3.07 (0.011)	5.10 (0.035)	1.56 (0.011)
砂质黏壤土 Sandy clay loam	0.85 (0.016)	0.47 (0.005)	3.08 (0.040)	4.66 (0.048)	1.43 (0.014)

1) 6 次测定值的均值和标准偏差 Means and standard deviations (in parentheses) of six repeated measurements

2 结果分析

2.1 水流通量对热脉冲技术测定的上下游温度变化的影响

不同的水流通量条件下，加热探针上下游温度增加值随时间的动态变化如图 3 所示。对探头中间加热丝持续加入 15s 的热脉冲后上下游温度均升高，达到最高值后又逐渐下降。比较 $J_w > 0$ 和 $J_w = 0$ 时不同土壤的温度—时间曲线可以看出，增加水流通量并没有增加温度信号的波动性，只是下游较上游有更大的温度增加值，上下游温度信号随水流量的增加成比例变化，这是因为对流热传输使得中间加热探针产生的热量以一定的热脉冲速率沿水流方向由上游向下游移动，导致下游温度较上游升高快，上下游温度变化存在差异。因此，上下游温度—时间变化曲线与水流通量密切相关，其他研究者也得出类似的结论^[4-5,8]。由图 3 可以看出，水流通量对温度的响应在温度达到最高时最大，随着时间的增加，温度对水流通量变化的响应逐渐减弱，Ren 等正是根据这一现象提出了估算水流

通量的 MDTD 法^[4]。

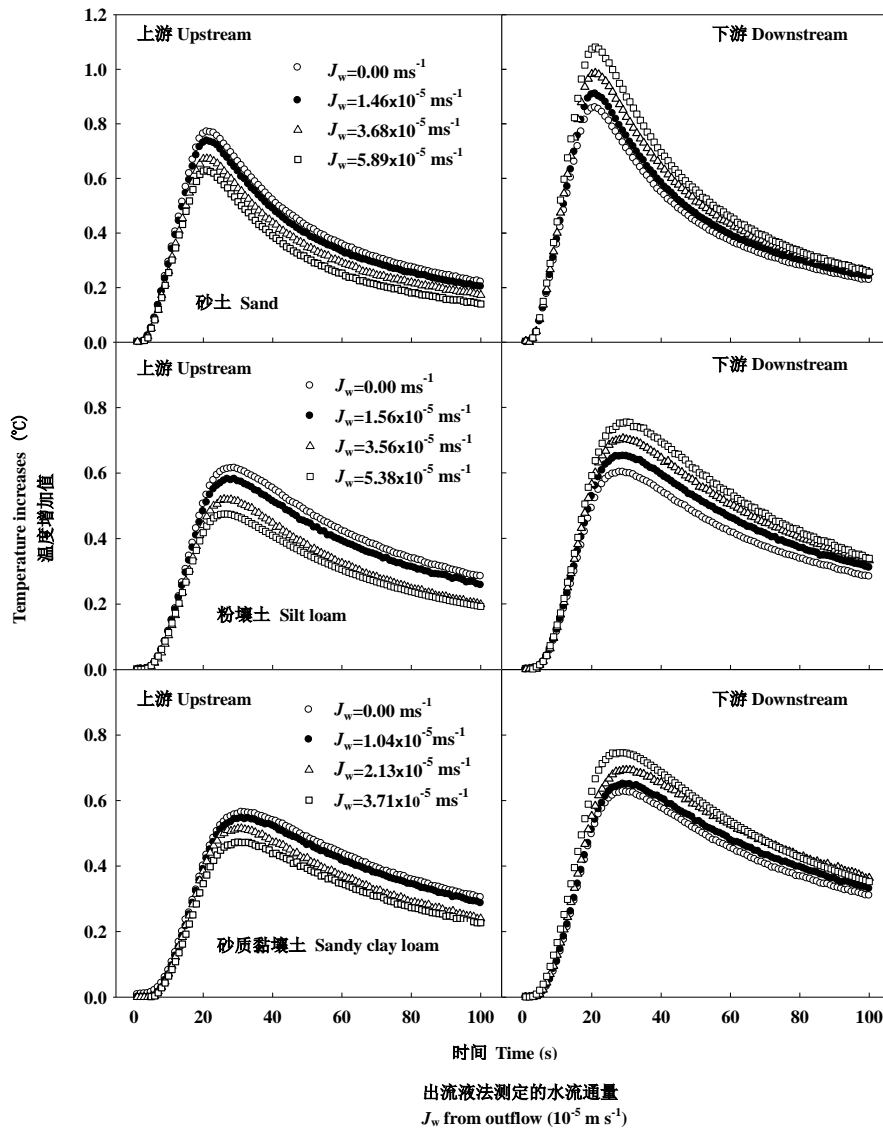


图 3 不同质地土壤上水流量对上下游温度增加值的影响

Fig. 3 Transient temperature increases between the upstream and downstream locations as affected by water fluxes in soils different in texture

水流量接近时，对于不同质地的土壤，温度升高的幅度有一定差异，砂土上下游的温度变化较粉壤土和砂质黏壤土明显（图 3）。这是因为饱和条件下不同土壤的热特性存在差异（表 2），砂土的热扩散率高于粉壤土和砂质黏壤土，导致较多的热量通过传导的方式进行传输，而且砂土的体积热容量最小。由式（2）可知，砂土的对流热传输速率最大，通过对流方式传输的热量也最多。没有热对流时（ $J_w=0$ ），理论上上下游位置处的温度变化应相等，但事实上这两个位置处的温度变化有一定差异，主要是由于上下游位置处探头间距存在一些微小的差异，上游间距大于下游，导致上游的温度变化略低于下游。以上结果表明，热脉冲技术估算水流量以上下游温度变化为基础，同时也要考虑土壤热特性和所用热脉冲探头的实际间距。

2.2 $MDTD$, $\ln(T_d/T_u)$ 与水流通量 (J_w) 的关系

温度—时间变化曲线可反映水流通量信息, 这种关系可转化为 $MDTD$ 和 $\ln(T_d/T_u)$ 与水流通量 J_w 的关系^[4,12]。根据热脉冲技术测定的土壤热特性、上下游的最大温度变化及其他一些必须的参数, 利用式 (5) 可计算出 $MDTD$ 值^[4], 而 $\ln(T_d/T_u)$ 则由温度变化的测定值直接计算。由图 4 可以看出, 3 种土壤 $MDTD$ 和 $\ln(T_d/T_u)$ 均随 J_w 成线性增加, 这也验证了 Ren 等^[4]的试验结果和 Wang 等^[12]的理论分析结果。在本试验研究的水流通量范围内, 质地较粗砂土的 $MDTD$ 和 $\ln(T_d/T_u)$ 值升高较粉壤土快, 砂质黏壤土最慢。相同质地的土壤, $\ln(T_d/T_u)$ 值随水流通量的变化较 $MDTD$ 快, Ochsner 等^[8]和 Gao 等^[5]也得出类似的结果。

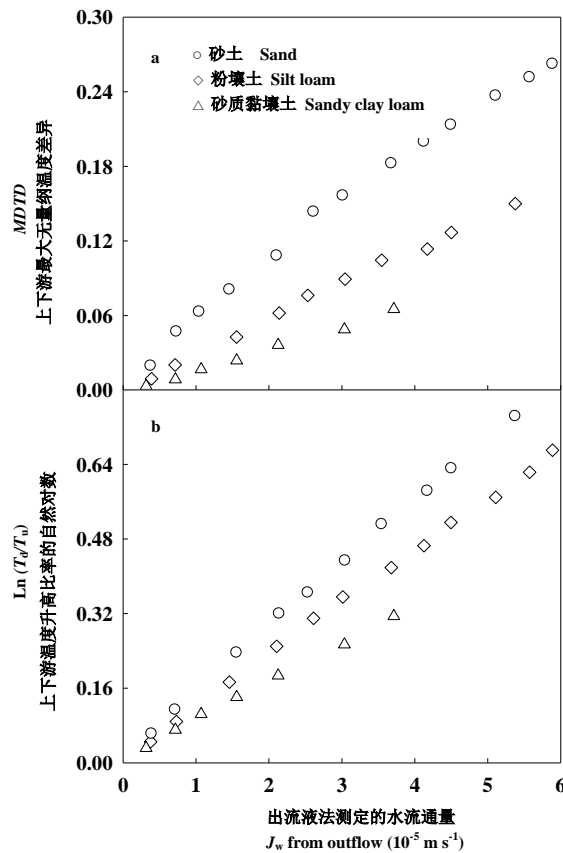


图 4 $MDTD$ (最大无量纲温差) (a) 和 $\ln(T_d/T_u)$ (b) 与水流通量关系

Fig. 4 Relationship of water flux with $MDTD$ (maximum dimensionless temperature difference) (a) and $\ln(T_d/T_u)$ (b)

根据热脉冲技术测定的 $MDTD$ 值 (Ren 等)^[4]及 T_d/T_u 值 (Wang 等)^[12], 利用式 (6) 和 (8) 可间接估算 J_w 。利用 T_d/T_u 法估算 J_w 时, T_d 和 T_u 选取了 85~95s 测定值, 因为该时间段的 T_d/T_u 值相对稳定, 测定过程中数据噪音较少。 $MDTD$ 法和 T_d/T_u 法估算的 J_w 与实测值的比较结果如图 5 所示。3 种土壤上 J_w 估算值与测定值均为明显的线性关系 ($R^2 > 0.99$), 但均低于实测值 (图 5)。 J_w 估算值和测定值的线性回归的斜率、截距以及决定系数 R^2 列于表 3。由表 3 可知, 三种土壤上线性回归的斜率关系为: 砂土 > 粉壤土 > 砂质黏壤土, 但斜率均小于 1。这些结果表明, $MDTD$ 法与 T_d/T_u 法均不同程度低估了 J_w , 而且质地越细, 水流通量越大, 低估的程度越大。

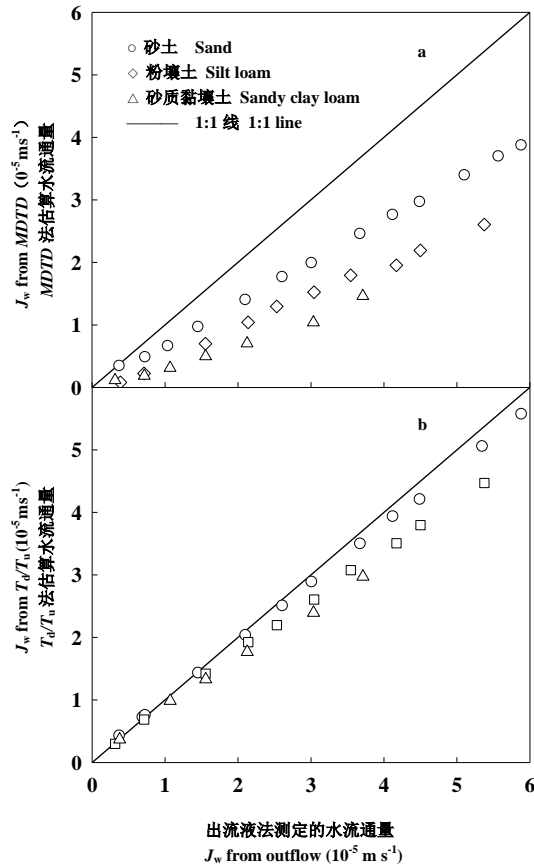


图 5 $MDTD$ (最大无量纲温差) 法 (a) 和 T_d/T_u (比率) 法 (b) 估算水流通量与出流液法测定值的比较
 Fig. 5 Comparison between the measured water flux and the estimated with the $MDTD$ (Maximum dimensionless temperature difference) method (a) and T_d/T_u (ratio) method (b)

均方根误差 RMSE 可反映模型模拟值的准确性, RMSE 值越小, 表明模拟值越接近实测值。由表 3 可知, 对于同一质地的土壤, T_d/T_u 法的 RMSE 值均低于 $MDTD$ 法, 而斜率高于 $MDTD$ 法, 由此可见, T_d/T_u 法估算的 J_w 较 $MDTD$ 法更接近实测值。两种方法的估算结果均表明, 土壤质地越细, RMSE 值越大, 即 J_w 估算值与实测值差异越大。这些结果与 Ren 等^[4]、Ochsner 等^[8]和 Gao 等^[5]相似, 但好于他们的结果。例如, Gao 等试验中玻璃珠、砂壤土和砂质黏壤土上 J_w 估算值与实测值线性回归斜率分别为: 0.925、0.871 和 0.787^[5]。但是由表 3 可知, 本研究中 J_w 估算值与实测值线性回归的斜率较 Gao 等低, 这是因为本试验设置 J_w 的范围 ($0.3 \times 10^{-5} \sim 5.9 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$) 较大, 是 Gao 等设置 J_w 范围的 2 倍^[5]。在相同的 J_w 范围内 ($J_w < 3.0 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$), 砂土、粉壤土和砂质黏壤土的斜率分别为: 0.966、0.881 和 0.803。因此, 本研究中 T_d/T_u 法估算值与实测值的吻合程度较 Gao 等高, 这归因于我们改进的试验装置, 既消除了管壁流又保证了水流在整个土柱的横截面上均匀流动^[5,13]。

表 3 *MDTD*、 T_d/T_u 法和改进 T_d/T_u 法估算的水流通量与实测值的均方根误差 (*RMSE*)、线性回归斜率和决定系数 (R^2)
Table 3 *RMSE*, slopes and determination coefficients (R^2) of measured water fluxes and the estimated with the *MDTD* method, the T_d/T_u method and the modified T_d/T_u method

质地 Texture	<i>MDTD</i> 法 <i>MDTD</i> method			T_d/T_u 法 T_d/T_u method			改进的 T_d/T_u 法 Improved T_d/T_u method		
	斜率 Slope	R^2	均方根误 RMSE (10^{-5} m s^{-1})	斜率 Slope	R^2	均方根误 RMSE (10^{-5} m s^{-1})	斜率 Slope	R^2	均方根误 RMSE (10^{-5} m s^{-1})
	砂土 Sand	0.657	0.999	1.253	0.908	0.999	0.270	0.907	0.999
粉壤土 Silt loam	0.501	0.995	1.647	0.818	0.999	0.484	0.817	0.999	0.488
砂质黏壤土 Sandy clay loam	0.392	0.985	1.368	0.768	0.998	0.404	0.768	0.998	0.416

本研究通过相对误差来评价 *MDTD* 法和 T_d/T_u 法的估算精度。对于砂土，在研究的水流通量范围内，*MDTD* 法估算值和测定值存在较好的一致性，低估 J_w 在 35% 以内；对于粉壤土和砂质黏壤土，*MDTD* 法预测值和测定值的偏差分别超过 28% 和 42%。而对于 T_d/T_u 法，在砂土上当 $J_w < 3 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ 时，误差 $< 4\%$ ，即使在高 J_w ($> 3.0 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$) 时，误差也不超过 10%；但对于粉壤土和砂质黏壤土， J_w 越高， T_d/T_u 法低估程度越大。例如，对于粉壤土，当 $J_w > 2.14 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ ，误差在 10% ~ 17%；对于砂质黏壤土，当 $J_w > 1.56 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ ，误差在 14% ~ 20% 之间。这些结果再一次证明了前面的结果，与 *MDTD* 法相比， T_d/T_u 法估算 J_w 的精度较高，在质地较粗的砂土上可以较准确地估算 J_w 。由于 T_d/T_u 法消除了 *MDTD* 法计算过程中数值积分带来的误差，同时利用 85~95s 的 10 个数据点的均值来计算减小了仪器测定带来的误差，而 *MDTD* 法只用单个数据点来计算 J_w 。以上分析结果表明， T_d/T_u 法估算 J_w 较 *MDTD* 法具有较高的精度，而且避免了复杂的数学积分，计算较简单，需要的参数相对较少。

2.3 T_d/T_u 法与改进的 T_d/T_u 法估算水流通量的比较

尽管 T_d/T_u 法估算 J_w 的精度较 *MDTD* 法高，但随着 J_w 的增加、土壤质地的变细，误差也随之增大。Wang 等的 T_d/T_u 法估算 J_w 以 T_d/T_u 值为基础，其理论分析表明 T_d/T_u 值依赖于时间，随着 $t \rightarrow \infty$ ($x_d \neq x_u$)， T_d/T_u 值为常数^[12]。但事实上， T_d/T_u 值随着时间的变化，波动性很强。前人研究结果表明， T_d/T_u 值在 50s $< t < 60$ s (Mori 等)^[17] 和 40s $< t < 50$ s (Ochsner 等)^[8] 达到一个相对稳定值。针对 Wang 等的 T_d/T_u 法估算 J_w 时对时间的依赖性，Kluitenberg 等对 Wang 等模型进行了改进，在其模型中增加一项校正 T_d/T_u 法对中间时间段的依赖性，其举例验证改进的 T_d/T_u 法较 T_d/T_u 法较准确地估算 J_w ，但没有通过试验来进一步分析改进的 T_d/T_u 法估算 J_w 的精度^[6,12]。本试验条件下， T_d/T_u 法估算 J_w 与改进的 T_d/T_u 法估算 J_w 的比较结果见图 6。由图 6 中可以看出，两种方法估算 J_w 的结果非常接近，数据点几乎分布在 1:1 线上。 J_w 估算值与出流液测定值的 *RMSE* 见表 3，采用 T_d/T_u 法，砂土、粉壤土和砂质黏壤土的 *RMSE* 分别为： 0.270×10^{-5} 、 0.484×10^{-5} 和 $0.404 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ ；而采用改进的 T_d/T_u 法相应的 *RMSE* 值则分别为： 0.360×10^{-5} 、 0.488×10^{-5} 和 $0.416 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ 。以上结果表明，土壤质地越细

RMSE 值越大, 即土壤质地越细 J_w 估算值与实际测定值的差异越大, 但对于同一质地土壤, 改进的 T_d/T_u 法的 RMSE 值略大于 T_d/T_u 法。由此可见, 在本试验条件下, 与 T_d/T_u 法相比, 采用改进的 T_d/T_u 法估算 J_w 的精度并没有提高, 这与 Kluitenberg 等^[6]结果相反。可能的原因在于本研究 3 种土壤所用探头上游间距均大于下游, 导致改进的 T_d/T_u 法较 T_d/T_u 法方程中多增加的一项为负值, 而 T_d/T_u 法本身又低估了 J_w , 由式 (9) 可知, 改进 T_d/T_u 法估算的 J_w 较 T_d/T_u 法更加偏离实测值。但如果试验中所用探头下游间距大于上游, 则式 (9) 右边第二项为正值, 该条件下改进的 T_d/T_u 法估算的 J_w 较 T_d/T_u 法更接近实测值, 其估算 J_w 的精度将会提高。由表 3 还可以看出, 两种方法估算的 RMSE 值在砂土上相差最大, 粉壤土和黏壤土上差异相对较小, 这是由于砂土上下游探针的间距差异较大, 导致砂土上式 (9) 右边第二项负值较小, 而粉壤土和黏壤土上下游探头的间距比较接近, 式 (9) 右边第二项负值较大, 因此, 砂土上改进的 T_d/T_u 法估算 J_w 的误差较粉壤土和砂质黏壤土大。

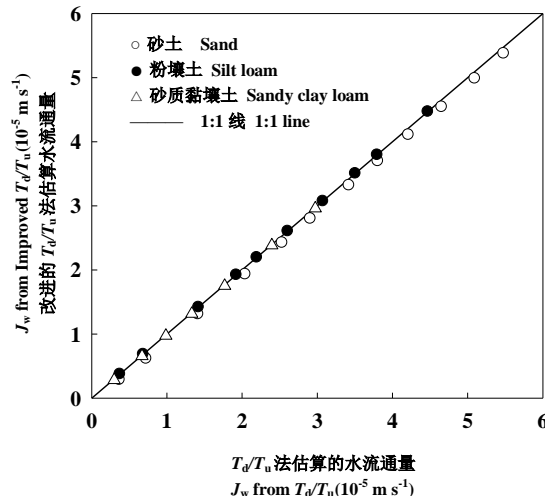


图 6 T_d/T_u 法与改进的 T_d/T_u 法水流通量估算值的比较

Fig. 6 Comparison between the T_d/T_u method and the modified T_d/T_u method in estimation of water flux

3 结论与讨论

本研究在室内饱和水流条件下, $J_w < 6.0 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ 时, 对热脉冲技术估算 J_w 的不同方法进行了评价。 $MDTD$ 法、 T_d/T_u 法与改进的 T_d/T_u 法估算的 J_w 与实测值存在很好的线性关系 ($R^2 > 0.99$), 其中 T_d/T_u 法估算 J_w 精度最高, 而且计算简单, 需要的参数相对较少。对于质地较粗的砂土, $J_w < 3.0 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ 时, T_d/T_u 法估算 J_w 与实测值很接近, 估算误差控制在 4% 以内。Mori 等对 Tottori Dune 砂土的研究结果也表明, 在 J_w 为 $1.11 \times 10^{-5} \sim 11.11 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ 时, 热脉冲技术能够较准确估算 J_w ^[17-18]。然而随着 J_w 的增加, 尤其是质地较细的粉壤土和砂质黏壤土, J_w 分别大于 $2.14 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ 和 $1.56 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ 时, J_w 估算值仍严重低于出液法测定值, 其估算误差达到 20%。在热脉冲技术的应用当中, 对于质地较粗的砂土热脉冲技术估算 J_w 的误差较小, 或许不需要经验校正, 但对于质地较细的壤土和黏土要想获得较准确的土壤水流通量必须进行经验校正。

在解释热脉冲技术低估 J_w 的原因方面, 许多研究者还存在分歧。热脉冲技术低估水流通量的原因可能在于理论的假设或试验条件的限制, 仍需要进一步的研究。如在热传输方程中没有考虑热探

针的有限长度和直径,水在土壤颗粒和探针周围是三维流动,而在热传输方程中只考虑一维水流,等等。Hopmans 等通过逆模型分析 Ren 等的 *MDTD* 法低估水流通量的原因,其理论结果表明热脉冲技术低估水流通量的原因在于传统的热传导-对流方程中忽略土壤中热弥散及探头几何尺度的影响,其数值模拟结果表明,只要在热传导-对流方程中引入热弥散,即使在高水流速率 ($1.2 \times 10^{-5} \sim 1.2 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$) 的条件下,也能够提供精确的土壤水流通量测定^[20]。Ochsner 等研究表明,增加热传导-对流方程传导项(增加热传导相当于增加热弥散)不能很好地解释热脉冲技术估算水流通量与实测值之间的差异,而减小热传导-对流方程中的对流项能很好地解释水流通量测定值与估算值之间的差异^[8]。Gao 等在相对较小的水流速率范围内指出,管壁流的存在影响了水流通量的估算精度,消除管壁效应热脉冲比率法估算水流通量的误差控制在 5% 以内,热弥散对水流通量的影响不予考虑,他们提出的管壁流定量化解释了 Ochsner 等“减小对流的理论”^[5]。而我们的试验结果表明,在相对较大的水流速率情况下(例如,粉壤土 $J_w > 2.14 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ 时,砂质黏壤土 $J_w > 1.56 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ 时),即使消除了管壁流,若不考虑热弥散的作用,利用热脉冲技术估算 J_w 的误差还是比较大的。因此,在以后的研究中应考虑探头间距带来的误差、探头几何尺寸及热特性的影响等因素,同时也要从理论上分析及试验中验证热弥散是否对热脉冲技术估算 J_w 有影响。

参考文献

- [1] Byrne G F, Drummond J E, Rose C W. A sensor for water flux in soil. "Point source" instrument. *Water Resour Res*, 1967, 3:1 073-1 078
- [2] Byrne G F, Drummond J E, Rose C W. A sensor for water flux in soil. 2. "Line source instrument". *Water Resour Res*, 1968, 4:607-611
- [3] Ren T S, Noborio K, Horton R. Measurements of soil water content, electrical conductivity and thermal properties with a thermal-TDR probe. *Soil Sci Soc Am J*, 1999, 63:450-457
- [4] Ren T S, Kluitenberg G J, Horton R. Determining soil water flux and pore water velocity by a heat pulse technique. *Soil Sci Soc Am J*, 2000, 64:552-560
- [5] Gao J Y, Ren T S, Gong Y S. Correcting wall flow effect improves the heat-pulse technique for determining water flux in saturated soils. *Soil Sci Soc Am J*, 2006, 70(3):711-717
- [6] Kluitenberg G J, Ochsner T E, Horton R. Improved analysis of heat pulse signals for soil water flux determination. *Soil Sci Soc Am J*, 2007, 71(1):53-55
- [7] Liu X N, Ren T S, Horton R. Determination of soil bulk density with thermo-time domain reflectometry sensors. *Soil Sci Soc Am J*, 2008, 72(4):1 000-1 005
- [8] Ochsner T E, Horton R, Kluitenberg G J, et al. Evaluation of the heat pulse ratio method for measuring soil water flux. *Soil Sci Soc Am J*, 2005, 69(3):757-765
- [9] 任图生, 邵明安, 巨兆强, 等. 利用热脉冲-时域反射技术测定土壤水热动态和物理参数 I. 原理. *土壤学报*, 2004, 41(2):225-229. Ren T S, Shao M N, Ju Z Q, et al. Measurement of soil physical properties with thermo-time domain reflectometry I. Theory (In Chinese). *Acta Pedologica Sinica*, 2004, 41(2):225-229
- [10] 任图生, 邵明安, 巨兆强. 利用热脉冲-时域反射技术测定土壤水热动态和物理参数 II. 应用. *土壤学报*, 2004, 41(4):523-529. Ren T S, Shao M N, Ju Z Q, et al. Measurement of soil physical properties with thermo-time domain reflectometry II. Application (In Chinese). *Acta Pedologica Sinica*, 2004, 41(4):523-529
- [11] Bristow K L, Kluitenberg G J, Horton R. Measurement of soil thermal properties with a dual-probe heat-pulse technique. *Soil Sci Soc Am J*, 1994, 58(5):1 288-1 294

- [12] Wang Q J, Ochsner T E, Horton R. Mathematical analysis of heat pulse signals for soil water flux determination. *Water Resour Res*, 2002, 38(6): 27-1 to 27-7
- [13] Lu X R, Ren T S, Gong Y S. Experimental investigation of thermal dispersion in saturated soils with one dimensional water flow. *Soil Sci Soc Am J*, 2009, 73(6):1 912-1 920
- [14] Ham J M, Benson E J. On the construction and calibration of the Dual-probe heat capacity sensors. *Soil Sci Soc Am J*, 2004, 68(4):1 185-1 190
- [15] Kluitenberg G J, Ham J M, Bristow K L. Error analysis of the heat pulse method for measuring soil volumetric heat capacity. *Soil Sci Soc Am J*, 1993, 57(6):1 444-1 451
- [16] Ren T S, Ochsner T E, Horton R. Heat-pulse method for soil water content measurement: Influence of the specific heat of soil solids. *Soil Sci Soc Am J*, 2003, 67(6):1 631-1 634
- [17] Mori Y, Hopmans J W, Mortensen A P, et al. Multi-functional heat pulse probe for the simultaneous measurement of soil water content, solute concentration, and heat transport parameters. *Vadose Zone Journal*, 2003, 2(4):561-571
- [18] Mori Y, Hopmans J W, Mortensen A P, et al. Estimation of vadose zone water flux from multi-functional heat pulse probe measurements. *Soil Sci Soc Am J*, 2005, 69(3):599-606
- [19] Campbell G S, Calissendorff C, Williams J H. Probe for measuring soil specific heat using a heat-pulse method. *Soil Sci Soc Am J*, 1991, 55(1):291-293
- [20] Hopmans J W, Šimunek J, Bristow K L. Indirect estimation of soil thermal properties and water flux using heat pulse probe measurements: Geometry and dispersion effects. *Water Resour Res*, 2002, 38(1):7-1 to 7-13

ESTIMATION OF SOIL WATER FLUX WITH HEAT PULSE TECHNIQUE

Lu Xinrui¹ Gong Yuanshi^{2†}

(1 *Northeast Institute of Geography and Agroecology, Chinese Academy of Sciences, Changchun 130012, China*)

(2 *Department of Soil and Water, China Agric. Univ, Beijing 100193, China*)

Abstract Soil water flux (J_w) is an important hydrological parameter which determines soil infiltration, runoff and solute transport, yet no corresponding practical techniques are available for its real-time measurement in situ. In this study, heat-pulse measurements were performed of deferent water fluxes in packed soil columns different in texture. Based on temperature changes between upstream and downstream locations from the heat-pulse probe, water flux was then calculated with the *MDTD* method (maximum dimensionless temperature increase difference), and the T_d/T_u method (ratio of temperature changes between downstream and upstream positions), and a modified T_d/T_u method along other known parameters. Results indicated that strong linear relationships ($R^2 > 0.99$) existed between the estimated and the measured water fluxes (up to $6 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$). Though, the three methods all down-estimated, however, the T_d/T_u method was highest precise and simplest in calculation, and needed the least number of additional parameters. In coarse sand, the T_d/T_u method was relatively more accurate in estimation of J_w , yet in fine sandy clay loam, especially when J_w was greater, obvious discrepancies were observed between the estimated and the measured, reaching 20%. Besides, the reason of underestimation of J_w with the heat-pulse technique is explored and presented as a basis for further development of the heat-pulse technique.

Key words Water flux; Heat pulse technique; Heat transfer